

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

# DOMÈNE

par

J.C. BARFÉTY, M. GIDON, R.P. MÉNOT  
F. DEBON

MINISTÈRE DE LA RECHERCHE  
ET MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,  
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE  
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE**

*Président* J. MERCIER

*Vice-Président* P. LEDRU

*Secrétaire Général* D. VASLET

*Membres* J.P. BRUN  
J. CHANTRAINE  
J. DUBREUILH  
P. GUENNOC  
F. GUILLOCHEAU  
P. JUIGNET  
J.M. LARDEAUX  
P. ROSSI

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
DOMÈNE À 1/50 000**

**par**

**J.C. BARFÉTY, M. GIDON, R.P. MÉNOT, F. DEBON**

**avec la collaboration de  
A. PÊCHER, S. GUILLOT, J.C. FOURNEAUX,  
J.F. GAMOND, R. MOUTERDE**

**2ème édition**

**2000**

**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* : BARFÉTY J.C., MÉNOT R.P., GIDON M., DEBON F., avec la collaboration de PÊCHER A., GUILLOT S., FOURNEAUX J.C., GAMOND J.F., MOUTERDE R. (2000) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Domène (773). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. Barfèty et al. (2000), 187 p.

– *pour la notice* : BARFÉTY J.C., GIDON M., MÉNOT R.P., DEBON F., avec la collaboration de PÊCHER A., GUILLOT S., FOURNEAUX J.C., GAMOND J.F., MOUTERDE R. (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Domène (773). Orléans : BRGM, 187 p. Carte géologique par J.C. Barfèty et al. (2000).

© BRGM, 2000. 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 : 2-7159-1773-2

## SOMMAIRE

	<b>Pages</b>
<b>RÉSUMÉ – ABSTRACT</b>	7-9
<b>INTRODUCTION</b>	13
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	13
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE - APPORTS NOUVEAUX</i>	18
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	22
<i>TERRAINS PALÉOZOÏQUES</i>	22
ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES (Précambrien à Carbonifère inférieur)	22
ROCHES PLUTONIQUES - GRANITOÏDES (Viséen)	47
ROCHES SÉDIMENTAIRES (HOULLER ET PERMIEN)	66
<i>TERRAINS MÉSOZOÏQUES</i>	71
<i>ROCHES FILONIENNES (non granitiques)</i>	94
<i>TERRAINS QUATERNAIRES</i>	95
<b>DONNÉES STRUCTURALES</b>	109
<i>MASSIF DE LA CHARTREUSE</i>	109
<i>GRÉSIVAUDAN</i>	131
<i>CONTREFORTS OCCIDENTAUX DU MASSIF DE BELLEDONNE</i>	131
<i>MASSIF CRISTALLIN DE BELLEDONNE</i>	141
<i>REVERS ORIENTAL DU MASSIF DE BELLEDONNE</i>	147
<b>ÉVOLUTIONS TECTONIQUE ET GÉODYNAMIQUE</b>	
<b>ANTÉ-ALPINE ET ALPINE (HISTOIRE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE)</b>	148
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE ANTÉ-ALPINE</i>	148
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE ALPINE</i>	154
<b>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE - GÉOMORPHOLOGIE ET GLACIATIONS</b>	159
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	162
<i>RISQUES NATURELS ET GÉOTECHNIQUE</i>	162
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	163
<i>MATÉRIAUX ET MINES</i>	165

<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	169
<i>AMÉNAGEMENT HYDROÉLECTRIQUE DE LA VALLÉE DE L'EAU D'OLLE</i>	169
<i>SONDAGES EDF DU COL DES MOUILLES ET DE FREYDIÈRES</i>	173
<i>SONDAGE IPSN DE MONTBONNOT</i>	173
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	174
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	175
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	186
<b>AUTEURS</b>	186

### LISTE DES FIGURES

	<b>Pages</b>
Fig. 1 - Régions naturelles et entités géologiques	14
Fig. 2 - Alpes franco-italiennes, grandes unités structurales. Situation de la feuille Domène à 1/50 000	hors-texte
Fig. 3 - Les trois plutons granitiques du domaine nord-oriental du massif de Belledonne : Sept Laux, Saint-Colomban-des-Villards, la Lauzière (d'après Vivier et <i>al.</i> , 1987, modifié)	48
Fig. 4 - Localisation des échantillons (61) prélevés pour analyse chimique dans le pluton des Sept Laux (56) et les filons associés à son encaissant oriental (5)	50
Fig. 5 - Carte géologique des vaugnérites et granites associés de la Belle Étoile (d'après Lacheney, 1995, modifié)	52
Fig. 6 - Distribution des principaux faciès du pluton des Sept Laux dans les diagrammes QP, AB, QBF et Mg*B (La Roche 1964 ; Debon et Le Fort, 1988)	54-55
Fig. 7 - Spectres des compositions en terres rares des principaux faciès du pluton des Sept Laux. Valeurs normalisées aux teneurs chondritiques de N.M. Evensen et <i>al.</i> (1978)	58
Fig. 8 - Le Néocomien de Chartreuse : variations latérales, notations utilisées sur la feuille Domène et essai de corrélations avec les coupes de la feuille Grenoble	84
Fig. 9 - Englacement au maximum d'extension du Würm II	98
Fig. 10 - Schéma structural détaillé de la partie de la Chartreuse appartenant à la feuille Domène et nomenclature des accidents	hors-texte
Fig. 11 - Cinq coupes d'ensemble du massif de la Chartreuse sur le territoire de la feuille Domène	108

Fig. 12 - Schéma interprétatif montrant les trois étapes de déformation qui ont dû se superposer pour aboutir à la structure de l'anticlinal de Perquelin	110
Fig. 13 - Schéma cartographique théorique résumant le processus de pivotement régional invoqué pour rendre compte des variations d'azimuts des décrochements et axes de plis à l'échelle du massif de la Chartreuse	112
Fig. 14 - Coupes aux confins de la Chartreuse médiane et de la Chartreuse orientale, à l'extrémité nord de la feuille Domène (rive droite du Guiers Mort)	116
Fig. 15 - Coupe du secteur de Canaple, au Sud du Charmant Som	117
Fig. 16 - Quatre coupes schématiques à travers la Chartreuse médiane, dans le secteur du Charmant Som	118
Fig. 17 - Coupes au travers de l'anticlinal de Perquelin, entre le Roc d'Arguille (Nord-Ouest du col des Ayes) et le Grésivaudan (Saint-Ismier)	120-121
Fig. 18 - Coupes simplifiées des chaînons de la Scia et de la Dent de Crolles (Gidon, 1992)	124
Fig. 19 - Carte schématique du réseau de failles du massif de la Dent de Crolles	125
Fig. 20 - Trois coupes géologiques transversales au chaînon de la Dent de Crolles	126
Fig. 21 - Origine de la disposition actuelle des failles longitudinales du chaînon de la Dent de Crolles	128
Fig. 22 - Détails structuraux des abords sud-ouest du sommet du Charmant Som	129
Fig. 23 - Géométrie et origine de la faille du Grand Poyat (versant ouest du Charmant Som)	130
Fig. 24 - Carte structurale schématique des Collines bordières, au Nord d'Uriage (Est et Nord-Est de Grenoble) (Barfèty et Gidon, 1996, modifié)	hors-texte
Fig. 25 - Coupes sériées dans les Collines bordières septentrionales (Barfèty et Gidon, 1996)	hors-texte
Fig. 26 - Coupes sériées dans le massif de Belledonne	hors-texte
Fig. 27 - Carte des éléments structuraux du granite des Sept Laux et de son encaissant métamorphique (« Rameau interne » de Belledonne)	140
Fig. 28 - Foliation dans le granite des Sept Laux (508 mesures). Meilleur pôle calculé sur l'ensemble des mesures : 28 E 80	146
Fig. 29 - Situation des ouvrages du barrage de Grand-Maison (doc. EDF)	168
Fig. 30 - Barrage de Grand-Maison. Coupe transversale (doc. EDF)	170-171

## LISTE DES TABLEAUX

- Tabl. 1 - Composition chimique et minéralogique moyenne des différents faciès du pluton des Sept Laux 56-57
- Tabl. 2 - Composition chimique et minéralogique moyenne de granitoïde en filons ( $\gamma^{4-5}$ ) dans l'encaissant du pluton des Sept Laux 67



## RÉSUMÉ

La feuille Domène est la première réédition d'une feuille alpine depuis la création du Comité de lecture de la Carte géologique de France (la feuille Grenoble a été rééditée en 1978), située immédiatement à l'ENE de Grenoble, à l'entrée du sillon subalpin ; elle englobe, d'Ouest en Est, une grande partie du massif de la Chartreuse, la plaine de l'Isère, du massif de Belledonne, ainsi que l'extrémité du bassin de Bourg-d'Oisans (col du Sabot). Elle correspond tout entière à la zone dauphinoise ou zone externe des Alpes françaises.

Les levés ont été refaits à l'échelle du 1/10 000 et ont permis de modifier ou de renouveler largement les connaissances de la région par rapport à la première édition.

La **Chartreuse**, divisée en trois unités (par des chevauchements), occidentale, médiane et orientale, est surtout représentée par sa partie orientale dont le chevauchement sur la molasse miocène de la zone médiane traverse toute la feuille du Nord-Est au Sud-Ouest ; cette limite tectonique est aussi une limite paléogéographique entre le domaine jurassien à l'Ouest (plate-forme récifale ou périrécifale) et le domaine alpin à l'Est (talus terrigène), surtout marquée au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur. La stratigraphie de ces époques a été largement précisée ainsi que la paléotectonique : une phase de distension apparaît à l'Aptien supérieur. La tectonique en compression se déroule du Crétacé supérieur au Miocène final avec une rémission à l'Éocène-Oligocène durant laquelle la région émerge ; une période d'aplanissement, rehaussant le massif d'un millier de mètres, apparaît ensuite.

Le **Grésivaudan**, large et profonde plaine alluviale, a bénéficié pour la première fois d'un sondage profond (564 m) qui a touché le substratum rocheux (Bajocien inférieur) à -536 m et a traversé un remplissage d'argiles lacustres très épais (420 m), d'âge probablement würmien. Cette vallée, orientée parallèlement aux directions structurales des massifs qui l'encadrent est surtout due à l'érosion des Terres noires jurassiques.

Les contreforts de Belledonne ou « **balcon de Belledonne** » correspondent à une couverture allant du Trias au Jurassique moyen, mais l'essentiel est fait de Bajocien formant les **Collines bordières**, dominant le Grésivaudan. Des plis et chevauchements avec développement de larges flancs inverses ont été mis en évidence, dont les axes et les directions sont remarquablement parallèles et en conformité avec ceux de la Chartreuse, d'où une grande continuité structurale entre les deux bords du « Sillon subalpin ».

Le rebord sédimentaire du socle de Belledonne (Trias-Lias) est découpé en écaïlles où se trouvent impliqués Cristallin, Houiller et Permien ; les accidents correspondants prolongent ceux du socle (Accident médian). Ce style tectonique paraît peu compatible avec un chevauchement de socle et avec un décollement généralisé de sa couverture.

Les **massifs cristallins externes** sont représentés par une partie des massifs de Belledonne et d'Alleverd qui comportent des ensembles cristallophylliens recoupés par un pluton granitique.

Dans le **socle cristallophyllien**, les leviers confirment l'existence de deux domaines lithotectoniques juxtaposés par l'accident tardivarisque du Rivier d'Allemont-Belle Étoile : les domaines de Belledonne Sud-Ouest et de Belledonne Nord-Est, dont les histoires tectono-métamorphiques sont symptomatiques, respectivement, des zones externe et interne de la chaîne varisque :

• **Domaine sud-ouest :**

- mise en évidence d'un édifice de nappes varisques associant des unités tectoniques dévono-carbonifères et une unité cambro-ordovicienne reposant sur un autochtone relatif d'âge paléozoïque inférieur probable (formation d'Allemont) ;
- les unités dévono-carbonifères, leptynites et leptyno-amphibolites, sont directement corrélables aux formations de Rioupéroux et du Taillefer (feuille Vizille) ;
- l'extension de l'Ophiolite de Chamrousse a été reconnue vers l'Est avec les formations amphibolitiques du Ferrouillet qui présentent des caractéristiques chimiques et tectoniques identiques avec, en particulier, la présence de reliques d'une tectonique pré-orogénique, intra-océanique.

On dispose ainsi d'un schéma tectonique cohérent couvrant l'ensemble de Belledonne Sud-Ouest, entre l'Accident médian et l'accident de la Belle Étoile, incluant le massif du Taillefer (feuilles Domène et Vizille). Ce schéma a été complété par la mise en évidence d'une importante tectonique en extension d'âge carbonifère supérieur perceptible depuis les niveaux les plus superficiels (bassins houillers) jusqu'aux domaines profonds (anatexites d'Allemont). Un tel schéma confirme l'originalité du domaine de Belledonne Sud-Ouest au sein des massifs cristallins externes alpins.

• **Domaine nord-est :**

- la datation de granites crustaux à la limite Cambrien-Ordovicien (orthogneiss à  $489 \pm 22$  Ma) intrusifs dans les gneiss et amphibolites du Rissiou confirme la nature intraplaque du protolite des amphibolites ;

- des reliques éclogitiques ont été décrites dans les amphibolites du Rissiou, ce qui vérifie leur analogie avec les méta-éclogites mieux préservées des massifs septentrionaux (Beaufortin, Aiguilles Rouges) ;
- l'étude structurale détaillée du granite des Sept Laux, mis en place dans un contexte en transpression permet de caractériser et de caler chronologiquement l'évolution tardive des séries encaissantes.

Ces données témoignent de la continuité lithologique et tectono-métamorphique du domaine de Belledonne Nord-Est avec les massifs cristallins externes (Aiguilles Rouges, mont Blanc, Pelvoux ...).

Les **roches plutoniques** non métamorphiques de la feuille Domène sont représentées par des granitoïdes syncinématiques tardi-varisques (Viséen), intrusifs au sein des formations gneissiques du domaine nord-oriental de Belledonne. Elles correspondent à la partie méridionale du pluton ou granite des Sept Laux ainsi qu'à de puissants filons localisés dans son encaissant oriental. Le granite des Sept Laux ( $335 \pm 13$  Ma) forme un étroit ruban allongé parallèlement aux grandes structures régionales (N10 à N35°E), déversé vers l'Ouest. Sa limite occidentale est tectonique. Il est principalement composé de monzogranites clairs, de granulométrie variable, foliés, à biotite, distribués selon un modèle zoné concentrique à deux zones :  
- *une zone externe*, très hétérogène, riche en enclaves de gneiss et roches ignées basiques (vaugnérites, durbachites, etc.) ;  
- *une zone interne*, où prédomine un monzogranite à grain moyen, très homogène, mis en place postérieurement aux granitoïdes de la zone externe.

Granitoïdes et roches basiques forment une association magmatique sub-alkaline et magnésienne. Les filons de l'encaissant oriental, concordants en grand avec la foliation régionale, peuvent atteindre plusieurs kilomètres de long et une puissance décamétrique. Il s'agit principalement de trondhjémites et leucogranodiorites, foliées, à biotite et, parfois, muscovite.

## ABSTRACT

The Domène sheet is the first Alpine geological map to be republished since the creation of the Geological Map of France Reading Committee (a new edition of the Grenoble sheet was published in 1978). The map area, located directly east-northeast of Grenoble at the entrance to the Sub-Alpine trench, comprises, from west to east, a major part of the Chartreuse massif, the Isère plain, the Belledonne massif, and the edge of the Bourg-d'Oisans basin (Sabot pass). It corresponds to the Dauphiné zone or the external zone of the French Alps.

New fieldwork at 1:10,000 scale has modified and considerably refined our knowledge of the region since the publication of the first version.

The **Chartreuse massif**, divided into three units (western, central and eastern) by thrusts, is represented mainly by its eastern part whose overthrust onto Miocene molasse of the central unit crosses the entire map area from northeast to southwest. This tectonic boundary is also a paleogeographic boundary between the Jurassian domain to the west (reef or perireef shelf) and the Alpine domain to the east (terrigenous talus), particularly marked for the Late Jurassic and Early Cretaceous. The stratigraphy of these epochs has been substantially clarified, as has the paleotectonism that began with an extensional phase during the Late Aptian. Compressive tectonism occurred from the Late Cretaceous to the end Miocene, although with subdued activity during the Eocene-Oligocene when the region was became emerged, followed by a period of denudation with uplift of the massif by around 1000 m.

A deep borehole (564 m) was put down for the first time in the broad deep alluvial **Grésivaudan plain**; it reached the Early Bajocian rock substratum at -536 m after intersecting very thick fill (420 m) of lacustrine clays, probably Würmian in age. This valley, lying parallel to the structural trend of the surrounding massifs, results mainly from erosion of the Jurassic "Terres Noires".

The **Belledonne buttress**, or "balcony", corresponds to cover rocks of essentially Bajocian age, although ranging from Triassic to Middle Jurassic, that overlook the Grésivaudan plain. Folds and thrusts have been demonstrated, along with the development of large overturned limbs; their axes and directions are remarkably parallel to and conformable with those of the Chartreuse massif, hence the marked structural continuity between the two sides of the Sub-Alpine trench.

The sedimentary rim of the Belledonne massif (Triassic-Lias) has been cut into slices that incorporate basement, coal basin (Stephanian) and Permian elements; the corresponding faults mark a continuation of the basement faults (Central Fault). This tectonic style is not particularly compatible with basement thrusting and widespread décollement of its cover.

The external crystalline massifs are represented by part of the Belledonne and Alleverd massifs, made up of foliated metamorphic rocks intruded by a granite pluton.

Fieldwork in the foliated **metamorphic basement** has confirmed the presence of two lithotectonic domains juxtaposed by the Late Variscan Rivier d'Allemont - Belle Étoile Fault; namely the southwestern and northeastern Belledonne domains whose tectono-metamorphic histories are symptomatic, respectively, of the external and internal zones of the Variscan belt.

• ***Southwestern domain:***

- identification of a stack of Variscan thrust sheets associating Devonian-Carboniferous tectonic units and a Cambrian-Ordovician unit overlying a relative autochthon of probable Early Paleozoic age (Allemont Formation);
- direct correlation of the Devonian-Carboniferous units, leptynite and leptyno-amphibolite, with the Rioupéroux and Taillefer formations (Vizille map area);
- recognition of the eastward extension of the Chamrousse ophiolite marked by the Ferrouillet amphibolite formations, which show identical chemical and tectonic characteristics and, in particular, evidence of an intra-oceanic pre-orogenic tectonics.

This provides us with a coherent tectonic framework covering the entire southwestern Belledonne domain between the Central Fault and the Belle Étoile Fault, and including the Taillefer massif (Domène and Vizille map areas). This framework is completed by the identification of major Late Carboniferous extensional tectonism affecting both the surficial deposits (coal basins) and the deep domains (Allemont anatexite), and confirms the original nature of the southwestern Belledonne domain within the Alpine external crystalline massifs.

• ***Northeastern domain:***

- dating of the crustal granite intruding the Rissiou gneiss and amphibolite at the Cambrian-Ordovician boundary (orthogneiss at  $489 \pm 22$  Ma) confirms the intraplate nature of the amphibolite protolith;
- observation of eclogitic relicts in the Rissiou amphibolite, confirming its analogy with the better preserved metaeclogite in the massifs farther north (Beaufortin, Aiguilles Rouges);
- detailed structural study of the Sept Laux granite, emplaced under transpressional conditions, making it possible to characterize and chronologically calibrate the late evolution of the country-rock successions. These data attest to the lithological and tectono-metamorphic continuity between the northeastern Belledonne domain and the external crystalline massifs (Aiguilles Rouges, mont Blanc, Pelvoux, etc.).

The non-metamorphosed **plutonic rocks** in the Domène map area are represented by Late Variscan (Visean) synkinematic granite intruding the gneiss formations of the northeastern Belledonne domain. It corresponds to the southern part of the Sept Laux pluton or granite and also to thick dykes cutting the eastern country rock. The Sept Laux granite ( $335 \pm 13$  Ma) forms a narrow band overfolded to the west and lying parallel to the major regional structures (N 10-35° E). Its western boundary is tectonic. It is composed essentially of light-coloured, foliated, biotite monzogranites of

varied grain size, distributed according to a concentric dual-zone model comprising:

- *an external zone*, extremely heterogeneous, with abundant enclaves of gneiss and mafic igneous rocks (vaugnerite, durbachite, etc.);
- *an internal zone*, with predominant homogeneous medium-grained monzogranite, emplaced later than the rocks of the external zone.

The granitic and mafic rocks form a magnesian and subalkaline (i.e. alkali-calcic) magmatic association. The dykes cutting the eastern country rock, globally concordant with the regional foliation, can be as much as several kilometres long and some 10 m thick. The main rock types are foliated trondhjemite and leucogranodiorite, containing biotite and locally muscovite.

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

La feuille Domène (département de l'Isère) recouvre une partie des massifs de la Chartreuse et de Belledonne largement séparés l'un de l'autre par la vallée de l'Isère ou Grésivaudan (fig. 1). Elle est située juste au Nord-Est de Grenoble.

Elle s'incorpore naturellement à un groupe de quatre cartes ceinturant l'agglomération grenobloise avec Vizille au Sud, Vif au Sud-Ouest et Grenoble à l'Ouest, dont la deuxième édition a été publiée en 1978.

Elle recouvre cinq régions naturelles bien individualisées géologiquement et géographiquement, allongées du Nord-Est au Sud-Ouest, qui sont, d'Ouest en Est :

- le massif de la Chartreuse occupant aussi une partie de la feuille Grenoble (à l'Ouest) et une partie de la feuille Montmélian (au Nord), appartenant aux chaînes subalpines. Il est constitué surtout de terrains calcaires ;
- la vallée du Grésivaudan, presque rectiligne, se poursuivant au Nord par la Combe de Savoie ou sillon subalpin ;
- les reliefs peu élevés et arrondis bordant ce dernier, dits « Collines bordières » ou « Collines jurassiques » par les géologues, suivi d'un replat ; le tout dénommé « balcon de Belledonne » ;
- le massif de Belledonne proprement dit, qui s'étend sur 120 km de long et une quinzaine de large du Sud de Grenoble à Albertville-Ugine, en Savoie. Il comporte des terrains cristallins formant de hauts reliefs ;
- la dépression du col du Sabot, reliant le bassin de Bourg-d'Oisans (la Romanche) à la vallée des Villards (Maurienne).

### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL*

La feuille Domène est située entièrement dans la zone dauphinoise ou zone externe des Alpes françaises (fig. 2, dépliant hors-texte). Elle a l'intérêt de présenter une coupe perpendiculaire aux structures alpines à travers le massif de la Chartreuse (chaînes subalpines) et à toute la chaîne de Belledonne comprenant un socle ancien (Paléozoïque) et une couverture sédimentaire (Mésozoïque). Elle conserve donc les traces de la succession des deux orogénèses, hercynienne puis alpine. Un schéma structural et une coupe tectonique en couleur accompagnent la carte.





## **Chartreuse**

Le massif de la Chartreuse est partagé structuralement et paléogéographiquement en trois bandes longitudinales, orientées NNE-SSW, qui sont qualifiées respectivement de Chartreuse occidentale, médiane et orientale (schéma structural présent sur la carte). De ces trois bandes structurales, seule la Chartreuse orientale est largement représentée sur la feuille Domène ; les deux autres n'y affleurent que dans l'angle nord-ouest de la feuille.

La coupure majeure, qui parcourt le massif sur toute sa longueur, est celle du grand chevauchement de la Chartreuse orientale sur la Chartreuse médiane, caractérisé par une flèche de quelques kilomètres. Du point de vue du style et des continuités structurales, la Chartreuse occidentale et la Chartreuse médiane se rattachent plutôt à la région jurassienne tandis que la Chartreuse orientale appartient franchement à la région subalpine. Les deux premières correspondent à deux gros bombements anticlinaux, limités respectivement par le chevauchement de la Chartreuse occidentale et par le chevauchement de la Chartreuse médiane ; elles prolongent au Sud les chaînons jurassiens constitués par les plis du Mont du Chat et de la Chambotte, qui sont ennoyés localement sous la molasse miocène. La Chartreuse orientale prolonge vers le Sud le chaînon du Nivolet–Revard qui est le plus occidental du massif des Bauges. Comme celui-ci, elle chevauche les molasses miocènes ; cependant les plis qui l'affectent ne comportent pas de terrains postérieurs au Paléogène. Elle n'a peut-être pas été ennoyée lors de la transgression miocène.

Le chevauchement de la Chartreuse orientale est une importante ligne tectonique qui coïncide approximativement avec la frontière entre deux domaines paléogéographiques majeurs individualisés principalement au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur. Il s'agit, à l'Ouest, du domaine de la plate-forme jurassienne, caractérisée par des formations récifales et périrécifales et, à l'Est, du domaine de talus de la région de Grenoble, qui assurait la transition vers le domaine pélagique dauphinois. La limite entre ces domaines paléogéographiques se situe approximativement juste en avant (à l'Ouest) du front de chevauchement de la Chartreuse orientale. Sa position a peu varié au cours du temps à l'intérieur de la Chartreuse médiane et orientale. Les lignes structurales actuelles orientées presque N-S, sont légèrement obliques sur les lignes isopiques.

## **Grésivaudan**

Le Grésivaudan désigne la plaine alluviale actuelle de l'Isère, laquelle repose principalement sur les Terres noires jurassiques, tendres à l'érosion.

L'action des fleuves et des glaciers lui a donné son allure actuelle : on relève sur ses bords les traces des deux dernières glaciations - rissienne puis würmienne - et celles de dépôts lacustres laissés par le lac du Grésivaudan lorsqu'il occupait tout l'espace depuis le seuil de Rovon-Saint-Gervais (feuille Grenoble) jusqu'à Albertville ou Ugine après le retrait des glaciers (maximum du Würm).

Il est possible que son tracé résulte de la tectonique alpine, ceci à cause du parallélisme de la vallée avec les structures alpines et avec les directions structurales de la chaîne de Belledonne entre Grenoble et Ugine. La présence, soit de surfaces de décollement entre socle et couverture, soit de failles verticales, a été invoquée successivement (Gignoux et Moret, 1952 ; Debelmas, 1961, 1995). Récemment, l'hypothèse d'une « grande faille bordière orientale », à pendage ouest a été avancée avec un jeu néotectonique essentiel (Darmendrail et *al.*, 1994), cette faille déterminant l'abrupt entre le balcon de Belledonne et la plaine. En fait son origine est autre, ainsi que cela sera décrit plus loin.

### Balcon de Belledonne

Il représente la couverture sédimentaire du massif cristallin de Belledonne et se partage entre trois entités géologiques (Barfèty et *al.*, 1972) :

- **les Collines jurassiques** ou plus précisément bajociennes, anciennement « collines liasiques ». En effet, les premiers auteurs (Lory, 1892, 1894-1895 ; Bernard et Lory, 1936) en avaient rapporté les terrains au Lias calcaire qu'ils dessinaient ployés en une voûte unique.

Les levés de cette édition ont mis en évidence des flancs inverses et des chevauchements internes à cet ensemble ce qui permet d'expliquer son importante épaisseur ;

- **la dépression des cols et des bassins** alignés à l'arrière de ces collines qui est surtout déterminée par la présence d'une bande continue d'Aalénien (et de Lias supérieur ?), niveau de décollement probable ;

- enfin, **les premières pentes** au pied des hautes falaises cristallines constituées de minces placages de Lias et Trias qui sont plissés et/ou écaillés et décollés au niveau du Trias (abondance de cargneules, sans doute due au gypse en profondeur) qui est un deuxième niveau de décollement. Le Permien constitue un tégument adhérent et discordant sur le socle.

Au Sud de la carte, dans les secteurs de Prélong–Pré Raymond, Trias et Lias s’imbriquent en écailles avec le socle et le Houiller, ce qui paraît contradictoire avec une tectonique de décollement socle-couverture. Le socle du rameau externe de Belledonne est cependant peu visible à l’affleurement dans cette région sud et en conséquence on connaît mal sa structure.

### **Massif de Belledonne et Accident médian**

Le massif de Belledonne appartient aux massifs cristallins externes (MCE) de la zone dauphinoise.

Il est subdivisé en deux parties par une suture sédimentaire longue et étroite, à remplissage de Houiller, Permien, Trias et Lias appelée « Synclinal médian » depuis C. Lory (1891), puis « Accident médian » par les auteurs modernes, séparant un « Rameau externe » à l’Ouest d’un « Rameau interne » à l’Est (Lory, 1892).

**Le rameau externe** est constitué d’une unique série de micaschistes d’où le nom de Série satinée donné par P. Bordet. Au Nord du col de Merdaret, elle est recouverte par le Permien.

**Le rameau interne**, largement déversé ou chevauchant sur le premier, était considéré (Bordet, 1963) comme une succession de plusieurs ensembles cristallophylliens (« séries vertes », « série brune ») recoupés par le granite des Sept Laux. En fait, deux socles y sont juxtaposés et séparés par l’accident du Rivier d’Allemont–Belle Étoile (Ménot, 1987a ; Vivier *et al.*, 1987) qui est un trait structural majeur divisant Belledonne en deux domaines, l’un sud-ouest, l’autre nord-est :

– *le domaine de Belledonne sud-ouest* comporte un empilement de nappes varisques, avec une nappe d’ophiolites (Chamrousse et Ferrouillet) cambro-ordoviciennes, reposant sur des unités dévono-carbonifères constituées de gneiss, leptynites et amphibolites ;

– *le domaine de Belledonne nord-est* se développe surtout sur les feuilles voisines de La Rochette et Saint-Jean-de-Maurienne ; le granite des Sept Laux daté du Viséen inférieur en occupe une large place ; il s’est mis en place durant l’orogène hercynien dans un vieux socle daté du Cambro-Ordovicien fait d’orthogneiss, de gneiss et d’amphibolites comportant des méta-éclogites, témoins d’un métamorphisme HP ancien (Paquette *et al.*, 1989).

L’Accident médian, dirigé NE-SW, traverse toute la feuille selon une étroite bande large de 1 km au plus. Divers terrains sédimentaires s’y relaient en lames très tectonisées dont le contact peut être souligné de gypse. Il est surtout observable au col de Merdaret ; vers le Sud-Ouest, son contenu devient difficile à différencier des terrains de couverture du rameau externe.

## Zone synclinale du col du Sabot

La zone synclinale du col du Sabot correspond à une juxtaposition des couvertures sédimentaires de Belledonne, des écaillles cristallines du col du Sabot et des Grandes Rousses, due aux serrages alpins. Les écaillles du col du Sabot comportent des lames de socle et une série Trias-Lias relativement bien datées. La lithologie des lames de socle est comparable à certaines séries de Belledonne-Taillefer.

### CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE APPORTS NOUVEAUX

La première édition de la feuille Domène, due aux levés de J. Debelmas, P. Bordet, M. Gidon, P. Bintz, entre 1955 et 1966, a été publiée en 1969. Auparavant existaient les cartes à 1/80 000 Grenoble et Saint-Jean-de-Maurienne portant chacune une partie de l'actuelle feuille Domène ; ces cartes ont fait l'objet de plusieurs éditions toutes épuisées aujourd'hui : 1881, 1908, 1927, 1961 pour Grenoble et 1895, 1931 pour Saint-Jean-de-Maurienne ; les auteurs en étaient : C. Lory, W. Kilian, P. Termier, M. Gignoux, L. Moret, J. Goguel. Elles étaient alors le travail de base de toutes études régionales et de toutes publications.

La coordination des levés et l'élaboration de la minute ont été réalisées par :

– Jean-Claude Barfèty, ingénieur géologue au BRGM (Grenoble), pour les terrains sédimentaires et

– René-Pierre Ménot, professeur à l'université de Saint-Étienne, pour les terrains cristallins (1994 et 1995). Les explorations et les levés ont été effectués par :

1 - Maurice Gidon, professeur à l'université de Grenoble : massif de la Chartreuse (1991-1994)

2 - J.C. Barfèty : couverture sédimentaire du massif de Belledonne (1991-1994) et « Série satinée » de Belledonne

3 - R.P. Ménot : terrains cristallophylliens de Belledonne (1991-1994)

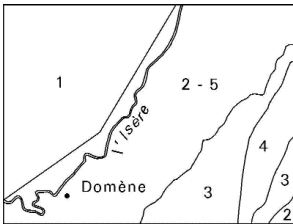
4 - François Debon, chargé de recherches au CNRS - Grenoble (1992-1994) : granite des Sept Laux

5 - Jean-Claude Fourneaux, maître de conférences à l'université de Grenoble : terrains quaternaires du balcon de Belledonne (1994)

– Les levés de Benjamin Lacheny, maîtrise de géologie à l'université de Grenoble, ont été consultés pour les vaugnérites de la Belle Étoile

– René Mouterde, directeur de recherches au CNRS (Lyon), a participé à l'étude du Jurassique inférieur et moyen

– Arnaud Pêcher, professeur d'université à Grenoble, Stéphane Guillot, chargé de recherches au CNRS-Lyon, ont effectué l'étude structurale du granite des Sept Laux



## Données nouvelles sur le massif de la Chartreuse

M. Gidon (1981a à 1994b) a mis en évidence les étapes de la déformation synsédimentaire (paléotectonique jurassique et fracturation extensive

aptienne), ainsi que les différentes étapes de la structuration compressive alpine anté-éocène d'une part, fini-miocène suivie d'une phase d'aplanissement d'autre part. De ce fait, à la fin du Miocène, il a démontré que des failles inverses à vergence ouest ont été replissées et qu'une phase tardive de plissement avec rétro-déversement et charriage a affecté la bordure du Grésivaudan et la Pinéa.

La chronostratigraphie a été améliorée du sommet du Tithonique à la base de l'Hauterivien avec une meilleure analyse biostratigraphique (coupe du Chevalon de Voreppe pour le Berriasien-Valanginien, par exemple), ainsi qu'une meilleure compréhension des passages de faciès entre domaines jurassien et alpin.

### **Données nouvelles sur le balcon de Belledonne et la couverture sédimentaire de Belledonne**

Malgré l'uniformité des faciès jurassiques et les conditions d'affleurement médiocres, dues au développement de la couverture morainique et à une schistosité très forte, J.C. Barfély, J.F. Gamond et M. Gidon ont apporté des données nouvelles :

- en distinguant deux faciès superposés d'âge différent dans le Permien ;
- en améliorant la stratigraphie du Lias (à la suite des travaux sur le reste du bassin dauphinois ; Barfély, 1985). Le décollement de la couverture triasique et jurassique avec des plis déversés vers l'Ouest a été mis en évidence le long du socle de Belledonne (col du Barioz- Envers de Theys, Sud-Est de Theys). De même, le découpage du Bajocien selon des plans subhorizontaux entraîne des redoublements ce qui explique mieux sa forte épaisseur (Barfély et Gidon, 1996). Par ailleurs, la présence de niveaux plastiques : gypses triasiques ou schistes aaléniens et liasiques ont pu faciliter cette tectonique ;
- en soulignant le caractère chevauchant et décrochant de l'Accident médian ;
- en attribuant au Callovien, la majeure partie des Terres noires. En effet, considérées jusqu'à présent callovo-oxfordiennes, les Terres noires (rive droite du Grésivaudan), ont été, grâce à la découverte de faunes à Meylan, datées du Callovien ce qui peut s'étendre à l'ensemble des Terres noires du sillon subalpin. Par ailleurs, les calcaires de Corenc, réputés bajociens, seraient également calloviens (Barfély *et al.*, 1995).

### **Données nouvelles sur le massif de Belledonne**

Les travaux de R.P. Ménot, F. Debon, A. Pêcher, S. Guillot concernent à la fois le socle cristallophyllien et le granite des Sept Laux ; dans les deux

cas, l'apport des datations géochronologiques effectuées à l'occasion du lever de la deuxième édition Domène par le BRGM (programme d'étude associé aux levés) a été très précieux.

### **Socle cristallophyllien**

L'importance géodynamique de l'accident tardi-varisque du Rivier d'Allemont–Belle Étoile (ABE), déjà identifié, a été précisée. Ceci a confirmé la dualité des socles de part et d'autre de cet accident et permet d'opposer deux domaines à l'intérieur du « rameau interne » de Belledonne : l'un sud-ouest et l'autre nord-est.

• **Domaine sud-ouest du « rameau interne »**. L'extension vers le Nord de l'édifice de nappes varisques connu sur la feuille Vizille a été démontrée. Dans ce cadre, les formations leptyniques et leptynoamphiboliques, équivalentes du Dévono-Dinantien de la feuille Vizille, sont chevauchées par la formation amphibolique du Ferrouillet. Celle-ci constitue ainsi un témoin oriental de l'unité ophiolitique cambro-ordovicienne de Chamrousse et s'en différencie seulement par une déformation beaucoup plus intense.

Aucune relique d'éclogites n'a été observée, ce qui confirme l'absence d'épisode métamorphique de haute pression pour les formations du secteur sud-ouest.

• **Domaine nord-est du « rameau interne »**. Des granites crustaux ont été mis en évidence à la limite Cambrien-Ordovicien ( $489 \pm 22$  Ma : datation des orthogneiss) dans les séries gneissiques et amphiboliques. Ceci confirme la nature intracontinentale du magmatisme basique (amphibolites et éclogites de Belledonne et des Aiguilles Rouges) de même âge (Paquette et al., 1989).

Des méta-éclogites rétro-morphosées ont été observées dans la formation amphibolique du Rissiou ce qui renforce l'analogie avec l'histoire métamorphique plurifaciale des massifs cristallins externes septentrionaux (Beaufortin, Aiguilles Rouges).

Le caractère syn-tectonique du granite des Sept Laux ainsi que le calage chronologique (datation) des derniers épisodes tectoniques et métamorphiques du socle nord-oriental ont été confirmés.

### **Granite des Sept Laux**

Établis à partir de travaux de terrain étayés d'études en laboratoire, les cinq principaux résultats obtenus sur le granite des Sept Laux concernent : son architecture globale (zonée concentrique), son âge de mise en place

(Viséen :  $335 \pm 13$  Ma), ses caractéristiques structurales (syn-tectoniques), sa typologie géochimique (subalcaline et magnésienne) et enfin, ses très nombreuses enclaves, tant ignées (vaugnérites, etc.) que métamorphiques.

Les données ainsi acquises permettent de préciser non seulement sa genèse et son mode de mise en place, mais aussi de mieux contraindre l'histoire tectono-métamorphique régionale. Elles fournissent en outre les bases à de fructueuses comparaisons avec les granites d'autres massifs cristallins externes des Alpes (par exemple, la mise en évidence de deux grands groupes granitiques, l'un précoce et magnésien, l'autre plus tardif et plus ferrifère ; Debon et *al.*, 1994, 1998 ; Debon et Lemmet, 1999). Les filons de l'encaissant oriental du granite des Sept Laux se distinguent de celui-ci par leur caractère globalement plus sodique et moins potassique. La liaison génétique des deux ensembles demeure cependant très vraisemblable.

Enfin, la tectonique hercynienne du socle et le mode de mise en place du granite des Sept Laux ont été réexaminés (Guillot et Pêcher, 1995), après une étude structurale fine des bordures du granite.

L'accident décrochevauchant Rivier d'Allemont–Belle Étoile (ABE), comporte une composante chevauchante plus marquée au Nord (tout en étant décalé par un décrochement que l'on peut comparer avec l'Accident médian). Ce caractère chevauchant a dû être acquis à l'Alpin : mylonites fréquentes, coin de Lias au Sud du Rissiou, en rive gauche de l'Eau d'Olle (Le Verney, feuille Vizille). Il s'agit d'un accident varisque majeur séparant deux domaines structuraux (Sud-Ouest et Nord-Est) très différents.

### **Données nouvelles sur le Quaternaire de la vallée du Grésivaudan et de sa rive gauche**

J.C. Fourneaux a précisé le rôle respectif des glaciers locaux et du glacier würmien de l'Isère, ainsi que leur extension, et a mis en évidence des dépôts glacio-lacustres würmiens dans les bassins intérieurs du balcon de Belledonne (Theys, Laval, Revel).

Comme cela a été démontré sur les cartes voisines (Montmélan, Grenoble), les buttes témoins d'alluvions fluviales et lacustres de la vallée de l'Isère, aux Drogeaux, à la Pierre, sont rapportées au Würm et non plus à l'Antéwürm (lac du Grésivaudan après la déglaciation du Würm II).

Un sondage effectué par l'IPSN près de la rive droite de l'Isère (commune de Monthonnet) a précisé l'épaisseur, la nature du remplissage quaternaire de la vallée ainsi que l'âge du substratum rocheux (Barfèty et *al.*, 2000).

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### TERRAINS PALÉOZOÏQUES

#### ROCHES CRISTALLOPHYLLIENNES (Précambrien à Carbonifère inférieur)\*

Elles seront décrites d'Ouest en Est et regroupées selon trois domaines différenciés par des histoires anté-houillères spécifiques. L'interprétation de ces domaines sera esquissée dans le chapitre « Évolutions tectonique et géodynamique ».

#### Rameau externe de Belledonne

Cette dénomination désigne classiquement, depuis C. Lory (1891), les formations cristallines comprises entre les terrains mésozoïques à l'Ouest et l'Accident médian (AM) à l'Est.

ξ. **Micaschistes – « Série satinée » (âge indéterminé).** Ces micaschistes *s.l.* ou « Série satinée » (Bordet et Bordet, 1952 et 1963) forment des reliefs mous, à fort couvert forestier. Ils constituent un ensemble épais et lithologiquement homogène à l'échelle cartographique (Tobi, 1959 ; Siméon, 1979). Par contre, dans le détail, différents faciès se succèdent en bancs centimétriques à métriques : micaschistes et gneiss phylliteux ou feldspathiques, ou plus rarement quartzitiques, schistes chloriteux, sériciteux et/ou graphiteux. Sur la feuille Domène, il n'a pas été observé d'amphibolites et de schistes chloriteux comparables aux « prasinites » et « ovardités » mentionnées plus au Nord (feuilles Albertville et Bourg-Saint-Maurice) par C. Bordet (1961). Les micaschistes se caractérisent par leur couleur et leur éclat, dus aux feutrages sériciteux et chloriteux, leur intense microplissement conférant aux plans de foliation un aspect « froissé » et le développement de porphyroblastes millimétriques tardifs d'albite.

La foliation régionale, globalement parallèle à la stratification, montre une direction et un plongement relativement constants (N20°, 45° à 80°E). Quelques plis synschisteux sont mesurables ; leurs axes plongent vers le Nord (40 à 50°) en accord avec A.C. Tobi (1959).

Les constituants minéralogiques constants sont le quartz en lentilles granoblastiques à extinction onduleuse, la chlorite et l'association séricite-muscovite constituant parfois jusqu'à 80 % de la roche. La chlorite se développe surtout aux dépens de la biotite et forme des agrégats riches en

---

\* Rédaction R.P. MÉNOT.



inclusions de rutile. La biotite ne s'observe que rarement, en reliques blindées dans du quartz ou dans les albites tardives.

L'albite ocellaire représente également une phase remarquable de ces micaschistes. Sa distribution est hétérogène : elle peut être absente ou, au contraire, former jusqu'à 50 % de la roche. Ces porphyroblastes millimétriques sont fréquemment zonés avec un cœur riche en inclusions hélicitiques de rutile et de minéraux opaques et carbonés et une bordure limpide (Tobi, 1959 ; Dondey, 1960 ; Carme, 1970c, 1971, 1977).

La minéralogie se complète par des quantités très variables de minéraux accessoires, épidote, ilménite (leucoxène) et tourmaline, carbonates et par du graphite présent dans certains schistes noirs mylonitiques, très fins.

Les paragenèses observées appartiennent à deux épisodes successifs de recristallisation. Le plus ancien est caractérisé, dans ce secteur, par la constabilité de la biotite et de la muscovite ; plus au Nord, sont signalées des reliques de hornblendes vertes dans les passées basiques (Siméon, 1979) et de grenats (Bordet, 1961). Le second épisode est marqué par une foliation à chlorite, séricite et actinote et par la blastèse anté-, syn- à tardi-cinématique de l'albite ocellaire. Cette dernière accompagne en effet le continuum de déformations postfoliales qui génère une schistosité de crénulation (Tobi, 1959 ; Kalsbeek, 1962 ; Carme, 1970c, 1971, 1977).

### **Interprétation des micaschistes de la « Série satinée » ( $\xi$ ) ; signification et âge**

La « Série satinée » est unanimement reconnue comme une formation sédimentaire de type flysch, composée de pélites, de grauwackes et de grès à rares passées volcaniques ou volcano-détritiques basiques. Des données chimiques étayent cette interprétation (Le Fort et Ehrström, 1969 ; Siméon, 1979 ; Gasquet *et al.*, 1981).

L'âge de cette sédimentation est inconnu et a été rapporté soit au Carbonifère inférieur (Bordet et Bordet, 1963 ; Le Fort et Ehrström, 1969), soit au Briovérien (Carme, 1970a, 1977).

La structuration polymétamorphique est considérée comme hercynienne (Tobi, 1959 ; Kalsbeek, 1962 ; Bordet et Bordet, 1963) car la rétomorphose généralisée est associée aux grands décrochements (Kalsbeek, 1962 ; Carme, 1970c, 1977 ; Gasquet *et al.*, 1981) dont l'âge est tardi-varisque (cf. chapitre « Évolutions tectonique et géodynamique »). Toutefois, certains auteurs (Tobi, 1959 ; Siméon, 1979) n'excluent pas une reprise alpine induisant une seconde génération d'albites ocellaires. Ceci paraît douteux si l'on se réfère à l'absence de recristallisation dans les grès permien

d'Allevard et aux conditions anchizonaes déterminées plus à l'Est dans le Lias (Aprahamian, 1988).

## Rameau interne de Belledonne

### *Belledonne sud-ouest* (Ouest de l'accident de la Belle Étoile–le Rivier)

Le domaine sud-ouest du rameau interne de Belledonne s'inscrit entre l'Accident médian (AM) à l'Ouest, l'accident du Rivier d'Allemont–Belle Étoile (ABE), les failles bordières du bassin de Bourg-d'Oisans à l'Est et la couverture mésozoïque au Sud. Sur la feuille Domène, il est limité au Nord par la coalescence de l'Accident médian et de l'accident ABE près de Fond de France.

Pour éclairer le motif cartographique observé, nous rappellerons que ce domaine sud-ouest correspond à un édifice de nappes impliquant des formations d'âges dévono-dinantien et paléozoïque inférieur et affecté par des méga-structures plissées (Carme, 1973a, b ; Ménot, 1987a, b ; Ménot et al., 1987). On décrira, de la base au sommet, les trois unités suivantes : unité à dominante métapélitique des gneiss d'Allemont (Précambrien–Paléozoïque inférieur), unité à dominante orthodérivée (métatrandjhémites, gneiss plagioclasiques et amphibolites) (Dévonien–Dinantien) et unité méta-ophiolitique (Cambro–Ordovicien).

#### • *Unité à dominante métapélitique*

$\zeta_{b-mA}$ . **Gneiss d'Allemont à biotite, muscovite avec passées d'amphibolites (Précambrien – Paléozoïque inférieur ?)**. Ces gneiss micacés affleurent selon une bande continue de largeur kilométrique, à fort couvert végétal (versants ouest de l'Eau d'Olle et Est du Bréda). Cette bande est limitée par des contacts tectoniques : ce sont, à l'Ouest, l'Accident médian (AM)\* puis, plus au Sud, le chevauchement majeur (accident supérieur d'Allemont : ASA\*), localement relayé par des accidents à fort pendage plus tardifs. À l'Est, la limite avec le granite des Sept Laux est constituée, du Nord au Sud, par un système d'accidents conjugués N-S et SW-NE, puis par le décrochement subméridien de la Belle Étoile (ABE), voir schéma structural sur la carte géologique.

Cette formation gneissique présente une structure globalement monoclinale avec un pendage vers l'Ouest de la foliation majeure (N10 à N40°) et du litage selon un angle variant entre 30 et 60°. Toutefois, on observe la surimposition d'une foliation tardive subverticale (N0 à N20°) et parallèle aux accidents ABE, AM et du système conjugué, le long de la limite nord-ouest du granite des Sept Laux (cf. chapitre « Données structurales », coupes tec-

toniques). Cette foliation seconde est matérialisée, sur la carte, par des surcharges ; elle est pénétrative au niveau des accidents (phyllonites) et s'estompe progressivement en s'en éloignant.

Les gneiss micacés forment le constituant essentiel de cette formation avec quelques intercalations d'amphibolites ( $\delta A$ ) et d'orthogneiss, à phénoclastes feldspathiques centimétriques (ruisseau du Frénet, en amont de la RD 526). Le faciès des gneiss micacés est variable : migmatitique, à biotite, grenat et leucosomes à feldspaths automorphes sub-millimétriques, schisteux avec développement d'une trame de biotite et muscovite lamellaires. La foliation mylonitique majeure, parallèle aux plans axiaux de plis isoclinaux déracinés, transpose une foliation plus ancienne. Elle est particulièrement marquée en direction du contact occidental (ASA) et se focalise parfois au niveau de bandes infracentimétriques de schistes très fins, noirs.

D'autre part et plus localement, à proximité des grands accidents décrochants tardifs (ABE), se développent des phyllonites (« micaschistes » du Rivier d'Allemont), formées par un feutrage très dense de lamelles de muscovite et de chlorite où des macrolithons préservent des lentilles du gneiss feldspathique originel. Ces « micaschistes » affleurent tout au long de la RD 526, en aval du Rivier d'Allemont mais aussi plus au Nord où leur nature rétomorphique est reconnue depuis longtemps (Tobi, 1959 ; Kalsbeek, 1962 ; Carme, 1970a).

Le caractère polymétamorphique des gneiss est évident depuis les observations de A.C. Tobi (1959). Les paragenèses les plus anciennes sont à biotite + muscovite + grenat + oligoclase  $\pm$  disthène  $\pm$  staurotide et sont reprises par des associations à deux micas + grenat + épidote + albite-oligoclase qui constituent la foliation majeure. Les gneiss montrent ainsi une double anisotropie : staurotide et disthène s'observent en clastes ovoïdes très inégalement dégradés en muscovite. Deux générations de grenats se distinguent aisément en phénoclastes à inclusions hélicitiques de quartz et néoblastes limpides égrenés en chapelets dans la foliation. Celle-ci, soulignée par les micas néoformés et par des rubans polycristallins de quartz, se dispose selon le plan axial de charnières isoclinales reliques. Dans le secteur étudié, nous n'avons pas observé de phénomènes anatectiques tardifs, avec apparition de cordiérite, aussi manifestes que dans la région d'Allemont (Carme, 1974 ; Ménot, 1987a, b ; Guillot et Ménot, 1999).

Au niveau des décrochements tardifs, la foliation majeure est reprise par la foliation mylonitique subverticale, à muscovite et chlorite des « micaschistes » phyllonitiques.

**$\delta A$ . Amphibolites en passées dans les gneiss d'Allemont (Paléozoïque inférieur ?).** Elles apparaissent en niveaux métriques à plurimé-

triques, principalement dans la partie topographiquement supérieure de la formation gneissique ( $\zeta_{b-mA}$ ). Il s'agit d'amphibolites feldspathiques banales, parfois légèrement micacées et à grenat macroscopique. Leur matrice grano-nématoblastique ne laisse subsister aucune relique magmatique, minéralogique ou texturale. La foliation majeure est associée à une paragenèse à hornblende verte aciculaire, andésine ( $An_{35-40}$ ), épidote, sphène et oxydes ferro-titanés. Elle inclut les reliques d'un assemblage plus ancien sous forme de grenats clastiques et est reprise localement par une crénulation tardive ébauchant une schistosité de flux avec recristallisation d'amphiboles et de plagioclases non distinguables optiquement des précédents.

### **Interprétation de la formation gneissique d'Allemont ( $\zeta_{b-mA}$ , $\delta A$ ) ; signification et âge**

Cette formation gneissique à intercalations amphibolitiques dérive d'une ancienne série sédimentaire à composante pélitique dominante (gneiss alumineux) et rares intercalations éruptives basiques. Ces dernières correspondent probablement à des passées volcano-détritiques comme le suggèrent l'absence de reliques magmatiques et la richesse relative en biotite des amphibolites. Sur la feuille Vizille, plus au Sud, les gneiss renferment de surcroît, des niveaux de cipolins (Rochetaillée).

À l'échelle du massif de Belledonne, cette formation est assimilée aux gneiss du Rissiou–Rocher Blanc ( $\zeta_{b-mR}$ ) situés à l'Est de l'axe granitique des Sept Laux (Bordet, *in* Domène, 1<sup>ère</sup> éd. ; Verjat, 1980) : mêmes lithologies, avec des niveaux d'amphibolites et d'orthogneiss, et caractères chimiques comparables (Verjat, 1980). Les séries métapélitiques du Rissiou–Rocher Blanc ( $\zeta_{b-mR}$ ) se prolongent jusqu'au Beaufortin et aux Aiguilles Rouges (Carme, 1977 ; Verjat, 1980 ; Vivier *et al.*, 1987) et, sur cette base de corrélation, leur âge serait paléozoïque inférieur (von Raumer *et al.*, 1993).

Par contre, la structuration métamorphique des gneiss d'Allemont diffère de celle des gneiss orientaux par l'absence de reliques éclogitiques et de phénomènes généralisés d'anatexie et de granitisation (Ménot, 1987a, b ; Vivier *et al.*, 1987). Les gneiss d'Allemont représenteraient une formation supracrustale montrant des recristallisations syncinématiques, mésozonales, puis épizonales. Elles traduisent une implication en domaine profond puis une remontée des nappes cristallines antérieure aux décrochements localisés superficiels.

#### **• Unité à dominante orthodérivée**

L'unité intermédiaire, à dominante orthodérivée, renferme des faciès variés (métatrandhjémites, gneiss plagioclasiques et amphibolites) dont les proportions relatives permettent la définition de **trois ensembles cartographiques** ( $\zeta\lambda$ ,  $\lambda\delta$ ,  $\xi g$ ).

Le premier est plus particulièrement riche en termes siliceux, le second correspond à une alternance acide-basique, le dernier, plus subordonné, est micaschisteux. Les contacts sont souvent difficiles à préciser en raison de ressemblances lithologiques marquées. Localement, le contact entre les deux premiers semble progressif, avec augmentation des intercalations basiques, mais le plus souvent, il correspond à une zone de déformation plus intense avec développement de faciès mylonitiques riches en muscovite lamellaire, gneiss plagioclasiques schisteux à muscovite, voire micaschistes à muscovite et grenat ( $\xi g$  *pro parte*).

**$\zeta\lambda$ . Gneiss plagioclasiques micacés, méta-granites avec quelques niveaux d'amphibolites (Dévonien-Dinantien).** Cet ensemble affleure selon une bande discontinue, à la faveur de replis anticlinaux et synclinaux, depuis le lac de la Sitre au Sud, la Montagne de Barlet, la Montagne du Pré de l'Arc et le col du Pipay au Nord. Il constitue la base visible de l'unité dévono-carbonifère.

Les secteurs proches du refuge Jean Collet et du lac de la Sitre sont particulièrement favorables à une description et un inventaire des divers faciès de la formation leptynique ( $\zeta\lambda$ ). Plus au Nord, une chloritisation tardive et une dégradation cataclastique nuisent à la caractérisation de ces roches. Le lithotype dominant est constitué par des gneiss plagioclasiques micacés dont la diversité traduit l'extrême hétérogénéité de la déformation : depuis des méta-granites jusqu'à des schistes mylonitiques surmicacés. Ces derniers forment des bancs à limites franches ou diffuses et d'épaisseur décimétrique à décamétrique.

Les méta-granites sodiques (trondhémites *s.l.*) à texture protoclastique renferment de fréquentes reliques magmatiques, texturales et minéralogiques : plagioclases sodiques (albite-oligoclase) en agrégats (texture glomérophyrique) et en rares intercroissances granophyriques avec le quartz, minéraux accessoires abondants (apatite, allanite et oxydes ferro-titanés). Cet assemblage primaire incluait la hornblende et la biotite maintenant largement dégradées en chlorite.

Les gneiss plagioclasiques banals présentent une matrice granoblastique isogranulaire d'oligoclase ( $< An_{25}$ ) et de quartz et une foliation à chlorite, chlorite-actinote et chlorite-muscovite. La muscovite, toujours en larges lamelles, cristallise massivement dans des faciès schisteux jalonnant des zones de déformation mylonitique.

Gneiss plagioclasiques et méta-granites sont associés à des niveaux isolés et de faible extension latérale d'amphibolites et de micaschistes à deux micas et grenat. Ces faciès sont respectivement décrits ci-dessous dans les ensembles ( $\lambda\delta$ ) et ( $\xi g$ ) où ils sont dominants.

On signalera également l'occurrence, rare, de microconglomérats métamorphiques (lac de la Sitre) où l'on reconnaît des éléments de trondhjémites, de gneiss leptyniques et de quartz limpides dans une matrice essentiellement chloriteuse et très microplissée. Ces métaconglomérats sont identiques à ceux décrits, plus au Sud, dans la formation de Rioupéroux de la vallée de la Romanche (Ménot, 1986).

**λδ. Alternance « leptynites–amphibolites » (Dévonien-Dinantien ?).** Cette alternance affleure au-dessus des gneiss plagioclasiques précédents (ζλ) (Montagne de l'Arc, Montagne de Barlet, lac de la Sitre) et, plus à l'Est, elle réapparaît en fenêtre tectonique sous l'unité amphibolitique du Ferrouillet (δF) (cf. fig. 26, coupes n° 3, 4, 5, dépliant hors-texte).

Cette formation est particulièrement bien exposée sur le flanc ouest du Grand Replomb. Elle se caractérise par un rubanement, assez régulier, d'amplitude décimétrique à métrique, plus rarement décamétrique, affecté par des plis, à diverses échelles. Ce rubanement est perturbé par des masses homogènes de métagranites (« sills ») (verrou du Lac Blanc au Sud du refuge Jean Collet ; aval des Trois Laux à l'Est du Ferrouillet). Des gneiss plagioclasiques et des amphibolites sont les lithotypes dominants et présentent des intercalations de niveaux micaschisteux (ξg). Dans le détail, la variété des faciès est beaucoup plus élevée et découle de la diversité des protolites comme de l'intensité des déformations et des recristallisations.

Parmi les faciès les moins recristallisés ont été reconnus des métagranites (trondhjémites *s.l.*), kératophyres, diorites et basaltes. Les premiers, à texture subvolcanique, sont tout à fait identiques à ceux décrits dans l'ensemble ζλ. Les autres types sont nettement moins courants : les volcanites siliceuses montrent des reliques de texture trachytique avec une mésostase de fines lattes de plagioclase. Les termes intermédiaires à basiques sont recristallisés en amphibolites grossières à phénoclastes plagioclasiques et amphiboliques équants et en amphibolites massives à grain très fin et phénocristaux sub-automorphes plagioclasiques. Ces dernières peuvent présenter des figures d'immiscibilité magmatique avec les granites sodiques (passage de Jas Mouton, flanc ouest du Grand Replomb).

Les gneiss plagioclasiques, tout en montrant de grandes analogies avec les faciès équivalents de l'ensemble précédent (ζλ), s'en différencient par la présence plus fréquente de l'amphibole, prédominante sur la biotite et une moindre représentation de la muscovite. La matrice quartzo-plagioclasique (An<sub>30-35</sub>) granoblastique renferme quelques clastes d'oligoclase et des rubans de quartz polycristallins ; cette texture en mosaïque se surimpose à des stades mylonitiques antérieurs.

Les amphibolites sont pratiquement dépourvues de reliques magmatiques ; seuls peuvent subsister quelques phénocristaux plagioclasiques, subautomorphes mais totalement envahis par une épidote secondaire (métabasaltés ou andésites porphyriques ?). Elles montrent deux générations d'amphiboles et de plagioclases. Les hornblendes I, trapues, clastiques et de teinte vert à jaune se distinguent des amphiboles II, aciculaires, nématoblastiques et à pléochroïsme incolore à vert-bleu. La composition des plagioclase ( $An_{30-35}$ ) ne varie pas des clastes ocellaires aux néocristaux granoblastiques de la matrice. La biotite est épisodique et les minéraux accessoires abondants : épidote secondaire en granules ou en veines, sphène, apatite et oxydes ferro-titanés partiellement dégradés en leucoxène.

Quelques amphibolites situées à proximité du contact chevauchant des amphibolites du Ferrouillet ( $\delta F$ ) présentent un aspect particulier : développement d'une schistosité de crénulation postfoliale, différenciation de leucosomes plagioclasiques en amandes centimétriques et cristallisation post-cinématique d'amphiboles aciculaires distribuées en gerbes radiales sur la foliation. De tels faciès s'observent communément, plus au Sud, au niveau de la basse vallée de la Romanche ; ils balisent le chevauchement majeur des unités cambro-ordoviciennes sur les formations dévono-dinantiennes (Ménot, 1986 ; Ménot et *al.*, 1987).

**$\xi g$ . Micaschistes à grenat–staurotide–disthène (Dévonien-Dinantien).**  
Les micaschistes à grenat sont dispersés au sein des faciès précédents ( $\zeta\lambda$  et  $\lambda\delta$ ) sous forme d'intercalations d'épaisseur variable (centimétrique à décimétrique). Seuls les niveaux importants sont reportés sur la carte : sur le flanc ouest du Grand Replomb (en particulier au refuge Jean Collet), en une bande continue joignant le Rocher de l'Homme au Sud, le col de la Mine de Fer et le Habert du Ferrouillet au Nord, et enfin sous forme d'une écaille affleurant entre les amphibolites du Ferrouillet ( $\delta F$ ) et les gneiss d'Allemont ( $\zeta_{b-mA}$ ) (versant ouest de la vallée de l'Eau d'Olle). Ces micaschistes sont parfois très déformés et, à plus grande échelle, sont impliqués dans les mêmes structures plissées que les ensembles leptyniques et leptyno-amphiboliques précédents. Le faciès le plus commun est lamellaire avec le développement fréquent de muscovites sub-millimétriques qui se détachent sur une trame phylliteuse à biotite ou chlorite.

D'après leur gisement, une double origine est suspectée pour ces micaschistes et ce, malgré une relative homogénéité d'aspect. Certains apparaissent en bandes discontinues d'épaisseur centimétrique à métrique, à valeur de zones de cisaillement, au sein de gneiss plagioclasiques ou de métagranites sodiques (« orthomicaschistes »). D'autres sont de véritables intercalations métasédimentaires associées parfois à des termes de transition (micaschistes à biotite - grenat - amphibole) et où la stratification  $S_0$  peut être préservée.

D'un point de vue minéralogique, les assemblages les plus courants sont à biotite, grenat, muscovite, plagioclase et quartz, les faciès tectoniques étant particulièrement riches en muscovite. Dans les métasédiments, s'y ajoutent le staurotide (refuge Jean Collet) ou le staurotide et le disthène (col de la Mine de Fer, lac de Crop). La muscovite, subordonnée, cristallise toujours en larges lamelles et paraît souvent plus tardive par rapport à la foliation majeure. C'est en particulier le cas dans les roches localisées à l'Ouest et au Nord (Montagne de l'Arc) ; le mica blanc s'y développe en association avec une chlorite, à inclusions de rutile, remplaçant la biotite. Le grenat est abondant et sa taille peut fréquemment atteindre 1 à 2 mm. Il se présente sous deux habitus correspondant à deux stades successifs de cristallisation : des phénoclastes composites avec un cœur coloré, riche en inclusions de quartz, et une bordure limpide optiquement semblable à des néoblastes de petite dimension. Ces derniers se distribuent en chapelets dans la foliation majeure. Le staurotide et le disthène ont été observés dans quelques échantillons ; ils sont souvent largement dégradés en amas de séricite et muscovite. Le plagioclase (An<sub>10-35</sub>) et le quartz forment la matrice granoblastique et des rubans mylonitiques de quartz, ployés isoclinalement, soulignent le polyphasage tectonique subi par les micaschistes.

### Évolution métamorphique des formations ( $\zeta\lambda$ , $\lambda\delta$ , $\xi g$ )

De manière synthétique, **quatre assemblages successifs**, au moins, ont été reconnus dans les gneiss plagioclasiques, amphibolites et micaschistes :

– *assemblage pré-mylonitique* : il est constitué par les reliques magmatiques préservées dans quelques métagranitoïdes et amphibolites, essentiellement des phénocristaux automorphes plagioclasiques et peut-être amphiboliques ;

– *assemblage mylonitique I* : il associe du quartz, du plagioclase, des amphiboles (hornblende vert à vert-jaune) et du grenat. Ces minéraux apparaissent respectivement sous forme de rubans polycristallins plissés isoclinalement et de phénoclastes amphiboliques et plagioclasiques marquant une foliation ancienne relictuelle dans des microlithons. Le grenat I à inclusions hélicitiques de quartz est rattaché à cet assemblage tandis que les surcroissances limpides et les grenats II néoblastiques sont clairement contemporains de la foliation majeure marquée par l'assemblage mylonitique II ;

– *assemblage mylonitique II* : il est porté par la foliation régionale parallèle aux plans axiaux de plis isoclinaux, généralement déracinés (rubans de quartz en rods). Biotite, grenat II, amphibole II (incolore à vert-bleu), staurotide et disthène en sont les constituants principaux. À ce stade, la muscovite ne se développe en proportions notables que dans les gneiss plagioclasiques ( $\zeta\lambda$ ,  $\lambda\delta$ ) ;



– *assemblages post-foliaux* : ils matérialisent des empreintes localisées postérieures à la foliation majeure et qui sont associées à divers événements ; de ce fait, ces assemblages ne sont pas contemporains :

- certains de ces derniers témoignent de conditions thermiques relativement élevées et cristallisent dans des zones de cisaillement où se développe une schistosité de crénelation transposant parfois totalement la foliation majeure. De telles zones de cisaillement s'observent ainsi au sein des formations leptyniques ( $\zeta\lambda$ ) et leptyno-amphiboliques ( $\lambda\delta$ ), dans la zone de contact entre ces formations et à l'interface avec les amphibolites du Ferrouillet chevauchantes. On décrit ainsi, suivant les lithologies, des paragenèses (i) à larges muscovites lamellaires, (ii) à amphiboles aciculaires incolores à vert-bleu (*id.* amphiboles II) ;
- d'autre part, un second type de crénelation peut se développer dans des niveaux moins compétents de l'alternance leptyno-amphibolite (amphibolites et micaschistes). Elle se localise uniquement sur les flancs courts de plis dissymétriques, d'ordre second, affectant les flancs de la mégastucture plissée (cf. chapitre « Données structurales »). Muscovite et chlorite y cristallisent ;
- enfin, à l'approche de l'Accident médian à l'Ouest et plus largement dans la Montagne de l'Arc et la vallée du Pleyne, une schistosité tardive, très inégalement pénétrative et fortement pentée, conduit à des faciès localement phyllonitiques. La chlorite représente, avec la muscovite, la phase minérale principale. Ces secteurs ont été également affectés, ultérieurement, par une intense cataclase.

### **Interprétation des formations ( $\zeta\lambda$ , $\lambda\delta$ , $\xi g$ ) ; signification et âge**

Les divers lithotypes métamorphiques décrits précédemment se retrouvent dans les trois ensembles cartographiques qui donc se différencient surtout par les proportions relatives des différents termes. D'autre part, ces lithotypes dérivent de matériaux volcano-plutoniques et volcano-sédimentaires (microconglomérats) et, pour une part très subordonnée, de sédiments alumineux. Parmi les protolites magmatiques ont été inventoriés des trondhjémites, des diorites ainsi que des équivalents volcaniques (kératophyres et basaltes-andésites). Une origine commune, pour les ensembles leptyniques ( $\zeta\lambda$ ) et leptyno-amphiboliques ( $\lambda\delta$ ), dans le cadre d'un épisode magmatique à caractère bimodal est ainsi fort probable. De plus, ces différentes lithologies sont remarquablement semblables aux faciès décrits dans le complexe plutono-volcanique de Rioupéroux–Livet qui affleure plus au Sud (Carme *in* feuille Vizille 1972, 1975a ; Ménot, 1986, 1988). Une telle assimilation, par analogie de faciès, est confirmée par des arguments cartographiques et géochimiques. Ainsi, les formations ( $\zeta\lambda$ ) et ( $\lambda\delta$ ) se prolongent respectivement vers le Sud par les formations leptyniques de la Grande Lance d'Allemonet et par les formations leptyno-

amphiboliques des lacs du Doménon, parties intégrantes du complexe de Rioupéroux–Livet. D'un point de vue géochimique, les quelques échantillons de gneiss plagioclasiques et de méta-granites qui ont été analysés, montrent que les roches ont subi une altération secondaire importante. Celle-ci se traduit par la faible corrélation de certains éléments, dont la silice et les alcalins, avec des éléments réputés plus inertes. On relève ainsi des teneurs en  $K_2O$  pouvant atteindre 5 %, valeurs tout à fait inhabituelles dans ce type de roches essentiellement plagioclasiques. Par contre, si l'on prend en compte les seuls éléments réputés peu mobiles (Zr, Nb, Y, Hf, ...) les protolites magmatiques acides des gneiss plagioclasiques ( $\zeta\lambda$ ) et ( $\lambda\delta$ ) sont strictement comparables aux méta-trondhjémites et méta-kératophyres de Rioupéroux–Livet ( $Zr/Nb = 27$  à  $36$  ;  $Zr/Y = 4,8$  à  $6$  ;  $Y/Nb = 5,7$  à  $6,1$ ) (Carme et Pin, 1987 ; Ménot, 1987a,b).

Ceci conduit logiquement à pousser la comparaison avec les termes constitutifs observés au niveau de la vallée de la Romanche. Par leurs lithologies et leurs caractères métamorphiques, les ensembles leptynique ( $\zeta\lambda$ ) et leptyno-amphibolique ( $\lambda\delta$ ) sont respectivement proches des unités de la forêt de Rioupéroux (Rioupéroux B) et de l'unité de la Balme (Livet C) (Ménot, 1986). L'empreinte métamorphique majeure (paragenèses mylonitiques II) semble assimilable aux paragenèses associées à la foliation Sn + 1.

Dans ce cadre, les micaschistes ( $\xi g$ ) sont assimilables, pour l'essentiel, aux micaschistes ( $Z\zeta$  : feuille Vizille, 1972) associés à l'unité de la Balme.

L'extension vers le Nord de cet important édifice volcano-plutonique renforce la singularité du domaine sud-occidental du Rameau interne de Belledonne. C'est en effet le seul secteur des Massifs cristallins externes alpins où un tel épisode magmatique, d'âge dévonien tardif à tournaisien (Ménot et Paquette, 1993), est connu. Sur la base d'arguments géochimiques, ce magmatisme est considéré comme représentatif d'un environnement soit de marge active (Carme, 1975a ; Carme et Pin, 1987) soit d'amincissement crustal (Ménot, 1987a, b ; Ménot *et al.*, 1988b ; Ménot et Paquette, 1993).

Des datations complémentaires (U-Pb sur monozircons, BRGM) ont été tentées sur des méta-granites des formations ( $\zeta\lambda$ ) et ( $\lambda\delta$ ), mais sans succès : les zircons extraits étant peu nombreux et de fort mauvaise qualité.

#### • **Unité méta-ophiolitique**

**$\delta F$ . Amphibolites du Ferrouillet et de la Dent du Pra (Paléozoïque inférieur).** Elles forment l'arête centrale très dentelée du domaine sud-occidental, de la Dent du Pra à la Pointe du Muret. Les contacts sont systématiquement tectoniques : chevauchement plissé sur les formations dévono-dinantiennes ( $\zeta\lambda$ ,  $\lambda\delta$  et  $\xi g$ ) ou failles à fort pendage avec les

gneiss d'Allemont ( $\zeta_{b-mA}$ ). Cette unité tectonique supérieure, lithologiquement homogène, coïncide précisément avec la Formation du Ferrouillet de A.C. Tobi (1959) et était englobée, à tort, dans la formation de Belledonne (Carne, 1970a ; Carne et Pin, 1987) ou celle d'Allemont-Rochetaillée (Ménot, 1987a, b, 1988).

Sur le terrain, la Formation du Ferrouillet apparaît dans des structures synclinales hectométriques fortement dissymétriques (Pas du Pin, Ferrouillet, Sommet Colomb) (fig. 26, dépliant hors-texte). Homogène à l'échelle du massif, elle présente une forte hétérogénéité minéralogique et texturale à l'affleurement avec un rubanement, d'amplitude millimétrique à décimétrique, résultant soit des proportions relatives de l'amphibole et du plagioclase, soit de l'opposition entre faciès massifs et faciès schisteux. Les contacts peuvent être progressifs ou tranchés. Des plis, à toutes les échelles, affectent ce rubanement.

Les amphibolites constituent le lithotype principal ; elles se distinguent des amphibolites de l'ensemble leptyno-amphibolique dévonien ( $\lambda\delta$ ) par leur granulométrie plus grossière et par la teinte sombre des amphiboles. Les textures sont très diversifiées ; le faciès le plus courant se débite en plaquettes d'épaisseur centimétrique et montre une foliation et une linéation, à amphiboles prismatiques, marquées et parfois complétées par un fin litage plagioclasiq. D'autres faciès sont plus schisteux avec des amphiboles d'aspect fibreux. Les reliques magmatiques sont assez fréquentes. On décrit ainsi des metabasalts sous forme d'amphibolites plagioclasiq. fines, isotropes et renfermant des phénocristaux feldspathiques, automorphes et millimétriques. Des métagabbros sont également préservés au cœur de lentilles tectoniques ; le gradient de déformation observé à leur périphérie souligne la transition jusqu'à des amphibolites finement rubanées.

Les faciès leucocrates sont moins abondants. Ils sont soit plagioclasiq. et plus ou moins riches en amphiboles et forment des bandes, millimétriques à décimétriques, dans les amphibolites rubanées mylonitiques, soit quartzo-plagioclasiq. en bancs plus épais à contacts nets. Les premiers dérivent de cumulats gabbroïques, les seconds de granites sodiques *s.l.*.

La paragenèse principale des amphibolites se compose de hornblende verte nématoblastique, d'andésine ( $An_{30-40}$ ), d'épidote, d'apatite, de sphène et de minéraux opaques. La foliation majeure associée englobe des phénoclastes amphiboliques, souvent riches en inclusions opaques, et plagioclasiq. témoins d'un assemblage précoce. Dans certains échantillons moins transformés (métagabbros), des minéraux magmatiques sont préservés : labrador ( $An_{65}$ ), clinopyroxène au cœur de phénoclastes amphiboliques ou d'amas polycristallins d'amphibole et d'épidote. Dans les niveaux leucocrates, le plagioclase est largement dominant dans des matrices

granoblastiques à épidote en agrégats, amphibole aciculaire verte, zircon et quartz accessoires. Ce dernier n'est vraiment abondant que dans certains gneiss plagioclasiques dérivant probablement de plagiogranites.

L'évolution métamorphique et tectonique est complexe et difficile à décrypter. Cette formation amphibolitique a subi des déformations très intenses et son aspect mylonitique figure parmi ses caractéristiques essentielles. Toutefois, à l'échelle de l'affleurement, la structuration est clairement hétérogène et polyphasée. La très grande majorité des roches est foliée, et généralement la foliation majeure  $S_2$  transpose une foliation antérieure  $S_1$  préservée au sein de boudins tectoniques. Dans ces boudins, on observe des faciès qui, quoique totalement recristallisés, sont isotropes. Ceux-ci, finement grenus, leptynitiques ou amphibolitiques, recoupent la foliation  $S_1$  d'amphibolites feldspathiques grossières. Par leurs microtextures, la présence de phénoclastes plagioclasiques et leur chimisme, les faciès fins représentent d'anciens kéraatophyres et basaltes porphyriques intrusifs dans les métagabbros flasésisés. De telles figures impliquent l'existence de déformations ductiles et de recristallisations (foliation  $S_1$ ), antérieures à la mise en place des faciès volcaniques basiques et acides. Tous les termes sont ensuite repris par le second épisode tectonique et métamorphique, responsable de l'allure mylonitique de la formation des amphibolites du Ferrouillet et de sa foliation régionale  $S_2$ . L'ensemble des recristallisations statiques et dynamiques, associées aux deux foliations, témoignent de conditions mésozonales. Une telle histoire polymétamorphique, avec un épisode précoce contemporain du magmatisme, est très comparable à celle décrite dans l'ophiolite de Chamrousse voisine (Den Tex, 1950 ; Carme, 1975a, b ; Ménot, 1979, 1987a, b ; Bodinier *et al.*, 1981). Les travaux récents (Ménot, 1987a, b ; Ménot *et al.*, 1988a ; Guillot *et al.*, 1992) ont caractérisé les déformations et recristallisations précoces et démontré leur caractère intra-océanique et leur relation avec les mécanismes extensifs au droit d'une ride océanique.

### **Interprétation de la formation amphibolitique du Ferrouillet ( $\delta F$ ) ; signification et âge**

La formation du Ferrouillet est constituée pour l'essentiel par des amphibolites très mylonitiques mais possédant toutefois de nombreuses reliques texturales, et parfois minéralogiques, de protolites basaltiques et gabbroïques. Elle présente des points communs significatifs avec le complexe ophiolitique de Chamrousse :

- faciès lithologiques comparables à ceux observés dans la séquence gabbroïque supérieure (Ménot *et al.*, 1988a) ;
- évolution tectonométamorphique identique incluant deux événements majeurs dont l'un, précoce, est contemporain de l'accrétion magmatique et à caractère intra-océanique. Mais, contrairement à Chamrousse, les modalités de

ce métamorphisme océanique ne peuvent pas être précisées dans les amphibolites du Ferrouillet à cause d'une très forte empreinte mylonitique secondaire ;

– caractères géochimiques de tholéïtes océaniques. Les rapports inter-éléments suivants, symptomatiques des sources magmatiques et réputés peu mobiles lors des processus secondaires de déformation-recristallisation, ( $Zr/Y = 3,8 \pm 0,8$  ;  $Zr/Nb = 19,1 \pm 5,7$  ;  $Y/Nb = 4,8 \pm 1,8$ ) sont comparables à ceux des amphibolites, metabasaltes et métagabbros de l'ophiolite (Bodinier et *al.*, 1981 ; Ménot, 1987a, b). Les amphibolites du Ferrouillet sont plus particulièrement proches des metabasites ophiolitiques issues des lignées E et T-Morbs de Chamrousse ;

– même localisation structurale : la Formation du Ferrouillet est chevauchante sur les formations dévono-carbonifères et forme le sommet de l'édifice de nappes du Sud-Ouest de Belledonne.

La formation amphibolitique du Ferrouillet constitue une entité lithotectonique bien individualisée et doit être distinguée des ensembles leptyno-amphiboliques décrits précédemment ( $\lambda\delta$ ) et des amphibolites ( $\delta A$ ) intercalées dans les gneiss d'Allemont. Par ses caractères, lithologiques, pétrologiques, géochimiques et structuraux, cette entité constitue un témoin, plus oriental, de l'unité tectonique ophiolitique de Chamrousse. De ce fait, les amphibolites du Ferrouillet représentent un fragment de croûte océanique cambro-ordovicienne. Les protolites magmatiques observés, des gabbros essentiellement isotropes, des basaltes et quelques roches siliceuses, suggèrent qu'ils sont représentatifs de la partie supérieure de la séquence plutonique. L'intense déformation mylonitique secondaire ( $S_2$ ) affectant les roches s'explique par la proximité du contact basal.

**$\delta$ . Amphibolites ;  $\theta$ . Métagabbros ;  $\Sigma$ . Métapyroxénites et péridotites de l'« Ophiolite de Chamrousse » (limite Cambrien-Ordovicien).** Seule l'extrémité nord du complexe ophiolitique de Chamrousse affleure sur la feuille Domène où il est biseauté par la coalescence de l'accident méridien de la Pra-Livet (APL) et de l'Accident médian (AM) au niveau de Saint-Mury-Monteymont. Les meilleurs affleurements s'observent aux alentours d'une transversale joignant le col du Pré du Mollard au mont Saint-Mury. La continuité de la coupe est toutefois interrompue par de nombreux contacts tectoniques d'âge et de signification variés : ces derniers sont en effet matérialisés soit par des amphibolites mylonitiques anciennes, soit par des phyllonites chloriteuses, soit par des plans cataclastiques. Ils mettent en contact des metabasites qui appartiennent à des niveaux très divers de la pile ophiolitique telle qu'elle a été décrite plus au Sud (Carme, 1975a, b ; Ménot, 1979, 1987a, b). La base visible est constituée d'**amphibolites schisteuses** ( $\delta$ ), finement laminées à niveaux leucocrates, dans lesquelles sont préservés, en lentilles tectoniques, des métagabbros isotropes et des metabasaltes. Ces

faciès sont assimilables à l'assemblage composite formant le toit de la chambre plutonique. La foliation est globalement plane à faiblement pentée vers l'Est. Au-dessus du refuge du Molard (1 800 m environ), affleure une écaille composite de **roches ultamafiques** ( $\Sigma$ ) : elle contient quelques mètres de serpentinites et un ensemble finement rubané incluant des métapyroxénites, gabbros, basaltes porphyriques. Le contact tectonique entre ces deux lithologies est faiblement penté vers l'ENE et souligné par des amphibolites schisteuses. Les serpentinites sont riches en spinelles, bien visibles sur les patines d'altération, et intercalées de lits centimétriques de métapyroxénites. L'ensemble rubané montre une forte empreinte mylonitique et représente un fragment du complexe blastomylonitique de l'« Ophiolite de Chamrousse » (Carme, 1975a, b ; Ménot, 1979 ; Ménot et *al.*, 1988a). Son litage et sa foliation ont un fort pendage ESE. Puis, jusqu'au sommet du mont Saint-Mury la coupe présente des **métagabbros** ( $\Theta$ ), à granulométrie variable et à aspect de cumulats, montrant une déformation très hétérogène. Ils sont injectés par des metabasaltes et des métagabbros, souvent non foliés. Ces filons sont discordants à subconcordants sur la foliation de l'encaissant gabbroïque. On retrouve ici un argument soulignant le caractère syn-magmatique, intra-océanique, de certaines déformations précoces. Les relations entre les trois parties de la coupe ne sont pas définies et sont probablement tectoniques.

De nombreuses roches ont subi une cataclase et une altération tardive importantes. Toutefois l'examen microscopique montre la préservation de minéraux reliques des stades magmatiques et métamorphiques précoces. Ainsi, dans le complexe blastomylonitique, une métapyroxénite renferme du diopside magmatique en relative abondance alors qu'un clinopyroxène salitique associé à un plagioclase An<sub>55-60</sub> souligne le caractère plus différencié d'un métagabbro fin et isotrope intrusif associé. Dans cette dernière roche, on peut également observer de minces zones de cisaillement où pyroxène et feldspath recristallisent en mosaïque granoblastique. La composition des néoblastes est identique à celle des minéraux magmatiques, ce qui atteste du développement, en conditions sub-solidus, de la déformation. Celle-ci se poursuit sous une pression d'eau plus élevée et à température décroissante avec cristallisation de hornblende pargasitique puis de hornblende actinolitique. Ces cisaillements sont liés à la tectonique précoce, intra-océanique, comme le montrent les conditions thermobarométriques associées (T = 700 à 600 °C ; P < 0,2 GPa) et leur antériorité par rapport à certains filons ophiolitiques (Ménot, 1987a, b ; Guillot et *al.*, 1992).

La foliation régionale est marquée par le développement de paragenèses à hornblende verte, oligoclase, épidote, sphène, caractérisant des conditions mésozonales.

## **Signification géodynamique du complexe ophiolitique de Chamrousse**

Les travaux récents (Ménot et Paquette, 1993) considèrent cette ophiolite comme un fragment de croûte océanique accrétée au niveau d'une ride lente dans un bassin de faible extension. Ce bassin se serait ouvert soit sur une marge passive (Ménot, 1987a, b ; Ménot *et al.*, 1988a) soit en position arrière-arc (Pin et Carme, 1987). Par son âge, à la limite Cambrien–Ordovicien (Pin et Carme, 1987 ; Ménot *et al.*, 1988a), le complexe de Chamrousse constitue un témoin de la distension pré-orogénique hercynienne.

### ***Belledonne nord-est (Est de l'accident de la Belle Étoile–le Rivier)***

Le domaine nord-oriental de Belledonne (Vivier *et al.*, 1987 ; Ménot, 1988) s'étend du bassin de Bourg-d'Oisans jusqu'au Beaufortin. Il occupe l'angle sud-est de la feuille Domène et sa limite occidentale est formée par l'Accident médian au Nord et l'accident du Rivier d'Allemont–Belle Étoile au Sud.

Il présente un axe granitique (granite des Sept Laux) encadré à l'Ouest par le prolongement des gneiss d'Allemont et à l'Est par les formations gneissiques affleurant entre Maupas et Grand-Maison. Sur ce petit secteur, se retrouvent pratiquement toutes les caractéristiques lithologiques, pétrologiques et structurales qui fondent la spécificité du domaine nord-oriental à l'échelle du massif de Belledonne :

- lithologies gneissiques et amphibolitiques recoupées par des granitoïdes syncinématiques carbonifères ;
- évolution tectono-métamorphique à pression décroissante avec, en particulier, des reliques d'un événement de haute pression, d'âge probablement éo-dévonien ;
- structure marquée par l'omniprésence d'une foliation mylonitique tardive fortement pentée.

Les trois formations décrites ci-dessous ( $\zeta_{b-mR}$ ,  $\zeta_{b-n}$ ,  $\delta R$ ) présentent une structure générale commune, globalement monoclinale, déterminée par une foliation mylonitique N30° fortement pentée vers l'Est (55 à 80°) ; elles enserment des lentilles tectoniques à toutes les échelles et montre de fréquentes figures de biseautage tectonique. D'autre part, elles sont recoupées par de nombreux filons de granites *s.l.* ( $\gamma^{4-5}$ ) faiblement discordants. Ces filons sont décrits plus loin avec les roches granitoïdes.

$\zeta_{b-mR}$ . **Gneiss à biotite-muscovite du Rissou–Rocher Blanc (Précambrien ? - Paléozoïque inférieur)**. Cet ensemble a été distingué par J.L. Verjat (1980). Il constitue l'encaissant oriental du granite des Sept Laux sous la forme d'une bande de largeur kilométrique et d'essaims d'enclaves ou

de *septa* continus (Est de la Tête de Monvoisin) dans le pluton lui-même. Les gneiss ( $\zeta_{b-mR}$ ) forment une série de sommets depuis Rocher Badon au Nord, Rocher Blanc, Pic de l'Agnelin, Pic des Eustaches jusqu'au Rissiou au Sud. Outre les filons granitiques tardifs, ces gneiss renferment diverses intercalations, décamétriques à hectométriques, d'orthogneiss œillés, d'amphibolites variées et de lentilles de serpentinites (secteur Rocher Blanc-col de l'Amiante). À l'Est, cette formation gneissique ( $\zeta_{b-mR}$ ) passe, avec des récurrences, aux amphibolites des Rochers Rissiou.

Ces gneiss sont lithologiquement comparables aux gneiss d'Allemont décrits précédemment. Ils s'en distinguent pourtant par leur histoire tectono-métamorphique (existence probable d'un épisode précoce à haute pression et rétro-morphose mylonitique tardive intense). Le caractère dominant est la présence de muscovite qui distingue ces gneiss ( $\zeta_{b-mR}$ ) de ceux de l'ensemble de Grand-Maison ( $\zeta_{b-h}$ ).

Dans les gneiss ( $\zeta_{b-mR}$ ), la foliation mylonitique régionale, fortement redressée, oblitère largement la totalité des événements antérieurs qui ne seront reconnus que dans quelques macrolithons et plus fréquemment dans certains faciès intercalés (amphibolites et orthogneiss). De ce fait, l'assemblage minéralogique banal à biotite, muscovite, oligoclase ( $An_{25-30}$ ), quartz et minéraux accessoires (zircon, apatite, épidote, rutile, tourmaline) est uniforme. Le quartz apparaît souvent en rubans polycristallins soulignant, à diverses échelles, la foliation. Le grenat est peu fréquent et le staurotide ou les silicates d'alumine n'ont pas été observés.

Dans les macrolithons, on note la présence de leucosomes boudinés et plissés. La foliation relictuelle à deux micas est affectée par des microplis symétriques dont les axes montrent une inclinaison variable, entre 35 et 80°. Les plans axiaux sont parallèles à la foliation mylonitique régionale et induisent une schistosité de flux au sein des microlithons.

Les **orthogneiss** forment des intercalations lenticulaires concordantes d'épaisseur décamétrique. Elles s'observent par exemple dans la combe supérieure du ruisseau de l'Âne, au bord de la RD 526 (ruisseau de l'Orge) et en divers points de l'arête Rochers Motas-Rochers Rissiou. Ces gneiss se distinguent des gneiss encaissants ( $\zeta_{b-mR}$ ) par la préservation de phénoclastes pluricentimétriques de microcline. La transition entre les deux faciès est progressive et correspond à un gradient de déformation : il s'y développe un terme intermédiaire schisteux à ocelles quartzo-feldspathiques, plus petites (1 cm environ) et généralement polycristallines.

La présence de reliques microtexturales magmatiques et minéralogiques, avec microcline pœcilitique à inclusions de biotite et de plagioclase et minéraux accessoires abondants (zircon, apatite), confirme la nature



granitique et porphyroïde du protolite des gneiss œillés. La foliation métamorphique comprend biotite, muscovite, quartz et plagioclase et le quartz, abondant, y forme des rubans et lentilles polycristallines à grains finement suturés.

Des amphibolites constituent des bancs et des boudins, métriques à décamétriques, plus particulièrement abondants à l'Est de l'ensemble des gneiss ( $\zeta_{b-mR}$ ). Leurs faciès et leur histoire tectono-métamorphique sont strictement similaires à ceux de la formation des Rochers Rissiou ( $\delta R$ ) décrite ci-dessous, avec, en particulier, la préservation de reliques éclogitiques.

**$\delta R$ . Amphibolites des Rochers Rissiou (Paléozoïque inférieur – Ordovicien inférieur).** Elles constituent une bande continue de quelques centaines de mètres d'épaisseur ainsi que des bancs, des lentilles et des boudins, d'amplitude décamétrique à décimétrique, intercalés dans les formations gneissiques adjacentes ( $\zeta_{b-mR}$ ,  $\zeta_{b-h}$ ). Les meilleurs affleurements sont visibles en amont du lac de l'Âne et sur les crêtes des Rochers Rissiou mais de très beaux échantillons peuvent être observés en éboulis en amont de la RD 526, dans la vallée de l'Eau d'Olle.

À l'Est comme à l'Ouest, le passage aux gneiss s'effectue rapidement, en quelques mètres, par récurrences des différents faciès (combe du ruisseau de l'Âne, arête Rochers Motas–Rochers Rissiou). Le rubanement général est souligné par des variations granulométriques, d'origine *pro parte* mylonitique, et modales des minéraux essentiels, amphiboles et plagioclase. Il est globalement concordant avec la foliation régionale. À l'échelle de la formation, la foliation mylonitique n'est pas totalement pénétrative et épargne de nombreuses lentilles tectoniques où sont préservées des structures et paragenèses plus précoces.

Les faciès les plus profondément transformés, formant la matrice de la bande amphibolitique principale et les lentilles incluses dans les gneiss adjacents, correspondent à des amphibolites, foliées ou linées et plus ou moins plagioclasiques, soit homogènes soit rubanées.

Dans les zones moins structurées par l'épisode mylonitique tardif, s'observent divers faciès, généralement plus grossiers et au rubanement plus fruste, dont la nature varie depuis des hornblendites équantes à grain centimétrique jusqu'à des faciès hololeucocrates à plagioclase et quartz subordonné, en passant par des amphibolites feldspathiques variées. Ces faciès, témoins de l'histoire anté-mylonitique, représenteraient les différents termes d'une série amphibolique migmatitique (cf. références *in* Vivier et *al.*, 1987). Dans ces macrolithons, est préservée une foliation relictuelle, antérieure à contemporaine d'une migmatisation comme le soulignent les leucosomes généralement sécants. Cette surface ancienne

peut être intensément plissée et transposée selon la foliation mylonitique, comme décrit ci-dessus dans les gneiss ( $\zeta_{b-mR}$ ). Enfin, plus rarement, quelques faciès particuliers ont été décrits sous la forme de boudins tectoniques métriques, d'une part, de métagabbros à grain plurimillimétrique et localement très plagioclasiques (combe supérieure du ruisseau de l'Âne, Rochers Rissiou) et d'autre part, de **méta-éclogites** (Rochers Motas, Rochers Rissiou, combe supérieure du ruisseau de l'Âne, arête sud-est du Rocher Blanc) reportées sur la carte ( $\delta R_1$ ).

Dans la plupart des faciès, hornblendites (anciens mélanosomes ?) et métagabbros inclus, les paragenèses se composent de hornblende verte, andésine sodique ( $An_{30-40}$ ), apatite et oxydes ferrotitanés. La biotite est fréquente et le quartz n'est bien représenté que dans les faciès très feldspathiques. L'apparition tardive de chlorite, séricite, zoïsite, calcite et sphène accompagne une décroissance des conditions thermodynamiques au cours de l'épisode mylonitique tardif.

Par contre les **méta-éclogites** ( $\delta R_1$ ) renferment des reliques d'un stade précoce de l'histoire de la formation amphibolique ( $\delta R$ ). En effet, ces roches possèdent une matrice à foliation fruste englobant des nodules plagioclasiques millimétriques, sphériques ou étirés (« amphibolites à nodules »). La matrice montre le remplacement de symplectites à clinopyroxène + plagioclase + quartz, par des pœciloblastes de hornblende verte riches en gouttelettes de quartz. Parallèlement, le grenat, parfois préservé au cœur des nodules, est dégradé en agrégats polycristallins d'andésine et d'épidote. De tels faciès nodulaires et symplectitiques cristallisent fréquemment lors de l'évolution rétrograde d'éclogites, les symplectites se substituant aux omphacites (Liégeois et Duchesne, 1981 ; Dufour et *al.*, 1985). Cette interprétation est par ailleurs étayée par la composition du pyroxène des symplectites correspondant à un diopside salitique encore riche en sodium (0,30 à 0,50 pour 4 cations).

La présence de méta-éclogites dans ce secteur de Belledonne est logique ; de telles roches sont bien connues au sein de formations amphibolitiques considérées comme latéralement équivalentes à ( $\delta R$ ) (Carme, 1977 ; Vivier et *al.*, 1987 ; von Raumer et Ménot, 1989 ; von Raumer et *al.*, 1993) dans le Nord de Belledonne (Beaufortin) et les Aiguilles Rouges. Elles y apparaissent également dans des boudins tectoniques à cœur éclogitique et cortex totalement amphibolitisé (von Raumer, 1981 ; Liégeois et Duchesne, 1981).

Un examen synthétique des différents faciès de la formation amphibolique ( $\delta R$ ) permet de définir la chronologie tectono-métamorphique suivante : métamorphisme de haut degré (faciès éclogite et/ou granulite, Sn-2), métamorphisme et anatexie syn- à tardimétamorphe (faciès amphibolite, Sn-1), foliation mylonitique (faciès amphibolite puis schistes verts, Sn).

**A. Serpentinites et métapyroxénites (Paléozoïque inférieur ?).** À l'Est du granite des Sept Laux, trois pointements, alignés selon la structure régionale, s'observent sur le flanc est de la ligne de crête Rocher Badon–Rocher Blanc–col de l'Amiante. Il s'agit de lentilles d'épaisseur décamétrique au sein des gneiss à deux micas ( $\zeta_{b-mR}$ ) qui, dans ce secteur, sont particulièrement enrichis en niveaux amphiboliques et leptyno-amphiboliques ( $\delta R$ ). Le gisement central, situé sur l'arête est du Rocher Blanc, se prête bien à l'observation de détail. Les contacts avec l'encaissant sont tranchés et la masse ultramafique se distingue dans le paysage par son aspect massif et sa couleur rouille. Elle se compose de métapyroxénites et des serpentinites sus-jacentes et volumétriquement subordonnées (5 m d'épaisseur).

Les ultrabasites sont peu orientées et la foliation se manifeste seulement dans quelques échantillons par l'alignement de nids de chlorites. Ponctuellement, un litage  $S_0$  (?) est souligné par de fins chapelets de minéraux opaques. En fait, l'orientation est surtout conférée par un réseau de plans de glissement anastomosés recouverts d'asbeste et de chlorite. Au microscope, les serpentinites montrent une texture réticulée parsemée de nids de chlorite lamellaire, actinote, opaques et carbonates. Ces nids s'orientent dans la foliation lorsqu'elle existe. Des lits de magnétite (pseudomorphoses de spinelles primaires ?) renferment de très fins cristaux de micas noirs.

Les métapyroxénites sont plus diversifiées et variablement amphibolitisées : faciès isotropes ou foliés, de granulométrie fine ou grossière (millimétrique) et parfois à plagioclase. Toutefois les relations entre ces divers faciès sont difficiles à définir (lits, filons ?). Les pyroxénites foliées sont recoupées par des zones de cisaillement, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, dans lesquelles l'amphibolitisation se développe plus largement.

Divers stades d'évolution sont observés dans ces roches. Certaines conservent des reliques apparemment magmatiques : textures grenues et microgrenues, et phénoclastes équants de clinopyroxène. Les recristallisations précoces correspondent à l'acquisition d'une matrice granonématoblastique à diopside et plagioclase. Un stade ultérieur voit l'apparition de clinoamphiboles incolores, vertes ou brun clair et localement de biotite et de talc. La chlorite, en larges lamelles, est présente dans toutes les roches en quantités très variables. Les minéraux accessoires sont parfois abondants avec sphène et épidote dans les faciès à plagioclase.

Le calage chronologique de ces différents stades est difficile car la rhéologie particulière des ultramafites interdit des comparaisons fiables de leurs structures de déformation avec celles des gneiss encaissants.

$\zeta_{b-h}$ . **Gneiss à biotite-hornblende (Précambrien ? - Paléozoïque inférieur)**. L'ensemble des gneiss à biotite-amphibole s'inscrit entre la bande amphibolitique des Rochers Rissiou et la couverture liasique. De ce fait, il se biseaute vers le Sud au niveau des Rochers Motas. Il présente de beaux affleurements le long du nouveau tracé de la RD 526, ainsi que dans la carrière en rive gauche et en aval du barrage de Grand-Maison. Dans ce secteur en particulier, la formation est recoupée par de nombreux filons de granite ( $L^{\gamma^{4-5}}$ ) d'épaisseur décamétrique. Le passage à l'ensemble amphibolique des Rochers Rissiou est graduel et les gneiss renferment de nombreux boudins ou bancs de metabasites.

Les gneiss  $\zeta_{b-h}$  apparaissent sous divers faciès : gneiss gris et finement lités, gneiss schisteux ocellaires et gneiss migmatitiques qui représentent les produits d'une déformation mylonitique hétérogène. Dans des macro- et des microlithons, les faciès les moins tectonisés présentent des leucosomes quartzofeldspathiques, équants et bien individualisés. Lors de la mylonitisation, ces leucosomes sont d'abord boudinés et étirés en ocelles et lentilles polycristallines dont les microplis soulignent une foliation relique. Ces lentilles sont ensuite accordées en lits extrêmement fins dans la foliation. Cette évolution tectonique accompagne la transposition d'une foliation microplissée relique ( $S_{n-1}$ ) par la foliation mylonitique régionale ( $S_n$ ).

D'un point de vue minéralogique, quartz, feldspaths potassiques et plagioclases, biotite et hornblende sont les constituants essentiels, associés au grenat, à l'apatite, l'épidote, le sphène et le zircon. Chlorite et actinotrémolite se développent tardivement.

Feldspaths et hornblendes appartiennent souvent à deux générations, clastiques et granonématoblastiques, respectivement anté et syn-mylonitiques. Biotite, grenat s'inscrivent dans la foliation majeure où cristallisent ultérieurement chlorite et actinote, enregistrant ainsi la décroissance des conditions thermodynamiques.

### ***Interprétation des formations gneissiques ( $\zeta_{b-mR}$ , $\zeta_{b-h}$ , $\delta R$ , $\Lambda$ ) ; signification et âge***

• **Les gneiss du Rissiou–Rocher Blanc ( $\zeta_{b-mR}$ )** sont issus de la recristallisation d'une ancienne série migmatitique lors d'un épisode mylonitique en contexte méso à supracrustal. Selon leurs caractéristiques chimiques (Verjat, 1980), les gneiss à biotite-muscovite dérivent de sédiments à dominantes pélitique et grésopélitique. Cet encaissant (méta- ?) sédimentaire est associé (i) à des intrusions de granites porphyroïdes (orthogneiss) et (ii) à des magmas basiques (amphibolites) dont le caractère intrusif ou extrusif ne peut être précisé.

Un âge **ordovicien inférieur**,  $489 \pm 22$  Ma, a été déterminé pour un orthogneiss (métagranite porphyroïde) par la méthode d'évaporation du plomb sur monozircon (C. Guerrot, données inédites BRGM, 1996). Il est significativement plus ancien que ceux obtenus sur des orthogneiss œillés des massifs du mont Blanc ( $453 \pm 3$  Ma ; Bussy et von Raumer, 1993) et du Gothard ( $439 \pm 5$  Ma ; Sergeev et Steiger, 1993). De ce fait, on peut affecter un âge minimal cambrien pour la formation des gneiss encaissants ( $\zeta_{b-mR}$ ).

- **Les gneiss à biotite-hornblende de Grand-Maison** ( $\zeta_{b-h}$ ) sont aussi d'anciennes migmatites. Ils se distinguent des gneiss précédents par une charge amphibolique nettement plus importante. Leur composition chimique est celle de grauwackes nourris par un magmatisme basique et/ou bimodal (Verjat, 1980).

- **Les amphibolites des Rochers Rissiou** ( $\delta R$ ) ont subi de profondes transformations lors de leur histoire métamorphique, dont un épisode de fusion partielle susceptible d'avoir considérablement modifié leur signature géochimique originelle. Toutefois, la préservation de reliques texturales gabbroïques et les données chimiques obtenues sur des échantillons peu remobilisés (fig. 3 de l'article Ménot et Paquette, 1993) confirment l'origine ignée de ces amphibolites. Leur composition est proche de celle des basaltes de rides océaniques mais montre, de surcroît, les effets d'une contamination par la croûte continentale. Ces roches basiques témoigneraient d'un épisode magmatique dans un contexte distensif ensialique (Ménot et *al.*, 1988b ; Ménot et Paquette, 1993).

- **Les serpentinites et pyroxénites** (L) disséminées en lambeaux tectoniques au sein des gneiss sont hypothétiquement rattachées à ces manifestations éruptives pré-orogéniques.

L'âge des roches basiques n'a pas été défini dans ce secteur-ci de Belledonne. Mais des faciès comparables, étudiés plus au Nord, dans le Beaufortin, c'est-à-dire dans des séries latéralement équivalentes, ont donné des âges de mise en place à l'Ordovicien inférieur ( $473 \pm 28/-31$  Ma : U-Pb en dilution isotopique sur zircons : Paquette et *al.*, 1989). Ceci est en accord avec un âge au moins cambrien pour les gneiss encaissants ( $\zeta_{b-mR}$ ,  $\zeta_{b-h}$ ).

L'ensemble de ces gneiss et amphibolites ( $\zeta_{b-mR}$ ,  $\zeta_{b-h}$ ,  $\delta R$ ) semble avoir subi une histoire commune, longue et complexe. Ils portent l'empreinte d'une intense déformation tardive, responsable des structures subverticales généralisées et accompagnées de recristallisations en conditions méso- à épizonales (biotite-hornblende-muscovite plus chlorite-actinotrémolite).

L'histoire antérieure est révélée par des reliques préservées au sein de boudins tectoniques. Elles permettent de tracer une évolution à pression et

température globale décroissantes : faciès écolite puis faciès amphibolite accompagné d'un épisode de fusion partielle, faciès amphibolite à schistes verts contemporains d'une mylonitisation intense. Cette évolution s'apparente à celle décrite plus au Nord, dans des formations comparables mais beaucoup moins affectées par la tectonique en décrochement carbonifère (Gasquet, 1979 ; von Raumer, 1981, 1983 ; von Raumer et Schwander, 1985).

Du point de vue chronologique, cette succession d'événements tectono-métamorphiques serait d'âge dévonien à carbonifère inférieur. En effet, par analogie avec les écolites du Nord de Belledonne, l'âge du métamorphisme de haut degré serait éo-dévonien ( $395 \pm 2$  Ma : méthode U-Pb par dilution isotopique sur zircons, Paquette et *al.*, 1989). En aval, la reprise mylonitique, méso à épizonale, est calée par l'intrusion syntectonique au Viséen des granitoïdes de type Sept Laux-Saint-Colomban (Debon et *al.*, 1994, 1998).

L'influence alpine se manifeste par la réactivation des discontinuités structurales paléozoïques et par un réchauffement qui perturbe les systèmes isotopiques des biotites et muscovites (Demeulemeester et *al.*, 1986).

L'existence de passages progressifs entre les ensembles ( $\zeta_{b-mR}$ ), ( $\delta R$ ) et ( $\zeta_{b-h}$ ) ainsi que celle d'intercalations amphibolitiques dans les gneiss, suggèrent une continuité lithologique entre ces différents termes. Toutefois, des relations tectoniques ne peuvent être exclues, ces formations ayant été impliquées, au Carbonifère inférieur, dans une zone de décrochement importante, responsable de l'oblitération de structures majeures anciennes. Ainsi, une interprétation en termes d'édifice de nappes ultérieurement verticalisé est possible (von Raumer et Ménot, 1989).

La poursuite latérale de ces formations en direction du Nord de Belledonne, du Beaufortin et des Aiguilles Rouges est admise depuis longtemps (Bordet et Bordet, 1963 ; Carme, 1970c). Des arguments pétrologiques, géochimiques et géochronologiques ont depuis étayé cette proposition (cf. synthèse in Vivier et *al.*, 1987 ; Paquette et *al.*, 1989 ; von Raumer et *al.*, 1993 ; Ménot et Paquette, 1993). Ainsi, les formations gneissiques (zb-mR, zb-h, dR, L) de la feuille Domène constituent la terminaison méridionale des séries gneissiques du domaine nord-est de Belledonne. Au sein de la chaîne hercynienne, ces séries sont assimilées aux « Groupes leptyno-amphiboliques » (Bodinier et *al.*, 1981 ; Ménot et *al.*, 1988b ; Bouchardon et *al.*, 1989 ; von Raumer et Ménot, 1989 ; Ménot et Paquette, 1993). Elles sont analogues par la nature et l'âge de leurs constituants lithologiques et par les modalités de leur structuration tectono-métamorphique (Santallier et *al.*, 1988). Les implications d'une telle corrélation sont abordées au chapitre « Évolutions tectonique et géodynamique ».

## Écailles du col du Sabot

ξG. **Schistes graphiteux et chloriteux à niveaux gréseux (Carbonifère inférieur) - passées de méta-conglomérats (1)**. Cette entité forme une bande NE-SW de 250 à 700 m de large, passant au niveau du col du Sabot. Elle apparaît entre la couverture mésozoïque de Belledonne et celle des Grandes Rousses et comporte elle-même sa couverture propre dont les contacts peuvent être stratigraphiques (beaux exemples de discordances du Trias sur le socle) ou tectoniques. Des failles alpines entraînent l'écaillage partiel de la formation schisteuse (failles NE-SW bordières ou redoublant la série).

La formation du col du Sabot présente un rubanement à toutes les échelles, millimétrique à plurimétrique, avec, comme lithotypes principaux : schistes chloriteux, méta-arkoses et méta-conglomérats. Il n'a pas été défini d'organisation stratigraphique précise, mais les faciès conglomératiques semblent plus développés à l'Est du gisement.

La structure majeure est une foliation régionale d'orientation N30-40° et subverticale (90 à 80°W), associée à une déformation mylonitique hétérogène. Cette foliation se superpose et recoupe une stratification N50-60°, souvent moins pentée (50-70°W), définie par l'alternance des divers lithotypes. Localement, et plus particulièrement sur la bordure ouest, se développent des microplis en chevrons, associés à une schistosité de crénulation. Leur axe, N60° à plongement nord ou sud faible (10 à 30°), est souligné par une linéation.

Les schistes verts se caractérisent par leur hétérogénéité, avec un litage d'épaisseur inframillimétrique à millimétrique, où alternent niveaux siltiques à chlorite + quartz + sulfures ± calcite ± séricite, niveaux gréseux et arkosiques et niveaux microconglomératiques. La fraction détritique des arkoses et microconglomérats se compose de clastes de quartz, de feldspath et de muscovite. Dans les conglomérats, elle inclut des galets pluricentimétriques de granites clairs, d'aplites et de pegmatites, de gneiss leptyniques et de quartz polycristallin et, très ponctuellement, de schistes. La présence de ces galets schisteux, dont la nature est comparable à celle des schistes verts associés, suggère l'existence d'une tectonique syn-sédimentaire. La matrice des méta-conglomérats est gréseuse ou schisteuse et possède la même composition que les faciès décrits précédemment. Les schistes noirs, à graphite + quartz + sulfures sont moins fréquents et paraissent se localiser dans des couloirs de déformation mylonitique.

Lors de la structuration tectonométamorphique, la déformation de ces galets a été très variable, nulle ou induisant un aplatissement en lentilles ( $L/l = 5$  à  $7$ ), voire en rubans pour les éléments de quartz.

Les paragenèses associées à la foliation traduisent un contexte typiquement épizonal. Il n'a pas été observé de minéraux reliques (hornblende, plagioclase) ou de pseudomorphoses témoignant d'une histoire métamorphique ou magmatique antérieure.

***Interprétation des schistes graphiteux et chloriteux à niveaux gréseux et passées de méta-conglomérats du col du Sabot (ξG) ; signification et âge***

Tous les faciès relevés dans la formation du col du Sabot sont encore clairement identifiables comme étant les produits de remplissage d'un ancien bassin sédimentaire. La sédimentation s'y caractérise par une alternance de dépôts siltogréseux entrecoupée par des décharges conglomératiques importantes. L'ampleur de ces dernières suggère l'existence d'un environnement très instable et tectoniquement actif. Un contexte de bassin intracontinental en domaine orogénique pourrait expliquer de telles caractéristiques. L'âge de ces roches n'est pas connu ; leur structuration et, *a fortiori* leur dépôt, sont anté-triasiques.

L'évolution tectonique et métamorphique des métasédiments est simple : à une stratification  $S_0$ , bien préservée, se superpose une déformation mylonitique hétérogène, responsable de la foliation et de couloirs de cisaillement soulignés par des schistes noirs. Des plis postfoliaux induisent localement une schistosité de crénulation. Les recrystallisations associées à la foliation traduisent des conditions métamorphiques de faible degré (chlorite, séricite, quartz, calcite et graphite).

Au sein des Massifs cristallins externes alpins, les corrélations posent problème. Globalement la formation schisto-conglomératique du col du Sabot présente des analogies lithologiques et pétrologiques avec la « série verte supérieure » (Bordet et Bordet, 1963) (cf. synthèse *in* Vivier et *al.*, 1987), classiquement considérée comme d'âge dinantien et comparée aux formations à faciès Culm des Vosges et du Massif central (Bordet et Bordet, 1963 ; Carme, 1977). L'un des éléments de cette « série verte supérieure », la formation du Taillefer dans le Sud de Belledonne, a été datée par microfaune du Viséen (Gibergy, 1968).

Toutefois, L. Giorgi (1979) propose une autre interprétation : il assimile les faciès schisteux du col du Sabot aux schistes d'Huez-Vaujany datés du Cambrien (Giorgi et *al.*, 1979) mais considère que les faciès conglomératiques sont d'âge carbonifère supérieur et correspondent à des copeaux tectoniques au sein des schistes. Cette proposition a été reprise pour les schistes et conglomérats de la Sambuis situés plus au Nord (feuille Saint-Jean-de-Maurienne) sur le versant ouest de la vallée du Glandon, mais géographiquement proches du col du Sabot (Verjat, 1980). Une telle proposition nous semble devoir être rejetée étant donné d'une part



l'association étroite, sédimentologique, des faciès silteux et conglomératiques et d'autre part l'empreinte métamorphique épizonale observée dans la matrice des conglomérats. Une telle empreinte est au moins anté-houillère.

En l'absence de données géochronologiques nouvelles, la formation schisto-conglomératique du col du Sabot sera considérée comme liée au fonctionnement de bassins sédimentaires intracontinentaux évoluant, en contexte de transtension, dans les stades tardifs de l'orogène hercynien (von Raumer *et al.*, 1993).

## ROCHES PLUTONIQUES – GRANITOÏDES – (Viséen)\*

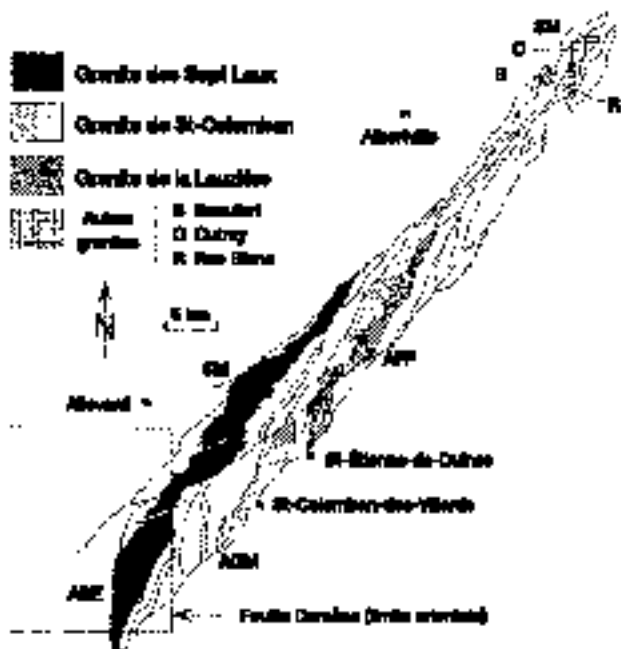
La plupart des granitoïdes non métamorphiques de la feuille Domène appartiennent au pluton (ou « granite ») des Sept Laux, d'âge viséen. Pour le reste, il s'agit de filons associés à l'encaissant oriental de ce pluton, très probablement viséens eux aussi.

### **Granite des Sept Laux (Viséen)**

Le granite des Sept Laux ou d'Épierre (feuilles La Rochette, Saint-Jean-de-Maurienne, Domène, Vizille) forme un étroit ruban de 48 km de long sur 2 à 5 km de large, allongé parallèlement aux grandes structures régionales (feuille Domène, 1969 ; Carme, 1970d ; Gasquet, 1979 ; Verjat, 1980 ; Ménot, 1987, 1988 ; Vivier *et al.*, 1987 ; Bogdanoff *et al.*, 1991 ; Debon *et al.*, 1994, 1998 ; Lacheny, 1995). C'est le plus occidental des trois grands axes plutoniques du massif de Belledonne (Sept Laux, Saint-Colomban-des-Villars, la Lauzière), tous localisés dans les formations métamorphiques de son domaine nord-oriental (fig. 3). Disposés en échelon les uns par rapport aux autres, ces trois axes présentent une forme amygdalaire très aplatie et plus ou moins boudinée. Il s'agit de granites syn-tectoniques dont l'âge viséen (335-343 Ma) a été récemment établi (Debon *et al.*, 1994, 1998).

La feuille Domène concerne la partie méridionale du granite des Sept Laux (fig. 3), sans en recouvrir toutefois l'extrémité sud (feuille Vizille). Le granite s'y développe sur environ 15 km, selon une direction N10°E s'infléchissant à N35°E vers le Nord. Ses affleurements (38 km<sup>2</sup>) apparaissent en altitude à partir de 1 200 m (vallées de l'Eau d'Olle et de la Combe Madame) jusqu'à environ 2 900 m (arêtes ouest du Rocher Blanc et du Rocher Badon). La vallée de l'Eau d'Olle en offre une bonne coupe, le long de la RD 526 et de sa récente déviation en rive gauche. Toutefois, le secteur le plus favorable pour observer l'ensemble des faciès se situe au niveau des lacs des Sept Laux, le long de la transversale joignant pic et lac de la Belle Étoile à ceux de l'Agnelin.

\* Rédaction F. DEBON.



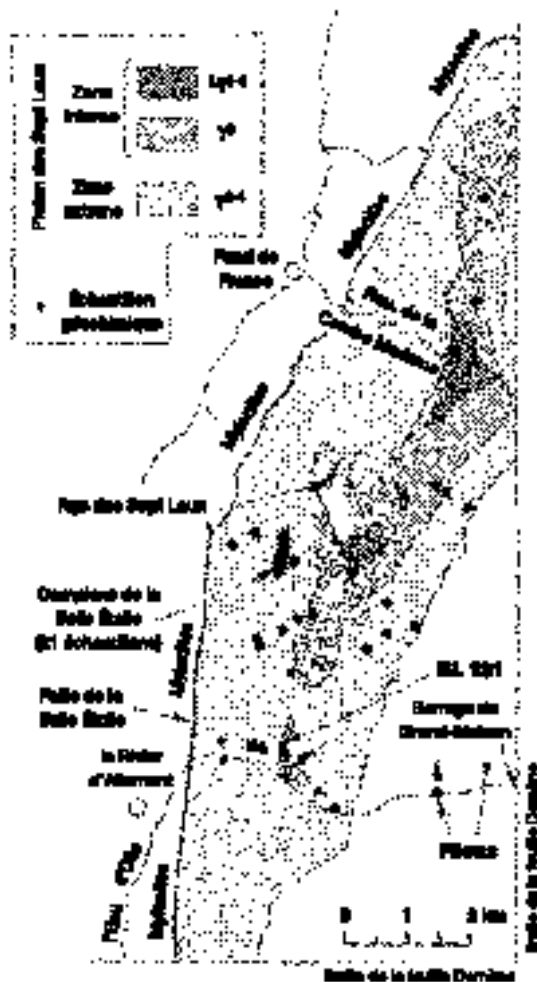
**Fig. 3 - Les trois plateaux granitiques du domaine nord-oriental du massif de Bellunois : Sept-Laux, St-Colomban-de-Valère, la Lauclère (d'après G. Uster et al., 1987, revuifié). localités : ABE, Bas-Etze ; JPT, Faval de France ; ABB, Grand-Maison ; SM, "Spécial Maison"**

Le granite des Sept Laux forme une lame déversée vers l'Ouest, concordante en grand avec son encaissant [gneiss à biotite  $\pm$  muscovite ( $\zeta_{b-mR}$ ) ; voir coupes tectoniques de la fig. 26]. Ses relations avec cet encaissant sont typiquement intrusives comme en témoignent, en particulier, les nombreuses enclaves (*septa*) qu'il renferme. Toutefois, sa limite occidentale est toujours très fortement déformée, ayant été reprise, notamment, dans le rejeu sénestre de l'accident sub-vertical de la Belle Étoile (fig. 4). Les effets du métamorphisme de contact sur un tel encaissant demeurent très discrets (fibrolite dans certaines enclaves).

Le pluton des Sept Laux est principalement constitué de granites clairs, foliés, à grain fin ou moyen, parfois porphyroïdes, peu diversifiés dans leur composition. Pour l'essentiel, il s'agit de roches à quartz xénomorphe en plages polycristallines, feldspath-K (microcline typique ou non), subautomorphe à xénomorphe, habituellement peu perthitique, parfois zoné ou/et pœcilitique (inclusions de quartz automorphe, plagioclase, biotite), plagioclase subautomorphe à zonation normale (oligoclase, en général),  $\pm$  myrmékites, biotite brun acajou, apatite, zircon. Chloritisation des biotites et séricitisation des plagioclases s'y expriment à des degrés très divers.

Tous les faciès composant le granite des Sept Laux présentent une foliation redressée, parallèle en grand aux limites du pluton et donc aux structures régionales (mise en place syntectonique, cf. chapitre « Données structurales »). D'origine syn-magmatique, elle a été reprise localement par les déformations ultérieures. Ces déformations post-magmatiques montrent une intensité très variable d'un secteur à l'autre. Elles sont maximales tout au long de la bordure occidentale du pluton où, sur une puissance d'ordre hectométrique, elles se traduisent par un développement de mylonites à recrystallisations de quartz, séricite et chlorite ( $\pm$  muscovite et biotite en s'éloignant du contact). Globalement beaucoup moins prononcées ailleurs, elles peuvent demeurer assez fortes par endroits (ex. au Sud de l'Eau d'Olle) et s'accompagner d'une recrystallisation partielle du quartz et de la biotite. Leur intensité tend à décroître vers le cœur du pluton pour se réduire localement à une simple extinction onduleuse des deux minéraux précités. Aucune partie du pluton n'a cependant échappé à ces déformations secondaires.

En dépit de la faible gamme de composition offerte par ses termes granitiques, responsable de la fausse réputation d'homogénéité qui lui a été faite, ce pluton s'avère, dans le détail, d'une grande complexité. Par contre, son architecture globale répond à un modèle simple, de type zoné concentrique (Debon et *al.*, 1994). Il s'agit en l'occurrence d'un **modèle à deux zones** (fig. 4) dont la distinction repose sur des critères de terrain, les uns propres aux granites eux-mêmes (texture, granulométrie, charge en minéraux colorés), les autres liés aux enclaves qu'ils renferment.



**Fig. 4 - Localisation des échantillons (E1) prélevés pour analyses électriques dans le pletier des Sept Lacs (SL) et les zones de son crue-banc estival (E2). L'échantillon SL 127 a également été utilisé pour analyses sur transistors**

## **Granite des Sept Laux (Viséen) : zone externe**

La zone externe (29 km<sup>2</sup>) du granite des Sept Laux se caractérise par sa très forte hétérogénéité. À l'échelle de la carte comme souvent aussi à celle de l'affleurement, elle montre une imbrication de deux faciès granitiques (g2-4), l'un porphyroïde (~ 30 %) et l'autre à grain plus ou moins fin (~ 70 %). Chacun de ces faciès est lui-même hétérogène et présente des variations de composition significatives. Les termes à grain fin recoupent et, localement au moins, englobent sous forme d'enclaves anguleuses les termes porphyroïdes. Ces derniers se sont donc vraisemblablement mis en place les premiers et pourraient représenter des enclaves de dimension métrique à kilométrique incluses dans les termes à grain fin (fig. 5). Un seul cas de contact magmatique entre les deux faciès a été observé, 300 m à l'Ouest du lac Cottépens (digitations onduleuses d'un granite porphyroïde dans un granite à grain fin). Les proportions respectives de ces deux faciès sont très variables d'un secteur à l'autre et leur distribution au sein de la zone externe semble aléatoire. On note, cependant, une moindre abondance des termes porphyroïdes à l'Est qu'à l'Ouest du pluton, notamment au niveau des zones riches en septa gneissiques. Cette distribution aléatoire des deux faciès, jointe à leur imbrication ne permet pas de les distinguer sur la carte à 1/50 000. Elle conduirait à représenter les granites porphyroïdes sous forme d'une multitude de « taches » disséminées çà et là dans les granites à grain fin. La notation unique g2-4 recouvre donc un ensemble composite.

De très nombreuses enclaves, constituées par des fragments de gneiss encaissants ou par du matériel igné basique, sont incluses dans les granites de la zone externe. Leur abondance est cependant loin d'être partout la même et, bien que schématique, la représentation qu'en donne la feuille Domène reflète les variations de leur distribution.

### **Granites s.l.**

#### **$\gamma^{2-4}$ . Granites porphyroïdes ou à grain fin, foliés à biotite $\pm$ muscovite**

- **Granites porphyroïdes.** Ce sont des roches souvent très foliées à grain moyen (~ 5 mm), avec mégacristsaux rectangulaires et trapus de feldspath-K de 1 à 2 cm, localement (Belle Étoile, Tigneux) davantage (3-4 cm). Il s'agit généralement de granodiorites (fig. 6a), subleucocrates (tabl. 1 ; fig. 6c), à quartz : (~ 19-28 %), feldspath-K (~ 19 %), oligoclase zoné (An<sub>20</sub> en moyenne) (~ 47 %), biotite (~ 9 %), apatite, zircon. Les principales variations portent sur les teneurs en quartz et feldspaths.

- **Granites à grain fin.** Ce groupe de roches foliées à grain plus ou moins fin (~ 2-3 mm) est hétérogène. Il s'agit de granodiorites, monzogranites

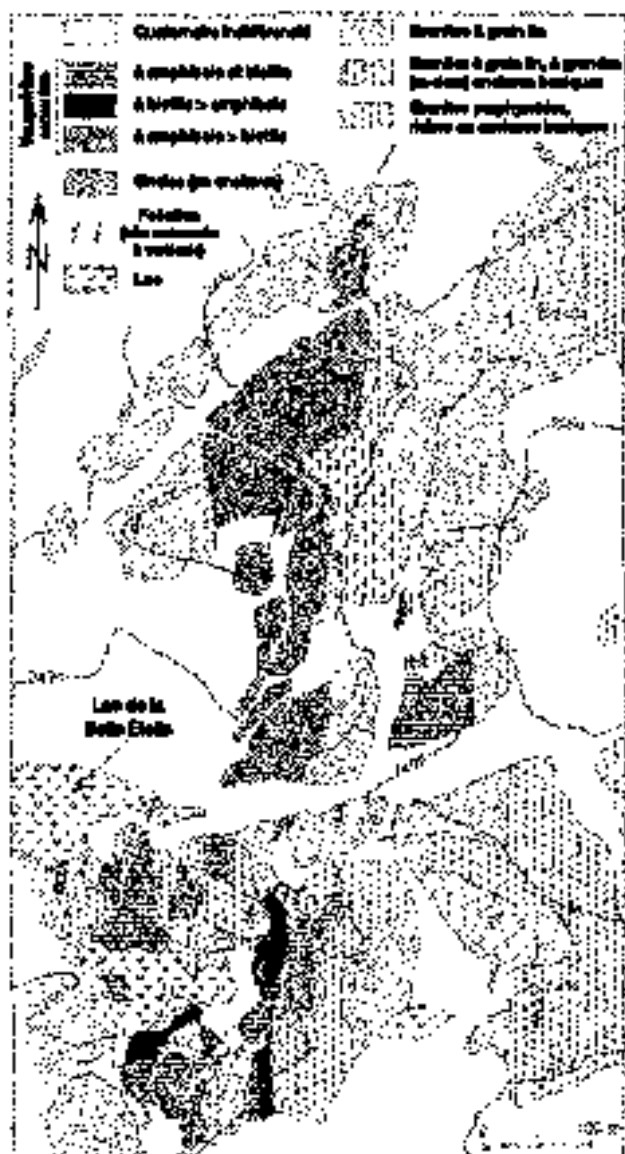


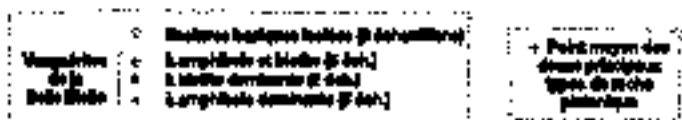
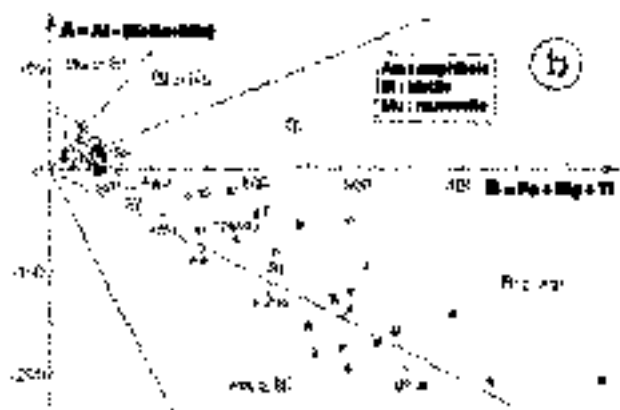
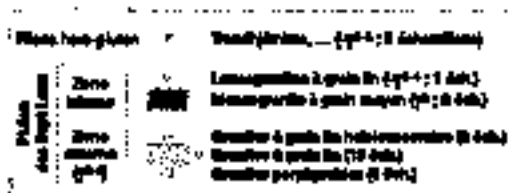
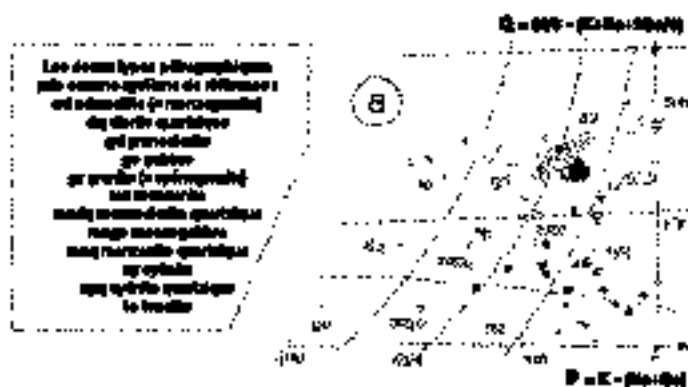
Fig. 5 - Carte géologique des marginales et granites occidentaux de la Belle Étoile (à partir de Lachry, 1968, modifié)

(prédominants) et syénogranites (fig. 6a), subleucocrates à hololeucocrates (tabl. 1 ; fig. 6c), à quartz (~ 23-35 %), feldspath-K (~ 18-30 %), plagioclase zoné [oligoclase (An<sub>15</sub> en moyenne) ; albite (An<sub>5</sub>) dans les termes hololeucocrates] (~ 35-50 %), biotite (2-9 %, exceptionnellement 12 %), ± muscovite, apatite, zircon. Cordiérite pinnitisée en taches éparses, ou grenat, ou andalousite subautomorphe sont parfois présents dans les termes les plus clairs. À l’affleurement, ces roches peuvent montrer une imbrication de différents faciès dont les plus leucocrates s’avèrent également les plus tardifs (RD 526). Au niveau des Sept Laux, les termes hololeucocrates, plus potassiques et moins sodiques que la moyenne (syénogranites) et à spectres de terres rares bien différents de ceux des autres granites (fig. 7), prédominent en bordure orientale du pluton, dans les zones riches en enclaves de gneiss. Ils pourraient témoigner d’une différenciation centrifuge locale à l’échelle de la zone externe. Le long de cette bordure orientale, de rares veinules et filons pegmatitiques aux limites diffuses sont localement associés aux leucogranites à grain fin ainsi qu’aux gneiss encaissants (Grande Valloire, Maupas).

### ***Enclaves (septa) de gneiss du granite des Sept Laux***

$\zeta_{b-mR}$ . **Enclaves (septa) de gneiss (1), à biotite ± muscovite, localement migmatitique, parfois de grande taille.** Il s’agit d’enclaves anguleuses, aux contours capricieux, de taille décimétrique à décamétrique, voire bien davantage. Elles sont constituées de gneiss plus ou moins sombres, à patine rouille, toujours très foliés et parfois finement rubanés, similaires à ceux formant l’encaissant immédiat du pluton. Leur matrice est représentée par les granites à grain fin et, plus rarement, par les termes porphyroïdes.

Au Nord de l’Eau d’Olle, on peut rencontrer ces enclaves un peu partout, jusqu’au contact immédiat avec la zone interne (ex. rive ouest du lac Carré, versant nord du col de Mouchillon). Leur abondance est maximale à l’approche de la bordure orientale et, plus rarement, occidentale (pic de la Belle Étoile) du pluton. Ces zones bordières, dont la puissance oscille entre 300 et 500 m, sont constituées d’une multitude de *septa* de toutes formes et dimensions, séparés et parcourus par un réseau granitique concordant et sécant. Elles rendent délicate la délimitation précise du pluton et se poursuivent au Nord de la carte Domène ( $\zeta\gamma$  sur la feuille La Rochette). Toutes ces enclaves ont été représentées schématiquement sur la carte par une surcharge en tiretés orientés parallèlement à leurs foliation et rubanement ( $\zeta_{b-mR}$ ). Cette foliation, généralement pentée vers l’Est, paraît conforme à la fois avec celle des granites associés et celle des gneiss encaissant le pluton. Les relations *septa*-granites suggèrent une mise en place syntectonique de ces derniers, contemporaine du développement de la foliation mylonitique régionale tardive (Sn) reconnue dans les gneiss





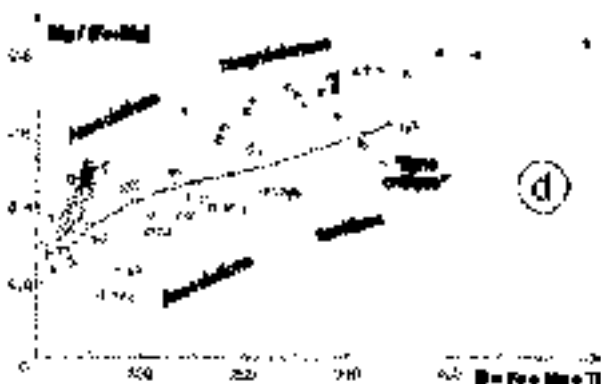
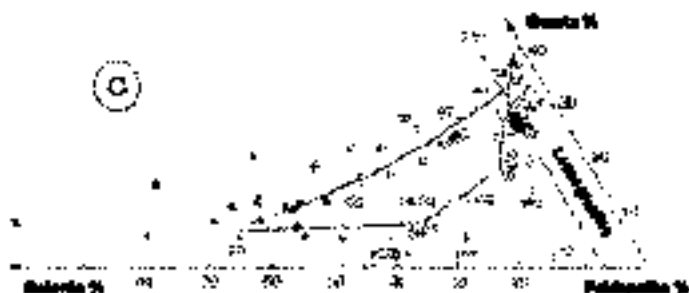


Fig. 2 - Distribution des principaux felds du pléistocène de Sept Lacs et des felds de cet ensemble orogénal dans les diagrammes (c) AB, QSP et Mg/Ti (La Roche, 1984; Duban et La Fort, 1988).

- (c) QP : catione de ces deux axes correspond à un type pétrographique.
- (d) AB : le paramètre B est directement proportionnel à la charge en minéraux colorés. Mais ces proportions des phases minérales entre quartz et feldspathite varient d'un cocteur à l'autre du diagramme. (e) QSP : teneur pondérale % en quartz, minéraux colorés et feldspathite, calculées à partir des compositions chimiques. (f) Mg/Ti : la "ligne seltigne" sépare les associations magmatiques des associations feldsiques.

Faciès Notation	Zone externe										Zone interne					
	Granites porphyroïdes $\gamma^3$		Granites à grain fin				Vaugnérites de la Belle Étoile				Enclaves basiques disséminées		Monzogranite à grain moyen $\gamma^1$		Leucogranites à grain fin $\gamma^{2,4}$	
	$\gamma^3$	Faciès dominants $\gamma^{2,4}$	Faciès hololeucocrates $\gamma^{2,4}$	Am et Bi $\sigma - \gamma^1$	Bi > Am $\sigma - \gamma^1$	Am > Bi $\sigma - \gamma^1$	Enclaves basiques disséminées	Monzogranite à grain moyen $\gamma^1$	Leucogranites à grain fin $\gamma^{2,4}$							
n	4	19	2	5	2	5	9	9	9	9	9	9	9	1		
SiO <sub>2</sub>	69,62 ± 1,14	71,19 ± 1,11	74,38 ± 0,28	54,54 ± 1,74	52,01 ± 3,80	56,13 ± 2,05	59,12 ± 2,83	70,07 ± 0,65	71,25	70,07 ± 0,65	59,12 ± 2,83	70,07 ± 0,65	71,25	1		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,78 ± 0,52	15,04 ± 0,36	14,41 ± 0,28	11,90 ± 1,01	9,65 ± 1,36	12,28 ± 0,50	13,57 ± 1,11	14,96 ± 0,16	15,23	14,96 ± 0,16	13,57 ± 1,11	14,96 ± 0,16	15,23			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,94 ± 0,10	1,56 ± 0,32	0,66 ± 0,04	6,19 ± 0,38	6,45 ± 0,70	6,20 ± 0,50	5,66 ± 1,08	1,77 ± 0,07	1,31	1,77 ± 0,07	5,66 ± 1,08	1,77 ± 0,07	1,31			
MnO	0,03 ± 0,01	0,02 ± 0,01	0,03 ± 0,01	0,10 ± 0,00	0,11 ± 0,01	0,10 ± 0,01	0,11 ± 0,03	0,02 ± 0,01	traces	0,02 ± 0,01	0,11 ± 0,03	0,02 ± 0,01	traces			
MgO	0,91 ± 0,09	0,54 ± 0,22	0,13 ± 0,01	9,16 ± 2,60	15,08 ± 3,64	8,28 ± 1,40	6,19 ± 2,28	0,80 ± 0,06	0,44	0,80 ± 0,06	6,19 ± 2,28	0,80 ± 0,06	0,44			
CaO	2,11 ± 0,34	1,43 ± 0,33	0,54 ± 0,14	5,92 ± 0,76	5,87 ± 0,49	6,32 ± 1,10	4,22 ± 0,76	1,48 ± 0,15	1,54	1,48 ± 0,15	4,22 ± 0,76	1,48 ± 0,15	1,54			
Na <sub>2</sub> O	4,50 ± 0,22	4,17 ± 0,27	3,55 ± 0,25	1,97 ± 0,13	2,04 ± 0,33	2,60 ± 0,25	2,86 ± 0,68	4,21 ± 0,08	4,64	4,21 ± 0,08	2,60 ± 0,25	4,21 ± 0,08	4,64			
K <sub>2</sub> O	3,68 ± 0,71	4,34 ± 0,63	4,80 ± 0,39	6,24 ± 0,71	4,22 ± 0,53	4,41 ± 0,69	4,23 ± 0,85	4,39 ± 0,24	4,04	4,39 ± 0,24	4,23 ± 0,85	4,39 ± 0,24	4,04			
TiO <sub>2</sub>	0,27 ± 0,03	0,22 ± 0,08	0,04 ± 0,00	0,97 ± 0,15	0,82 ± 0,16	0,75 ± 0,13	0,73 ± 0,19	0,26 ± 0,01	0,17	0,26 ± 0,01	0,73 ± 0,19	0,26 ± 0,01	0,17			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17 ± 0,13	0,11 ± 0,06	0,17 ± 0,01	1,06 ± 0,21	1,29 ± 0,40	0,83 ± 0,16	0,65 ± 0,15	0,14 ± 0,03	0,08	0,14 ± 0,03	0,65 ± 0,15	0,14 ± 0,03	0,08			
P.F.	0,70 ± 0,17	0,69 ± 0,13	0,80 ± 0,13	1,44 ± 0,27	2,07 ± 0,33	1,51 ± 0,30	1,58 ± 0,41	0,78 ± 0,17	0,75	0,78 ± 0,17	1,58 ± 0,41	0,78 ± 0,17	0,75			
Total	99,69 ± 0,22	99,32 ± 0,48	99,49 ± 0,11	99,49 ± 0,19	99,59 ± 0,04	99,45 ± 0,07	98,92 ± 0,70	98,88 ± 0,81	99,45	98,88 ± 0,81	98,92 ± 0,70	98,88 ± 0,81	99,45			
Quartz %	24,9 ± 4,1	27,3 ± 2,1	34,3 ± 2,9	6,5 ± 1,3	11,5 ± 5,0	10,6 ± 1,5	17,3 ± 3,8	25,6 ± 1,1	25,5	25,6 ± 1,1	17,3 ± 3,8	25,6 ± 1,1	25,5			
Mx. colorés %	9,0 ± 0,4	6,4 ± 1,8	2,2 ± 0,2	57,1 ± 11,9	83,7 ± 18,2	52,8 ± 7,4	42,1 ± 12,0	8,1 ± 0,4	5,3	8,1 ± 0,4	42,1 ± 12,0	8,1 ± 0,4	5,3			
Feldspaths %	66,1 ± 4,1	66,3 ± 1,7	63,6 ± 2,7	36,4 ± 12,0	4,8 ± 13,2	36,6 ± 6,0	40,6 ± 9,8	66,3 ± 1,2	69,2	66,3 ± 1,2	40,6 ± 9,8	66,3 ± 1,2	69,2			
Mg/(Fe + Mg)	0,48 ± 0,03	0,40 ± 0,05	0,28 ± 0,01	0,74 ± 0,05	0,82 ± 0,02	0,72 ± 0,02	0,67 ± 0,06	0,47 ± 0,06	0,40	0,47 ± 0,06	0,67 ± 0,06	0,47 ± 0,06	0,40			
Ba	1395 ± 275	1179 ± 283	202 ± 67	2201 ± 649	1193 ± 6	2260 ± 526	1753 ± 417*	1092 ± 87	832	1092 ± 87	1753 ± 417*	1092 ± 87	832			
Be	4,9 ± 1,6	4,9 ± 1,9	6,4 ± 2,8	4,5 ± 1,6	6,1 ± 2,4	5,0 ± 2,4*	6,0 ± 2,3	4,7 ± 1,3	2,2	4,7 ± 1,3	6,0 ± 2,3	4,7 ± 1,3	2,2			
Co	< 5	< 5	< 5	25 ± 13*	46 ± 5	25 ± 9	20 ± 7	7 ± 3	traces	7 ± 3	20 ± 7	7 ± 3	traces			
Cr	39 ± 4*	20 ± 13*	8*	545 ± 230	1078 ± 310	619 ± 107	437 ± 187	30 ± 1*	-	30 ± 1*	437 ± 187	30 ± 1*	-			
Cu	< 5	8 ± 5	< 5	18 ± 9	19 ± 13	12 ± 4	14 ± 6	5 ± 1	traces	5 ± 1	14 ± 6	5 ± 1	traces			
Nb	6 ± 5	1,2 ± 4	< 5	20 ± 7	18 ± 3	19 ± 6	20 ± 6	7 ± 3	traces	7 ± 3	20 ± 6	7 ± 3	traces			
Ni	12 ± 4*	8 ± 3*	6*	247 ± 185	585 ± 177	187 ± 61	141 ± 87	13 ± 6*	-	13 ± 6*	141 ± 87	13 ± 6*	-			
Rb	140 ± 27	179 ± 54	206 ± 21	279 ± 43	249 ± 31	219 ± 72	250 ± 75	174 ± 18	174	174 ± 18	250 ± 75	174 ± 18	174			
Sc	4,3 ± 0,3	3,5 ± 0,5	2,9 ± 0,5	16,0 ± 3,7	13,8 ± 2,1	16,7 ± 3,1	13,6 ± 1,8	4,1 ± 0,3	3,0	4,1 ± 0,3	13,6 ± 1,8	4,1 ± 0,3	3,0			
Sr	609 ± 77	517 ± 114	89 ± 37	516 ± 98	382 ± 72	580 ± 125	552 ± 203	578 ± 47	469	578 ± 47	552 ± 203	578 ± 47	469			
V	22 ± 2	15 ± 5	< 5	119 ± 24	96 ± 1	121 ± 19	98 ± 17	21 ± 3	12	21 ± 3	98 ± 17	21 ± 3	12			
Zn	39 ± 18	34 ± 8	17 ± 9	74 ± 11	66 ± 6	69 ± 17	81 ± 30	37 ± 4	27	37 ± 4	81 ± 30	37 ± 4	27			
Zr	137 ± 300	124 ± 66	26 ± 6	277 ± 54	141 ± 131	171 ± 99	236 ± 131	133 ± 8	92	133 ± 8	236 ± 131	133 ± 8	92			

Tableau 1 - Composition chimique et minéralogique moyenne des différents faciès du pluton des Sept Laux.

Facies	Zone externe						Zone interne		
	Granites porphyroïdes $\gamma^{p-4}$	Granites à grain fin		Vaugnérites de la Belle Étoile		Enclaves basiques disséminées	Monzogranite à grain moyen $\gamma^b$	Leucogranites à grain fin $\gamma^{p-4}$	
		Facies dominants $\gamma^{d-4}$	Facies hololeucocrates $\gamma^{h-4}$	Am et Bi $\sigma - \gamma^M_d$	Bi > Am $\sigma - \gamma^M_q$				Am > Bi $\sigma - \gamma^M_q$
n	1	3	1	4	1	2	2	-	
La	28,79	28,5 ± 9,2	3,64	62,7 ± 16,4	60,16	42,1 ± 4,7	57,6 ± 15,1	32,5 ± 3,8	
Ce	55,06	55,8 ± 19,9	7,22	133,6 ± 26,0	131,30	89,5 ± 17,9	128,4 ± 42,8	63,0 ± 8,7	
Pr	6,06	6,2 ± 2,7	-	16,7 ± 2,6	16,97	10,8 ± 2,5	20,35*	7,35*	
Nd	21,59	22,8 ± 11,4	2,94	73,2 ± 9,6	79,15	45,0 ± 11,7	69,1 ± 23,7	24,4 ± 2,5	
Sm	4,20	4,0 ± 2,0	0,96	13,9 ± 1,7	14,94	9,1 ± 2,5	13,5 ± 3,8	4,0 ± 0,3	
Eu	1,12	0,93 ± 0,37	0,12	2,76 ± 0,22	2,52	2,03 ± 0,50	1,87 ± 0,02	0,90 ± 0,01	
Gd	2,92	2,70 ± 1,51	0,80	8,18 ± 0,93	7,51	5,53 ± 0,64	8,01 ± 2,43	2,46 ± 0,28	
Tb	0,36	0,35 ± 0,18	-	0,91 ± 0,07	0,87	0,70 ± 0,13	1,11*	0,34*	
Dy	2,01	1,72 ± 0,80	1,27	4,02 ± 0,23	3,73	3,47 ± 0,83	4,45 ± 1,32	1,76 ± 0,03	
Ho	0,36	0,33 ± 0,15	-	0,66 ± 0,06	0,57	0,62 ± 0,11	0,93*	0,33*	
Er	0,92	0,87 ± 0,32	0,75	1,68 ± 0,13	1,51	1,72 ± 0,45	1,88 ± 0,59	0,78 ± 0,02	
Tm	0,10	0,12 ± 0,03	-	0,20 ± 0,03	0,16	0,23 ± 0,05	0,30*	0,14*	
Yb	0,85	0,86 ± 0,26	1,22	1,34 ± 0,13	1,04	1,45 ± 0,27	1,65 ± 0,33	0,80 ± 0,02	
Lu	0,13	0,02 ± 0,02	0,17	0,20 ± 0,03	0,14	0,22 ± 0,04	0,24 ± 0,06	0,12 ± 0,00	
Th	19,10	22,4 ± 6,0	3,72	36,4 ± 7,6	40,10	21,0 ± 2,4	40,5 ± 18,3	18,8 ± 2,5	
U	2,75	8,5 ± 6,3	2,27	10,5 ± 3,3	9,65	8,9 ± 1,6	12,1 ± 4,2	4,0 ± 1,1	
Y	9,89	9,3 ± 3,2	8,69	17,1 ± 1,5	15,00	17,0 ± 3,7	20,3 ± 4,8	8,8 ± 0,2	

**Tableau 1 - Composition chimique et minéralogique moyenne des différents faciès du pluton des Sept Laux (fin).**

Teneurs moyennes ( $\pm 1 \sigma$ ) calculées à partir des échantillons localisés sur la figure 4. n = nombre d'échantillons analysés. Pour les valeurs marquées d'un astérisque, ce nombre est inférieur à n. Am = amphibole ; Bi = biotite ;  $Fe_2O_3$  = fer total ; P.F. = perte au feu ; éléments majeurs en % pondéraux d'oxydes ; éléments en traces en ppm. Analyses par spectrométrie d'émission (ICP et ICP-MS ; K Govindaraju, CRPG-CNRS, Nancy). Teneurs pondérales en quartz, minéraux (Mx.) colorés et feldspaths (+ muscovite) calculées à partir des compositions chimiques (La Roche, 1964 ; Debon et Le Fort, 1988). Celles concernant les faciès basiques (vaugnérites, enclaves disséminées) ont seulement une valeur indicative.

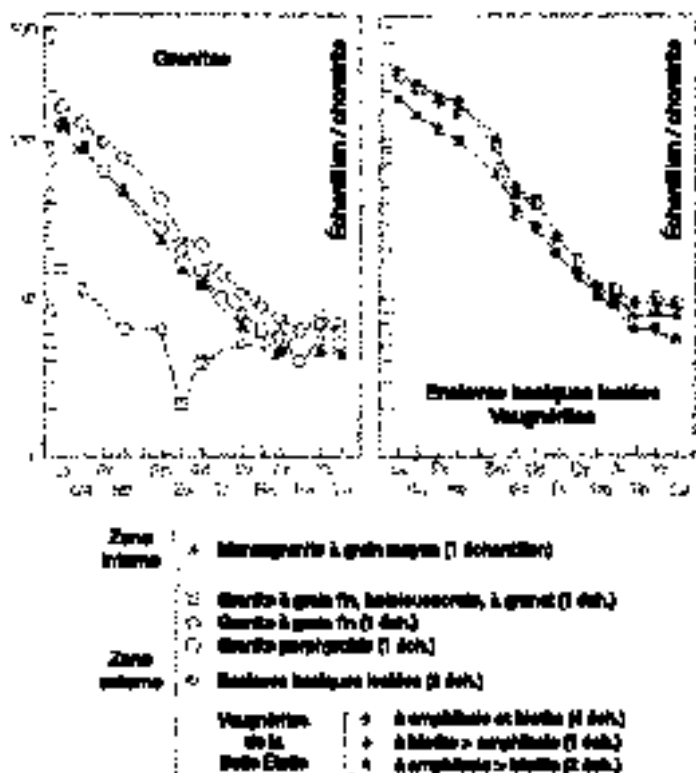


Fig. 7 - Spectre des pollens dans les terres rouges des principales taches de plumes des Sept Lacs. Valeurs normalisées aux teneurs stratigraphiques de H.M. Brunson et al. (1978)

(granites sécants sur les gneiss mais foliations apparemment concordantes dans les deux ensembles ; filons et apophyses granitiques localement plissés avec les *septa* et boudinés).

Au Sud de l'Eau d'Olle, les *septa* font par contre quasi totalement défaut. Ils se limitent à un étroit (~ 50 m) mais très long (près de 3 km sur la seule feuille Domène) panneau gneissique injecté de granites, parallèle à la bordure orientale du pluton ( $\zeta_{b-mR}$ ).

Les *septa* sont des roches à quartz, plagioclase,  $\pm$  feldspath-K, biotite,  $\pm$  muscovite, apatite, zircon. Cette paragenèse est similaire à celle des gneiss formant l'encaissant immédiat du pluton avec, cependant, une fréquence moindre de la muscovite. Les effets du métamorphisme de contact semblent se limiter à un développement de fibrolite dans certains *septa* et, très rarement, dans l'encaissant immédiat, en liaison avec des cisaillements selon le plan de schistosité. À l'image des granites, tous ces gneiss portent des traces plus ou moins marquées de déformation post-métamorphique et de rétro-morphose (chlorite, séricite, etc.). L'intensité de ces phénomènes est maximale de part et d'autre de la bordure occidentale du pluton.

Les *septa* présentent parfois un aspect de migmatites rubanées et plissotées. Tel est le cas à l'Ouest du lac du Cos, c'est-à-dire dans un secteur riche en enclaves basiques et vaugnéritiques (« couloir basique », voir plus loin). Ceci pourrait suggérer une relation causale entre ces enclaves, sources potentielles d'un apport de chaleur supplémentaire, et la migmatisation. Toutefois, de tels *septa* existent également à l'écart des zones riches en matériel basique (versant nord du col de Mouchillon).

### **Enclaves basiques**

$\sigma\text{-}\gamma_{q}^M$ . **Vaugnérîtes de la Belle Étoile.** Des vaugnérîtes peuvent se rencontrer çà et là dans tous les granites de la zone externe, sous forme d'enclaves isolées, décimétriques à pluridécimétriques. Mais leur principal gisement est constitué par le complexe de la Belle Étoile (Lacheney, 1995). Allongé parallèlement à la faille du même nom (fig. 4), ce complexe d'environ 900 m de long sur 200 m de large correspond à un ensemble discontinu de lames et de masses vaugnéritiques décimétriques à hectométriques incluses dans des granites à grain fin (fig. 5). Vaugnérîtes et granites à grain fin se sont mis en place simultanément (nombreux contacts lobés, onduleux, aux limites nettes ou diffuses entre les deux termes ; digitations granitiques sinueuses au sein des vaugnérîtes), au travers d'un granite porphyroïde riche en enclaves basiques et déjà cristallisé (fragments anguleux de celui-ci dans les granites fins). Toutefois, la mise en place des granites à grain fin s'est prolongée au-delà de la cristallisation des vaugnérîtes (filons rectilignes, de puissance centimétrique à décimétrique,

de granites fins dans les vauugnérîtes ; enclaves anguleuses de ces dernières dans les granites fins).

Trois faciès ont été distingués parmi les vauugnérîtes de la Belle Étoile : à amphibole et biotite (~ 30 %), à biotite dominante (~ 5 %), et à amphibole dominante (~ 65 %) (fig. 5). Ils sont constitués de roches très sombres [pourcentage pondéral moyen en minéraux colorés > 50 % (tabl. 1), parfois bien davantage (stavrites)], à grain moyen à assez fin. La foliation, marquée par les biotites, de taille parfois centimétrique, s'estompe dans les termes à amphibole dominante. Ces derniers sont généralement des roches massives, verdâtres, dont les minéraux colorés sont regroupés en taches centimétriques aux limites diffuses dessinant un réseau caractéristique, très apparent sur la patine (texture « réticulée »).

Suivant la classification minéralogique classique (Streckeisen, 1976) ou le diagramme QP (fig. 6a), les vauugnérîtes de la Belle Étoile sont des monzodiorites, monzonites et syénites, quartziques ou non, fortement excédentaires en minéraux colorés (fig. 6c). Leur paragenèse, banale pour ce type de roches, associe quartz (~ 1-10 %), feldspath-K (~ 10-40 %), oligoclase-andésine (~ 10-30 %), hornblende actinolitique (~ 20-35 %), biotite magnésienne (~ 5-35 %), apatite (~ 1,5-3 %), ± sphène, ± allanite, zircon. Seules les proportions des différentes phases minérales varient d'un faciès à l'autre et les reliques d'une éventuelle paragenèse plus précoce font quasi totalement défaut. Toutefois, à la différence des vauugnérîtes *s.s.*, celles de la Belle Étoile sont souvent riches en mégacristaux xénomorphes pœcilitiques de feldspath-K et correspondent alors à des vauugnérîtes *s.l.* de type durbachites (Sabatier, 1980, 1991). Ce caractère durbachitique a déjà été souligné dans le massif du Pelvoux, à propos des vauugnérîtes des plutons du Rochail (« syénite du Lauvitel ») et des Quatre-Tours (feuille La Mure ; Banzet, 1987).

Les trois faciès vauugnérétiques présentent des compositions géochimiques similaires (tabl. 1 ; fig. 6 et 7), ceci traduisant le caractère hétéromorphe de ces roches. Ils constituent une association subalcaline (intermédiaire entre l'alcalin et le calco-alcalin, dite « alcali-calcique ») sombre (fig. 6c), riche en K (fig. 6a) et à caractère magnésien prononcé (fig. 6d). Cette richesse en éléments majeurs « antagonistes » (Mg, K) se retrouve au niveau des traces avec de fortes teneurs en éléments à la fois compatibles et incompatibles (Ba : 1 188-3 095 ppm ; Cr : 354-1 297 ppm ; Ni : 62-710 ppm ; Rb : 135-324 ppm ; Sr : 331-718 ppm ; Th : 19,3-43,4 ppm ; U : 6,44-14,3 ppm ; Zr : 48-372 ppm). Les spectres de terres rares montrent un fort enrichissement en éléments légers (environ 200 à 300 fois les valeurs chondritiques pour La) ainsi qu'un fractionnement très accentué et assez régulier (fig. 7). Des anomalies négatives en Eu et Tm existent mais demeurent peu marquées. Ces diverses caractéristiques

géochimiques rejoignent celles couramment présentées par les vaugnérîtes d'autres massifs (Banzet, 1987 ; Sabatier, 1991).

Les vaugnérîtes constituent une caractéristique majeure de nombreux granites hercyniens d'Europe centrale et occidentale plus potassiques et magnésiens que la moyenne. Leur origine a été longtemps débattue. L'hypothèse aujourd'hui la mieux argumentée les considère comme l'expression d'un magma mis en place à haute température (de l'ordre de 1 000 °C ; Montel et Weisbrod, 1986) dont la source originelle se situerait dans un manteau métasomatisé (Sabatier, 1980, 1991 ; Banzet, 1987 ; Debon et Lemmet, 1999).

$\sigma\text{-}\gamma_q^M$  (2). **Enclaves basiques disséminées** (représentées schématiquement sur la carte par une surcharge de points et la notation 2). À l'inverse des *septa* gneissiques, elles sont plus fréquentes dans les granites porphyroïdes que dans ceux à grain fin. Très variable d'un secteur à l'autre, leur abondance oscille entre moins de 1 % (Sud de l'Eau d'Olle ; zone bordière orientale riche en *septa*) et plus de 50 %. Elles sont particulièrement nombreuses à l'Ouest des plus méridionaux des lacs des Sept Laux, formant, à ce niveau ainsi que vers le Sud, un couloir aux limites très diffuses de 300 à 700 m de large sur quelque 4 km de long, parallèle à la limite occidentale du pluton. Ce « couloir basique », auquel sont associées les vaugnérîtes de la Belle Étoile ( $\sigma\text{-}\gamma_q^M$ ), pourrait jaloner l'emplacement, en profondeur, d'un ancien conduit d'alimentation du pluton relié au manteau sous-continentale. Il pourrait également être à l'origine d'un apport de chaleur plus important ici que dans le reste du pluton.

Les enclaves basiques sont de taille décimétrique à plurimétrique, voire décamétrique. Elles présentent souvent des contours arrondis et une forme amygdalaire et sont plus ou moins aplaties dans la foliation du granite-hôte. Leur longueur est parfois plus de dix fois supérieure à leur épaisseur et elles prennent alors, vues en coupe, un aspect de rubans. De tels rubans s'observent localement au sein des granites porphyroïdes (blocs en base de la cascade des Sept Laux), leur conférant alors une fausse apparence de migmatites rubanées (poli glaciaire le long de la déviation de la RD 526, en rive gauche de l'Eau d'Olle).

Les enclaves basiques sont des roches foliées, plus ou moins sombres, à grain fin ou moyen, présentant une grande diversité de termes pétrographiques (monzodiorite et syénite quartziques, granodiorite et granite pauvres en quartz ; fig. 6a). Leur paragenèse réunit quartz, feldspath-K, plagioclase, biotite, amphibole, apatite (jusqu'à 1 à 2 %),  $\pm$  sphène,  $\pm$  allanite, zircon ; l'amphibole, absente des enclaves les plus claires, présente exceptionnellement de rares reliques de clinopyroxène.

Dans les diagrammes « éléments majeurs », elles montrent une forte dispersion et une composition grossièrement intermédiaire entre celle des vaugnérites et celle des granites (fig. 6). Au niveau des éléments en traces, leurs caractéristiques sont similaires à celles des vaugnérites (tabl. 1), avec cependant une richesse moindre en Cr ou Ni et une anomalie négative en Eu plus marquée (fig. 7). En accord avec de nombreux travaux sur les couples granite-enclaves (revues *in* Debon, 1991 ; Didier et Barbarin, 1991), elles pourraient représenter des fragments d'un magma originellement vaugnéritique modifiés à des degrés divers par échanges chimiques avec les magmas granitiques associés.

### **Granite des Sept Laux (Viséen) : zone interne**

La zone interne (9 km<sup>2</sup>) du granite des Sept Laux se caractérise par sa relative homogénéité. Il s'agit d'une amygdale très aplatie aux contours sinueux, allongée parallèlement à l'axe du pluton et décalée vers l'Est de celui-ci. Bifurquée au niveau du lac Carré, elle atteint là sa puissance maximale (2 km). Elle se rétrécit vers le Sud pour s'interrompre à hauteur du lac de la Sagne avant de réapparaître en rive droite de l'Eau d'Olle. Plus au Sud encore, alors que la largeur du pluton s'amenuise fortement, elle disparaît à l'affleurement. Par contre, bien que n'y étant pas été décrite, elle se poursuit vraisemblablement vers le Nord, au-delà des limites de la feuille Domène. Deux faciès granitiques  $\gamma$  ont été reconnus, l'un à grain moyen ( $\gamma^3$ , ~ 8 km<sup>2</sup>) et l'autre à grain fin ( $\gamma^{3-4}$ , ~ 1 km<sup>2</sup>).

$\gamma^3$ . **Monzogranite à grain moyen, folié, à biotite.** Ce monzogranite (fig. 6a) constitue l'essentiel (~ 90 %) de la zone interne. Sur le terrain, il se distingue des granites externes par la remarquable constance de ces caractères (texture, grain, composition), une foliation souvent fruste, l'absence de texture porphyroïde, une granulométrie (~ 4 mm en moyenne) et une charge en biotite supérieures à celles de la plupart des termes à grain fin (fig. 6c) et un manque quasi total d'enclaves [aucun *septum* gneissique hormis celui rencontré à 1 m du contact avec la zone externe, au Nord-Ouest du Rocher Badon ; rares enclaves basiques (< 1 %), de taille généralement décimétrique]. Par contre, sa composition demeure trop proche de celle de ces granites externes pour les distinguer à partir des seules données géochimiques (tabl. 1 ; fig. 6 et 7).

La limite entre le monzogranite ( $\gamma^3$ ) et les granites externes suit un tracé assez régulier en grand, mais capricieux dans le détail (secteur des lacs Carré, la Motte, Cottépens). À l'Ouest des Sept Laux proprement dit, il s'agit d'un contact net, plus ou moins fortement penté vers l'Ouest, parallèle à la foliation générale. Très localement (Nord-Ouest du lac du Cos), les relations géométriques des deux ensembles permettent alors de montrer la postériorité de  $\gamma^3$  sur ces granites externes. L'absence d'enclaves



de gneiss au sein de  $\gamma^3$  conforte cette chronologie. Un contact net peut également s'observer en versant nord du col de Mouchillon. Toutefois, dans la majorité des cas, le passage entre le monzogranite  $\gamma^3$  et les granites externes à grain fin s'effectue de manière progressive, sur une distance d'ordre hectométrique. Au total, ceci indique que la mise en place du monzogranite, tout en étant postérieure à celle des granites externes, s'est cependant opérée bien avant que ne soit partout achevée la cristallisation de leurs termes à grain fin.

Le monzogranite  $\gamma^3$  est formé de quartz (~ 26 %), feldspath-K (~ 24 %), plagioclase zoné ( $An_{16}$  en moyenne) (~ 42 %), biotite (~ 8 %), apatite, zircon. Les variations de composition y sont très réduites (tabl. 1 ; fig. 6).

$\gamma^{3-4}$ . **Leucogranites s.l. à grain fin, foliés, à biotite  $\pm$  muscovite.** Depuis le lac du Cos jusqu'en rive droite de la Combe Madame, le cœur du monzogranite  $\gamma^3$  est jalonné sur environ 4 km par une succession de petits massifs constituant l'amorce d'une troisième zone plutonique. Ces massifs sont en contact soit progressif, soit net avec  $\gamma^3$ . Il s'agit de granodiorites et monzogranites leucocrates à biotite  $\pm$  rare muscovite, foliés, à grain plus ou moins fin (~ 3 mm), parfois aplitiques. Le seul échantillon qui ait été analysé apparaît plus sodique que  $\gamma^3$  (tabl. 1 ; fig. 6).

### ***Chronologie relative et mise en place des différents faciès du pluton des Sept Laux***

Les relations géométriques observées entre les différents faciès du pluton des Sept Laux montrent que leurs mises en place respectives se sont succédé dans le temps. Elles suggèrent la chronologie suivante :

– **mise en place (polyphasée ?) de la plupart des futurs granites porphyroïdes** de la zone externe, accompagnés d'une importante proportion d'enclaves ignées basiques, y compris vaugnéritiques, par refoulement latéral et injection des gneiss encaissants ;

– fragmentation des granites porphyroïdes déjà cristallisés en enclaves anguleuses de taille métrique à kilométrique et **intrusion polyphasée** au travers de celles-ci **des futurs granites à grain fin** de la zone externe. Bien qu'en moindre proportion, du magma basique, localement vaugnéritique (Belle Étoile), a là encore accompagné ces intrusions. Celles-ci ont débordé largement le domaine des seuls granites porphyroïdes pour intéresser également les gneiss encaissants (ex. bordure orientale du pluton). La foliation des granites porphyroïdes était, localement au moins, déjà acquise avant la mise en place des granites fins. Un poli glaciaire (déjà cité) en bordure de la déviation de la RD 526, face à la cascade des Sept Laux, expose remarquablement les relations de ces divers granites et de leurs enclaves basiques ;

- **mise en place du futur monzogranite** à grain moyen constituant l'essentiel de la zone interne ( $\Upsilon^3$ ). Très peu de matériel basique (< 1 %) a accompagné sa mise en place. Celle-ci serait intervenue alors qu'une large part des granites à grain fin de la zone externe demeurerait encore à l'état magmatique, par refoulement latéral de ces derniers comme le suggère l'absence quasi totale d'enclaves de gneiss au sein de  $\Upsilon^3$  ;
- **injection des futurs leucogranites à grain fin** ( ${}^L\Upsilon^{3-4}$ ) dans le monzogranite  $\Upsilon^3$ , généralement encore à l'état magmatique.

### ***Âge absolu de mise en place du pluton des Sept Laux***

L'âge absolu du pluton des Sept Laux a été déterminé par la méthode d'évaporation du plomb sur monozircons appliquée à un échantillon du monzogranite  $\Upsilon^3$  (BL 131, fig. 4). Le premier âge obtenu ( $332 \pm 13$  Ma ; Debon et *al.*, 1994) a été affiné par la suite, conduisant désormais à une valeur de  $335 \pm 13$  Ma (Debon et *al.*, 1998). Cet âge situe au Viséen ( $325$ - $345$  Ma selon Odin, 1994) la mise en place du pluton. Eu égard à la chronologie relative des différents faciès, il s'agit d'un âge minimal. Les données font défaut pour estimer avec précision le laps de temps, vraisemblablement minime, séparant la mise en place des granites porphyroïdes les plus précoces de celle, plus tardive, du monzogranite interne  $\Upsilon^3$ .

Cet âge de 335 Ma rejoint celui obtenu pour ce même pluton, avec une médiocre précision, par la méthode Rb-Sr sur roches totales ( $322 \pm 43$  Ma ;  ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$  initial =  $0,7066 \pm 0,0005$  ; Demeulemeester, 1982). Par ailleurs, il est similaire à ceux déterminés par évaporation du plomb sur monozircons pour les deux autres plutons du massif de Belledonne (fig. 3), c'est-à-dire Saint-Colomban-des-Villard (343  $\pm$  16 Ma) et la Lauzière (341  $\pm$  13 Ma) (Debon et *al.*, 1998). Compte tenu des marges d'erreur, les âges « zircon » ainsi obtenus sont compatibles avec une mise en place synchrone des trois plutons en question.

### ***Typologie magmatique, pétrogenèse, matériaux sources***

Hormis les termes hololeucrates, tous les faciès granitiques du pluton des Sept Laux ont des compositions globalement similaires (tabl. 1), y compris au niveau des terres rares (fig. 7). En particulier, la charge feldspathique moyenne des trois principaux d'entre eux s'avère remarquablement constante (66 %). Par ailleurs, ils partagent des particularités communes. Ainsi, comparativement à la composition adamellitique (monzogranitique) moyenne proposée par F. Debon et P. Le Fort (1988), ils apparaissent riches en Na, Ba, Cr, Sr et feldspaths (fig. 6c), plus ou moins déprimés en quartz et parfois minéraux colorés, et possèdent des rapports Mg/(Fe + Mg) élevés (fig. 6d). Ces étroites similitudes permettent de les rapporter à une même association magmatique qui, suivant la classification des auteurs précités, se définit comme

alumino-cafémiq (fig. 6b), subalcaline claire (fig. 6c), et magnésienne (fig. 6d). Pour autant, il ne s'agit pas d'une même série évolutive, les différents faciès ne s'alignant pas les uns à la suite des autres dans certains diagrammes géochimiques (par exemple, fig. 6a). En outre, il n'existe pas d'évolution systématique des compositions entre zone externe et zone interne du pluton. Au total, l'association granitique des Sept Laux apparaît comme une juxtaposition de quatre faciès cogénétiques (c'est-à-dire dérivant d'une source commune), mais qui auraient évolué indépendamment les uns des autres. Cette conclusion s'accorde avec le diachronisme de leurs mises en place respectives (cf. chapitre « chronologie relative »).

Un important hiatus sépare le domaine de composition des granites de celui de leurs enclaves basiques et vaugnéritiques. Cependant, l'existence de caractéristiques géochimiques communes aux deux ensembles [par exemple, richesse en Ba et Sr, rapport  $Mg/(Fe + Mg)$  élevé, typologie subalcaline ; spectres de terres rares analogues (tabl. 1 ; fig. 6 et 7)] témoignent de leur incontestable parenté.

Les indices typologiques moyens des zircons du granite des Sept Laux (IA = 367-381, IT = 319-395 ; Schade, 1983 ; Debon et *al.*, 1994) le situent dans le domaine 3 de J.P. Pupin (1980), c'est-à-dire parmi les granites présumés dériver, pour l'essentiel, de la croûte continentale. Ceci s'accorde avec la présence de termes peralumineux et la valeur négative de l' $\epsilon_{Nd}$  de son faciès  $\gamma^3$  (-5 à 337 Ma ; H. Lapierre, comm. pers.). Toutefois, son caractère subalcalin et magnésien, son rapport  $^{87}Sr/^{86}Sr$  initial relativement bas (0,7066 ; voir plus haut), sa richesse en enclaves basiques et vaugnéritiques et les particularités géochimiques qu'il partage avec elles y suggèrent une contribution mantélique très significative. Soulignée à propos d'autres complexes plutoniques, la parenté des vaugnérites avec les granites associés a probablement été acquise secondairement, à la suite d'échanges chimiques de grande ampleur, en profondeur, entre magma de type lamproïtique dérivant d'un manteau métasomatisé et magma granitique d'origine crustale (Sabatier, 1980, 1991 ; Banzet, 1987 ; Debon et Lemmet, 1999). Du fait de ces échanges, vaugnérites et granites seraient donc des roches hybrides, dérivant, les unes comme les autres, de deux matériaux sources, l'un mantélique et l'autre crustal. Les données réunies sur le pluton des Sept Laux sont tout à fait compatibles avec un tel modèle génétique.

### Filons

$\gamma^{4-5}$ . **Trondhjémites et leucogranodiorites, foliées, à biotite ± muscovite (Viséen probable)**. Ces filons granitiques *s.l.* sont fréquents dans l'encaissant oriental du pluton des Sept Laux. Concordants en grand avec la foliation régionale, leur longueur peut atteindre plusieurs kilomètres

tandis que leur puissance est pluridécimétrique à décamétrique. Ils sont bien exposés en bordure de la RD 526, à l'Ouest du barrage de Grand-Maison, ainsi que dans la grande carrière située, à ce niveau, en rive gauche de l'Eau d'Olle.

Il s'agit de roches leucocrates à hololeucocrates, foliées, plus ou moins déformées à chaud (recristallisation partielle assez fréquente), de granulométrie très variable (fine à assez grossière), à quartz (~ 25-30 %), feldspath-K (~ 3-15 %), oligoclase ( $An_{10-25}$  ; ~ 50-63 %), biotite (~ 2-7 %), ± muscovite [0 (cas le plus fréquent) - ~ 5 %], ± rares minéraux accessoires (apatite, opaques, zircon). Leur composition est similaire à celle des granites du pluton des Sept Laux (notamment à celle de son faciès ( $^{L}\gamma^{3-4}$ ) avec, toutefois, une gamme de composition décalée ici vers les termes leucogranodioritiques et trondhjémiques (tabl. 1, 2 ; fig. 6). Ce décalage, qui traduit leur richesse en  $Na_2O$  et leur plus ou moins grande pauvreté en  $K_2O$  (et Rb), s'exprime minéralogiquement par des proportions plagioclase feldspath-K élevées. Par ailleurs, on retrouve dans ces filons certaines des caractéristiques géochimiques majeures des granites eux-mêmes (par exemple, rapports Mg/Fe élevés, richesse en Na, Ba et Sr). Ces similitudes témoignent d'une parenté certaine entre filons et pluton. Les relations génétiques des deux ensembles demeurent cependant imprécises et soulèvent un problème analogue à celui posé par d'autres couples pluton-filons (ex. leucogranites du Haut-Himalaya ou du massif des Trois-Seigneurs dans les Pyrénées).

Les filons basiques (lamprophyres, dolérites, etc.), bien représentés dans le massif du Pelvoux (Vatin-Pérignon et *al.*, 1972), font défaut sur la feuille Domène.

## ROCHES SÉDIMENTAIRES (HOULLER ET PERMIEN)

**h5. Conglomérats, grès, schistes et charbons (Stéphanien ou Westphalien D–Stéphanien).** Sur le territoire de la feuille Domène, les terrains houillers se répartissent selon trois types de sites : comme témoins de la couverture du rameau interne de Belledonne, ou bien le long de l'Accident médian de Belledonne, ou encore jalonnant des écailles de la Série satinée (rameau externe).

Dans le premier cas seulement, on peut observer une continuité stratigraphique et donc le contact discordant du Carbonifère sur le socle cristallin ; partout ailleurs, le contact avec l'encaissant est un contact tectonique. Ainsi, dans les écaillages de l'Accident médian ou le long du rameau externe, le Houiller se retrouve indifféremment au contact direct du socle, du Permien, du Trias ou du Lias. Il est donc illusoire d'y établir une stratigraphie.

Faciès	Leucogranodiorite	Trondhémite	Trondhémite hololeucocrate
n	2	2	1
SiO <sub>2</sub>	73,65 ± 0,85	70,29 ± 0,30	73,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,63 ± 0,48	16,30 ± 0,27	15,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	0,98 ± 0,19	1,57 ± 0,01	0,60
MnO	0,02 ± 0,01	0,03 ± 0,01	tr
MgO	0,18 ± 0,07	0,65 ± 0,01	0,18
CaO	1,43 ± 0,67	3,15 ± 0,21	2,22
Na <sub>2</sub> O	4,84 ± 0,16	5,27 ± 0,07	5,12
K <sub>2</sub> O	3,38 ± 0,49	1,56 ± 0,21	2,31
TiO <sub>2</sub>	0,08 ± 0,04	0,22 ± 0,01	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03 ± 0,00	0,08 ± 0,00	0,03
P.F.	0,48 ± 0,30	0,67 ± 0,04	0,49
Total	99,68 ± 0,03	99,77 ± 0,12	99,61
Quartz %	29,5 ± 1,3	27,0 ± 0,4	29,8
Mx. colorés %	3,2 ± 0,8	6,9 ± 0,1	2,2
Feldspaths %	67,3 ± 0,5	66,1 ± 0,3	68,0
Mg/(Fe + Mg)	0,26 ± 0,04	0,45 ± 0,00	0,37
Ba	922 ± 75	767 ± 98	1 619
Be	0,6 ± 0,1	2,7 ± 0,1	0,6
Cr	4,4 ± 3,7	11,3 ± 0,1	3,7
Cu	4,3 ± 2,9	3,5 ± 0,5	3,0
Nb	3,6 ± 1,8	2,4 ± 0,4	1,9
Ni	1,7 ± 0,6	4,9 ± 0,5	2,6
Rb	53 ± 3	41 ± 7	38
Sc	2,0 ± 0,3	3,3 ± 0,1	2,0
Sr	324 ± 79	587 ± 21	407
V	3,2 ± 0,9	15,9 ± 0,1	3,8
Zn	34 ± 18	31 ± 1	6
Zr	55 ± 4	103 ± 5	36

**Tableau 2 - Composition chimique et minéralogique moyenne de granoïdes en filons ( $\gamma^{4-5}$ ) dans l'encaissant du pluton des Sept Laux.**

Les filons analysés sont localisés sur la figure 4. Autres explications comme dans le tableau 1.

La flore spécifique est rare, sa conservation ayant été très altérée par la schistosité : les datations n'ont été obtenues que grâce à quelques gîtes fossilifères situés hors du périmètre de la carte ou par analogie avec les feuilles voisines Vizille et La Mure.

• « *Chapeaux houillers* » de « *quelques sommets de Belledonne* » (Moret, 1945). Au bord sud de la carte, près du Rocher de l'Homme (2 755 m), sur la crête de Roche Noire, repose en discordance angulaire sur

le cristallophyllien une succession de bancs de conglomérats, de grès et de schistes représentant une couverture normale épaisse de quelques dizaines de mètres. Cette formation débute par des conglomérats clairs à galets de quartz et à galets de roches vertes, volcaniques (Tobi, 1958) (serpentine, amphibolites, rhyolites, tufs, lydiennes). Au col de Roche Noire et en direction du Sud-Ouest, s'observe un placage de schistes noirs, irrégulier, en position mal définie : plis, chenal sédimentaire ou charriage (?).

Sur la feuille Vizille, le Houiller coiffant la Grande Lauzière a fourni, dans les schistes, et à plusieurs niveaux successifs : à la base des empreintes de *Mixoneura ovata*, attribuées au Westphalien D, puis de *Pecopteris arborescens* (Stéphanien inférieur et moyen ; Moret, 1945). Ces déterminations n'ont toutefois pas été reprises depuis l'époque de leur découverte (Greber, 1965).

• « **Synclinal** » de Roche Noire (au Nord de la carte, à l'Est de la station des Sept Laux). Il existe une lame étroite de Houiller, pincée dans le cristallin du bord ouest du rameau interne de Belledonne, le long de l'Accident médian, immédiatement au Sud du col de Merdaret et de la Montagne des Fanges, entre les localités de Pipay et du Pleynet (station des Sept Laux). Elle s'étend sur près de 3 km de part et d'autre de la ligne de crête, constituant le sommet de Roche Noire.

L'essentiel de l'affleurement est constitué de schistes noirs luisants et cassants, bien indurés, renversés vers l'Ouest ou verticaux, exploités jadis comme ardoises (nombreux déblais et excavations).

Sur le flanc oriental du synclinal, la série débute par des conglomérats (galets de quartz et cristallin) ; par contre, à l'Ouest, le contact avec l'encaissant est franchement tectonique.

• **Lames de Houiller de l'Accident médian et/ou du rameau externe.** L'essentiel des terrains houillers de la carte se trouve dans le Synclinal médian ou, à l'Ouest, écaillés avec les micaschistes. Partout, il y a accordance tectonique, et nulle part de contact stratigraphique entre Houiller et socle ; par contre, on peut observer un tel contact si l'on se porte soit au Nord (feuille La Rochette), soit au Sud (feuilles Vizille et La Mure ; Sarrot-Reynauld, 1961).

Le matériel de ces lames est surtout constitué de schistes fins (silts) noirs ou bruns (par altération) facilement confondus avec des schistes du Lias ou, surtout, de l'Aalénien. Cependant, ils sont toujours finement micacés et jamais carbonatés. Localement, il existe des bancs de conglomérats, notamment au Pré de l'Arc, à la Boutière ou encore à Prapoutel.

Le Carbonifère recèle des couches de charbon, connues au moins dans le Sud de la feuille Domène où elles ont été exploitées, parfois jusque dans les années 50 : à Laval (mine de la Boutière), à Sainte-Agnès (mine du Bulliant et du Grand Joly), à Saint-Mury (mine de Chenevrey) ou encore à Revel (Sud du col de Pré Long) ; il s'agit d'antracite pulvérulente à gros nodules de marcassite (pyrite blanche ou « caudes » des mineurs).

Les empreintes de végétaux récoltés : *Calamites* sp. à la Ferrière d'Allevard, *Callipteridium pteridium*, *Annularia stellata* à Theys et à la Ramiette, *Cordaites* sp., *Mixoneura*, *Stephanopteris* cf. *gracilis* à la Boutière donnent un âge stéphanien ou transition westphalien-stéphanien (Greber, 1965), comme pour les témoins du rameau interne de Belledonne, en chapeau sur le cristallophyllien.

Les couches du Carbonifère ont une structure isoclinale avec pendage régional vers l'Est, stratigraphie et schistosité confondues. Des plis ont été observés toutefois au-dessus de l'ancienne mine de la Boutière dans le versant nord de la Montagne de Barlet.

**r. Grès d'Allevard (Permien) : conglomérats, grès clairs, argilites, dolomies (Autunien ?) passant progressivement à des grès violets (Saxonien – Thuringien ?) (1).** La formation dite des « Grès d'Allevard » doit son nom à la localisation de ses principaux gisements : le massif du Grand Rocher au Sud d'Allevard et celui du Grand Collet (Sarrot-Reynauld, 1965) à l'Est d'Allevard, situé sur la feuille La Rochette. Le site du Grand Rocher, sur la feuille Domène fournit les meilleures coupes (Lory, 1892, 1894-1895 ; Pomerol, 1967).

C'est une formation épaisse (250 à 300 m) comportant conglomérats, grès et schistes versicolores rappelant certains faciès du Permien briançonnais, en particulier la coupe dite des Rochilles à l'Est du massif Galibier-Cerces (feuille Névache).

Des récoltes au Grand Rocher (Gidon, 1950) et sur le flanc ouest du Cul de Pet (Corsin et Tobi, 1954) ont fourni : *Calamites cisti*, *Cordaites*, *Pseudovoltzia*, formes stéphano-autuniennes. Elles sont localisées dans des grès ocre sombre et des pélites noires de la partie inférieure de la formation des Grès d'Allevard (voir aussi, pour la datation de ces faciès, la notice de la feuille La Rochette, Barféty et al., 1984 ; Liard, 1970).

Dans la limite de la carte, les Grès d'Allevard reposent partout directement sur le socle de Belledonne, avec lacune du Houiller, soit dans le rameau externe (moitié nord de la feuille), soit dans le rameau interne (uniquement le long de sa bordure ouest qui chevauche le Synclinal médian). La discordance, de l'ordre de 45 à 90°, est particulièrement visible

au chalet de Merdaret, à l'Ouest du col de même nom, au lac de Crève-Cœur, au lac de la Belle-Aiguette (Crêt Luisard), aux Gorges des Chèvres (à l'Est de Theys).

Les Grès d'Allevard débutent alors par un conglomérat de base (2-3 m à 5-6 m d'épaisseur) à galets très arrondis de quartz et de cristallin. Au-dessus viennent deux assises superposées : d'abord des séquences répétitives de conglomérats, grès clairs ou verts, grès silteux bruns ou jaunâtres, silts noirs se terminant parfois par des dolomies rousses (Grand Rocher, cf. coupe 1, fig. 26, dépliant hors-texte). Ce premier ensemble est surmonté par une succession monotone de grès et pélites violet-rouge, parfois conglomératiques, tachés de vert, notés sur la carte par une surcharge de points, sans limitation de contours (1). Les épaisseurs apparentes respectives sont de 100-120 m et de 150-180 m, avec des variations importantes dues largement à la tectonique alpine. Il y a bien succession de dépôts et non passage latéral d'un faciès à l'autre.

La coupe du Grand Rocher est continue et peu tectonisée, ce qui est exceptionnel dans la couverture des massifs cristallins externes des Alpes du Nord, sauf localement au Sommet des Rouchoux à l'Est de la Salette-Fallavaux ainsi qu'aux Posettes dans les Aiguilles Rouges. Elle montre de bas en haut, au-dessus du contact de base :

- conglomérats clairs passant à des arkoses blanches (8 m) ;
- grès-quartzites verts ou bruns (12 m) à grains de plus en plus fins vers le haut ;
- 1 à 3 bancs de dolomies brunes (« capuçin ») épais de 10 à 20 cm, en lentilles irrégulières ;
- pélites et quartzites clairs (2 m) ;
- conglomérats puis grès-quartzites clairs ravinant le niveau précédent et passant à des quartzites verts ou bruns (18 m) ;
- grès calcaires roussâtres passant à une dolomie rousse (1,5 m à 2 m) ;
- grès blancs ravinant le niveau précédent (2 m) ;
- dolomies rousses (1,50 m) ;
- quartzites clairs (1,50 m), surmontés de 8-10 m de pélites noires, avec *Calamites cisti* (Stéphanien-Autunien ; Gidon, 1950) ;
- conglomérats et grès blancs (10-12 m) formant le sommet du Grand Rocher et passant rapidement dans le haut du versant ouest aux grès et pélites violet-rouge épais.

Dans la partie interne de Belledonne, le Permien n'est visible que sur la bordure occidentale, tout le long de l'Accident médian, en série renversée et en accordance tectonique avec le socle. Ce sont des conglomérats, grès



clairs, pélites et/ou grès violets. Les pélites noires n'ont été vues qu'en un point, au col du Pré du Molard.

Du bord sud de la feuille (Combe de Lancey) à la montagne des Fanges (col de Merdaret), le Permien du rameau interne est présent en affleurements discontinus et disparaît au-delà du Crêt du Boeuf (les cargneules du Trias se trouvent alors directement en contact avec le socle).

Le matériel constitutif des Grès d'Allevard est largement dû à l'érosion du cristallin proche (Mermet et *al.*, 1988), ainsi qu'à des produits d'origine volcanique : quartz frais, feldspaths abondants, fragments de rhyolites, encore peu étudiés (Tobi, 1958). Ce volcanisme est présent aussi dans les Grès des Rouchoux (Aprahamian, 1966).

Les grès d'Allevard sont toujours affectés d'un clivage schisteux dense, en général redressé et penté à l'Est, recoupant obliquement le pendage stratigraphique.

## TERRAINS MÉSOZOÏQUES

### Trias

Le Trias est mal représenté car ses dépôts, originellement peu épais, sont le plus souvent décollés ; on les retrouve soit adhérents au socle cristallin, dans la région du col du Sabot, soit entraînés à la base de la couverture sédimentaire, sur le flanc ouest de Belledonne ou dans l'Accident médian. De plus, les niveaux carbonatés ont été le plus souvent transformés en cargneules ; il n'y a pas sur la feuille Domène de coupe du Trias non tectonisée et le passage du Permien au Trias n'est nulle part observable.

**tQ ; rt. Arkoses et grès clairs (Trias moyen-supérieur) (tQ) ou Grès à quartz roses (Permo-Trias) (rt).** Sur l'ensemble des massifs cristallins externes, la sédimentation triasique ne débute qu'à la fin du Trias moyen-base Trias supérieur ; cette datation a été obtenue sur le flanc ouest des Aiguilles Rouges au Viel Émosson grâce à des empreintes de pas de reptiles sur des dalles de grès (Demathieu et Weidmann, 1982) situées à la base de la série triasique.

tQ. Sur la feuille Domène, les grès de base ne sont connus avec certitude que dans la région du col du Sabot sous la forme d'un mince liseré de grès arkosiques clairs, conglomératiques, épais de 1 à 1,5 m au plus, discordant sur le cristallin des écailles du col même ; il est surmonté de dolomies triasiques.

Sur les flancs de Belledonne ou le long de l'Accident médian, il n'y a guère de niveaux gréseux comparables que l'on puisse rapporter avec certitude au Trias : là où les moraines ne cachent pas le contact socle-Trias ou Permien-Trias, le contact est une faille ou un décollement.

rt. Un mince niveau de grès à quartz rose a été repéré très localement sur le cristallin du rameau externe : Nord du col de Merdaret, Nord et Est de la Ferrière, Chalet du Bout ; il est partout surmonté de cargneules triasiques. En pays briançonnais, ce faciès est rapporté au sommet du Permien-base Trias (Permo-Trias).

tD. **Dolomies grises ou blanches, argilites (Trias supérieur).** Là encore, les affleurements les plus continus sont ceux du col du Sabot : quelques mètres de dolomies claires en petits bancs décimétriques dessinant une bande de 2 km de long, transformées à leur sommet en cargneules. Dans certaines coupes, un banc (40 cm) de calcaires noirs cristallins sépare des dolomies à patine brune (5 m) de dolomies blanches. Ces dolomies sont datées à Côte-Dure sur la feuille Vizille par *Costatoria goldfussi* (sommet du Muschelkalk).

Sur le flanc ouest de Belledonne, il n'existe que de minuscules écailles de dolomies jaunes ou brunes, souvent altérées en cargneules, qui soulignent des contacts tectoniques : col du Barioz (route du foyer de ski de fond du Crêt du Poulet), gorge des Chèvres, ruisseau Battiards au Sud-Est de Theys ou encore à Pré Raymond et le Clos, dans le haut de la Combe de Lancey.

Sur le flanc oriental de Belledonne, près des Rochers Rissiou-Rochers Motas et aux abords du barrage de Grand-Maison, les dolomies triasiques sont réduites (tectoniquement) à un liseré métrique. Dans l'Accident médian, il n'y a que de minuscules lambeaux associés à des calcaires gris cristallins (col de Merdaret).

tG. **Gypse (Trias supérieur).** Cette roche n'est représentée à l'affleurement qu'en quelques points de l'Accident médian : aux abords du col de Merdaret, sur la rive droite du ruisseau de Vaugelat et au Mollard de la Ferrière. Le gypse est en général associé à des dolomies et cargneules. Au Nord-Est du col de Merdaret, il est intrusif dans les schistes houillers dont il doit souligner un écaillage. S'il n'affleure pas, sa présence en profondeur peut être attestée par des entonnoirs d'effondrement visibles dans la couverture morainique : Sud du chalet du Bout à la Ferrière. De plus, la source minéralisée du Curtillard (tufs épais) dans la haute vallée du Bréda est aussi liée à la présence de gypse.

Sur le flanc ouest de Belledonne, le gypse est présent aux environs d'Allevard (galerie EDF, le Buisson, feuille Montmélian), mais, sur la feuille Domène, seuls quelques entonnoirs d'effondrement en surface signalent sa proximité : le Pré Marcel à Sainte-Agnès, au Sud du col des Mouilles.

**tK. Cagneules (roches dérivées des dolomies).** Roches vacuolaires à trame calcaire, mono ou polygéniques (en ce cas, avec des fragments de dolomies, calcaires, argilites colorées).

Il s'agit de roches spécifiques aux Alpes, dues à des processus de fracturation et de dissolution différentiels lors de la circulation en charge d'eaux sulfatées calciques (Masson, 1972), lors des compressions alpines. Leur âge de formation est donc tertiaire et/ou quaternaire, mais on les décrit ici car elles dérivent toujours de sédiments triasiques. Elles ne doivent pas être confondues avec des brèches de pentes ou des travertins. Les cagneules jalonnent des contacts tectoniques, souvent majeurs. Les plus vastes affleurements se situent dans l'Accident médian (Nord de la Ferrière, col de Merdaret, Pipay) et à la base du décollement de la couverture sédimentaire de Belledonne (Montgoutoux, la Boutière, col du Pré du Molard, Pré Raymond).

On les retrouve aussi au col du Sabot, sous le Lias de Côte Belle ou sous le Lias de couverture des écaillés cristallines.

**♣. Laves basaltiques – « spilites » (Trias supérieur).** Les laves basaltiques en coulées du Trias supérieur ou spilites des auteurs existent tout le long du flanc ouest du rameau externe de Belledonne, mais en affleurements discontinus et tectonisés. Elles constituent par leur présence un critère de polarité appréciable. Leur épaisseur est inconnue, au plus quelques dizaines de mètres, en général 5 m.

Les plus vastes affleurements sont au Sud-Ouest ou au Nord de la carte Domène : Pré Raymond, le Clos dans le haut de la Combe de Lancey, et à l'Est du col du Barioz. En dehors de ces points, les témoins en sont très réduits ou bien masqués : coupes du ruisseau des Battiards et de la Gorge des Chèvres. Les spilites n'existent pas dans l'Accident médian, ni sur le flanc est de Belledonne (versant col du Sabot).

Ce sont des roches massives, très dures, vert sombre s'altérant en vert-brun ou vert violacé ; des pustules de calcite et de chlorite sont bien présentes. La paragenèse est à albite (ou orthose), chlorite, calcite, hématite (péridot parfois).

La datation en a été faite non loin, sur la feuille Vizille, à Côte Dure (massif du Grand Serre), là où les basaltes sont surmontés de sédiments datés à leur base du Rhétien (Moret et Manquat, 1948).

## Jurassique

### **Jurassique inférieur (Lias) marno-calcaire (balcon de Belledonne)**

Le Lias est représenté dans la couverture sédimentaire normale du cristallin de Belledonne selon trois bandes d'affleurements : sur la bordure ouest du rameau externe, le long de l'Accident médian et au bord est de Belledonne, dans la région du col du Sabot.

Dans la couverture du rameau externe de Belledonne, la déformation jointe au développement des dépôts morainiques ne permet l'observation que dans quelques entailles de torrents. Les bonnes coupes sont situées au col du Sabot à cause de l'altitude élevée (1 800 à 2 400 m).

Les fossiles sont rares ; les attributions stratigraphiques reposent le plus souvent sur des comparaisons avec des datations obtenues sur les feuilles voisines (Barfêty et *al.*, 1972 ; Barfêty, 1985). Les deux subdivisions retenues pour la cartographie sont celles de P. Lory :

- « Lias calcaire » regroupant Hettangien-Sinémurien-Carixien ;
- « Lias schisteux » où Domérien-Toarcien ne sont pas dissociables.

### **« Lias calcaire »**

#### **l1-3i. Calcaires argileux lités (Hettangien-Carixien) « Lias calcaire »**

#### ***Lias calcaire sur le bord ouest du rameau externe de Belledonne***

Le Lias calcaire (l4a-3 et l4a-3b, 1<sup>ère</sup> édition) est représenté par des bancs calcaires argileux décimétriques séparés par des calcschistes. Leur teinte est bleue ou gris acier ; ils sont très durs. Ce sont des micrites, totalement azoïques en lame mince, recelant de rares ammonites et des bélemnites (Est du col du Barioz, Envers de Theys). Le clivage schisteux est dense, toujours penté vers le Sud-Est et assez uniforme ; dans quelques cas exceptionnels (Est du col du Barioz) sa répartition par rapport aux plans de strates permet de repérer des flancs inverses et des plis. L'épaisseur apparente est de l'ordre de 100 à 200 m.

**Les coupes relevées dans le Lias calcaire** varient beaucoup selon les localités ; les observations étant ponctuelles à cause des recouvrements quaternaires, il est difficile d'invoquer des raisons stratigraphiques plutôt que tectoniques pour expliquer ces changements.

Plusieurs coupes remarquables méritent d'être signalées :

- sur la route forestière de la Combe de Lancey au col de Prélong, le Lias calcaire débute (le contact avec le Trias est masqué) par quelques dizaines de mètres de calcaires argileux en bancs décimétriques bleus ou ocre à débit

noduleux évoquant l'Hettangien des environs de Vizille ou d'Allevard. Sur la même route, après une zone d'écaillages (lames de Houiller et de Trias), le Lias calcaire est représenté par des bancs épais, métriques, à patine brune qui rappellent le Lotharingien dauphinois ;

– au Sud-Est de Theys, dans les coupes offertes par le ruisseau des Battiards d'une part et celui des Chèvres d'autre part, le Lias est très plissé (plis déversés à l'Ouest avec têtes anticlinales à cœur de Trias) : les calcaires sont noduleux et en bancs plus minces près du Trias (Hettangien-Sinémurien ?), tandis que vers le haut (près du Lias schisteux) ils deviennent d'épaisseur métrique et recèlent des bélemnites ;

– à l'Est de l'Envers de Theys, dans une ancienne carrière et dans les ravins situés à l'amont, le Lias calcaire, encadré de Lias schisteux, se présente en bancs durs de 30 à 50 cm (bélemnites) séparés de minces délits schisteux. Là, ont été trouvés *Tragophylloceras* sp., *Metaderoceras* sp. ou *Acanthopleuroceras* sp. ? du Carixien inférieur ainsi que des empreintes d'ariétitidés et *Arnioceras* (récoltes anciennes) ;

– à l'Est du col du Barioz (routes forestières du Crêt du Poulet et de la forêt des Ramiettes, ou dans les torrents proches), le Lias calcaire est en contact tectonique avec le Trias : bancs décimétriques à la base, métriques vers le haut, près du Lias schisteux avec respectivement les ammonites suivantes :

(i) empreintes de petits ariétitidés (*Arnioceras* ? ou *Echioceras* ?) indiquant le Sinémurien-Lotharingien (route du Crêt du Poulet) (feuille Domène, 1<sup>ère</sup> édition, 1969) ; (ii) *Prodactylioceras davoei*, *Aegoceras* sp., *Amaltheus stokesi*, *Lytoceras* sp. donnant des âges carixien et domérien inférieur (route des Ramiettes, non loin du Trias).

### **Lias calcaire dans l'Accident médian**

Le Lias calcaire est représenté par des calcaires en bancs décimétriques épais d'une centaine de mètres dans le ravin de Vaugelat à l'Ouest de Fond de France. Ils forment une série inverse avec le Trias, reposant en contact anormal sur le Houiller. On les retrouve, très étirés, vers le Nord, au-dessus de la Ferrière ou à l'Est du Chalet du Bout ; vers le Sud-Ouest, ils constituent le ressaut occidental de la Montagne de Barlet (pt. 1 632).

### **Lias calcaire au Col du Sabot**

Trois types de séries ont été observés dans la couverture de la zone de Belledonne interne, dans celle des écaillages de socle et dans celle des Grandes Rousses :

• **Couverture de Belledonne interne** : le Lias calcaire est réduit à un mince liseré épais de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de calcaires en bancs métriques à patine bleue ou rousse avec grandes bélemnites et niveaux à entroques (à l'Est des Rochers Rissiou) ou en

calcaires décimétriques roussâtres à bélemnites (éperon sud du barrage de Grand-Maison). Partout, le Lias calcaire est étiré et schistosé. Il repose en contact mécanique soit directement sur le socle soit par l'intermédiaire de 2-3 m de dolomie et de calcite (au Sud du barrage). Ses caractères le rapprochent du Lotharingien-Carixien.

- **Couverture des écailles de socle** : sur le Trias, viennent quelques mètres à quelques dizaines de mètres de calcaires argileux décimétriques (Sinémurien ?). Vers le Nord-Est (feuille Saint-Jean-de-Maurienne), rive sud de la retenue du barrage, près des appuis amont, ils se réduisent à 2-3 m de calcaires très recristallisés, microplissés en contact avec le socle avec enduit de quartz et calcite ankéritisée.

- **Couverture des Grandes Rousses** dans le massif de Côte-Belle (ou les Aiguillettes) : c'est la seule localité de la carte où le Lias calcaire revêt ses caractères dauphinois habituels : épaisse et monotone série de calcaires bien lités gris en bancs décimétriques à métriques alternant avec des calcschistes marneux jaune-ocre affectés de nombreux replis. Sur l'arête de la Crête de la Petite Olle (à la limite est de la feuille Domène, sur Saint-Jean-de-Maurienne) les mêmes couches ont livré : *Arietites multicosatus*, *Arnioceras* (zone à *Semicostatum*) et *Arietites* (*Coenisites*) sp. gr. *brookii* (ou *Arnioceras* sp.) (zone à *Turneri*) du Sinémurien (Barfêty, 1985).

### « Lias schisteux »

l3s-4. **Marnes noires ou brunes (Domérien – Toarcien) ou « Lias schisteux »**. Le Lias schisteux (l5-4b, 1<sup>ère</sup> édition) est représenté par des marnes micacées tendres, grises ou noires à patine brune ou rousse nervurées avec parfois des bancs calcaires. La schistosité est très dense, avec un pendage fort vers l'ESE. Ceci, ajouté à la faible étendue des affleurements, fait que l'étude et le repérage des étages sont impossibles. L'épaisseur apparente est de l'ordre de 200 à 300 m.

Le Lias schisteux est surtout présent au Nord de la carte, entre le col du Barioz et Montgoutoux et, au Sud, sur les deux versants de la Combe de Lancey (Pré Raymond, Pré Long). Ce faciès est rapporté au Domérien-Toarcien par sa situation au-dessus des bancs calcaires à bélemnites datés du Carixien supérieur-Domérien inférieur (cf. ci-dessus), mais rien ne prouve que les deux étages sont vraiment représentés.

En effet, les preuves de la présence des deux étages sont ténues : d'une part un fragment d'Harpoceratidé (Domérien supérieur ?) a été trouvé à l'Est du col du Barioz au carrefour des deux routes forestières, d'autre part un fragment de *Dactylioceras* sp. (ou *Hammatoceras*, Toarcien moyen-

supérieur) (feuille Domène, 1<sup>ère</sup> édition, 1969), très déformé, a été récolté 500 m à l'Est du col du Barioz le long de la route forestière dans des marnes où s'intriquent des bancs calcaires sans doute d'origine tectonique (replis et/ou écaillages) comme il en existe au Nord et au Sud du col (Envers de Theys par exemple).

À l'Est et au Sud de Theys, plusieurs petits affleurements de schistes alternant avec des bancs calcaréo-marneux ont été rapportés au Lias schisteux, mais il pourrait aussi s'agir de l'Aalénien inférieur.

*Dans la région de l'Accident médian*, il n'a pas été repéré à l'affleurement. Par contre, à l'Ouest du col du Sabot, le Lias schisteux est bien représenté dans la couverture de Belledonne ou dans celle des écailles cristallines : marnes noires s'altérant en schistes bruns nervurés avec de rares bancs de calcaires noirs à patine rousse, en général spécifiques du Domérien supérieur du Lias dauphinois (Barfêty, 1985). Il constitue une bande de terrains large de 0 à 500 m, schistosés, replissés et/ou écaillés.

**En conclusion**, on ne retrouve pas dans le Lias de la feuille Domène, la stratigraphie du Lias dauphinois telle qu'elle a été établie au Sud de Vizille, avec des étages bien repérés et des épaisseurs assez fortes. Il est probable que les réductions d'épaisseur ne sont pas le fait de la tectonique alpine seule et que le massif de Belledonne correspondait à la partie surélevée d'un bloc de grande taille comme l'étaient les massifs du Taillefer et de La Mure qui avaient tous basculé lors des distensions d'âge jurassique (Barfêty, 1985).

### **Jurassique moyen calcaire marneux et argileux (rive gauche du Grésivaudan)**

Le Jurassique moyen présent sur la rive gauche du Grésivaudan se subdivise en deux ensembles :

- j<sub>1</sub> : ensemble inférieur, argileux correspondant à une zone de dépressions et de cols (cf. schéma structural) ;
- j<sub>2M</sub> ; j<sub>2C</sub> : ensemble supérieur, plus résistant, marno-calcaire ou calcaréo-marneux, formant les reliefs en bordure de la plaine du Grésivaudan : Collines bordières ou Collines jurassiques.

j<sub>1</sub>. **Argilites brunes à nodules (Aalénien)**. L'Aalénien (I6, 1<sup>ère</sup> éd.) est représenté par des schistes argilo-siliceux noirs à patine brune avec des intercalations de lits centimétriques siliceux et ferrugineux soulignant la stratification et se débitant souvent en nodules ovoïdes par suite de la schistosité. En cassure, ils recèlent de nombreuses posidonomyes. L'aspect de ces argilites est caractéristique par la teinte (brun-roux), le toucher très doux (pas de quartz), l'absence de carbonates.

Leur épaisseur est difficile à chiffrer par suite de l'absence de coupes continues et du plissement isoclinal : 200-400 m (?) ; elles traversent du Nord au Sud toute la feuille depuis Montrenard (ruisseau de Salin) jusqu'à Revel selon une ligne de cols bien marqués : cols du Barioz, des Ayes, du Lautaret, des Mouilles, de Pré Long, de Pré Raymond.

Ces couches sont relativement bien datées par ammonites (Barfély et al., 1972 ; Barfély, 1985) au col du Barioz par : *Tmetoceras* gr. *scissum* (sous-zone de Opalinum), *Costileioceras* aff. *helveticum*, *Brasilia bradfordensis*, *Ludwigia obtusa*, *Ludwigia obtusifomis* et à Montrenard par : *Phylloceras flabellatum*, *Costileioceras* gr. *acutum*, *Zurcheria* sp., formes de la zone à Murchisonae (Aalénien moyen). Connus au Sud de Vizille, les marno-calcaires de l'Aalénien inférieur (zone à Opalinum) n'existent plus ici ; la zone à Concavum (Aalénien supérieur) n'a pas été caractérisée bien que les argilites passent en continuité au Bajocien inférieur.

j2M. **Marnes noires à bancs calcaires (Bajocien inférieur basal)**

j2C. **Calcaires marneux gris (calcarénite) (Bajocien inférieur = « Bajocien moyen » 1ère édition).**

Selon G. Pavia (1984) ; c'est l'équivalent du Bajocien inférieur et moyen des auteurs de la 1ère édition Domène (j1, j1a, j1b).

Dans les Collines bordières du Grésivaudan, le Bajocien inférieur est constitué de deux ensembles superposés :

- **l'ensemble inférieur** (j2M) est plus tendre ; son épaisseur serait de 400 à 500 m ? Il est formé d'une alternance irrégulière de schistes noirs épais de plusieurs mètres et de bancs calcaires marno-sableux de 0,5 m à 1 m, parfois à patine rousse et où les bélemnites canaliculées ne sont pas rares.

- **l'ensemble supérieur** (j2C) est plus calcaire ; son épaisseur serait de 500 m ? Il constitue l'armature des Collines bordières dont l'allure caractéristique en longue voûte retombant vers le Grésivaudan correspond au pendage structural relativement uniforme (inclinaison des couches de 30 à 60° vers l'Ouest de Gières-Domène à Tencin).

C'est une formation épaisse et monotone de calcaires marno-sableux noirs en cassure, à patine grise nervurée d'ocre ou de brun rouille, très caractéristique avec une alternance de bancs carbonatés d'épaisseur variable (centimétrique à métrique) et de lits calcschisteux (centimétriques à décimétriques). Le clivage schisteux est très dense et explique le débit de la roche en dalles plus ou moins gaufrées ou en baguettes. La présence en abondance (40 à 60 % de la roche) de minéraux détritiques fins (quartz anguleux surtout) en est une caractéristique essentielle et permet avec la



patine ocreuse de ne jamais confondre ces calcaires avec ceux du Lias calcaire (ce qui fut le cas pendant très longtemps, d'où le nom de « collines liasiques », parfois encore utilisé). Elle lui confère aussi son toucher rugueux et sa cassure finement cristalline (les bioclastes sont absents). Il est possible que des bancs à patine rousse apparaissent vers le haut (?).

En fait, la distinction des deux ensembles n'est pas aisée à cause de l'absence de tout repère lithologique sûr et de la rareté des fossiles. L'ensemble inférieur paraît dessiner une auréole régulière à l'arrière des collines et dans les bassins de Theys, les Adrets, Laval–Le Mollard, Sainte-Agnès–Saint-Mury, la Combe de Lancey, Revel. Il a pu aussi être repéré sur le haut des crêtes dominant Goncelin, Froges, Brignoud, Villard-Bonnot et aussi à la Pierre, Champ sur Froges–Gières, ce qui sous tend des replis ou des redoublements importants.

Aux rares points (Montrenard, Theys, les Adrets) où le passage Aalénien-Bajocien est visible, la limite a été placée au changement de lithologie (apparition de petits bancs sableux) mais aucun fossile ne vient démontrer le changement d'étages, d'autant que la zone à *Concavum* n'est pas caractérisée et que les ammonites de la base du Bajocien sont rarissimes.

**Éléments de datation** : ils ont été fournis par les travaux de R. Mouterde (*in* Barfély et al., 1972 ; Barfély, 1985) :

– **ensemble inférieur** (j2M) : la principale découverte est un *Docidoceras* sp. de la zone à Sowerbyi (Bajocien basal) ou de l'extrême sommet de l'Aalénien à Beauplomb (Revel) (feuille Domène, 1<sup>ère</sup> édition, 1969) ; on peut aussi citer les bélemnites à section subrectangulaire étroite : *Acrocoelites* cf. *munieri* à Herbeys (feuille Vizille), ainsi que de petites ammonites dans des calcaires argileux, *Sonninia* gr. *corrugata*, jeune *Emileia* ou *Labyrinthoceras* très écrasée et *Maceratites* sp. aff. *aurifer* de la zone à Sauzei à la Pérérée (Murianette) ;

– **ensemble supérieur** (j2C) : *Stephanoceras* à Revel, Brignoud, Tencin, Theys, le Murier (Vizille), *Stephanoceras* cf. *bigoti*, *Partschiceras* gr. *viator*, *Teloceras*, *Normannites* cf. *braikenridgi* à Froges, *Cadomites* sp., entre Tencin et Vautravers : zone à *Humphriesianum*.

Le Bajocien supérieur n'a pas été caractérisé. Il est peut-être sous le faciès des Terres-noires, comme au Sud de Grenoble (feuille La Mure ; Barfély, 1985).

Malgré la grande régularité apparente et la monotonie des couches, des indices de tectonique compressive et souple ont été repérés :

– exemples de microplis à la Poya à Saint-Jean-le-Vieux, la Bourgeat à Sainte-Agnès, les Martinos à Laval, Montacol à la Combe de Lancey, les Granges sur Froges à Laval, le Molard à Goncelin ;

– exemples de flancs inverses (déduits de la schistosité) : Saint-Mury-Monteymond, Sainte-Agnès, Laval à Lancelot, Theys, Tencin (Montgalmand et Champet) et Goncelin (Ruche, Sollières, les Fontaines).

Cette formation (j2C) a été retrouvée dans le sondage de Montbonnot GMB1 (1999) à 536 m où il constitue le substratum de la vallée (Grésivaudan), au moins jusqu'en rive droite de l'Isère.

### **Jurassique moyen-supérieur marneux (rive droite du Grésivaudan)**

j3i. **Calcaires noirs lités (Bathonien inférieur ?)**. Calcaires noirs à pâte fine, en petits bancs, de 20 à 40 cm d'épaisseur, séparés par des joints (décimétriques à pluridécimétriques) de schistes noirs. L'âge de ces couches est hypothétique car aucun fossile n'a été récolté (= j2a, 1<sup>ère</sup> éd.).

j3s-4. « **Terres noires** » **inférieures (Bathonien supérieur – Callovien moyen)**. La partie inférieure des « Terres noires » est formée de marnes noires à « plaquettes » (petits bancs centimétriques de calcaires à débit en feuillet). Les surfaces des plaquettes montrent souvent des bioturbations et des empreintes de *Posidonomya alpina*. À Bouquéron, ces couches ont livré *Sphaeroceras bullatum* (Callovien inférieur) et *Reineckeia anceps* (Callovien moyen). Elles atteignent environ 500 m d'épaisseur. On y trouve, surtout vers le Sud, des intercalations de petits bancs plus ou moins spathiques de 10 à 20 cm d'épaisseur, séparés par des schistes noirs (= j3-2b, 1<sup>ère</sup> éd.).

j3s-4. (1) **Calcaires de Corenc (Callovien)**. Aux approches de Corenc, les intercalations spathiques deviennent de plus en plus nombreuses et de plus en plus épaisses en allant vers le Nord-Ouest où elles ont pu être cartographiées (chiffre 1 en surcharge). Elles passent, au village de Corenc même et dans les carrières situées à l'Ouest, à des calcaires noirs massifs, oolithiques et à entroques, épais de 30 à 40 m, exploités pour la construction et connus dans la littérature sous le nom de « calcaires de Corenc ». Ces calcaires ont longtemps été considérés comme représentant le Bajocien sur la foi d'anciennes déterminations d'ammonites (Gignoux et Moret, 1952). Mais la révision de ces faunes par R. Mouterde (*in* Barfèty, 1985) montre qu'elles contiennent des formes du Callovien inférieur (*Macrocephalites* sp., *Indosphinctes* sp.) parmi des formes de déterminations incertaines (éventuellement bajociennes ou bathoniennes et qui seraient en ce cas remaniées). L'attribution des calcaires de Corenc au Callovien s'accorde bien avec la cartographie ; elle montre que les niveaux à fossiles n'apparaissent pas sous les « Terres noires » inférieures, mais viennent en intercalation au sein de celles-ci.

j4-5. « **Terres noires** » supérieures (**Callovien supérieur – Oxfordien inférieur**). Épaisse série (700 m ?) de schistes noirs argilo-calcaires à patine brune, pauvres en fossiles et attribués traditionnellement, jusqu'à présent, à l'Oxfordien inférieur.

La partie haute de la formation livre souvent des miches calcaires ; certaines sont creuses et dans les ravins dominant Meylan contiennent des cristaux de quartz (« géodes de Meylan »). Là, ces mêmes niveaux, 25 m environ sous le changement de faciès correspondant à l'Argovien, ont livré des ammonites (Barfély et al., 1995) : *Sowerbyceras* sp., *Properisphictes* sp., *Peltoceras* sp. du Callovien supérieur-Oxfordien inférieur, et une forme attribuable soit à la fin du Callovien (*Quenstedtoceras paucicostatum*, zone à Lamberti), soit à la base de l'Oxfordien (*Cardioceras* du sous-genre *Scargurgiceras*, *C. (Sc) scarburgense* zone à Mariae ; déterm. Énay). La même faune a été récoltée dans des niveaux homologues (en 1922 et 1943) et attribuée à la zone à Lamberti (Lory, 1943) dans les Terres noires de Saint-Michel-les-Portes (feuille la Chapelle-en-Vercors).

En conséquence, l'Oxfordien inférieur est mince (quelques dizaines de mètres) ou même manque partiellement par lacune. Ceci est caractéristique des dépôts dans le bassin subsident des Terres noires, autour d'un maximum de transgression sur les plates-formes adjacentes (Dardeau, renseignement oral).

Signalons que près de Meylan, dans le ravin de Rochasson, juste sous l'Argovien, ces niveaux sont le siège d'une émission de gaz naturel (Debelmas, 1978) (cf. chapitre « Matériaux et mines ») (= j4, 1<sup>ère</sup> éd.).

j5. **Calcaires marneux « argovo-rauraciens » (Oxfordien moyen-supérieur)**. Calcaires marneux gris-bleu en cassure et brun roussâtre en patine, en bancs métriques, mal délimités, où alternent des lits de marnes noires et des bancs occasionnellement plus calcaires ; la partie moyenne est marquée, sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur, par un niveau plus riche en marnes et la partie inférieure présente des passées marneuses de plusieurs mètres d'épaisseur qui font transition aux Terres noires ; ils sont souvent affectés par une schistosité oblique aux bancs.

Cette formation, épaisse de 600 m environ, a livré dans les niveaux inférieurs : *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Ochetoceras canaliculatum* et *Euaspidoceras perarmatum* à Chantemerle (pentes du Ruchais), *Taramelliceras (Taramelliceas)* cf. *bachianum* à la Tour des Chiens, *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Proscaphites* cf. *anar*, *Phylloceras mediterraneum*, *Ochetoceras* cf. *hispidum* et *Ochetoceras canaliculatum* au col de Vence (Gignoux et Moret, 1952). Toutes ces formes appartiennent à la zone à *Transversarium* : l'Argovien grenoblois débiterait donc à l'Oxfordien

moyen. Par contre *Dichotomoceras bifurcatum* cité (notice Domène, 1<sup>ère</sup> éd.) et récolté « dans les ravins de Meylan » indique la zone à Bifurcatum de l'Oxfordien supérieur, mais l'échantillon n'a pas été retrouvé dans les collections et son origine n'a pu être précisée.

Les zones à Bimammatum et à Planula de l'Oxfordien supérieur n'ont pas été caractérisées.

Ces marno-calcaires sont exploités comme pierre à ciment près de Vif (= j6-5, 1<sup>ère</sup> éd.).

### **Jurassique supérieur calcaire (bordure Chartreuse-subalpine)**

Le Jurassique terminal forme la falaise inférieure du « rebord subalpin ». Elle est en général formée par deux ressauts séparés par un talus, ce qui correspond à une subdivision en trois termes lithologiques différents.

La nomenclature chronostratigraphique adoptée ici correspond à celle du Jurassique supérieur subméditerranéen. En effet, il est impossible, au-dessus du Kimméridgien inférieur, d'individualiser les étages de la succession standard anglaise (et notamment le Portlandien), en l'absence de l'ammonito-faune correspondante.

**j5-6. Calcaires « séquanien » (Oxfordien terminal – Kimméridgien inférieur).** Calcaires gris-brun en petits bancs de 20 à 50 cm, pratiquement sans intervalles marneux ; la pâte est fine et riche en radiolaires. Cette formation donne souvent une falaise, haute de 200 à 250 m, mais est parfois masquée par le couvert boisé. Elle a livré, vers son sommet (à la Pérelle dans les gorges du Guiers Mort, feuille Montmélian), un exemplaire de *Rasenia stephanoides* du Kimméridgien inférieur ; elle peut débiter dans l'Oxfordien terminal (= j7 feuille Domène, 1<sup>ère</sup> éd.).

**j6A. Calcaires argileux (Kimméridgien).** Le talus qui surmonte la corniche séquanienne correspond à une formation puissante de 100 à 150 m. Il s'agit de calcaires argileux, café au lait, en bancs épais de 10 à 20 cm, plus rarement 50 cm, alternant avec des lits décimétriques de marnes ou de marno-calcaires feuilletés.

Ces couches ont livré, notamment au Saint-Eynard, mais aussi à la Bastille et au Jalla (feuille Grenoble) ainsi que dans les gorges de Chorolant et dans celles du Guiers Mort (feuille Montmélian), des ammonites appartenant aux zones à Hypselocyclum, à Divisum et à Acanthicum (Kimméridgien inférieur et base du Kimméridgien supérieur) (= j8a, 1<sup>ère</sup> éd.).

j6-7. **Calcaires « tithoniques »**. La corniche supérieure du Jurassique, épaisse de plus de cent mètres, est traditionnellement appelée « corniche tithonique », bien que seul son sommet appartienne à cet étage au sens strict. Elle est formée d'**une succession de trois niveaux principaux d'escarpements**, que l'on a distingués sur la carte chaque fois que possible.

- j6T. **Calcaires « tithoniques » inférieurs (Kimméridgien supérieur)** (épaisseur : 30 à 50 m environ). Calcaires micritiques (dits « lithographiques »), à pâte brun clair, en bancs épais de 1 à 10 m, sans joints marneux. Ils présentent plusieurs niveaux plus délitables, souvent grumeleux, qui y déterminent en général deux ressauts d'une dizaine de mètres chacun. Les ammonites récoltées le long de la vire dominant le ressaut basal (où passe le sentier dit « de la galerie du Saint-Eynard ») appartiennent à la zone à *Mutabilis* (base du Kimméridgien supérieur) ; *Progeronia* sp., de la même zone, a été récolté, un peu plus haut (J.C. Barféty), au niveau du câble inférieur du Pas Guiguet (Saint-Eynard) (= j8a, 1<sup>ère</sup> éd.).

- j6-7T. **Calcaires « tithoniques » moyens (Kimméridgien supérieur – Tithonien inférieur)** (environ 50 m). Calcaires également micritiques de faciès identique, mais en bancs décimétriques jointifs, à litage régulier, séparés le plus souvent par des surfaces de corrosion onduleuses. Ils forment le ressaut le plus puissant et le plus massif de la corniche. Ils passent transitionnellement vers le haut à un faisceau décamétrique de bancs décimétriques à surfaces onduleuses, de moins en moins jointifs, qui forment souvent un petit talus.

Ils sont datés essentiellement du Kimméridgien supérieur (zone à Beckeri). En effet, les niveaux supérieurs de ces couches ont livré, au tunnel de Saint-Pancrasse, un exemplaire de la forme boréale (*Gravesia irius* (Kimméridgien terminal) et au Saint-Eynard, quelques ammonites de la zone à *Lithographicum* (Tithonique basal) (= j9-8, 1<sup>ère</sup> éd.).

- j7T. **Calcaires « tithoniques » supérieurs (Tithonien supérieur)** (30 à 50 m). Le ressaut supérieur des falaises « tithoniques » est formé, selon les cas, d'une ou de plusieurs petites falaises, qui couronnent le talus du haut du Tithonique moyen. Ce ressaut est constitué par trois ou quatre bancs compacts, de 2 à 10 m d'épaisseur, séparés par des faisceaux épais de quelques mètres, formés de petits bancs centimétriques (2 à 5 cm), jointifs et le plus souvent onduleux. Les gros bancs sont fréquemment formés de conglomérats calcaires intraformationnels (appelés « fausses brèches » dans la littérature ancienne) résultant de la dislocation, par des glissements sous-marins, de sédiments fraîchement déposés.

Il s'agit de calcaires micritiques (« lithographiques »), de couleur beige, de plus en plus claire vers le haut. Ils ont livré à leur sommet,

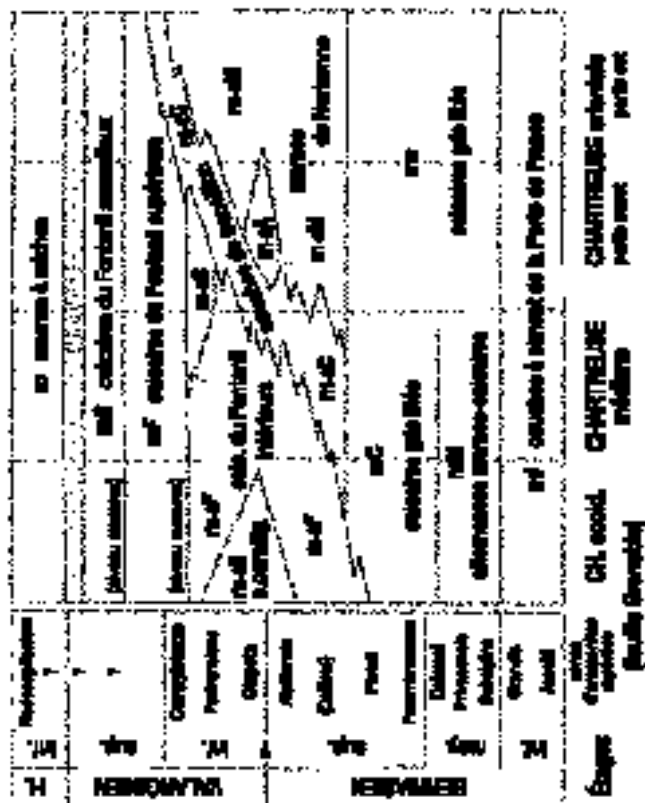


Fig. 6 - La Médecine de Chartreuse; localités indiquées; localités utilisées par la Faculté de Médecine et ceux de la Faculté de Pharmacie avec les images de la Faculté de Médecine.

principalement à Ézy (feuille Grenoble), des ammonites de la zone à Chaperi (Tithonique terminal) et sont presque toujours riches en calpionelles (*C. alpina* prédominante). On ne sait pas si les dépôts du Tithonique moyen et supérieur sont représentés (= j9b, 1<sup>ère</sup> éd.).

### **Crétacé inférieur (Chartreuse)**

Du Berriasien moyen au Valanginien supérieur, la colonne stratigraphique présente de notables variations latérales de faciès qui opposent surtout la Chartreuse orientale, d'une part, à l'ensemble de la Chartreuse médiane et occidentale d'autre part. Ceci conduit à une notation compliquée (fig. 8). De plus, en raison des progrès des datations paléontologiques survenus depuis la parution des feuilles voisines (Le Hegarat, 1972), il n'a pas toujours été possible de reprendre les mêmes notations que sur celles-ci. Néanmoins, les équivalences avec les notations utilisées sur la feuille Grenoble (2<sup>ème</sup> édition, 1978) ont été indiquées chaque fois que possible.

#### **Néocomien inférieur marno-calcaire**

**n1i. Couches à ciment de la Porte de France (Berriasien basal).** Ces calcaires marneux noirs à patine blanche se présentent en bancs mal délimités de 0,5 à 1 m, sur une épaisseur de 50 m. Ils reposent sur les derniers bancs du Tithonique par l'intermédiaire d'un hard ground et livrent des ammonites du Berriasien inférieur (zone à Grandis).

Ce niveau présente la composition idéale pour donner par cuisson le ciment « naturel » (il fut exploité à ce titre au Sud du Sappey et l'est encore dans la vallée du Guiers, au pont de l'Orcière, à la limite sud-est de la feuille Voiron).

**n1s. Calcaires gris lités (Berriasien).** Dans la Chartreuse orientale, le terme n1i est surmonté par 200 à 400 m de calcaires gris-bleu à patine blanche, en bancs de 20 à 50 cm, avec des lits marneux épais de 10 à 20 cm. Au sommet de la formation, les épaisseurs relatives des marnes et des calcaires s'inversent (puis, on passe transitionnellement aux marnes de Narbonne) et les fossiles indiquent la zone à Callisto (Berriasien supérieur).

**En Chartreuse occidentale et médiane,** la succession est plus épaisse et plus diversifiée. Elle comporte les deux termes n1M et n1C superposés.

**n1M. Calcaires argileux et marnes (Berriasien inférieur).** En Chartreuse occidentale et médiane, une succession de faisceaux de bancs décimétriques

de calcaires argileux, chacun épais de 3 à 5 m, alterne avec des niveaux marneux d'épaisseur comparable. L'ensemble atteint 100 à 200 m d'épaisseur.

Ce terme a bien été étudié dans les carrières à ciment de Sautaret, près de Voreppe (cluse de l'Isère, feuille Grenoble) : il correspond approximativement à la zone à Occitanica (surtout sous-zones à Subalpina et à Privasensis) du Berriasien moyen (fig. 8). Ces couches n'affleurent que dans l'angle nord-ouest de la feuille Domène où elles traversent le Guiers au Pont Saint-Pierre.

L'équivalent sur la feuille Grenoble 2<sup>ème</sup> éd. (à l'Ouest de Saint-Égrève seulement) correspond à la notation n1C.

**n1C. Calcaires gris lités (Berriasien moyen-supérieur).** En Chartreuse occidentale et médiane, la partie haute de la formation n1S se charge de plus en plus, vers le haut, de faisceaux de bancs calcaires, épais de 0,5 à 2 m, où les joints marno-calcaires sont minces ou absents. Ces faisceaux alternent encore avec des niveaux marneux de plus en plus rares et d'épaisseur décroissante (de 10 m vers le bas à 1 m vers le haut). La puissance totale est de 300 m.

La pâte est tantôt micritique et assez argileuse, tantôt plus ou moins grossièrement spathique ; la cassure profonde est bleue, mais la patine est souvent jaune ou rousse sur 5 à 30 cm de profondeur (calcaires bicolores). Ce membre amorce la transition vers le haut avec les calcaires du Fontanil.

Ces couches correspondent à la partie haute des « Calcaires du Chevalon » de la feuille Grenoble (Chartreuse occidentale, coupe de l'Isère). Leur base y est datée du sommet de la zone à Occitanica (sous-zone à Dalmasi). L'essentiel de la succession appartient à la zone à Boissieri (jusqu'à la sous-zone à Callisto). Elles couvrent donc le Berriasien moyen et supérieur (fig. 8).

L'équivalent sur la feuille Grenoble 2<sup>ème</sup> éd. (à l'Ouest de Saint-Égrève seulement) correspond à la notation n1-2C.

### **Néocomien moyen = complexe des Calcaires du Fontanil et des Marnes de Narbonne**

La formation des Calcaires du Fontanil (Lory, 1852), dont l'âge était réputé Valanginien supérieur et donc plus récent que celui des Marnes de Narbonne, s'est révélée d'une part, avoir une limite inférieure diachrone et être partiellement l'équivalent de ces marnes et d'autre part, débiter souvent bien plus bas que le Valanginien inférieur. De plus, elle est de constitution lithostratigraphique et biostratigraphique variable d'un point à un autre. Ces variations latérales et verticales ont conduit à sa subdivision



en plusieurs membres, dont les relations entre eux et avec les Marnes de Narbonne, sont connues avec une précision variable.

### ***Marnes de Narbonne***

n1-2M. **Marnes de Narbonne (Berriasien supérieur – Valanginien inférieur)**. Dans la Chartreuse orientale, les calcaires n1S sont surmontés par des marnes bleutées à rares intercalations de petits bancs marno-calcaires mal délimités. Cette formation, définie dans les pentes est du Néron (feuille Grenoble), est très puissante dans le chaînon de la Dent de Crolles où elle atteint de 700 à 900 m. La formation des Marnes de Narbonne est absente en Chartreuse médiane et en Chartreuse occidentale, où elle est remplacée latéralement par les Calcaires du Fontanil inférieurs (n1-2F).

Les couches de transition entre calcaires berriasiens et marnes de Narbonne, où alternent marnes et bancs calcaires argileux, ont livré, au Sud de Sarcenas, des faunes d'ammonites du Berriasien supérieur (zone à Callisto). D'autre part, à Pique-Pierre, près de Grenoble, les microfaunes (ostracodes) des bancs calcaires (n1-2C) qui surmontent directement les Marnes de Narbonne indiquent aussi un âge berriasien supérieur (Le Hégarat, 1972). Il semble donc vraisemblable que les Marnes de Narbonne représentent le Berriasien supérieur, ici très épais, encore que l'on ne doive pas exclure (mais sans preuves paléontologiques) qu'elles englobent un peu de Valanginien inférieur.

L'équivalent sur la feuille Grenoble, 2<sup>ème</sup> éd., correspond à la notation n1M.

n1-2C. **Couches de transition aux Calcaires du Fontanil**. On a distingué en **Chartreuse orientale** un terme, épais d'une cinquantaine de mètres, qui fait la transition entre les Marnes de Narbonne et la partie basse des Calcaires du Fontanil (n2F). Des bancs calcaires, encore argileux et friables mais de plus en plus bioclastiques, y alternent avec des lits de marnes de moins en moins importants vers le haut. À Pique-Pierre, près de Grenoble (partie ouest de la Chartreuse orientale), ce niveau a livré des ostracodes du Berriasien supérieur, ce qui porterait à placer la limite Berriasien-Valanginien plus haut, dans les Calcaires du Fontanil eux-mêmes.

En **Chartreuse médiane**, on a appliqué la même notation aux couches de faciès analogue (mais d'âge dans doute différent) qui font la transition entre les Calcaires du Fontanil inférieurs (n1-2F) et les calcaires gris berriasiens (n1C).

L'équivalent sur la feuille Grenoble, 2<sup>ème</sup> éd., (à l'Est de Saint-Égrève seulement) correspond à la notation n1-2C.

n1-2A. **Calcaires argileux**. Dans la partie la plus occidentale de la Chartreuse orientale (région de Saint-Pierre-de-Chartreuse), un faisceau pluridécamétrique de calcaires argileux en petits bancs (20 à 40 cm), évoquant beaucoup les calcaires gris berriasiens, fait suite vers le haut aux Marnes de Narbonne. Ce terme pourrait être assimilé au niveau de transition aux Calcaires du Fontanil (n1-2C) avec lequel il présente de nettes analogies ; il en a cependant été séparé car il n'est pas surmonté par les Calcaires du Fontanil, mais semble inclus dans les Marnes de Narbonne (les conditions d'affleurement, trop peu favorables, ne permettent cependant pas d'en être sûr). D'autre part, aucun élément paléontologique (macro- ni microscopique) n'a permis de préciser sa position stratigraphique.

### ***Calcaires du Fontanil s.l.***

Les notations n1-2F ; n1-2S ; n2F ; n2S désignent les termes où les faciès bioclastiques plus ou moins roux, typiques des Calcaires du Fontanil, sont prédominants, même s'ils incluent d'autres faciès moins profonds.

n1-2F. **Calcaires inférieurs du Fontanil (Berriasien terminal-Valanginien inférieur)**. Cette notation, utilisée seulement en Chartreuse occidentale, y désigne la masse principale, ici inférieure, des « calcaires du Fontanil » qui n'affleure que dans l'extrême angle nord-ouest de la feuille. Elle prolonge les couches de la localité éponyme (Le Fontanil, cluse de l'Isère, feuille Grenoble ; Lory, 1852), dont l'étude a été à la base de la définition et de la datation de la formation.

Épais d'environ 150 m, ce terme est formé de calcaires bioclastiques en bancs pluridécimétriques, jointifs ou séparés de joints centimétriques argilo-sableux roux. La patine est gris roussâtre, mais la cassure révèle une pâte spathique, jaune à franchement rousse, sur une épaisseur de quelques centimètres à un ou deux décimètres ; en profondeur cependant, le calcaire non altéré est bleu noirâtre (calcaires bicolores).

La datation est basée sur le fait que, au Fontanil même (feuille Grenoble), ce sont les couches du sommet de cette formation qui ont livré des ammonites. Ces dernières appartiennent à deux niveaux paléontologiques : l'un, inférieur, à *Thurmanniceras thurmanni*, se situe à la limite du Berriasien et du Valanginien (limite des zones à Callisto et à Otopeta) ; l'autre, plus élevé, appartient à la zone à Pertransiens (Valanginien inférieur) (Blanc *et al.*, 1992). Les calcaires inférieurs du Fontanil de cette localité englobent donc la limite entre le Berriasien supérieur et le Valanginien basal.

L'équivalent sur la feuille Grenoble, 2<sup>ème</sup> éd., correspond à la notation n2F.

n1-2S. **Calcaires coralligènes de la Sure (limite Berriasien – Valanginien)**. La partie haute des calcaires inférieurs du Fontanil (n1-2F) passe latéralement à un faciès massif qui ressemble à l'Urgonien : il s'agit de calcaires gris clair, parfois encore graveleux, mais souvent à pâte fine, riches en milioles et contenant par places des rudistes voire des débris de polypiers. En raison de ses équivalences latérales, ce niveau coralligène « *pseudo-urgonien* » a un âge proche de la limite Berriasien – Valanginien.

Ce faciès gagne progressivement en épaisseur, du Sud vers le Nord en Chartreuse occidentale, depuis la localité éponyme du Fontanil vers la Grande Sure. La puissance totale et l'homogénéité de ce niveau tendent d'ailleurs encore à s'accroître vers le Nord (feuille Montmélian). Il s'étend également vers le Nord-Est jusqu'en Chartreuse médiane et même orientale.

– **dans la Chartreuse occidentale**, les affleurements des calcaires coralligènes de la Sure se limitent à l'extrême angle nord-ouest de la feuille Domène, au Pont Saint-Bruno, où ils ne sont épais que d'une dizaine de mètres ;

– **dans la Chartreuse médiane**, des calcaires clairs et relativement massifs, d'aspect proche de l'Urgonien, ont été attribués à ce même niveau. Toutefois, ceux-ci forment ici la partie basse des Calcaires du Fontanil (et passent vers le bas aux calcaires gris berriasiens par le terme de transition n1-2C). Ils ne sont pas datés paléontologiquement et leur équivalence avec les calcaires de la Sure est donc seulement hypothétique ;

– **dans la Chartreuse orientale**, un niveau « pseudo-urgonien » analogue s'observe encore, à la base de la barre principale des Calcaires du Fontanil, dans les pentes situées à l'Ouest de la dépression de Saint-Pierre-de-Chartreuse (bois du Grand Logis, Porte de l'Enclos, rive est du vallon de Combe Chaude, épaule est du col des Aures). Par contre, les faciès de type coralligène ne sont pas représentés à l'Est de la dépression de Saint-Pierre-de-Chartreuse.

L'équivalent sur la feuille Grenoble, 2<sup>ème</sup> éd., correspond à la notation n2Co.

n2F. **Calcaires supérieurs du Fontanil (Valanginien)**.

– **dans la Chartreuse occidentale et médiane**, les calcaires inférieurs du Fontanil sont surmontés par un membre supérieur constitué, comme eux, par des calcaires spathiques, bleutés en profondeur et beige à roussâtres en patine. Ce terme forme un ressaut moins marqué, souvent boisé, haut de 50 à 100 m et encadré de deux niveaux argilo-calcaires à passées marneuses.

Ces couches appartiennent probablement au Valanginien inférieur, mais ne sont datées que par encadrement.

L'équivalent sur la feuille Grenoble, 2<sup>ème</sup> éd., correspond à la notation n2R.

– **en Chartreuse orientale**, la formation des Calcaires du Fontanil est plus mince (environ 200 m) et moins différenciée qu'en Chartreuse occidentale et médiane. Les faciès sont identiques, mais on y trouve plus fréquemment des silex lités (en général blonds ou assez souvent à patine noire).

La notation n2F a été utilisée ici pour désigner toute la succession des Calcaires du Fontanil (à l'exclusion du membre sommital n2S) car ces couches représentent l'équivalent probable des calcaires supérieurs du Fontanil de la Chartreuse occidentale (fig. 8). En effet, elles surmontent les marnes de Narbonne, dont l'âge est probablement comparable à celui des calcaires inférieurs du Fontanil de la Chartreuse occidentale.

Âge probable : Valanginien inférieur.

L'équivalent sur la feuille Grenoble 2<sup>ème</sup> éd. correspond à la notation n2F.

**n2S. Calcaires sommitaux du Fontanil ou « Calcaires à silex » (Valanginien supérieur ?)**. Ce terme sommital de la formation des Calcaires du Fontanil était anciennement désigné du nom de « Calcaires à silex », mais ce nom est inadapté car les termes sous-jacents sont également riches en silex, surtout en Chartreuse orientale.

Ces couches, épaisses d'environ 70 m, sont séparées du terme précédent (n2F) par un niveau marneux qui détermine une vire quasi continue. Ce dernier est formé d'alternances de lits de marnes et de bancs décimétriques de calcaires argileux ou bioclastiques, évoquant beaucoup, à tous égards, les marno-calcaires à miches de l'Hauterivien. Bien que ce niveau marneux atteigne une épaisseur pluridécamétrique en Chartreuse orientale, il est encore trop mince pour pouvoir être représenté cartographiquement, car il affleure en général dans des pentes abruptes.

– **dans la Chartreuse orientale**, les calcaires sommitaux du Fontanil sont constitués de bancs pluridécimétriques de calcaires gris clair finement cristallins avec des silex le plus souvent contournés (« poupées ») ;

– **dans la Chartreuse occidentale**, on trouve les mêmes silex contournés, mais la pâte est souvent plus grenue et plus argileuse ; leur teinte est d'un brun-roux soutenu en cassure comme en patine ; en outre, les bancs supérieurs sont souvent séparés les uns des autres par des joints marno-calcaires ocreux décimétriques. Les tout derniers bancs portent des surfaces lumachelliques à grosses huîtres (*Alectryonia rectangularis*).

## Néocomien supérieur marno-calcaire

n3. **Marnes et calcaires noirs (Hauterivien)**. Cette formation détermine très généralement un talus à pente relativement douce, souvent garni de prairies ou masqué par les éboulis. Son épaisseur totale est proche de 200 m (180 m à la Dent de Crolles) ; on peut y distinguer les **trois niveaux** suivants, qui sont plus ou moins nettement bien individualisés et qu'il n'a pas été possible de séparer cartographiquement :

– **couche glauconieuse et marnes** (Hauterivien basal). Ce niveau glauconieux condensé (0 à 2 m) a livré des nautilus et des ammonites de l'Hauterivien basal (*Acanthodiscus radiatus*, *Crioceratites*, *Leopoldia*) dans plusieurs gisements (Le Muret, feuille Grenoble, etc.) ; il est surmonté par des marnes noires (20 m maximum) ;

– **calcaires lités noirs** (Hauterivien inférieur). Ces calcaires noirs, un peu siliceux (spicules et quartz détritiques), à patine gris ocreux, sont disposés en bancs réguliers de 0,2 à 0,5 m d'épaisseur, alternant avec des lits marno-calcaires minces. Ils ont livré à leur partie haute (dans les gorges du Guiers) *Crioceratites nolani* et *Cruasicerias cruasensis*, de la partie médiane de l'Hauterivien (zone à *Nodosoplicatum*) ; leur puissance est de l'ordre de 100 à 150 m ;

– **marno-calcaires à miches et à spatangues** (Hauterivien supérieur). Les 50 à 100 derniers mètres de la formation sont plus marneux dans l'ensemble et les calcaires argileux noirs forment des bancs de 0,2 m, espacés au moins d'autant, qui se débitent aisément en « miches » à patine grise. On y trouve abondamment des spatangues (*Toxaster amplus*) et parfois des huîtres (*Exogyra couloni*) ainsi que de rares ammonites de l'Hauterivien supérieur.

## Complexe calcaire urgonien

n3-4R. **Couches rouges à panopées (Hauterivien terminal – Barrémien inférieur)**. Les marno-calcaires à miches de l'Hauterivien supérieur (n3) passent progressivement, en quelques mètres, à des calcaires argileux gris-bleu, à pâte grenue, en bancs métriques séparés par des joints marno-calcaires mal délimités ; ils ont livré principalement des *Toxaster* et des panopées. Ils sont puissants de 30 à 50 m.

Vers le haut, ces couches passent à des calcaires grenus roux, puissants de 30 à 50 m également. Les interlits marno-calcaires, d'abord presque aussi épais que les bancs (0,2 à 0,5 m), deviennent de plus en plus minces de telle sorte que les derniers bancs, massifs, passent progressivement à l'Urgonien et apparaissent le plus souvent à la base des falaises que détermine ce dernier.

L'âge de ces couches n'est connu qu'approximativement ; il débute avec le sommet de l'Hauterivien car on y a récolté un exemplaire de *Pseudothurmannia angulicostata* (Hauterivien supérieur) dans les calcaires gris, aux Écouges (feuille Grenoble).

**n4U. Masse urgonienne inférieure (Barrémien).** Puissante falaise (300 à 350 m) de calcaires blancs ou un peu rosés, massifs, à pâte fine ou cristalline, contenant principalement des rudistes (*Toucasia carinata*, etc.), mais aussi des nérinées. Un niveau à polypiers s'observe partout à sa base.

Au sein de cette masse urgonienne inférieure il existe assez souvent, 50 m environ sous le sommet de la falaise, un niveau, puissant de 10 à 20 m, qui détermine une zone de vires. Il est constitué de calcaires roux grenus, lités avec des joints marno-calcaires. Ce niveau (noté n4R sur la feuille Grenoble) est ici plus diffus et moins bien marqué que dans l'Ouest de la Chartreuse, mais peut néanmoins être facilement confondu avec le niveau n5O (ce qui s'est produit en plusieurs points sur la 1<sup>ère</sup> édition de la feuille Domène). Il n'a pas été distingué sur la présente édition de la feuille Domène, pour des raisons graphiques. Cette formation est datée du Barrémien par sa microfaune d'Orbitolinidae.

**n5O. Couches inférieures à orbitolines (Bédoulien inférieur).** Ce membre repère, puissant de 30 à 50 m, détermine partout une vire bien marquée, à la partie haute des falaises urgoniennes. Il est formé de calcaires jaune roussâtre en bancs de 30 cm à 1 m, séparés par des lits, décimétriques à métriques, de marno-calcaires ou de marnes (qui y forment notamment deux ou trois niveaux principaux épais de 1 à 2 m). Les bancs calcaires, grenus et un peu argileux, montrent le plus souvent des litages contournés, amygdalaires (remaniements, bioturbations). Le passage de ces calcaires aux faciès urgoniens francs est transitionnel vers le haut comme vers le bas par épaissement des bancs et éclaircissement de leur pâte.

Ces couches livrent des panopées, des ptérocères (*P. pelagi*) et des oursins (*Heteraster oblongus*). Certains niveaux calcaires ou marneux sont pétris de petites orbitolines (*Palorbitolina lenticularis*) qui datent ce membre du Bédoulien inférieur.

**n5U. Masse urgonienne supérieure (Bédoulien inférieur).** Le membre supérieur de l'Urgonien est généralement constitué en totalité de calcaires blancs à rudistes qui ne présentent, par ailleurs, aucune différence de faciès avec ceux de l'Urgonien inférieur. Sa puissance est comprise en général entre 50 et 70 m, mais en quelques points, elle est inférieure (voire nulle) car les érosions anté-sénoniennes l'ont décapé totalement ou partiellement. La datation de ces couches est seulement établie par encadrement.

n5L. « **Lumachelle** » (**Aptien supérieur**). On désigne sous ce nom traditionnel des calcaires bioclastiques roux, plus ou moins grossiers, à nombreux bryozoaires et débris d'échinodermes (crinoïdes surtout) et aussi à débris d'huîtres (mais plus occasionnellement). Ils sont riches en glauconie et renferment d'assez nombreux grains de quartz. Ils sont disposés en petits bancs de 0,1 à 0,3 m à litages entrecroisés, de constitution assez homogène sur toute la hauteur de la succession.

À sa base, ce terme débute pratiquement partout par un encroûtement de 10 à 50 cm de calcarénite argileuse pétrie de petites orbitolines qui recouvre la surface des derniers bancs de l'Urgonien et pénètre sur une profondeur de quelques décimètres dans les bioturbations affectant le sommet de celui-ci. Ce niveau basal est l'équivalent, très réduit, des Marnes à orbitolines (« Couches supérieures à orbitolines », Bédoulien supérieur), qui, en Vercors, tapissent des dépressions allongées, déca à hectométriques, creusées à la surface de l'Urgonien.

La lumachelle couronne presque partout le sommet de l'Urgonien, sauf dans l'extrême angle nord-ouest de la feuille, à l'Ouest du ruisseau de Tenaison et de l'Éssart des Rochers ; comme dans les chaînons plus occidentaux des feuilles Voiron et Grenoble, elle a sans doute été érodée avant le dépôt du Sénonien puisque ce dernier repose alors directement sur des niveaux plus ou moins élevés de l'Urgonien supérieur.

L'épaisseur de la lumachelle est de 20 à 30 m. On lui attribue un âge gargasien à clansayésien car elle a livré de rares ammonites de cet âge sur la feuille Vif.

n6. **Grès verts (Albien)**. L'Albien est représenté par quelques décimètres (voire, exceptionnellement, quelques mètres) de grès verts glauconieux sableux azoïques. Il débute généralement par un niveau, épais souvent de 10 cm à 20 cm, de grès glauconieux durs à graviers noirs contenant des fossiles variés (bivalves, gastéropodes, brachiopodes) représentés par des moules internes riches en phosphate (« Béton phosphaté »). On y a recueilli (notamment au Charmant Som, à la limite ouest de la feuille) une faune polyzonale d'ammonites de l'Albien et parfois même du Vraconien.

Absent dans toute la partie nord-ouest de la feuille, sans doute du fait d'une érosion intervenue avant le Crétacé supérieur, l'Albien est représenté ailleurs de façon assez continue, mais lenticulaire, dans des ravinements du sommet de la lumachelle. Cependant, comme il est en général très mince, il n'affleure que rarement et il n'a été possible de le distinguer sur la carte qu'aux très rares endroits où il est particulièrement épais.

### Crétacé supérieur (Chartreuse)

**c5M. Marno-calcaires clairs « Lauzes marneuses » (Campanien).** Calcaires argileux d'aspect assez crayeux, gris à patine blanchâtre.

On y voit alterner des niveaux décamétriques plus marneux (surtout à la base) avec d'autres, plus calcaires, en petits bancs décimétriques, à interlits centimétriques de marnes grises à patine blanche. Ces derniers contiennent des silicifications rubanées ou contournées, à patine ocre, épaisses de 1 à 3 cm, mais souvent de plusieurs décimètres d'extension horizontale. Les glissements synsédimentaires (*slumpings*) sont nombreux.

Cette formation comporte souvent, à sa base, un niveau de grès conglomératiques glauconieux, épais d'un mètre au plus. Il a fourni une microfauve remaniée d'âge santonien terminal. Les lauzes marneuses sont très riches en Globotruncanidae qui indiquent un âge campanien et ont aussi livré de gros oursins (*Ananchites ovata*) et quelques ammonites (*Bostrychoceras*) d'âge campanien moyen. Leur épaisseur est environ de 100 m.

### Calcaires à silex sénoniens (Campanien terminal - Maastrichtien)

Le Sénonien se poursuit par une formation calcaire, puissante de plus de 200 m, qui n'a livré aucune faune caractéristique. Il est cependant possible de lui attribuer un âge campanien terminal-maastrichtien en raison des niveaux bien datés qui l'encadrent. On peut distinguer **deux termes successifs**, qui passent très transitionnellement de l'un à l'autre, à savoir de bas en haut :

**c5-6C. Calcaires argileux lités.** Calcaires gris-beige, à litages décimétriques et à surface gondolée, avec de petits silex blonds d'allure contournée, nombreux à certains niveaux, mais irrégulièrement répartis. Ils renferment parfois d'assez nombreux bryozoaires.

**c5-6S. Calcaires cristallins massifs à silex.** Calcaires purs, blancs, cristallins à pâte très fine, en bancs métriques souvent assez massifs. Ils renferment de gros silex noirs cérébroïdes ou des silex en éclats centimétriques, répartis très irrégulièrement. Sur les affleurements dépourvus de silex, ces calcaires se distinguent très difficilement de ceux de l'Urgonien, en dépit d'une teinte plus livide et de l'absence totale de traces de coquilles calcaires.

### ROCHES FILONIENNES (NON GRANITIQUES)

**Q. Quartz massif.** Certains filons de quartz sont remarquables. Dans le granite des Sept Laux, les failles transverses présentent souvent un



remplissage de quartz massif, d'une puissance pouvant atteindre une dizaine, voire plusieurs dizaines de mètres (rive droite de la Combe Madame). C'est probablement à ses filons de quartz que le pic de l'Apparence, au Nord-Est de la Belle Étoile, doit son nom.

**Fe. Oxydes ou carbonates de fer.** Le minerai de fer ( $\text{FeCO}_3$ , sidérite, ou « sidérose » ou « fer spathique ») a surtout été exploité à partir du XVIII<sup>e</sup> siècle, dans le rameau interne et dans le rameau externe de Belledonne. Des précisions sont données dans le chapitre « Matériaux et mines ».

### *TERRAINS QUATERNAIRES*

Comme souvent en pays de montagne, on retrouve sur la feuille Domène une grande variété de formations quaternaires se rattachant à trois grands types : les alluvions glaciaires (moraine, fluvio-glaciaire, glacio-lacustre), les alluvions fluviales, lacustres et torrentielles de fond de vallée, et les formations gravitaires de versants. Cependant, n'oublions pas les limons et les lèss, brièvement décrits, mais qui n'ont pas été cartographiés.

**Les dépôts morainiques** sont souvent argileux, parfois sableux, hétérométriques et non ordonnés avec galets striés et blocs anguleux dispersés dans une matrice limono-graveleuse massive. Ils se répartissent de façon capricieuse, principalement sur les pentes ou dans les fonds de vallées et constituent localement des cordons morainiques bien repérables grâce à leur crête topographique, à matériel hétérogène ou plus ordonné (litage grossier dans les moraines latérales, par exemple).

**Les alluvions lacustres, fluviales et torrentielles (L, F, J)** constituent des nappes de matériaux régulièrement pentés, plus ou moins triés et stratifiés, tandis que **les formations gravitaires de versants (E, Eb, EJ)** sont des garnissages caillouteux souvent hétérométriques, plus ou moins stratifiés, formant des jupes à fortes déclivités (jusqu'à 30-35°) au pied des abrupts de falaises ou au débouché des couloirs.

### **Âge varié ou indéterminé**

**GE. Formation de versant, éboulis du substratum et moraines mêlés, différentes de la moraine würmienne.** Beaucoup de pentes, surtout sur les contrebas de Belledonne, là où l'empreinte des glaciers würmiens (ou peut-être antérieurs) a été importante, sont constituées d'un mélange de moraines et d'éboulis du substratum. Les débris morainiques noyés dans une abondante matrice argileuse sont prédominants et, en l'absence de morphologies caractéristiques, ces formations ont été rapportées

au glaciaire würmien (Gy) en général. Elles ont été individualisées sur la carte en rive gauche de la vallée de l'Eau d'Olle à l'aval du Rivier-d'Allemont aux endroits où les éboulis, dus aux mouvements de versant de la montagne du Rissiou-Tête de Monvoisin, viennent soit s'intercaler avec les placages morainiques, soit les raviner.

**EJ. Cônes d'épandages ébouleux ou d'avalanches, stabilisés, würmiens et localement actifs.** Encore appelés « cônes mixtes », ce sont des cônes à pente plus accentuée que celle des cônes de déjections torrentielles, en général dépourvus de lit torrentiel fixe, mais parcourus de chenaux d'écoulement temporaire. Ils résultent du remaniement et de l'étalement des éboulis par des apports subits, violents et imprévus : orages, fonte des neiges et avalanches de printemps. En Chartreuse, la plupart d'entre eux semblent être stabilisés et représentent des équivalents des éboulis Ey ; sur les flancs de Belledonne par contre, à cause de l'altitude et de l'enneigement, ils sont régulièrement alimentés par les avalanches (Combe Madame, Eau d'Olle).

**Eb. Éboulements - chaos de gros blocs (fini Würmien-Actuel).** Accumulations locales de matériel très grossier, contenant des blocs plurimétriques abondants ainsi que des panneaux rocheux, à peine disloqués, de plusieurs dizaines de mètres de côté. Ils résultent d'arrachements brutaux, catastrophiques, d'âge variable, mais contemporains ou postérieurs à la déglaciation würmienne. Ils se distinguent des nappes d'éboulis (Ex) par leur situation (souvent localisés dans des rentrants, en contrebas d'un rebord arqué) et leur morphologie de surface, irrégulière ou même en forme de loupe.

La plupart semblent stabilisés de longue date, tels ceux qui garnissent le versant ouest de la Scia et une bonne partie du versant nord du roc d'Arguille (rive gauche du Guiers en amont de Saint-Pierre) ainsi que, sur le versant Grésivaudan, ceux de la Tour d'Arce (au-dessus de Saint-Ismier) et des Communaux (où la RD 30 décrit des lacets, au-dessus de Saint-Nazaire-Les-Eymes).

D'autres ont une morphologie particulièrement fraîche qui suggère un âge assez récent, voire historique. C'est le cas de celui dont la niche d'arrachement forme, au-dessus des Petites-Roches, un amphithéâtre dans les falaises de la Dent de Crolles, immédiatement au Sud du Rocher du Midi ou de celui du chaos de Marcieu (plateau de l'Aup du Seuil). Bien que ce dernier ait été considéré par certains comme une moraine d'un glacier local, car il dessine des bourrelets qui ont été pris pour des vallums, on pense que cette disposition est le résultat de glissements à la surface d'un névé garnissant le pied des pentes des Lances de Malissard : ceci l'apparenterait aux moraines de névés et plaiderait en faveur d'un âge fini-würmien. Plus au Nord, celui situé au pied du Pas de Rocheplane, coïncé

dans un fond de ravin, est très typique. Il s'est formé par l'arrachement de la tranche d'Urgonien qui reposait originellement sur le plan de faille de Rocheplane, maintenant dénudé et sur lequel s'élève le sentier.

Un éboulement à l'entrée du défilé du Maupas a eu lieu le 16 mars 1989, à l'amont du Rivier-d'Allemont en rive droite de la vallée de l'Eau d'Olle : plusieurs milliers de mètres cubes du granite des Sept Laux se sont effondrés sur la route départementale du Glandon, la recouvrant de gros blocs sur plusieurs mètres de haut et sur 150 m de long.

**U. Travertins, parfois d'édification actuelle.** En Chartreuse, un seul affleurement est assez important pour avoir été noté. Il se situe dans le ruisseau des Corbeliers, 500 m au Nord-Ouest de Saint-Hugues et il est encore en cours d'édification.

Sur le versant de Belledonne, on connaît des tufs en amont de Theys dans le ravin de Merdaret ou à l'Envers de Theys dans la Combe de Lancey. Ils jalonnent des bandes de cargneules, et donc, des accidents tectoniques importants ; c'est notamment le cas des placages de tufs situés sur le passage de l'Accident médian dans la vallée du Haut Bréda, au Mollard et au Curtillard (source minéralisée).

**Jy-z. Cônes argileux de Saint-Ismier (fini-Würmien-Holocène) (Grésivaudan).** À l'Ouest du grand cône torrentiel du Manival au pied du Saint-Eynard, se développent des cônes à l'aspect et au matériel spécifiques. En effet, ils ont été traversés par de nombreux petits sondages (lors de la construction de lotissements) qui ont révélé la présence de niveaux argileux épais et de passées de tourbe, ce qui a permis une datation au C<sup>14</sup>. Ces cônes montrent des cailloutis calcaires dans leur partie amont et un passage, à l'aval, à des argiles compactes plus ou moins sableuses ou à des argiles à tourbes.

Les argiles sont bleu jaunâtre ou sombres et atteignent parfois plus de 10 m d'épaisseur (12 m à Saint-Ismier dans le talus de l'autoroute) ; elles sont homogènes, sans litage et à débris de coquilles, végétaux et pollens, ce qui exclut une origine lacustre ; des écoulements torrentiels se manifestent par des lentilles caillouteuses et des chenaux.

Les âges donnés par le C<sup>14</sup> sont : 5 600 ± 150 BP (GIF-3842) et 6 250 ± 130 BP (GIF-4548) donc Holocène, période atlantique (Monjuvent et al., 1982).

On pourrait être tenté de comparer ces argiles à celles du lac d'Eybens (Sud de Grenoble, feuilles Vizille et Vif ; Monjuvent et Uselle, 1973), mais elles en diffèrent par l'absence de litage, leur faible cohésion, la présence de matières organiques et le pourcentage plus faible d'argiles (< 45 %)

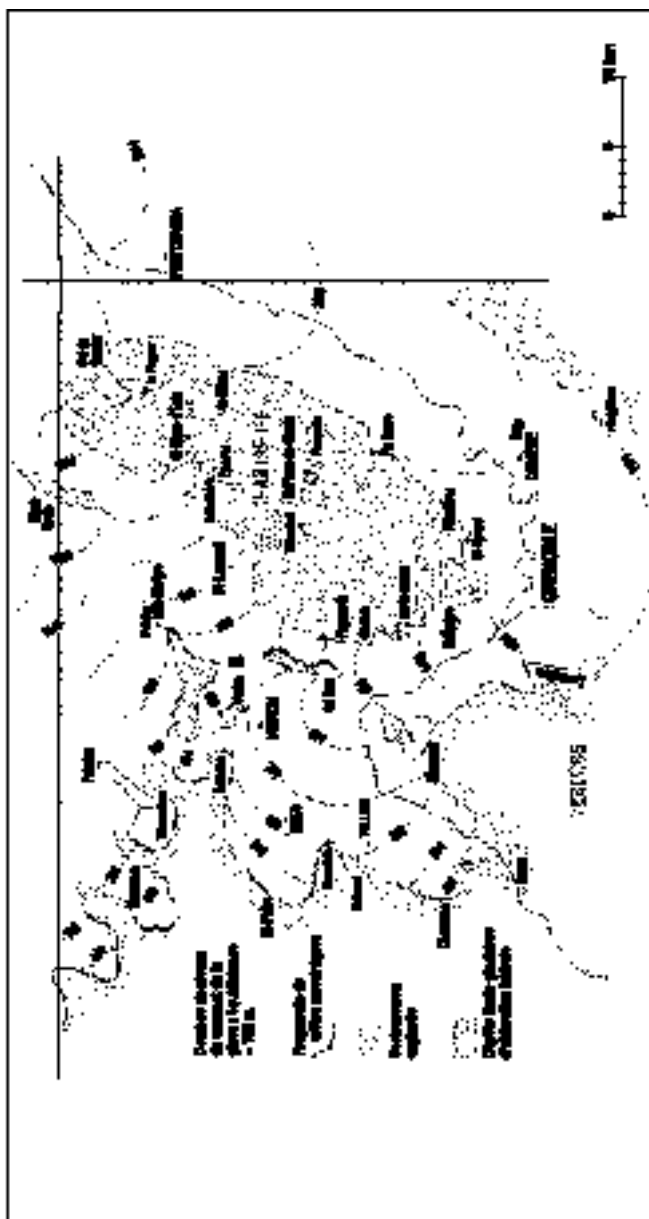


Fig. 9 - Emplacement et maximum d'extension de l'Étère II (après Giblin, 1969)

proches de celles des marnes environnantes jurassiques, non altérées, ni transformées. Elles sont donc d'origine très locale ; et beaucoup plus jeunes que les argiles d'Eybens d'âge anté 44 000 ans.

Les cônes argileux de Saint-Ismier ont une pente régulière, assez faible et ne sont pas dépendants de bassins versants développés ; les chenaux grossiers y sont très localisés.

On peut penser qu'il s'agit là de dépôts de pente dus à des ruissellements boueux diffus durant une période tempérée chaude et humide (la présence de pollens indique une végétation dense) différente de l'actuelle car ce type de dépôt n'apparaît plus.

La datation obtenue sur ces cônes argileux permet de rattacher leur partie superficielle à l'Holocène, mais ils ont dû débiter dès la fin du Würm car leur épaisseur est grande, d'où la notation (Jy-z).

### Rissien

Des dépôts attribuables au Rissien n'ont été reconnus que dans le massif de la Chartreuse. Sur les pentes de Belledonne, on n'a pas identifié de dépôt antérieurs au Würmien. Toutefois, les sédiments quaternaires recouvrant les pentes de la haute vallée du Bréda et les croupes arrondies qui la bordent (à l'Ouest) pourraient être anté-würmiens si on admet d'une part que le glacier würmien de l'Isère, ayant atteint son maximum, n'a pas ici dépassé la côte +1 200 à +1 400 m et d'autre part que les glaciers locaux n'ont pas eu la possibilité de s'y développer (fig. 9).

**Glx. Moraine locale, Molard-Bellet (St-Pierre-de-Chartreuse).** Au Sud de Saint-Pierre-de-Chartreuse, le village de Molard-Bellet est installé sur une crête morainique qui émerge des alluvions fluvio-glaciaires würmiennes et dont le dessin indique qu'elle correspond au reste d'un vallum formé par une langue glaciaire issue du cirque de Perquelin : il s'agit donc, sans doute, d'un témoin de glaciaire local rissien (Glx).

**Gx. Alluvions glaciaires et fluvio-glaciaires anciennes (Riss ?).** En Chartreuse, on trouve, assez haut sur le versant du Grésivaudan, au moins jusqu'à 1 300 m, des éléments exotiques (cristallins divers, grès et conglomérats houillers et permien, quartzites, etc.) qui affleurent sous les éboulis des pentes ou qui y sont mêlés. Il est présumé que ces matériaux sont les témoins de moraines déposées par les glaciers du Rissien (voire antérieurs), recouvertes par les éboulis et éventuellement mélangées avec eux par glissement sur les pentes.

Dans le bassin de Saint-Pierre-de-Chartreuse, notamment autour de Saint-Hugues, les fouilles mettent souvent au jour du matériel morainique, aussi bien sous les nappes alluviales des cônes de déjections stabilisés (sans doute würmiens) que dans les bas versants des flancs de vallée. Il s'agit vraisemblablement aussi de matériel rissien, peut-être étalé sur les pentes avant ou pendant le Würm.

Quelques lambeaux de matériel morainique à éléments exotiques se rencontrent également sur les pentes de la vallée du Guiers Mort, notamment dans le vallon du couvent et celui, symétrique, de Valombré. Ces dépôts s'élèvent au moins aussi haut sur les pentes que les alluvions fluviales attribuées au maximum würmien et sont donc vraisemblablement à dater aussi du Rissien.

**Jx. Épandages torrentiels anciens.** Ils sont conservés en terrasse. Le seul affleurement notable est celui du replat des Epallets, au Sud de Saint-Hugues. Il se raccorde en pente de plus en plus raide au glacier des éboulis anciens (Ex) de Chamechaude et laisse voir du matériel morainique (sans doute rissien) dans son substratum.

**Ex. Éboulis à gros blocs (anté-Würmien à Würmien ancien ?).** On a rangé sous cette notation divers ensembles ébouleux riches en blocs de grosse taille qui ont en commun d'être largement réentaillés par les torrents actuels et de former de vastes jupes, à surface relativement aplanie et à pente décroissante vers l'aval, à la périphérie des principaux sommets. Ils se répartissent actuellement en une série de lambeaux résiduels qui appartenaient sans doute à plusieurs ensembles originellement indépendants, peut-être d'âges différents. Deux groupes principaux (auxquels se rattachent divers lambeaux plus réduits) semblent en effet pouvoir être distingués ; le premier concerne les éboulis du versant ouest de l'arête Dent de Crolles–Lances de Malissard, à blocs cimentés ; le second comprend les éboulis de la montagne de Chamechaude et du chaînon de la Dent de Crolles : – la jupe d'éboulis du versant ouest de l'arête Dent de Crolles–Lances de Malissard, à gros blocs cimentés en brèche de pente et à litage accusé, est parallèle à la surface topographique. Elle est certainement très ancienne car fortement réentaillée par les ravins et surtout parce qu'elle est recoupée presque orthogonalement, au pied de la Dent de Crolles, par le versant de la vallée du Grésivaudan. Les dépôts glaciaires würmiens qui garnissent ce dernier s'appuient d'ailleurs sur la tranche de cette jupe, qui est donc certainement au moins anté-würmienne. Il est peut-être possible de lui étendre la datation, d'au moins 400 000 ans, obtenue par l'étude de la calcite qui cimente l'éboulement des rochers du Sappey (Proveysieux, feuille Grenoble) (Fabre, 1988), car celui-ci présente de nombreux aspects similaires ;

– les jupes d'éboulis à gros blocs qui tapissent d'une part les versants de la montagne de Chamechaude et d'autre part le versant est (Grésivaudan) du chaînon de la Dent de Crolles sont beaucoup moins fréquemment cimentées en brèches de pente. Elles semblent plus récentes que la précédente car elles s'appuient à leur aval sur des colmatages glaciaires würmiens et ne paraissent entaillées que par les ravins récents : elles sont donc plus vraisemblablement contemporaines de la fonte des glaciers würmiens (Würmien ancien ?). Le matériel de la première, qui est surtout largement conservée sur le versant occidental de Chamechaude, s'est partiellement remis en mouvement, dans ses portions aval, par glissement sur les Marnes de Narbonne.

### Würmien

Le glacier würmien a largement envahi la vallée de l'Isère sur le territoire de la feuille Domène ; on retrouve des placages d'alluvions glaciaires sur les deux versants du Grésivaudan jusqu'à des altitudes variant de 1 100 à 1 400 m du Sud au Nord (fig. 9).

Grâce aux rares témoins de moraines latérales du glacier de l'Isère, reconnus et préservés (aux environs de Grenoble), la cote maximale de l'englacement au Würmien a été figurée, à 1 200 m à Freydières au-dessus de Domène et avec des incertitudes importantes au Nord-Est de la carte (fig. 9).

Les glaciers locaux, sur les flancs de Belledonne principalement, pouvaient se raccorder avec le glacier principal et y mêler leurs moraines.

### Gy. Moraines des vallées (Isère)

• **Sur les pentes du « balcon de Belledonne »** et sur les contreforts du massif même de Belledonne, s'échelonnent des placages morainiques jusqu'à des altitudes avoisinant ou dépassant 1 400 m. Ils ont été attribués au Würmien même si on manque d'éléments de datation indubitable. Il est par contre difficile, le plus souvent, de tracer une limite nette entre ces moraines et les dépôts attribués aux glaciers locaux de Belledonne (d'où un tracé en tirets sur la carte), d'autant que les matériaux des unes ont été remaniés par les autres.

Les alluvions morainiques du glacier de l'Isère, en rive gauche du Grésivaudan, ont une matrice argileuse, claire en général, abondante, noyant des blocs cristallins relativement émoussés où le granite est plus ou moins altéré, mais bien repérable. Leur topographie est toujours très adoucie et on ne relève pas ou très peu de témoins d'anciens vallums latéraux de l'Isère.

Les blocs erratiques, parfois déposés directement sur le substratum rocheux bajocien, ne sont pas rares, même si beaucoup ont disparu car utilisés comme pierres de construction. En général, ils sont de taille métrique, parfois décamétrique ; ce sont des granites, des gneiss ou des amphibolites. On les retrouve jusque sur le faîte des Collines bordières, comme au sommet de Saint-Genis et aux Cinq Crêts à l'Est de Goncelin (entre 1 100-1 300 m d'altitude). Parfois, les blocs résiduels sont très nombreux et de bonne taille, ainsi au Grand Charvon près du col des Mouilles où ils s'entassent en de véritables chaos sans matrice ou aux Mollettières à l'Est de Goncelin.

• **Sur les pentes de la Chartreuse**, rive droite de l'Isère, ces placages se répartissent entre ceux des basses pentes, peu respectés par l'érosion et le développement des éboulis ou cônes de déjections et entre ceux du plateau des Petites Roches où ils se déploient largement ; ils y tapissent le replat des villages ainsi que les pentes qui le dominent immédiatement, jusque vers l'altitude de 1 150 m. Ils ne dessinent là aucune crête morainique, sauf celle, peu typique, du col du Baure qui se poursuit par une ligne de replats jusque sous la Dent de Crolles. L'importance des épandages d'éboulis de ces hauts versants en est sans doute la cause. Plus au Sud, par contre, le vallum de Pillonnières est bien conservé, sans doute parce qu'il est abrité dans la dépression du Sappey (qu'il obture). Sa fraîcheur, son altitude (environ 1 100 m contre l'éperon rocheux du Saint-Eynard, à la cluse de la Vence), cohérente avec celle de la limite supérieure du glaciaire würmien de rive gauche du Grésivaudan autant qu'avec celle des replats supérieurs des Petites Roches, portent à l'attribuer au maximum de Würm.

• **À l'intérieur même du massif de la Chartreuse**, on ne trouve aucune morphologie attribuable au glacier isérois, lequel n'avait pas, à l'époque würmienne, une épaisseur suffisante pour déborder par-dessus la crête du col du Coq et du col des Ayes (et *a fortiori* du col de Porte), son sommet se situant, sur cette transversale de la vallée, aux abords de 1 100 m (les Seiglières, feuille Vizille). Quant aux langues rhodaniennes qui s'appuyaient sur le massif du côté ouest (Saint-Laurent-du-Pont), elles n'ont pas dépassé l'altitude de 900 à 1 000 m et ne pouvaient s'engager dans la gorge, trop étroite, du Guiers Mort. Le glaciaire würmien, qui se caractérise par la faiblesse de ses altérations et par la fraîcheur morphologique des moraines, se rencontre exclusivement à la périphérie orientale du massif de la Chartreuse (fig. 9).

**En résumé**, l'empreinte du glacier würmien de l'Isère a été très nette surtout sur les deux flancs du Grésivaudan où existe, de chaque côté, une longue gouttière tapissée de dépôts morainiques de fond d'altitude comparable (1 000 à 1 200 m) : le plateau des Petites Roches à l'Ouest, la dépression des cols du balcon de Belledonne à l'Est. Elles correspondent certes toutes deux à des terrains plus tendres (Néocomien d'un côté, Lias



supérieur-Aalénien de l'autre) entre deux épaulements de roches plus dures, mais elles sont dues aussi à un stationnement prolongé du glacier de l'Isère lors de son avancée maximale au Würm (Gignoux et Moret, 1952).

Lors de son retrait, il a aussi laissé des témoins morainiques sur les pentes basses du Grésivaudan : la Terrasse à l'Ouest, la Pierre à l'Est par exemple ; le plus spectaculaire est celui des Drogeaux (Saint-Nazaire-les-Eymes) situé presque dans l'axe de la vallée, en rive droite. On a pu (Gignoux et Moret, 1952) reconnaître là un vallum latéral constitué lors du retrait würmien car une crête très nette se dessine sur près de 500 m de long, culminant à 374 m, doublé d'une deuxième plus petite à l'extérieur. Mais, sous ces alignements existe un relief du substratum callovien que l'érosion glaciaire aurait pu façonner en forme de crêtes morainiques (?).

**Gly. Moraines locales.** Au-dessus de l'altitude correspondant au niveau maximal du glacier würmien de l'Isère, à partir de 1 000-1 400 m, **les pentes du massif de Belledonne** sont recouvertes de placages morainiques déposés par des glaciers locaux, débordant des bassins versants haut perchés et s'engouffrant dans les vallées secondaires du massif.

Il y a souvent imbrication avec le matériel apporté par le glacier de l'Isère, mais la distinction peut être faite par la nature des blocs, leur morphoscopie (arêtes vives ou peu émoussées), la proportion plus faible de matrice argileuse, la plus forte proportion de sable, ou une morphologie plus nette. Ainsi, au pied des pentes cristallines de Belledonne, les gros blocs d'amphibolites ne sont pas rares, certains pouvant dépasser le millier de mètres cubes (Prabert). Au débouché des combes drainant le massif, de beaux vallums latéraux ou même frontaux sont repérables : combe de Lancey, Freydières, Combe de Vorz, vallée du Muret, de Bédina, des Adrets. Ainsi, P. Lory en 1922 a pu détailler plusieurs stades d'avancée et recul du glacier qui occupait le vallon de Bédina, à l'Est de Theys (mais probablement avec exagération) (*in* Gignoux et Moret, 1952).

Il existait aussi des glaciers locaux plus développés, tels ceux de la vallée du Haut Bréda et de la Combe de l'Eau d'Olle où, par suite de leur étroitesse, le glacier de l'Isère ou celui de la Romanche ne pouvait pénétrer.

Dans la vallée du Haut Bréda venaient confluer les glaciers de la Combe Madame et du Pleynet bien orientés au Nord ; deux particularités sont à noter : l'arc morainique de Fond de France, bien conservé ainsi que l'accumulation de gros blocs granitiques en contrebas de la station de ski du Pleynet. Ces derniers ont été transportés, après éboulement sur une langue glaciaire, à plusieurs kilomètres car le gisement des granites se situe bien en amont du Pleynet, au Roc Pendet et au Pic de la Belle Étoile.

Depuis la Combe de l'Eau d'Olle, le glacier a pu diffuser vers le Grésivaudan par le Pas de la Coche, peu élevé (1 989 m) ; ceci expliquerait l'amoncellement de gros blocs à l'amont du habert d'Aiguebelle car ils peuvent difficilement provenir d'un éboulement dans le cirque glaciaire proche.

En gagnant l'amont de chaque petit bassin glaciaire accroché sur le massif de Belledonne, ces dépôts würmiens acquièrent une morphologie de plus en plus fraîche avec des vallums mieux conservés. Faute de données chronologiques, la limite avec les moraines attribuables au tardiglaciaire, entre -15 000 et -10 000 ans, (Hannss, 1982) n'a pas été cartographiée.

**En Chartreuse**, la notation Gly a été appliquée au vallum de la combe de Valombré (Nord du Charmant Som), d'âge indéterminé, mais probablement würmien. On l'a également utilisée pour le petit glacier rocheux du habert du Coq, qui développe quelques bourrelets pseudomorainiques dans le versant nord-est du Bec Charvet (âge fini-würmien ?) ainsi que pour la moraine latérale de Molard-Bellet au Sud de Saint-Pierre-de-Chartreuse, mais non pour le matériel du chaos de Marcieu (plateau de l'Aup du Seuil). En effet, ce chaos, considéré parfois comme morainique, résulterait plutôt d'un éboulement.

#### **FLy. Alluvions fluvio-glaciaires et/ou glacio-lacustres.**

- **Sur le balcon de Belledonne** et à l'arrière des collines bajociennes, les vallées latérales s'élargissent en formant des bassins allongés à surface aplanie encore visibles, même s'ils ont été largement entaillés par les torrents issus du haut massif.

Les dépôts correspondants sont des sédiments lacustres avec lits de graviers bien roulés et de sables parsemés de blocs anguleux. En effet, alors que les glaciers locaux régressaient et laissaient de vastes zones de versants déglacées, le glacier de l'Isère était encore présent dans la vallée et faisait barrage à l'écoulement des eaux, d'où la formation de lacs. Ces sédiments lacustres sont souvent bien lités, horizontalement ou obliquement en profondeur, lorsque l'on peut les observer en coupe loin des bordures du bassin de sédimentation. Sur les bords, on observe une imbrication des apports latéraux sous forme de coulées ou de dépôts très hétérogènes avec des niveaux bien lités et bien triés.

- **Dans le massif de la Chartreuse**, deux dépressions ont été colmatées par des alluvions fluviales würmiennes :

- en plusieurs points de la vallée du Guiers Mort (notamment en amont des ponts Saint-Bruno et du Grand Logis), on rencontre, sous les éboulis des versants, des placages d'alluvions fluviales souvent à caractère lacustre (avec des limons fins) alternant avec des lits plus riches en graviers roulés

parfois pluridécimétriques. Ce sont de tels matériaux qui constituent également la terrasse de Saint-Pierre-de-Chartreuse culminant entre 870 et 900 m d'altitude ; elle s'étend assez longuement vers le Sud jusqu'à la Martinière et à Saint-Hugues où elle se raccorde vers l'amont à des cônes de déjections stabilisés (Jy). Ces cônes représentent, selon toute vraisemblance, des dépôts d'obturation latérale glaciaire qui ont rempli toute la vallée du Guiers Mort. Ce colmatage aurait été déterminé par la présence de la langue glaciaire rhodanienne qui empruntait la dépression de Saint-Laurent-du-Pont et qui, précisément, la remplissait lors du maximum würmien jusqu'à une altitude voisine de 900 m (fig. 9) ;

– la dépression du Sappey est également colmatée par un remplissage alluvial qui culmine avec une zone de replats atteignant l'altitude de 980 à 1 000 m. Bien que l'on ne dispose pas de coupes permettant d'en voir la constitution, il s'agit également de dépôts d'obturation glaciaire. En effet, ces dépôts se localisent en aval du vallum frontal de Pillonnières (attribuable à cette époque) qui s'appuie précisément contre le bedrock de rive droite du vallon, à une altitude voisine de 1 000 m. Ils datent donc aussi, comme ce vallum, du maximum würmien ou du stade de retrait qui a immédiatement suivi.

#### **FGy. Alluvions fluvio-glaciaires de la rive gauche du Grésivaudan.**

Des alluvions fluvio-glaciaires, bien litées, souvent très propres, correspondant au remaniement de moraines, ont été déposées par des eaux de fonte glaciaire dans de nombreux sillons du flanc est du Grésivaudan.

**Ly. Alluvions lacustres interstadières (vallée de l'Isère).** On connaît deux affleurements d'alluvions lacustres recouvertes par des moraines iséroises du Grésivaudan, l'un en rive gauche à la Pierre et l'autre en rive droite, à Saint-Nazaire-les-Eymes. Ce sont essentiellement des sables graveleux compacts bien lités obliquement, à galets et petits blocs polygéniques, d'épaisseur pluridécimétrique. Il s'agit de sédiments appartenant à un lac du Grésivaudan, soit interglaciaire riss-würm *s.l.* (140 000-170 000 ans BP), soit interstadaire et probablement du Würmien moyen (55 000-90 000 ans BP), selon les interprétations (Monjuvent *et al.*, 1987 ; Hannss, 1982, 1984).

Le sondage de Montbonnot a traversé environ 400 m de sédiments lacustres : argiles silteuses coupées de passées sableuses, qui constituent donc l'essentiel du remplissage du Grésivaudan (Barfèty *et al.*, 2000).

**Jy. Cônes torrentiels stabilisés.** D'une plus ou moins grande ancienneté et pouvant s'étendre sur plusieurs stades würmiens, ils sont souvent retaillés par les torrents actuels ; le plus connu et le plus vaste est le cône du Manival (rive droite du Grésivaudan) dont l'essentiel de la masse est ancienne, mais dont la partie supérieure est récente, voire localement subactuelle.

**Ey. Éboulis stabilisés würmiens et post-würmiens, localement actifs.** Nappes de cailloutis anguleux sans matrice ou à matrice vacuolaire, colonisées par la végétation (mais non exemptes de chutes de blocs même si celle-ci y restent accidentelles). Ils se développent surtout sous les falaises dénuées de jupe d'éboulis anciens ou dans les entailles de ces derniers. Ils sont sans doute en grande partie périglaciaires comme l'indique leur disposition stratifiée, souvent observable dans les entailles de carrières (massif de Chartreuse).

### **Holocène à Actuel**

**Gz. Moraines historiques ou actuelles.** Les massifs montagneux occupant la feuille Domène ne sont ni assez élevés, ni suffisamment vastes pour abriter encore des glaciers conséquents. Cependant, deux petits glaciers de cirque existent dans le massif d'Alleverd dont quelques sommets dépassent les 2 900 m, avec le Rocher Blanc culminant à 2 928 m. Ces montagnes qui font partie du massif de Belledonne sont situées sur le bord est de la carte. Le massif d'Alleverd abrite le glacier de l'Amiante, réduit à un névé permanent très raide, ainsi que le glacier Blanc qui se développe surtout sur la feuille voisine (Saint-Jean-de-Maurienne) dans le haut de la Combe Madame. Là, on peut estimer que des moraines se sont formées durant le Petit âge glaciaire (de +1 500 à +1 900 AD ; AD = Anno Domini).

Tous les autres vallums morainiques observables dans les cirques glaciaires de petite taille qui ornent le massif de Belledonne datent de l'époque tardiwürmienne (-15 000 à -10 000 ans). Depuis et jusqu'au Petit âge glaciaire, il n'y a pas eu de refroidissement suffisant pour un développement notable des appareils glaciaires. C'est donc à cette époque que nous avons rattaché les dépôts morainiques (Gy) aux formes bien conservées des montagnes du Rocher de l'Homme, du Ferrouillet, du Pra, de la Belle Étoile, des Sept Laux ou de la rive droite du Haut Bréda (Hannss, 1982).

**EG. Glaciers rocheux ou moraines de névé.** Des accumulations de matériel d'aspect morainique sous forme d'une succession de bourrelets concentriques ou de crêtes isolées peuvent être attribuées à des glaciers rocheux (rock-glaciers) ou à des pseudo-moraines (moraines de névé) que l'on trouve dans le massif de Belledonne : cirques de la Montagne de l'Homme, du Vénétiér, de la Cime de la Jasse, de la Belle Étoile, des Sept Laux ou du Haut Bréda (Petite et Grande Valloire).

Leur âge serait tardi-würmien, mais ils ne sont pas aisément dissociables des moraines tardi-würmiennes (Gy).

**Jz. Cônes torrentiels interstratifiés dans les alluvions récentes.** Tous les cônes de déjections représentés sur la feuille Domène sont postérieurs au passage des glaciers. Au pied du massif de la Grande Chartreuse, compte tenu de l'orientation du versant, la déglaciation a commencé plus tôt qu'en rive gauche. Cette déglaciation s'est accompagnée d'une forte érosion qui explique l'étendue très grande de certains cônes. Souvent, ils sont constitués par une mince couverture caillouteuse recouvrant des argiles à niveaux organiques (holocènes) passant en profondeur à des argiles sableuses appartenant aux dépôts lacustres de déglaciation würmienne.

En rive gauche du Grésivaudan, la lithologie des éléments constitutifs des cônes et donc la morphologie sont un peu différentes selon qu'il s'agit du cône d'un torrent descendant de Belledonne ou du cône d'un torrent dont le bassin versant se trouve entièrement dans les Collines bordières.

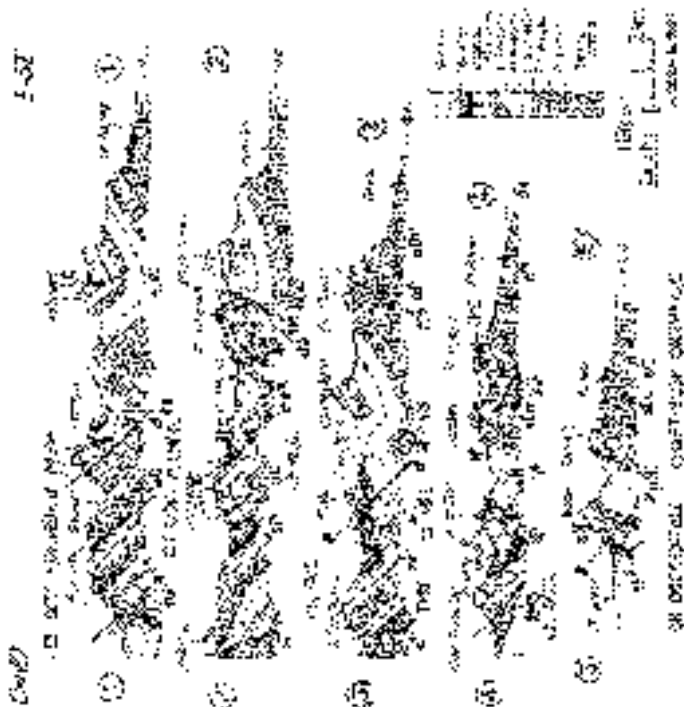
**Fz. Alluvions fluviales de fond de vallée.** Il s'agit essentiellement de cailloutis polygéniques à galets alpins et matrice sableuse déposés par l'Isère dans la vallée du Grésivaudan. Elles ont une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres et reposent sur des sédiments lacustres sableux, puis argileux qui n'affleurent pas sur cette feuille mais ont été recoupés dans le récent sondage de Montbonnot (cf. coupe du sondage dans le chapitre « Documentation complémentaire »).

Après le retrait du dernier glacier würmien, le Grésivaudan était occupé par un lac dans lequel venaient se sédimenter les alluvions apportées par l'Isère et ses affluents. C'est ainsi que les cônes torrentiels viennent s'imbriquer aussi bien dans ces alluvions lacustres que dans les alluvions récentes de l'Isère.

**Ez. Éboulis actifs de pied de falaise.** Éboulis les plus récents, avivés en permanence et donc en général dénués de végétation, ils recouvrent les pentes de pied de parois ou se concentrent au débouché des couloirs. Dans ce cas, ils s'éparpillent suivant les génératrices des cônes d'éboulis, d'avalanches ou torrentiels (EJ).

Ils se juxtaposent aussi aux éboulis plus anciens (Ey, Ex) dont ils recouvrent les pentes ou bien s'accumulent dans les ravines entaillées dans ces derniers.

**Pz. Dépôts palustres (tourbières).** Des tourbières ont été figurées dans les dépressions du balcon de Belledonne à Revel (Freydières), à Theys (Les Vincents), à Laval (la Boutière), au col des Mouilles ou sur les replats d'altitude des crêtes séparant le Grésivaudan du Haut Bréda : Montagne des Fanges, col du Merdaret, Grand Rocher, Crêt du Poulet. La tourbière de la Boutière a été reconnue jusqu'au Dryas récent par sondage (Hannss, 1982).



- V) **Charentais du Nord-Ouest en Delfe**
  - a) : **Charentais du Nord-Ouest**
  - b) : **Charentais du Nord-Est**
  - c) : **Charentais du Sud-Ouest**
  - d) : **Charentais du Sud-Est**
  - e) : **Charentais du Centre**
- VI) **Charentais du Sud-Ouest en Delfe**
  - a) : **Charentais du Sud-Ouest**
  - b) : **Charentais du Sud-Est**
  - c) : **Charentais du Centre**
  - d) : **Charentais du Nord-Ouest**
  - e) : **Charentais du Nord-Est**
- VII) **Charentais du Nord-Est en Delfe**
  - a) : **Charentais du Nord-Est**
  - b) : **Charentais du Nord-Ouest**
  - c) : **Charentais du Centre**
  - d) : **Charentais du Sud-Ouest**
  - e) : **Charentais du Sud-Est**
- VIII) **Charentais du Sud-Est en Delfe**
  - a) : **Charentais du Sud-Est**
  - b) : **Charentais du Sud-Ouest**
  - c) : **Charentais du Centre**
  - d) : **Charentais du Nord-Est**
  - e) : **Charentais du Nord-Ouest**
- IX) **Charentais du Centre en Delfe**
  - a) : **Charentais du Centre**
  - b) : **Charentais du Nord-Ouest**
  - c) : **Charentais du Nord-Est**
  - d) : **Charentais du Sud-Ouest**
  - e) : **Charentais du Sud-Est**

Fig. 11 - Cinq cartes d'ensemble du dialecte de la Charente sur la base de la dialectologie. Les cartes sont numérotées de 1 à 5 pour leur base fig. 10. Les lettres désignent les dialectes et à la même échelle que les cartes.

Elles datent, à leur base, du retrait glaciaire. La série stratigraphique peut être complexe : sables graveleux de fond passant à des sables argileux puis des argiles litées plus ou moins organiques, enfin gyttjas (en milieu acide) ou craie lacustre (en milieu calcaire) passant à des tourbes au sommet. Leur épaisseur est métrique à décamétrique.

**X. Remblais.** Les anciennes exploitations de charbon (Chenevrey, la Boutière à St-Mury et Laval), ainsi que l'aménagement des stations de ski (Prapoutel–Sept Laux–le Pleynet) ont donné lieu à la constitution de remblais importants.

Les matériaux utilisés pour l'édification de la digue en terre du barrage de Grand-Maison proviennent soit de l'aval de l'ouvrage (carrière de gneiss), soit de l'amont (éboulis de Lias).

## DONNÉES STRUCTURALES

### *MASSIF DE LA CHARTREUSE\**

Les structures les plus visibles du massif de la Chartreuse sont des grands plis subméridiens coexistant avec plusieurs systèmes de failles, les unes plus anciennes que les plis, les autres plus récentes.

Les failles les plus importantes sont les trois surfaces de chevauchement qui découpent longitudinalement le massif en trois unités tectoniques qualifiées de Chartreuse occidentale, médiane et orientale (cette dernière est presque exclusivement représentée sur la feuille Domène, les deux autres n'affleurant que dans son angle nord-ouest).

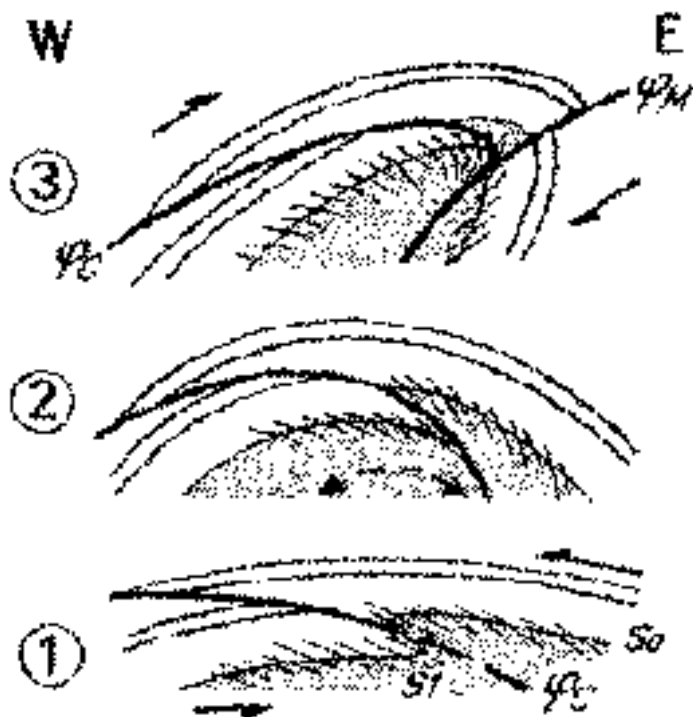
Ces plis et ces chevauchements sont recoupés par un système assez complexe de décrochements, principalement dextres et orientés NE-SW. Enfin, deux systèmes de failles antérieures aux plis ont été mis en évidence : les unes sont des failles extensives subméridiennes et les autres des chevauchements mineurs (failles inverses).

Le schéma structural (fig. 10, dépliant hors-texte) et les coupes (fig. 11) fournissent la nomenclature détaillée de ces accidents tectoniques. Ils seront analysés dans l'ordre où ils viennent d'être énumérés, qui est celui de leur importance relative dans l'édification de la structure finale.

Du point de vue microtectonique, le niveau structural est trop élevé pour un large développement de la schistosité. Cependant, un certain nombre de niveaux, lithologiquement favorables, situés parfois assez haut dans la série stratigraphique (Argovien, Berriasien inférieur, Sénonien inférieur), sont

---

\* Rédaction M. GIDON.



1/ Étape précoce de cisaillement tangential (sens-fleches), orienté de petits chevauchements à alignement vers l'Ouest (fautes inverses et plis-faltes, selon les niveaux concernés, tel celui du bas Charvet (F2)).

2/ Étape principale de formation des grands plis (cf l'anticlinal de Parguel). Les chevauchements primaires et la subséquence sont "arabes" par le placement. Le caractère local de placement par rapport aux chevauchements vers l'Ouest est éliminé plus au Sud-Ouest, alors l'anticlinal de l'Éventuel par l'effacement des schistes plans de chevauchement de cette famille (Pet. Gliguz, suivant de l'Éventuel, Mont Jalla) ; en effet leur pendage change de la même façon que celui des couches tout en gardant un angle constant vis-à-vis de ces schistes.

3/ Étape tardive de "réajustement" avec cisaillement (sens-fleches) orienté des chevauchements divergents vers l'Est (chevauchements du Maréchal et du Fleury, symbolisés par une coupe normale F2) ; l'effacement de la subséquence s'accroît et les surfaces de chevauchement de la 1<sup>re</sup> étape sont soit totalement soit partiellement réutilisées (sur portions au ruisseau du sud de Cuy) par cette nouvelle série.

Fig. 13 - Schémas interprétatifs reconstituant les trois étapes de déformation qui ont été se superposer pour aboutir à la structure de l'anticlinal de Parguel.



affectés par endroits d'une schistosité de pression – dissolution plus ou moins espacée. Elle semble le plus souvent de plan axial, mais sa direction est variable et oscille entre N 160° et N 30°, du fait des plongements axiaux et de sa réfraction.

Son pendage qui est le plus souvent de 70 à 80° vers l'Est, peut localement basculer jusqu'à 50°W (notamment dans le flanc est de l'anticlinal de Perquelin ; fig. 10, Chartreuse orientale). Ces variations d'attitude semblent en général attribuables à une déformation par les grands plis (flanc est de l'anticlinal de Perquelin) ou par des plis mineurs liés aux chevauchements précoces (montagne de la Bastille, feuille Grenoble). Cela tend à faire penser qu'elle est apparue assez tôt, avant la fin de la structuration plicative, peut-être même lors des cisaillements qui ont créé les failles inverses précoces (fig. 12). Il est possible également que, dans certains cas, plusieurs schistosités soient superposées.

Les niveaux les plus massifs (Urgonien, Tithonique) sont affectés d'un clivage assez constant, espacé de 5 à 20 cm, qui dirige souvent l'une des familles de rigoles des réseaux de lapiaz. Ces diaclases ont une orientation moyenne N110° et leurs fentes sont souvent remplies par un film calcitique, ce qui conduit à y voir des fentes de traction traduisant une extension grossièrement parallèle à l'axe des plis (ceci s'accorde avec la direction de l'extension liée aux décrochements conjugués qui hachent le massif).

## Les plis

**L'âge du plissement initial** est anté-miocène car les plis les plus occidentaux montrent les traces d'une érosion antérieure à la transgression miocène. Mais, ces premiers plis n'étaient que des ébauches et le dessin des plis actuels n'a été acquis qu'après le Miocène, car les terrains de cet âge sont impliqués presque autant que ceux plus anciens.

**L'orientation des plis** est subméridienne (fig. 10). Ceux de la Chartreuse occidentale et médiane sont orientés N15 à N25°. Ils se prolongent vers le Nord dans le Jura méridional, au prix d'une torsion de plus de 30° dans le sens sénestre, sur les feuilles Voiron et Montmélian. Ceux de la Chartreuse orientale sont orientés N0 à N10°. Cette orientation axiale est nettement plus méridienne que le tracé du rebord subalpin (en moyenne N40°), ce qui fait que ces plis sont coupés à tour de rôle, du Nord vers le Sud, par la vallée du Grésivaudan. Leur direction est également plus méridienne que l'axe de la voûte du cristallin de Belledonne et leurs prolongements se retrouvent dans la couverture du massif à son extrémité méridionale (Gidon, 1981a, b).

Y flépis péesees : des pils fléuuehles auesit le Micolesse scouffiant le péesageuement réeuéléuél du auesit du Juin. Le auesit afluéuél de péesle fléle de dééouéhuement crieuélle de fléuél scoufféle auesit le mouuueuement qui a uéuél auesit pils. Le fléuél de dééouéhuement du grand ahuéuél de la Chéuueuse uéuélle leuél se péesage auesit fléuél par le lueuélle auesit des fléuélle uéuél réeuélleuél oéuélle à ces pils.

si fléuél péesle auesit : l'auéuélle d'Élé en Ouesit de la Chéuueuse ahuéuélle s'auéuélleuélle de la dééuélleuélle de ces pils, qui s'auéuélleuélle péesle N-S. Élé ahuéuélle d'auéuélle péesle le réeuélleuélle de ces péesle réeuélleuélle de ces péesle péesleuélle fléuélleuélle de ces de la péesle oéuélleuélle de la Chéuueuse. Celles s'auéuélleuélle par leur péesleuélle, à le fléuélle de la réeuélleuélle d'auéuélle réeuélleuélle, le dééouéhuement de fléuélle, uéuélle le fléuélle oéuélle du Nord uéuélle le fléuélle (fléuélle auesit).

Les dééouéhuélleuélle qui oéuélleuélle éuélle ses ahuéuélle oéuélleuélle péesle fléuélleuélle. Celles qui fléuélle dééouéhuélle auesit auesit, auesit le péesle fléuélle du fléuélle du ahuéuélleuélle de la Chéuueuse ahuéuélle. Le fléuélleuélle, du ahuéuélle auesit, uéuélle uéuélle le réeuélle de la Chéuueuse ahuéuélle s'auéuélle à ce fléuélleuélle par l'auéuélleuélle N-S et le fléuélleuélleuélle de ces pils, qui se mouuueuélle uéuélle péesle dééouéhuélleuélle péesleuélle. Leur ahuéuélleuélle est oéuélleuélle au auesit de ces dééouéhuélleuélle de ces péesle, auesit ahuéuélle ahuéuélleuélle uéuélle auesit dééouéhuélleuélle de ce fléuélle oéuélle. Le réeuélle auesit ses dééouéhuélle se fléuél par uéuélle auesit fléuélle de ces fléuélle lueuélleuélleuélle uéuélle le fléuélle de la Dist (fig. 10), uéuélleuélle fléuélle un fléuélle de oéuélleuélle.

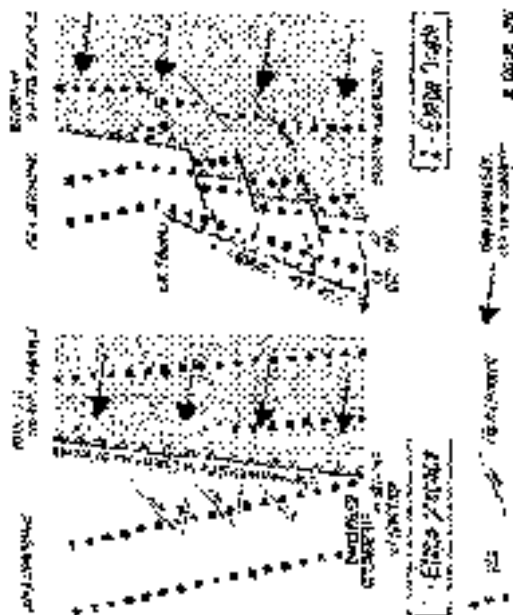


Fig. 10 - Schéma cartographique illustrant le processus de péesageuement fléuélleuélle pour réeuélle oéuélle des uéuélleuélle fléuélleuélle de ces dééouéhuélleuélle et auesit de fléuélle à fléuélle de mouuueuélle de la Chéuueuse

Aux approches du chevauchement de la Chartreuse orientale, à l'intérieur de chacun des compartiments découpés par les décrochements, les axes des plis frontaux de la Chartreuse orientale (synclinal du Néron et anticlinal de l'Écoutoux) tournent légèrement pour se rapprocher de la direction de ceux de la Chartreuse médiane (fig. 10). Leur décalage par les décrochements successifs aboutit en outre à leur donner une direction moyenne de N20 à N25°, qui est équivalente à celle des plis de la Chartreuse occidentale et médiane.

Les variations de la direction des plis, entre le Jura et la Chartreuse orientale, s'expliquent par leur déformation liée au chevauchement (Gidon, 1990). Ces plis, formés antérieurement, étaient en effet NW-SE (plutôt proches de la direction actuelle dans le Jura), obliques à la direction, presque N-S, des axes de plis qu'aurait dû induire le serrage responsable du chevauchement. Le résultat de l'interférence entre ces deux directions structurales a été différent de part et d'autre de la surface de chevauchement de la Chartreuse orientale : plutôt un pivotement dextre des plis en Chartreuse occidentale et plutôt leur sectionnement en tronçons dans la Chartreuse orientale (fig. 13).

**Le plongement axial** est en moyenne de 15 à 20° ; il est dirigé vers le Sud dans la Chartreuse médiane, mais bascule vers le Nord à la bordure septentrionale de la carte et sur la feuille Montmélian. Dans la Chartreuse orientale, le plongement est systématiquement dirigé vers le Nord. Mais, il est compensé par la composante verticale des failles de décrochement qui intersectent les plis, si bien que la courbe-enveloppe de l'axe des plis reste sensiblement horizontale.

**Le taux de raccourcissement** dû au plissement est de l'ordre de 70 %, soit une valeur de raccourcissement est-ouest de l'ordre de 5 km sur la largeur du massif entre les limites de la plaine alluviale du Grésivaudan et la marge orientale du bassin molassique.

**Le style tectonique des plis** est du type concentrique, avec un déversement vers l'Ouest, mais sans véritables flancs inverses :

• **les anticlinaux de la Chartreuse occidentale et médiane** sont de larges voûtes à longueur d'onde de 3 à 4 km, qui tendent à prendre une forme en genou avec flanc ouest subvertical et long flanc est ondulé et à pendage global modéré. Le grand synclinal de Proveysieux (fig. 10 et 11 ; coupes 3 et 4), qui sépare ces deux aires anticlinales, est affecté de deux replis anticlinaux étroits et aigus vers le Sud (feuille Grenoble). Ces replis sont absents dans la vallée du Guiers Mort (feuille Domène) où, en revanche, son flanc oriental est rompu par les multiples fractures de Riedel du chevauchement de la Chartreuse médiane ;

• **les plis de la Chartreuse orientale** sont également de longueur d'onde plurikilométrique, de l'ordre de 4 à 5 km. Ils sont caractérisés par des anticlinaux dont les cœurs jurassiques sont relativement pincés tandis que les synclinaux sont très ouverts. Les plus occidentaux de ces plis dessinent, aux approches du chevauchement de la Chartreuse orientale, des charnières déversées vers l'Ouest qui représentent des crochons de ce chevauchement. Par contre, la plupart des autres plis ont tendance à être plutôt déversés vers l'Est, contrairement à la vergence générale des structures alpines, le flanc est des anticlinaux étant plus fortement penté que le flanc ouest. En fait, ce rétrodéversement est tardif car il bascule la schistosité qui pend vers l'Est dans le reste du pli, même dans les niveaux les plus marneux (où ce changement d'attitude ne peut pas correspondre à un éventail de réfraction).

## Les chevauchements tardifs

### Les chevauchements principaux

Ce sont les trois cassures majeures, longitudinales aux plis, qui découpent le massif en trois bandes N-S. Leur fonctionnement est clairement post-miocène, y compris pour la plus orientale des trois et semble même postérieur à la phase climatique d'aplanissement villafranchienne (Gidon, 1994).

Le pendage actuel de ces chevauchements est assez fort : il dépasse souvent 45° vers l'Est, mais leur angle vis-à-vis des couches des flancs orientaux des plis qui leur sont sous-jacents est plus modeste, de l'ordre de 30°, valeur classique pour une faille inverse. Cela suggère que ces chevauchements, qui se sont formés après l'apparition des plis (post-miocènes), ont néanmoins été basculés lors d'une étape finale d'accentuation des plis. Cette dernière est sans doute attribuable à la reprise des plis préexistants lors de la propagation, d'Ouest en Est, du processus de chevauchement.

Le rejet cumulé des trois grands chevauchements de la Chartreuse ne saurait excéder au total, même dans une évaluation maximaliste, une flèche de 7 km. Cette valeur, ajoutée aux 5 km de raccourcissement par plissement, aboutit à un chiffre maximal de 12 km pour le raccourcissement transversal au massif.

Les caractéristiques individuelles de ces chevauchements sont les suivantes :

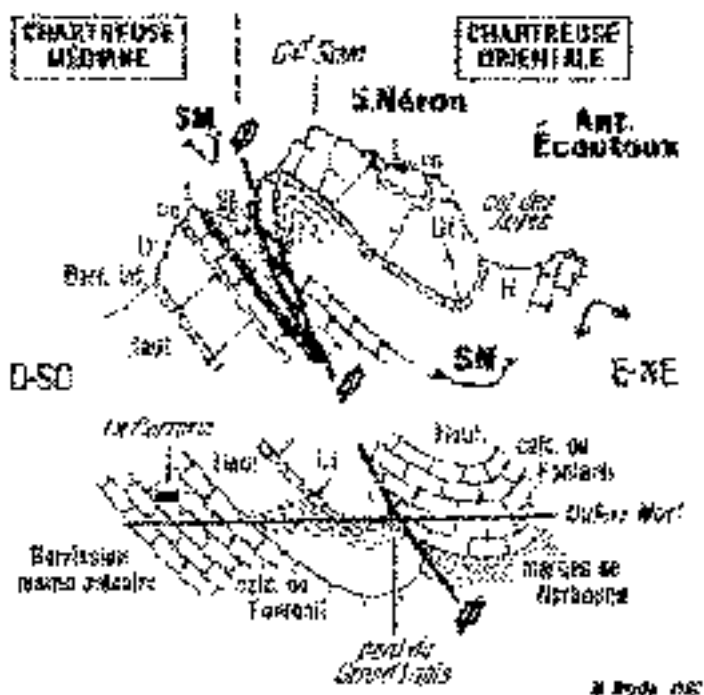
• le **chevauchement de la Chartreuse occidentale**, connu aussi sous le nom de faille de Voreppe, reste extérieur au cadre de la feuille Domène. Le rejet chevauchant de cet accident, nul au Nord du Guiers Vif (feuille Montmélian), croît vers le Sud jusqu'à atteindre près de 2 km à la latitude moyenne de la feuille, soit dans la cluse de l'Isère ;

- le ***chevauchement de la Chartreuse médiane***, qui traverse le cadre de la feuille dans son angle nord-ouest, correspond à la rupture en « pli-faille » (Gidon, 1988) du flanc occidental de l'anticlinal médian ou « anticlinal du Couvent », (fig. 11, coupes 1, 2, 3). Il est bordé, du côté nord-ouest par une charnière synclinale visible dans le Sénonien et du côté sud-est par une bande de terrain qui s'amincit du haut vers le bas, dans laquelle on reconnaît les couches plus anciennes de ce flanc de pli (fig. 11, coupes 1, 2). Cet amincissement résulte d'un étirement discontinu, croissant vers le bas et obtenu par le jeu d'une multiplicité de fractures conjuguées (celles-ci sont assimilables à des failles de Riedel du chevauchement). Le rejet chevauchant de cet accident peut être évalué à environ 1,5 km ;

- le ***chevauchement de la Chartreuse orientale*** fait reposer, dans la majeure partie du territoire de la feuille, des calcaires du Fontanil disposés à l'endroit, sur l'Urgonien ou sur des terrains plus récents (Sénonien) du flanc est de l'anticlinal du Couvent. À partir de la Pinéa et plus au Sud, l'anticlinal de la Chartreuse médiane disparaît en tunnel sous le chevauchement (fig. 11, coupes 3, 4, 5) : les calcaires du Fontanil de l'unité chevauchante reposent alors presque directement sur le cœur miocène du synclinal de Proveysieux, plus à l'Ouest.

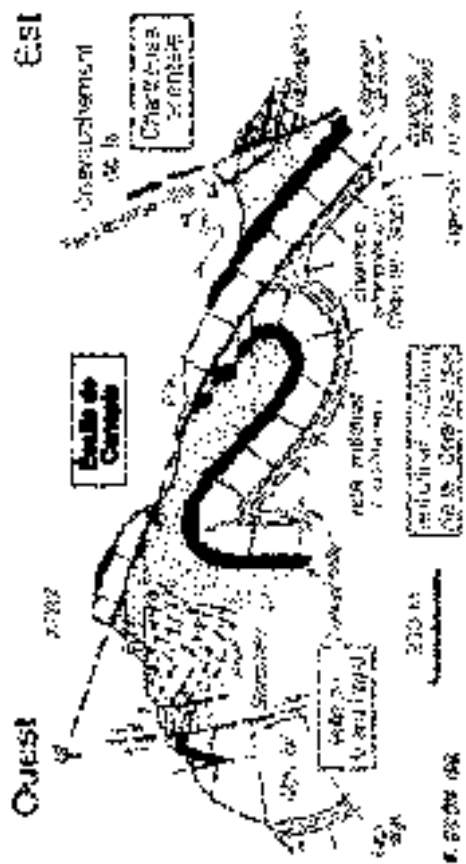
Néanmoins, le fait que le chevauchement soit encadré par deux charnières raccordées par un flanc inverse étiré (fig. 11, coupes 1, 2) indique qu'il résulte de la rupture du flanc ouest d'un anticlinal préexistant (structure en pli-faille ; Gidon, 1988). La charnière synclinale qu'il chevauche, est visible dans la coupe du Guiers Mort, au pont du Grand Logis, alors que la charnière anticlinale chevauchante s'observe au Grand Som (fig. 14). Ailleurs, sur le territoire de la feuille, ces charnières échappent à l'observation, la première étant masquée en profondeur, la seconde enlevée par l'érosion, mais elles sont visibles de nouveau, plus au Nord, sur la feuille Montmélian. Le flanc inverse du pli-faille a subi un laminage tellement accentué qu'il n'en subsiste que quelques lambeaux discontinus sous forme de lames d'Urgonien et d'Aptien supérieur, fortement étirées par le jeu de failles de Riedel. Il forme la Roche Penna, au Nord-Ouest des Cottaves et affleure au point coté 1442 de la route du Charmant Som (fig. 15).

Entre les charnières qui rattachaient initialement les deux lèvres du chevauchement, le rejet de cet accident est de l'ordre de 3 km. La manière dont ce chevauchement interfère avec les décrochements ainsi que l'obliquité de son tracé par rapport à la direction des axes des plis laissent à penser qu'il a eu une composante de coulissement dextre (en « décrochevauchement »).



Des coupes montrent que le chevauchement de la Chartreuse médiante est bordé par deux charnières, l'une synclinale dans le compartiment charvérien (SSE - synclinal de Mâconville), l'autre anticlinale dans le compartiment charvérien. Le line inverse qui rassemble initialement ces deux piliers forme une zone DSC, principalement formée d'Épave, qui est visible dans les parties nord du Grand Joris (ville de Mâconville).

Fig. 14 - Coupes aux charnières de la Chartreuse médiane et de la Chartreuse orientale, à l'extrémité nord de la Vallée Combe (première droite du Grand Joris)

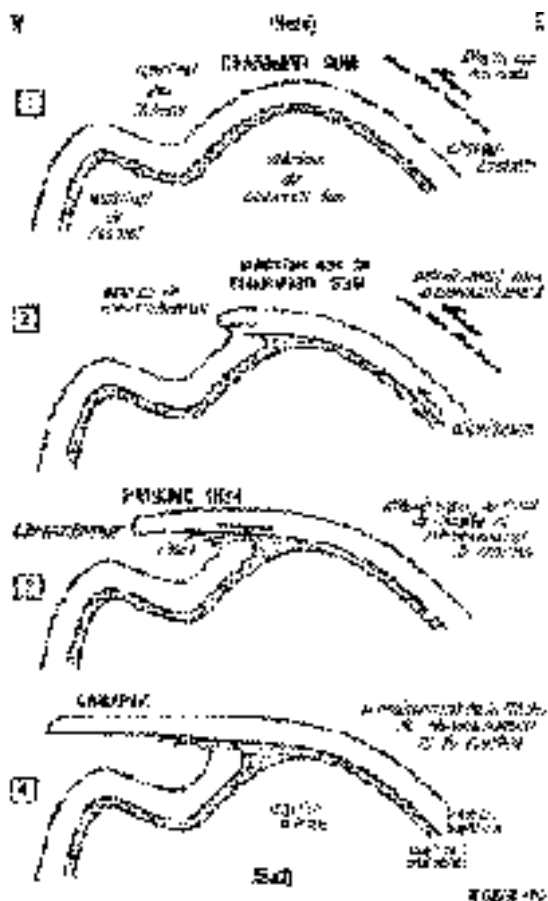


Cette coupe montre le sillon des rivières de la Chartraine moyenne et de la Chartraine orientale à la hauteur exacte de la Meule de Carapic vers le Sud-Ouest.

Les pentes opposées de la Meule de Carapic indiquent que les plus anciennes rochers (granit) des hauteurs de Chartraine Est et orientale de Fourny sont antérieures à son étalement. Il en est de même pour le Sud de Grand Puyet qui est plus ancien que les pentes (voir fig. 25).

On a représenté les pentes du chevauchement de l'échelle de Carapic. Les pentes du sillon à l'Est de Chartraine qui recourent l'échelle de Carapic à la base d'Angoulême sont du Sud-Ouest de la Chartraine orientale sont également en têtes.

Fig. 14 - Coupe du centre de Carapic au Sud de Chartraine Est.



Des coupes, schématisées du Nord (1 : Chamart Bern) vers le Sud (4 : Conspé), ont été effectuées des effets de Nivalin (notamment pour la coupe 2). Elles montrent la modification progressive de la structure de l'entaillement du Chamart Bern qui aboutit au débouchement de l'"Nivalin de Conspé" (Fig. 16). Elles résument en fait, du Nord au Sud, les étapes qui se sont accomplies lorsque Nivalin s'est détaché par débordement puis a progressé vers l'Ouest.

La décoloration progressive de Nivalin sur certains de ses affluents du Chamart Bern débute par le Sud du cours du Chamart Bern (2), et son renversement dans l'alignement supérieur, plusieurs dizaines de kilomètres vers l'Ouest (voir schéma en Fig. 22). La brèche de l'ancien aménage à rebroussement de la vallée du Nivalin, ainsi que un certain écart des escarpements (3). On constate le renversement de celui-ci au passage (180°) de l'ancien d'origine, où Nivalin est aménagé par Nivalin. Au Sud-Ouest du premier bas de la vallée (Nivalin de Conspé) le long d'alignement de Conspé amont l'alignement vers l'Ouest, jusqu'à ce que le débouchement qu'elle aménage (voir la Fig. 18).

Fig. 16 - Quatre coupes schématisées à travers la charnière nivaline, dans le secteur du Chamart Bern.



## L'écaille de Canaple

Dans le secteur situé au Sud du Charmant Som (fig. 10), le chevauchement de la Chartreuse orientale a développé, dans le flanc est de l'anticlinal du Couvent, un accident satellite dénommé « écaille de Canaple » (Gidon, 1988) (fig. 15). Cette lame tectonique, disposée à l'endroit, résulte du décollement, par entraînement, de la tranche de couches située au-dessus des couches à orbitolines. Ce décollement s'est amorcé sur une faille extensive ancienne, verticale, qui coupe longitudinalement la voûte de l'anticlinal du Charmant Som. Il s'amplifie progressivement (fig. 16), du Nord (antécime sud du Charmant Som) vers le Sud (soubassement ouest de la Pinéa), conformément à l'obliquité du chevauchement par rapport aux plis, jusqu'à atteindre une flèche de plus d'un kilomètre. Cette écaille n'est pas déformée par les ondulations secondaires de la voûte de l'anticlinal médian qu'elle recouvre (fig. 15). Ce trait de sa géométrie confirme d'ailleurs que les chevauchements sont bien apparus alors que les plis étaient déjà formés.

## Les chevauchements rétroverses tardifs

Dotés d'une surface pentée vers l'Ouest et d'une vergence est, ils sont relativement exceptionnels et n'ont qu'un rejet modeste. Ce sont essentiellement les failles du Baure et du Manival qui rompent l'une et l'autre (mais à un niveau différent) le flanc oriental de l'anticlinal de Perquelin entre le ravin du Manival et le col du Coq (fig. 10, 11, 17). Ils contribuent au déversement de ce pli vers l'Est et ont dû être engendrés par la déformation qui en est responsable.

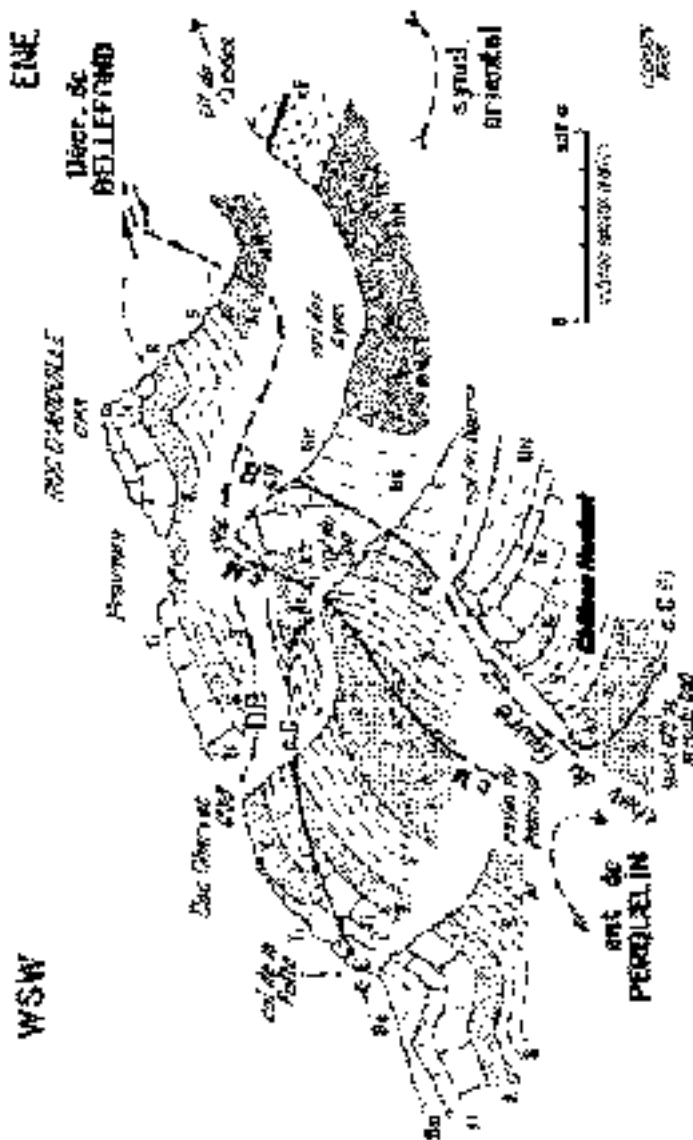
Un autre accident attribuable à cette catégorie est la faille inverse, à vergence est, qui coupe longitudinalement le chaînon de la Pinéa. On l'observe en coupe dans les falaises des Roches, à l'Ouest de Sarcenas (feuille Grenoble).

## Les décrochements

### Les décrochements NE-SW

Ils sont dextres et ont une direction moyenne de N 75° dans la Chartreuse médiane et de N 45° dans la Chartreuse orientale.

– **Les décrochements de la Chartreuse médiane** sont, du Nord au Sud, ceux de *Roche May*, de *Roche Cla*, de *l'Oursière* et les cassures plus mineures du flanc est du Charmant Som (fig. 10). Ils décalent aussi bien les surfaces des chevauchements (notamment celle de la Chartreuse orientale) que les axes des plis. Cependant, l'essentiel de leur rejet semble contemporain des derniers mouvements des chevauchements et des plis car ils s'amortissent vers l'Ouest, en les traversant, à la façon de failles de déchirure (Gidon, 1990).





– **En Chartreuse orientale**, le seul décrochement important qui traverse la feuille est le décrochement de *Bellefond*. Entre le rebord subalpin du Grésivaudan et l'anticlinal de Perquelin (fig. 10), il a un tracé en baïonnette, compliqué de bifurcations et de connexions avec des failles satellites (décrochement du Prayet, plus méridional) ou de nature différente (failles longitudinales du Prayet, de la Gorgette, du Baure et du Manival). Il se poursuit vers le Sud-Ouest par Chamechaude, en se partageant aussi en trois branches, jusqu'au Sud de la Pinéa. Mais, il ne semble pas pénétrer dans la molasse miocène du synclinal de Proveysieux et en tous cas n'affecte certainement pas le flanc ouest de ce pli.

Le *décrochement du col de l'Alpe*, plus septentrional et venant du Nord-Est, atteint la limite nord de la carte aux abords sud-ouest du col du Cucheron (fig. 10). À partir de là, son tracé exact se perd vers l'Ouest ; mais, il doit se connecter directement avec les décrochements de Roche Cla et Roche May et indirectement avec celui de l'Oursière, par l'intermédiaire de la « *faille de la Diat* », plus longitudinale, qui passe à l'Ouest de Saint-Pierre-de-Chartreuse.

Les connexions entre les décrochements de la Chartreuse orientale et ceux de la Chartreuse médiane se font à l'occasion de la traversée de la dépression, ouverte dans les Marnes de Narbonne du flanc ouest de l'anticlinal de Perquelin, qui passe par le col du Cucheron, Saint-Pierre-de-Chartreuse et le col de Porte. La manière exacte dont se font ces connexions est incertaine, en raison de la nature des terrains et de la médiocrité des affleurements qui empêchent de suivre le tracé des failles avec précision. Elle se caractérise en tous cas par la diffusion du rejet entre de multiples fractures et par la déviation dans le sens des aiguilles d'une montre de l'azimut des décrochements, lorsqu'on pénètre dans la Chartreuse médiane. L'origine de ce changement est sans doute le pivotement, de 25 à 30° dans le sens des aiguilles d'une montre, qu'ont subi l'ensemble des deux chaînons chartreux les plus occidentaux (Gidon, 1990) lors des chevauchements (fig. 13) : les décrochements de la Chartreuse médiane devaient être ébauchés et orientés aussi N 45° avant ce pivotement et ont rejoué après (cette interprétation semble corroborée par l'étude de la virgation des Bornes, Gidon, 1996).

### **Les autres décrochements**

Il existe deux autres familles distinctes de décrochements mineurs qui n'ont pas les mêmes caractéristiques que les précédents :

– quelques rares décrochements sénestres, de faible rejet et d'orientation comprise entre N130 et N160° s'observent de place en place (aux Gaudes des Petites Roches, au Sud du passage de l'Aup du Seuil, près de la Corrière, à l'Essart des Rochers, etc.) : ces failles appartiennent à la famille conjuguée de celle des décrochements dextres. Leur rôle est subordonné ;

– la corniche tithonique des Petites Roches est coupée, sur les deux rives du ravin de la Gorgette, par le développement d'un faisceau de petites cassures dextres (« failles de Montour », fig. 10). Leur orientation, assez exactement E-W, est inhabituelle pour des failles de ce type.

## **Les failles antérieures au plissement**

### **Les chevauchements mineurs déformés**

Ces failles font, vis-à-vis des couches, un angle aigu, proche de  $30^\circ$  en tous points ; mais, elles changent de pendage selon leur position vis-à-vis des plis, témoignant ainsi de leur torsion par les plis et donc de leur antériorité par rapport au plissement.

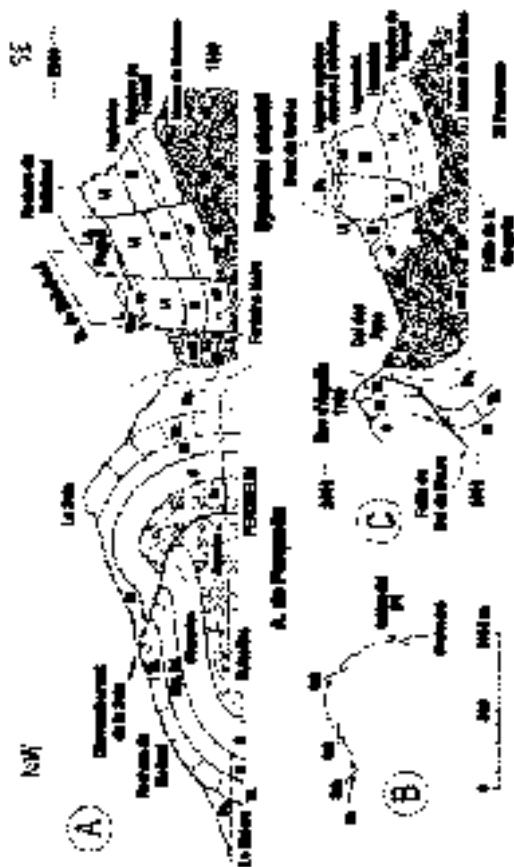
Il s'agit d'accidents qui affectent surtout les terrains jurassiques et notamment la barre tithonique (fig. 10). La plus évidente est celle du Pas Guiguet, bien visible depuis le Grésivaudan (fig. 11, coupe 4) ; on en trouve une autre sous le sommet du Bec Charvet (fig. 17) ; la plus importante, par son rejet et par la longueur de son tracé observable, est le « chevauchement de la Scia » (Gidon, 1982), complètement déformé par l'anticlinal de Perquelin (fig. 10 et 11, coupe 1 ; fig. 18). D'autres failles de ce type sont également connues sur la feuille Grenoble (fig. 10) : ce sont notamment les chevauchements du Jalla et du Rachais (fig. 11, coupe 5), qui sont complètement basculés vers l'Ouest avec le flanc occidental de l'anticlinal de l'Écoutoux (Gidon, 1981a).

Il s'agit de cisaillements précoces, tangentiels aux couches et à vergence ouest : on peut sans doute les rapporter au même champ de déformation que les charriages des zones internes, qui ont dû intervenir avant le plissement en Chartreuse, conformément au principe de la migration au cours du temps des fronts principaux de déformation, des zones internes vers les zones externes.

### **Les failles d'extension, précoces**

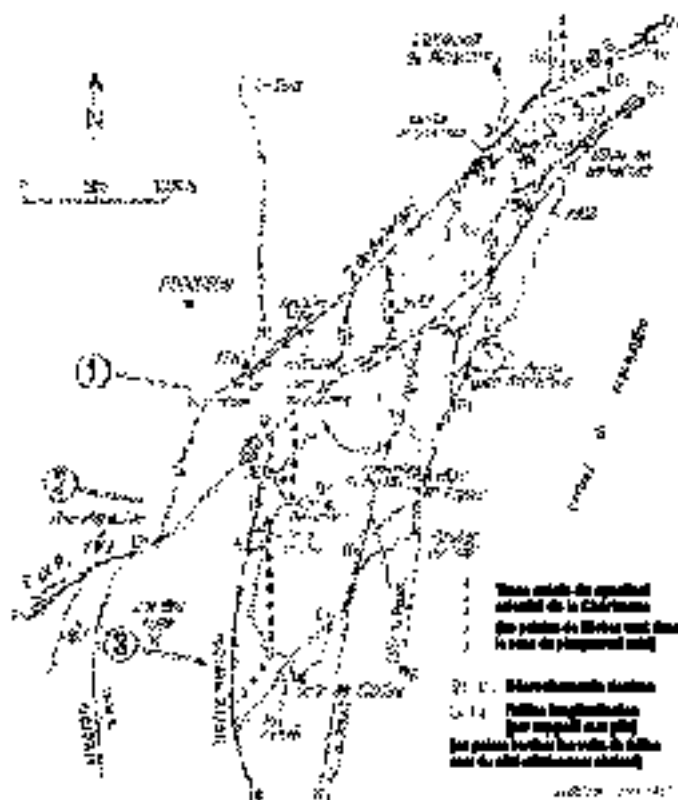
Ces failles, longitudinales par rapport aux plis (donc également subméridiennes), sont extensives et font un angle d'environ  $60^\circ$  avec les couches (comme il est fréquent pour des failles normales et pour des couches initialement horizontales). Leur pendage actuel est anormalement fort ou anormalement faible pour ce type de failles, qui s'explique simplement par leur basculement avec les couches lors du plissement.

Ces failles sont particulièrement bien représentées dans le synclinal de la Dent de Crolles (fig. 19 et 20). Elles ont fonctionné là dès l'Aptien (Gidon, 1992, 1993). Elles s'y répartissent en deux familles conjuguées, l'une originellement à regard ouest (à compartiment ouest abaissé), l'autre à regard est.



At sempre representativa per la Zola i la zona de Ferreries, al Nord de Perquellins. El sistema actualment existent s'ha construït després de la destrucció dels antics molins de Perquellins i la construcció dels nous molins de Ferreries MANS i GIGANTES. El sistema actualment existent per la Zona de Ferreries, al Nord de Perquellins, és el resultat de la construcció dels nous molins de Ferreries MANS i GIGANTES, el 1885.

Fig. 18 - Campes de Perquellins després de la destrucció dels antics molins de Ferreries MANS i GIGANTES, 1885.



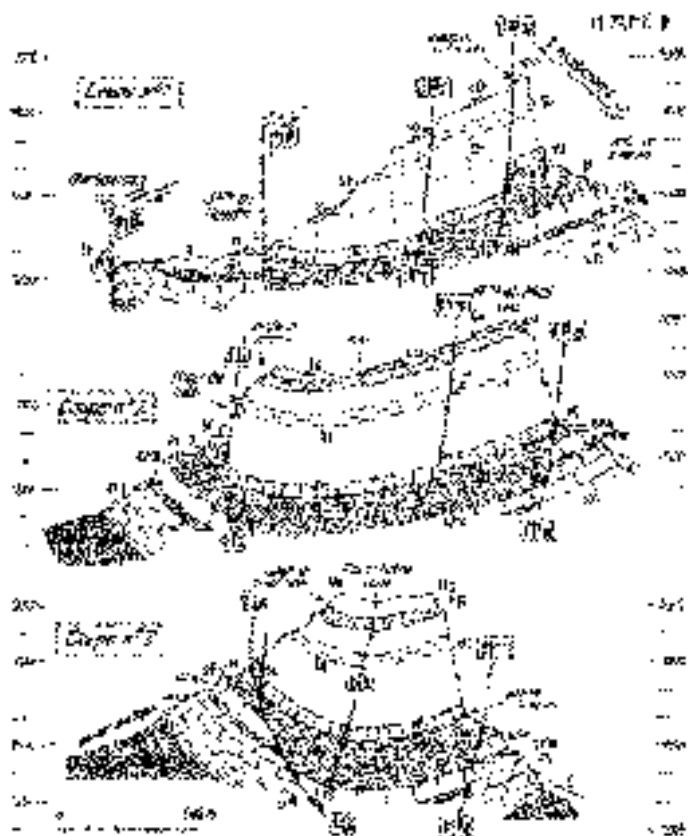
La ligne barillée correspond au tracé du rebord supérieur des falaises, les courbes indiquant le sens du déplacement horizontal relatif des blocs charriés et le côté abaissé des failles de tous types est souligné par une ligne de points. Les failles marquées par des formations superficielles sont tracées en traits.

Quatre familles principales peuvent être distinguées ; ce sont dans l'ordre de leur importance :

- les décrochements nord-sud, NE-SW. En fait, il faut y distinguer deux sous-groupes : les sénésiens, N80° à N40° (D1), et les occitaniques, N60° à N20° (D2), qui en sont les fléchés.

- les failles N-E (N170° à N20°), dont le rejet le plus apparent est vertical. Des dorsales se répartissent entre deux familles conjuguées, l'une à compartiment ouest caucasié (P8 = faille de la Sangatte, P7 = faille du Pas de Rochepierre), l'autre à compartiment ouest circadié (P7 = faille du Puyet, P8 = faille du Perche). Il s'agit de failles cadomiques antérieures (d'âge ancien) qui ont été renouvelées et/ou tectoniques par le plissement. Par places elles ont rejoint à la suite ou en compression avec dans le sens sud-est, en jouant un rôle de connexion entre les failles de décrochement, l'une du jeu plus tardif de ces dorsales.

Fig. 11 - Carte géologique du réseau de failles du bassin de la Dordogne



**Abbréviations structurales :**

- DB - Décollement de Balafout
- DP - Décollement du Prezet
- EPa - Faille longitudinale de la charnière du Paradis
- EP - Faille longitudinale de Prezet
- EPa - Faille longitudinale de la Gorgotte
- Abbréviations stratigraphiques (voir Forêt de haut en bas, des formations successives) ; entre crochets les notations utilisées sur la carte géologique Darnis :
- L - Lurachelle [nL]
- La - Lyrarien supérieur [nL]

- oO - couches à orbitelles [nO]
- LI - Lyrarien inférieur [nL]
- BI - Barralien inférieur [nO-6]
- H - Mauritanien [nH]
- oFo - calcaires du Fontard supérieur [nF]
- oFm - niveau oncoleuc intermédiaire séparant les deux niveaux de calcaires du Fontard (voir repérage sur la carte)
- oFi - miniers du Fontard inférieur [nF]
- mM - Marnes de Marhaman [mM]
- Ba - calcaires du Barralien [nB]
- TI - Tibérien [nT]

**Fig. III - Trois coupes géologiques traversées en croisière de la Dors de Guelma (localités en "1", "2" et "3" sur la fig. 105 plan, 1965)**



Dans le flanc est du synclinal de la Dent de Crolles, les failles de la première famille sont devenues subverticales, par l'effet du basculement ; pour celles de la seconde, l'effet du basculement a été au contraire une réduction de leur pendage, ramené à environ  $45^\circ$  (fig. 21). Dans cette seconde famille, la plus importante est la faille de la Gorgette que l'on suit vers le Nord sur toute la longueur du synclinal de la Dent de Crolles dont elle affecte le flanc ouest. Elle est redressée à la verticale dans l'Urgonien, mais plus bas, elle traverse le plan axial du synclinal et s'y incurve en prenant une concavité vers le haut.

Certaines de ces failles anciennes ont en outre rejoué en tant que branches de connexion permettant le transfert du rejet entre les tronçons successifs des cassures de décrochement dextres, plus récentes (fig. 19).

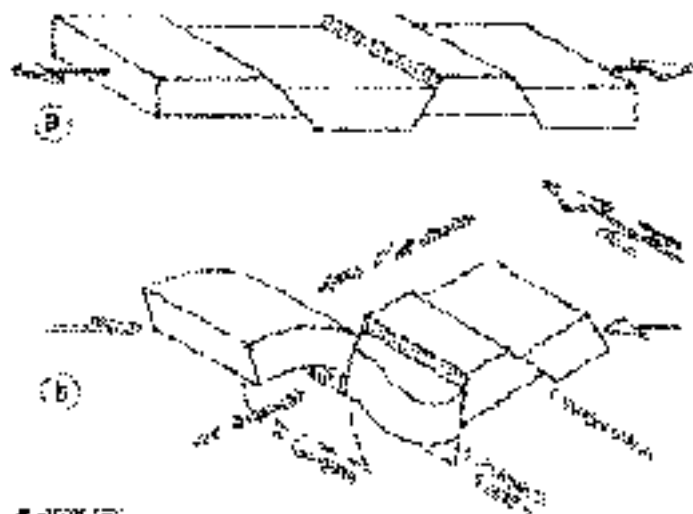
Les failles de ce type s'observent surtout dans l'Urgonien, mais elles se poursuivent vers le bas de la série, au travers des Calcaires du Fontanil, jusque dans les Marnes de Narbonne. Elles s'amortissent au sein de ces marnes car on ne les observe plus, ni dans les calcaires du Berriasien, ni dans ceux du Tithonique. Toutefois, des failles longitudinales existent à ce dernier niveau de la série stratigraphique, entre le ravin du Manival et le col du Coq (failles du Baure et du Manival) : ce sont actuellement des chevauchements à vergence est (voir plus haut), mais il s'agit peut-être d'anciennes failles normales (à compartiment est abaissé) fortement déformées par le plissement.

Une autre faille de ce type est observable aux abords mêmes du sommet du Charmant Som. Sa déformation par le plissement, puis par les chevauchements tardifs, y est importante et très illustrative (fig. 22). Sa présence a été à l'origine du détachement de l'« écaille de Canaple » (fig. 16).

### **Les failles subméridiennes d'origine incertaine**

Certaines autres failles subméridiennes déformées par le plissement ne datent peut-être que de l'Oligocène. Tel est le cas de la **faille de Grand Poyat** qui redouble, à la limite ouest de la feuille (fig. 10), toute la succession du flanc ouest de l'Anticlinal médian, Sénonien compris (fig. 15). Son rejet est pluri-hectométrique ; son pendage vers l'Est s'atténue vers le bas car elle se déforme avec le flanc de pli qu'elle affecte. Elle fait, vis-à-vis de ces couches, un angle assez faible, ce qui conduirait à y voir une faille originellement inverse, à vergence est, bien que ce soit là le seul cas connu en Chartreuse (fig. 23).

La **faille de la Diat**, qui passe à l'Ouest de Saint-Pierre-de-Chartreuse (fig. 10), est un accident sans doute assez important, mais mal défini car son tracé est seulement déduit de la cartographie (nulle part, on ne peut réellement en observer le plan de cassure). Elle connecte les différents

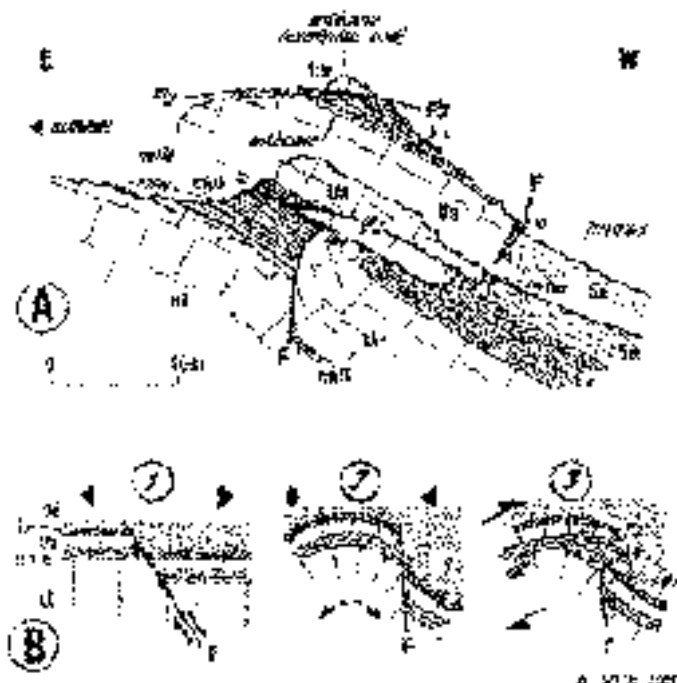


R. 10/10/10

1/ Étape de fracturation extensive (pâte).

2/ Étape de glissement, qui modifie l'orientation des fibres de façon variable en fonction de leur position par rapport aux charnières des plaques.

**Fig. 21 - Origine de la disposition actuelle des fibres longitudinales du chaire de la Dent de Serpente.**



A. J. 1951

En section marine des parafaciles très simplifiés on se qui concerne les flaps de la déformation tectonique de la Charente.

A) Coupe de section simple entre le sommet et l'anticline sud (F1 et à gauche, conformément à la situation dans laquelle cette structure est observée sur le terrain).

La coupe supérieure montre la structure de l'anticline sud de l'anticline méridionale. La coupe inférieure passe à peu près par le côté et par le sommet qui s'élève dans le versant nord-ouest de cette arête.

F = Falles N-E de Charente-Sud ; F1, F2, F3 = axes de chevauchement successifs, à relief dissymétriques, distants et distants vers F1 et la masse supérieure supérieure ; des accidents et transportent également la falles F, dont le relief est donc antérieur aux chevauchements.

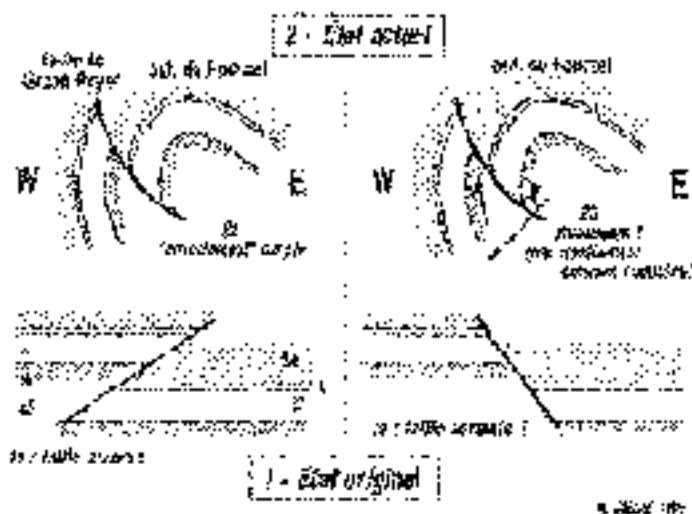
Cette structure constitue l'épisode de chevauchement de l'Europe qui se développe plus au Sud (fig. 10).

B) Schéma simplifié.

Cette structure s'applique par une double en 2 flaps (en gros les flaps indiqués le sens de déplacement relatif des masses tectoniques) :

- 1 : Flap d'extension horizontale (flaps divergents), créant une falles normale (F).
- 2 : Flap de compression horizontale avec chevauchement sud-ouest (flaps convergents), créant l'anticline et baissant la falles F.
- 3 : Flap de charnement tardif, (plis-chaux aringonaises), tendant à faire glisser vers F1 et les couches de la vallée du p. par rapport à celles du sud : les couches à l'anticline, relèvent plusieurs, créant de zones de glissement où se crée le mouvement vers le sud de l'anticline supérieur est également respecté par plusieurs chevauchements successifs, "arabes", en raison de la résistance à son mouvement opposée par les couches de Lussacville et de Brémont Trébas de chevauchement ouest de la falles de Charente-Sud. Cette flaps a été vraisemblablement initiée par le chevauchement de la Charente orientale.

Fig. 10 - Différents stades de l'évolution sud-ouest du sommet de Charente-Sud



La faille du Grand Fayot coupe les sources du fessé ouest de l'artificial de Fauriel en faisant perpendiculaire avec elle un angle aigu de même valeur, bien que ses sources soient maintenant séparées d'une valeur variable, selon le point où se fait un soulèvement (voir figure 2). Il s'ensuit que la surface de faille a dû être "arrondie" de la même façon que le fessé du p. : cet accident doit être une faille subsidiaire aux p.

L'hypothèse la plus simple est que, avant son glissement, cette faille est au un faille perpendiculaire vers l'Ouest. En cas de son soulèvement Ouest, ramené par rapport à Fauriel, devant s'effondrer d'avancer vers l'Est : ce devrait donc être une faille inverse à vergence est (voir figure 1a). Une autre hypothèse (voir figure 1b) est que s'agit d'une ancienne faille normale à regard est dont le plan de cassure aurait été haussé par le soulèvement successif des sources induit par le glissement (voir figure 1c). Mais ceci paraît peu compatible avec la présence permanente du relief de faille.

Fig. 22 - Géométrie et origine de la faille du Grand Fayot (traverse ouest de Charvonnat-Sure)

décrochements de la Chartreuse médiane avec celui du col de l'Alpe (voir plus haut) en coupant et en décalant les différents plis situés à l'Ouest de l'anticlinal de Perquelin. Il s'agit donc d'un accident tardif ou d'une faille subméridienne précoce réactivée tardivement.

### *GRÉSIVAUDAN*

Ce tronçon du sillon subalpin est ouvert partout dans les niveaux marneux compris entre le Bajocien supérieur et le Callovien. Il représente une simple combe monoclinale entre les cuestas du Bajocien inférieur et du Tithonique. La pente des collines de sa rive orientale correspond, presque partout, à une dalle structurale de calcaires bajociens, grossièrement conforme à la pente topographique. Au Nord de la transversale Froges – Bernin, la limite orientale du sillon est également parallèle aux axes des plis de Chartreuse et à la direction moyenne de la corniche tithonique. Au Sud de cette transversale, le bord oriental du sillon subalpin change d'orientation en passant de N20 à N45° et dessine entre Froges et Villard-Bonnot une inflexion concave vers l'Ouest. Elle suit le dessin de la corniche tithonique de l'extrémité sud des Petites Roches. À partir de là, le sillon devient oblique aux axes des plis, plus méridiens de 25°, des collines bordières de Belledonne et de Chartreuse et les recoupe : c'est ainsi que l'anticlinal de Perquelin le traverse et se prolonge jusqu'à Gières, en limite sud de la feuille (fig. 24, dépliant hors-texte). Le fait que ce pli se poursuive d'une rive à l'autre du Grésivaudan, sans déviation ni décalage notable, suggère l'absence de structure dans l'axe de cette vallée susceptible de perturber l'ordonnance des plis (Barfély et Gidon, 1996).

La largeur de la plaine alluviale de l'Isère, la régularité de son profil longitudinal et sa quasi-rectilinéarité ont incité nombre d'auteurs à lui rechercher une origine structurale (Gignoux et Moret, 1952 ; Debelmas, 1995 ; Darmendrail et *al.*, 1994). Néanmoins, le calibrage par les glaciers, ayant entaillé les terrains tendres du Jurassique et ayant raboté les aspérités initialement imposées par les plis, est l'explication la plus conforme aux levés géologiques récents et donc la plus plausible.

### *CONTREFORTS OCCIDENTAUX DU MASSIF DE BELLEDONNE*

Ils sont formés par les termes inférieurs (Trias à Jurassique moyen) de la couverture sédimentaire de ce massif. L'analyse stratigraphique et structurale y est fortement gênée par le couvert végétal, l'extension des dépôts morainiques, le manque de niveaux repères fiables et l'extrême rareté des datations par fossiles.

## Les Collines bordières

On y distingue (Barféty et Gidon, 1996), d'Ouest en Est, deux ensembles structuraux, l'unité inférieure, qu'entaillent les gorges de raccordement des torrents affluents de rive gauche de l'Isère et l'unité supérieure, qui affleure dans la partie haute du chapelet des collines (fig. 24 et 25, dépliants hors-texte). Elles sont séparées par une surface de chevauchement ( $\phi 2a$ , chevauchement de Sainte-Agnès), inclinée vers l'Est, qui passe, au flanc des versants dominant le Grésivaudan, à une altitude qui est d'environ 900 m au Sud et s'abaisse vers 600 m au Nord.

### Unité inférieure

Les terrains qui la constituent appartiennent au Bajocien inférieur calcaire et marneux. Les alternances de calcaires et de marnes y sont affectées d'une schistosité de dissolution, assez espacée et à forte réfraction au passage des bancs calcaires aux lits marno-calcaires. Les bancs les plus calcaires montrent en outre, comme l'Urgonien et le Tithonique de Chartreuse, un clivage N110° assez ubiquiste, d'espacement décimétrique, plus ou moins dense selon les endroits (de 5 à 20 cm) et à remplissage de filonnets de calcite. Il témoigne d'une déformation tardive (post-schisteuse) en extension N-S.

#### • *Les plis*

Les coupes des gorges des torrents affluents de l'Isère montrent que le Bajocien inférieur y dessine une large demi-voûte déversée vers l'Ouest (fig. 25, dépliant hors-texte) constituée de quatre ondulations successives et parallèles qui se relaient du Sud-Ouest vers le Nord-Est entre la bordure du Grésivaudan et l'ensemble supérieur des Collines bordières. Les anticlinaux les plus occidentaux (anticlinaux de Domène et de Revel-Goncelin) (coupe 5, fig. 25) ont une longueur d'onde de 3 km et dessinent chacun une large voûte dissymétrique, dont le flanc oriental est subhorizontal ou à peine incliné vers l'Est. Les synclinaux qui les séparent sont larges, ouverts et peu marqués. Les plis orientaux (synclinal du Cheylas, anticlinal du Champet, puis synclinal des Enversins) (coupe 1, fig. 25) ont une longueur d'onde plus courte (1 km) et sont à la fois plus fermés et plus déversés.

Les rapports entre la schistosité (de dissolution) et les couches (pendages relatifs et sens de réfraction) montrent qu'il s'agit de plis de flexion, tous déversés vers l'Ouest, mais sans renversement des flancs ouest, sauf pour le synclinal des Enversins. En effet, la schistosité des niveaux les plus marneux est inclinée en moyenne de 45° vers l'Est. Le clivage des niveaux calcaires, plus espacé, pend plus fortement, de 70° vers l'Est, voire plus, sur la voûte elle-même et plus faiblement, de 35° vers l'Est, voire moins, dans sa retombée ouest ; il s'agit de la figure classique d'un éventail de schistosité

induit par la réfraction. La charnière de chaque anticlinal, très ouverte, se situe, en fait, dans le flanc occidental de sa voûte et le faible pendage de leur flanc oriental donne à l'enchaînement de ces plis une disposition en cascade descendant vers le Grésivaudan.

Les axes des plis sont orientés de N20 à N30° et plongent de 10 à 20° vers le Nord (pendage des voûtes et des linéations d'intersection couches/schistosité). En cela, ces plis sont très proches de ceux de la Chartreuse orientale. Mais, ils s'en distinguent cependant par leur plus faible ampleur, leur plus grande ouverture et leur plus fort déversement. Les plus occidentaux semblent ne représenter que des ondulations secondaires du flanc est du grand synclinal de la Dent de Crolles, car leur direction les amène à traverser le Grésivaudan obliquement pour passer sous la barre tithonique du rebord oriental des Petites Roches, entre Crolles et Le Touvet. La direction des plis orientaux les fait se poursuivre plus à l'Est que le massif chartreux et ils semblent, par leur tendance au renversement, représenter des plis secondaires du flanc occidental d'un nouvel anticlinal majeur (rompu par le chevauchement de Sainte-Agnès) : ils prolongent vraisemblablement le système anticlinal de Curienne, massif des Bauges (feuilles Chambéry et Montmélian).

#### • ***L'accident rétrochevauchant de Romage***

À la marge sud de la feuille, dans le secteur de Gières, le flanc ouest de l'anticlinal de Domène, le plus occidental du faisceau de plis, est tranché en oblique par l'accident de Romage (feuille Vizille) (φ3, fig. 24 et 25, coupe 7, dépliants hors-texte ; Barféty et Gidon, 1996), dont l'azimut N20°, est fortement oblique à la bordure du Grésivaudan comme aux couches (orientées là N60°). Il s'agit d'une zone fracturée, à fort pendage ouest, dont le compartiment ouest est surélevé de plusieurs centaines de mètres. En outre, les couches de ce compartiment occidental pendent vers l'Est, conformément à leur appartenance au flanc oriental de l'anticlinal du Mûrier (feuille Vizille) (fig. 24 et 25, coupe 7, dépliants hors-texte) dont l'axe passe à Gières. Ce pli se singularise en ceci qu'il est déversé à l'Est, donc à l'opposé des plis plus orientaux du faisceau. Sa schistosité décrit un éventail de pendage et de réfraction très dissymétrique, qui est dû à une déformation tardive, rétroverse (comme en Chartreuse orientale).

Ces traits structuraux (plus largement développés sur la feuille Vizille) prolongent clairement ceux de la partie orientale du massif de la Chartreuse. L'anticlinal du Mûrier, qui se situe assez exactement dans le prolongement sud de l'anticlinal de Perquelin, en représente certainement la continuation, à un niveau stratigraphique et structural inférieur. On y retrouve d'ailleurs le déversement caractéristique, vers l'Est, de son éventail de schistosité. L'accident de Romage est, quant à lui, similaire aux failles du Baure et du Manival, également chevauchantes vers l'Est, qui rompent, au Sud du col du Coq, le flanc oriental de ce pli. Il a, comme celles-ci, la signification

d'accident de rétrochevauchement, tardif par rapport à la formation des grands plis régionaux.

• ***Le redoublement de la série bajocienne : un chevauchement précoce***

L'analyse stratigraphique et paléontologique (menée avec R. Mouterde) conduit à l'hypothèse de la présence d'un redoublement ( $\phi 1$ ) de la série au sein de la succession des assises du Bajocien inférieur. En effet, les coupes de cette succession montrent que la partie haute dans la topographie comporte un niveau marno-calcaire daté par une ammonite de la zone à Sauzei du Bajocien inférieur reposant sur des couches plus calcaires datées de la zone à Humpriesianum (Bajocien inférieur aussi). Il y a donc un redoublement tectonique, bien que ce soit là l'unique preuve. La présence de cet accident expliquerait l'épaisseur anormalement forte (de l'ordre de 1 000 m) du Bajocien inférieur. On ne voit cependant nulle part ce chevauchement recouper les niveaux calcaires de la succession bajocienne ce qui implique que sa surface conserve partout un angle faible vis-à-vis des couches et qu'elle a été reployée par les plis ultérieurement (fig. 25, dépliant hors-texte). Un tel redoublement de la série bajocienne serait donc antérieur au plissement, ce qui conduit à le comparer aux chevauchements précoces de Chartreuse (Barféty et Gidon, 1996).

**Unité supérieure**

Dans les pentes supérieures des Collines bordières, c'est le Bajocien inférieur marneux qui prédomine et forme les points culminants. Seuls quelques sommets, tels ceux de Saint-Genis et du Plan de la Malade (au Nord de Theys), sont couronnés par un chapeau de Bajocien calcaire (coupe 1, fig. 25).

• ***Les rapports de cette unité avec l'unité inférieure*** sont sans ambiguïté dans la partie nord de la carte. En effet, au Nord de Theys, dans le flanc ouest de la montagne de Barley, le Bajocien de l'unité supérieure, à l'endroit et à pendage très modéré, repose en discordance tectonique sur le Bajocien du flanc oriental du synclinal des Enversins (unité inférieure). Ce chevauchement majeur ( $\phi 2a$ , fig. 24 et 25, dépliants hors-texte) s'observe notamment à la faveur de l'entaille de la route D 29b. Il est penté vers l'Est et traverse, entre 600 et 850 m, le versant du Mollard de Ruche (coupes 1, 2, fig. 25). Son tracé se suit vers le Sud à travers la gorge du torrent de Theys (1 km à l'Est de Tencin) puis, par Faverge et Tignieux, dans les pentes dominant Tencin et Frogès.

Dans la moitié sud de la feuille (coupes 5, 6, fig. 25) le Bajocien inférieur renversé manque entre l'unité inférieure et l'unité supérieure, ce qui, compte tenu de l'épaisseur de cette formation, ne peut s'expliquer que par



sa suppression tectonique. D'autre part, le Bajocien de l'unité inférieure, en dépit de son pendage subhorizontal, disparaît systématiquement, à flanc de pente, vers l'Est, pour faire place au Bajocien de l'unité supérieure. Cette géométrie conduit à prolonger vers le Sud la surface de chevauchement du Mollard de Ruche, dont le tracé, que l'on ne repère que d'une façon approximative (ø2a, fig. 24 et 25, dépliants hors-texte), passe ainsi peu à l'Est de la localité de Sainte-Agnès.

La surface de ce chevauchement de Sainte-Agnès plonge moins fortement vers le Nord que les axes des plis de l'unité inférieure, ce qui l'amène à recouper successivement, en biseau, du Nord vers le Sud, le synclinal des Enversins, l'anticlinal du Champet (vers Laval et Sainte-Agnès), puis l'anticlinal de Revel (près de cette dernière localité). Ce chevauchement ø2a serait donc postérieur aux plis.

• **Le régime tectonique de l'unité supérieure** diffère de celui de l'unité inférieure par une intensité accrue du raccourcissement et du déversement. On y observe en effet, avec un pendage de schistosité qui reste proche de 30 à 20° vers l'Est, des variations rapides du pendage des strates, la présence fréquente de couches en série renversée (à pendage vers l'Est subvertical ou au contraire relativement faible), et celle de replis métriques à décamétriques à géométrie de replis de flanc inverse.

Les couches renversées se répartissent, notamment dans les pentes de Sollières et du versant ouest du Plan de la Malade (Nord de la feuille), en bandes que l'on suit à flanc de pente : ces dernières représentent vraisemblablement des crochons dûs à des chevauchements analogues à celui de Sainte-Agnès mais dont le tracé exact est souvent imprécis. Une telle tectonique d'imbrications est d'ailleurs nécessaire pour expliquer que le Bajocien marneux, en dépit de ses pendages fréquemment très modérés, y occupe à lui seul une épaisseur dépassant 600 m. On dénombre au moins deux chevauchements secondaires, caractérisés de cette façon : celui de Saint-Genis (ø2b) passe entre 900 et 1 000 m d'altitude dans les pentes de Sollières et se prolonge sans doute par celui du Plan de la Malade (fig. 24, dépliant hors-texte) puis, probablement, dans les collines d'Hurtières (au-delà de la dépression de Theys), vers le Sud (coupe 3, fig. 25) ; celui, plus élevé, de Barley (ø2c, coupe 1, fig. 25) ceinture le flanc ouest du sommet de ce nom vers l'altitude de 1 200 m.

• **Les chevauchements de l'unité supérieure** des Collines bordières s'apparentent, par leur géométrie, aux grands chevauchements majeurs de la Chartreuse. Le chevauchement principal (de Sainte-Agnès) semble, en particulier, analogue au chevauchement de la Chartreuse orientale. Il se poursuit probablement, vers le Nord, à travers la montagne de Bramefarine, puis l'extrémité nord du Grésivaudan (feuille Montmélian), jusqu'à

rejoindre, à l'Ouest de Montmélian, le chevauchement du Montgelaz – Margériaz, qui, au-delà, traverse longitudinalement le massif des Bauges. Vers le Sud, son tracé le rapproche de celui de l'accident de La Boutière, puis de celui de Vizille (feuille Vizille) qui le recouperaient, mais les conditions d'affleurement ne sont guère satisfaisantes.

• **Les rapports de ces chevauchements avec les ensembles lithologiques sous-jacents : la disharmonie dans l'Aalénien.** Ces rapports ne sont pas visibles sur le terrain : ils seront seulement suggérés à titre d'hypothèse.

La première hypothèse est que ces chevauchements se raccordent aux plis rompus qui affectent la partie triasique et liasique de la série. Mais, on n'observe pas les redoublements similaires qu'impliquerait leur passage au travers de la limite entre Aalénien et Lias, encore que la médiocrité des repères lithologiques et des conditions d'affleurements ne facilitent pas l'observation.

Une autre hypothèse, plus plausible, est que ces chevauchements s'amortissent dans les niveaux marneux incompetents de l'Aalénien. C'est ce que suggèrent, outre diverses observations microtectoniques locales de glissement couches sur couches, un certain nombre de cas attribuables à des imbrications à pendage vers l'Ouest qui ont été observés à la limite Bajocien-Aalénien :

- au Sud du col du Barioz, on trouve, sous de l'Aalénien à pendage ouest, une lame de Bajocien inférieur calcaire à même pendage ;
- à Montrenard, au bord nord de la carte, il s'intercale, dans l'Aalénien à pendage ouest, une lame d'épaisseur décamétrique de Bajocien inférieur marneux à pendage identique.

Ces chevauchements représentent donc, selon toutes apparences, des accidents dysharmoniques qui s'engagent, du côté est, à l'intérieur de l'Aalénien globalement penté vers l'Ouest. Ils seraient donc sans lien direct avec les plis et failles des termes plus profonds que l'Aalénien. Cette interprétation est compatible avec le style dysharmonique du système des plis couchés du Bajocien-Aalénien du massif de la Table situé plus au Nord (feuille La Rochette).

## **Balcon et basses pentes de Belledonne**

### **Structure de la couverture mésozoïque**

• À l'Est des Collines bordières, la zone déprimée du **balcon de Belledonne** correspond à une bande continue d'Aalénien, mais le fort

développement de la couverture quaternaire fait que ce terrain n'affleure que très rarement au Sud du col du Barioz. Le pendage, vers l'Ouest, y est recoupé par une schistosité très dense pentée à l'Est. Aux limites nord de la carte, l'Aalénien s'épaissit ce qui pourrait être dû à la présence d'imbrications comparables à celles des Collines bordières. Ainsi, à l'Est du col du Barioz (Granges Béranger), une lame de Lias inférieur, à pendage ouest, s'intercale au sein du Domérien.

• **Les pentes qui s'élèvent vers le massif cristallin** montrent des terrains du Lias et du Trias à fort pendage ouest (plus de 45°). Dans la moitié nord de la carte (Est du col du Barioz, ravins au Sud-Est de Theys), ils sont fortement déformés en plis déversés vers l'Ouest dans lesquels la schistosité et les plans axiaux restent pentés vers l'Est (fig. 25, coupes 1, 2, 3 ; fig. 26, dépliants hors-texte) ; dans la moitié sud (Pré Raymond et surtout Le Clos), ils sont clairement découpés en écailles imbriquées (« écailles du Clos ») déversées à l'Ouest et dont les surfaces de chevauchement sont également pentées vers l'Est (fig. 25, coupes 5, 6 ; fig. 26, dépliants hors-texte).

Les données de terrain ne permettent pas de choisir entre deux interprétations pour de telles structures : soit un cisaillement tangentiel dans la couverture plus ou moins décollée, soit une émergence d'accidents de socle, satellites de l'Accident médian. On peut souligner, cependant, que les écailles de socle s'imbriquent de plus en plus dans la couverture sédimentaire en allant du Nord vers le Sud de la feuille et en se rapprochant de l'Accident médian.

### **Les structures du contact socle cristallin et couverture sédimentaire**

Entre les terrains sédimentaires et le socle cristallin, s'intercalent souvent d'assez larges affleurements de terrains paléozoïques non métamorphisés (Houiller et Permien). Leurs caractères tectoniques sont variables en fonction de leur situation.

#### • **Structure du Paléozoïque supérieur du rameau externe**

Dans les limites de la carte, il n'y a pas de Houiller tégumentaire sur le rameau externe de Belledonne. Ce sont directement les Grès d'Allevard (Stéphano-Permien) qui recouvrent alors – en discordance accusée – la Série satinée à l'Est et au Sud-Est du col du Barioz. Ils dessinent une voussure à très grand rayon de courbure (**demi-voûte du Grand Rocher**, à l'Est de Theys) où le pendage passe, d'Est en Ouest, de l'horizontale à des valeurs supérieures à 45° W (fig. 26, dépliant hors-texte). Ils sont affectés de failles subverticales E-W ou NE-SW, ces dernières découpant la couverture permienne en gradins qui descendent vers le Grésivaudan et accentuent l'abaissement dans cette direction de l'interface socle-sédimentaire. D'autre part, ils ne s'engagent pas dans les plis et imbrications des

formations mésozoïques. Ils ont donc eu un comportement tectonique alpin solidaire de celui du socle et en constituent le tégument.

Au Sud de Prapoutel, le cristallin et le tégument permien du rameau externe disparaissent presque complètement sous la couverture mésozoïque de sorte que leur comportement tectonique ne s'observe que rarement, en marge de l'Accident médian (voir ci-après).

#### • **Structure du Paléozoïque supérieur du rameau interne**

Les témoins de couverture sédimentaire paléozoïque sont plus rares dans le rameau interne. Près de sa marge ouest on trouve, outre le Houiller pincé le long de l'Accident médian, une autre bande, plurihectométrique, qui jalonne un accident apparemment satellite de ce dernier, lui aussi fortement penté vers le Sud-Est, celui de **la Roche Noire de Pipay**. En limite sud de la carte, on rencontre des placages de Houiller posés sur le cristallin plus à l'intérieur du rameau interne : ceux de la crête de Roche Noire (Sud du Rocher de l'Homme) sont subhorizontaux tandis que ceux, très voisins, du col de la Roche Noire se montrent plissés. La pincée de Pipay et les plis de Roche Noire peuvent éventuellement représenter une déformation alpine ou être au contraire des témoins de la phase tardi-hercynienne.

À la différence du rameau externe, on ne trouve pas dans le rameau interne, de tégument permien reposant en chapeau sur le socle. Par contre, le Permien se retrouve en une bande de 100 à 300 m de large, plaquée en continu le long de la marge ouest du cristallin, au Sud du col de Merdaret (à la lèvre orientale de l'Accident médian) (fig. 24, dépliant hors-texte). Les Grès d'Allevard inférieurs y sont en contact stratigraphique avec le cristallin tandis que du côté opposé (Ouest), une lame de cargneules les sépare des affleurements mésozoïques ou houillers du compartiment de La Boutière. Ils pendent vers l'Est, le plus souvent de 20 à 30°, parfois jusqu'à 50 à 60° ; le cristallin contre lequel ils s'appuient a une foliation faiblement pentée vers l'Est alors que la cartographie du contact conduit à le considérer comme subvertical. La signification de cette disposition structurale est assez énigmatique : pli de socle ou écaillage ?

#### • **L'Accident médian et les structures connexes** (fig. 24, 25, 26, déliants hors-texte)

L'Accident médian de Belledonne est une suture majeure, qui sépare le rameau externe du rameau interne et se poursuit loin vers le Nord-Est, au-delà des limites de la carte. C'est un couloir de fractures, formé à l'Hercynien, et avec un fonctionnement alpin car il est souligné par un chapelet de matériel sédimentaire (Houiller à Mésozoïque) pincé. D'où le qualificatif ancien de « Synclinal médian », bien que l'on n'y observe jamais la géométrie d'un synclinal. On admet, en général, qu'il s'agit d'un

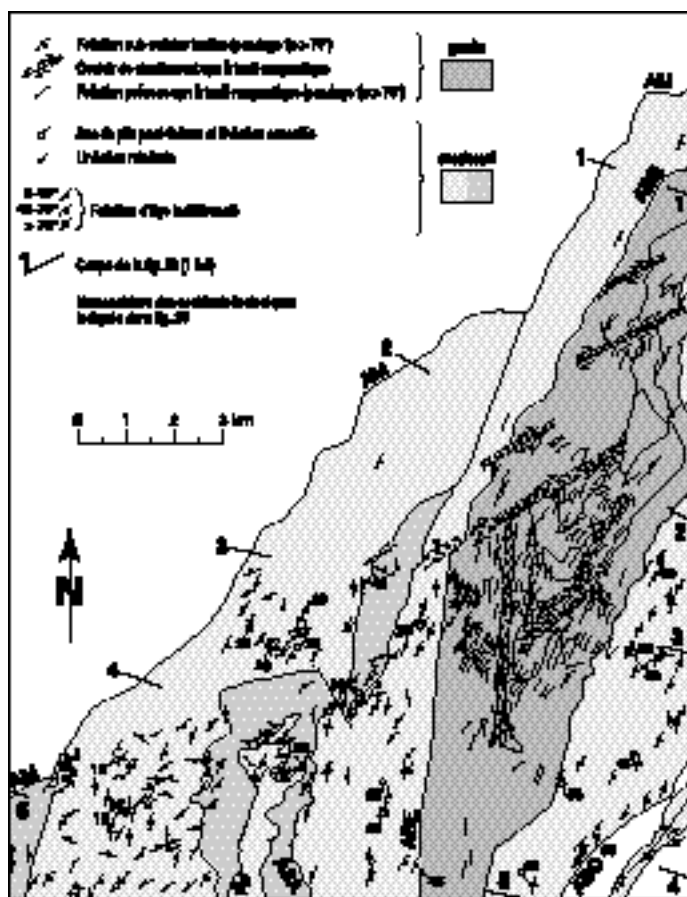
accident décrochant, dextre et/ou sénestre, doté d'une composante de chevauchement (décro-chevauchement). Si l'importance de son rejet est attestée par les grandes différences de constitution qui opposent, comme partout, les deux rameaux du socle, les affleurements disponibles sur la carte Domène ne sont pas suffisants pour permettre de vérifier (notamment par la microtectonique) cette interprétation.

La bande sédimentaire attribuée à l'Accident médian est très mince au Nord de la feuille Domène, puis s'élargit au contraire dès le col de Merdaret ; en fait, elle peut être assimilée à un compartiment intercalaire, large de un à deux kilomètres, le **compartiment de La Boutière**, (fig. 24, dépliant hors-texte) délimité par deux failles subverticales orientées N45 à N50°. La **faille du Pré de l'Arc** le met en contact, du côté est, avec la bordure permienne du rameau interne, c'est la faille majeure. La **faille de la Boutière** le surélève, du côté ouest, par rapport au Mésozoïque des Collines bordières et du balcon de Belledonne. L'une et l'autre se rattachent au faisceau de failles de Jarrie – Vizille qui traverse la couverture mésozoïque à l'Ouest de cette dernière localité avec un fort rejet de faille normale et de décrochement (feuille Vizille) (Barféty et Gidon, 1996). Le jeu de ces deux décrochements expliquerait la présence du sédimentaire pincé tandis que le cristallin du rameau externe est laminé et n'affleure plus jusqu'à la limite de la feuille Vizille.

Le compartiment de La Boutière est constitué avant tout par du Houiller, mais aussi par des témoins de Mésozoïque, le tout déterminant un alignement de collines (Barlet, Le Clos, Pré Raymond). Des micaschistes y affleurent au flanc de la colline du Clos de la Forêt de Saint-Mury. Ils constituent deux lames chevauchantes, à semelle de cargneules, qui s'imbriquent avec le Mésozoïque (**écailles du Clos**). La présence de micaschistes et de spilites dans le compartiment de La Boutière le rattache au rameau externe.

À son extrémité nord, le compartiment de La Boutière passe au col de Merdaret et s'engage, obliquement aux failles précédentes, vers Fond de France, dans le ravin de Vaugelat, orienté NE-SW. Il y revêt alors l'aspect d'une juxtaposition de lames, pentées en moyenne de 40 à 50° vers l'Est, où les divers terrains, Trias, Houiller et Lias sont imbriqués en désordre.

Au Sud de la carte, près de Prabert et sur le bord ouest du compartiment de La Boutière, l'**accident de Prabert** (fig. 24, 25, 26, dépliants hors-texte), subvertical, remonte des micaschistes et les met au contact avec le Lias des Collines bordières. Sa présence explique pourquoi un sondage profond de 900 m, effectué moins d'un kilomètre à l'Ouest, près du col des Mouilles, n'a traversé que des terrains sédimentaires. Cet accident de Prabert se prolongerait vers le Nord jusqu'aux abords est du col du Barioz (peu en amont de l'Envers de Theys) où il serait responsable de l'enfoncement brutal de la surface du socle (?).



**Fig. 27 - Carte des éléments structuraux du granite des Sept Lacs et de son environnement tectonique ("Tectonisme interne" du Bouclier)**

En fait, l'Accident médian de Belledonne proprement dit doit être distingué des cassures limitant le compartiment de La Boutière car il est tranché en oblique par l'accident de Vizille (cité ci-dessus). Sur l'essentiel de la feuille Domène, les accidents qui soulignent la limite entre les deux rameaux du massif cristallin (failles de Vizille, de La Boutière et décrochement du Merdaret) seraient des cassures qui recoupent l'Accident médian plutôt que cet accident lui-même (Barfèty et Gidon, 1996).

Cette juxtaposition d'accidents convergents est responsable des écaillages du compartiment de La Boutière le long de l'Accident médian. Il est clair que ces derniers sont coupés par la faille de Vizille dont la surface est beaucoup plus redressée que celle des écailles. Ces dernières peuvent donc avoir été créées antérieurement par un écaillage du socle en marge du véritable Accident médian.

#### MASSIF CRISTALLIN DE BELLEDONNE\*

Le schéma structural et les coupes (fig. 26, dépliant hors-texte et 27) révèlent la présence de trois secteurs structuraux majeurs, à savoir, d'Ouest en Est :

– *le « rameau externe »* où la « Série satinée » présente une structure monoclinale en général fortement pentée (45-80°) vers l'Est. Sur la feuille Domène, aucune mégastructure plissée, comparable à celle décrite au niveau d'Albertville (Carme, 1970c), n'est observée. Ce secteur est limité à l'Est par l'Accident médian (AM) à jeu probablement sénestre au cours de la période tardi-varisque et dont la réactivation alpine a déjà été soulignée (cf. *supra*) ;

– *le secteur sud-ouest du « rameau interne »*, entre l'Accident médian (AM) et celui du Rivier-d'Allemont–Belle Étoile (ABE). Il correspond à un édifice de nappes découpé par des accidents subméridiens fortement redressés. Cet ensemble est lui-même structuralement hétérogène et comprend :

- à l'Est de l'accident de la Pra–Livet (APL), un bloc monoclinale, à pendage variable vers l'ESE, constitué par l'Ophiolite de Chamrousse. Plus au Sud, dans la vallée de la Romanche, l'ophiolite repose tectoniquement sur la formation de Rioupéroux, équivalent des gneiss plagioclasiques micacés, métagranites, amphibolites et micaschistes ( $\zeta\lambda$  et  $\xi g$ ) de la feuille Domène ;
- entre (APL) et le contact tectonique sommital (ASA) des gneiss d'Allemont ( $\zeta_{b-m}A$ ), un secteur complexe constitué par les formations ( $\zeta\lambda$ ,  $\lambda\delta$ ) chevauchées par les amphibolites du Ferrouillet ( $\delta F$ ) et où sont représentées mégastructures plissées et klippen ( $\zeta_{b-m}A$ ) ;

---

\* Rédaction R.P. MÉNOT.

- entre (ASA) et le décrochement du Rivier-d'Allemont–Belle Étoile (ABE), la formation des gneiss d'Allemont ( $\zeta_{b-mA}$ ). Sa géométrie est globalement monoclinale avec un pendage ouest de  $45^\circ$ . Toutefois la foliation se redresse fortement au Nord et à l'Est, dans les secteurs affectés par le décrochement (ABE) ;

– le secteur nord-est du « rameau interne », entre l'accident (ABE) et celui du bord oriental de Belledonne (ABO) ; les structures y sont subverticales à fortement pentées ( $65^\circ$ ) vers l'Est. Elles sont bien marquées dans les granitoïdes de type Sept Laux comme dans les gneiss orientaux encaissants ( $\zeta_{b-mR}$ ,  $\zeta_{b-h}$ ,  $\delta R$ ).

### **Signification des accidents limitant les blocs structuraux**

La plupart de ces accidents sont actuellement subverticaux mais correspondent à des discontinuités pérennes dont la cinématique a varié au cours du temps. À l'Alpin, ces accidents ont contribué à la fracturation du secteur avec rejeu vertical (« clavaux » de P. Bordet). Au cours des périodes anté-alpines, ils montrent une cinématique complexe. En effet, si le jeu tardi-varisque est essentiellement décrochant, il se superpose généralement à des mouvements tangentiels chevauchants, puis normaux (Guillot et Ménot, 1999). Ainsi, le contact tectonique ouest (ASA) de la formation d'Allemont représente un bon exemple d'un plan de chevauchement, réutilisé en faille soustractive (Ouest du Rivier-d'Allemont), puis localement repris en décrochement (Est de la Dent du Pra et du Pic du Pin).

À grande échelle, le schéma structural souligne deux observations importantes : d'une part, les accidents subméridiens précités limitent des blocs appartenant à des niveaux crustaux de plus en plus profonds d'Ouest en Est et, d'autre part, le secteur sud-ouest peut être considéré comme un vaste mégalithon préservé au sein d'une zone de cisaillement majeure d'âge tardi-viséen. Il constituera une zone privilégiée d'observation des structures plus anciennes.

### **Structures du secteur sud-ouest**

Le motif cartographique de ce secteur reflète l'interférence de grands plis déversés à axes peu pentés et orientés N30 à N60° avec la topographie. De plus, la carte des foliations (fig. 27) souligne l'influence d'une tectonique transcurrente sénestre tardive. Sur le terrain, les flancs des mégaplis montrent des plis associés secondaires, décimétriques à décamétriques. Ces plis sont dissymétriques, à flancs longs et flancs courts respectivement peu et fortement pentés, avec au niveau des charnières, le développement d'une schistosité de crénulation. La linéation d'intersection associée possède une orientation relativement constante, N30 à N60°, et un faible plongement vers le Nord ou le Sud (fig. 27). Dans les environs du refuge Jean Collet, la vergence des plis dissymétriques secondaires, au niveau d'une coupe verticale,



(cf. coupe 5, fig. 26, dépliant hors-texte) suggère un déversement vers le Nord-Est de la mégastructure plissée. Vers l'Est, on observe un serrage tardif des structures avec des plis à flancs très redressés (Dent du Pra, Pas du Pin, Ferrouillet ; coupes 3, 4, fig. 26, dépliant hors-texte) et axes pentés vers le Sud. Ce serrage est probablement associé au fonctionnement des décrochements tardi-varisques.

De plus, une étude structurale préliminaire dans ce secteur permet de caractériser les traces d'une déformation syn- à postfoliale, antérieure aux plissements précédemment décrits. Elle se matérialise par des plans de cisaillement (cf. chapitre « Description des terrains », terrains paléozoïques, rameau interne de Belledonne) d'épaisseur variable, centimétrique à métrique, associés à des boudins. Ces derniers présentent une foliation interne plissée, discordante sur la foliation majeure, mais issue de la transposition d'une surface plus ancienne comme l'atteste la présence de plis isoclinaux replissés. D'après la géométrie des figures sigmoïdes et de la linéation d'étirement, cet événement mylonitique correspondrait à une direction de transport vers le Sud-Ouest (Guillot et Ménot, 1999).

Sur la feuille Domène, on observe l'empilement de l'unité du Ferrouillet–Dent du Pra sur les formations dévono-dinantiennes, présentant elles-mêmes un écaillage interne. À l'Est, les gneiss d'Allemont ont valeur d'autochtone relatif. Ce dispositif est ainsi comparable à celui décrit dans la vallée de la Romanche (notice feuille Vizille et Carme, 1973a, b) avec le chevauchement de l'Ophiolite de Chamrousse sur les unités de Rioupéroux–Livet et du Taillefer.

### **Structures du secteur nord-est**

Ce compartiment est largement occupé par le granite des Sept Laux ; le lever de la feuille Domène offre une bonne opportunité pour étudier le mode de mise en place de ce granite tardi-orogénique et ses relations avec l'encaissant métamorphique.

L'intrusion du granite accompagne les derniers stades de la structuration orogénique et s'inscrit dans un contexte globalement en transpression (cf. *infra*). Cette étape se traduit dans l'encaissant métamorphique par une foliation mylonitique relativement bien réglée, à fort pendage est. Cette foliation est dans le plan axial de plis isoclinaux affectant d'anciens leucosomes migmatitiques, et dont les axes montrent un plongement important (50-60°) vers le Nord. Les structures anciennes sont ainsi difficiles à déceler car elles ont été successivement oblitérées par la migmatisation, puis par la tectonique en décrochement.

Dans d'autres massifs cristallins externes, comme les Aiguilles Rouges et l'Argentera, mieux étudiés sur le plan structural (Bogdanoff et *al.*, 1991 ; von Raumer et *al.*, 1993), cette tectonique tardive est moins intense et se marque encore par des plis ouverts de grande amplitude et à axes horizontaux ou verticaux. Ces déformations affectent une foliation régionale plus ancienne générée par une tectonique tangentielle à vergence nord.

Le compartiment nord-est de Belledonne représenterait un édifice de nappes totalement repris et verticalisé dans une zone transcurrente d'échelle régionale dont le fonctionnement est synchrone de l'intrusion des granites de type Sept Laux.

### **Structure du granite des Sept Laux\***

Tous les faciès composant le granite des Sept Laux présentent, sur la feuille Domène, une structure planaire plus ou moins fruste, toujours très fortement pentée (en général, 70 à 90° E), et, en moyenne parallèle en grand aux limites du pluton (fig. 26, dépliant hors-texte et 27) (Guillot et Pêcher, 1995).

Dans la partie centrale et orientale du granite, cette orientation est marquée par l'alignement des biotites, par l'allongement de certains agrégats de quartz et par l'orientation préférentielle des cristaux de feldspath potassique dans les termes porphyroïdes. Dans les faciès non porphyroïdes, elle est souvent assez ténue et peut être difficile à mesurer. En lame mince, on observe assez systématiquement une légère déformation tardive sub-solidus, marquée par des bandes de pliage dans le quartz ou parfois la biotite. Mais l'orientation du granite est, pour l'essentiel, une orientation syn-magmatique précoce, contemporaine de l'intrusion du pluton. La foliation magmatique peut être associée à une linéation (axe de zone des biotites), toujours difficile à voir et à mesurer.

Dans quelques couloirs de déformation, obliques sur la direction générale du massif (couloirs NE-SW), ainsi que dans une bande méridienne de quelques centaines de mètres de puissance en bordure ouest du granite, la foliation devient progressivement mieux marquée. Dans ces couloirs (fig. 27), la fabrique syn-magmatique fait place, en continuité structurale, à une fabrique plus froide, sub-solidus, typiquement marquée par des structures sigmoïdes C-S (surfaces d'aplatissement sigmoïdes « S » limitées par des surfaces plus planes de cisaillement « C », à maillage centimétrique). De telles structures sont très développées lorsque l'on s'approche de l'accident de la Belle Étoile, zone où la fabrique principale et bien visible du granite correspond le plus souvent à des plans de cisaillement C. Dans cette zone, les surfaces C sont toujours très raides et associées à une linéation de transport à

---

\* Rédaction A. PÊCHER et S. GUILLOT.

faible plongement vers le Sud. La position et la dissymétrie des amandes C-S indiquent systématiquement un mouvement de décrochement sénestre.

Enfin, certains échantillons montrent une déformation tardive cataclastique. Celle-ci est systématique à proximité immédiate de l'accident de la Belle Étoile où l'on observe aussi de nombreux plans striés à quartz-séricite-chlorite, associés à des couloirs mylonitiques schisteux. Elle est aussi fréquemment observée plus au Nord, en bordure occidentale du granite.

Dans la zone de la Belle Étoile, la fabrique cataclastique se superpose aux fabriques ductiles antérieures, en gardant la même orientation, sans qu'il soit toujours possible de faire la part entre fin d'évolution à basse température des cisaillements C-S (fin de l'histoire structurale hercynienne) et déformations décrochantes alpines. Tout au plus peut-on souligner que la majorité des stries indiquent, comme les fabriques C-S antérieures, un mouvement en décrochement sénestre.

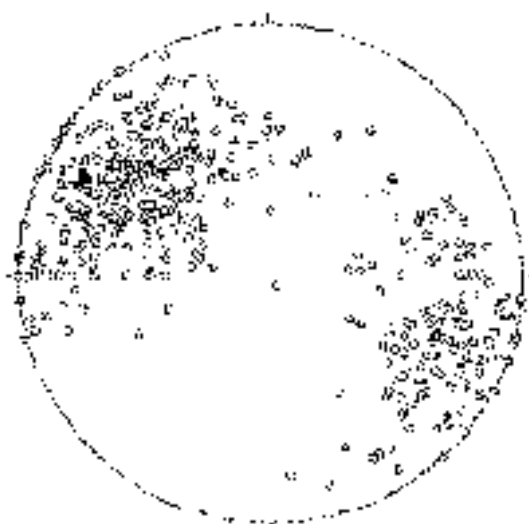
#### • ***Orientations structurales dans le granite des Sept Laux***

Les orientations magmatiques et tardi-magmatiques ont été systématiquement mesurées dans le granite (plus de 400 stations de mesures), tout particulièrement dans la partie comprise entre Combe Madame et Eau d'Olle. Toutes les mesures ont été faites directement sur le terrain, sans faire appel, même dans les zones les plus faiblement orientées du massif, ni à l'analyse en lame mince des orientations préférentielles de minéraux, ni à des techniques intégrant ces orientations, telle que l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM). Néanmoins, la plupart des stations correspondent à une moyenne de 3 à 10 mesures sur une surface de quelques dizaines de m<sup>2</sup>.

Les schistosités magmatiques mesurées dans le granite sont globalement très bien réglées, toujours très raides, orientées N10°E à N30°E (fig. 28). Les linéations magmatiques n'ont pu être qu'assez rarement mesurées : dans la partie centrale et occidentale du granite, elles sont orientées N10°E à N30°E, à faible plongement vers le Sud. Dans la partie orientale, tant la linéation magmatique dans le granite que la linéation minérale dans l'encaissant sont orientées suivant la ligne de plus grande pente de la foliation et correspondent à un mouvement décro-chevauchant vers le Nord-Ouest.

Les fabriques sub-solidus (amandes C-S) sont toujours concordantes avec la fabrique magmatique ainsi que l'on peut l'observer de manière très nette dans la partie occidentale du pluton, en allant du cœur du granite vers l'accident de la Belle Étoile.

La carte des orientations de foliation met clairement en évidence la structure interne du granite (fig. 28) :



**Fig. 25 - Répartition dans le grand des Sept Lacs (900 mètres)  
Mélange plus récent au l'automne des années : 20 22**

– du lac Cottépens à la limite nord-est du granite, l'orientation reste parallèle aux bordures est et ouest du granite. Elle est localement déviée à N45°E dans deux « couloirs » de cisaillement ductile, le premier allant de la montagne de l'Arpette au lac de la Folle, le second du col de Pendet (Ouest du lac Carré) à la pointe du Mouchillon. Il s'agit de deux décrochements dextres synmagmatiques, qui expliqueraient la géométrie « en marche d'escalier » du contact ouest du granite au droit de leurs prolongements ;

– dans toute la partie sud du massif, la foliation s'incurve progressivement de N30°E (zones centrales et orientales) à N10°E (zones occidentales), venant ainsi se paralléliser à l'accident de la Belle Étoile. Ceci témoigne de l'interruption du granite par un accident majeur, l'accident de la Belle Étoile, ayant joué en grand cisaillement ductile sénestre dès la mise en place du granite (rotation progressive de la foliation magmatique) et ayant continué à jouer avec le même sens de mouvement pendant son refroidissement (fabriques sénestres C-S).

#### *REVERS ORIENTAL DU MASSIF DE BELLEDONNE*

L'angle sud-est de la feuille Domène couvre, sur une faible étendue, la dépression sédimentaire du col du Sabot, qui appartient à un large couloir de terrains sédimentaires qui s'intercale entre la chaîne de Belledonne et celle des Grandes Rousses. La limite orientale du massif cristallin de Belledonne y correspond à une suture majeure, l'accident de la limite orientale de Belledonne (ABO), encore actif et qui a eu dans le passé un jeu principalement coulissant, dextre. Par contre, le massif cristallin des Grandes Rousses s'y enfonce simplement vers l'Ouest sous sa couverture.

Le remplissage de cette dépression montre en fait la juxtaposition de plusieurs séries sédimentaires qui ont été écrasées, cisillées et rapprochées tectoniquement par le jeu principalement coulissant d'un faisceau de fractures. Il s'agit successivement, d'Ouest en Est, de la couverture orientale de Belledonne, de la couverture des écaillés de socle du col, et de la couverture du bord ouest des Grandes Rousses (fig. 26, dépliant hors-texte, coupe 4).

Un certain nombre des contacts anormaux visibles sur le terrain correspondait sans doute originellement à des paléo-failles jurassiques limitant les anciens bassins sédimentaires ; c'est notamment le cas pour la faille de la limite orientale de Belledonne qui prolonge vers le Nord la faille liasique du col d'Ornon (Barfèty et *al.*, 1979). Mais celles-ci sont maintenant très mal conservées du fait des déformations ultérieures. Effectivement, la schistosité des termes jurassiques est très serrée, verticale ou pentée est, sans oublier près des contacts socle-couverture, des microplis à axes très redressés qui témoignent de mouvements décrochants.

Dans la couverture des Grandes Rousses, se développent de grands plis à géométrie de plis d'aplatissement visibles dans le massif de Côte Belle : ils sont droits ou déversés à l'Ouest, à schistosité de plan axial N40°E. Cette schistosité est localement replissée vers l'Est (rétrocharriage ?) le long de l'arête sud de Côte Belle.

## ÉVOLUTIONS TECTONIQUE ET GÉODYNAMIQUE ANTÉ-ALPINE ET ALPINE (HISTOIRE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE)

### *HISTOIRE GÉOLOGIQUE ANTÉ-ALPINE\** (du Protérozoïque au Paléozoïque supérieur)

La feuille Domène est le seul secteur géographique de la chaîne de Belledonne où se trouvent juxtaposées trois unités lithotectoniques qui se distinguent par des histoires géologiques bien différentes pendant la majeure partie du Paléozoïque (Ménot, 1987a, b, 1988 ; Vivier et *al.*, 1987). Leur association tectonique intervient au début du Carbonifère supérieur (Namurien ?) par le jeu d'accidents ductiles essentiellement décrochants et sénestres. Comme le montre le schéma structural, il s'agit du « rameau externe » à l'Ouest de l'Accident médian (AM), du domaine sud-ouest du « rameau interne » entre « AM » et accident du Rivier-d'Allemont-Belle Étoile (ABE) et enfin du domaine nord-est du « rameau interne », plus à l'Est et bordé par l'accident col du Glandon-col du Sabot (ABO). Dans ce schéma interprétatif, la place des formations métasédimentaire du col du Sabot ( $\xi g$ ) ne peut être définie, l'âge de cet ancien bassin sédimentaire et ses relations avec les formations cristallophylliennes voisines étant trop spéculatives.

Le « rameau externe » est constitué par la « Série satinée », série métapélite monotone dont l'histoire et l'âge sont mal définis. De ce fait, sa signification géodynamique est incertaine. Toutefois, le caractère épizonal des recristallisations métamorphiques successives témoignent de son appartenance aux zones externes de l'orogène hercynien.

Les domaines sud-ouest et nord-est de Belledonne se différencient radicalement par leurs lithologies, les conditions et l'âge de leur structuration tectonométamorphique. Le premier est un édifice, bien préservé, de nappes d'âge carbonifère inférieur dont les différentes unités, pour la plupart monométamorphiques, présentent des évolutions spécifiques avant leur association tectonique. Le second, plus homogène, montre une histoire orogénique polymétamorphique débutant en domaine profond, avec une évolution à pression et température globalement décroissantes. Ceci se traduit sur le terrain par la présence de reliques de haute pression, par l'omniprésence

---

\* Rédaction R.P. MÉNOT.

de faciès migmatitiques, par l'abondance de granites tardifs et par la verticalisation tardive des structures dans un contexte mylonitique épizonal.

Les domaines nord-est et sud-ouest ainsi définis, sont respectivement représentatifs des zones interne et externe (ou profonde et superficielle) de la ceinture orogénique hercynienne (Ménot, 1987a, 1988). La feuille Domène offre donc l'opportunité de comparer l'évolution pré-alpine à deux niveaux structuraux au moins de l'édifice orogénique.

Dans sa globalité, le massif de Belledonne, comme les autres massifs cristallins externes alpins, représente un témoin indiscutable du domaine orogénique varisque intégrant Corse, Sardaigne, Maures, Massif central français, Forêt-Noire et Bohême (von Raumer et al., 1993).

**Précambrien.** Dans le massif de Belledonne, comme dans les autres MCE, aucun âge précambrien n'est connu. Toutefois, l'existence de témoins de socle protérozoïque est admise sur la base d'arguments lithologiques et géochimiques (von Raumer et al., 1993). Les séries gneissiques des MCE (*id.* Belledonne nord-est) montreraient des successions comparables à celles des séries protérozoïques des Appalaches (von Raumer et al., 1993). D'autre part, les magmas basaltiques, protolites des metabasites d'âge cambro-ordovicien, sont systématiquement contaminés par une croûte continentale (Liégeois et Duchesne, 1981 ; Paquette et al., 1989 ; von Raumer et al., 1990).

Sur la feuille Domène, l'existence de formations *pro parte* précambriennes est suggérée par la datation à environ 490 Ma de l'orthogneiss de la vallée de l'Eau d'Olle dont le précurseur granitique est intrusif dans une série (méta- ?) sédimentaire, au moins cambrienne, actuellement représentée par les gneiss à biotite-muscovite du Rissiou-Rocher Blanc.

**Cambrien-Ordovicien.** Cette période est caractérisée par des processus de distension crustale et d'océanisation dont les témoins sont bien représentés dans les deux domaines sud-ouest et nord-est.

– *Au Sud-Ouest*, l'Ophiolite de Chamrousse ( $\delta F$ ) et son extension orientale (klippes du Ferrouillet et de la Dent du Pra), représentent un témoin indiscutable d'une croûte océanique d'âge ordovicien inférieur ( $497 \pm 24$  Ma : Pin et Carme, 1987 ;  $496 \pm 6$  Ma : Ménot et al., 1988a), générée au droit d'une ride lente dans un bassin de faible extension. Ses caractéristiques structurales et géochimiques s'accordent avec un environnement originel soit de marge passive (Ménot, 1987a ; Ménot et al., 1988a) soit d'arrière-arc (Pin et Carme, 1987).

– *Au Nord-Est*, les amphibolites des Rochers Rissiou ( $\delta R$ ) et celles intercalées dans les gneiss ( $\zeta_{b-mR}$ ,  $\zeta_{b-h}$ ), sont corrélables aux metabasites des Aiguilles Rouges et du Beaufortain (âge de cristallisation :  $473 + 28/-31$  Ma,

U-Pb sur zircons : Paquette *et al.*, 1989). Elles revêtent la même signification géodynamique (cf. synthèse *in* Ménot et Paquette, 1993) et marquent clairement un contexte distensif ensialique. Le domaine nord-est de Belledonne est assimilable pendant cette période à une marge passive amincie, siège d'une sédimentation pélique et grauwackeuse contemporaine d'un magmatisme d'origine mantélique et peut-être d'une fusion crustale (orthogneiss). Les serpentinites et métapyroxénites intercalées dans les gneiss pourraient également être liées à cet amincissement.

Les diverses metabasites, ophiolites et amphibolites, revêtent une signification géodynamique identique : elles sont des témoins de la distension pré-orogénique et sont, à ce titre, comparables aux « Complexes leptyno-amphiboliques » de la chaîne hercynienne ouest-européenne (Ménot *et al.*, 1988b ; Bouchardon *et al.*, 1989).

**Dévonien–Tournaisien.** Les formations de deux domaines sud-ouest et nord-est enregistrent, pour cette période, des processus géologiques parfaitement contrastés : respectivement extension lithosphérique/collision continentale.

– *Au Sud-Ouest*, le développement d'un rift continental est marqué par un magmatisme bimodal, avec ensemble leptyno-amphibolique, puis essentiellement acide, avec gneiss plagioclasiques, métakératophyres et métagranites plagioclasiques (*circa* 360-350 Ma) correspondant aux formations de Livet, Rioupéroux et Taillefer (*in* Ménot et Paquette, 1993). Ces épisodes magmatiques sont respectivement représentés sur la feuille Domène par les alternances gneiss plagioclasiques–amphibolites ( $\lambda\delta$ ) et les gneiss plagioclasiques micacés et métagranites ( $\zeta\delta$ ). À l'échelle de la chaîne, l'existence de zones en distension au Dévonien est maintenant bien établie ; on en retrouve des témoins en Europe occidentale (Brévenne dans l'Est du Massif central, Bassins centre-armoricains, ophiolite du Lizard en Cornouaille). Certains attestent de la génération d'une croûte océanique (Lizard, Brévenne), d'autres d'un simple amincissement lithosphérique (Sud-Ouest de Belledonne, Bretagne centrale).

– *Au Nord-Est*, les gneiss et metabasites associées montrent une histoire tectonique et métamorphique plurifaciale dont les derniers stades accompagnent, au Viséen, l'intrusion du granite des Sept Laux (332-335 Ma : Debon *et al.*, 1994, 1998). Cette histoire caractérise un mécanisme de collision continentale, avec épaissement crustal et réajustements thermique et gravitaire (cf. diagrammes P-T-t *in* von Raumer *et al.*, 1993). Ainsi, il a été décrit plus haut (cf. chapitre « Description des terrains ») la succession d'un épisode métamorphique de haut grade, éclogitique (Ménot, *in* prép.), puis d'une rétomorphose généralisée dans le faciès amphibolite qui prélude à une fusion partielle bien développée dans les gneiss. Les repères chronologiques disponibles inscrivent cette évolution entre le Dévonien inférieur (395 ±



2 Ma : Paquette et *al.*, 1989, sur les équivalents septentrionaux des métaéclogites) et avant le Viséen moyen (mise en place du granite des Sept Laux). Une telle évolution est confortée par les données préliminaires obtenues sur des amphibolites de la formation des Rochers Rissiou (375 Ma : Ar/Ar sur amphiboles : Monié et Ménot, *in* prép.).

**Viséen.** La dualité d'évolution persiste durant cette période avant la juxtaposition des deux domaines sud-ouest et nord-est.

– *Le domaine sud-ouest* se constitue par empilement tardi-métamorphe des différentes unités, Ophiolite de Chamrousse, complexe plutono-volcanique de Rioupéroux–Livet, ensemble volcano-sédimentaire du Taillefer, formation gneissique d'Allemont. La tectonique tangentielle est complexe ; un premier événement à vergence sud-ouest est responsable de l'empilement du complexe de Rioupéroux–Livet et du Taillefer sur les gneiss d'Allemont, autochtone relatif. Il est contemporain d'un métamorphisme de faciès amphibolite. Un second événement correspond au chevauchement vers l'Est de l'Ophiolite de Chamrousse sur le premier édifice de nappes et induit une rétomorphose à la transition amphibolite–schistes verts (Guillot et Ménot, 1998). Cette tectonique succède à la mise en place des trondhjémites du Carbonifère inférieur (350 à 360 Ma) et est antérieure aux âges de refroidissement sur amphibole (324 Ma : K/Ar : Ménot et *al.*, 1987 ; voire 340 Ma : Ar/Ar : Monié et Ménot, *en* prép.).

– *Le domaine nord-est* correspond au Viséen à une zone de décrochement majeure (Carme, 1970c ; Vivier et *al.*, 1987) associée aux serrages tardi-orogéniques. Il en résulte une verticalisation des structures avec développement d'une foliation mylonitique pénétrative dans un climat mésozonal et dans un contexte décrochevauchant. Cette tectonique est bien datée (332-335 Ma) par l'intrusion du granite des Sept Laux dont le caractère syncinématique est souligné par la concordance des structures dans l'encaissant et le pluton. Un modèle simplifié de mise en place peut être proposé (Guillot et Pêcher, 1995) :

- premier stade, apparition d'une zone d'ouverture potentielle dans les gneiss le long d'un décrochement sénestre de direction actuelle N30°E ;
- puis, injection en deux étapes au moins des granites externes ( $\gamma^{2-4}$ ), d'abord des granites porphyroïdes, puis des granites fins, avec expansion vers le Sud-Ouest. L'écoulement du granite est contrôlé par les épontes subverticales N30°E (ce qui explique l'orientation préférentielle du granite selon cette direction) et par le jeu du proto-accident sénestre de la Belle Étoile (allongement N-S du complexe vaugnérétique de la Belle Étoile) ;
- le contexte de décrochement relatif des deux lèvres encaissant le pluton (décrochement globalement sénestre) entraîne l'apparition de couloirs cisailants locaux, soit dextres (rotation interne horaire du pluton en cours de cisaillement : couloirs du Mouchillon et de la Montagne de l'Arpette),

soit sénestres (effet d'entraînement sur la bordure ouest du pluton : versant est de la Belle Étoile) ;

- la fin de la mise en place du pluton correspond à l'injection des granites internes ( $\gamma^3$ ,  ${}^L\gamma^{3-4}$ ), toujours avec la même direction d'ouverture générale N30°E, peut-être localement contrôlée par les cisaillements méridiens intramagmatiques du flanc de la Belle Étoile (cf. l'allongement nord-sud du granite  $\gamma^3$ , du lac de la Sagne au lac Carré).

L'existence du plutonisme viséen des Sept Laux, à caractère magnésien, constitue un point commun supplémentaire avec les massifs cristallins externes des Grandes Rousses et du Pelvoux occidental (Banzet, 1987 ; Debon et Lemmet, 1999). Ainsi, le domaine nord-est de Belledonne est parfaitement comparable, par sa lithologie et son histoire tectonométamorphique aux formations constituant les autres MCE. Il est représentatif des zones axiales de la chaîne hercynienne et peut, plus précisément, être corrélé à l'unité supérieure gneissique définie dans le Massif central (Ledru et *al.*, 1989 ; von Raumer et Ménot, 1989).

**Viséen supérieur à anté-Stéphanien (?)**. Lors de la décroissance des conditions thermodynamiques, la tectonique transcurrente se focalise au niveau de zones de cisaillement bien définies qui assurent la juxtaposition des trois compartiments majeurs de Belledonne. Ainsi, le décrochement sénestre (ABE) limitant au Sud-Ouest le granite (Belle Étoile) continue à fonctionner pendant le refroidissement du pluton, comme l'attestent les fabriques de type C-S. Les zones de cisaillement réutilisent d'anciennes discontinuités tectoniques (failles inverses et normales). Elles seront ultérieurement réactivées à diverses reprises et il est souvent difficile de faire clairement la part entre ce qui est dû à la fin de l'évolution hercynienne et ce qui correspond à des mouvements spécifiquement alpins (par exemple, l'accident ABO).

Le massif de Belledonne se trouve ainsi constitué par trois entités, assimilables à des « terranes » et ayant évolué dans des contextes thermomécaniques distincts jusqu'à la fin du Carbonifère inférieur.

À ce stade tardi-orogénique, diverses manifestations liées à l'effondrement gravitaire de la chaîne varisque ont été relevées dans les MCE : anomalie thermique, fusion partielle crustale, ouverture de bassins en *pull apart* (synthèse *in* von Raumer et *al.*, 1993). Sur la feuille Domène, cette histoire est encore mal étudiée. Dans le domaine superficiel, la genèse du bassin schisto-conglomératique du col du Sabot pourrait s'inscrire dans ce cadre alors qu'en profondeur des cisaillements ductiles tardifs à jeu normal ont été observés (Guillot et Ménot, 1999). De plus, on notera (cf. coupes, fig. 26, dépliant hors-texte) que les grands accidents subméridiens tardi-varisques (AM, APL, ASA, ABE) limitent des blocs crustaux de plus en plus profonds d'Ouest en Est. Ceci suggère que des processus d'exhumation ont

pu se produire le long de ces discontinuités, après l'accrétion tectonique du massif de Belledonne et avant les dépôts houillers (Guillot et Ménot, 1999).

**Stéphanien.** La région appartient alors au domaine continental dans un contexte géodynamique distensif, apparaissant sans doute à la fin du Westphalien (*phase asturienne*) : de grands accidents décrochants délimitent des grabens étendus et plats (Accident médian, accident de Vizille). Durant tout le Stéphanien, ces dépressions intracontinentales –subsidentes– reçoivent une sédimentation limnique épaisse et rythmée (conglomérats, grès, pélites) avec une végétation génératrice de charbons. Le détritisme tire son origine de la chaîne hercynienne en voie d'aplanissement ; le volcanisme est présent, on en a le témoignage à proximité de la carte Domène, dans le massif des Grandes Rousses (tufs et coulées de rhyolites et trachytes à la Croix de Fer) ainsi que dans la région de La Mure.

Sur la feuille Domène, quatre bassins houillers au moins ont été exhumés lors de l'orogénèse alpine : Saint-Mury–la Boutière, « Synclinal médian » (tous deux actuellement contigus dans le Sud de la carte), Roche Noire, près du Pleynet, Crête de Roche Noire (Rocher de l'Homme) ; seul le premier bassin recèle du charbon. La distance originelle entre chacune de ces aires de dépôts pouvait être considérable.

**Permien.** Le régime de sédimentation continentale dans des grabens persiste, mais l'environnement change. Les Grès d'Allevard qui sont des dépôts plutôt fluviatiles débutent par un mince conglomérat discordant sur le socle et non sur le Stéphanien, ce qui paraît s'observer par contre à proximité, au Collet d'Allevard (feuille La Rochette). Ceci implique, soit une tectonisation et la création de nouveaux bassins de dépôts, soit une érosion du Stéphanien.

L'ensemble inférieur des Grès d'Allevard comporte des séquences rythmées et ravinantes à conglomérats et/ou arkoses, grès, pélites et dolomies, rapportées à l'**Autunien**, tandis que la partie supérieure est faite d'une épaisse série de conglomérats et grès rouges, rapportés au **Saxonien-Thuringien** (?). La *phase saalienne*, réputée d'âge permien moyen, séparerait donc ces deux ensembles bien qu'il n'y ait pas de discontinuité entre eux dans la région.

À cette époque, le climat est devenu plus chaud et plus humide ; la teinte rouge est due à des phénomènes d'altération et de rubéfaction des produits d'érosion du socle proche, en milieu oxydant. Le volcanisme est présent : débris de rhyolites dans les Grès d'Allevard et ignimbrites des grès du Rouchoux (feuille La Mure).

La limite supérieure des Grès n'est pas datée et rien ne prouve qu'elle ne passe pas dans le Trias inférieur.

### *HISTOIRE GÉOLOGIQUE ALPINE*

**Le Trias** est peu représenté sur le territoire de la carte : la région est une vaste pénéplaine au climat désertique (aphanite de Chamrousse, feuille Vizille).

Comme sur les autres massifs cristallins externes, les premiers dépôts apparaissent à la fin du Trias moyen et sont des sables de plages, puis des dolomies et des évaporites de lagunes, enfin des coulées basaltiques (« spilites »), épanchements volcaniques déclenchés par le jeu d'accidents distensifs.

**Au Jurassique**, la tendance à l'immersion de la région, après une longue période marquée par des sédiments de seuils plus ou moins émergés, s'affirme et la région va s'incorporer progressivement à la marge externe (ou dauphinoise) du domaine marin subsident créé par l'ouverture de l'océan téthysien ou **phase de distension téthysienne**. Durant toute cette période, les dépôts sont des vases épaisses et monotones bien rythmées (faciès dauphinois) s'opposant aux plates-formes carbonatées du Jura et de la Provence.

Dans la couverture du socle cristallin, des cassures NW-SE créent le bassin sédimentaire subalpin pendant le Lias et le Jurassique moyen. C'est le cas de la faille du col d'Ornon (Barfèty et *al.*, 1979) (feuilles Vizille et La Mure) qui se poursuit sans doute (au prix d'un rejeu coulissant) par l'accident oriental de Belledonne et de l'Accident médian de Belledonne dont le prolongement sud-est limite l'hémigraben de la Matheysine.

**Au Lias**, les rares témoins conservés sur la carte ont été très tectonisés à l'Alpin ; mais grâce aux régions voisines (Vizille, La Mure au Sud, La Rochette et Saint-Jean-de-Maurienne au Nord-Est), on sait que cette paléotectonique, sans doute prédéterminée par les structures hercyniennes (Arnaud et *al.*, 1978), influençait la nature et la répartition des dépôts et qu'elle s'est surtout manifestée durant le Domérien et le Toarcien.

**Au Jurassique moyen**, la sédimentation dans le bassin dauphinois paraît plus uniforme même si le détritisme s'accroît notablement : deux séries argileuses (à nodules silico-alumineux et à posidonomyes) encadrent l'épaisse série des marno-calcaires gréseux du Bajocien inférieur, les argilites de l'Aalénien d'une part et les Terres noires calloviennes d'autre part. Le Bathonien n'a été reconnu nulle part avec certitude ; ailleurs dans le bassin, il correspond pour partie à une lacune qui n'est pas démontrée ici.

L'ensemble des formations présentes atteint une épaisseur proche de 2 000 m témoignant de l'importance de la subsidence.

Dans les Terres noires, maintenant datées pour leur presque totalité du Callovien (Barfèty et *al.*, 1995), s'individualise près de Grenoble, un épisode terrigène et bioclastique plus grossier : les Calcaires de Corenc que l'on peut interpréter soit comme un apport turbiditique brutal dans la sédimentation argileuse, soit comme des sédiments côtiers au Sud de la plate-forme jurassienne, très disloquée ensuite par la tectonique tertiaire.

**Au Jurassique supérieur**, la feuille Domène appartient tout entière au bord occidental de la mer théthysienne ; il s'y dépose à l'Oxfordien inférieur et moyen des vases argilo-calcaires, en contrebas de la plate-forme jurassienne située au Nord-Ouest et progradant vers le Sud-Est, avec ses dépôts organogènes carbonatés. À la fin de l'Oxfordien, arrivent dans notre secteur les premiers épandages de ce matériel carbonaté, d'abord fins et mélangés avec les vases argileuses (Argovien), puis de plus en plus carbonatés (Séquanien), ce qui correspond à une régression connue sur les plates-formes environnantes.

Au Tithonique, le territoire de la feuille Domène appartient au domaine subalpin *s.s.*, où les dépôts sont des boues très carbonatées, fines et se déposant en mer ouverte.

**Au Néocomien**, le bord de la plate-forme des calcaires du Fontanil progresse vers le Sud-Est ; au Berriasien, les calcaires du Fontanil atteignent les domaines chartreux occidental et médian ; au Valanginien, ils dépassent largement Grenoble vers le Sud-Est.

Deux épisodes de haut niveau marin relatif amènent la submersion passagère de la plate-forme et son envahissement par des vases argileuses ; ils se situent au Berriasien supérieur-Valanginien basal et surtout à l'Hauterivien (marno-calcaires à oursins limivores).

**Au Barrémo-Bédoulien**, par contre, une nouvelle plate-forme carbonatée, dite urgonienne, se reconstitue ; elle prograde largement vers le Sud-Est, jusqu'à la limite sud du Vercors ; partout sur le territoire de la feuille Domène, se déposent, en arrière du rebord récifal de la plate-forme (dépassant très vite, vers le Sud, la limite de la feuille), les boues calcaires pures, et le plus souvent très fines, de l'Urgonien. Des apports marneux littoraux se manifestent à deux reprises (couches à orbitolines), témoins d'une phase d'ennoiement passagère de la plate-forme.

**À la fin du Crétacé inférieur** (Aptien inférieur-Albien), la région semble être devenue un haut-fond marin parcouru par des courants marins

(dépôts bioclastiques du Gargasien, couches gréso-glaucוניeuses à céphalopodes de l'Albien) avant d'être soumise à une profonde érosion sous-marine due à un épisode extensif (connu dans les Baronnies et les Pyrénées). Ainsi, dans le massif de la Chartreuse, les accidents tectoniques les plus anciens stratigraphiquement datés sont des failles normales qui ont fonctionné durant l'Aptien supérieur. Cette tectonique est peut-être en relation avec le caractère discordant, en *onlap* vers l'Ouest, de la reprise de sédimentation sénonienne en Chartreuse occidentale.

**Au Crétacé supérieur**, entre le Coniacien et le Campanien, de profondes modifications paléotopographiques, probablement liées à des mouvements tectoniques anté-campaniens, se traduisent par un relèvement sensible de la partie occidentale des massifs subalpins du Vercors et de la Chartreuse et un effondrement corrélatif de leur partie orientale. Au début du Campanien (ou à la fin du Santonien), la mer sénonienne ne recouvre que la partie sud-orientale du territoire de la feuille Grenoble. Ce n'est qu'au Campanien terminal – Maastrichtien que, la transgression se poursuivant, la mer recouvre alors tout le territoire des feuilles Grenoble et Domène. Il se dépose alors, dans des conditions marines de faible profondeur (présence de glauconie et de bryozoaires), des vases riches en calcaire et même en silice colloïdale (silex).

**Avec le Paléogène débute l'histoire des déformations tertiaires** que l'on reconstitue bien dans le massif de la Chartreuse où la datation des déformations peut s'appuyer effectivement sur l'étude du Tertiaire.

À l'Est de la vallée de l'Isère, par contre, il n'existe aucune donnée stratigraphique qui permette de dater les étapes de la déformation compressive de la couverture mésozoïque, ni même d'arguments structuraux suffisants pour en étayer une chronologie relative.

**Les premiers plis**, du massif de la Chartreuse, contemporains de ceux du Jura méridional, semblent s'être formés avant l'émersion de l'Éocène-Oligocène (feuilles Grenoble et Montmélian). En effet, les anticlinaux occidental et médian montrent des traces non ambiguës d'une érosion anté-miocène : celle-ci y a creusé des cavités karstiques remplies de produits continentaux éocènes et oligocènes décalcifiés et rubéfiés. Ces chaînons chartreux occidentaux ont même dû former des reliefs bien marqués puisque, sur la feuille Montmélian, l'érosion y a été assez importante pour décaper leur voûte de son enveloppe néocrétacée et parfois même de son Urgonien. La Chartreuse orientale a conservé au contraire un Sénonien épais. L'émersion éocène y est cependant la responsable vraisemblable de l'étape la plus ancienne du creusement des réseaux souterrains karstiques (Mugnier, 1979).

Hors du domaine de la carte, des failles d'orientation méridienne ont eu un jeu extensif oligocène (chaînon de Poliéans, feuille Grenoble ; chaînon

du Corbeley, feuille Montmélian). Il est donc possible que de tels accidents existent sur la feuille Domène, parmi ceux non datés formellement (cas de la faille de Grand Poyat ; fig. 10 et 23).

**Les chevauchements précoces vers l'Ouest**, mis en évidence en Chartreuse (plus hypothétiques dans les Collines bordières du Grésivaudan), sont antérieurs aux grands plis ; on peut envisager d'y voir un cisaillement de la couverture autochtone par entraînement sous l'avancée des nappes internes alpines. Dans cette hypothèse, leur âge serait fini-oligocène.

**Au Néogène**, en marge de la chaîne alpine (dont l'édification progresse d'Est en Ouest), s'instaure un sillon marin fortement subsident mais où la profondeur des dépôts reste faible (avant-fosse périalpine). Seule la Chartreuse orientale n'a peut-être pas été submergée par les dépôts molassiques dont on ne retrouve pas d'affleurements sur la feuille Domène. Mais ceci est peut-être seulement dû à ce qu'ils ont été postérieurement enlevés par l'érosion, qui a décapé plus profondément cette partie du massif. Par contre, la dénudation du cristallin de Belledonne a débuté au cours du Miocène car des galets de matériel provenant de la chaîne apparaissent dans la partie terminale du remplissage du bassin de la molasse miocène du Bas-Dauphiné.

• **La fin du Néogène est la phase principale des mouvements tectoniques.** En effet, en Chartreuse, l'accentuation des plis (qui leur confère leur forme définitive), la rupture par chevauchement des anticlinaux occidental et médian, la formation du grand chevauchement de la Chartreuse orientale ainsi que le jeu en décrochement des fractures NE-SW sont toutes des déformations postérieures au dépôt de la molasse miocène. À l'Est de la vallée de l'Isère, les plis des Collines bordières du Grésivaudan prolongent ceux de Chartreuse et ont donc le même âge qu'eux. Leur caractère synschisteux bien mieux caractérisé est seulement dû à ce qu'ils appartiennent à un niveau structural plus profond.

• **La phase Pliocène** est marquée, en Chartreuse occidentale et médiane (comme d'ailleurs en marge ouest des Bauges et du Vercors), par l'existence de surfaces anciennes d'aplanissement portées à d'assez fortes altitudes (celle des rochers de Chalves, sur la feuille Grenoble, est environ à 1 900 m et celle d'Arpison, sur la feuille Montmélian, à 1 500 m). Or il est peu probable, en raison de la planéité et du pendage uniforme (faible, vers l'Est) conservés par ces surfaces, que ces aplanissements datent de l'émersion éocène. Il est plus vraisemblable que ces surfaces, restées régulières, sont dues à l'aplanissement climatique villafranchien responsable de la nappe de cailloutis de Chambaran qui a repris, en la retouchant, celle due au colmatage deltaïque du Bas-Dauphiné. Cette surface culmine aux alentours de 800 à 1 000 m au pied des chaînes subalpines (région de Voiron), de sorte qu'elle

aurait subi, là, unhaussement d'un millier de mètres : ceci peut aisément être mis sur le compte du jeu chevauchant de la faille de Voreppe, car celui-ci est nettement post-miocène.

• **La surrection du socle de Belledonne** (point haut dès le Jurassique, comme le Taillefer et le Rochail) a porté sa surface une dizaine de kilomètres plus haut que le socle sismique à l'aplomb de la Chartreuse. Elle est plus tardive que la formation des plis de la couverture, qui se prolongent jusqu'à franchir la voûte du massif cristallin et sont ployés avec elle entre Vizille et La Mure (Gidon, 1981a). Le plongement des axes de plis vers le Nord, à l'Ouest de la voûte cristalline, est dû à leur obliquité par rapport à l'axe du soulèvement. De nombreux auteurs voient dans cette surrection le résultat d'un chevauchement profond du socle (Masclé et *al.*, 1996). La cartographie de terrain n'apporte rien qui soit susceptible de conforter ou d'infirmer cette hypothèse, qui relève d'un niveau d'investigation différent.

Contrairement à une idée ancienne qui a joui d'un grand succès (Gignoux et Moret, 1952), la dénudation du socle de Belledonne et l'ouverture de la dépression du Grésivaudan ne sont pas dues au glissement de la série sédimentaire subalpine induite par son soulèvement. En effet, le plissement qui était censé en résulter est antérieur au soulèvement et le cristallin a été atteint par l'érosion dès le Miocène, bien avant la fin de la surrection du massif et des mouvements tectoniques connexes.

### **Évolution tardive du granite des Sept Laux\***

Le long de la vallée de l'Eau d'Olle, entre le Rivier-d'Allemont et le barrage de Grand-Maison, l'analyse des traces de fission sur apatite a permis d'y reconstituer l'évolution thermique du granite des Sept Laux au-dessous de 100°C entre le Miocène (17 Ma, âge des traces les plus anciennes) et l'Actuel (Sabil, 1995). **Cette évolution comporte trois phases** : la première correspond à un refroidissement assez rapide (~ 30-40°C/Ma) pendant 1 à 3 Ma. Du Nord-Est au Sud-Ouest, son âge varie entre 17 et 5 Ma. Elle témoignerait d'une dénudation tectonique liée au jeu d'une faille de détachement, pentée vers le Sud-Ouest, responsable de la formation d'une paléovallée ; la seconde correspond à une période de calme thermique, de durée variable suivant le secteur considéré, plus longue au Nord-Est qu'au Sud-Ouest de la vallée ; la troisième et dernière phase correspond à un nouveau refroidissement rapide (60-70°C/Ma), actif entre 2 et 1 Ma et l'Actuel. Elle est similaire à celles mises en évidence dans le Nord du massif de Belledonne ou dans celui de l'Argentera et traduit probablement les effets de l'érosion régionale au cours du Quaternaire. Toutefois, l'existence de failles récentes dans la vallée de l'Eau d'Olle serait également à prendre en compte dans l'interprétation des

---

\* Rédaction N. SABIL.



résultats. L'une de ces failles, encore active, a pu être décelée par comparaison de nivellements et analyse géomorphologique (Darmendrail, 1994). Marquée en surface par l'escarpement E-W de la cascade des Sept Laux, elle montre un affaissement relatif de son compartiment sud. La vitesse de son mouvement vertical (2,5 mm/an) en fait le plus actif des accidents localisés reconnus dans les Alpes. L'étude des apatites confirme l'existence d'un affaissement des formations situées en rive gauche de l'Eau d'Olle. Celui-ci atteindrait plusieurs centaines de mètres (600 à 700 m ?) et serait intervenu au cours des deux derniers millions d'années.

## GÉODYNAMIQUE RÉCENTE – GÉOMORPHOLOGIE ET GLACIATIONS

• **Dans le massif de la Chartreuse**, l'érosion différentielle qui a dégagé les lignes de crêtes calcaires et sculpté le réseau hydrographique, riche en vallées longitudinales car influencé par les structures, s'est faite au Quaternaire. Il y a une opposition marquée entre la morphologie plutôt jurassienne, conforme dans ses grandes lignes, de la Chartreuse occidentale et médiane, et celle très inversée de la Chartreuse orientale (de type « pré-alpin », avec des synclinaux perchés au niveau de l'Urgonien mais aussi des monts dérivés à voûte de Tithonique). L'origine de cette dissection plus intense du domaine oriental est double : d'une part, il a été globalement porté à une altitude supérieure (les voûtes anticlinales d'Urgonien culminaient à plus de 2 500 m contre moins de 2 000 plus à l'Ouest), donc a été plus exposé à l'érosion (d'autant qu'il y avait sans doute très peu de couverture miocène) ; d'autre part, l'abrasion des voûtes anticlinales, largement préparée par les aplanissements sous les climats chauds qui ont régné du Paléogène à la fin du Néogène, a permis une érosion plus facile à travers les épaisses séries marneuses sous-jacentes.

Au Quaternaire, la vallée de l'Isère a été remplie à plusieurs reprises par d'épaisses langues glaciaires. Les traces les plus anciennes laissées par les glaciers sur le territoire de la feuille Domène sont attribuées à la glaciation du Riss et remontent donc à plus de 140 000 ans. Les traces de la glaciation du Würm sont plus nettes et plus abondantes ; le maximum d'extension du glacier semble remonter au Würm II (-70 000/-50 000 ans) (Monjuvent, 1973).

Le niveau de la glace, au maximum du Würm, atteignait plus de 1 100 m d'altitude à l'entrée amont de la cluse de l'Isère, et plus de 1 200 m à la limite nord de la feuille Domène : or, à la même époque, les massifs de la Chartreuse et du Vercors n'hébergeaient pas de glaciers capables de rejoindre celui de l'Isère. Dans le même temps, les cours d'eau qui s'échappaient vers l'Ouest (notamment le Guiers Mort) rencontraient, à leur débouché du

massif, le barrage occasionné par la langue la plus orientale du glacier rhodanien (qui empruntait la vallée de Saint-Laurent-du-Pont) ; aussi un alluvionnement d'obturation a-t-il envahi ces vallées. Ses traces se retrouvent sous forme de terrasses glacio et fluvio-lacustres dont le sommet se situe autour de 900 m et qui portent les villages de Saint-Pierre-de-Chartreuse et de Saint-Hugues. De même, la vallée du Sappey abrite-t-elle des surfaces alluvionnaires dont l'altitude sommitale, de l'ordre de 1 000 m, doit être mise en relation avec la présence d'un vallum morainique barrant la vallée (il correspondait à une langue diffluente du glacier de l'Isère qui s'engageait dans la dépression du col de Vence lors du maximum de Würm).

Les matériaux glaciaires à éléments exotiques que l'on rencontre dans la dépression de Saint-Pierre-de-Chartreuse n'ont pu y parvenir qu'à l'occasion d'une diffluence franchissant peut-être le col du Coq (1 434 m) et celui de l'Emeindras (1 372 m) ou plus probablement le col de Porte (1 326 m) : cette dernière était donc nécessairement anté-würmienne ; d'ailleurs, ces matériaux sont presque toujours remaniés ou recouverts par la terrasse würmienne précitée.

Sur les pentes est du massif, au-dessus de la vallée du Grésivaudan, un placage morainique presque continu couronne le rebord morphologique structural du plateau des Petites Roches. Il correspond à la moraine latérale du glacier würmien à son maximum d'altitude. Cependant, des dépôts morainiques se rencontrent plus haut sur les pentes, jusqu'à mi-hauteur du pied de la corniche urgonienne, recouverts ou mêlés aux éboulis. Il s'agit sans doute des témoins des diverses glaciations antérieures au Würm dont la plupart doivent appartenir au Rissien.

D'importantes étendues à aspect de glacis fortement inclinés sont constituées par des jupes d'éboulis lités, à assez gros blocs, souvent consolidés en brèches de pentes. Ces garnissages, sans doute continus initialement, sont maintenant disséqués profondément par les ravins et sont donc très anciens. Il est de ce fait difficile de savoir s'ils appartiennent à un seul épandage ou à plusieurs épandages d'âge différent. En tout cas, ceux du versant ouest de la Dent de Crolles semblent antérieurs aux dépôts morainiques du Grésivaudan, car ces derniers tapissent, dans les pentes dominant le plateau des Petites Roches, entre Saint-Pancrasse et le Baure, un versant qui est lui-même entaillé obliquement à la nappe de ces vieux éboulis. Des datations à partir de la calcite de cimentation effectuées sur l'éboulement ancien du Sappey (au-dessus de Proveysieux, feuille Grenoble), vraisemblablement contemporain, indiquent un âge supérieur à 400 000 ans (Fabre, 1988). Il s'agirait de témoins de morphologies fossiles mindéliennes ou plus anciennes.

• **Sur la rive gauche du Grésivaudan et dans le massif de Belledonne**, l'histoire quaternaire est plus difficile à déchiffrer à cause de l'absence de morphologie caractéristique comme les vallums latéraux, la plupart du temps effacés par les dépôts des glaciers locaux du versant ouest de Belledonne, plus développés qu'en Chartreuse, massif d'altitude moindre. On peut toutefois établir des comparaisons : ainsi, comme sur le Plateau des Petites Roches, l'abondance de moraines dans la dépression des cols, entre 900 et 1 100 m, doit dater du **maximum du Würm** et elles ont été déposées par le glacier de l'Isère. Vers le haut, elles s'imbriquent avec des moraines locales issues des cirques glaciaires de Belledonne ou bien avec des moraines plus anciennes, en ce cas également déposées par le glacier isérois ; en effet, au Nord du col du Merdaret et sur les versants de la vallée du Haut Bréda, il n'a pas pu exister de glaciers locaux durant la glaciation würmienne. Les moraines présentes sont donc antérieures, en particulier au-dessus de 1 300-1 400 m, altitudes maximales que n'a pas dépassées le glacier isérois à cette époque.

La particularité de la rive gauche du Grésivaudan est de montrer d'épais remplissages glacio-lacustres, disposés dans chaque dépression du balcon de Belledonne : Laval, Theys ou encore Revel, dus au barrage que constituait le glacier de l'Isère à l'entrée de chacune de ces petites vallées latérales.

Plus tard, lorsque la décrue du grand glacier de vallée s'est accentuée, un grand lac a recouvert le Grésivaudan et s'est étendu bien à l'aval de Grenoble, au-delà du seuil de Rives, jusqu'à Rovon près de Saint-Gervais (feuille Grenoble). L'épaisseur des dépôts reconnus en sondage (plus de 400 m) atteste de sa pérennité. Sur Domène, des dépôts lacustres, plus anciens, ont été préservés sur les deux rives du Grésivaudan (la Pierre, Saint-Nazaire-les-Eymes).

Après le retrait würmien, durant le **Tardiwürmien**, de petits glaciers ont pu se maintenir sur les flancs de Belledonne, délaissant lors de leurs mouvements de beaux vallums que l'on observe encore actuellement. Ensuite, le réchauffement holocène a abouti à leur fonte quasi totale ; malheureusement, on manque d'indications sur le redéploiement des glaciers sur le haut du massif de Belledonne durant le **Petit âge glaciaire** (XV-XIX<sup>e</sup> siècle), à l'inverse du massif du mont Blanc. Étant donné l'altitude du massif (inférieure à 3 000 m) et la taille réduite des bassins versants, il est peu probable que les glaciers aient alors connu une grande extension.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### RISQUES NATURELS ET GÉOTECHNIQUE

#### Événements exceptionnels

• **15 juillet 1979** : éboulement de plusieurs dizaines de milliers de m<sup>3</sup> de rochers à Saint-Ismier depuis la crête du Saint-Eynard, en rive droite du Grésivaudan. Cet événement, situé à proximité du lieu-dit Pas de la Branche « à Roche Fendue » (IGN 1/25 000), est dû à l'effondrement d'une écaille surplombante largement découpée par des fissures en sommet de falaise (calcaires massifs du Tithonique). Il s'est produit sans provoquer de dégâts car éloigné de tous lieux habités ;

• **16 mars 1989** : éboulement d'un important volume (plusieurs dizaines de milliers de m<sup>3</sup>) de roches granitiques (granite des Sept Laux) entre le Rivier-d'Allemont et le barrage de Grand-Maison, à l'entrée du défilé du Maupas sur la RD 526 reliant Allemont au col du Glandon. Cette route, fermée l'hiver à cause de l'enneigement et des avalanches, a été ensevelie sous plusieurs mètres de rochers ; devant la menace persistante d'un nouvel éboulement, elle a été reconstruite sur la rive opposée de la vallée. En 1912, déjà, un gros éboulement avait eu lieu au même point ;

• **juin 1992** : un glissement de terrain important s'est développé à l'amont du hameau de la Boutière, commune de Laval, sur le balcon de Belledonne. Il se situe à l'emplacement de l'exploitation de charbon (Stéphanien) dit « mine de la Boutière », abandonnée, et intéresse 200 000 à 300 000 m<sup>3</sup> de matériaux (remblais, glaciaire, schistes et grès). Les premiers signes de mouvement sont apparus en 1988 et c'est en juin 1992 que l'activation a été la plus sensible. En cas de développement, ce glissement pourrait barrer l'écoulement du ruisseau du Muret et peut-être menacer les implantations humaines situées à l'aval. La relation de ce désordre avec les travaux de la mine est évident (effondrement de galerie - infiltrations non contrôlées des eaux du versant et des exhaures).

#### Risques potentiels

Ce sont là des exemples d'événements assez exceptionnels (fréquence pluridécennale à centennale) ; si les glissements de terrain de grande ampleur sont rares, le risque de chutes de rochers ou d'éboulements est plus présent et les pieds de falaise en contre-bas du rebord subalpin (rive droite du Grésivaudan) sont très exposés. C'est peu compatible avec l'extension de l'habitat dans ces secteurs : des lotissements récents doivent être protégés par des pièges à blocs, c'est le cas de Crolles, Montfort, Lumbin. Ce risque est peu prévisible, à moins que des fissures ou crevasses ouvertes ne soient repérées, bien que leur évolution soit très lente et discontinue (exemple de la crête du mont Saint-Eynard au-dessus de Biviers).

Les glissements intéressent le plus souvent les formations superficielles se décollant au niveau d'une interface plus imperméable ou au toit du substratum rocheux : les routes d'accès au balcon de Belledonne depuis la plaine de l'Isère sont régulièrement coupées par des glissements de moraines ou d'éboulis (ou colluvions) sur les dalles structurales bajociennes très inclinées vers l'aval (route de Revel, la Combe de Lancey, Laval, Sainte-Agnès, Theys, les Adrets).

En cas d'orages violents, ou de saisons pluvieuses, les ruisseaux et torrents issus du bord subalpin de la Chartreuse ou du massif de Belledonne peuvent devenir dévastateurs : érosion des berges, coulées boueuses (torrent du Manival en rive droite du Grésivaudan, torrent de Vorz, en rive gauche).

### *HYDROGÉOLOGIE\**

Le territoire couvert par la carte géologique Domène se divise d'Ouest en Est en **quatre secteurs** : le massif de la Grande Chartreuse, la plaine de Grésivaudan et ses bordures, les Collines bordières et le massif de Belledonne, ayant chacun des caractères hydrogéologiques spécifiques.

#### **Le massif de la Grande Chartreuse**

La Grande Chartreuse est un secteur où la circulation des eaux souterraines est considérablement influencée par la présence des formations de calcaires urgoniens. On y observe d'importantes circulations karstiques liées aux différentes structures. D'amont en aval en descendant le Guiers Mort, on trouve d'abord la source de Fontaine Froide dont le débit d'étiage descend rarement sous les 50 l/s. La **source du Guiers Mort** fonctionne comme un trop-plein du même aquifère qui est constitué par les assises urgoniennes du synclinal de la Dent de Crolles. L'aquifère s'étend de la Dent de Crolles elle-même, au Sud, jusqu'au col de Bellefond au Nord.

On trouve ensuite, en aval de Saint-Pierre-de-Chartreuse, la **source de Combe Chaude**, en rive droite du torrent et la **source de la Porte de l'Enclos**, juste en face, en rive gauche. Cette dernière draine le massif urgonien au Nord du Charmant Som. On trouve ensuite la **source du pont Saint-Pierre**. Toutes ces sources ont un régime karstique bien marqué (Talour, 1976).

On trouve aussi de nombreuses petites sources liées aux formations quaternaires dans cette partie du massif de la Grande Chartreuse.

Sur le flanc oriental du massif, c'est-à-dire sur le plateau des Petites Roches, les sources sont liées aux formations quaternaires, moraines et

\* Rédaction J.C. FOURNEAUX.

éboulis, qui tapissent tout le versant sous la falaise des calcaires urgoniens. La structure synclinale de ces derniers ne permet pas l'existence de sources karstiques sur ce versant.

Dans la région de Corenc, il existait autrefois quelques galeries drainantes creusées dans les formations marno-calcaires du Jurassique supérieur. Elles captaient de petites venues d'eau en relation avec des fractures. Toutes ces galeries sont aujourd'hui abandonnées.

### **Le Grésivaudan**

Cette partie du cours de l'Isère est une large vallée à fond plat où existe une importante nappe au sein des alluvions récentes. Cette nappe est en équilibre avec la rivière. Son alimentation provient en grande partie des versants ; qu'il s'agisse des cônes de déjections, des moraines visibles sur les flancs de la vallée ou des éboulis, ce sont toujours des formations poreuses et plus ou moins perméables. Sur les basses pentes, on trouve de nombreuses petites sources en relation avec ces dépôts quaternaires et, dans la plaine, la nappe est exploitée par puits. Les principaux ouvrages se trouvent en rive gauche et servent surtout aux usages industriels, à Frogès, Brignoud, Lancey et Domène et à Crolles, en rive droite. La nappe est exploitée pour l'alimentation en eau potable à Goncelin, Tencin, Villard-Bonnot en rive gauche et à la Terrasse et Crolles en rive droite. D'une manière générale, les eaux sont beaucoup moins minéralisées lorsqu'elles sont pompées dans les cônes de déjections plutôt que dans la plaine *s.s.* (Fourneaux, 1976, 1978).

Sur le versant rive droite, au pied des falaises de la Chartreuse, on trouve de nombreuses sources en relation avec les éboulis et les moraines où il existait des galeries drainantes.

### **Les Collines bordières**

Les Collines bordières sont caractérisées, du point de vue hydrogéologique, par l'existence de sillons creusés parallèlement à l'axe de la vallée, par les glaciers ou leurs eaux de fonte et actuellement en partie comblés par des dépôts récents. De nombreuses sources captées pour l'alimentation en eau potable sont en relation avec de tels sillons ; c'est le cas à Goncelin et Tencin.

Il existe quelques circulations au sein des calcaires marneux du Dogger. Il en a été rencontré lors du creusement des galeries de reconnaissance pour le projet Romanche-Isère, au Versoud.

### **Le massif de Belledonne**

Les grosses sources connues et exploitées dans cette région sont toutes en relation avec de grandes fractures ou plus exactement avec les zones

broyées associées à ces grandes fractures (bord ouest de Belledonne, Accident médian). Les plus importantes sont les sources du Muret, de Bédina (Laval), les Duits (Theys). Mais il existe beaucoup de petites sources dont il est difficile, souvent, de savoir si elles sont en relation avec le socle ou simplement avec la couverture quaternaire. C'est le cas, entre autres, des sources de Freydières (alimentation de Domène) et de celles qui alimentent Sainte-Agnès en eau potable. En fait, très peu de sources sont liées à des circulations au sein du socle.

Les fortes précipitations qui tombent sur ce massif expliquent le grand nombre de sources et leurs débits à la fois conséquents et relativement réguliers.

### **Les sources « anormales »**

On trouve plusieurs sources dont les caractéristiques physico-chimiques peuvent apparaître comme anormales par rapport au contexte géographique et géologique. On peut citer les importants dépôts de tufs au **Curtillard**, dans la haute vallée du Bréda. Il s'agit là de dépôts en relation avec des eaux ayant lessivé les formations du Trias du Synclinal médian dont la trace passe sous ces tufs. Les circulations d'eau y sont toujours visibles aujourd'hui.

De même, la source des **Marais Chauds**, à l'aval du cône de déjections de Domène, a disparu lors des travaux de construction d'un groupe d'immeubles. Les deux sources signalées en rive droite du Grésivaudan, celle du **Bachet** à Corenc et celle des **Combettes** à la Terrasse, ne sont plus visibles non plus (Moret, 1946).

## *MATÉRIAUX ET MINES*

### **Matériaux de construction**

Il n'y a que très peu d'exploitations de matériaux en activité sur le territoire de la feuille Domène (à part les sables et graviers) :

- le Berriasien basal ( $n_{17}$ ) ou « couches à ciment de la Porte de France » a été exploité au Sud du Sappey en Chartreuse (ruines visibles près de la route du col de Vence) pour donner le « ciment naturel » après cuisson ;
- le « calcaire de Corenc » (Callovien, anciennement attribué au Bajocien) a fourni des pierres de taille dans plusieurs petites carrières à Corenc le Haut ;
- les calcaires bajociens des Collines bordières de Belledonne ont été exploités dans plusieurs petites carrières à Frogès, Villard-Bonnot, Tencin, Goncelin ou Domène, pour pierres de construction ;

- le Lias calcaire de l'Envers de Theys a donné lieu à une minuscule carrière ;
- lors de la construction du barrage de Grand-Maison, les gneiss des Rochers Motas (gneiss à biotite–hornblende) ont fourni les enrochements de la digue centrale ;
- les alluvions anciennes (FLy, FGy, Ly) würmiennes ont pu être très temporairement utilisées à Froges et la Pierre pour le sable ;
- les alluvions récentes de l'Isère (Fz) sont exploitées, bien que la nappe phréatique soit vite atteinte ; les excavations deviennent alors des plans d'eau parfois aménagés pour les sports nautiques : la Terrasse, le Bois Français (le Versoud) ;
- le Stéphanien (h5) a été utilisé pour ardoises à Roche Noire au-dessus du Pleynet.

### **Charbon**

Le Houiller a été exploité pour son anthracite dans plusieurs gisements sur le flanc ouest de Belledonne, à des altitudes comprises entre 1 000 et 1 300 m, depuis le XVIII<sup>e</sup> siècle jusqu'aux années 1960 : mine de la Boutière (Laval), mine du Grand Joly et du Bulliant (Sainte-Agnès), mine du Chenevrey (Saint-Mury) ou dans la Combe de Lancey.

En 1917, les mines du Grand Joly et de la Boutière fournissent 10 000 t de charbon et le transport peut se faire par câble jusqu'à Brignoud ; fin d'activité en 1954.

Au Chenevrey, l'exploitation se développe surtout à partir de 1940 et se fait par des galeries superposées dans le versant, employant près de 100 personnes. Là encore, le transport se fait par câble aérien jusqu'à Lancey. Le charbon, de médiocre qualité, n'avait qu'un usage local (papeteries).

### **Minerai de fer (FeCO<sub>3</sub>, sidérite, ou « sidérose » ou « fer spathique »)**

Le fer paraît avoir été exploité dès les XII<sup>e</sup> et XIII<sup>e</sup> siècles, d'une part à Theys, Pinsot, la Ferrière, d'autre part à Sainte-Agnès, Laval ; mais c'est à partir du XVIII<sup>e</sup> siècle que les exploitations se sont développées. Les filons correspondants se situent dans le rameau interne et dans le rameau externe de Belledonne (Canet, 1960 ; Poulain, 1969 ; Ducros, 1974 ; Méloux, 1975). Ils sont représentés sur la carte (Fe) :

• **Filons du rameau interne.** Ils sont au nombre de trois :

- col de la Mine de fer ou filon des Crots, puissance de 1,50 m au plus, dirigé N15°E, penté 75°E, à sidérite et quartz (reste de bas fourneau près du sentier du col) ;



– les Sabottes au Nord du mont Saint-Mury à sidérite et quartz ; il semble être le prolongement du filon du lac de la Sitre (situé au Nord de la feuille Vizille) ; la minéralisation, subméridienne, serait liée à l'accident nord-sud de la Pra ;

– un petit filon existe près du col du Sifflet ou col de la Scia, à l'Est du Ferrouillet.

La première édition Domène indique, sans les décrire, d'anciennes mines sur la Montagne de Bédina, à l'Est de Prapoutel et au Crêt du Bœuf au-dessus de Fond de France.

• **Filons du rameau externe** : ils sont très nombreux et ont été bien exploités de la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle au début du XX<sup>e</sup> (mines d'Allevard et filon de la Taillat sur la feuille Montmélian). On retrouve des vestiges d'exploitation (« fosses », déblais et bas fourneaux) sur toute la crête et les deux versants du rameau externe de Belledonne depuis le col de Merdaret ; les filons repérables (à quartz) sont en général orientés E-W et verticaux, d'autres sont NW-SE.

Le minerai de fer ou sidérite se présente sous trois aspects :

- minerai « rive », à petits cristaux, riche en manganèse, facile à griller ;
- minerai « maillat », à grands cristaux rhomboédriques, réfractaire ;
- « mine douce », sidérite altérée en surface des filons.

Sur le territoire de la feuille, les principales concessions ont été : la Taillat, les Tavernes, Genivette, les Violettes, le Merle, la Feuillette, le Grand Gorgeat, Paturel, Pierre Roubet, Lyatel sur les communes de Saint-Pierre-d'Allevard, Pinsot, la Ferrière, Theys.

Les filons se trouvent dans les micaschistes de la Série satinée et peuvent traverser les Grès d'Allevard, mais ne se retrouvent pas dans le Trias.

Si le nombre de filons est considérable, leur taille et leur continuité sont faibles, sauf pour celui de la Taillat reconnu sur 200 m de profondeur et 3 km en surface (feuille Montmélian).

Les filons NW-SE (maillat) seraient plus récents que les filons E-W (rive) (Ducros, 1974).

Un itinéraire géologique, le « sentier du fer » de Pinsot, récemment tracé (1996), met en valeur ce patrimoine minier (Salamand, 1995).

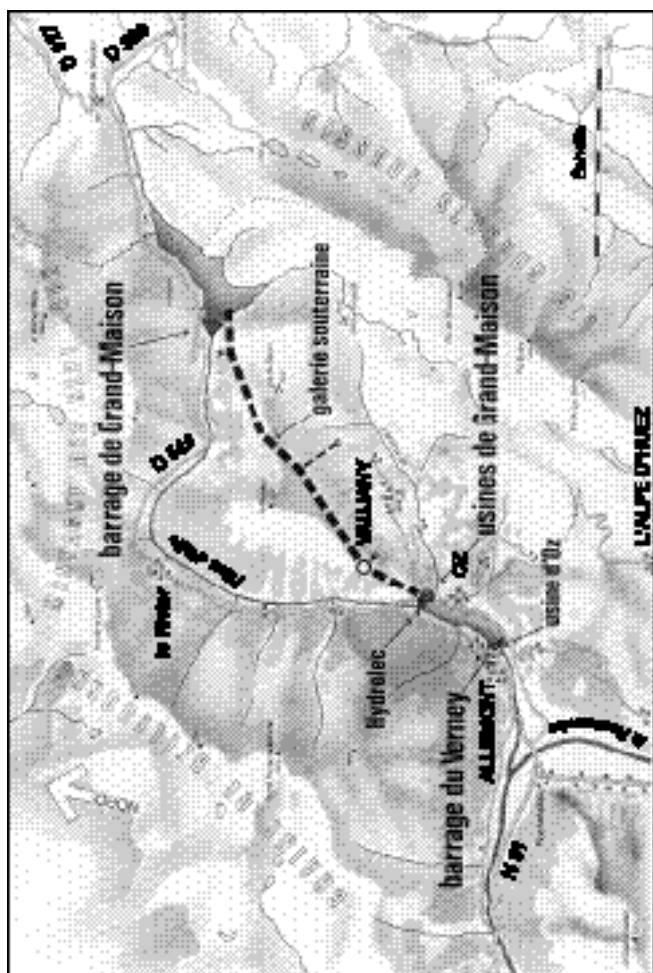


Fig. 29 - Situation des barrages du barrage de Grand-Maison (Max. EDF)

## **Dégagement de méthane : « La Fontaine Ardente » de Meylan**

En 1978, un dégagement de gaz naturel a été repéré au Nord-Est de Grenoble au pied du Saint-Eynard (commune de Meylan), lieu-dit Château Corbeau, dans les marnes Terres noires, partie supérieure (Debelmas, 1978).

À certaines époques de l'année, le gaz peut s'enflammer spontanément, d'où le nom donné à cette curiosité, par comparaison avec le dégagement de gaz connu depuis longtemps au Sud de Vif, non loin de Grenoble (« Fontaine Ardente » de Saint-Barthélémy du Guâ), dans des conditions de gisements identiques. On en connaît encore d'autres dans les Terres noires des environs de Gap et dans le Diois (feuille Luc-en-Diois).

Des analyses chimiques effectuées par le BRGM (1987, inédit) ont révélé une notable proportion de méthane ( $\text{CH}_4 = 96,3 \%$  ;  $\text{CO}_2 = 0,20 \%$ ), air ( $\text{O}_2 + \text{N}_2 = 0,40 \%$ ), des hydrocarbures tels que éthane, propane, butane (2,5 %) et la présence d'hélium (85 ppm). À Vif et à Gap, les analyses sont proches (présence d'He aussi).

Si le méthane est dû aux matières organiques accumulées dans les sédiments d'origine, la présence d'He est, en général, liée au Trias ; ceci implique une origine très profonde, à plusieurs milliers de mètres, à moins que ce terrain salifère ne soit remonté par un accident tectonique, faille, chevauchement. Ceci n'est pas impossible, mais reste hypothétique actuellement (cf. coupes tectoniques de la carte).

La localisation de cette source de gaz ne répond, en tout cas, à aucun critère d'explication, si ce n'est le hasard.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### *AMÉNAGEMENT HYDROÉLECTRIQUE DE LA VALLÉE DE L'EAU D'OLLE (BARRAGE DE GRAND-MAISON, 1986)*

Cet aménagement se développe sur trois cartes géologiques : Vizille, Domène, Saint-Jean-de-Maurienne. La feuille Domène est concernée par le barrage de Grand-Maison sur l'Eau d'Olle, à l'amont du défilé du Maupas, et par la galerie d'amenée des eaux depuis la retenue amont jusqu'à l'usine aval près d'Allemont (feuille Vizille) creusée sous le massif des Rochers Rissiou (fig. 29 et 30).

C'est un aménagement hydroélectrique utilisant une STEP (Station de Transfert d'Énergie par Pompage) ce qui permet un double fonctionnement : il fournit de l'énergie par gravité (en période creuse) et par pompage (en période de pointe).



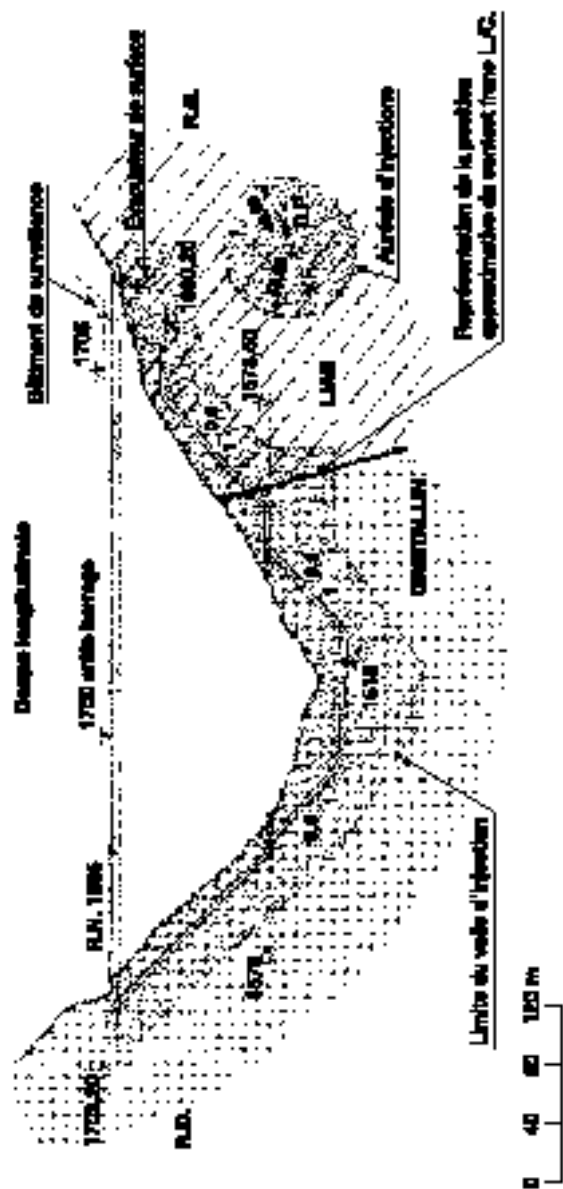


FIG. 29 - Bourne de Grand-Bourg 1464, 1871

Pour ce faire, deux retenues ont été créées : retenue supérieure de Grand-Maison récoltant les eaux du bassin versant de l'Eau d'Olle (140 hm<sup>3</sup>) et retenue inférieure du Verney près d'Allemont (15 hm<sup>3</sup> = 15 Mm<sup>3</sup>) récupérant les hautes eaux de printemps. Les eaux du bas sont pompées et renvoyées dans le barrage du haut à la demande selon des cycles journaliers, hebdomadaires et saisonniers. Les eaux sont turbinées dans deux usines superposées et enterrées, situées près de la retenue du Verney et équipées de turbines réversibles. Les deux retenues sont reliées par une galerie de 7 100 m de long (diamètre = 7,70 m) sous le Rissiou et une chute en conduite forcée de plus de 800 m de hauteur.

Le barrage de Grand-Maison, édifié en limite est de la carte (à 1 700 m d'altitude), est du type poids, en terre et enrochements, avec un noyau central étanche, vertical, en terre, large de 100 m à la base. La hauteur sur fondation est de 160 m, la longueur en crête de 550 m.

La terre a été fournie par les sédiments liasiques ou morainiques affleurant à l'amont du barrage de la cuvette du lac, les enrochements par une carrière implantée à l'aval immédiat, en rive gauche, dans les roches cristalloylliennes (gneiss, leptynites).

Le barrage de Grand-Maison est implanté juste à l'aval du contact socle-sédimentaire, presque vertical (75°E). Ce contact, oblique par rapport à la digue, tangente l'appui du barrage seulement en rive gauche et correspond à une faille rectiligne mettant en contact cristallin et marno-calcaires jurassiques ; le Trias est absent en fond de fouille, tandis que le cristallin est mylonitisé et que les calcaires sont plissés (microplis à axe vertical).

Juste à l'amont de la digue, en rive gauche, existe un deuxième contact tectonique (écailles du col du Sabot) que les travaux ont bien dégagé : le contact est très redressé, souligné de quartz et calcite, sans Trias, juxtaposant Lias (à microplis verticaux dus à des mouvements décrochants) et cristallin.

Vers le Sud-Ouest, ces deux accidents (N40°E) à fort pendage amont, sont jalonnés de cargneules (gypses en profondeur ?).

Les fondations du barrage sont entièrement sur la roche, seule une partie de la recharge aval étant sur alluvions.

La conduite d'amenée traverse granite et encaissant sur toute sa longueur sauf à la tête amont (Trias et Lias du col du Sabot) et a été forcée à partir de deux fenêtres, l'une à Grand-Maison à l'aval du barrage, l'autre à Villette (feuille Vizille, près Vaujany).

### SONDAGES EDF DU COL DES MOUILLES ET DE FREYDIÈRES

Des sondages ont été effectués par EDF sur le balcon de Belledonne pour des projets d'aménagements hydroélectriques entre la vallée de la Romanche et le Grésivaudan (projets des années 60 et 80) : une galerie de dérivation des eaux de la Romanche devait traverser le massif de Belledonne et une usine souterraine aurait été construite soit à Froges, soit à Saint-Jean-le-Vieux. Les forages ont été implantés aux Granges de Freydières près du col de Pré Raymond (commune de Revel) et au col des Mouilles, en limite des communes de Sainte-Agnès et Laval. Ce dernier sondage (à 1 100 m), situé non loin de la trace de l'Accident médian et des affleurements de Houiller-Trias-Lias de la Montagne de Barlet ainsi que celui de la boutonnière de socle de la Boutière, ont traversé 70 m de Quaternaire, puis le Jurassique, non identifié (Aalénien à Lias inférieur ?) jusqu'à la côte 200.

Le sondage des Granges de Freydières est également resté dans les marno-calcaires jurassiques jusqu'à la cote 600 où il a été arrêté (renseignements fournis par EDF, Chambéry). Sa position exacte n'est pas connue.

### SONDAGE IPSN DE MONTBONNOT

À la fin 1999, un sondage de 564 m a été réalisé en rive droite de l'Isère à Montbonnot (X = 873,680 ; Y = 2 028,145 ; Z = 218 m) dans le but à terme de mettre en place une station de mesures sismologiques dans le substratum du Grésivaudan. Cela a permis de reconnaître la profondeur et la nature de la roche : Jurassique moyen (Bajocien inférieur calcaréomarneux), et la composition du remplissage quaternaire.

La coupe fournie par l'IPSN (Barfèty et *al.*, 2000) s'établit comme suit :

0-15 m (épaisseur 15 m) = sables avec un niveau conglomératique grossier à la base et bois flotté rapportés à l'Holocène.

15-71 m (épaisseur 56 m) = sables.

71-485 m (épaisseur 414 m) = argiles silteuses carbonatées grises coupées de niveaux sableux nets correspondant à un remplissage lacustre (proche des argiles d'Eybens, qui ont un âge antérieur à 44 000 ans), Pléistocène supérieur (Würmien) probable.

485-531 m (épaisseur 46 m) = sable fin.

531-536 m (épaisseur 5 m) = conglomérat à éléments variés largement cristallin (moraine ?).

536-564 m (épaisseur 28 m) = alternance de niveaux gris clair carbonatés (50-76 % de CaCO<sub>3</sub>) et de marnes fines sableuses et micacées noires (30-

50 % CaCO<sub>3</sub>) à nombreux filonnets de calcite faiblement pentés vers l'Ouest (20°), tout à fait comparable à la formation des Collines bordières datée du sommet du Bajocien inférieur (zone à Humphriesianum ancien, Bajocien moyen de la 1<sup>ère</sup> édition Domène).

C'est le premier sondage ayant traversé tout le remplissage quaternaire du Grésivaudan près de Grenoble.

### ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

• Pour découvrir le **massif de la Chartreuse** et compléter les informations données par la carte géologique, on peut consulter l'ouvrage de J. Debelmas (1983) dans la collection « **Guides géologiques régionaux : Alpes du Dauphiné** » où deux itinéraires sont décrits :

- itinéraire 1a, de Moirans à Grenoble par la Cluse de l'Isère ;
- itinéraire 1b, de Saint-Laurent-du-Pont à Grenoble par la vallée du Guiers Mort et le col de Porte.

En Chartreuse également, M. Gidon (1990-1993) décrit des circuits pédestres à but géologique dans une série de fascicules édités par l'Association « **À la découverte du Patrimoine de Chartreuse** » (Saint-Pierre-de-Chartreuse). Ils se rapportent au Charmant Som (fascicules 1a, 1e, 1n), aux Rochers de Bellefond-Dent de Crolles (fascicules 1b, 1d), à Chamechaude (fascicule 10) ou encore aux gorges du Guiers Mort (fascicule 1k) ou à la traversée col du Coq-St-Pierre-de-Chartreuse (fascicule 1m).

Dans la même collection, on trouve aussi un aperçu d'ensemble du massif cartusien (fascicule 1) et des présentations de panoramas géologiques (fascicule 1p).

Sur la géologie et l'hydrogéologie de la Dent de Crolles, consulter aussi M. Gidon (1994a).

• Il n'existe pas, à ce jour, de guide géologique du **massif de Belledonne**. On peut cependant suggérer des circuits :

- les lacs des Sept Laux par Fond de France (Haut Bréda) ou par le Rivier-d'Allemont (Eau d'Olle) : granite des Sept Laux intrusif dans la série cristallophyllienne encaissante ;
- le Pas de la Coche et/ou Cime de la Jasse-Dent du Pra : séries cristallophylliennes (leptynites, gneiss, amphibolites) du rameau interne (« Belledonne sud-ouest ») et appareils glaciaires ;



- le lac de Crop, col de la Mine de Fer, refuge Jean Collet, à l'Est de Saint-Mury et Prabert (« Belledonne sud-ouest ») ;
- le Grand-Rocher, soit depuis le col de Merdaret par la forêt des Ramiettes (route forestière) ou depuis la station du Pleynet (Fond de France), soit à partir du Crêt du Poulet (refuge) : rameau externe de Belledonne avec le Permien et l'Accident médian (au col de Merdaret ou à Fond de France) ou encore le contact décollé de la couverture ouest de Belledonne (le long des routes forestières).

Dans les ouvrages récents sur le haut Bréda (Salamand, 1995 ; « Pays de Domène » (éd. Musée dauphinois, 1995), on trouvera des descriptions intéressantes sur les anciennes mines de fer ou les exploitations abandonnées de charbon, prétextes pour des randonnées géologiques.

Le « sentier du fer » de Pinsot, récemment tracé (1996), met en valeur ce patrimoine minier.

#### BIBLIOGRAPHIE

- APRAHAMIAN J. (1966) - Présence de débris d'ignimbrites dans les grès permien des Rouchoux (bordure sud-ouest du Pelvoux, Isère). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 262, p. 1505-1508.
- 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*, 2, p. 25-32.
- ARNAUD H., BARFÉTY J.C., GIDON M., PAIRIS J.L. (1978) - À propos du rhéghmatisme des zones externes alpines au Sud de Grenoble. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 286, p. 1335-1338.
- BANZET G. (1987) - Interactions croûte-manteau et genèse du plutonisme subalcalin du Haut-Dauphiné occidental (massifs cristallins externes des Alpes) : vaugnérîtes, durbachites et granitoïdes magnésio-potassiques. *Géologie Alpine*, t. 63, p. 95-117.
- BARFÉTY J.C. (1985) - Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône, étude stratigraphique et géodynamique (zone externe des Alpes occidentales françaises). Documents du BRGM, Orléans, n° 131, 655 p.
- BARFÉTY J.C., GIDON M. (1996) - La structure des Collines bordières du Grésivaudan et des régions adjacentes, à l'Est de Grenoble (Isère, France) (cartes géologiques Domène et Vizille). *Géologie alpine*, t. 72, p. 3-20.
- BARFÉTY J.C., DEBELMAS J., MOUTERDE M. (1972) - Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures ouest et sud-est du massif de Belledonne (Isère). *Géologie alpine*, t. 48, p. 61-86.

- BARFÉTY J.C., GIDON M., MOUTERDE M., LEMOINE M. (1979) - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes françaises : la faille du col d'Ornon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 289, p. 1207-1210.
- BARFÉTY J.C., ÉNAY R., GIDON M. (1995) - L'âge des Terres Noires et des formations associées dans les environs de Grenoble (Isère - France). *Géologie alpine*, t. 71, p. 165-168.
- BARFÉTY J.C., NICOUUD G., LEMEILLE F., CORBIN J.C., ROYER G. (2000) - Effet de site sur les ondes sismiques : forage de Montbonnot (Isère). Résultats géologiques. RST, la Villette, 17-20 avril 2000, p. 76.
- BERNARD F., LORY P. (1936) - Le Bajocien dans les « collines liasiques » du Grésivaudan. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 91.
- BLANC E., ARNAUD-VANNAUD A., ARNAUD H., BULOT L., GIDON M., THIEULOY J.P., REMANE J. (1992) - Les couches de passage du Berriasien au Valanginien dans le secteur du Fontanil (Isère, France). *Géologie alpine*, t. 68, p. 3-12.
- BODINIER J.L., DUPUY C., DOSTAL J., CARME F. (1981) - Geochemistry of ophiolites from the Chamrousse complex (Belledonne massif, Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, p. 379-388.
- BOGDANOFF S., MÉNOT R.P., VIVIER G. (1991) - Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne varisque. *Sci. Géol. Bull.*, 44, p. 237-285.
- BORDET C. (1961) - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). Thèse Ing-Doct., Paris, 1957. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, p. 1-218.
- BORDET P., BORDET C. (1952) - La géologie des massifs des Grandes Rousses et de Belledonne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 254, p. 1187-1188.
- BORDET P., BORDET C. (1963) - Belledonne - Grandes Rousses et Aiguilles Rouges - mont Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. *Soc. géol. Fr.*, livre à la mémoire du professeur Fallot, Paris, p. 311-316.
- BOUCHARDON J.L., SANTALLIER D., BRIAND B., MÉNOT R.P., PIBOULE M. (1989) - Eclogites in the French Palaeozoic orogen: geodynamic significance. *Tectonophysics*, 169, p. 317-332.
- BUSSY F., RAUMER J.F. von (1993) - U-Pb dating of Palaeozoic event in the mont Blanc crystalline massif, Western Alps. *Terra Nova*, 5, suppl. I, p. 187-188.
- CANET J. (1960) - Étude bibliographique sur les gîtes et gisements des départements de Haute-Savoie, Savoie et Isère. Rapport BRGM R 2007, 188 p.

- CARME F. (1970a) - Âge briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 271, p. 631-633.
- CARME F. (1970b) - Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes : arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogénèse anté-hercynienne dans la formation des schistes cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 271, p. 1733-1736.
- CARME F. (1970c) - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 271, p. 2232-2235.
- CARME F. (1970d) - Successions granitiques et caractères spécifiques de la granitisation hercynienne dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 271, p. 696-699.
- CARME F. (1971) - Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne - Aiguilles Rouges (Massifs cristallins externes, Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 273, p. 1771-1774.
- CARME F. (1973a) - Précisions sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne : essai de zonéographie et de distribution verticale des zones au niveau de la coupe de la Romanche. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 277, p. 2133-2136.
- CARME F. (1973b) - Précisions nouvelles sur l'ampleur de la tectonique tangentielle dans la chaîne de Belledonne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 277, p. 2309-2312.
- CARME F. (1974) - Sur une paragenèse tardive à disthène, sillimanite prismatique et zoïzite dans les anatexites à pinite des environs d'Allemont (Chaîne de Belledonne) : essai d'interprétation pétrogénétique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 278, p. 565-568.
- CARME F. (1975a) - Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des Massifs cristallins externes alpins et des Monts du Lyonnais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 281, p. 89-92.
- CARME F. (1975b) - Le massif basique de Chamrousse et du Tabor (Chaîne de Belledonne, Alpes occidentales) : une variante originale de complexe alpinotype et un jalon majeur d'une ceinture basique briovérienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 281, p. 223-226.
- CARME F. (1977) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Gervais (703). Orléans : BRGM, 38 p.

- CARME F., PIN C. (1987) - Vue d'ensemble sur le magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisques dans le Sud de la chaîne de Belledonne (Massifs cristallins externes, Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 304, p. 1177-1180.
- CORSIN P., TOBI A.C. (1954) - Nouvelles données sur l'âge des grès d'Allevard (massif de Belledonne, Isère). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 239, p. 984-986.
- DARMENDRAIL X. (1994) - Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison de nivellements. Thèse univ. de Savoie, Chambéry, 216 p.
- DARMENDRAIL X., MÉNARD G., TARDY M. (1994) - Interprétation néotectonique d'« anomalies » géomorphologiques dans une grande vallée des Alpes nord-occidentales : le Grésivaudan. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 318, p. 815-821.
- DEBELMAS J. (1961) - Présentation de deux panoramas géologiques des Alpes dauphinoises. *Bull. Union des Naturalistes*, Grenoble, 12 p.
- DEBELMAS J. (1978) - Un dégagement de gaz naturel dans l'Oxfordien des environs de Grenoble (ravin du Rochasson, commune de Meylan, Isère). *Géologie alpine*, t. 54, p. 15.
- DEBELMAS J. (1983) - Alpes du Dauphiné. Guides géologiques régionaux. Masson éd., 198 p.
- DEBELMAS J. (1995) - Le creusement du Grésivaudan : état actuel du problème. *Géologie alpine*, t. 71, p. 169-173.
- DEBELMAS J., BORDET P., GIDON M., BINTZ P. (1969) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Domène (763) - Orléans : BRGM. Notice explicative, 13 p.
- DEBON F. (1991) - Comparative major element chemistry in various « microgranular enclave-plutonic host » pairs. In *Enclaves and granite petrology*, DIDIER J. et BARBARIN B. (Eds), *Developments in Petrology*, 13, p. 293-312.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Minéral.*, 111, p. 493-510.
- DEBON F., LEMMET M. (1999) - Evolution of Mg/Fe ratios in Late Variscan plutonic rocks from the External Crystalline Massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland). *J. Petrol.*, 40, p. 1151-1185.
- DEBON F., COCHERIE A. MÉNOT R.P., VIVIER G., BARFÉTY J.C. (1994) - Datation du plutonisme magnésien varisque des massifs cristallins externes des Alpes : l'exemple du granite des Sept Laux (massif de Belledonne, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 318, p. 1497-1504.

- DEBON F., GUERROT C., MÉNOT R.P., VIVIER G., COCHERIE A. (1998) - Late Variscan granites of the Belledonne massif (French Western Alps): an Early Visean magnesian plutonism. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 78, p. 67-85.
- DEMATHIEU G., WEIDMANN M. (1982) - Les empreintes de pas de reptiles dans le Trias du Vieux Emosson (Finhaut, Valais, Suisse). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 75, p. 721-757.
- DEMEULEMEESTER P. (1982) - Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes françaises). Distribution cartographique des âges sur biotites et amphiboles. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Grenoble, 227 p.
- DEMEULEMEESTER P., ROQUES M., GIRAUD P., VIVIER G., BONHOMME M.G. (1986) - Influence du métamorphisme alpin sur les âges isotopiques Rb/Sr et K/Ar des biotites des massifs cristallins externes. *Géologie alpine*, t. 62, p. 35-44.
- DEN TEX E. (1950) - Les roches basiques et ultrabasiques des Lacs Roberts et le Trias de Chamrousse (Massif de Belledonne). Thèse univ. Leiden. *Leidse Geol. Med.*, XV, 204 p.
- DIDIER J., BARBARIN B. (Eds) (1991) - Enclaves and granite petrology. *Developments in Petrology*, 13, Elsevier, Amsterdam, 625 p.
- DONDEY D. (1960) - Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes françaises). *Trav. Lab. Géol.*, Grenoble, 36, p. 286-368.
- DUCROS J.B. (1974) - Étude géologique et gîtologique du massif d'Allevard. Chaîne de Belledonne (Isère). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 177 p.
- DUFOUR E., LARDEAUX J.M., COFFRANT D. (1985) - Éclogites et granulites dans les Monts du Lyonnais : une évolution métamorphique plurifaciale éohercynienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, t. 300, p. 141-144.
- EVENSEN N.M., HAMILTON P.J., O'NIONS R.K. (1978) - Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, p. 1199-1212.
- FABRE D. (1988) - Enseignements tirés de deux écoulements par glissement couche sur couche en terrain calcaire. C.R. 5<sup>e</sup> Symp. internat. sur les glissements de terrains, 10-15 juillet 1988, p. 1359-1362.
- FOURNEAUX J.C. (1976) - Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Géologie alpine*, t. 52, p. 31-72.
- FOURNEAUX J.C. (1978) - La nappe de la plaine de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Géologie alpine*, t. 54, p. 25-66.
- GASQUET D. (1979) - Études pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Sud du Grand Châtelard traversés par les galeries EDF Arc-Isère, Alpes françaises. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 230 p.

- GASQUET D., GIRAUD P., PLOQUIN A., VIVIER G. (1981) - Géochimie des mylonites et relations entre les rameaux interne et externe du massif de Belledonne (Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 292, p. 607-610.
- GIBERGY P. (1968) - Découverte de « grès à trous » renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs du Valbonnais (série cristallophyllienne des massifs cristallins externes des Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 267, p. 1251-1254.
- GIDON P. (1950) - L'âge du « grès d'Allevard ». *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 31, p. 974-975.
- GIDON P. (1981a) - La structure de l'extrémité méridionale du massif de la Chartreuse aux abords de Grenoble, et son prolongement en Vercors. *Géologie alpine*, t. 57, p. 93-108.
- GIDON M. (1981b) - Les déformations de la couverture des Alpes occidentales externes dans la région de Grenoble ; leurs rapports avec celles du socle. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, t. 292, p. 1057-1060.
- GIDON M. (1982) - La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive : sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales. *Géologie alpine*, t. 58, p. 53-68.
- GIDON M. (1988) - L'anatomie des zones de chevauchement du massif de la Chartreuse (Chaînes subalpines septentrionales, Isère, France). *Géologie alpine*, t. 64, p. 27-48.
- GIDON M. (1990) - Les décrochements et leur place dans la structuration du massif de la Chartreuse (Alpes occidentales françaises). *Géologie alpine*, t. 66, p. 39-55.
- GIDON M. (1990-1993) - Géologie de la Chartreuse : aperçu d'ensemble et sentiers de la Chartreuse. Association « À la découverte du patrimoine de Chartreuse », 10 fasc. : 1a à 1 m.
- GIDON M. (1992) - Présence de failles synsédimentaires aptiennes en Chartreuse (Alpes occidentales, France). *Géologie alpine*, t. 68, p. 57-62.
- GIDON M. (1993) - Nouvelles observations sur les failles longitudinales aptiennes du massif de la Chartreuse. *Géologie alpine*, t. 69, p. 49-52.
- GIDON M. (1994a) - La Géologie de la Dent de Crolles. In « La Dent de Crolles souterraine ».
- GIDON M. (1994b) - Quelques aspects des rapports entre l'histoire tectonique et la morphogenèse dans le massif de la Chartreuse. *Géologie alpine*, t. 70, p. 13-27.
- GIDON M. (1996) - Vues nouvelles sur la structure des massifs des Bornes et des Bauges orientales. *Géologie alpine*, t. 72, p. 35-59.
- GIGNOUX M., MORET L. (1952) - Géologie dauphinoise. Masson et Cie éd., Paris, 391 p., 3 pl.

- GIORGI L. (1979) - Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du massif des Grandes Rousses, Isère, France. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 185 p.
- GIORGI L., GIRAUD P., VACHARD D. (1979) - Sur la présence de micro-organismes d'âge cambrien dans les schistes cristallins du versant oriental des Grandes Rousses (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 288, p. 1079-1082.
- GREBER C. (1965) - Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. BRGM*, n° 21, 380 p.
- GUILLOT S., MÉNOT R.P. (1999) - Nappe stacking and Late Variscan extension in the Belledonne massif (External Crystalline Massifs, French Alps). *Geodynamica Acta*, 2, p. 97-111.
- GUILLOT S., PÊCHER A. (1955) - Magmatisme carbonifère et décrochements dans le massif de Belledonne (Alpes). In *Magmatismes dans le Sud-Est de la France*, *Séance spéc. Soc. géol. Fr.*, univ. Nice, p. 18.
- GUILLOT S., MÉNOT R.P., LARDEAUX J.M. (1992) - Tectonique intra-océanique en extension dans l'ophiolite paléozoïque de Chamrousse, Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163, 3, p. 229-240.
- HANNSS C. (1982) - Spät pleistozäne bis postglaziale Talverschuttungs- und Vergletscherungsphasen in Bereich des Sillon alpin der Französischen nordalpen. Tübingen 1976 et Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der osterreichischen Akademie der Wissenschaftern, 4, 213 p.
- HANNSS C. (1984) - La constitution des plaines alluviales et leurs rebords dans la vallée de l'Isère entre l'embouchure de l'Arc et le bassin de Moirans, ainsi que de la plaine alluviale de la Leysse dans le Val du Bourget. *Rev. Géog. alpine*, t. 72, 2-3, p. 439-456.
- KALSBECK F. (1962) - Petrology and structural geology of the Berlanche-Valloire area (Belledonne massif, France). Leyden, NL: Pub. Dept. Petrog., Min., Cristallog., univ. Leyden.
- LACHENY B. (1995) - Le complexe vaugnéritique de la Belle Étoile (granite des Sept Laux, massif de Belledonne, Alpes externes). *Mém. Maîtrise Géol.*, Grenoble I, 42 p., inéd.
- LA ROCHE H. de (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques et grano-dioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. de la Terre*, 9, 3, p. 293-337.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUÉNARDEL J.M., FLOC'H J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 5-3, p. 605-618.

- LE FORT P., EHRSTROM C.E. (1969) - Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. Volcanisme et sédimentation dans l'orogène hercynien des Alpes françaises. *Sci. de la Terre*, 14, p. 215-238.
- LE HÉGARAT G. (1972) - Le Berriasien du Sud-Est de la France. Thèse État, Doc. Lab. Fac. Sci. Lyon, 43, 576 p.
- LIARD P. (1970) - Contribution à l'étude de la couverture sédimentaire de Belledonne (Alpes françaises), le massif d'Allevard (Isère). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, t. 1, 167 p., t. 2.
- LIÉGEAIS J.P., DUCHESNE J.C. (1981) - The Lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges massif, Western Alps, France): evidence of crustal origin and metasomatic alteration. *Lithos*, 14, p. 35-48.
- LORY C. (1852) - Essai géologique sur le groupe des montagnes de la Grande Chartreuse. Maisonville, Grenoble.
- LORY C. (1891) - Étude sur la constitution et la structure des massifs des schistes cristallins des Alpes occidentales. Int. Geol. Congr., Londres, p. 86-103.
- LORY P. (1892) - Études géologiques dans la chaîne de Belledonne. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 2, p. 1-42.
- LORY P. (1894-1995) - Études géologiques dans la chaîne de Belledonne. Seconde note sur la bordure occidentale du massif d'Allevard. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 3, p. 71-82.
- LORY P. (1943) - Le bord subalpin au nord du Mont-Aiguille (Excursion scientifique du 30 mai). *Bull. Min. Sect. Isère CAF*, n° 3, p. 31-32.
- MASCLE A., VIALLY R., DEVILLE E., BIJU-DUVAL B., ROY J.P. (1996) - Petroleum evaluation of a tectonically complex area: the western margin of the Southeast Basin (France). *Marine and Petroleum Geology*, 13, 8, p. 941-961.
- MASSON H. (1972) - Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Eclogae geol. Helv.*, 65/1, p. 27-41.
- MÉLOUX J. (1975) - Alpes nord. Bilan synthétique de dix années de prospection. Rapport BRGM 75 RME 023 FE, 104 p.
- MÉNOT R.P. (1979) - Lithostratigraphie et pétrographie du groupe amphibolique de Séchilienne et du massif de Chamrousse-Tabor, massif de Belledonne, Alpes occidentales françaises. *Géologie alpine*, t. 55, p. 93-110.
- MÉNOT R.P. (1986) - Les formations plutono-volcaniques dévoniennes de Rioupéroux et de Livet (Massifs cristallins externes des Alpes françaises) : nouvelles définitions lithostratigraphiques et pétrographiques. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, t. 66, p. 229-258.



- MÉNOT R.P. (1987a) - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledonne, Alpes françaises. Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. Thèse d'État, Lyon I, 364 p., Mém. n° 21, Centre Armoricaïn Études Structurales des Socles, Rennes, 1988, 465 p.
- MÉNOT R.P. (1987b) - Magmatismes et structuration paléozoïque de la chaîne de Belledonne (Massifs cristallins externes). Le domaine sud-occidental. *Géologie alpine*, t. 63, p. 55-93.
- MÉNOT R.P. (1988) - The geology of the Belledonne massif: an overview (External crystalline massif of the western Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, t. 68, p. 529-540.
- MÉNOT R.P., PAQUETTE J.L. (1993) - Geodynamic significance of basic and bimodal magmatic events in the external domain. In Pre-Mesozoic geology in the Alps, von RAUMER J.F. et NEUBAUER F. (Eds), Springer Verlag, p. 241-254.
- MÉNOT R.P., BONHOMME M., VIVIER G. (1987) - Structuration tectonométamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises). Apport de la géochronologie K/Ar des amphiboles. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 67, 3, p. 273-284.
- MÉNOT R.P., PEUCAT J.J., SCARENZI D., PIBOULE M. (1988a) - 496 Ma age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite (External crystalline massifs in the French Alps). Evidence for a lower Paleozoic oceanization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 8, p. 82-92.
- MÉNOT R.P., PEUCAT J.J., PAQUETTE J.L. (1988b) - Les associations magmatiques acides et basiques paléozoïques et les complexes leptyno-amphiboliques : l'exemple des Massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, 6, p. 917-926.
- MERMET V., PERRIAUX J., TANE J.L., TOUTIN-MORIN N. (1988) - Le détritisme tardi et post-hercynien des bassins carbonifères permien et triasiques du Sud-Est de la France. *Géologie alpine*, Mém. h.s. n° 14, p. 55-68.
- MONJUVENT G. (1973) - Le Quaternaire du Drac-Grésivaudan. *Ann. Univ. Besançon, Géol.*, 21, p. 67-74.
- MONJUVENT G., USELLE J.P. (1973) - Interprétation des argiles d'Eybens d'après la sédimentologie du sondage INQUA 1969. *Bull. AFEQ*, Paris, n° 35, 2, p. 103-128.
- MONJUVENT G., REYNAUD C., JAIL M., THOMAS A. (1982) - Formations quaternaires du Grésivaudan : les argiles de Saint-Ismier. *Rev. Géogr. alpine*, Grenoble, t. 70, 4, p. 367-390.
- MONJUVENT G., NICLOUD G., MAILLET-GUY G. (1987) - Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du nord par la dynamique lacustre. *Géologie alpine*, Mém. h.s., n° 13, p. 457-468.

- MONTEL J.M., WEISBROD A. (1986) - Characteristics and evolution of « vaugneritic » magmas: an analytical and experimental approach, on the example of the Cévennes Médiannes (French Massif Central). *Bull. Minéral.*, 109, p. 575-587.
- MORET L. (1945) - Précisions sur la nature et l'âge des chapeaux houillers formant quelques sommets de Belledonne. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 58.
- MORET L. (1946) - Les sources thermominérales, Hydrogéologie, Géochimie, Biologie, Masson éd., 146 p.
- MORET L., MANQUAT G. (1948) - Sur un gisement fossilifère remarquable du Lias inférieur du Grand-Serre, près Grenoble. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, n° 13-14, p. 316-318.
- MUGNIER C. (1979) - Les karstifications antépliocènes dans les Bauges, la Chartreuse septentrionale et les chaînons jurassiens voisins et le problème de l'inversion du relief en Chartreuse. *Spelunca*, 4, p. 173-175.
- ODIN G.S. (1994) - Geological Time scale (1994). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 318, p. 59-71.
- PAQUETTE J.L., MÉNOT R.P., PEUCAT J.J. (1989) - REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine external massifs (western Alps): evidence for crustal contamination. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, p. 181-192.
- PAVIA G. (1984) - In: Bajocian International Symposium Jurassic Stratigraphy. Erlanger, p. 55-56.
- PIN C., CARME F. (1987) - A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the variscan belt of western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, p. 406-413.
- POMEROL B. (1967) - Contribution à l'étude de la couverture permotriassique du massif de Belledonne dans la région du Grand-Rocher (Isère). Dipl. Ét. sup. Paris, 54 p.
- POULAIN P.A. (1969) - Reconnaissance de surface des gisements de fer de la région d'Allevard (Isère). Rapport BRGM, Division minière sud-est, n° 130.
- PUPIN J.P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- RAUMER J.F. VON (1981) - Variscan events in the Alpine region. *Geol. Mijnbouw*, 60, p. 67-80.
- RAUMER J.F. VON (1983) - Die Metapelite von Emosson (Aiguilles Rouges Massiv) als Beispiel spätkaledonisch-frühvariszischer Metamorphose im Altkristallin des helvetischen Bereichs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 63, p. 421-455.

- RAUMER J.F. VON, MÉNOT R.P. (1989) - Évolution paléozoïque du socle ouest-alpin et place des Massifs cristallins externes dans l'orogène varisque. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 309, p. 397-402.
- RAUMER J.F. VON, SCHWANDER H.W. (1985) - Garnet evolution in prevariscan pelitic rocks from the Lake Emosson area, Aiguilles Rouges, Western Alps. *J. Metam. Geol.*, 3, p. 467-479.
- RAUMER J.F. VON, GALETTI G., PFEIFER H.R., OBERHANSLI R. (1990) - Amphibolites from Lake Emosson/Aiguilles Rouges Switzerland: tholeiitic basalts of a Paleozoic continental rift zone. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70, p. 419-435.
- RAUMER J.F. VON, MÉNOT R.P., ABRECHT J., BIINO G. (1993) - The pre-Alpine evolution of the External Massifs. *In Pre-Mesozoic geology in the Alps*, p. 221-240. Heidelberg: Springer Verlag.
- SABATIER H. (1980) - Vaugnérite et granite : une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. Minéral.*, 103, p. 507-522.
- SABATIER H. (1991) - Vaugnerites: special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. *In Enclaves and granite petrology*, DIDIER J. et BARBARIN B. (Eds), *Developments in petrology*, 13, p. 63-81.
- SABIL N. (1995) - La datation par traces de fission : aspects méthodologiques et applications thermochronologiques en contexte alpin et de marge continentale. Thèse univ., Grenoble I, 244 p.
- SALAMAND G. (1995) - La gloire du haut Bréda et les canons de Colbert. Histoire du sentier de découverte des mines de Pinsot près d'Allevard. Ed. du Fond de France, 91 p.
- SANTALLIER D., BRIAND B., MÉNOT R.P., PIBOULE M. (1988) - Les complexes leptyno-amphiboliques : définitions et implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 1, p. 3-12.
- SARROT-REYNAULD J. (1961) - Étude géologique du socle cristallin et de la couverture paléozoïque du dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. Thèse État, Grenoble, 207 p.
- SARROT-REYNAULD J. (1965) - Géologie du Collet d'Allevard. Ass. prof. Biologie et Géologie. CRDP Grenoble, inédit, 9 p.
- SCHADE J. (1983) - Le synclinal de Saint-Martin-de-Belleville et son Permien uranifère (zone houillère briançonnaise, Alpes de Savoie). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Grenoble, 250 p.
- SERGEEV S.A., STEIGER R.H. (1993) - High resolution U-Pb single zircon dating of Variscan and Caledonian magmatic cycles in the Gotthard Massif, Central Alps. *Terra abstracts*, 1, *Terra nova*, 5, p. 394-395.
- SIMÉON Y. (1979) - Étude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble I, 224 p.

- STRECKEISEN A. (1976) - To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, p. 1-33.
- TALOUR B. (1976) - Hydrogéologie karstique du massif du Grand Som (Chartreuse, Isère). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 166 p.
- TOBI A.C. (1958) - Volcanisme occulte dans les grès d'Allevard (Permien) et dans le Houiller du massif de Belledonne (Isère). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 246, p. 3654-3656.
- TOBI A.C. (1959) - Petrographical and geological investigations in the Merdaret-Lac Crop region (Belledonne massif, France). *Leidse Geol. Meded.*, 24, Leiden, p. 182-282.
- VATIN-PÉRIGNON N., JUTEAU T., LE FORT P. (1972) - Les filons du massif du Pelvoux (Alpes occidentales françaises). *Géologie alpine*, t. 48, p. 207-227.
- VERJAT J.L. (1980) - Étude pétrologique et structurale des terrains cristallins du Sud-Est de Belledonne, à l'Ouest du col du Glandon, Alpes françaises. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 285 p.
- VIVIER G., MÉNOT R.P., GIRAUD P. (1987) - Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne (Massifs cristallins externes alpins). *Géologie alpine*, t. 63, p. 25-53.

#### DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Concernant la feuille à 1/50 000, on peut consulter tous documents et échantillons à l'agence régionale Rhône-Alpes du BRGM, boulevard du 11 novembre, B.P. 2059, 69616 Villeurbanne cedex ; ou à l'Institut Dolomieu, Université Joseph Fourier, 15, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble.

Des collections d'échantillons du massif de Belledonne peuvent être examinées au Musée d'Histoire Naturelle, 1, rue Dolomieu, Grenoble ou au Musée Joseph Laforge, Parc de la Société des Hauts Fourneaux, 38580 Allevard.

La banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés au service géologique régional Rhône-Alpes ou au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

#### AUTEURS

- J.C. BARFÉTY : Collines bordières, balcon de Belledonne, col du Sabot, Accident médian de Belledonne, (description des terrains, données structurales, histoire géologique), géologie de l'environnement, documentation et coordination de la notice ;

- M. GIDON : massif de la Chartreuse (description des terrains, données structurales, histoire géologique) et balcon de Belledonne (données structurales) avec J.C. BARFÉTY ;
- R.P. MÉNOT : roches cristallophylliennes du massif de Belledonne (description des terrains, données structurales, histoire géologique anté-alpine) ;
- F. DEBON : granite des Sept Laux (description des terrains, géochimie).

Avec la collaboration de :

- A. PÊCHER et S. GUILLOT : structuration et mise en place du granite des Sept Laux ;
- J.C. FOURNEAUX : Quaternaire du Grésivaudan et du balcon de Belledonne *pro parte* et hydrogéologie ;
- J.F. GAMOND : structuration de la couverture de Belledonne avec J.C. BARFÉTY et M. GIDON ;
- R. MOUTERDE : stratigraphie du Jurassique inférieur et moyen en collaboration avec J.C. BARFÉTY.

Nous tenons à remercier P. LEDRU et P.C. de GRACIANSKY pour la lecture de la notice et les améliorations qu'ils ont apportées grâce à leurs critiques constructives.

**Présentation au CCGF : 6 mai 1996.**

**Acceptation de la carte et de la notice : 11 décembre 1997.**

**Impression de la carte : 2000.**

**Impression de la notice : 2000.**



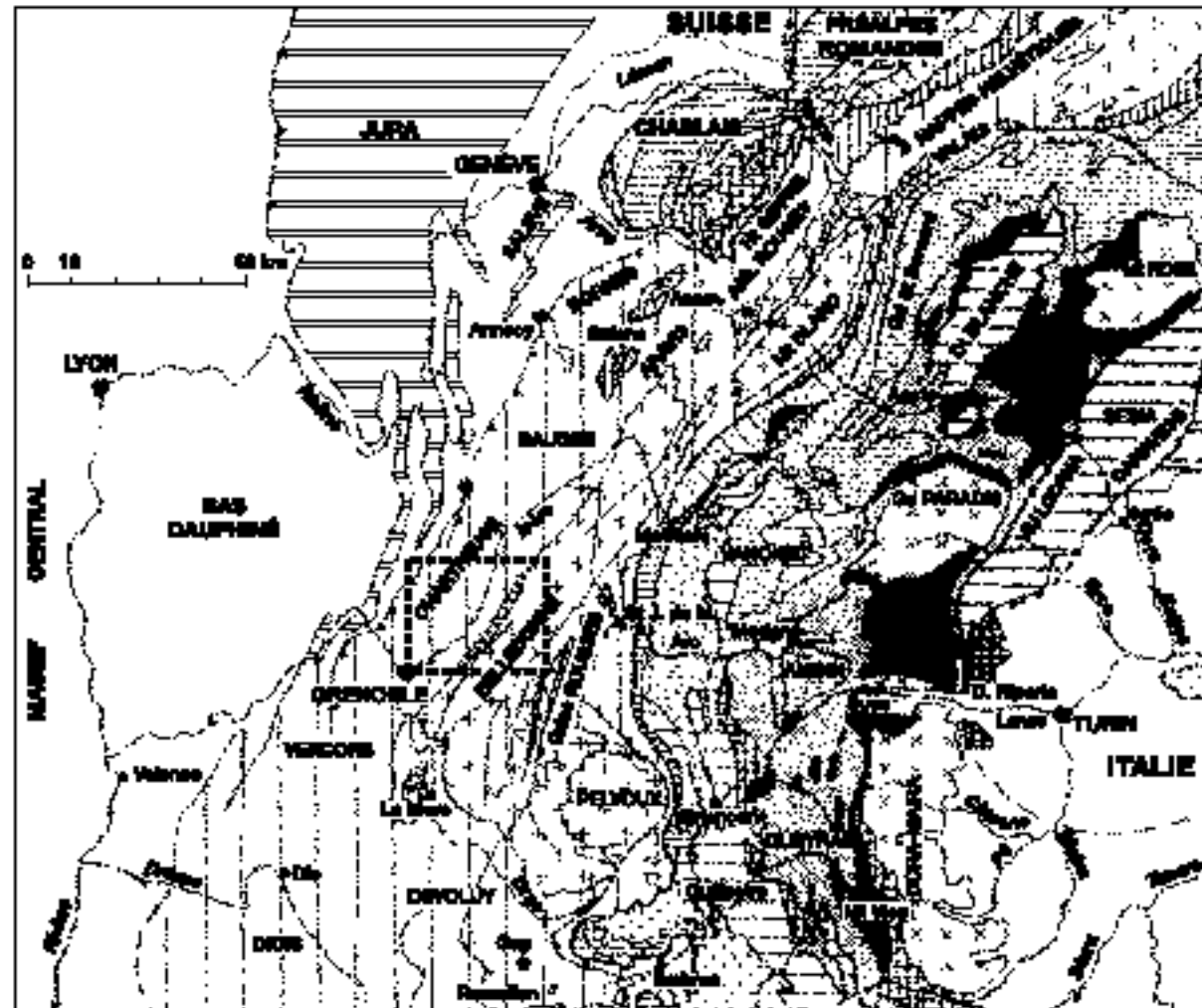


Fig. 2 - Place de la carte Dardas dans les Alpes franco-italiennes

**ZONE EXTERNE**

- ZONE SUBALPINE et couverture sédimentaire des massifs cristallins externes (Tignes à Miage) et
- Houiller et/ou Permien
- Massifs cristallins internes (Paléozoïque anti-hauts)

ZONE ULTRAHELMONTIQUE (Paléozoïque à Éocène)

**ZONES INTERNE (domaine pennin)**

- ZONE VALAISANNE et Syech du Nilien (Paléozoïque à Éocène) Opibettes du Versoyen
- ZONE SUBBRIANÇONNAISE et Méliensans pléistocènes (Tignes à Écourvaux)
- ZONE BRIANÇONNAISE : couverture sédimentaire et Méliensans rigides (Tignes à Écourvaux) Dorselle paléozoïque
- Houiller et Permien (Zans Houillères)
- Seale anti-carbonifère et Permien méliensans (Nacelle, Grand Saint-Bernard)

ZONE PÉNONTAISE : couverture sédimentaire et Nappes de la Briançonnaise (Nise à Grésacé supérieur) Dorselle paléozoïque

Massifs cristallins internes

ZONE LIÉGNEUSE Flyschs autochtones (Crétacé supérieur)

Schistes lustrés (Maira - Grésacé) Opibettes (Dogge)

ZONE SUD-ALPINE (Paléozoïque à Éocène) Péridotites de Lanzo

**DOMAINES PÉRI-ALPINS**

Bassins tertiaires

ZONE AUSTRO-ALPINE (Paléozoïque à Éocène)

JURA - PROVENCE

Seale paléozoïque

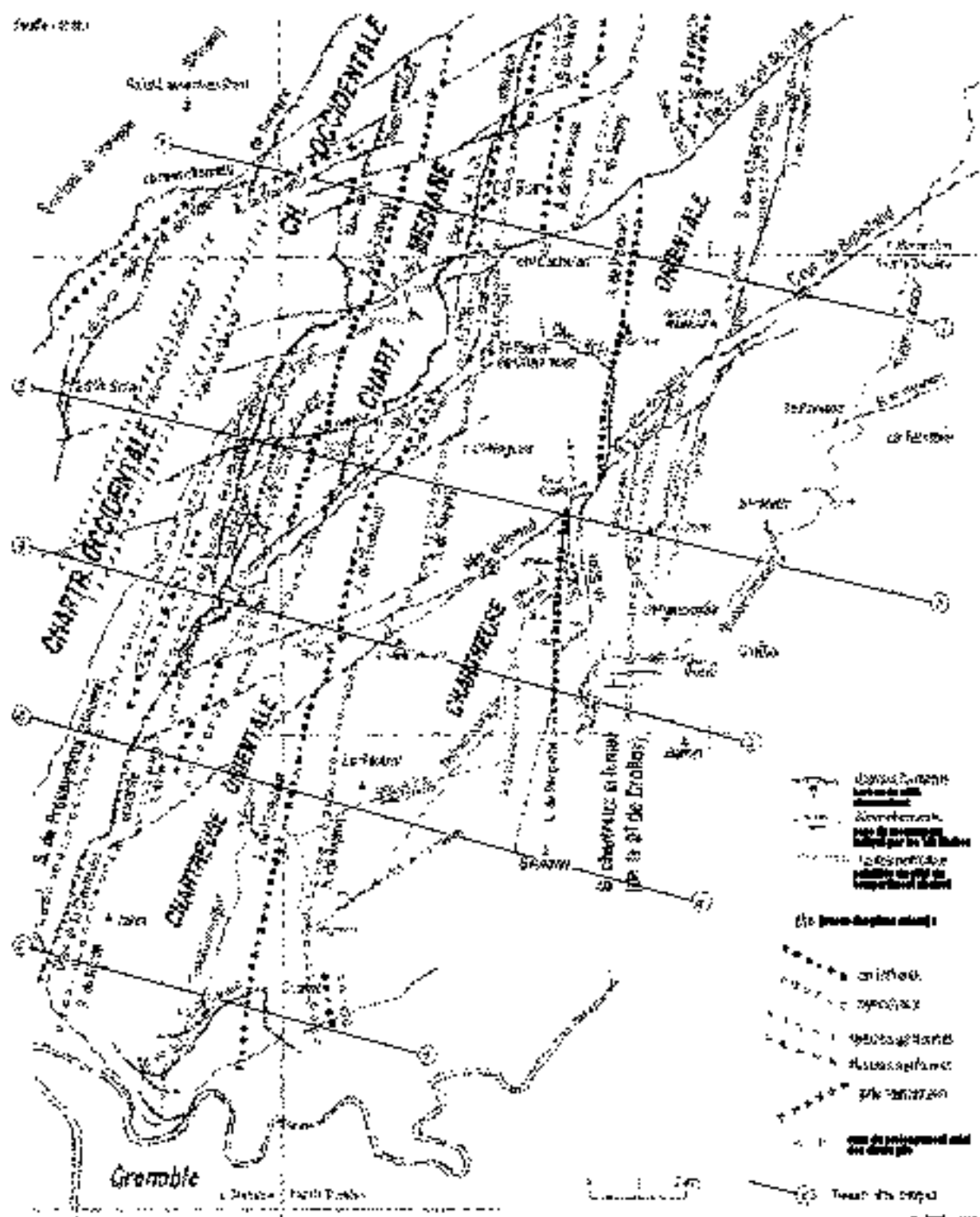
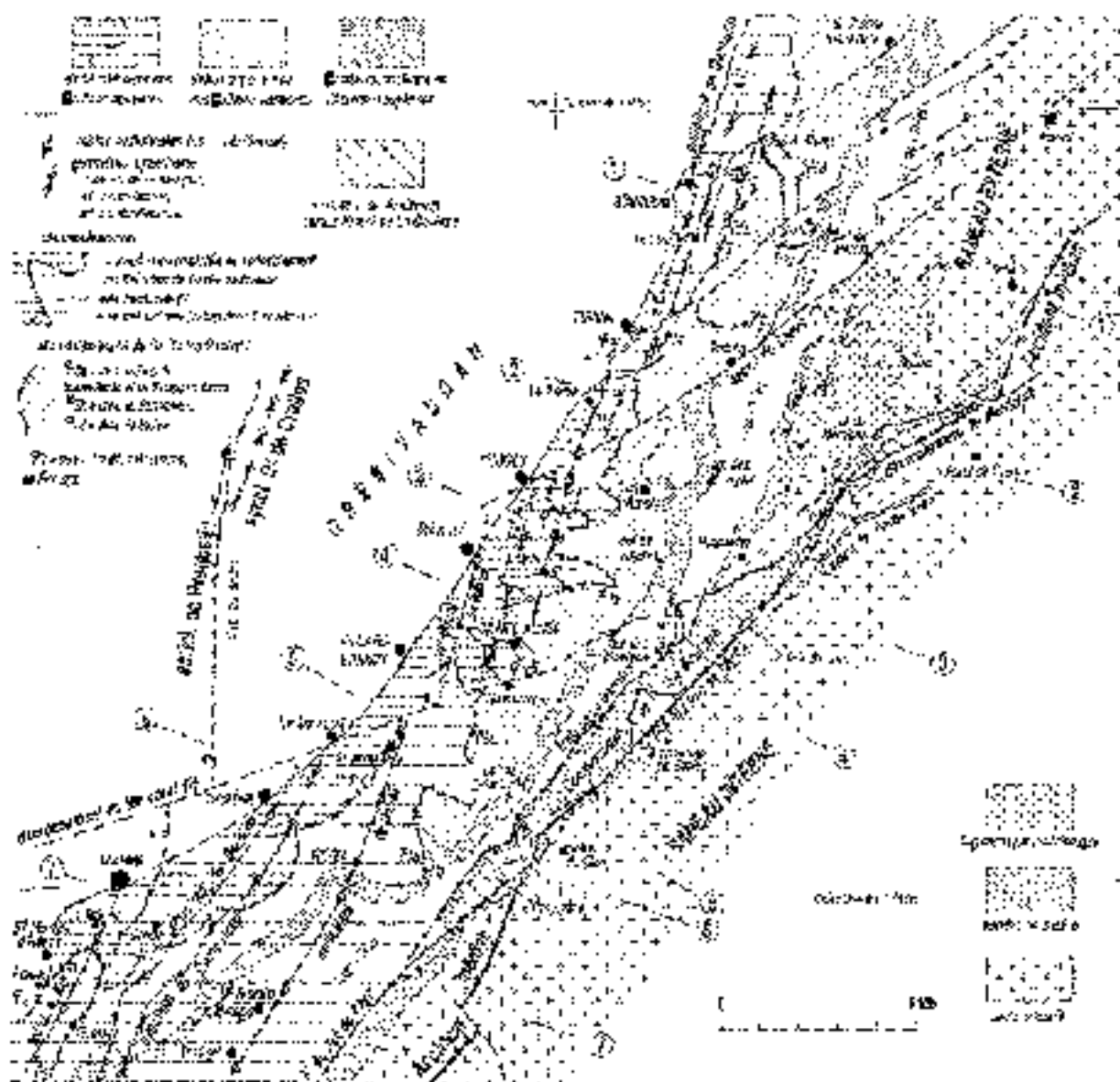


Fig. 10 - Relations structurales détaillées de la partie de la Chartreuse appartenant à la faille Dauphine et ses ramifications





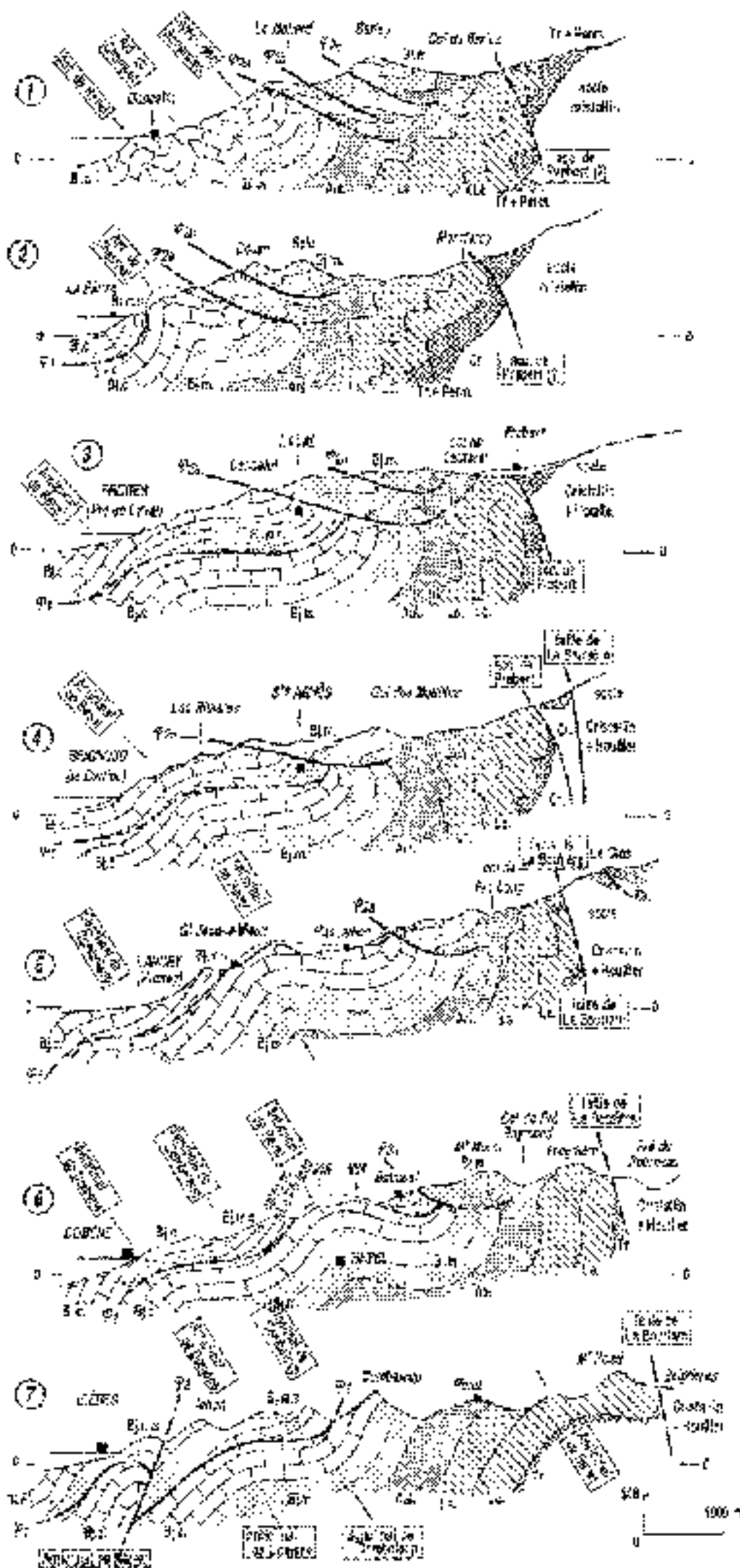
Les emplacements des coupes de la figure 26 sont représentés par les numéros en traits.

Bien que son tracé ne soit pas parfaitement équilibré on a traité le tracé essentiel du charbonnage <sup>21</sup>, afin de situer plus précisément les coupes exposées par ce schéma.

Noter la continuité du tracé cartographique de la faille du Pré de l'Ar et la fait qu'il est pratiquement dépourvu de V topographiques, ce qui témoigne du très fort pentage vers l'Est de la cassure. Observer, au niveau de Prouvins, l'indépendance du tracé de cette faille vis-à-vis de celui de l'Assiettes Médian.

Les "veilles du Ciel" ont été fortement colonisées. Elles constituent deux lignes irrégulières de couvertures sédimentaires, ayant pour corollaire des zones de subsidence.

Fig. 24 - Carte structurale géologique des Gullane locales, au Nord-Pas-de-Calais (Etat et Nord-Est de Charbonn.) Parry et Saur, 1966, no 224



① = surface de chevauchement du probable redoublement du Bajocien inférieur de l'Unité inférieure (chevauchement précoce, orné par les piliers).

② = surface de chevauchement de l'Unité supérieure :

a) chevauchement de Saint-Agrès et du Massif de Coche ; b) chevauchement du Sali-Salis ; c) chevauchement de Sures.

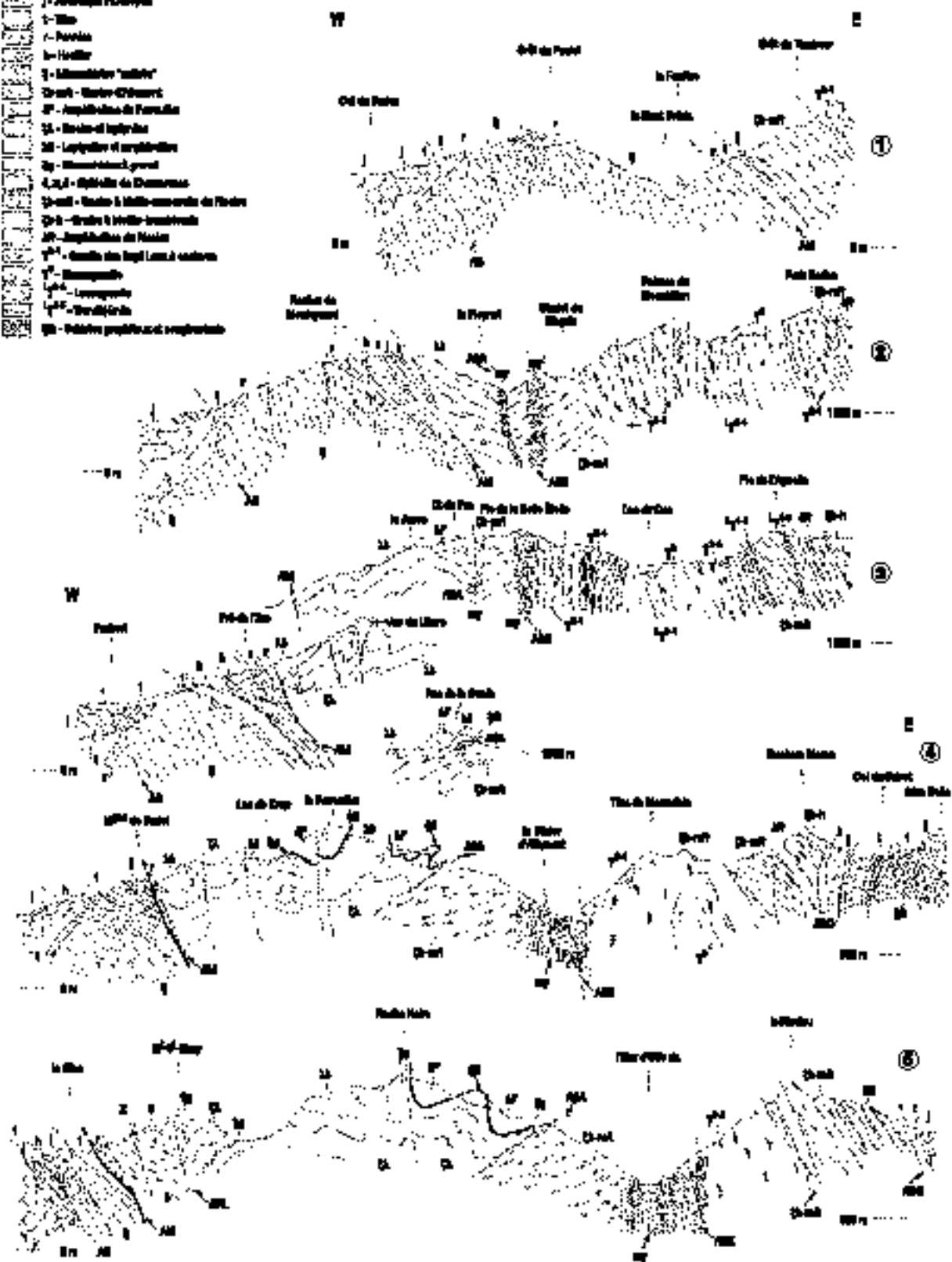
Légende stratigraphique :

- Ej = Bajocien inférieur (zone à Hirschieloceras).
- Ej<sup>sup</sup> = niveau marneux supérieur du Bajocien d'âge incertain : zone à Sowerby, dans l'hypothèse d'un redoublement, ou sinon, zone à Hirschieloceras.
- Ej<sup>inf</sup> = Bajocien marneux (zone à Sures et à Sowerby).
- A = Anisien supérieur et moyen.
- L = "Les estiveux" : Anisien inférieur (?), Tournien et Dorsien.
- Le = "Les calcaires" : Calcaires à Hottelingen.
- T = Tilsen.
- T+Paris = Tilsen et Gise d'Allevard, si ces derniers sont stratigraphiquement présents.

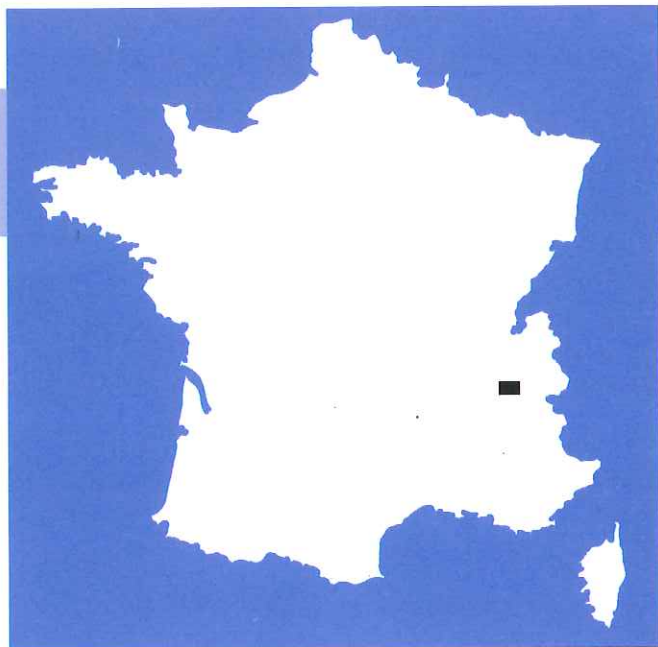
Le chevauchement anti-Parisien est tracé en blanc.

Fig. 15 - Coupes schématisées dans les Calvados locales septentrionales, (Druy et Géra, 1999) orientées en rapport N150 | localités en figure 14

- 1 - Jurassien Pré-Corcyen
- 2 - Lias
- 3 - Perceps
- 4 - Helder
- 5 - Massifs de "sables"
- 6 - Grès - Marne d'Allemont
- 7 - Argillolites de Faramon
- 8 - Marnes de Igny
- 9 - Lias de la Vallée de l'Arve
- 10 - Massifs de granit
- 11 - A.S.T. - Argilles de Grammes
- 12 - Grès à Mille-croissants de Flacé
- 13 - Grès à Mille-croissants
- 14 - Argillolites de Mezin
- 15 - Grès de la Vallée de l'Arve
- 16 - Massifs
- 17 - Lias de la Vallée de l'Arve
- 18 - Grès de la Vallée de l'Arve
- 19 - Grès de la Vallée de l'Arve
- 20 - Grès de la Vallée de l'Arve



**Fig. 26 - Coupes schématisées dans le massif de Ballsaun (collection de la Fig. 27). Mécanisme des accidents tectoniques principaux: AB - la Basse-Prabert, AM - Mésias, APL - la Pro-Lant, AEA - accident supérieur d'Allemont, AD - argillolite de Grammes, AEE - Haute-Egilly, AEO - Est de Ballsaun, etc. - etc.**



## DOMÈNE

La carte géologique à 1/50 000 DOMÈNE  
est recouverte par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'Ouest : GRENOBLE (N° 178)  
à l'Est : ST-JEAN-DE-MAURIENNE (N° 179)

Voiron	Montmélan	La Rochette
Grenoble	DOMÈNE	St-Jean-de-Maurienne
Vif	Vizille	La Grave