

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## ANNECY-UGINE

par

B. DOUDOUX, J.C. BARFÉTY, J.C. CARFANTAN  
M. TARDY, G. NICOUD

### ANNECY-UGINE

La carte géologique à 1/50 000  
ANNECY-UGINE est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
au nord : ANNECY (N° 160 bis)  
au sud : ALBERTVILLE (N° 169 bis)

Seysssel	Anancy- Bonneville	Cluses
Rumilly	ANNECY- UGINE	S <sup>t</sup> -Gervais- les-Bains
Chambéry	Albertville	Bourg- S <sup>t</sup> -Maurice



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
ANNECY-UGINE À 1/50 000**

**par**

**B. DOUDOUX, J.C. BARFÉTY, J.C. CARFANTAN,  
M. TARDY, G. NICOUD**

**1992**

**Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE**

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

– *pour la carte* : DOUDOUX B., ROSSET J., BARFÉTY J.C., CARFANTAN J.C., PAIRIS J.L., avec la collaboration de NICOUD G., COLLETTA B., RIVANO-GARCIA S., TARDY M., DEVILLE E., GUÉRIN F. (1992) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Annecy–Ugine** (702) – Orléans : BRGM. Notice explicative par DOUDOUX B., BARFÉTY J.C., CARFANTAN J.C., TARDY M., NICOUD G. (1992), 62 p.

– *pour la notice* : DOUDOUX B., BARFÉTY J.C., CARFANTAN J.C., TARDY M., NICOUD G. (1992) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Annecy–Ugine** (702) – Orléans : BRGM, 62 p. Carte géologique par DOUDOUX B., ROSSET J., BARFÉTY J.C., CARFANTAN J.C., PAIRIS J.L. et coll. (1992).

© BRGM, 1992. 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 : 2-7159-1702-3

## SOMMAIRE

	Pages
<b>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</b>	<b>5</b>
<b>GRANDS TRAITES DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE</b>	<b>7</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>11</b>
<i>AUTOCHTONE RELATIF (ZONE DELPHINO-HELVÉTIQUE)</i>	<b>11</b>
<b>Terrains métamorphiques</b>	<b>11</b>
<b>Terrains sédimentaires</b>	<b>12</b>
<i>KLIPPE DE SULENS</i>	<b>30</b>
<b>Nappe supérieure (zone subbriançonnaise)</b>	<b>30</b>
<b>Nappe inférieure (zone ultrahelvétique)</b>	<b>31</b>
<i>TERRAINS QUATERNAIRES</i>	<b>37</b>
<b>APERÇU STRUCTURAL</b>	<b>40</b>
<i>PRÉSENTATION GÉNÉRALE DES STRUCTURES</i>	<b>40</b>
<i>DONNÉES SUR LA GÉOLOGIE PROFONDE : RÉSULTATS     DU PROFIL ECORS-ALPES</i>	<b>49</b>
<i>PRINCIPALES ÉTAPES DE LA STRUCTURATION</i>	<b>52</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>52</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	<b>52</b>
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	<b>56</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>57</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>57</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>57</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>62</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>62</b>
<b>ANNEXE : COUPES GÉOLOGIQUES</b>	

## APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

La carte Annecy—Ugine couvre, de part et d'autre de la cluse d'Annecy—Ugine, la partie nord du massif subalpin des Bauges et la partie sud du massif subalpin des Bornes *l.s.* (y compris l'extrémité méridionale de la chaîne des Aravis). Elle s'étend ainsi du Nord-Ouest au Sud-Est, du front subalpin (Annecy) au bord subalpin (chaîne des Aravis et son prolongement sud dans l'arête de la dent de Cons). Dans l'angle sud-est apparaissent, à l'arrière du bord subalpin, le sillon subalpin et le substratum cristallin (massif de Belledonne).

### Géologie

Les terrains représentés dans les massifs subalpins — en dehors du Quaternaire — vont de l'Oxfordien aux molasses rouges chattiennes, ces dernières n'existant toutefois qu'à l'Ouest (synclinal de Leschaux et Ouest du front subalpin). Vers l'Est et le Sud-Est, en arrière du bord subalpin, apparaissent les terrains les plus anciens de la série : d'abord Oxfordien à Lias, puis au-delà d'une bande de cargneules, un tégument triasique (grès et dolomies) collé lui-même au soubassement ancien (Houiller et micaschistes antéhouillers du massif cristallin externe de Belledonne).

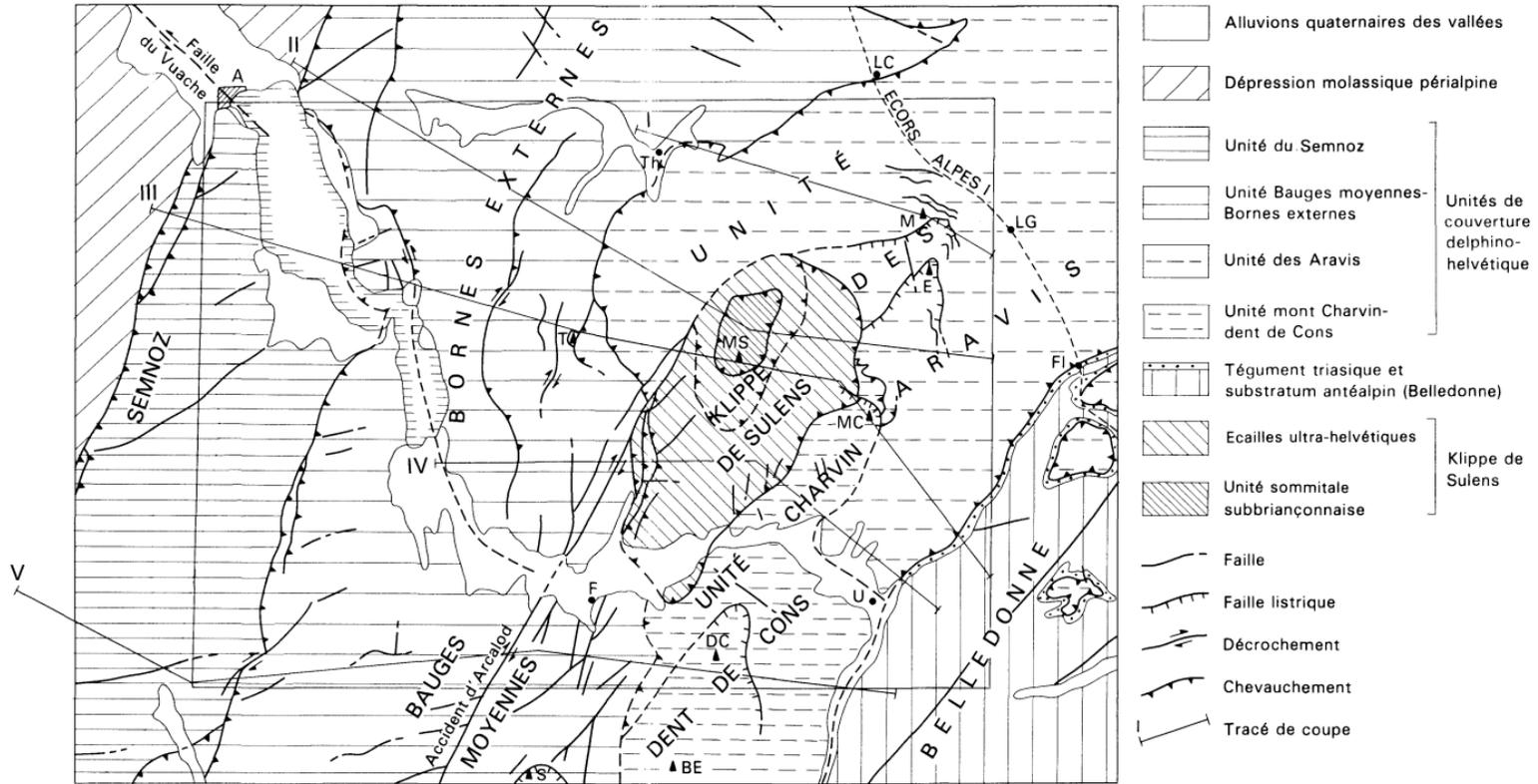
La série, au-dessus du tégument triasique, est décollée à divers niveaux (cargneules triasiques, schistes aaléniens et oxfordiens, ...) et agencée en plis couchés ou déversés vers l'WNW ; elle chevauche à son front les molasses rouges chattiennes de l'avant-pays jurassien.

Paléogéographiquement et structuralement (fig. 1), cet ensemble appartient globalement à la **zone delphino-helvétique**, mais dans le détail, du Semnoz à l'Ouest (front subalpin) au mont Charvin ou à la dent de Cons à l'Est (bord subalpin), on passe de faciès à affinités jurassiennes, très externes, à des faciès à affinités sudhelvétiques (Helvétique interne). Ce passage s'effectue lui-même de manière plus ou moins discontinue du fait de chevauchements plus ou moins importants. C'est ainsi que dans le massif des Bornes ont pu être distinguées trois unités : *unité des Bornes externes*, *unité des Aravis*, *unité du mont Charvin* qui se prolonge au Sud dans la dent de Cons. Ces unités sont aussi parfois dénommées, selon la nature de leurs grès nummulitiques : unité à « Grès du Val d'Illiez », unité à « Grès de Taveyanaz », unité à « Grès Intermédiaires » (au sens d'intermédiaires avec les grès des unités ultrahelvétiques).

Ce premier ensemble supporte une klippe de terrains d'origine plus orientale, bien représentée au Nord de la cluse d'Annecy (*klippe de Sulens*), mais qui déborde quelque peu au Sud sur le massif des Bauges (lambeau de Cons—Sainte-Colombe). Elle est elle-même constituée de deux nappes : — nappe supérieure triasico-liasique, réduite à la montagne de Sulens ; — nappe inférieure, clivée en plusieurs unités, et dont les terrains vont de l'Oxfordien au flysch et wildflysch nummulitiques.

Classiquement, la nappe supérieure est rapportée à la **zone subbriançonnaise**, la nappe inférieure à la **zone ultrahelvétique**.

Fig. 1 - Schéma structural interprété



A : Anancy; BE : Belle Étoile; DC : Dent de Cons; E : Étales; F : Faverges; FI : Flumet; LC : La Clusaz; LG : La Giétaz; M : Merdassier; MC : Mont Charvin; MS : Montagne de Sulens; S : Sambuy; T : La Tournette; Th : Thônes; U : Ugine

## Morphologie

Morphologiquement, le caractère le plus marquant de la région est la succession d'une série de grandes corniches de calcaires urgoniens alignées généralement N 20 à N 45° E, conformément aux structures, et représentant le plus souvent les bords de synclinaux perchés à cœurs de Crétacé supérieur et Nummulitique. Entre ces synclinaux, des dépressions correspondent à des combes anticlinoriales ouvertes dans les marnes du Crétacé inférieur ; vers l'Ouest toutefois, l'importante dépression synclinale de Leschaux, à cœur de molasse rouge, est un val bordé par un lourd anticlinal de style déjà jurassien, à carapace urgonienne conforme à la pente (Semnoz).

L'érosion a parfois été suffisante pour dégager, sous les marnes du Crétacé inférieur, les calcaires tithoniques qui peuvent alors donner de nouvelles corniches calcaires. C'est le cas dans la partie médiane de la carte, du Nord de Talloires à La Balmette et au Sud de Giez ; c'est le cas aussi, très généralement cette fois, vers l'Est, à la base du bord subalpin.

À l'Est du bord subalpin, les terrains tendres et imperméables à dominante marno-schisteuse du Lias—Oxfordien donnent des reliefs mous et boisés (collines bordières de Belledonne), sièges de grands ravinements ; c'est dans ces terrains qu'est dégagé, à l'aval d'Ugine, le sillon subalpin ; au-delà, dans l'angle sud-est de la carte, les micaschistes de Belledonne, plus indurés, donnent des pentes plus raides.

La klippe de Sulens et les flyschs qui l'encadrent ne donnent également que des reliefs peu contrastés d'où n'émergent guère que les corniches tithoniques de l'Ultraschiste.

## Hydrographie

Du point de vue hydrographique, les eaux sont collectées :

— d'une part à l'Ouest vers le Rhône, par l'intermédiaire soit du Fier, soit du lac d'Annecy dont l'émissaire rejoint d'ailleurs le Fier à l'aval immédiat d'Annecy, soit du Chéran (angle sud-ouest) qui rejoint aussi le Fier avant son confluent avec le Rhône ;

— d'autre part au Sud-Est vers l'Isère, par l'intermédiaire de l'Arly qui reçoit les eaux descendues du bord subalpin et de Belledonne et les eaux collectées par la partie orientale de la cluse d'Annecy.

## GRANDS TRAITES DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Deux phases de mouvements antéalpines sont inscrites clairement dans le substratum antétriasique de Belledonne.

Une première phase, antéstéphanienne, élabore d'importants reliefs qui sont ensuite profondément érodés jusqu'à mettre à nu un socle métamorphique (ici micaschistes de la « série satinée »).

Puis des lacs s'installent dans des dépressions subsidentes où se déposent des molasses charbonneuses, parfois à niveaux rubéfiés. Ces molasses sont

elles-mêmes déformées par une phase tardihercynienne : le « Houiller » se trouve ainsi encadré par deux discordances angulaires.

Suit une pénéplanation générale fini-hercynienne, avec importante rubéfaction de surface, avant l'arrivée des mers secondaires et le dépôt des premiers sédiments du cycle alpin.

Au Trias, cette zone appartient au « seuil vindélicien » qui n'est envahi que tardivement (Trias moyen-supérieur) et très progressivement par une mer toujours peu profonde où la sédimentation est réduite : quelques mètres à quelques dizaines de mètres de grès, dolomies, puis argilites mêlées d'évaporites. De part et d'autre de ce seuil, dans les domaines germanique et alpin, les dépôts, tout en restant de caractère peu profond, sont nettement plus épais.

Au Jurassique, la distension s'accroît mais les subsidences s'inversent : différenciation d'une « fosse » delphino-helvétique centrée sur l'ancienne zone haute triasique, encadrée à son tour par deux nouvelles zones hautes : plate-forme néritique jurassienne et hauts-fonds briançonnais. Dans cette « fosse » se déposent alors plus de 1 000 m de sédiments hémipélagiques à dominante d'argiles, marnes ou calcaires argileux à céphalopodes, ultérieurement plus ou moins transformés en schistes. À la base, le Lias, assez calcaire, est réduit, sans doute tectoniquement ; au sommet, la série passe très progressivement à des calcaires fins pélagiques (faciès tithonique). Des coulées biodétritiques plus ou moins ravinantes, dévalant du talus jurassien, commencent par ailleurs à se manifester dans le bassin.

Au Crétacé inférieur continuent à s'accumuler d'épais dépôts (800-900 m) essentiellement marno-calcaires mais devenant plus siliceux et glauconieux vers le haut (Hauterivien). Les coulées biodétritiques continuent également à se manifester et même se développent. Une progradation passagère de la plate-forme jurassienne elle-même se marque nettement au bord ouest du bassin (Semnoz), au Berriasien supérieur—Valanginien : elle s'y traduit par l'intercalation, dans les marnes du Crétacé inférieur, d'une puissante formation de calcaires clairs à rudistes et polypiers, de faciès déjà urgonoïde.

À l'Hauterivien supérieur—Barrémien inférieur, une nouvelle progradation se généralise : elle se manifeste par l'installation sous faible tranche d'eau des véritables faciès urgoniens qui se maintiendront jusqu'à la fin de l'Aptien inférieur. Leur limite extrême vers le Sud-Est se situe dans le massif de la dent de Cons : l'Urgonien y dégénère en s'intriquant avec des faciès de calcaires et marnes siliceuses à spicules à tendance hémipélagique. Toute la partie occidentale de l'ex-« bassin » delphino-helvétique est ainsi annexée à la plate-forme jurassienne. Persiste seule en tant que « bassin », la partie orientale qui est qualifiée d'« ultrahelvétique ». L'Urgonien n'y existe pas ou n'y est représenté que par quelques coulées biodétritiques lenticulaires au sein de marno-calcaires persistants (nappe inférieure de Sulens).

Un nouveau cycle sédimentaire couvre la période Aptien supérieur—Crétacé supérieur. Il est séparé du précédent par une simple surface durcie à nodules phosphatés : il ne semble pas qu'il y ait eu d'émersions véritables

autres que très locales à la fin de l'Urgonien. Quoi qu'il en soit, un approfondissement relatif se manifeste dès la base de l'Aptien supérieur, entraînant la mort de la plate-forme urgonienne qui se trouve noyée à l'Aptien supérieur—Albien sous des dépôts à dominante détritique (grès calcaréo-glauconieux). Le taux de sédimentation reste faible (épaisseur : quelques mètres à quelques dizaines de mètres), surtout à l'Albien où un régime de courants plus ou moins érosifs engendre de nombreuses discontinuités, marquées par des horizons condensés à phosphorites et stromatolites, et des remaniements plus ou moins polyzonaux.

Au Crétacé supérieur, l'approfondissement continue et le taux de sédimentation augmente. Il s'établit progressivement une sédimentation pélagique (calcaires fins à foraminifères planctoniques), encore perturbée jusqu'à la base du Sénonien par des remaniements polyphasés plus ou moins ravissants. Au sommet, une tendance au confinement se manifeste par des calcaires fétides à spicules (« couches de Wang »). L'épaisseur de l'ensemble du Crétacé supérieur atteint 400 m.

Dans l'Ultrasénonien, la succession est assez semblable, mais la sédimentation est plus marneuse ou marno-calcaire, les apports gréseux plus limités à l'Aptien, les phosphates très rares.

Une émergence accompagnée d'érosion, de karstification et de dépôts fluviolacustres (dont du sidérolitique) intervient ensuite, avant un retour plus ou moins tardif de la mer au Nummulitique (Éocène à Oligocène basal) : on ne connaît nulle part de Paléocène marin.

La transgression nummulitique est au moins biphasée. Une première incursion marine se produit dès l'Yprésien supérieur—Lutétien : la mer s'avance sur une surface d'érosion peu contrastée, encroûtée et corrodée par des *Microcodium* ; les dépôts, peu profonds, peu épais, consistent en calcaires à grands foraminifères benthiques (nummulites, ...). À l'Ouest, ils passent vers le haut à des calcaires fins lacustres.

Un rajeunissement du relief intervient ensuite, générateur d'érosions plus poussées qui font disparaître la plupart des dépôts de l'Yprésien—Lutétien, et atteignent l'Urgonien et même (dent de Cons) l'Hauterivien. Il semble bien qu'il soit dû à un premier épisode compressif, accompagné de failles et même de légers plissements (en particulier dans le massif de la dent de Cons).

La mer recouvre ensuite à nouveau, d'Est en Ouest et de manière diachrone (Bartonien à Oligocène basal), l'ensemble du domaine de la carte excepté sans doute le Semnoz. Vers l'Ouest, la transgression est annoncée par des dépôts fluviolacustres et saumâtres à *Microcodium*, souvent très grossiers. Les premiers dépôts marins, toujours peu profonds, très variables en épaisseur (quelques mètres à 80 m) et en nature (calcaires à nummulites, algues, polypiers, grès calcaireux, ...), s'effectuent encore sur une surface contrastée ; dans le massif de la dent de Cons, ils consistent même en épais conglomérats à gros blocs locaux.

Une distension suit, entraînant une sédimentation de bassin plus uniforme et plus profonde (marnes à foraminifères planctoniques). Cet approfondissement se produit par saccades : au mont Charvin par exemple, une faille active engendre au sein des marnes un olistostrome à gros blocs locaux. Les apports deviennent ensuite plus lointains, de plus en plus polygéniques : une sédimentation détritique grés-micacée, souvent de type flysch, conduit progressivement au comblement du bassin. À l'Ouest, elle garde d'abord un caractère fin, distal (schistes micacés à *Meletta*). Dans l'unité médiane (unité des Aravis), la partie inférieure du flysch (« Grès de Taveyannaz ») est envahie par des matériaux volcanogènes andésitiques dont l'origine est toujours discutée (volcanisme explosif *in situ*, ou apport sédimentaire d'origine interne ?). Dans le secteur le plus externe enfin (Bauges occidentales), le flysch passe vers le haut progressivement à des molasses rouges lacustres du Chattien inférieur, géométriquement transgressives sur l'Urgonien du Semnoz. Ces molasses rouges sont le dernier terme sédimentaire connu avant les dépôts quaternaires qui sont largement discordants sur tous les terrains antérieurs.

C'est dire qu'aucun argument stratigraphique ne permet ici de dater de manière précise les compressions majeures qui ont conduit au plissement généralisé des massifs subalpins et à leur chevauchement sur les molasses rouges jurassiennes. On peut simplement dire qu'ici, au front subalpin, elles sont post-Chattien inférieur.

L'arrivée des nappes plus internes dans le bassin delphino-helvétique ne peut non plus être ici datée précisément. On peut seulement noter l'apparition, dans les termes les plus récents du flysch (conglomérats des « Grès du Val d'Illiez » : Oligocène inférieur à moyen ?), d'éléments ophiolitiques, indices d'origine lointaine de nappes en progression. L'absence d'un véritable wildflysch delphino-helvétique à blocs exotiques sous la klippe de Sulens, paraît indiquer que celle-ci s'est mise en place finalement à sec, à une date qui de ce fait ne peut être précisée.

Un wildflysch existe par contre au sommet du flysch de la nappe ultrahelvétique, sous la nappe supérieure triasico-liasique de Sulens ; il renferme des éléments avancés, sans doute digités, attribués à la série de la nappe supérieure, mais aucun élément triasico-liasique. La nappe supérieure triasico-liasique elle-même s'est donc aussi sans doute mise en place finalement à sec sur le domaine ultrahelvétique. Au surplus, le wildflysch ultrahelvétique n'est pas daté non plus exactement (Éocène supérieur à Oligocène inférieur ?).

Au Quaternaire, les glaciers ont largement envahi toutes les grandes vallées :

- glaciers locaux descendus des Bornes et des Bauges ;
- glaciers « alpins » représentés par deux branches du glacier de l'Arve diffluant le long du bord subalpin et du front subalpin respectivement, par dessus les seuils de Megève et du col d'Evire.

Ces deux branches confluaient sur la cluse d'Annecy qu'elles ont envahie par l'Est et le Nord-Ouest.

Deux glaciations ont laissé leurs traces : moraine ancienne attribuée à la glaciation du Riss, moraine récente monophasée du Würm, encadrant dans la cluse d'Annecy des alluvions « anciennes » ligniteuses. Chaque avancée glaciaire s'est accompagnée de surcreusements ; chaque recul a vu des lacs s'installer dans les bassins surcreusés, comblés ensuite partiellement ou totalement :

- lac d'Annecy post-rissien dont il reste difficile d'apprécier l'extension, étant donné la rareté des affleurements des alluvions anciennes ;
- lac d'Annecy post-wurmien, emboîté dans l'auge rissienne et déjà partiellement comblé à partir du Fier au Nord-Ouest (delta sableux de la plaine des Fins sous Annecy), de l'Eau-Morte au Sud-Est et de divers cônes latéraux (cônes du Laudon, du torrent de l'Ire, etc.).

Les données régionales paraissent indiquer que le glacier wurmien a cessé d'être actif à ce niveau il y a environ 35 000 ans. C'est donc à partir de cette date que le lac post-wurmien a pu commencer à se former. À l'époque, son niveau devait se situer à une cote supérieure à 460.

À signaler encore un autre lac post-wurmien plus réduit, dans la vallée du Fier : lac d'Alex—Dingy, dans un bassin surcreusé derrière le verrou de la montagne de Veyrier. Il est maintenant complètement comblé par des apports axiaux et latéraux.

## DESCRIPTION DES TERRAINS\*

### *AUTOCHTONE RELATIF (ZONE DELPHINO-HELVÉTIQUE)*

#### **Terrains métamorphiques**

ξ. **Micaschistes de la « série satinée » de Belledonne.** La « série satinée » de Belledonne correspond à une épaisse et monotone formation constituée surtout de micaschistes à séricite ou muscovite. Il est convenu de réserver ce terme au cristallophyllien du rameau externe de Belledonne car il existe aussi des séries de micaschistes plus à l'intérieur de la chaîne. La « série satinée » ainsi définie s'étend du Sud de Grenoble à Megève et est bordée partout de terrains sédimentaires souvent très tectonisés (« synclinal médian » à l'Est, « collines bordières » à l'Ouest), le long d'accidents importants.

Dans les limites de la feuille Annecy—Ugine, la série satinée affleure peu, uniquement dans l'angle sud-est où elle est entaillée en gorge par l'Arly.

● **Description pétrographique des principaux faciès.** Le faciès le plus répandu est un micaschiste sériciteux ou quartzeux.

*Micaschistes sériciteux.* Tous les micaschistes se présentent comme des roches satinées de teinte gris acier, souvent altérées et prenant une patine marron ou bronze ; le débit schisteux est très serré et facile, souvent crénelé, avec des lits quartzeux en amandes.

\* voir séries stratigraphiques des différents ensembles structuraux (fig. 2, en pages centrales).

Au microscope, la séricite et la chlorite prédominent à côté du quartz, de l'albite, du leucoxène et de la calcite. Le quartz est peu abondant et engrené. La chlorite se présente en amas. La séricite se répartit en deux familles selon qu'elle se trouve dans la schistosité principale ou qu'elle la recoupe. L'albite est disposée en boules (jusqu'à 1 mm) et peut se développer beaucoup (micaschistes albitiques) ; toujours liée aux lits sériciteux, elle peut comme eux se répartir en deux familles. Le leucoxène forme de petits bâtonnets blanchâtres. La calcite se présente en amas diffus.

*Micaschistes quartzeux.* Là, le quartz domine sur les phyllites, ce qui donne des roches plus résistantes avec des microplis moins souples ; les minéraux sont la séricite ou muscovite, la biotite, la chlorite, l'albite et la tourmaline. La biotite peut être chloritisée et la tourmaline est tardive, disposée de manière quelconque.

On peut encore observer des passées de *schistes noirs charbonneux*, mais au total l'ensemble de ces roches est trop homogène pour que des distinctions cartographiques soient possibles.

● **Métamorphisme de la série satinée.** Les minéraux relevés ne sont pas très caractéristiques des conditions de pression et température dans lesquelles ils ont pris naissance ; on peut seulement affirmer qu'il y a eu deux métamorphismes superposés, le second aboutissant à une transformation des minéraux plus anciens : biotite chloritisée, plagioclases séricitisés ou damouritisés, formation d'albite. C'est donc une rétro-morphose dans le faciès schistes verts, sans doute *pro parte* hercynienne, *p. p.* alpine.

Notons qu'il a été découvert du disthène et de la staurotide plus au Sud dans des gneiss de la région d'Allevard considérés comme l'équivalent stratigraphique de la série satinée, ce qui pourrait préciser les conditions du premier métamorphisme : stade mésozonal avec 500 °C et 5 kbar.

Actuellement on pense que la série satinée était à l'origine une série sédimentaire à alternance de schistes argileux, de marnes et de grès, recélant quelques niveaux de roches volcaniques (prasinites du Grand-Arc sur la feuille Albertville).

## Terrains sédimentaires

### Houiller

h5. **Stéphanien lacustre. Conglomérats, grès et schistes à plantes.** À l'entrée des gorges de l'Arly et dans le versant rive droite, à peu près à hauteur de la route d'Ugine à Flumet par Héry, affleure en bande continue une série détritique siliceuse limitée par deux discordances angulaires, l'une avec les micaschistes de la série de Belledonne, l'autre avec les grès de base du Trias. Sa puissance atteint 400 m à l'affleurement. Son épaisseur réelle pourrait être beaucoup plus forte, les affleurements de la vallée de l'Arly pouvant ne représenter que la bordure orientale d'un vaste bassin dissimulé sous la couverture mésozoïque, faillé et plissé antérieurement au dépôt des grès triasiques.

La discordance socle métamorphique—Houiller n'est observable dans d'assez bonnes conditions qu'en bordure de la route partant à l'aval d'Héry

vers Les Frasses, (x = 922,10 ; y = 94,30 ; feuille voisine Saint-Gervais) où les conglomérats de base de la série houillère, dirigés N 40° E et à pendage W 40°, reposent sur les micaschistes à schistosité N 55° E et pendage W 65°.

La série houillère débute par des conglomérats gris ou rubéfiés (route des Frasses) et des grès grossiers à matrice siliceuse. Les éléments, disposés en vrac et peu usés, proviennent du socle métamorphique sous-jacent : fragments de micaschistes de la série satinée de Belledonne et galets de quartz blanc filonien. Vient ensuite une alternance de schistes noirs charbonneux et de grès fins à grossiers psammitiques. Les grès présentent parfois (route de Bange) des taches ou nodules ankéritiques.

Le long de la route d'Hauteville, la série s'enrichit à nouveau vers le haut en bancs gréseux de plus en plus grossiers et se termine sous les grès triasiques par un niveau conglomératique violacé. Latéralement (ruisseau du Meuneray), ce conglomérat est surmonté par des grès et des schistes noirs. À l'entrée des gorges de l'Arly (Ugine) ce sont par contre les conglomérats rubéfiés de base qui supportent directement les grès triasiques.

Dans une ancienne carrière située en bordure de la route d'Héry à Flumet (feuille Saint-Gervais), à 300 m au Nord-Est d'Héry, les grès, exploités pour l'empierrement ont livré une flore certaine de *Mixoneura flexuosa*, *Pecopteris lamurensis*, *Calamites cisti-suckowi* et probable de *Pecopteris oreopteridia*, *Pecopteris plumosa dentata* et de tiges de *Sphenophyllum*, indiquant un âge stéphanien inférieur. Ce gisement se trouve dans le tiers inférieur de la série affleurante : il n'est donc pas exclu que la série monte dans le Stéphanien moyen.

Les grès fossilifères surmontent une trentaine de mètres de conglomérats rubéfiés discordants sur les micaschistes (route des Frasses). Des niveaux gréseux et schisteux intercalés dans les conglomérats le long de la route de Bange sont également fossilifères (*Pecopteris*, *Calamites*, *Cordaites*).

La sédimentologie laisse supposer que les matériaux, en grande partie transportés par de courts torrents, se sont déposés dans un bassin lacustre contrôlé par des failles actives.

## Trias

tQ. **Microconglomérats et grès.** Le Trias débute par une série détritique siliceuse, épaisse au maximum d'une vingtaine de mètres, reposant en discordance angulaire faible (10 à 20°) sur le Houiller qu'elle ravine quelque peu.

La partie inférieure est constituée de microconglomérats et de grès grossiers arkosiques à litage entrecroisé, gris clair à verdâtres, à dragées de quartz laiteux, blanc ou rose. La partie supérieure est plus fine, mieux litée, plus versicolore (gris clair, verdâtre, marron, violacée,...). Y apparaissent de minces horizons pélitiques verdâtres et des taches brunes de dolomies ferugineuses.

Ces grès sont azoïques et sans doute hétérochrones. À signaler cependant la découverte au Vieux-Emosson, sur le versant ouest des Aiguilles-Rouges (feuille Chamonix), de nombreuses empreintes de pas de reptiles sur une dalle de grès carbonatés située au sommet de l'ensemble inférieur. Lui succèdent ici, vers le haut, des alternances de grès fins et d'argilites vertes et jaunes, puis des argilites rouges. Il a été reconnu dans ces empreintes une association caractéristique du Ladinien terminal—Carnien, dans une ambiance de plage et lagune côtière.

tD. **Dolomies et cargneules.** Les grès sont surmontés en concordance par une vingtaine de mètres de dolomies et cargneules :

— les dolomies se présentent en bancs décimétriques, parfois séparés par des joints péliques marron ou noirs. La cassure est gris bleuté, la patine jaunâtre ;

— elles passent vers le haut à des cargneules monogéniques puis polygéniques, renfermant alors des éléments de schistes argileux verts, rouges et noirs, de schistes calcaires liasiques et des lentilles métriques de marbre blanc à patine rouge paraissant résulter d'une calcitisation de dolomies (Les Annuits, ruisseau du Meuneray).

Il est admis que l'origine des cargneules est variée : simple altération des dolomies, circulation d'eau séléniteuses, brèches tectoniques,... En tous cas elles apparaissent toujours au détriment des dolomies du Trias et soulignent bien souvent, dans les Alpes, d'importants accidents tectoniques. L'âge de leur formation n'est donc pas antérieur à l'époque des plissements alpins dans le secteur, donc tertiaire à actuel. C'est par commodité qu'on les a groupées ici avec des dolomies du Trias sous la notation tD.

## Jurassique

1. **Lias. Calcaires et schistes calcaires.** Ils déterminent une petite falaise au-dessus des cargneules triasiques, du Sud d'Hauteville au Nord d'Héry. Entre Le Pontet et Les Annuits, ils constituent une colline correspondant à une tête anticlinale ou à une écaille incluse dans les schistes « aaléniens » qui la ceinturent. Les meilleures coupes sont celles de la route d'Hauteville, et surtout de l'entaille du ruisseau du Meuneray.

La série est épaisse d'une cinquantaine de mètres. Sa partie inférieure est faite d'une alternance en bancs décimétriques de calcaires fins schistosés, gris-bleu à patine beige à jaunâtre, et de schistes calcaires. À la base, ces niveaux sont fortement tectonisés, parcourus de veines et d'amas de calcite au point de prendre parfois un aspect bréchiq. Dans la partie supérieure, les bancs calcaires deviennent progressivement plus épais (50 cm) et gréseux.

Dans les limites de la feuille, ces terrains n'ont pu être datés. Les seuls fossiles rencontrés, le long du chemin du Pontet aux Annuits, sont des débris de lamelibranches, des entroques, quelques tours d'ammonites très aplaties, et des bélemnites tronçonnées.

À titre indicatif, les faciès des niveaux inférieurs rappellent l'Hettangien et le Sinémurien ; ceux des niveaux supérieurs, le Pliensbachien et le Toarcien inférieur datés des feuilles voisines La Rochette, Montmélian, Albertville, Saint-Gervais.

La réduction de ce « Lias calcaire » est certainement en grande partie tectonique. En effet, il disparaît rapidement vers le Nord-Est dans la région de Flumet (feuille Saint-Gervais) où les schistes « aaléniens » se trouvent directement sur les cargneules : le « Lias calcaire », épais de 200 m, est resté ici « en arrière » du massif des Bornes et y constitue l'ossature des nappes du mont Joly—aiguille Croche.

l8-j1a. **Aalénien l.s. (Toarcien supérieur—Bajocien basal). Schistes argilo-siliceux.** Il s'agit d'une formation monotone de schistes fins argilo-siliceux, occupant de vastes superficies. Bleu nuit et un peu calcaires lorsqu'ils sont « frais », ils deviennent bruns, parfois mordorés et irisés, et ne font plus effervescence à l'acide lorsqu'ils sont altérés. Ils renferment des nodules siliceux et pyriteux de 1 à 5 cm pouvant se développer en lentilles très allongées de dimension métrique. La puissance de cette série, très replissée, pourrait être de l'ordre de 300 m.

Dans les limites de la feuille, ces schistes n'ont livré que de rares posidonies (Les Mollières). Ils ont été datés par ammonites en plusieurs points sur les feuilles voisines, en particulier près d'Allevard et de La Rochette (feuille La Rochette), près de Bonvillard (feuille Albertville), près de Flumet et au Mont-d'Arbois (feuille Saint-Gervais). La formation débute dans le Toarcien supérieur et se termine dans le Bajocien basal (zone à Discites) ; les trois zones de l'Aalénien y sont représentées.

j1b. **Bajocien moyen-supérieur. Calcaires et schistes gréseux.** Ensemble puissant de 250 m, constitué de niveaux décimétriques à métriques de calcaires schistosés sablo-argileux gris-noir, à patine gris clair et taches ocre ou rosées, alternant avec des schistes calcaires sableux sombres, généralement moins épais que les bancs calcaires. Cette formation, assez résistante, forme fréquemment des falaises, ou apparaît en relief entre les schistes « aaléniens » et « oxfordiens » qui l'encadrent.

Le long du chemin de Lachat au Suit s'intercale un niveau microbréchi-que épais de 1,5 m, à éléments de dolomies triasiques et à ciment calcaire noir, riche en débris d'échinodermes. Des faciès bréchi-ques analogues ont été décrits dans le Bajocien de la nappe de Morcles et de la chaîne des Aravis (feuille Saint-Gervais).

Ce Bajocien n'a pu être daté directement dans les limites de la feuille. Les points de datations par ammonites les plus proches sont La Giétaz (feuille Saint-Gervais) et le ruisseau de Fournieux (feuille Albertville).

j2-4. **Bathonien — Oxfordien inférieur. « Terres noires » : schistes calcaires.** Le passage Bajocien — « Terres noires » est progressif. Il se fait par diminution de l'épaisseur des bancs calcaires qui perdent aussi peu à peu leurs quartz détritiques. Cette zone de transition est épaisse d'environ 40 m. Elle a

fourni deux ammonites : à sa base, dans le nant Trouble, un *Cadomites* ; et à son sommet, dans le torrent le Nom (ou le Flon), un *Campylites*. Elle représente donc le Bathonien et le Callovien.

Au-dessus viennent les classiques « Terres noires » à posidonomies. Il s'agit de schistes calcaires tendres, noir-bleu nuit, lisses et brillants. Certains niveaux sont cependant purement argilo-siliceux. Vers le haut, ils renferment des miches et nodules noirs siliceux et pyriteux très durs, qui fournissent un peu partout une riche faune d'ammonites de l'Oxfordien inférieur (zone à *Cordatum*). Quelques petits bancs centimétriques à décimétriques de calcaire noir très dur s'intercalent dans ces schistes à nodules. Un gisement particulièrement riche a été signalé près de La Giëttaz, dans les torrents de La Giëttaz et des Aravis (feuille Saint-Gervais). On attribue également à ces « Terres noires » une épaisseur de plusieurs centaines de mètres (300-500), mais elle pourrait être nettement inférieure du fait des nombreux plissements qui les affectent.

Comme les séries sédimentaires antérieures, les Terres noires n'affleurent guère que dans le sillon subalpin, à l'arrière des Bauges et Bornes. Elles y forment généralement une longue dépression entre les collines bajociennes et les falaises tithoniques. Toutefois, à l'intérieur des Bauges, des lambeaux de schistes à nodules réapparaissent, coincés le long de la faille d'Arcalod, et dans des cœurs anticlinaux très pincés du complexe de plis tithoniques qui la borde à l'Ouest (talwegs des ruisseaux qui descendent sur Giez, Rouagny, Englannaz).

j5-9(j5-8a ; j8b-9). **Oxfordien moyen—Tithonique. Marno-calcaires et calcaires lithographiques.** Cet ensemble, épais de 150 à 200 m, affleure :

- d'une part, à la base du bord subalpin (« corniche tithonique » *l.s.* des auteurs) ;
- d'autre part, à l'intérieur même des massifs des Bauges et Bornes.

Dans les Bauges, il forme l'ossature d'une longue bande anticlinoriale qui court depuis la cluse d'Annecy au Nord jusqu'à la vallée de l'Isère au Sud, à l'Ouest de la faille d'Arcalod. Dans les Bornes, il constitue dans le prolongement — au moins apparent — de la zone anticlinoriale précédente, le faisceau de plis qui court de La Balmette à Bluffy, déterminant le long de la rive nord du lac d'Annecy d'importants abrupts, avant de disparaître en tunnel à l'Est du col de Bluffy sous le Crétacé inférieur ; il constitue là le cœur de l'unité chevauchante de Veyrier.

Il est daté à sa base de l'Oxfordien moyen à La Giëttaz (feuille voisine Saint-Gervais) par des ammonites de la zone à *Transversarium* ; au sommet, du Tithonique supérieur au Berriasien basal, par des calpionelles des zones A et B (*Chitinoïdella*, *Crassicolaria*, *Calpionella alpina*) et quelques ammonites de la zone à *Jacobi*.

Lithologiquement :

- la série débute, au-dessus des schistes à nodules de l'Oxfordien inférieur, par des alternances de bancs de calcaires argileux de 20 à 30 cm, noirs, fétides, à patine roussâtre, et de lits de marnes. Progressivement, les lits de mar-

nes diminuent, les bancs de calcaires argileux deviennent de plus en plus épais (jusqu'à 50 cm) et de plus en plus calcaires pour passer à la formation suivante.

C'est cet ensemble basal marno-calcaire qui a été daté de l'Oxfordien moyen. Son épaisseur moyenne est de l'ordre de 40 m. Morphologiquement, il forme un talus raide en marches d'escalier à la base de la falaise de Jurassique supérieur ;

— au-dessus, vient un second ensemble, d'abord calcaire formant nettement falaise, puis qui conduit vers le haut à un talus plus ou moins marqué, par dérive de la sédimentation vers un pôle à nouveau plus marneux.

Ce sont ces deux premiers ensembles qui ont parfois été cartographiquement distingués sous la notation j<sub>5-8a</sub> (**Oxfordien moyen — Kimméridgien inférieur**). Régionalement (feuille Montmélian en particulier) on a pu en effet y reconnaître une faune d'ammonites allant de l'Oxfordien moyen au Kimméridgien inférieur (zone à *Hypselocyclum*). Le tout est intensément plissotté, spécialement dans les zones anticlinoriales, ce qui rend difficile l'appréciation de son épaisseur ; il semble bien cependant que celle-ci augmente beaucoup vers l'Ouest, dans l'intérieur du massif, et vers le Sud-Ouest sur les feuilles voisines, le long du bord subalpin lui-même ;

— la série se termine par un troisième ensemble à nouveau calcaire, daté à son sommet : il a été distingué, lorsque possible, sous la notation j<sub>8b-9</sub> (**Kimméridgien supérieur—Tithonique**). Il forme souvent, au sommet de la corniche jurassique, une barre massive à patine d'un blanc plus vif que celle des terrains sous-jacents. Il est également moins plissotté qu'eux.

La faune des calcaires est en général pauvre. En dehors de quelques ammonites, *Aptychus* et bélemnites, on ne rencontre guère avant les calpionelles sommitales que des radiolaires, calcisphéridés, spicules d'éponges, ostracodes, saccocomidés et protoglobigérines. Des silex noirs accidentent épisodiquement certains bancs, surtout vers le sommet de la série.

Enfin, depuis longtemps ont été signalés dans cet ensemble, des niveaux de « pseudobrèches ou brèches intraformationnelles » et des intercalations biodétritiques lenticulaires à microfossiles de plate-forme : foraminifères (miliolles,...), algues dasycladacées (*Clypeina jurassica*,...), bryozoaires, débris de polypiers, etc. Il s'agit là de slumps à différents stades et coulées de débris plus ou moins turbiditiques, dévalant du talus externe jurassien pour se resédimer parfois très loin de leur origine, jusqu'au-delà du bord subalpin.

Rares dans les niveaux inférieurs oxfordiens, ces glissements sous-marins deviennent plus fréquents au Kimméridgien—Tithonique et se poursuivent dans le Crétacé en passant par un maximum au Berriasien inférieur et moyen. Ils sont en grande partie responsables de la lacune fréquente, surtout vers l'Ouest, du Tithonique supérieur, voire du Tithonique dans son entier et même d'une partie du Kimméridgien supérieur, qui ne se retrouve plus alors qu'à l'état resédimenté dans les couches du Berrisien inférieur et moyen.

## Crétacé inférieur

n1-2 (n1b-2a ; n2b ; n1 ; n2). **Berriasien—Valanginien**

● **À l'Ouest** (chaînon externe du Semnoz) le Berriasien—Valanginien comprend, de bas en haut :

– une épaisse formation marneuse (300 m) qui n'affleure que dans les gorges du Chéran (feuille Rumilly). Il s'agit de marnes et calcaires argileux noir bleuté, à altération blanchâtre, datés par ammonites, calpionelles, ostracodes, du Berriasien inférieur et moyen. Des arrivées biodétritiques s'y manifestent dans la partie moyenne. Il lui succède :

– une épaisse formation (150 m) de calcaires biodétritiques roux et surtout de **calcaires blancs à rudistes** (n1b-2a), à algues, polypiers et nombreux foraminifères benthiques. Elle est datée par ces derniers (*Keramosphaera allobrogensis*, *Pseudotextulariella courtionensis*, *Pfenderina neocomiensis*,...) du Berriasien supérieur—Valanginien basal. Elle correspond à la progradation passagère de la plate-forme jurassienne dans le domaine subalpin. Elle forme une puissante falaise au-dessus du talus marneux de la formation précédente. En son milieu, une vire bien marquée correspond à un épisode « pseudo-purbeckien » très hétérogène où s'intercalent de rares « brèches à cailloux noirs » et des marnes vertes à charophytes, ostracodes et débris carbonneux. Dans le domaine de la feuille Annecy—Ugine n'affleure que la partie supérieure de cette formation et uniquement dans les anciennes carrières de Vovray, aux portes d'Annecy ;

– viennent ensuite 100 m environ de **calcaires roux et bicolores** (n2b), biodétritiques de plus en plus grossiers. Dans la partie sommitale apparaissent des chailles, des huîtres (*Alectryonia*), de la glauconie épigénisant d'abondants débris d'échinodermes et bryozoaires. Les calcaires roux sont datés, par encadrement, du Valanginien. Ils forment un talus raide au-dessus de la corniche précédente.

● **Dans la partie médiane de la carte**, et à mesure que l'on progresse vers l'Est, les faciès marneux ou marno-quartzeux envahissent de plus en plus à partir du bas la série du Berriasien—Valanginien. Les calcaires blancs de la formation n1b-2a ne débordent pas du Semnoz. Les calcaires roux grossiers (n2b) s'amenuisent eux-mêmes de plus en plus. Leurs derniers affleurements cartographiables ont été repérés dans le flanc est du synclinal du Charbon (massif des Bauges) et dans les flancs ouest des synclinaux du Lindion et d'Arclosan (massif des Bornes).

La formation sous-jacente, cartographiée n1-2, comprend en conséquence vers l'Est, outre le Berriasien, une part de plus en plus grande du Valanginien. Les calcaires argileux y dominant dans la partie inférieure, les marnes dans la partie supérieure. On y note toujours des coulées boueuses et des arrivées biodétritiques épisodiques. Un horizon à ammonites pyriteuses se rencontre fréquemment à la limite Berriasien—Valanginien. L'ensemble a fortement diminué de puissance depuis le chaînon externe, et ne dépasse plus 200 m.

● **Au bord subalpin**, enfin, la même tendance se poursuit. On a distingué ici :

— le **Berriasien** (n1), encore assez carbonaté (alternances marno-calcaires souvent slumpées), daté par calpionelles et ammonites ;

— le **Valanginien** (n2) sous la forme de marnes noires plus ou moins pyriteuses datées aussi par ammonites : *Thurmanniceras*, *Protetragonites quadrisulcatum*, *Kilianella* ; elles s'enrichissent vers le haut en petits bancs de calcaires microcristallins faiblement biodétritiques, à spicules et petits foraminifères benthiques. Quelques arrivées biodétritiques plus grossières se manifestent encore, en particulier autour du col des Aravis, au niveau du Berriasien moyen et au Valanginien terminal.

Les épaisseurs ont été évaluées ici à 100 m pour le Berriasien, 150 m pour le Valanginien.

n3. **Hauterivien. Marnes et marno-calcaires à miches, calcaires siliceux à spicules.** Ensemble bien lité à dominance de marnes gréseuses sombres, souvent à miches, et de calcaires siliceux noirs à patine brune. Vers l'Ouest, marnes et marno-calcaires dominant ; vers l'Est se développent des calcaires siliceux souvent laminitiques. L'épaisseur, à l'inverse de celle du Berriasien, augmente considérablement vers l'Est, passant de 130 m au Semnoz à plus de 500-600 m au bord subalpin.

Morphologiquement, l'Hauterivien correspond généralement au sommet du grand talus de Crétacé inférieur, dominé par la falaise urgonienne. À l'Est, il forme aussi les arêtes aiguës qui couronnent le bord subalpin à la dent de Cons et entre le mont Charvin et le col des Aravis.

Spicules de spongiaires et radiolaires abondent. En dehors d'eux, on ne rencontre généralement comme microfaune que de rares petits foraminifères benthiques et quelques fragments d'échinodermes. Quelques passées bioclastiques plus riches ont cependant été signalées. Des spatanges (*Toxaster*) se rencontrent de manière dispersée dans toute la série, de manière beaucoup plus abondante au sommet où ils sont souvent accompagnés d'huîtres (*Exogyra couloni*).

À la base se rencontre aussi fréquemment, dans les plis externes, un niveau glauconieux parfois phosphaté très fossilifère, à ammonites de la zone à *Radiatus* (*Acanthodiscus radiatus*, *Leopoldia leopoldi*, *L. castellansensis*,...).

Au sommet, le passage à l'Urgonien se fait par des « couches de transition », de faciès et d'épaisseur très variable (10 à 50 m). Des marnes ou marno-calcaires siliceux ou calcaires siliceux, à spicules et *Toxaster*, y alternent irrégulièrement avec des calcaires bioclastiques à entroques, bryozoaires et foraminifères benthiques, annonçant les faciès urgoniens véritables.

À l'Ouest (chaînon externe Semnoz—Nivolet—Revard), ces calcaires bioclastiques sont de petits bancs de calcaires roux et bicolores à chailles, à stratification oblique, rappelant beaucoup les calcaires du Valanginien supérieur ; ils sont particulièrement bien exposés autour du crêt de Chatillon (feuille voisine Rumilly). Ils sont là nettement d'affinités jurassiennes.

À l'Est, il s'agit plutôt de niveaux ou lentilles de calcaires sombres massifs à patine blanche, parfois à silex noirs, noyés au sein des marnes. Aux environs du col des Aravis, ils constituent de véritables olistolites glissés dans les marnes. Ces faciès orientaux rappellent beaucoup les « couches du Drüsberg » sudhelvétiques des auteurs suisses. À leur base, une brèche glauconieuse phosphatée a parfois, comme en Suisse, été reconnue (Arclosan, dent de Cons, Aravis).

L'âge des couches de transition est encore discuté. Des ammonites et échinides (*Toxaster retusus*, *T. gibbus*, *T. seynensis*), ont conduit à l'idée qu'elles étaient diachrones, essentiellement Hauterivien supérieur dans le chaînon externe, pour s'élever dans le Barrémien inférieur vers l'intérieur (Aravis, mont Charvin). L'installation franche de la plate-forme urgonienne paraît ainsi de plus en plus tardive vers le Sud-Est.

Les couches de transition n'ont pas été cartographiées séparément : elles ont été partagées cartographiquement entre Hauterivien et Urgonien.

n4-5. **Barrémien—Aptien inférieur. Calcaires urgoniens.** Complexe de calcaires généralement massifs, parfois à silex, clairs à l'Ouest, devenant gris ou même noirs vers l'Est. La patine est toujours claire. Il s'agit, pour l'essentiel, de calcaires bioclastiques, graveleux ou oolitiques, mais on y trouve aussi des calcaires fins. La faune est riche : rudistes, algues encroûtantes et dasy-cladacées, bryozoaires, brachiopodes, oursins, nombreux foraminifères benthiques (milioles, orbitolines,...) Des polypiers s'y rencontrent, surtout vers la base, associés à des dolomies à toucher sableux, mais ils sont toujours subordonnés. Cet Urgonien couronne généralement, au-dessus du grand talus marneux crétacé inférieur, tous les grands sommets subalpins. Il donne lieu à de hautes falaises blanches, mal litées, et à des dalles lapiazées parsemées de gouffres.

On y distingue classiquement une masse urgonienne inférieure et une masse supérieure plus réduite.

Entre les deux, des « couches à orbitolines », très hétérogènes et mieux litées, donnent fréquemment une vire dans la falaise (puissance : 10 à 20 m) ; elles sont bien développées à l'Ouest où elles sont toujours vivement colorées : calcaires gréseux roux, rougeâtres ou bicolores, parfois bréchiques, alternant avec des marnes rousses ou verdâtres. On y rencontre fréquemment des gastéropodes (*Pteroceras pelagi*) et des oursins (*Heteraster oblongus*, *Pygaulus*,...). Au mont Veyrier (feuille Annecy—Bonneville), elles ont livré une ammonite de l'Aptien basal (*Deshayesites* gr. *weissi*). Aux Puisots (Semnoz), elles ont donné par altération une importante couverture de **sables dolomitiques** (n4-5[1]). Dans le flanc ouest du synclinal d'Entrevernes où elles sont plus marneuses, elles permettent le dégagement de l'Urgonien supérieur en beaux chevrons ; vers l'Est, elles sont moins marquées et se distinguent mal de la masse urgonienne. Ces « couches » n'ont pu être suivies en continuité et n'ont donc pas été cartographiées séparément. On s'est borné à distinguer par une surcharge, dans le Semnoz, les lieux où elles sont le plus caractérisées.

Enfin, le sommet de l'Urgonien « dégénère » parfois (calvaire de Thônes, Aravis,...) en calcaires gréseux plus ou moins bréchiques ou grès blancs. Peut-être faut-il rapporter aussi à ce complexe détritique terminal, des conglomérats qui se rencontrent au sommet de l'Urgonien dans le torrent de Faverges, à l'aval du Villaret, et le long de la route menant au télésiège de la Sambuy, à l'Ouest de Seythenex (feuille voisine Albertville).

Les céphalopodes (ammonites et bélemnites) sont rarissimes dans l'Urgonien, qui est avant tout daté par les orbitolines et par encadrement. On lui attribue généralement dans la région un âge barrémien—aptien inférieur. Sa base serait cependant quelque peu diachrone (intra-Hauterivien supérieur à l'Ouest, intra-Barrémien inférieur à l'Est), du fait de la progradation de son dépôt du Nord-Ouest vers le Sud-Est.

L'épaisseur est généralement de l'ordre de 200 à 250 m. Elle est cependant moindre vers le Sud-Est : elle ne dépasse plus 150 m dans l'unité des Aravis. Et elle diminue encore à partir du mont Charvin vers le Sud dans l'unité du Charvin ; c'est dans le flanc de la dent de Cons qu'elle atteint son minimum (80 m environ) : l'Urgonien y est là morphologiquement très discret, constitué d'une alternance de barres calcaires sombres d'une dizaine de mètres d'épaisseur et de marnes gréseuses d'épaisseur équivalente. Encore la plupart des « barres calcaires » sont-elles constituées essentiellement de calcaires à spicules. Seules deux d'entre elles, plus claires, peu avant le sommet, présentent franchement le faciès biodétritique de l'Urgonien. Des silex sont parfois abondants dans les couches basales. Il semble bien qu'on atteigne là la limite orientale de la plate-forme urgonienne au voisinage immédiat du domaine ultrahelvétique : les faciès hémipélagiques à spicules de type « Drüsberg » s'y substituent de plus en plus aux faciès biodétritiques urgoniens de plate-forme.

### **Crétacé « moyen »-supérieur**

Il correspond à un nouveau cycle sédimentaire. Après une lacune au moins partielle du Gargasien (surface durcie plus ou moins phosphatée), la plate-forme urgonienne est noyée à l'Aptien supérieur—Albien sous une sédimentation essentiellement grésoglaucconieuse, à organismes d'abord benthiques (Aptien supérieur), puis à céphalopodes (Albien).

Durant l'Albien, un régime de courants plus ou moins érosifs engendre de nombreuses discontinuités marquées par des horizons condensés à phosphorites et stromatolites, et des remaniements plus ou moins polyzonaux.

Au Cénomaniens (parfois dès l'Albien terminal) s'établit progressivement une sédimentation pélagique encore réduite de calcaires lithographiques à foraminifères planctoniques. Les apports gréseux, la glauconie, les phosphorites diminuent corrélativement et cessent avec une discontinuité matérialisée par les derniers encroûtements stromatolitiques, avant le Cénomaniens supérieur.

La sédimentation restera perturbée jusqu'à la base du Coniacien inférieur par d'importants remaniements polyphasés plus ou moins ravinants, repre-

nant les sédiments antérieurs encore meubles (Aptien supérieur à Turonien) : les mélanges résultants peuvent reposer localement jusque sur l'Urgonien. Le taux de sédimentation augmente ensuite beaucoup au Sénonien. Au Sénonien supérieur (Campanien terminal ? et surtout Maastrichtien), des faciès de calcaires siliceux plus ou moins diachrones, à spicules (« couches de Wang »), à tendance euxinique, marquent un confinement.

n6-7. **Aptien supérieur—Albien. Calcaires biodétritiques grésoglaucconieux et grès glaucconieux verts ou noirs à horizons de phosphorites**

● **Calcaires biodétritiques** (« lumachelle » des auteurs). Épaisseur maximale : 10 m. Calcaires spathiques grésoglaucconieux verdâtres à patine rousse, à crinoïdes et bryozoaires. Ils sont limités dans le domaine de la carte au flanc est du Semnoz, au roc de Chères et à la montagne de Veyrier.

Cette « lumachelle » fait corps morphologiquement avec l'Urgonien dont elle est cependant toujours séparée par une surface durcie parfois phosphatée. On attribue à cette « lumachelle » un âge aptien supérieur (Clansayésien).

● **Grès glaucconieux verts ou noirs :**

— les *grès verts* (épaisseur : quelques mètres à 25 m) sont localisés dans la partie ouest de la feuille, comme la « lumachelle », mais moins étroitement qu'elle : c'est ainsi que dans les Bauges, leur limite orientale est reportée plus à l'Est, entre faille d'Arcalod et synclinal Charbon—Trélod.

Très clairs vers l'Ouest, ils deviennent plus sombres vers l'Est où ils reposent même épisodiquement sur quelques mètres de silts ou grès noirs compacts.

En discontinuité très nette avec l'Urgonien, ils sont également en discontinuité avec la « lumachelle », quand celle-ci existe.

Ces grès, souvent peu consolidés, donnent dans la morphologie une vire ou dépression humide entre les ensembles calcaires qui les encadrent. Ils sont peu fossilifères ; leur âge reste de ce fait mal déterminé.

Au Sud-Est de mont Devant (synclinal d'Entrevernes), sur une nouvelle route forestière, un « béton phosphaté » de 10 à 20 cm d'épaisseur, surmonte 8 m de silts noirs et supporte 8 m de grès verts. Il a fourni des ammonites de l'Albien inférieur et moyen.

Sur les feuilles voisines, à la base des sables verts (Pont-d'Entrèves, feuille Rumilly), ou à 5 m de leur base, (Nord des Chalets-de-Rossane — synclinal du Colombier ; feuille Chambéry) un autre béton a fourni des ammonites de l'Albien inférieur, moyen et supérieur ;

— les *silts et grès noirs* (puissance 0 à 50 m) prennent vers l'Est et le Nord-Est le relais des grès verts et de la « lumachelle », et couvrent ainsi la partie est du massif des Bauges, à l'Est de la faille d'Arcalod, et tout le massif des Bornes (sauf montagne de Veyrier, roc de Chères et synclinal du Lindion).

À leur base, une discontinuité à nodules phosphatés a livré à Borderan (angle nord-est de la feuille), des ammonites (*Epicheloniceras* cf. *martinoides* et *Colombiceras*) indiquant la base de l'Aptien supérieur. Puis viennent des silts schisteux ne renfermant guère que de grands lamellibranches (*Lima*) ; ils sont suivis de grès à nodules calcaréo-gréseux riches en macrofaune benthique (bryozoaires, brachiopodes, huîtres, serpules,...). L'ensemble est daté Aptien supérieur par encadrement .

Au-dessus, nouvelle discontinuité plus ou moins érosive, surmontée de dépôts réduits, à horizons condensés plus ou moins polyzonaux, phosphorites et stromatolites. Une riche faune d'ammonites, et vers le haut quelques foraminifères planctoniques, indiquent l'Albien. Du fait de sa discontinuité ravinante basale, cet Albien peut localement reposer jusque sur l'Urgonien (par exemple dans le synclinal d'Arclosan).

Morphologiquement, les silts schisteux de base forment au-dessus de la falaise urgonienne une bande déprimée humide caractéristique. Au-dessus, les grès noirs s'intègrent par contre à la base de la falaise des calcaires du Crétacé supérieur.

C1-7. **Cénomanien — Maastrichtien. « Calcaires lithographiques » clairs à foraminifères planctoniques.** Leur partie inférieure remanie généralement, et de manière polyphasée, tout ou partie des couches sous-jacentes en les « intégrant » plus ou moins jusqu'au toit des calcaires urgoniens. Ainsi se constitue de véritables mélanges : lithoclastes phosphatés ou non, traînées sablo-glaucוניeuses se diluant progressivement dans une matrice lithographique plus jeune. Les remaniements se situent généralement dans l'intervalle Cénomanien—Coniacien basal, mais ils peuvent localement débiter dès l'Albien terminal.

On passe ensuite à des bancs de calcaires fins homogènes à silex noirs, puis à des calcaires souvent plus argileux en plaquettes (« craie marneuse » des auteurs).

Au sommet apparaissent épisodiquement, vers l'Ouest, de nouveaux bancs plus compacts blancs ou gris, à silex clairs ou sombres, parfois zonés, et à spicules, où les microfaunes deviennent rares.

Localement enfin, des teintes rouges ou rosées (« couches rouges ») apparaissent dans les calcaires lithographiques (calvaire de Thônes, Aravis, synclinal d'Arclosan—Arcalod—Arclusaz). Dans ce dernier, elles occupent clairement une position fixe, au sommet des bancs inférieurs à silex, à une vingtaine de mètres de la base.

Les foraminifères planctoniques sont abondants (globotruncanidés). La macrofaune est toujours rare. Les anciennes carrières de Sévrier (flanc est du Semnoz) ont fourni, dans les calcaires argileux, une faune à cachet sénomanien supérieur (*Pachydiscus* cf. *neubergicus*, *Belemnitella mucronata*, *Inoceramus cripsi*, ...). Dans le synclinal des Aillons (feuille voisine Chambéry) ont été aussi trouvés *Inoceramus pteroides* et les ammonites *Pachydiscus* gr. *colligatus*, *Epiphylloceras* et *Damesites*.

Le Cénomanien non remanié n'existe que localement au Sud de Faverges et dans l'angle nord-est de la carte, au Nord du col des Aravis ; plus largement dans le Nord des Bornes—Aravis, et au-delà vers le Nord-Est, où ont été trouvées de nombreuses ammonites (dont *Schloenbachia varians*) et des globotruncanidés de toutes les zones du Cénomanien. Il est toujours d'épaisseur faible (moins de 3 m). Ailleurs, il n'est représenté que par une croûte stromatolitique millimétrique ou des microfaunes remaniées dans

les mélanges de la base des calcaires lithographiques (ex. : synclinal du Lindion, dans le massif des Bornes).

L'installation franche de la sédimentation des calcaires lithographiques ne se fait généralement qu'au Turonien plus ou moins élevé, voire, dans le Sud-Ouest des Bauges, qu'au Sénonien inférieur ou même Campanien, pour se poursuivre jusqu'au Maastrichtien (?).

**Calcaires argilo-siliceux à spicules : « couches de Wang »** (C1-7 [1]). Les « couches de Wang » définies en Suisse où elles sont connues dans les nappes sudhelvétiques et ultrahelvétiques, sont typiquement représentées dans le massif des Bauges, à l'Est de la faille d'Arcalod, et dans le Sud-Est du massif des Bornes (mont Charvin et synclinal d'Arclosan). Il s'agit de bancs de calcaires argilo-siliceux noirs, fétides, parfois à silex, alternant avec des minces lits de marnes.

En Suisse, elles sont décrites tantôt comme prolongeant sans lacune la sédimentation antérieure (Suisse orientale), tantôt (Suisse occidentale) comme discordantes au-dessus d'une lacune d'érosion sous-marine avec souvent à leur base une brèche importante.

En dehors des spicules de spongiaires, toujours abondants, et d'empreintes attribuées à des annélides tubicoles (*Jereminella pfenderae*), la macrofaune est rare et peu exploitable : fragments et traces d'ammonites (dont *Pachydiscus robustus*), bélemnites, lamellibranches (dont *Inoceramus*), gastéropodes, brachiopodes, oursins, ... Des foraminifères benthiques (*Lituola grandis*) et surtout planctoniques (globotruncanidés, hétérohéliidés, ...) ont permis d'attribuer à ces couches un âge campanien supérieur-maastrichtien à l'Est, purement maastrichtien à l'Ouest.

Une discontinuité les sépare toujours du Tertiaire, correspondant vers l'Est à une simple interruption de la sédimentation sous-marine, mais à l'Ouest à une transgression véritable après une phase d'érosion aérienne.

En France, l'âge exact de ces couches reste discuté, de même que la nature de leurs relations avec la formation des « calcaires lithographiques » (continuité verticale et *pro parte* latérale ou discontinuité ?).

Selon des travaux récents (Villars, 1988), leur base montre, comme en Suisse, une discontinuité sous-marine ravinante, et contient déjà des microfaunes du Maastrichtien supérieur.

Des calcaires à spicules et parfois à silex ont été par ailleurs signalés épisodiquement au sommet de la formation des calcaires lithographiques dans les parties plus externes des Bornes et Bauges ; ils présentent un microfaciès très voisin de celui des couches de Wang. Il en va de même des calcaires à silex sommitaux du Crétacé supérieur de Chartreuse et du Vercors, rapportés au Campanien terminal-Maastrichtien. L'ensemble représente sans doute l'amorce ou l'équivalent latéral des couches de Wang. Le microfaciès étant cependant assez différent — en particulier la couleur beaucoup plus claire —, ces couches ont été maintenues cartographiquement dans la formation des « calcaires lithographiques ».

À noter enfin qu'une émergence généralisée intervient à la fin du Crétacé supérieur : les dépôts nummulitiques tronquent les couches sous-jacentes jusqu'à atteindre localement l'Hauterivien. De ce fait, la puissance conservée des calcaires lithographiques et couches de Wang est très variable : 0 à 400 m (dont 150 à 200 m pour les couches de Wang) à l'Est, au mont Charvin, où cette épaisseur paraît maximale.

## Tertiaire

Il débute par une émergence génératrice d'érosions avant l'arrivée des mers nummulitiques, mais dans le domaine de la carte aucun dépôt continental ou fluvio-lacustre n'est attribuable de manière certaine à cette première période d'émergence, à l'exception d'encroûtements locaux de *Microcodium* sur le Crétacé supérieur. Quelques dépôts de grès et sables bigarrés à concrétions ferrugineuses (sidérolitique ?) ont été cependant signalés sur l'Urgonien du Nord-Semnoz : ils n'ont pu être retrouvés.

Une incursion marine se produit dès l'*Yprésien supérieur*—*Lutétien* ; elle se termine à l'Ouest par un épisode lacustre.

Une deuxième transgression — plus générale semble-t-il — se réalise de manière diachrone (plus tardive à l'Ouest) au *Bartonien*—*Priabonien*—*Stam-pien* ; à l'Ouest elle est précédée par un complexe ravinant de formations continentales, fluvio-lacustres puis saumâtres, à *Microcodium*, sans doute elles aussi diachrones. À l'Est (mont Charvin), où ce complexe n'existe pas, il est possible que l'on passe en continuité marine du *Lutétien supérieur* au *Bartono*—*Priabonien* : le point reste discuté.

Au-dessus vient schématiquement la classique trilogie marine : Nummulitique calcaire, puis marneux, puis gréseux, ce dernier présentant un caractère flysch.

Dans les secteurs les plus externes (Bauges occidentales), ce flysch passe progressivement aux molasses rouges lacustres du *Chattien*, qui représentent les derniers terrains tertiaires connus sur la feuille.

### *Yprésien supérieur* — *Lutétien*

e4-5. « **Calcaires à grandes nummulites** », **calcaires lacustres**. À l'Est (mont Charvin), le *Lutétien supérieur*, qui atteint une puissance de 22 m, est représenté, au-dessus des couches de Wang et sans conglomérat de base notable, essentiellement par des calcaires noirs finement gréseux, à algues et petites nummulites (uniquement formes macrosphériques) avec cependant, à 7 m de la base, un niveau décimétrique à grandes nummulites (formes microsphériques), assilines et discocyclines. De même, 2 m de grès calcaires sombres, grossiers, à foraminifères géants (très grandes nummulites, assilines et discocyclines), pectinidés, polypiers, dents de requins, ... terminent l'ensemble. Fossiles cités : *Nummulites millicaput*, *N. atacicus*, *N. perforatus*, *N. biarritzensis*, *Discocyclina pratti*, *Assilina exponens*.

À l'Ouest, quelques minces restes du *Lutétien* sont aussi conservés : — d'une part dans les Bauges : sur le flanc ouest du synclinal du Charbon

(face à Lanche-Close) et sur le flanc est du synclinal d'Entrevernes (de part et d'autre du col de la Frasse et au bord sud de la butte 1165);  
— d'autre part au Nord de la cluse d'Annecy, dans la partie centrale du roc de Chères. On peut ajouter un mauvais affleurement dans le flanc nord du cirque de Talamarche (synclinal du Lindion).

Les faciès sont ici différents de ceux du mont Charvin ; se succèdent généralement et en continuité, un conglomérat à silex imprégnés de glauconie, puis des calcaires gréso-glauconieux qui passent rapidement à des calcaires massifs, blancs à rosés ou verdâtres, souvent pseudo-brèchiques, puis des calcaires fins blancs ou crème à cyanophycées ou des marno-calcaires noduleux blancs ou verdâtres souvent encroûtés de *Microcodium*.

Les grands foraminifères abondent dans les couches de base (grandes nummulites, assilines, alvéolines, discocyclines, ...). Ils se raréfient ensuite rapidement et les couches supérieures livrent des fossiles d'eau douce : characées, planorbes, limnées, bulimes (au roc de Chères). La puissance de l'ensemble ne dépasse pas 20 m (quelques mètres pour le Lutétien marin).

Sous l'affleurement lutétien du Charbon a été en outre signalé un reste de 1,7 m d'épaisseur de marno-calcaires blancs à nodules renfermant de petites nummulites ; il est attribué à l'Yprésien supérieur (zone à *Nummulites planulatus* et *Aveolina oblonga*). Yprésien et/ou Lutétien reposent sur le Crétacé supérieur, voire (butte 1165) sur le Crétacé moyen.

### **Bartonien—Stampien**

e-gl. **Complexe fluvio-lacustre et saumâtre à *Microcodium***. Il n'est connu que dans les parties externes des Bauges (à partir du synclinal Trélod—Charbon compris), et des Bornes (à partir du synclinal d'Arclosan compris) ; dans ce dernier massif, un affleurement sis au Sud-Ouest du col des Contrebandiers est trop restreint pour avoir pu être cartographié. Ce complexe ravine par ses différents termes les couches sous-jacentes jusqu'à reposer localement sur l'Urgonien. Il varie beaucoup et très vite latéralement et verticalement, en puissance (0 à 60 m) et en nature. Les couches inférieures sont généralement détritiques à très détritiques : les conglomérats sont fréquents, souvent à gros blocs (métriques), toujours à éléments purement locaux (Urgonien, Crétacé supérieur, Lutétien) ; les grandes nummulites remaniées y abondent, parfois au point de rendre alors la distinction difficile avec le Lutétien marin.

Il est certain qu'un sérieux rajeunissement du relief est survenu ici entre le dépôt du Lutétien marin et lacustre et le dépôt de ce nouveau complexe : des dépressions se sont créées, lacustres puis saumâtres, qui ont été ensuite envahies et débordées le plus souvent en continuité par la mer éocène supérieur—oligocène. Dans un certain nombre de cas cependant, les calcaires marins e-gC tronquent aussi le complexe fluvio-lacustre.

Outre les conglomérats, surtout développés dans la partie inférieure, les couches fluvio-lacustres comprennent aussi des grès grossiers blancs ou verts ou roux (ex. : synclinal d'Entrevernes), des calcaires blancs, crème ou

bruns parfois à oncoïdes, des marnes ou calcarénites blanches souvent noduleuses ou à concrétions pédologiques. Les teintes rouges sont peu fréquentes (synclinal de Leschaux). Faune et flore sont rares et peu significatives : gastéropodes d'eau douce (*Helix*, limnées, planorbes, ...), ostracodes, cyanophycées, charophytes, ... Dans le synclinal Charbon — Trélod, spécialement sur le flanc est de Lanche-Close, des marnes blanches ont cependant fourni quelques restes de reptiles et poissons, et une faune de mammifères (*Anoplotherium*, *Pterodon*, *Dichobune leporina*, *Paleotherium medium*, *Plagiolophus minor*, *Amphiperatherium exile*, et divers rongeurs gliridés, ...) permettant de les rapporter à l'Éocène tout à fait terminal.

Au-dessus, les couches saumâtres («couches des Diablerets») sont constituées pour l'essentiel de marnes sombres à niveaux lumachelliques (huîtres, cyrènes, cérithes, ...) avec aussi parfois quelques grès. La meilleure coupe d'ensemble se situe à l'Est de Lanche-Close sur le flanc est du synclinal du Charbon.

Des lignites, en lentilles centimétriques à métriques, se rencontrent aussi assez fréquemment, le plus souvent dans les couches saumâtres, parfois aussi dans les couches fluvio-lacustres. Elles ont été jadis exploitées au crêt des Mouches dans le synclinal d'Arclosan où elles ont fourni des bois silicifiés, et surtout dans le synclinal d'Entrevernes au-dessus de Saury.

e-gC. **Conglomérats, calcaires gréseux et grès à petites nummulites.** Ensemble de faciès de plate-forme, très variables dans le détail, mais à dominante de calcaires grossiers plus ou moins gréseux et glauconieux, à algues corallinacées, petites nummulites, discocyclines, huîtres (*Ostrea gigantea*), pectinidés, polypiers (surtout à la base), échinides, ... Localement, surtout vers la base, se substituent des grès (ex. dans les Bauges : synclinal d'Entrevernes ; dans les Bornes : synclinal des Contrebandiers, roc de Chères, ...). Des conglomérats à éléments purement locaux peuvent exister à la base mais ils sont très discrets, sauf dans le flanc de la dent de Cons (Bauges) où ils atteignent une dizaine de mètres d'épaisseur et comportent des blocs métriques à décamétriques : ils arrivent à remplacer ici latéralement la totalité des calcaires.

La teinte des calcaires est claire vers l'Ouest (blanche à crème ou beige), de plus en plus sombre à l'Est (grise à noire). Cette formation couvre la quasi-totalité du domaine de la carte. Sa puissance, très variable dans le détail (quelques mètres à 80 m), diminue cependant d'une manière générale vers l'Ouest où la transgression ne semble pas avoir atteint le Semnoz.

Cette formation repose le plus souvent sur le Crétacé supérieur plus ou moins érodé, parfois sur le Crétacé moyen, plus rarement sur l'Urgonien. Dans le flanc de la dent de Cons, elle atteint l'Hauterivien : elle tronque là, avec forts conglomérats, une structure plissée (et sans doute faillée) post-crétacée.

L'âge de la formation e-gC n'a pu jusqu'ici être directement déterminé de manière précise. Il semble bien cependant qu'elle soit diachrone : Bartonien—Priabonien à l'Est (mont Charvin — dent de Cons), avec *Nummulites*

*fabianii*, pour atteindre vers l'Ouest la limite Éocène—Oligocène dès le synclinal Charbon—Trélod. Plus à l'extérieur encore, dans le synclinal des Déserts (feuille Chambéry), des sables et calcaires gréseux à pectinidés, *Natica crassatina* et dents de squales, ont fourni une faune de mammifères stampienne (*Anthracotherium*, *Aceratherium filholi*, *Halitherium*). À l'appui, on peut aussi noter la disparition vers l'Ouest (dès le Charbon—Trélod dans les Bauges) des discocyclines de l'Éocène, et l'apparition de *Natica crassatina*.

e-gM. **Marnes à foraminifères, schistes à *Meletta***. Succèdent rapidement aux calcaires précédents, des calcaires argileux schistoïdes, puis des marnes bleues à altération blanchâtre riches en foraminifères d'abord surtout benthiques puis de plus en plus planctoniques. Puissance : 10 à 70 m. Ce changement de sédimentation correspond à un approfondissement qui a dû se faire par saccades : de nombreuses avalanches sous-marines ont en effet été signalées dans ces marnes : par exemple dans le synclinal Charbon—Trélod (Bauges), au Nord du Chalet-du-Rosay, et plus au Sud dans le même synclinal sur la feuille Albertville ; également dans les Bornes (feuille Annecy—Bonneville) ; elles remanient des calcaires nummulitiques mais comprennent aussi des éléments crétacés (Urgonien compris). Sur le flanc nord-ouest du mont Charvin, c'est la quasi-totalité des marnes qui est remplacée, au-dessus de calcaires nummulitiques bien développés, par une brèche d'une puissance de 30 m, à éléments locaux (Nummulitique, Crétacé supérieur et moyen, Urgonien) parfois énormes (décamétriques). Un jeu de faille synsédimentaire est ici certain, à l'actuelle terminaison nord de l'unité « mont Charvin—dent de Cons ». Cette fracture se confond — au moins localement — avec la faille de la Goenne ; elle a été réutilisée lors des tectoniques compressives et distensives ultérieures (cf. *infra*).

Une brèche analogue se rencontre aussi plus au Sud dans le flanc de la dent de Cons, mais ici elle remplace en outre plus ou moins totalement les calcaires de base ; et des marnes à globigérines épineuses paraissent se rétablir assez vite vers l'Ouest dans le bas du ravin sis au Sud de Frontenex où elles présentent des intercalations de microbrèches à nummulites et discocyclines.

Des schistes à écailles de poissons (*Meletta*, ...) succèdent en continuité aux marnes à foraminifères. Ils sont de teinte plus foncée, à altération brune. Puissance 10 à 50 m. Ils se caractérisent avant tout par un accroissement du détritisme argileux et surtout quartzo-micacé, également par un accroissement de la matière organique (débris de plantes, voire passées ligniteuses) ; corrélativement la microfaune diminue et ne comprend plus que de rares petits foraminifères planctoniques.

Ces schistes à *Meletta* n'ont été rencontrés que dans les parties externes des massifs, dans l'unité à « Grès du Val d'Illicz ». Ils doivent y représenter l'équivalent latéral distal des premiers flyschs grésomiacacés qui se déposent alors plus à l'Est. Cartographiquement, ils ont cependant, pour des raisons de commodité, été groupés avec les marnes à foraminifères.

L'âge de la formation e-gM a été établi dans l'unité à « Grès de Val d'Illicz » des Bornes externes, par micro- et nannoplancton : Oligocène inférieur pour l'ensemble, et même parfois affinités Oligocène moyen pour les

schistes à *Meletta*. Dans la partie la plus externe des Bauges (synclinal des Déserts, feuille Chambéry) la formation a fourni une microfaune planctonique de l'Oligocène « moyen » (*Globorotalia opima opima*, *Globigerina* cf. *ampliapertura*, ...).

Par contre, dans les parties plus internes des Bornes et Bauges (unité des Aravis et de Charvin — dent de Cons), une partie des marnes à foraminifères reste Éocène supérieur. Il apparaît donc que les marnes à foraminifères sont aussi diachrones.

e-gBr. **Faciès bréchiqes.** Ont été ainsi désignés les faciès bréchiqes dans e-gC et e-gM (mont Charvin — dent de Cons).

e-gF. **Flysch marno-gréso-micacé**, à ciment calcaire, parfois microconglomératique et à rares intercalations de microbrèches à nummulites et discocyclines. Les débris de plantes sont fréquents.

Dans le *massif des Bornes*, la partie inférieure du flysch de l'unité des Aravis contient jusqu'à 60-80 % d'éléments andésitiques frais, témoignant d'un volcanisme calco-alcalin riche en potassium (e-gFGT: « **Grès de Taveyannaz** »), vert sombre ou souvent mouchetés par de la laumontite. Ce pourcentage diminue vite vers le haut et latéralement dans les unités encadrantes des Bornes externes et du Charvin, dites encore respectivement à « Grès du Val d'Illiez » et à « Grès Intermédiaires ». Dans les « Grès du Val d'Illiez », au Nord de Thônes — et plus largement, plus au Nord encore, sur la feuille Annecy-Bonneville — se rencontrent des **conglomérats polygéniques** (e-gFC) à nombreux éléments exotiques, en particulier des radiolarites rouges et diabases non métamorphisées. Ils sont sans doute la manifestation distale d'arrivées olistostromiques qui se généralisent plus au Nord dès la feuille Annecy-Bonneville et jusqu'en Suisse, dans la partie supérieure du flysch de l'unité à « Grès de Taveyannaz », puis du flysch de l'unité à « Grès du Val d'Illiez ».

Dans le *massif des Bauges*, les « Grès du Val d'Illiez » sont représentés à l'Ouest de la faille d'Arcalod, les « Grès Intermédiaires » dans le flanc de la dent de Cons. Entre les deux, le synclinal de Tamié ne montre pratiquement plus de flysch. Dans la partie la plus externe des Bauges (feuille voisine Chambéry), les « Grès du Val d'Illiez » passent eux-mêmes vers le haut à une formation saumâtre (« Grès des Déserts et des Aillons ») à petits lamelibranches (*Corbulomya*, *Nucula*, *Cyrena*, *Corbula*, ...), passant elle-même à la molasse rouge lacustre chattienne. Il en va peut-être de même en bordure est du synclinal de Leschaux.

La puissance de la formation e-gF est très variable : elle peut atteindre 600 m ; vers l'Ouest (« Grès des Déserts »), elle ne dépasse pas 20 m. Micro-et nannoplancton — en dépit des remaniements fréquents — indiquent un certain diachronisme de la base de la formation, qui irait de l'Oligocène inférieur à l'Est, à l'Oligocène « moyen » à l'Ouest (« Grès des Déserts »).

### **Chattien inférieur**

g3. **Molasse rouge lacustre.** Alternance irrégulière de grès grossiers verts ou rougeâtres et de marnes bigarrées. Elle n'est représentée que dans les synclinaux les plus externes des Bauges : synclinaux des Déserts et des Aillons (feuille Chambéry) et de Leschaux sur la carte Annecy-Ugine ; elle existe par ailleurs au front des Bauges et des Bornes.

Au flanc ouest du synclinal de Leschaux, elle surmonte directement un complexe fluvio-lacustre (calcaires, conglomérats, grès et marnes bigarrées noduleuses) sans interposition de Nummulitique marin. Ce complexe n'est pas daté : il a été cartographié comme fluvio-lacustre anténummulitique mais il n'est pas exclu qu'il s'agisse d'un complexe de base de la molasse rouge, qui serait alors elle-même géométriquement transgressive directement sur le Crétacé (Urgonien à Crétacé supérieur).

Dans le flanc est du synclinal, un accident cisailant chevauchant sépare souvent les molasses rouges de la retombée anticlinale du roc des Bœufs, qui comporte, elle, du Nummulitique marin.

La puissance de la molasse rouge pourrait atteindre 1 000 m dans le synclinal de Leschaux. Elle a fourni des débris de végétaux supérieurs (*Sabal lamanonis*, daphnogène, ...), des charophytes, des dents de rongeurs, reptiles, poissons, de petits gastéropodes d'eau douce, des ostracodes. Son âge est chattien inférieur pour l'essentiel, avec début dans l'Oligocène « moyen ».

### *KLIPPE DE SULENS*

#### **Nappe supérieure (zone subbriançonnaise)**

Elle coiffe le sommet de la colline de Sulens, au-dessus du wildflysch de la nappe inférieure. Elle est représentée, comme la klippe des Annes plus au Nord, par une série triasico-liasique.

#### **Trias**

Le Keuper terminal (?) – Rhétien affleure en série normale au bord oriental et méridional de la nappe et, en position renversée, au Nord des Chalets-de-Sulens. Puissance totale : 50 m au maximum.

tR ; tG. **Keuper (?)**. « Grès à roseaux » ; **gypses**. Ils se rencontrent épisodiquement à l'extrême base de la formation. Actuellement, le seul affleurement de gypse visible se situe au bord sud-est de la klippe, au Nord-Ouest de Crêt-Vermant. Les « Grès à roseaux » (tR), en réalité à *Equisetum*, ne sont visibles qu'à l'Est de la Frasse, associés aux cargneules. Viennent ensuite :

t10a. **Rhétien. Calcaires dolomitiques et cargneules** à patine jaune, plus ou moins polygéniques, à débris de schistes rouges et verts.

t10b. **Rhétien. Alternances d'argilites vertes, rouges et grises et de calcaires dolomitiques jaunâtres**

t10c. **Rhétien. Alternances de calcaires organo-détritiques noirs à patine brune ou rousse, à lamellibranches (dont *Avicula contorta*), et d'argilites ou marnes noires micacées**

Dans la klippe des Annes (feuille Annecy-Bonneville), une formation analogue a fourni dans les « Grès à roseaux », *Equisetites* et *Analepsis zeilleri*, et au-dessus, dès la base des calcaires dolomitiques, des macro- et microfossiles rhétiens.

## Lias

l1-3. **Hettangien—Sinémurien inférieur. Calcaires organo-détritiques noirs, crinoïdiques, à silex.** À cette formation correspond un abrupt ou falaise, en particulier au bord est de la montagne de Sulens. Puissance : 130 m (dont 30 m pour l'Hettangien). Le Sinémurien a fourni des gryphées et une ammonite (*Arnioceras*).

l4. **Sinémurien supérieur. Alternances régulières de schistes et calcaires argileux noirs.** Puissance : 120 m. Il a fourni les ammonites *Oxynoticeras* et *Echioceras raricostatum*.

l5. **Carixien inférieur-moyen. Schistes, puis alternances de schistes et calcaires organo-détritiques noirs** en gros bancs. Épaisseur conservée : 50 m. Le Carixien moyen a fourni des céphalopodes (*Tropidoceras* gr. *calliplocum*, de nombreux *Lytoceras* et de grandes bélemnites) ; le Carixien inférieur, le brachiopode *Spiriferina*.

## Nappe inférieure (zone ultrahelvétique)

Elle comprend plusieurs écaillés. La plus élevée (écaïlle supérieure de Nantbellet) est constituée d'une série allant de l'Oxfordien inférieur au flysch et wildflysch nummulitiques. Au bord sud-ouest de la klippe se dégagent des écaillés inférieures plus limitées. Ce sont de bas en haut : l'écaïlle des Combes ne comportant que du Nummulitique ; la petite écaïlle des Chaux (Crétacé inférieur) ; l'unité inférieure de Nantbellet (Oxfordien à Crétacé inférieur). L'élément de la klippe de Cons-Sainte-Colombe (Oxfordien moyen à Nummulitique), plaqué au Sud sur le massif des Bauges, est sans doute la prolongation sud plus complète de l'une ou l'autre de ces écaillés inférieures.

## Jurassique supérieur

Il reste encore assez semblable à celui de l'« autochtone ».

j4-5. **Oxfordien inférieur-moyen. Schistes noirs à nodules, puis alternances marno-calcaires.** Puissance inférieure à 100 m. L'Oxfordien inférieur est représenté par les « Terres noires » : schistes noir bleuté marno-micacés,

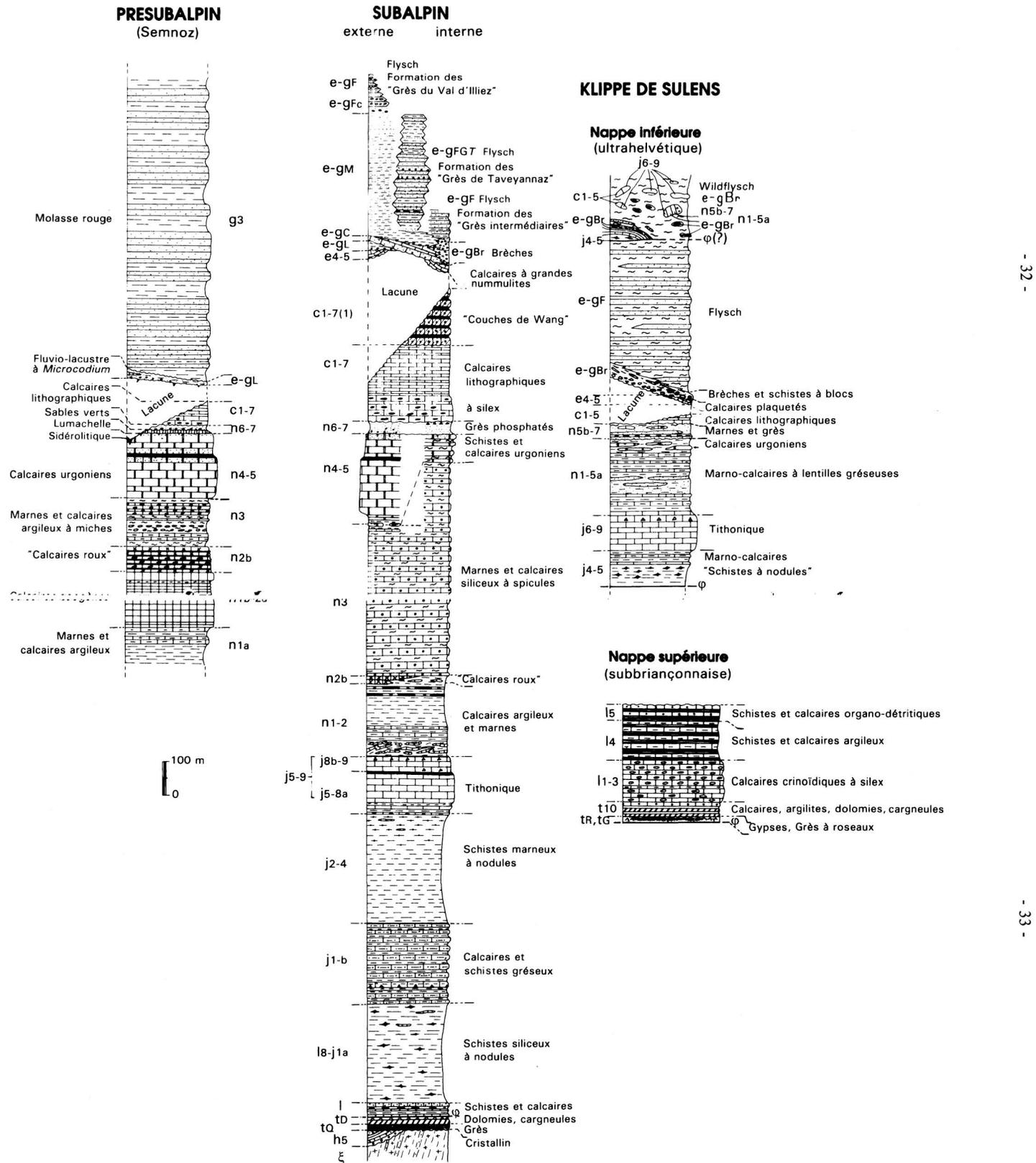


Fig. 2 - Séries stratigraphiques des différents ensembles structuraux

à miches et petits nodules noirs siliceux et pyriteux très durs, qui fournissent un peu partout une faune d'ammonites des zones à *Cordatum* et *Plicatilis* ; *Sowerbyceras tortisulcatum* est particulièrement abondante. Se rencontrent aussi fréquemment des posidonomes. Quelques petits bancs de calcaire noir s'intercalent dans ces schistes.

Cette formation est généralement présente à la base de la nappe dont elle constitue le niveau de décollement ; elle s'injecte par ailleurs capricieusement dans les discontinuités tectoniques.

L'Oxfordien moyen est représenté par des alternances de schistes et calcaires argileux noirs (20 m) à patine jaunâtre, de plus en plus calcaires vers le haut. Les ammonites sont rares. À la base de la klippe de Cons, cette formation a fourni une bélemnite : *Duvalia montsalvensis*.

j6-9. **Oxfordien supérieur—Tithonique. Calcaires lithographiques.** Puissance : 120 m. Ensemble de calcaires fins bien lités, à interbancs marneux réduits ou absents, formant falaise. La majeure partie est en petits bancs, souvent à surfaces ondulées ; les marnes intercalaires sont fréquemment noduleuses. Le sommet est plus massif et présente des niveaux de remaniements bréchiques ou microbréchiques.

La patine est blanche, la cassure le plus souvent sombre ; elle devient toutefois très claire vers le haut. Les silex abondent, en rognons ou rubans, généralement noirs, parfois blonds ou rougeâtres.

La macrofaune est pauvre et concentrée à la surface des bancs (ammonites corrodées, bélemnites, *Aptychus*, ...). La microfaune comprend des radiolaires et saccocomidés ; les calpionelles apparaissent au sommet.

## Crétacé

Il n'est conservé que partiellement sous le Nummulitique transgressif qui repose ici jusque sur le Tithonique : le Crétacé supérieur, en particulier, est de ce fait toujours très réduit. Le Crétacé est dans son ensemble plus mince et plus pélagique que dans l'autochtone relatif.

n1-5a. **Berriasien—Aptien inférieur. Calcaires tachetés et marnes schistoïdes.** Puissance : 100 à 250 m. Alternances de calcaires argileux tachetés sublithographiques, gris ou beiges, et de marnes schistoïdes. Cette formation a été datée par calpionelles à la base, et dans son ensemble par ammonites ; elle est par ailleurs riche en radiolaires. S'y intercalent à des niveaux variables et de manière discontinue, des calcaires biodétritiques grésoglaucconieux sombres à spicules, entroques et petits foraminifères benthiques : ils correspondent à des coulées turbiditiques.

Près du sommet s'interstratifient d'autres coulées biodétritiques, beiges, à **faciès urgonien** (orbitolines, dasycladacées, miliolles, ...) ; elles ont pu être cartographiées (U), d'une part dans le secteur oriental de la klippe (Orsière, Le Macheux), d'autre part dans le secteur occidental (ravin au Sud de Mon-

taubert). Il s'agit sans doute là des dernières traces vers l'Est des faciès urgoniens qui dégénéraient déjà dans l'unité sudhelvétique de la dent de Cons.

**Crétacé «moyen»-supérieur.** Comme dans l'autochtone, il correspond dans l'ensemble à une formation sombre grésoglaucconieuse puis à des calcaires lithographiques. Des discontinuités ravinantes, lacunes et remaniements s'y manifestent également jusque dans la partie inférieure des calcaires lithographiques. Deux formations ont été cartographiées :

n5b-7. **Aptien inférieur—Albien. Marnes et calcaires grésoglaucconieux.** Le fond de la sédimentation est calcaire et marno-calcaire, mais il est envahi plus ou moins massivement par des coulées biodétritiques et quartzesuses. Les éléments phosphatés sont ici très rares.

À la base, une discontinuité semble générale, correspondant à une lacune : des «conglomérats», à éléments parfois métriques, y ont été signalés (région du Guillon et au Sud-Ouest du Macheux). Au sommet, on passe à des marnes noires pyriteuses à lentilles de calcaires argileux. Puissance maximum de l'ensemble : 80 m.

En dehors de spicules, débris de bryozoaires et de crinoïdes, la formation a livré des ammonites, des foraminifères planctoniques et du nannoplanton.

C1-5. **Cénomaniens—Santonien. Marno-calcaires et calcaires lithographiques.** La formation débute au Cénomaniens par des alternances de calcaires argileux et marnes schistoïdes et se poursuit par des calcaires fins lithographiques à patine blanche. L'ensemble, daté par foraminifères planctoniques (*Marginotruncana coronata*, *Dicarinella concavata*, ...), ne dépasse pas le Santonien. Puissance : 15 m. Ce Crétacé supérieur n'a pu être cartographié que dans la région du Guillon et dans le bas ravin de Montaubert.

## Tertiaire

Le Tertiaire est transgressif jusque sur le Tithonique, mais — comme déjà dans l'unité sudhelvétique «Charvin — dent de Cons» —, aucune formation continentale (sidérolitique ou fluvio-lacustre à *Microcodium*) n'a pu être mise en évidence entre ce Tertiaire et son substratum mésozoïque. De même — mais plus encore que dans l'unité «Charvin — dent de Cons» —, la «trilogie nummulitique» tend à s'effacer, ses termes inférieurs (calcaires à nummulites et marnes à foraminifères) étant remplacés par un complexe conglomératique souvent puissant, au sein duquel ils n'apparaissent plus que de manière épisodique. Les éléments remaniés de ce complexe sont généralement d'origine proche et d'âge jurassique supérieur à éocène. Il est suivi par un flysch marno-micacé, d'abord à blocs ou lentilles de microbrèches, puis à bancs de grès assez clairs, dépourvus d'éléments volcaniques (ni andésites, ni diabases), enfin par un wildflysch à éléments parfois énormes, d'origine ultrahelvétique et subbriançonnaise.

**Tertiaire de l'unité des Combes.** Son complexe conglomératique de base, très grossier, est bien visible le long de la route de Saint-Ferréol à Serraval

où il atteint 30 m de puissance ; il est suivi d'une dizaine de mètres de schistes blanchâtres, à blocs et lentilles de microbrèches à nummulites, discocyclines et lithothamniées ; puis par une trentaine de mètres d'un flysch de plus en plus gréseux. Plus au Sud et plus au Nord ne sont plus représentés que des schistes à blocs et microbrèches.

**Tertiaire du lambeau de Cons-Sainte-Colombe.** Il n'est constitué que par quelques dizaines de mètres de schistes à blocs et lentilles conglomératiques et microconglomératiques, directement transgressifs sur le Tithonique—Berriasien inférieur.

**Tertiaire de l'unité supérieure de Nantbellet.** Il est de loin le plus complet. Sa puissance totale atteint 500 à 600 m.

À sa base a été reconnue, sous les prés de Nantbellet, une dizaine de mètres de **calcaires argileux plaquetés** (e4-5), datés par microfaune planctonique et nannoflore de l'Yprésien supérieur—Lutétien inférieur. À leur base, un microconglomérat à nummulites ravine le Crétacé moyen et supérieur.

Au-dessus, vient — également ravinant — l'habituel **complexe conglomératique basal** (e-gBr) du flysch, puis le **flysch** (e-gF) silteux et gréseux, encore parsemé à sa base de niveaux microbréchiens.

L'ensemble est surmonté par un **wildflysch à lentilles exotiques** (e-gF) sur lequel repose tectoniquement l'unité triasico-liasique de Sulens.

Ces *lentilles* comprennent des terrains dissociés ou encore partiellement associés, allant de l'Oxfordien à l'Éocène. La plupart sont d'affinités ultrahelvétiques, d'autres d'affinités subbriançonnaises. Ces dernières pourraient représenter le complément vers le haut de l'unité triasico-liasique de Sulens. La taille des lentilles est parfois énorme (jusqu'à plurikilométrique). Les plus importantes forment la colline surmontant Le Bouchet et la colline cotée 1735 à l'Est du plan du Tour (colline dite de « Roche-Vieille »).

La colline du Bouchet comprend deux écaillés montrant une série allant de l'Oxfordien au flysch et peut-être à un wildflysch ; elle est dans l'ensemble nettement à affinités ultrahelvétiques. Le complexe conglomératique basal du flysch y est toutefois particulier : les grandes nummulites y sont abondantes et surtout il comprend, outre les éléments habituels (sauf Crétacé supérieur), de nombreux éléments de dolomies et arkoses du Trias, et de roches cristallines éruptives et métamorphiques. Des schistes calcaires, inclus dans la base du complexe, ont fourni une microfaune plus ou moins remaniée dont la plus récente est d'âge yprésien — lutétien inférieur. La base du flysch marno-micacé à microbrèches sus-jacent a livré une faune et microfaune bartoniennes.

La colline de Roche-Vieille révèle une série d'affinités davantage subbriançonnaises :

— calcaires lithographiques du Jurassique supérieur, calcaires tachetés et marnes schisteuses du Crétacé inférieur, le tout perturbé ici par des arrivées biodétritiques et des microbrèches à éléments triasiques (dolomies jaunes et argilites vertes) et cristallins ;

— complexe conglomératique basal du flysch, à grandes nummulites, assez semblable à celui du Bouchet mais à éléments cristallins plus rares, et comprenant en plus des éléments liasiques (calcaires noirs à silex et *Gryphea arcuata*). Le complexe n'a pas été ici daté précisément.

Le *wildflysch*, pris dans son ensemble, correspond à l'ancienne « nappe moyenne » de L. Moret. Il est actuellement considéré comme terminant stratigraphiquement l'échelle supérieure de Nantbellet. Mais il ne peut être exclu qu'il constitue une unité tectonique particulière ayant par exemple pour substratum la série du Bouchet. C'est cette dernière hypothèse qui a été suggérée sur le schéma structural.

L'âge précis des formations tertiaires de ces différentes unités reste encore mal connu. Les faunes et flores ont été essentiellement recueillies dans le complexe détritique de base ou à son voisinage, dans des turbidites et microbrèches où les remaniements sont la règle. Les âges les plus récents fournis sont généralement Bartonien—Priabonien sauf à Nantbellet (calcaires plaquetés infra-complexe) et au Bouchet (base du complexe) où ils sont Yprésien—Lutétien, mais il ne peut être exclu que le flysch lui-même, et *a fortiori* le *wildflysch*, montent dans l'Oligocène.

C'est pourquoi *cartographiquement*, l'ensemble a été maintenu sous la dénomination e-gF (Bartonien—Stampien). Ont été distinguées à l'intérieur de cet ensemble : les brèches nummulitiques de base (e-gBr) et les lentilles.

L'Yprésien supérieur—Lutétien (e4-5) n'a pu être distingué que sous Nantbellet (calcaires plaquetés).

### TERRAINS QUATERNAIRES

**E. Éboulis.** On n'a pas distingué les éboulis « vifs », toujours alimentés, des éboulis « stabilisés » pour la plupart colonisés par la végétation. Les éboulis, peu épais en général (moins de 5 m), drapent les pentes au pied des falaises calcaires. Ils recouvrent soit directement le substratum, soit des moraines.

**C. Colluvions, éboulis et moraines remaniées.** Il s'agit de formations meubles à matrice argilo-sableuse contenant des éléments de toutes formes (anguleux, arrondis) et de nature parfois également variée (cristallin, calcaires, etc.). Elles proviennent de l'altération et du remaniement des formations sous-jacentes (moraines, substratum) et de leur mélange avec des lessivats de pied de pente.

**Écroulements.** Les plus nombreux, d'envergure assez réduite, affectent les corniches calcaires urgoniennes ou tithoniques, plus rarement nummulitiques, au pied desquelles ils s'arrêtent.

D'autres, plus importants, intéressent un ensemble complexe allant du Tithonique à l'Hauterivien, voire à l'Urgonien ou même au Crétacé supérieur. C'est le cas des grands écroulements du bord subalpin, de part et d'autre de la cluse d'Ugine : ils se compliquent alors d'un glissement sur les marnes oxfordiennes et les moraines de pied de pente et s'étalent beaucoup plus largement.

**Glissements.** Ils intéressent généralement tout ou partie de la couverture meuble colluviale ébouléuse ou morainique, au-dessus de formations à forte composante marneuse imperméable du substratum, donnant lieu à une topographie « moutonnée » caractéristique. Ils sont particulièrement nombreux sur les molasses rouges du synclinal de Leschaux et sur les « Terres noires » oxfordiennes et aaléniennes du bord et du sillon subalpin, également sur les flyschs et marnes nummulitiques.

Il faut mettre à part les grands glissements de la vallée de l'Arly qui intéressent avant tout les micaschistes de la série satinée, mais qui peuvent aussi affecter les terrains sus-jacents (Houiller, Trias et base du Jurassique). Le plus spectaculaire est celui dit de « Moulin-Ravier » en rive gauche des gorges de l'Arly ; il s'agit là d'un mouvement en masse d'une énorme loupe (17 000 000 de m<sup>3</sup>) de micaschistes : le versant, en quelques dizaines d'années, s'est affaissé de 300 m sur un front de 700 m. Le gonflement de la partie aval a obstrué à plusieurs reprises la vallée de l'Arly, entraînant un alluvionnement à l'amont. Le mouvement paraît actuellement bien ralenti.

Un autre glissement, plus ancien, s'est manifesté aussi en rive droite, face au précédent : des sondages ont retrouvé là, sous des micaschistes altérés, des alluvions à un niveau inférieur au cours actuel de l'Arly.

Enfin, sur cette même rive droite, à l'aplomb d'Hauteville s'observent aussi de nombreux tassements de versants : la succession des terrains houillers, triasiques et jurassiques y est irrégulièrement interrompue par des affaissements en marches d'escaliers simulant des décalages par failles.

J. **Cônes de déjection.** Dans les vallées étroites (vallées hautes du Nom et du ruisseau de Champfroid), les cônes, fortement pentés, n'ont généralement qu'une faible épaisseur : ce ne sont guère que des cônes d'épandage locaux.

Dans les vallées plus larges, surcreusées par les glaciers (cluse d'Annecy et dans une moindre mesure vallée du Fier), leur épaisseur devient plus forte et ils s'étalent sur de grandes surfaces, s'intriquant par ailleurs fréquemment à l'aval avec le remplissage de lacs de retrait wurmien (lac d'Annecy, lac d'Alex-Dingy). Leurs matériaux, grossiers et puissants à l'amont (plus de 100 m à Saint-Ferréol), deviennent moins épais à l'aval où ils progradent sur les sédiments lacustres.

L'ensemble des cônes observables en surface est postérieur au retrait glaciaire wurmien. Les plus récents, encore actifs, sont parfois emboîtés dans de plus anciens, entaillés en terrasses plus ou moins pentées (ex. : cônes d'Alex et du Pessey dans la vallée du Fier ; cônes des Rippes à Uginette au Nord-Ouest d'Ugine).

Fz. **Alluvions de fonds de vallée.** Sous ce vocable, on a désigné les plans alluviaux axiaux des grandes vallées : alluvions fluviales « modernes » et alluvions lacustres de comblement des lacs de retrait wurmien, surmontées ou non d'un voile d'alluvions fluviales terminales.

Les alluvions lacustres sont généralement représentées par des fines, voire des argiles finement litées ; elles ne s'enrichissent en apports grossiers qu'en passant aux deltas torrentiels axiaux ou latéraux.

Vers l'aval, elles sont fréquemment entaillées par les cours d'eau actuels. C'est le cas sous Annecy, également dans la partie aval du bassin d'Alex ou des argiles varvées sont visibles sur les deux flancs de la vallée du Fier, sous les cotes 555 à Alex, 540 à Dingy. Elles ont été aussi exploitées par une tuilerie en bordure du delta de Saint-Jorioz (460 m).

Gy. **Moraines supérieures wurmiennes.** Elles sont constituées de blocs et cailloux hétérométriques noyés dans une matrice sablo-argileuse. Il s'agit le plus souvent d'une moraine de fond compactée, plus rarement de moraines superficielles ou de moraines latérales alignées en cordons contre les versants. L'épaisseur est généralement faible (disposition en tapis), métrique à plurimétrique, sauf dans les cordons où elle peut devenir décamétrique.

Il est classique de distinguer les « moraines alpines ou cristallines » et les « moraines locales ou moraines calcaires ». Les premières, riches en éléments exotiques (en particulier granite, gneiss, micaschistes, amphibolites, quartzites, brèches du flysch de Tarentaise ou valaisannes, etc.) sont issues des grands glaciers alpins descendus des vallées du Rhône et surtout de l'Arve. Ils ont envahi la cluse d'Annecy soit à partir du Nord-Ouest (différence du col d'Evire—Annecy) soit à partir du Sud-Est (différence Megève—val d'Arly). On retrouve leurs moraines des deux côtés de la cluse d'Annecy et dans les vallées latérales jusqu'à des cotes de l'ordre de 1 100 m. Plus haut, ces moraines cristallines sont relayées par des moraines calcaires de glaciers locaux. Ces moraines locales sont particulièrement développées en flanc ouest des Aravis (ex. : mont Charvin) et au Sud du col des Aravis où elles donnent quelques cordons morainiques. Mais les principaux cordons morainiques sont alpins : ils se rencontrent dans la partie ouest de la cluse d'Annecy. Leur netteté morphologique ne doit cependant pas faire surestimer leur importance. Ils s'alignent en effet parallèlement aux structures du substratum : des différences lithologiques dans ce dernier ont pu amorcer précocément de tels alignements morphologiques, coiffés simplement ensuite par les dépôts morainiques.

Fx-y. **Alluvions anciennes et lignites (interglaciaire Riss-Würm l.s.).** Masquées le plus souvent par la moraine wurmienne, elles n'apparaissent qu'en quelques points en rive sud de la cluse d'Annecy, à des cotes comprises entre 485 et 450 :

- d'une part à la base des banquettes de Chapparon—Bredannaz et de Longemale ;
- d'autre part dans les entailles réalisées par deux ruisseaux au Sud et à l'Est des Chevillys.

Il s'agit de cailloutis consolidés à matrice sableuse, visibles sur une épaisseur d'une vingtaine de mètres. Ils ont une origine fluviatile dans la banquette de Bredannaz et une origine fluvio-lacustre à Longemale où ils ont une inclinaison de 10° environ vers le SSW, témoignant d'un apport général depuis l'Est.

À leur base, dans les deux affleurements des Chevillys, sont visibles des *argiles à lignites*. Les lignites se présentent en petits niveaux centimétriques intercalés sur 3 m dans des argiles et silts bleus à passées caillouteuses, le tout penté d'environ 5 % vers la vallée. D'âge > 34 000 B.P., ce lignite feuilleté est analogue à ceux de la vallée du lac du Bourget (Voglans) et de la vallée de l'Isère (La Flachère). Les études palynologiques le placent dans l'interglaciaire Riss-Würm *l.s.*, plus précisément dans les stades Saint-Germain. Les auteurs ont signalé aussi ce lignite à la base de la banquette de Bredannaz et à proximité de la surface dans un puits au Bout-du-Lac.

Gx. **Moraine inférieure rissienne.** Elle n'est visible, sous les argiles à lignites, qu'à la partie haute de l'affleurement sis au Sud des Chevillys. Il s'agit d'une moraine de fond, très altérée, brune, à galets corrodés ou en voie d'arénisation. Elle est attribuée au Riss, tout comme les blocs erratiques cristallins ou quartzitiques trouvés isolés sur les versants à des altitudes supérieures à 1 100 m.

## APERÇU STRUCTURAL

### PRÉSENTATION GÉNÉRALE DES STRUCTURES(\*)

#### Dans le soubassement antéalpin et le tégument triasique du massif de Belledonne

##### « Série satinée »

Les versants de l'Arly sont bien souvent glissés : il est donc difficile d'y mesurer des déformations significatives ; le versant de Queige et les crêtes, du col de la Forclaz au lac des Saisies, sont plus favorables. Néanmoins, les données structurales fournies par un territoire aussi limité que celui de la série satinée sur la feuille Annecy—Ugine sont minces ; il faut largement tenir compte des études menées sur les cartes voisines : Albertville au Sud-Ouest, Saint-Gervais au Nord-Est.

Sur le bord ouest du Cristallin, les directions de la *schistosité principale* sont N 30° à N 60° E, ses pendages 30 à 50° vers l'Ouest ou le Nord-Ouest. Vers l'Est, à partir d'une ligne Forclaz—Les Mouilles, les pendages deviennent 40-70° vers l'Est, puis passent à la verticale au Nord de Queige et dans le bois des Saisies en s'alignant par ailleurs autour d'une direction N 40° E, ce qui matérialise « l'accident de Queige » (voir plus loin). Au-delà, dans l'extrême Sud-Est de la feuille, la schistosité plonge à nouveau N 0° à N 20° E. Manifestement, la schistosité a été tordue. Ceci est plus perceptible encore à la lecture de la carte voisine Saint-Gervais ; elle dessine un grand pli à concavité S dans la partie nord-ouest du secteur et un à concavité N dans la partie sud-est ; le raccord se fait par une zone à schistosité très redressée orientée N 40-60° E, selon une ligne approximative Albertville—Queige—Megève. Les auteurs interprètent cette disposition par un accident décrochant dextre, ou dextre puis senestre (présence de microplis nés à la faveur de mouve-

(\*) voir coupes géologiques (en annexe) et schéma structural (en marge de la carte).

ments inverses). C'est en fait une *zone de cisaillement ductile*, sans limites nettes, et on a utilisé une représentation graphique particulière pour la matérialiser sur la carte (double trait). Cet accident est sans doute hercynien : il paraît cacheté par le Trias adhérent au socle plus au Nord-Est vers Megève (renseignement F. Carme).

De nombreux *microplis surtout postschisteux* ont été observés. Leurs axes sont très variables (Siméon, 1979) :

- plis N 60, pentés 40° SW, rares ;
- plis N 20 à N 50° E, très répandus, faiblement pentés N ;
- plis N 120 à N 70° E, liés à l'accident Queige–Albertville ;
- plis N 70 à N 80° E, métriques très ouverts, faiblement pentés E.

Les plis N 20 à N 50° E, les plus évidents et les plus courants, s'accompagnent assez souvent d'une schistosité de plan axial dans laquelle se développe une génération de séricite et d'albite. Ils sont déversés à l'Ouest. Ils sont interprétés comme des plis d'entraînement sur le flanc normal d'un grand déversement des micaschistes vers le Nord-Ouest. Leur âge est discuté : hercynien pour F. Carme, alpin pour Y. Siméon (analogie avec les plis visibles dans la couverture mésozoïque).

### **Houiller et Trias tégumentaire**

Le Houiller repose en discordance sur le socle métamorphique antéstéphanien. Il est peu tectonisé. Il ne se présente pas ici en synclinal pincé, mais comme une série monoclinale plongeant régulièrement à 30-40° vers le Nord-Ouest. On n'y décèle que quelques faibles ondulations (par exemple au droit de l'usine d'Ugine) et quelques failles verticales n'affectant que peu ou pas la couverture mésozoïque : il s'agit vraisemblablement d'accidents hercyniens ayant ou non rejoué à l'Alpin. Quelques petites zones de broyage se remarquent aux sorties nord et sud d'Héry. Une schistosité oblique ne se repère que très localement, par exemple au Nord d'Héry le long de la route des Montagnes, au voisinage des failles ou zones broyées.

Il en va de même pour le Trias qui, dans le domaine de la carte, repose toujours sur le Houiller en discordance modérée. Sur des feuilles voisines (Saint-Gervais en particulier), il a été signalé une schistosité de fracture ou un diaclasage des grès du Trias, prolongeant une schistosité du socle cristallin.

### **Dans la couverture subalpine décollée**

Les structures plicatives et chevauchantes de la série subalpine du Nord du massif des Bauges et du Sud du massif des Bornes ont été déterminées :

- par un décollement généralisé au sommet du Trias ;
- par des disharmonies et décollements qui se sont produits aux niveaux d'autres formations incompetentes (schistes aaléniens, Terres noires oxfordiennes, marnes berriasiennes, calcaires argileux du Crétacé supérieur) ;
- et par les variations lithologiques d'ensemble qui s'observent d'Ouest en Est (séries plus marneuses à l'Est).

De manière générale, la couverture subalpine décollée lors de la phase majeure de raccourcissement et de transport, a, en se plissant de façon souple, pris de l'avance tectonique par rapport au socle de Belledonne, pour venir s'empiler en unités plus ou moins déplacées vers l'WNW et, finalement, impliquer et chevaucher au front subalpin les molasses oligo-miocènes. C'est ainsi que d'Ouest en Est, des accidents chevauchants séparent :

- l'unité du Semnoz ;
- l'unité Bauges moyennes–Bornes externes ;
- l'unité des Aravis ;
- l'unité mont Charvin–dent de Cons.

### **Unité du Semnoz**

Elle n'apparaît qu'au front du massif des Bauges, avec l'anticlinal du Semnoz et le synclinal de Leschaux orientés N 10° E.

● L'**anticlinal du Semnoz**, à tendance coffrée, déjeté vers l'Ouest, plonge et s'enneige vers le Nord à hauteur d'Annecy sous les molasses, à l'avant du front subalpin des Bornes. Sa simplicité n'est cependant qu'apparente : son flanc ouest chevauchant est écaillé. Une de ces écailles, faite d'Urgonien et de molasse rouge en position normale et affectée par des replis serrés, est visible dans les carrières de Vovray au Sud d'Annecy et surtout sur la feuille voisine Rumilly. Sur cette même feuille, l'entaille du Chéran permet d'observer d'autres écailles très étirées et cisailées, cette fois en position inverse, coincées dans le chevauchement frontal subalpin entre les molasses rouges parautochtones de la dépression péri-alpine et le flanc normal de l'anticlinal chevauchant. Les faits observables ne permettent cependant pas de se prononcer sur l'ampleur réelle du recouvrement frontal des Bauges.

● Le **synclinal de Leschaux** ne montre guère à l'affleurement que son flanc ouest plongeant en moyenne à 45° vers l'Est, et son cœur occupé par les molasses rouges toujours faiblement déformées ; son flanc oriental, pour le moins sévèrement étiré, est souvent masqué par le chevauchement des Bauges moyennes, du mont d'Étrier au roc de Chère, puis par celui des Bornes externes en rive orientale de la partie nord du lac d'Annecy ; le lac lui-même, dans sa partie nord, est installé sur la terminaison septentrionale du synclinal.

Cette unité frontale du Semnoz possède au niveau de ses structures (mais il en est déjà ainsi de ses caractéristiques stratigraphiques) des caractères encore très proches de ceux des plis jurassiens qui surgissent du bassin molassique plus à l'Ouest. Ils donnent à l'unité un véritable cachet structural pré-subalpin.

### **Unité Bauges moyennes – Bornes externes**

Ce faisceau de structures plissées et sculptées par l'érosion en morphologie inverse, est affecté par une torsion qui fait passer sa direction de N 0° à la limite sud de la carte à N 160° E en rive nord du lac d'Annecy, puis à N 45° E au Nord de la vallée du Fier. Cette unité occupe dans les Bauges les parties comprises entre le synclinal de Leschaux et la dépression du col de Tamié–

Seythenex ; dans les Bornes, elle se développe entre le front subalpin et le chevauchement de l'unité des Aravis ou la klippe de Sulens.

● Dans **les Bauges**, le chevauchement frontal de l'unité est cisailant, au moins vers le Nord. En s'élevant progressivement du Sud vers le Nord dans les plis qu'il affecte, ce cisaillement fait disparaître d'abord, au Nord-Ouest de La Chapelle-Saint-Maurice, l'anticlinal déversé de la Motte ; il amène ensuite le flanc normal, puis probablement le flanc inverse du synclinal d'Entrevernes, à chevaucher les molasses rouges du synclinal de Leschaux (estimation du recouvrement : plus de 1 500 m). En raison d'un plongement axial vers le Nord bien marqué, on retrouve le prolongement du synclinal d'Entrevernes en rive nord-est du lac d'Annecy, mais là, le flanc normal (roc de Chère) et le flanc inverse (crête portant le château de Menthon), sont dirigés N 160° E, ce qui traduit une torsion contre et sous les Bornes externes.

Le synclinal perché du Trélod—Charbon est clairement déversé vers l'Ouest ; on note toutefois que son flanc oriental est affecté par un petit pli-faille déversé E et que son cœur est le siège de spectaculaires plis disharmoniques en blagues à tabac, soulignés par les calcaires nummulitiques plus compétents de Lanche-Close. La compression de ces formations d'un niveau structural pourtant élevé, a été suffisante pour engendrer dans les marnes tertiaires, tout particulièrement dans les marnes blanches fluvio-lacustres, une remarquable schistosité N 0° inclinée à 60° vers l'Est.

À l'Est de la montagne du Charbon, l'érosion a dégagé parfois jusqu'à l'Oxfordien inférieur, une zone anticlinoriale de replis « tithoniques » complexes lesquels, à la faveur de plongements axiaux vers le Nord, disparaissent entre Doussard et Faverges sous les alluvions quaternaires de la cluse Annecy—Ugine, ce qui rend problématique leur poursuite directe dans les plis serrés à voûtes anticlinales tithoniques trop élevées, visibles au Nord de la cluse entre La Balmette et Verthier. La faille d'Arcalod recoupe obliquement ces plis « tithoniques » au Sud-Ouest de Faverges ; elle les sépare ainsi du synclinal Tamié—Seythenex dont les formations nummulitiques s'enfoncent vers l'Est sous le flysch de la dent de Cons, le contact étant masqué par les dépôts quaternaires.

● **Les Bornes externes** ne se placent pas simplement dans le prolongement des Bauges moyennes. Elles ont, à la faveur d'un long décrochement senestre N 160° E, débordé l'extrémité nord des Bauges moyennes et l'unité du Semnoz pour venir chevaucher directement, au Nord-Est d'Annecy, la dépression molassique péri-alpine. La trace de ce décrochevauchement se suit bien au pied sud du mont Veyrier et du mont Baret, à l'arrière du flanc inverse portant le château de Menthon ; il emprunte vraisemblablement ensuite la cluse jusqu'à Faverges. À noter que ce débordement plurikilométrique se situe ainsi sensiblement dans le prolongement sud-est de l'accident du Vuache (cf. feuille Seyssel) ; il explique, d'une part le fait que les faciès au front des Bornes (mont Veyrier) soient de cachet plus interne que ceux du Semnoz, d'autre part le relèvement et la torsion en crochons systématiques vers le Sud et Sud-Est des axes des plis des Bornes externes (leur direction est uniformément N 45° E sur la feuille Annecy—Bonneville, au Nord du Fier) à l'approche du décrochevauchement senestre sur lequel ils s'interrompent.

Quelques traits structuraux sont encore à souligner dans le faisceau de plis souples de cette partie sud des Bornes externes. C'est tout d'abord sur le versant nord-est de la Tournette, un spectaculaire écaillage de la dalle urgonienne sous le front chevauchant de l'unité des Aravis. C'est aussi la présence, dans les synclinaux perchés du Lindion et d'Arclosan (leur suivi dans les marno-calcaires néocomiens est délicat), de failles subméridiennes décrochantes à tendance souvent inverse, qui laminent sur leur trajet les formations qu'elles affectent et décalent de manière dextre la partie nord du synclinal d'Arclosan et le flanc est de celui du Lindion ; leur jeu est ainsi transpressif dextre, subméridien, et fini- à post-plissement.

### Unité des Aravis

Elle occupe, sous l'extrémité nord de la klippe de Sulens et de l'unité mont Charvin—dent de Cons, la partie nord-est de la carte. On lui rattache : pour partie, le versant est de la montagne de Cotagne, les collines boisées faites de « Grès de Taveyannaz » dans les secteurs des Clefs, de Manigod et de la pointe de Beauregard, la chaîne des Aravis au Nord de la Goenne et les collines bordières jurassiques au Nord-Est d'Ugine. Vers le Nord-Est, l'unité se poursuit sur les feuilles Annecy—Bonnevillle et Cluses où elle passe en continuité au massif de Platé, au Nord de la cluse de l'Arve.

Le front tectonique de l'unité des Aravis a été suivi de La Clusaz, immédiatement au Nord de la limite de la carte, par Thônes, jusqu'à Montaubert où il bute contre la faille d'Arcalod. On remarquera : d'une part que la surface chevauchante est cisailante et affecte successivement du Sud vers le Nord des formations de plus en plus récentes, les amenant à reposer sur diverses formations elles-mêmes tronquées de l'unité des Bornes ; d'autre part que cette surface est déformée en plis très ouverts sur la transversale de Thônes, conformément aux structures de l'unité chevauchée. On peut évaluer à 5 km la flèche minimum du recouvrement dans ce secteur.

Entre la dalle urgonienne sommitale de la montagne de Cotagne et celle très disloquée par la fracturation récente (cf. *infra*) de la chaîne des Aravis, l'unité dessine un large synclinal au cœur duquel le flysch est localement agité de plis disharmoniques serrés comme au bois des Molliettes à l'Est de Thônes, ou à l'Ouest de la station du Merdassier.

Sur le versant oriental de la chaîne des Aravis, au Nord-Est d'Ugine, les formations jurassiques sous le Kimméridgien sont affectées par un spectaculaire empilement de plis couchés, souvent à tête plongeante vers l'WNW, dont l'enveloppe est une vaste tête anticlinale plongeante. Les calcaires tithoniques visibles entre le col des Aravis et le col de l'Alpettaz ne présentent par contre pas de plis à l'affleurement ; ils s'interrompent ensuite vers le Sud au contact de l'unité mont Charvin—dent de Cons. Les replis analysables au niveau des calcaires bajociens affleurent en deux bandes : bande occidentale entre Praz-Corbel et le Chalet-de-Serteneret, bande orientale allant d'Ugine aux Couards. Les axes des replis occidentaux (plis supérieurs) ont au Sud une direction N 15° E ; elle s'infléchit rapidement au Nord-Est sur la feuille Saint-Gervais pour devenir N 60° E près de La Giettaz. La direction N 30° E des replis orientaux (inférieurs) demeure par contre

constante. Les axes de l'ensemble plongent par ailleurs systématiquement vers le Nord-Est de 5° à 15° et ne montrent aucune tendance à l'inflexion à l'approche de la cluse d'Ugine.

Au plissement précédent est associée une schistosité de flux subhorizontale, voisine de N 40° E, omniprésente, avec développement de séricite dans les plans de foliation. En divers sites, une seconde schistosité de pli-fracture dirigée N 10° à N 30° E, généralement pentée vers l'Est de 30° à 50°, est cogénétique de microplis (d'axe sensiblement N-S incliné vers le Nord de 15°) déversés vers l'Ouest, qui enroulent la schistosité de flux antérieure. Enfin on note des fentes d'extension le plus souvent remplies de calcite, subverticales, N 100 à 130° E.

Sous les schistes aaléniens qui participent de la déformation décrite précédemment, la base de la série mésozoïque est réduite tectoniquement. Le Lias peut manquer totalement (ENE des Annuits) et les schistes aaléniens reposent alors tectoniquement, par contact à carneules polygéniques, sur le Trias du tégument de Belledonne non (ou très peu) déformé. Dans d'autres cas, le Lias ne constitue que des lames discontinues, réduites à quelques mètres ou dizaines de mètres d'épaisseur, coincées dans le contact tectonique. Rappelons à ce sujet que le Lias dépasse 150 m d'épaisseur dans le massif du mont Joly sur la feuille voisine Saint-Gervais.

L'accident basal à l'arrière des Aravis est donc une véritable surface de transport qui se relie, par dessous l'unité (cf. *infra*), à sa surface chevauchante frontale, si bien qu'à raison on parle de nappe des Aravis. Cette nappe se termine apparemment vers le Sud à hauteur d'une ligne col du Marais-Ugine, sous les chevauchements de la klippe de Sulens et de l'unité mont Charvin-dent de Cons.

### **Unité mont Charvin-dent de Cons**

Elle constitue, à partir de la Goenne, l'extrémité sud de la chaîne des Aravis couronnée par la pyramide du Charvin et, au-delà de la cluse Annecy-Ugine, l'angle nord-est du massif des Bauges dominé par la dent de Cons. Par continuité stratigraphique, on lui rattache les collines jurassiques bordières au Sud d'Ugine.

Au Sud-Est de Faverges, sur le flanc est de la dépression du col de Tamié, elle chevauche probablement la retombée orientale des Bauges moyennes ; le contact entre les formations tertiaires de deux unités, caché par les dépôts quaternaires, n'est cependant pas visible. La surface cisailante basale de l'unité se suit bien par contre à l'extrémité nord de l'unité, des chalets de l'Aulp-de-Fier au col de l'Arpettaz, par le pied nord de la Goenne ; elle y recoupe les formations « en descendant » à la fois dans celles de l'unité supérieure mont Charvin-dent de Cons, et dans celles de l'unité des Aravis sous-jacente. Entre le col de l'Arpettaz et Ugine, l'accident est ensuite masqué par les glissements et écroulements et les alluvions de la cluse Annecy-Ugine. Le contact de l'unité mont Charvin-dent de Cons avec Belledonne n'est pas visible non plus : les alluvions de l'Arly entre Ugine et Albertville le

masquent à un endroit où l'émergence frontale de Belledonne, munie de son tégument triasique (?), est fortement redressée.

Les critères tectoniques relevés au voisinage de l'accident indiquent que son jeu est au moins biphasé. Dans un premier temps, lors de la mise en place des unités subalpines, il a fonctionné en rampe latérale, les déformations du Tithonique et du Néocomien des Aravis (stries horizontales N 110° E, plis déversés et failles inverses vers le NNE) étant compatibles avec un mouvement transpressif. Dans un deuxième temps, au cours d'un épisode distensif récent vers le SSW, cette rampe latérale a rejoué en faille normale, participant alors de la famille des failles listriques qui recourent, à partir du col des Aravis vers le Sud, l'unité des Aravis puis l'unité mont Charvin—dent de Cons (cf. *infra*).

Nous avons vu (cf. « Description des terrains ») que cet accident réutilisait, par ailleurs, sans doute une ancienne faille synsédimentaire nummulitique. Cet accident complexe est dénommé « faille de la Goenne ».

Dans l'unité mont Charvin—dent de Cons, où les grandes structures plicatives sont déversées vers l'WNW (Tithonique renversé de la pointe de Sélive) au Sud de la cluse, les schistosités sont développées dans l'ensemble des formations. Au niveau des formations jurassiques, leurs caractéristiques sont identiques à celles notées dans la base de l'unité des Aravis. Dans les formations crétacées et tertiaires de la dent de Cons on note avant tout :  
— une schistosité très pénétrative, remarquablement constante en direction (N 110 à 130° E) et inclinaison (30 à 40° vers le NNE) ;  
— des fentes de tension tardives, ouvertes ou remplies de calcite, subverticales à fortement inclinées vers le SSW et orientées N 110° à N 130° E.

À signaler enfin que l'unité Charvin—dent de Cons, telle qu'ici présentée, n'est pas admise par tous. Son existence même a été récemment remise en cause par certains auteurs (Villars *et al.*, 1988) qui réduisent l'accident complexe de la Goenne à une simple faille anté- (et syn-?) nummulitique, non reprise ou à peine reprise ultérieurement.

### Dans la klippe de Sulens

La klippe de Sulens est faite d'un empilement de lambeaux de nappes ultrahelvétiques et subbriançonnaises, ployé tardivement par une synforme N 30° E. Elle repose le plus souvent sur des flyschs nummulitiques qui appartiennent : au Nord à l'unité des Aravis, au Sud-Est à l'unité mont Charvin—dent de Cons, et au Sud-Ouest, près de Saint-Ferréol, à l'unité des Bornes externes. Au Nord-Ouest, la faille d'Arcalod, en l'effondrant, l'amène à buter contre les unités des Aravis et des Bornes externes, de part et d'autre du col du Marais. Il est à noter que, contrairement à la klippe des Annes (feuille Annecy—Bonneville), les flyschs delphino-helvétiques qui la supportent ne présentent pas dans leur partie sommitale d'olistolites annonçant sa mise en place.

## Nappe inférieure ultrahelvétique

Représentant l'essentiel de la klippe, elle a généralement pour semelle les schistes oxfordiens à l'origine de son décollement ; très plastiques, ces derniers sont souvent par ailleurs injectés dans les contacts tectoniques et les cœurs anticlinaux.

Cette nappe comprend elle-même plusieurs écailles d'importances très inégales.

● La principale est **l'écaille supérieure de Nantbellet** dont la série est complète, de l'Oxfordien au Nummulitique. Sa structure apparaît assez clairement dans sa partie sud, des Hermites à Nantbellet, au Bosson et au col du Fer. Se succèdent là, des Hermites au Bosson, une série de plis d'axe N 30 à N 40° E, rompus et injectés d'Oxfordien dans les anticlinaux : synclinal des Hermites, renversé à l'Ouest, train de plis Nantbellet—Le Bosson, déjeté à l'Ouest. Leur succède à l'Est le grand synclinal Thermesay—col du Fer renversé au Nord-Ouest, d'axe N 65. À signaler dans le Tithonique de flanc inverse du synclinal des Hermites, le long de la route de La Sauffaz au Sapey, une série de plis E-W déjetés vers le Sud qui reflètent sans doute des structures précoces importées. La déformation de l'écaille supérieure apparaît également dans les falaises de rive gauche du Fier, entre le col de Portette (Ouest du mont Charvin) et Tournance, sous forme de plis à têtes plongeantes, cisailés et empilés, (secteur de La Tulle) passant vers l'Ouest à un train de plis-failles déversés vers le Nord-Ouest. Le flysch de l'écaille supérieure de Nantbellet est généralement considéré comme passant à son sommet à un wildflysch supportant la nappe sommitale subbriançonnaise de Sulens. Cependant, il n'est pas exclu que l'ensemble des formations mésozoïques et tertiaires comprises entre le flysch de Nantbellet et la nappe supérieure subbriançonnaise, constitue une nouvelle écaille quelque peu plus interne, dont le contact de base passerait dans le versant dominant Serraval, le Villard et le plan des Mouilles : une telle interprétation, suggérée sur le schéma structural en marge de la carte, s'apparente à celle autrefois proposée sous l'appellation de « nappe moyenne » par L. Moret.

● En bordure sud-ouest de la klippe se dégagent, sous l'écaille supérieure de Nantbellet, **une série d'écailles plus restreintes** plongeant en séries normales monoclinales vers l'Est. De haut en bas :

- écaille inférieure de Nantbellet (Oxfordien à Crétacé inférieur) ;
- petite écaille des Chaux (Crétacé inférieur) ;
- écaille des Combes, qui comporte uniquement une série nummulitique débutant par un fort complexe conglomératique et se terminant par un flysch à microbrèches.

Cartographiquement, ces écailles ont été maintenues globalement dans l'Ultrahelvétique. Mais l'écaille des Combes reste d'appartenance douteuse. Peut-être s'agit-il d'un lambeau de poussée ?

Au Sud de la cluse d'Annecy, le lambeau de klippe de Cons-Sainte-Colombe, en série normale (Oxfordien-Tithonique-Berriasien-schistes nummulitiques à blocs et brèches) se rattache certainement à l'une ou l'autre de ces écailles inférieures dont la série se complèterait simplement par le bas et/ou par le haut.

## Nappe supérieure subbriançonnaise

Elle est limitée à la montagne de Sulens. Son contact basal, le plus souvent masqué par les formations quaternaires de versants, est apparemment cisailant. Il tranche le synclinal d'axe WSW-ENE, couché vers le Sud-Est, affectant les formations triasico-liasiques carbonatées et les cargneules qui remontent longuement sur le dos du flanc inverse au-dessus des chalets de La Frasse. La mise en place finale de cette nappe sommitale est postérieure à cette déformation plicative transportée.

### L'accident d'Arcalod et les failles listriques récentes associées

Une remarquable tectonique cassante, postérieure à l'édifice de nappes précédemment décrit, marque de son empreinte la partie sud-est de la carte. La **faille d'Arcalod**, orientée N 30° E, en est l'accident majeur ; elle se suit du col du Marais — au Nord duquel elle se confond avec le contact basal de la klippe de Sulens — au bois de l'Adduit, en limite sud de la carte ; elle se poursuit longuement sur la feuille Albertville et débouche dans le sillon subalpin à Saint-Pierre-d'Albigny où elle disparaît, masquée par les alluvions de l'Isère. Le jeu de la faille d'Arcalod est marqué par deux composantes : l'une décrochante dextre, évaluée par B. Doudoux à 7 km — distance qui sépare l'extrémité sud du synclinal perché d'Arclosan de son homologue d'Arcalod dans les Bauges (feuille Albertville) —, l'autre verticale, telle que le compartiment oriental où est d'ailleurs conservée la klippe de Sulens, est effondré de plusieurs centaines de mètres.

Au Sud du col des Aravis, la chaîne des Aravis jusqu'à la cluse Annecy-Ugine, puis la dent de Cons, sont par ailleurs tranchées par une série de failles normales redressées à leurs extrémités nord (pendage de 50° à 35° vers le SSW), qui s'aplatissent en profondeur et vers le Sud dans les formations marnes du Néocomien, se redressent ensuite (pendages de 30° à 45°) au passage des calcaires tithoniques avant de s'aplatir à nouveau dans les Terres noires sans atteindre les calcaires bajociens. Ces **failles listriques**, orientées N 120° E, effondrent systématiquement les compartiments sud. Les plus spectaculaires d'entre elles sont, du Nord au Sud, les failles de la Blonnière, de l'Étale, de la Goenne, du pas de l'Ours (pied nord du mont Charvin) et de l'Arpettaz (au Nord-Est de la dent de Cons). Il est à noter que ces failles listriques admettent comme niveaux de détachement soit les Terres noires schistosées particulièrement incompetentes, soit les surfaces de chevauchement antérieures qu'elles réutilisent (contact basal de la klippe de Sulens pour les failles de la Blonnière et de l'Étale, chevauchement de l'unité mont Charvin—dent de Cons pour les failles de la Goenne, du pas de l'Ours, et au pied nord et est du mont Charvin).

Toutes ces failles listriques, par leur jeu cumulé, traduisent une extension plurikilométrique vers le SSW. L'accident d'Arcalod, par son jeu décrochant dextre, transfère vers le Sud-Ouest cette extension ; elle se poursuit sur la feuille Albertville entre ce même accident et Belledonne.

L'âge du jeu combiné des failles listriques et de l'accident décrochant d'Arcalod, pour être plus récent que toutes les déformations déjà signalées qu'ils recouper, n'a pu toutefois être déterminé avec exactitude. Pour certains auteurs, la faille d'Arcalod reste sismiquement active (séisme de Faverges de 1980) ; il n'a cependant pas été signalé de formations quaternaires affectées par ces accidents cassants.

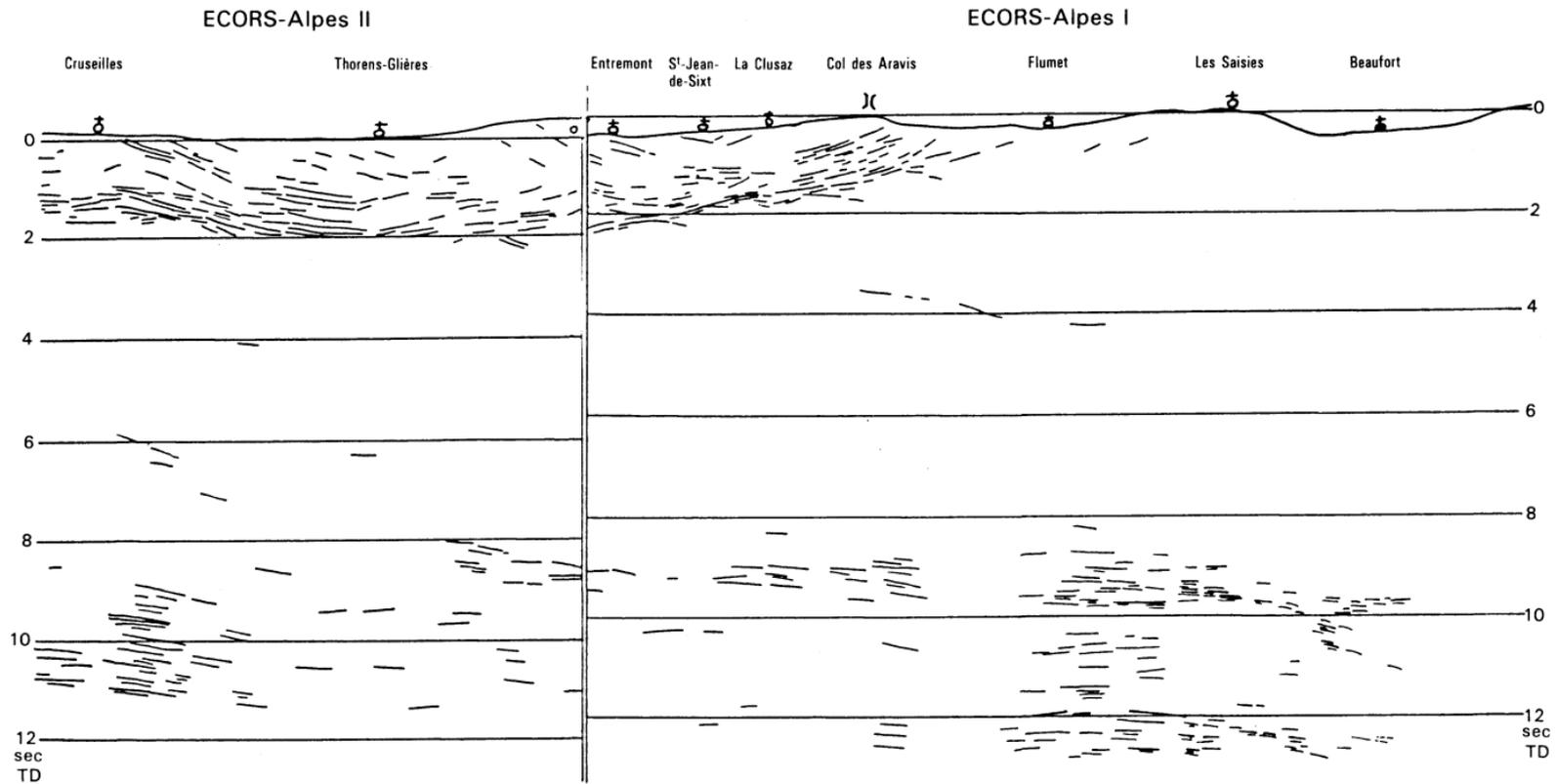
*DONNÉES SUR LA GÉOLOGIE PROFONDE :  
RÉSULTATS DU PROFIL ECORS-ALPES*

Le profil sismique à grande pénétration réalisé au travers des Alpes par le programme ECORS (Étude de la croûte continentale et océanique par réflexion et réfraction sismiques) recoupe orthogonalement l'extrémité nord de Belledonne et le massif des Bornes. Suivant depuis Flumet la vallée de l'Arrondine (carte Saint-Gervais-les-Bains), il emprunte dans l'angle nord-est de la carte l'échancrure du col des Aravis avant de recouper les Bornes externes selon les vallées du Nom, du Borne et de la Filière (carte Annecy-Bonneville).

L'interprétation du pointé sismique reporté sur la coupe-temps allant de Beaufort-sur-Doron à Thorens-Glières, permet de reconnaître en profondeur (fig. 3) :

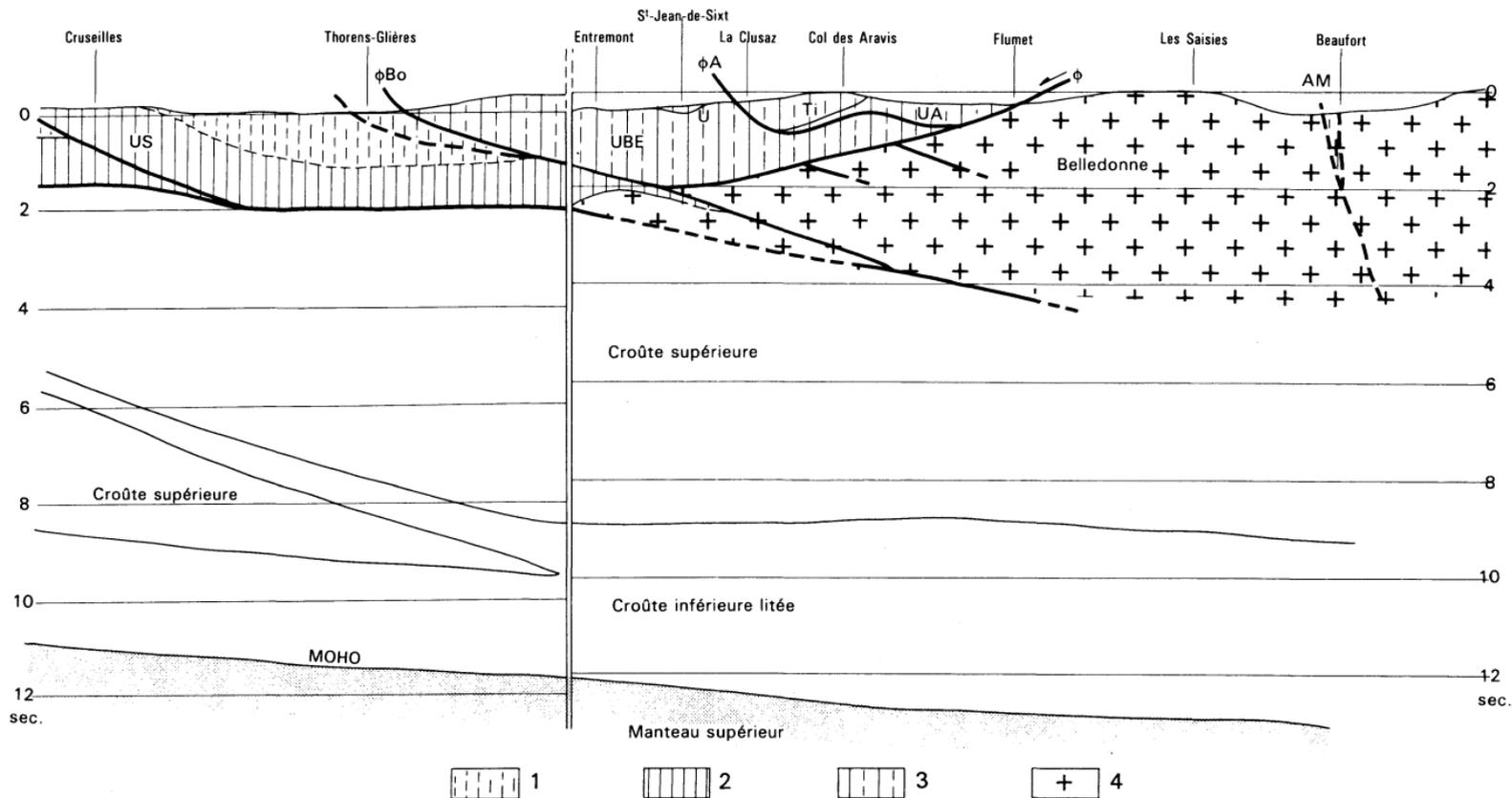
- le chevauchement crustal du socle de Belledonne, écaillé sur la croûte fléchie de l'avant-pays jurassien, dans laquelle on distingue clairement une partie supérieure « transparente » et une partie inférieure litée, limitée vers le bas par le Moho ;
  - des réflecteurs bien marqués qui signalent la surface de décollement généralisé et de transport vers le Nord-Ouest de la couverture subalpine des Bornes sur et en avant du nez chevauchant de Belledonne. Le chevauchement frontal des Bornes sur la couverture du bassin molassique péri-alpin, elle-même décollée, émerge près de Thorens-Glières et Naves dans les molasses rouges de l'Oligocène supérieur ;
  - dans la couverture subalpine, quelques réflecteurs attribuables aux formations calcaires reconnues à l'affleurement : Tithonique de l'unité de Aravis, Urgonien des Bornes externes de part et d'autre de Saint-Jean-de-Sixt,...
- La discontinuité marquée des réflecteurs sous la chaîne des Aravis montre vers l'Ouest l'émergence de cette unité à La Clusaz, et vers l'Est le raccord de sa surface de chevauchement à la surface de décollement et de transport basal généralisé.

Cette image sismique confirme l'allochtonie des unités subalpines du massif des Bornes, décollées et transportées vers le Nord-Ouest jusque sur le bassin molassique. Elle signale que cette allochtonie est fondamentalement liée au raccourcissement crustal alpin, et plus précisément au chevauchement crustal de Belledonne sur l'avant-pays jurassien.



A - Pointé sismique des parties du profil ECORS comprises entre le chaînon jurassien du Salève et le massif cristallin externe de Belledonne

B - Interprétation structurale de la coupe-temps précédente



1 - Molasse rouge de l'Oligocène ; 2 - Couverture mésozoïque du Jura ; 3 - Couverture mésozoïco-cénozoïque delphino-helvétique ; 4 - Écaille crustale de Belledonne.  
 AM - Accident médian de Belledonne ; UA - Unité des Aravis ; UBE - Unité des Bornes externes ; US - Unité du Salève ; Ti - Tithonique ; U - Urgonien ;  $\phi A$  - Chevauchement des Aravis ;  $\phi Bo$  - Chevauchement frontal des Bornes ;  $\phi$  - Décollement basal subalpin.

Fig. 3

## PRINCIPALES ÉTAPES DE LA STRUCTURATION

Si on laisse de côté quelques événements précoces — au surplus pour la plupart déjà évoqués dans les chapitres antérieurs (faille anté-Priabonien du roc de Chères, faille syn-Priabonien du mont Charvin, plissement anté-Priabonien modéré dans la dent de Cons, rajeunissement post-Lutétien du relief)—, la structure actuelle complexe des extrémités des massifs subalpins des Bauges et des Bornes figurant sur la carte Annecy—Ugine résulte d'événements tectoniques qui se sont succédés à partir de l'Oligocène.

La tectonique majeure, responsable du plissement (avec développement de la première schistosité de flux principalement au niveau des formations jurassiques), du transport vers l'WNW, et de la mise en place par chevauchements des unités delphino-helvétiques et de la klippe préalpine de Sulens, est postérieure au dépôt des flyschs de l'Oligocène inférieur à moyen et à celui des molasses rouges du Chattien inférieur du synclinal de Leschaux. Elle est contemporaine de l'écaillage et du début du chevauchement crustal de Belledonne sur l'avant-pays molassique. Cette déformation, qui débute avec l'arrivée des klippes préalpines, annoncée elle-même souvent par le dépôt d'olistolites dans le bassin nummulitique dès l'Oligocène inférieur à « moyen » (cartes Annecy—Bonneville et Cluses), s'achève probablement au Miocène inférieur.

Durant le Miocène moyen à supérieur, une déformation compressive, pénécotemporaine de la seconde schistosité de pli-fracture, affecte la région. Elle est marquée par le bombement des massifs cristallins externes (minéraux de fentes alpines du Mont-Blanc datés radiochronologiquement entre  $13,4 \pm 2$  Ma et  $18,3 \pm 2$  Ma) et en particulier par celui du rameau externe de Belledonne. Elle est probablement à l'origine du vaste synclinal de nappes de Thônes dans lequel sont conservées les klippes préalpines de Sulens et des Annes.

La tectonique la plus récente est cassante. Elle se manifeste par la présence des failles listriques de la partie sud de la chaîne des Aravis et de la dent de Cons, couplées au décrochement dextre de l'accident d'Arcalod. Ces failles, que la sismicité actuelle du Sud-Est de la France ne souligne pas particulièrement, déterminent dans l'édifice né des compressions antérieures, l'extrémité nord d'un graben (allongé N 30°E entre le bord de Belledonne au Sud d'Ugine et l'accident d'Arcalod) dont on note la position en bout nord-est de la longue dépression du sillon subalpin.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

Seule la ville d'Annecy utilise les eaux superficielles (pompage au lac à La Puya) après traitement. Des mesures rigoureuses d'assainissement (en particulier grand collecteur d'eaux usées du tour du lac) rendent la qualité des eaux satisfaisante.

Les autres collectivités utilisent très largement les sources gravitaires issues des massifs montagneux. Ce n'est que récemment, à partir de 1970, que les ressources souterraines des plaines alluviales ont été testées et exploitées par pompes, dans la cluse d'Annecy et dans la vallée du Fier.

## Eaux gravitaires

● L'eau des **formations superficielles** est la plus fréquemment exploitée par les hameaux et petites collectivités.

Les *sources d'éboulis* sont sujettes à de fortes variations avec un étiage estival et automnal sévère (débit inférieur à 0,5 l/s).

Les *moraines locales*, peu compactées et relativement sableuses, sont de bons réservoirs. Les débits, mieux régulés restent cependant modestes (quelques litres/seconde), étant donné la faible extension de ces aquifères.

Les *moraines de fond* des glaciers alpins, très répandues dans les grandes vallées, sont trop peu perméables (argileuses et compactées) et trop peu épaisses pour constituer un aquifère exploitable : elles n'alimentent au mieux que quelques abreuvoirs.

● Les **formations karstifiées du substratum** sont assez bien représentées. Elles comprennent par ordre d'importance décroissante : les calcaires massifs de l'Urgonien, les calcaires tithoniques, les calcaires nummulitiques. Cependant, l'érosion et la fracturation les ont le plus souvent compartimentées en bassins-versants de quelques kilomètres carrés, souvent même perchés, si bien que les sources qu'ils fournissent restent aussi relativement modestes.

Les réseaux les plus importants, souvent visitables, se rencontrent dans l'*Urgonien* : ce sont eux qui fournissent les exurgences karstiques les plus spectaculaires : leur débit peut en effet varier très vite dans la proportion de 1 à 1 000, mais il tombe généralement à quelques litres/seconde en étiage. Il est souvent difficile à évaluer exactement car les griffons dans la roche en place sont assez rarement accessibles, masqués sous les éboulis de pied de falaise : les exurgences permanentes se dispersent alors dans ces éboulis à différents niveaux. Les grottes visibles parfois à des niveaux plus élevés ne donnent généralement issue qu'à des trop-pleins de crues.

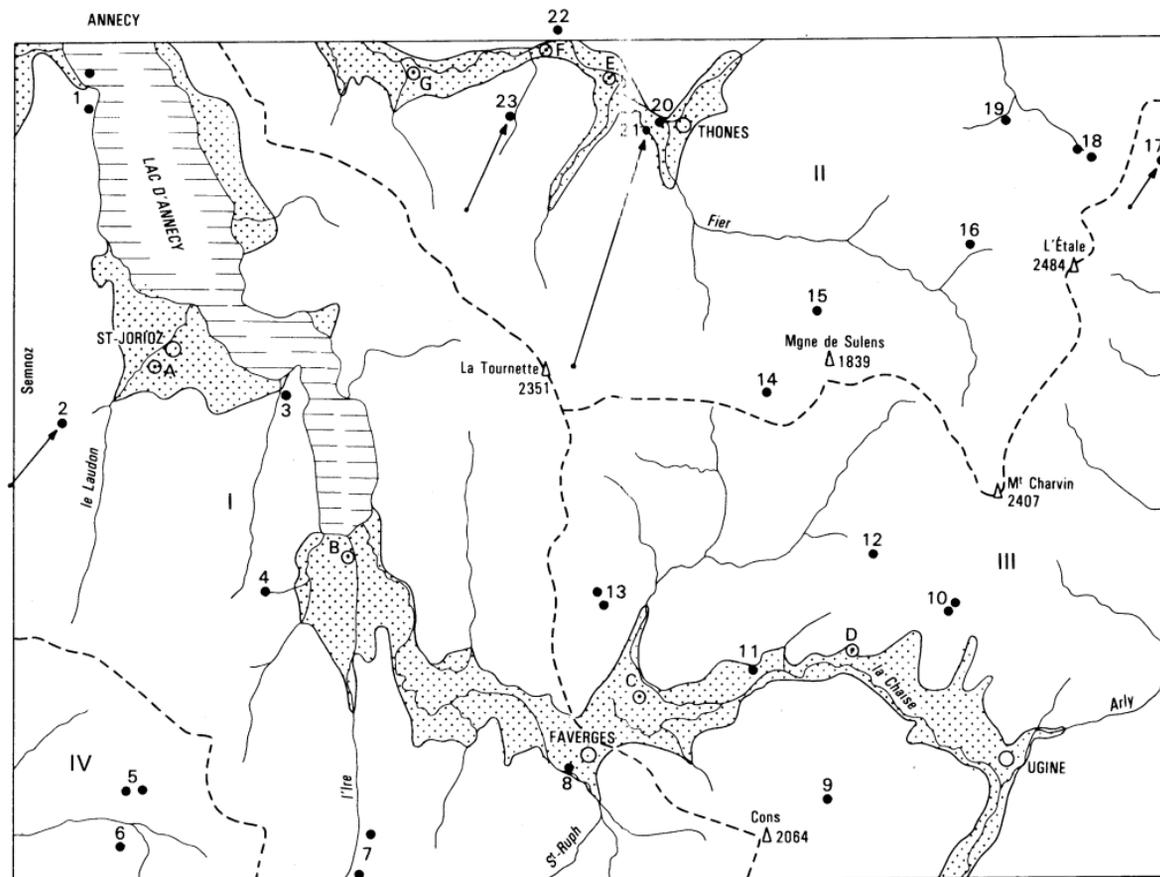
Les *calcaires tithoniques*, mieux lités, ont des réseaux plus étroits généralement non visitables : les sources qui en sont issues ont des débits relativement moins variables (de l'ordre de 1 à 100) ; le débit d'étiage est plus soutenu.

Les *calcaires nummulitiques* ont une épaisseur et une extension trop faibles pour que des réseaux notables puissent s'y développer : ils ne fournissent que de petites sources locales, ne dépassant guère 0,5 à 1 l/s en étiage. Lorsque des débits supérieurs sont enregistrés, on peut soupçonner des remontées à partir de l'Urgonien le long de fractures : c'est le cas par exemple à la partie occidentale de la dalle nummulitique du Merdassier (source de Comburce et source de Combe-Rouge) (fig. 4).

Pour ces différents réseaux karstiques, les restitutions se font en principe dans les séries structurellement normales :

Fig. 4

**Bassins-versants, sources et puits**



Bassins-versants

(I : Lac d'Annecy; II : Fier; III : Arly; IV : Chéran)

--- Limites de bassins-versants

▨ Quaternaire des grandes vallées

- PRINCIPALES SOURCES 1 - Boubioz-Puya; 2 - Fontaine du Bourneau; 3 - Barbouillot-Vivier; 4 - La Balme; 5 - La Dhuy-Tabalet; 6 - Chez-Ballaz; 7 - La Brédière-fontaine Guébéy; 8 - Jeu de Boules; 9 - Le Lancheron; 10 - Nant Cruet; 11 - Pisciculture de Marliens; 12 - Nant de Cize; 13 - Duy-Arcier; 14 - Fontany; 15 - l'Envers; 16 - Comburce; 17 - Tunnel de la Giétaz; 18 - Les Aravis; 19 - Combe-Rouge; 20 - Lachat; 21 - Paradis; 22 - Morette; 23 - Cruet.

- PRINCIPAUX PUIXS ET FORAGES A - St-Jorioz; B - Doussard; C - St-Ferréol; D - Les Rippes (Ugine); E - Belossier; F - Les Îles (Balme de Thuy); G - Alex.

→ Tracage en milieu karstique et sens des écoulements souterrains



– soit à la base de la formation aquifère pour les karsts perchés (sur plancher imperméable de marnes hauteriviennes pour l’Urgonien, de marnes oxfordiennes pour le Tithonique, de calcaires argileux du Crétacé supérieur pour le Nummulitique) ;

– soit au sommet de la formation aquifère pour les karsts qui s’ennoient sous toit imperméable (par exemple toit de molasse rouge pour l’Urgonien).

Les ennoyages axiaux déterminant des points bas des réseaux sont éminemment favorables aux émergences, mais la fracturation – surtout la fracturation distensive transversale ou oblique aux plis – joue également un rôle non négligeable dans la localisation de ces émergences (niveau d’arrêt déterminant des ascendances, ou échappement des eaux par drainage latéral). Ce rôle peut même devenir prédominant.

● Les **autres formations** ne fournissent généralement que de petites sources inférieures à 2 l/s. La fracturation joue ici un rôle essentiel.

Parmi elles, citons le Crétacé supérieur où dominent les calcaires argileux finement lités, peu karstifiés. Les eaux qui parviennent à s’y infiltrer quelque peu sont arrêtées au niveau des grès albiens. D’où à ce niveau une ligne de petites sources fréquemment utilisées par les chalets d’alpage.

Citons aussi l’Hauterivien qui, lorsqu’il a le faciès de calcaires siliceux en bancs assez massifs, a une assez bonne perméabilité de fissure. Ses eaux sortent généralement à sa base dans les calcaires du Valanginien supérieur, sur les marnes valanginiennes. L’Hauterivien peut même ainsi « transférer » jusqu’à ce niveau des eaux du karst urgonien sus-jacent. Ainsi s’explique que l’on ait parfois, au niveau du Valanginien supérieur calcaire, des sources ayant un débit hors de proportion avec le développement – toujours restreint – de ces calcaires.

## Nappes

Elles ne se rencontrent de manière significative que dans les alluvions post-wurmiennes des grandes vallées : cluse d’Annecy–Ugine, basse vallée du Fier à l’aval de Thônes. Ces alluvions y représentent le comblement, achevé ou en cours, de lacs de retrait wurmien installés dans des bassins surcreusés derrière des verrous. Les alluvions s’y ordonnent verticalement de bas en haut selon un schéma constant : argiles plus ou moins varvées, silts, sables puis graviers. Les fines dominent par ailleurs à l’aval, les graviers à l’amont. Ce schéma d’ensemble est perturbé localement par les apports latéraux (cônes de déjection), plus ou moins grossiers selon la nature du versant et la pente de différents torrents affluents.

Les graviers du haut de la formation et des cônes latéraux présentent seuls un intérêt hydrologique. Ils ont été reconnus et testés favorablement :

– d’une part dans la *vallée du Fier* au lieu-dit Les Îles près de Chez-Margueret (50 m) et au débouché de torrents latéraux à l’aval d’Alex et de Belossier (fig. 2) ;

– d’autre part dans la *cluse d’Annecy*. À Saint-Jorioz, le delta du Laudon ne présente que 20 m de graviers plus ou moins argileux difficilement alimentés par le torrent du Laudon. À Doussard, 30 m d’aquifère graveleux avec artésianisme, sous 10 m de limons superficiels. À Saint-Ferréol, les maté-

riaux à dominance graveleuse du grand cône de déjection de la Chaise ont été traversés sur 85 m ; ils renferment une nappe alimentée par la Chaise et autres torrents descendus des Bornes et Bauges. Les sources de la pisciculture de Marlens constituent une émergence naturelle de cette nappe. La même nappe, renforcée sans doute par un apport latéral du cône de déjection des Rippes, est exploitée en puits par Ugine au bord ouest de ce même cône. Des réserves en eau existent certainement encore dans toute cette partie orientale de la cluse d'Annecy.

### Qualité des eaux

La qualité chimique est généralement bonne : eaux bicarbonatées calcaïques de dureté moyenne. Les eaux des nappes, et des petites sources à écoulement lent des moraines locales et des grès calcaires du flysch et des molasses, peuvent être cependant dures et tuffeuses. Les petites sources du Cristallin et du Houiller sont douces, voire agressives.

La turbidité en hautes eaux est souvent excessive pour les sources d'éboulis et des karsts urgoniens.

La qualité bactériologique est généralement bonne pour les eaux de nappe, mauvaise pour les sources d'éboulis et surtout les eaux des karsts sujettes à des pollutions proches et lointaines du fait de l'habitat et des alpages. Les petites sources sont de qualité très variable, sensibles avant tout aux pollutions proches.

À signaler enfin une **source sulfureuse** à débit très faible (quelques litres/minute) à Menthon-Saint-Bernard en bordure nord du roc de Chères.

### RESSOURCES MINÉRALES

Ne sont plus actuellement exploités que :

- les **graviers** post-wurmiens des grandes vallées (vallée du Fier à l'aval de Thônes, cluse d'Annecy–Ugine au droit de Marlens) ;
- les **calcaires** urgoniens (matériaux d'empierrement : grande carrière de Bredannaz en flanc est du synclinal d'Entrevernes).

Sont depuis longtemps abandonnés :

- d'anciennes carrières pour **fours à chaux** de part et d'autre du Semnoz, aux Balmettes (Urgonien–Valanginien) et au Sud de Sévrier (Crétacé supérieur) ;
- les mines de **lignites tertiaires** des synclinaux d'Entrevernes et d'Arclosan. Les lignites des alluvions interglaciaires des Chevillys et de Bredannaz, trop limités, n'ont jamais fait l'objet de tentatives d'exploitation ;
- une tuilerie exploitant les **argiles** lacustres post-wurmiennes au Sud de la Vieille-Église à Saint-Jorioz ;
- quelques poches **sidérolitiques** auraient aussi jadis été exploitées sur l'Urgonien du flanc est du Semnoz.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires et en particulier des itinéraires dans les **guides géologiques régionaux** (Paris : Masson édit.) :  
– **Alpes (Savoie et Dauphiné)** (J. Debelmas et coll., 1970) ; *itinéraire II* : d'Annecy à Pralognan (p. 51-55) ;  
– **Alpes de Savoie** (J. Debelmas et coll., 1982) ; *itinéraire 3* : environs d'Annecy (p. 72-83), et *itinéraire 4* : d'Annecy à Pralognan (p. 88-90).

### BIBLIOGRAPHIE

BACONNAIS G., DOUDOUX B., NICOUD G. (1981) – Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'avant-pays molassique de Haute-Savoie, France. Conséquences hydrologiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 292, série II, p. 1313-1318.

BARFÉTY J.C. (1985) – Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône. Étude stratigraphique et géodynamique. Évolution d'une portion de la marge nord-téthysienne (Alpes occidentales françaises). Thèse État, Grenoble. *Doc. BRGM*, n° 131.

BAUDIN F., CROS P., FOURCADE P.E., TARDY M. (1987) – Quelques traits de l'évolution sédimentologique de la série Tithonique-Aptien sur la transversale des Bornes (Alpes occidentales, Haute-Savoie). G.P.F. « Allochtonie des unités alpines ». *Doc. BRGM*, n° 142, p. 3-25.

BAYER R. *et al.* (1987) – Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, série II, p. 1461-1470.

BENEDETTI-CROUZET E. (1972) – Étude géodynamique du lac d'Annecy et de son bassin-versant. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Centre de recherches géodynamiques Thonon, univ. Paris VI, 227 p.

BLONDEL T., CHAROLLAIS J., CLAVEL B., SCHROEDER R., STEINHAUSER N. (1986) – Excursions du Congrès Benthos'86 dans les domaines jurassien, présubalpin et subalpin (excursions n° 1 et n° 2). Publication du départ. géol. et paléontol. univ. Genève, série guide géologique n° 4 et n° 5.

BORDET C. (1961) – Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 218 p.

BOURDIER F. (1962) – Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et préhistoire. Paris : CNRS édit., 2 vol., 364 p., 297 fig.

CARFANTAN J.C. (1975) – Les terrains anté-oxfordiens de la chaîne du Charvin (massif des Bornes, Savoie) : caractères stratigraphiques et structuraux. *Ann. Centre univ. Savoie*, t. II, sc. nat., p. 59-67.

CARME F. (1976) — Notice explicative de la feuille à 1/50 000 Saint-Gervais. Orléans : BRGM.

CARON C., CHAROLLAIS J., ROSSET J. (1967) — Éléments autochtones et éléments alloctones du soubassement des klipptes des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Trav. lab. géol. fac. sci. Grenoble*, t. 43, p. 47-62.

CARON M., CHAROLLAIS J., SEPTFONTAINE M. (1970) — Géologie de la partie septentrionale du synclinal du Lindion (massif des Bornes, Haute-Savoie, France). Étude de la base des « calcaires lithographiques ». *Géologie alpine*, t. 46, p. 49-65.

CHAPLET M. (1989) — Étude géologique du Massif subalpin des Bornes (Haute-Savoie). Relations structurales entre unité des Aravis et Bornes externes dans le synclinal de nappes de Thônes. Thèse doct., univ. Savoie, 220 p.

CHAROLLAIS J., CHÂTEAUNEUF J.J., MANIVIT H., ROSSET J., STEEN D. (1978) — Sur l'âge des « Grès Intermédiaires » dans le synclinal de Thônes (Haute-Savoie). *Bull. BRGM* (2<sup>e</sup> série), section I, n° 4, p. 279-288.

CHAROLLAIS J., HOCHULI P.A., OERTLI H.J., PERCH-NIELSEN K., TOUMARKINE M., RÖGL. F., PAIRIS J.L. (1980) — Les marnes à Foraminifères et les schistes à Meletta des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 73, n° 1, p. 9-69.

CHAROLLAIS J., ROSSET J., BUSNARDO R., MANIVIT H., REMANE J. (1981) — Stratigraphie du Crétacé en relation avec les formations qui l'encadrent dans l'unité de Nanbellet (= nappe inférieure *sensu lato* de la klippe de Sulens), Haute-Savoie, France. *Géologie alpine*, t. 57, p. 15-91.

CLAVEI B., BUSNARDO R., CHAROLLAIS J. (1986) — Chronologie de la mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, série II, n° 8, p. 583-586.

DELAMETTE M. (1988) — L'évolution du domaine helvétique (entre Bauges et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien : séries condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suissees). Publication du département de géologie et paléontologie, univ. Genève, 316 p.

DELEAU P.C. (1971) — Le lac d'Annecy et le glacier de Beaufort-Roseland. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 3, p. 161-163.

DÉTRAZ H., CHAROLLAIS J., REMANE J. (1987) — Le Jurassique supérieur-Valanginien des chaînes subalpines septentrionales (massif des Bornes et de Platé, Haute-Savoie, Alpes occidentales) : analyse des résédimentations, architecture du bassin et influences des bordures. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 80, n° 1, p. 69-108.

DÉTRAZ H., MULLER A., MULLER D., VILLARS F. (1986) — Étude préliminaire de la stratigraphie et de la sédimentologie de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie, France ; domaine delphino-helvétique). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 39, fasc. 3, p. 365-376.

DÉTRAZ H., STEINHAUSER N. (1988) — Le bassin delphino-helvétique et sa marge jurassienne sous contrôle tectonique entre le Kimméridgien et le Valanginien. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 81, n° 1, p. 125-154.

DEVANT C. (1941) — La mine d'Entrevernes. Conférence à l'Académie Florimontane le 7 mai 1941, Annecy, 28 p.

DIDIER J., LAMEYRE J. (1978) — Les brèches volcaniques du Merdassier (synclinal de Thônes, Haute-Savoie), élément nouveau dans le débat sur l'origine des grès de Taveyanne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 286, série D, p. 583-585.

DOUDOUX B. (1973) — Nouvelles données tectoniques sur le massif des Bauges (Savoie). *Annales Centre univ. Savoie*, t. I, sci. nat., p. 125-139.

DOUDOUX B., CHAPLET M., TARDY M. (1987) — Les séries marines paléogènes post-lutétiennes du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales). *Géologie alpine*, mém. h.s. n° 13, p. 299-318.

DOUDOUX B., COLLETTA B. (1975) — Le synclinal Charbon-Trélod (massif des Bauges, Savoie). *Annales Centre univ. Savoie*, t. II, sci. nat., p. 69-93.

DOUDOUX B., MERCIER DE LÉPINAY B., TARDY M. (1982) — Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 295, série II, p. 63-68.

GIRAUD J.D. (1983) — L'arc andésitique paléogène des Alpes occidentales. Thèse doct., univ. Nice, 359 p.

GOGUEL J. (1956) — Observations sur le houiller de la vallée de l'Arly (feuille d'Albertville au 1/80 000<sup>e</sup>). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 250, t. 54, p. 13-15.

GOGUEL J. (1956) — Le glissement des gorges de l'Arly (Savoie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 158-159.

GREBER C. (1961) — Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. BRGM*, n° 21, 380 p.

HERB. R., HUGUENEY M., LANGE-BADRE B., WEIDMANN M. (1984) — Données nouvelles sur les Mammifères et les Nummulites de l'Éocène supérieur subalpin (synclinaux du Charbon et d'Entrevernes, Bauges, Savoie et Haute-Savoie). *Geobios*, n° 17, fasc. 2, p. 221-234.

LATELTIN O. (1988) – Les dépôts turbiditiques oligocènes d'avant-pays entre Annecy (Haute-Savoie) et le Sanetsch (Suisse). Grès de Taveyannaz et du Val d'Illiez. Thèse n° 949, univ. de Fribourg (Suisse), 128 p.

LEPILLER M. (1980) – Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires. Étude de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute-Savoie, France). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. sci. et méd. Grenoble, 478 p.

LUGEON M. (1900) – Les dislocations des Bauges (Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 77, 116 p.

MARTINI J. (1961) – Présence de l'Yprésien dans le massif des Bauges (Savoie). *Arch. Sci.*, Genève, vol., 14, fasc. 3, p. 512-517.

MARTINI J. (1962) – Étude de la répartition des Nummulites priaboniennes et oligocènes dans les massifs des Bornes et des Bauges (Savoie). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 15, fasc. 3, p. 509-532.

MARTINI J. (1968) – Note sur la migration du géosynclinal subalpin savoyard à la fin de l'Éocène et au début de l'Oligocène. *C.R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève*, n.s., vol. 3, fasc. 2, p. 79-89.

MARTINI J. (1968) – Étude de l'Éocène inférieur et moyen des chaînes subalpines savoyardes. *Arch. Sci.*, Genève, vol. 21, fasc. 1, p. 35-70.

MARTINI J. (1970) – Contribution à l'étude de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène subalpin de la Savoie. *Arch. Sci.*, Genève, vol. 23, fasc. 1, p. 197-276.

MONJUVENT G., NICOUD G. (1987) – Les paléo-lacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy, France. Documents du Centre d'études sur les lacs, anciens lacs et tourbières (CERLAT), mémoire n° 1, p. 213-231.

MORET L. (1934) – Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 22, 159 p.

MOUTERDE R., ROSSET J. (1967) – La nappe supérieure des klippes de Savoie. Stratigraphie du Rhétien et du Lias. *Trav. lab. géol. Grenoble*, t. 43, p. 129-137.

NICOUD G., MONJUVENT 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.

REVIL J. (1911, 1913) – Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. *Mém. Académie de Savoie*, (1911), 5<sup>e</sup> s., t. I, 619 p. et (1913), 5<sup>e</sup> s., t. II, 304 p.

RIVANO-GARCIA S. (1978) – Contribution à l'étude géologique du SE du massif des Bornes : la partie méridionale de la chaîne des Aravis entre le col des Aravis et la cluse de Faverges-Ugine, (Haute-Savoie, France). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 195 p.

ROSSET J. (1957) – Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 247, 147 p.

ROSSET J., CHAROLLAIS J., GÉRARD J., LACOSTE M. (1971) – Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). *Trav. lab. géol. Grenoble*, t. 47, p. 223-231.

ROSSET J., CHAROLLAIS J., TOUMARKINE M., MANIVIT H., CHÂTEAUNEUF J.J., SCHAUB H. (1976) – Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 69, n° 2, p. 359-402.

SAWATZKI G.G. (1975) – Étude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Grès de Taveyannaz et Grès du Val d'Illicz. *Arch. Sci.*, Genève, vol. 28, fasc. 3, p. 265-368.

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, 224 p.

TARDY M., DOUDOUX B. (1984) – Un trait nouveau du synclinal de nappes de Thônes (massif des Bornes, Haute-Savoie) : le chevauchement cisailant de la Montagne de Cotagne. *Géologie alpine*, t. 60, p. 77-84.

VIALON P. (1974) – Les déformations « synschisteuses » superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences pétrostructurales. *Bull. suisse minéral. pétrogr.*, 54/2-3, p. 663-690.

VILLARS F. (1988) – Progradation de la formation de Wang dans les chaînes subalpines septentrionales (Alpes occidentales, France) au Maastrichtien supérieur : biostratigraphie et milieu de dépôt. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 81, n° 3, p. 669-687.

VILLARS F., MULLER D., LATELTIN O. (1988) – Analyse de la structure du Mont Charvin (Haute-Savoie) en termes de tectonique synsédimentaire paléogène. Conséquences pour l'interprétation structurale des chaînes subalpines septentrionales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 307, série II, p. 1087-1090.

VITALLY G. (1980) – Étude géologique de deux manifestations du volcanisme paléogène des Alpes franco-italiennes : les Grès de Taveyannaz et les Porphyres de Biella. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Brest, 184 p.

VIVIER G., MENOT R.P., GIRAUD P. (1987) – Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne (massifs cristal-

lins externes alpins): le domaine nord-oriental. *Géologie alpine*, t. 63, p. 25-53.

### **Carte géologique de la France à 1/80 000.**

Feuille *Albertville* (169 bis) : 1<sup>re</sup> édition (1897), 2<sup>e</sup> édition (1966).

Feuille *Annecy* (160 bis) : 1<sup>re</sup> édition (1894), 2<sup>e</sup> édition (1930), 3<sup>e</sup> édition (1969).

### *DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

La banque de 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 soit à l'agence régionale Rhône-Alpes, 29, av. du 11 novembre, 69604 Villeurbanne Cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

### **AUTEURS**

La présente notice a été rédigée par B. DOUDOUX et par :

- J.C. BARFÉTY et J.C. CARFANTAN : chaîne de Belledonne et sa bordure mésozoïque anté-Tithonique ;
- M. TARDY : aperçu structural ;
- G. NICOUD : terrains quaternaires et hydrogéologie.

Pour la klippe de Sulens a été utilisée une monographie inédite de J. ROSSET et J. CHAROLLAIS.

**Présentation au CCGF : 28 février 1989.**

**Acceptation de la carte et de la notice : 12 juin 1990.**

**Impression de la carte : 1992.**

**Impression de la notice : octobre 1992.**