

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

NANTUA

NANTUA

par

C. MANGOLD, R. ENAY

La carte géologique à 1/50 000
NANTUA est recouverte par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
au Nord : SAINT-CLAUDE (N° 149)
au Sud : NANTUA (N° 160)

St-Amour	Moirans- en-Montagne	St-Claude
Bourg- en-Bresse	NANTUA	St-Julien- en-Genevois
Amberieu- en-Bugey	St-Rambert	Seysseil

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

par

C. MANGOLD, R. ENAY

2004

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : MANGOLD C., ENAY R., BOURSEAU J.-P., MONJAMONT (de) M. (2004) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Nantua (652). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. MANGOLD, R. ENAY (2004), 180 p.

– *pour la notice* : MANGOLD C., ENAY R. (2004) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Nantua (652). Orléans : BRGM, 180 p. Carte géologique par C. MANGOLD, R. ENAY, J.-P. BOURSEAU, M. (de) MONTJAMONT (2004).

© BRGM, 2004. 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 : 2-7159-1652-3

SOMMAIRE

RÉSUMÉ – ABSTRACT	5
INTRODUCTION	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	9
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	10
DESCRIPTION DES TERRAINS	12
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	12
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	14
Secondaire	14
Tertiaire	79
Quaternaire	81
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	102
ÉVOLUTION TECTONIQUE	107
<i>DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION DES STRUCTURES</i>	107
<i>ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE ET STRUCTURALE</i>	121
GÉOLOGIE DE L' ENVIRONNEMENT	133
<i>OCCUPATION DES SOLS</i>	133
<i>RISQUES NATURELS</i>	137
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	139
<i>SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES</i>	149
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	151
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	151
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	153
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	156
<i>GLOSSAIRE</i>	156
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	158
AUTEURS	178

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Grandes unités morpho-structurales de la feuille Nantua et tracé du profil ECORS Jura-Alpes II	8
Fig. 2 - Bajocien, Bathonien et Callovien : unités lithologiques et corrélations sur la feuille Nantua	18
Fig. 3 - Oxfordien, Kimméridgien et Tithonien : unités lithologiques et corrélations sur la feuille Nantua	24
Fig. 4 - Quelques lignes directrices de la paléogéographie de l'Oxfordien et du Kimméridgien sur la feuille Nantua	46
Fig. 5 - Faciès d'estran du Tithonien	68
Fig. 6 - Extension de la calotte glaciaire jurassienne, phases de retrait et lacs proglaciaires associés sur la feuille Nantua	82
Fig. 7 - Emboîtement des deux complexes glaciolacustres de la vallée de l'Oignin (Campy, 1982)	90
Fig. 8 - Coupe des niveaux inférieurs (bottomset bed) des alluvions glaciolacustres de la plaine d'Izernore (deuxième lac de l'Oignin, stade de Montréal, Béart, Saint-Martin-du-Frêne)	92
Fig. 9 - Carte des épaisseurs des alluvions glaciolacustres du Val de l'Ange (ou d'Oyonnax) (d'après Landry, 1881)	94
Fig. 10 - Carte des épaisseurs du remplissage alluvial glaciolacustre de la plaine des Eaux Mortes, établie à partir de l'étude par géophysique électrique du BEGG (rapport BEGG, mai 1974)	96
Fig. 11 - Carte détaillée de la structure dite « constriction » d'Oyonnax	108

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Cavités souterraines de la feuille Nantua dont le développement horizontal est supérieur à 500 mètres	143
Tabl. 2 - Gouffres de la feuille Nantua dont la dénivellation est supérieure à 100 mètres	144
Tabl. 3 - Caractéristiques des petits abris fouillés entre Poncin et Serrières-sur-Ain	152

RÉSUMÉ

La feuille Nantua, dans la partie méridionale de la chaîne du Jura, est entièrement située dans le département de l'Ain. Le Jura externe (ou faisceau externe) couvre les deux tiers occidentaux et le Jura interne (ou faisceau helvétique ou Haute chaîne) le tiers oriental. Ces deux ensembles sont séparés par la faille limitant à l'est l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont.

La série stratigraphique s'étend du Trias terminal au Quaternaire, dans laquelle le Tertiaire est peu représenté. La morphologie est commandée par la lithologie : combe liasique, falaises du Jurassique moyen, combe du Callovien-Oxfordien inférieur et moyen, falaises de l'Oxfordien supérieur, du Kimméridgien, du Tithonien, combe purbeckienne, ressaut du Berriasien supérieur-Valanginien, combe de l'Hauterivien inférieur, falaises de l'Hauterivien supérieur-Barrémien (faciès urgonien), combe albo-cénomaniennne et ressaut turonien.

Les unités structurales sont orientées N20-30°, le plus souvent limitées par des accidents directionnels et elles sont tronçonnées par des décrochements dextres N 30-50°, N 50-70° et senestres N 130-150°.

Les recherches pour hydrocarbures semblent devoir reprendre au Sud de la cluse de Nantua. L'exploitation actuelle de substances utiles concerne les sables et graviers des épandages deltaïques proglaciaires, les groises et quelques niveaux calcaires pour pierre d'appareil, granulats et poudres.

ABSTRACT

The map sheet Nantua is wholly located in the southern part of the Jura chain, and into the Ain département.

The area covered by the map sheet belongs to two major structural units: the external Jura in the 2/3 western part and the internal Jura (or faisceau helvétique or Haute chaîne) in the 1/3 eastern part.

The stratigraphic succession encompasses units from the Latest Triassic to the Quaternary.

The Mesozoic formations are well dated thanks to the studies of Avias et Guérin (1961), Corna (1985a, b), Enay et Elmi (1962) on the Lower Jurassic, Mangold (1971, 1984) on the Middle Jurassic, Enay (1966a, 1966b, 1982, 2000, 2001), Bernier (1984), Enay et Boullier (2000), Gaillard (1983) on the Upper Jurassic, Busnardo *et al.* (1966), Charollais *et al.* (1989), Donze (1958) on the Cretaceous.

Outcrops of the latest Triassic are the Rhaetian Argiles de Levallois which are followed by Lower Jurassic marls and argillaceous limestones (70-100 m). The Middle Jurassic starts with the so-called Marnes et calcaires micacés à *Cancellophycus* (Aalenian, 30 m), overlain by echinodermic limestones with corallian bioherms (Lower Bajocian, 100-120 m), then marls with small oysters and oolitic or fine grained biosparites (Upper Bajocian, 50-70 m). The Bathonian sequence is complete in the internal Jura (80-170 m), but in the external Jura the Upper Bathonian (50-70 m) with marls, echinodermic or oolitic limestones overlies directly the Late Bajocian deposits. The Callovian (1-15 m) is composed of argillaceous limestones and marls or limestones with ferruginous oolites. The Upper Jurassic has a total thickness of 350-400 m. Lower Oxfordian (5-20 m) begins with the Renggeri Marls (or clays) covered by marls and limestones. The Middle Oxfordian (20-40 m) is characterized by marls and argillaceous limestones with spongiol bioherms and the Upper Oxfordian (150-200 m) is represented by marls and limestones in the lower part and fine-grained lithographic limestones upwards. Numerous ammonites bring accurate data for biozonation. In the Kimmeridgian series (300 m) ammonites are more scarce. There are white fine-grained or micritic limestones with corallian constructions specially in the eastern part of the map. Tithonian (100-150 m) is represented by limestones with *Thalassinoides* burials and dolomitic limestones. The Purbeckian deposits (10-20 m) pass through the Jurassic-Cretaceous boundary. The Lower Cretaceous (70-150 m) is comprised of a succession of white limestones (Upper Berriasian-Valanginian, 40-60 m) overlain in the eastern part of the map by Urgonian limestones (Barremian, 60-70 m). The Upper Cretaceous (10-30 m) consists of the argillaceous, phosphatic, glauconitic and ammonite-bearing Grés verts (Albian-Cenomanian) and chalky limestones with cherts of mostly Turonian age (10-15 m).

During the end of the Cretaceous and the beginning of **Cenozoic**, the Jura mountains are in an continental environment, with sharp erosion and karstification. Eocene-Oligocene breccias discordantly overlie Upper Jurassic and Cretaceous formations, and are mostly located near faults. Lacustrine Burdigalian is known locally bearing micromammals. The Tortonian is represented by a few meters of marls and molassic continental sandstones without fauna.

The **Quaternary** deposits consist of glacial tills, glaciolacustrine and fluvioglacial sediments. Two major glaciations are recognized : the outer till complex is attributed to the Riss, the inner till complex to the Würm. During both glaciations the map sheet is covered in the West and South by alpine ice and in the East and North by local ice. During the würmian glaciation three extend-phases are recognized.

Structure (fig. 1). The Nantua map sheet is divided into two major structural areas with contrasted tectonic style. Eastwards the High Jura is characterized by large overthrusts and folds. Westwards the external Jura, here without plateaus present only in the Northern Jura, is composed by juxtaposed strongly imbricated zones (faisceaux).

The basement complex with metamorphic and intrusive rocks was consolidated during Carboniferous phases of the Variscan orogeny. The deformed mesozoic and cenozoic cover was detached from the basement at the level of Upper Triassic evaporites.

The main faults correspond to Eocene-Oligocene extensional structures reactivated during Neogene folding. The main folding phase stretches through Tortonian time.

The northern part of the map sheet was crossed by an ECORS profile. The interpretation of this profile is further enough from the ones based on field data.

The main structural units in the **internal Jura** listed from East to West are as follow:

- **Southward of the Nantua cluse** : (1) the Retord block or massif, (2) the Cormaranche-les Moussières anticline, (3) the Upper Jurassic and Combe Ferirand-les Neyrolles syncline imbricated zone.
- **Northward of the Nantua cluse** : (4) the western slope of the Marnod anticline and les Combes syncline, (5) the Plagnes-Belleydoux-Forêt d'Échallon monocline, (6) the Charix syncline.

The **external Jura** contains following units : (7) the Monts d'Ain-Apremont anticline, (8) the Combe du Val-vallée de l'Ange syncline, (9) the Montagne de l'Avocat-Bois de Ban-Bois de Samognat unit.

Between (9) and the Ain river lies (10-13) the Orgelet-Poncin imbricated zone characterized by the so-called ultra-comtois tectonic style. On the western side of the Ain river the last units are (14) the Grand Corent imbricated zone and the eastern slope of the Revermont.

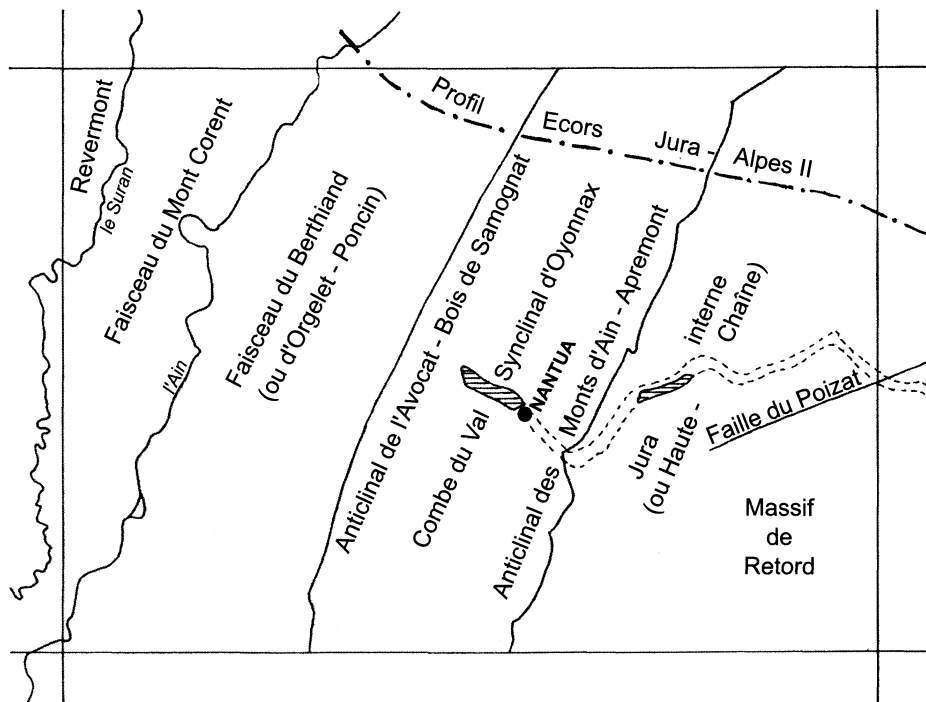


Fig. 1 - Grandes unités morpho-structurales de la feuille Nantua et tracé du profil ECORS Jura-Alpes II

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Nantua, située dans le Jura méridional, couvre la partie montagneuse du département de l'Ain. Deux régions s'opposent par leur relief et leur structure. Les deux tiers ouest de la carte appartiennent au Jura externe : les altitudes s'étagent de 300 m à 1 127 m (point culminant : les Monts d'Ain, au Sud de Nantua). Le tiers oriental correspond au Jura interne ou Haute chaîne ou faisceau helvétique ; les reliefs y sont nettement plus hauts, 400 m à plus de 1 300 m (1 322 m sur le plateau de Retord).

Le réseau hydrographique est entièrement drainé par le Rhône : vers le Sud-Ouest, en presque totalité par l'intermédiaire de la rivière d'Ain, vers l'Est et le Rhône dans le bassin de Bellegarde par la Valserine qui reçoit la Semine, collectant les eaux du ruisseau du Combet, émissaire du lac de Sylans.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE (fig. 1)

Au plan de la structure, Jura externe et Jura interne sont séparés par un accident frontal, chevauchant légèrement vers l'Est ; il sépare l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont, de la lame de Jurassique supérieur du Charveyron-Mont-Cornet appartenant au synclinal de Charix-Combe Ferirand (Clin et Perriaux, 1964, p. 433).

Le **Jura interne** ne montre pas encore ici le style haut-jurassien, à anticlinaux coffrés et synclinaux à fond plat, reconnaissable dans le Jura méridional sur les feuilles Saint-Rambert, Seyssel et Saint-Julien-en-Genevois. D'Est en Ouest se succèdent (les numéros renvoient au schéma structural) :
– au Sud de la cluse de Nantua : le bloc ou massif de Retord (1) qui réunit l'anticlinal du Crêt du Nû (1a), l'anticlinal du Crêt de Beauregard-les Gallanchons (1b) et l'anticlinal de Bérentin-le Poizat (1c) ; l'anticlinal de Cormaranche-les Moussières (2) ; la lanière de Jurassique supérieur et la lanière synclinale de la Combe Ferirand-les Neyrolles (3) ;
– au Nord de la cluse de Nantua : le flanc occidental de l'anticlinal de Marnod et le synclinal des Combes (4) ; le plateau de Plagnes-Belleydoux-Forêt d'Échallon (5) ; le synclinal de Charix (6).

Le **Jura externe** (ou faisceau externe) offre des secteurs de styles différents. D'Est en Ouest : l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont (7) ; le synclinal de la Combe du Val-vallée de l'Ange (8) ; la montagne de l'Avocat-Bois de Ban-Bois de Samognat, (9). Au-delà et jusqu'à l'Ain, les unités suivantes forment l'extrémité méridionale du faisceau

d'Orgelet-Poncin pour lequel a été défini le style ultra-comtois. Cet étroit secteur correspond au faisceau du Berthiand, prolongement nord des lanières de Saint-Rambert (voir notice feuille Saint-Rambert, n° 676). Les unités NNW-SSE, associant failles et plis, montrent le style comtois. On peut y reconnaître en progressant vers l'Ouest : le synclinal de l'Oignin-Izernore (10) ; la lanière anticlinale du Berthiand (11) ; la lanière synclinale de Napt-Leyssard (12) et la lanière anticlinale de Bolozon-Balvay (13). Le faisceau de Grand-Corent qui comprend l'unité de Romanèche-Corveissiat (14), l'anticlinal du Mont Corent (15) et le synclinal du Suran ou de Villerversure (16). À l'Ouest de la vallée de l'Ain, le Revermont *s.l.* est seulement représenté par sa bordure orientale.

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Cartes régulières

La feuille Nantua recouvre partiellement deux cartes géologiques à 1/80 000 : Nantua (3^e éd., R. Enay, J. Tricart et A. Lombard, 1964) et Saint-Claude (2^e éd., M. Dreyfuss, 1965).

Levés inédits

Ce sont des levés à 1/20 000 réalisés par des étudiants de l'IFP, de DES et de thèse de 3^e cycle de l'Université Claude-Bernard-Lyon 1 : G. Meunier, J.-P. Meunier, Y. Dubois, P. Bienfait. M. de Montjamont (BRGM) a fourni des levés sur les pays à l'Ouest de la rivière d'Ain. Les levés définitifs ont été réalisés par J.-P. Bourseau (1), R. Enay (2) et C. Mangold (3) qui a également assuré le rôle de coordonnateur. Enfin, les affleurements étendus de Quaternaire ont été en partie levés par G. Monjuvent et synthétisés par C. Mangold et R. Enay, avec l'aide de M. Campy, G. Monjuvent et G. Nicoud.

Principaux travaux

La cartographie repose avant tout sur la stratigraphie. Celle du Jurassique, après A. Riche (1893, 1894, 1923) et M. Pelletier (1960), a fait l'objet de travaux synthétiques récents : S. Ferry et C. Mangold (1995), pour le Bajocien, C. Mangold (1971, 1984) pour le Bathonien et le Callovien, R. Enay (1966a) et R. Enay *et al.* (1988) pour l'Oxfordien, C. Chevallier (1986, 1987, 1989) pour les faciès ptérocériens du Kimméridgien, P. Bernier (1984) pour le Kimméridgien-Tithonien, P. Donze (1958) pour les faciès purbeckiens.

Pour la stratigraphie du Crétacé, les références, en dehors de la thèse de S. Guillaume (1966), sont plus locales : E. Benoît (1858), C. d'Alleizette (1862), J. Bonjour (1858), R. Busnardo *et al.* (1966 a,b).

Le Tertiaire affleure peu et par suite les travaux régionaux sont peu nombreux : A. Boistel (1898), G. Carbonnel et G. Demarcq (1965), R. Combémoré (1972). Les travaux plus synthétiques sont ceux parus dans la Synthèse géologique du Sud-Est de la France, A. Lefavrais-Raymond (1962) sur la Bresse, B. Alabouvette *et al.* (1984) pour le Paléogène et J. Perriaux *et al.* (1984) pour le Néogène.

Le Quaternaire occupe une large place en particulier les formations liées aux glaciations. Nous avons consulté les travaux de G. Monjuvent (1984, *in* Donzeau *et al.*, 1997), de M. Campy (1982, 1984, 1985, 1992), de M. Campy et R. Arn (1991), de J. Tricart (1962), J. Tricart *et al.* (1960, 1970) et de A. Sbaï (1988).

Conditions d'établissement de la carte

Il convient de distinguer les levés concernant les terrains anté-quaternaires et ceux du Quaternaire.

• **Terrains anté-quaternaires.** En 1972, trois secteurs géographiques avaient été définis : P. Bernier pour les pays à l'Ouest de l'Oignin. Une ligne Allement-Challes-Brion cluse de Nantua sépare les levés effectués par R. Énay au Sud de ceux de C. Mangold au Nord.

En 1977, la défection de P. Bernier entraîne son remplacement par J.-P. Bourseau, entre l'Oignin et l'Ain, et M. de Montjamont, à l'Ouest de l'Ain.

Il est très vite apparu que les travaux de M. de Montjamont étaient insuffisamment détaillés pour être utilisés tels quels, de sorte qu'une révision de ce secteur a dû être entreprise.

Les levés s'appuient principalement sur les études stratigraphiques récentes (litho- et biostratigraphie) et sur la consultation des levés inédits d'étudiants de 3^e cycle (DES, IFP ou Univ. de Lyon) et de ceux de l'ENSG de Nancy.

• **Terrains quaternaires.** Devant la spécificité des méthodes d'étude du Quaternaire, en particulier du phénomène glaciaire, le BRGM a fait appel à G. Monjuvent, co-auteur pour le Quaternaire de nombreuses feuilles géologiques, dont la feuille voisine de Saint-Julien-en-Genevois (653).

Des problèmes de santé l'ont empêché d'achever son travail. Il nous a confié ses documents en nous laissant le soin de les compléter et d'en faire

la synthèse. Il a volontiers accepté de faire une tournée sur le terrain en 1998. Mais, la synthèse des formations glaciaires et proglaciaires n'est pas une entreprise aisée. Aussi, avons-nous sollicité M. Campy (Univ. de Dijon), éminent spécialiste du Quaternaire du Jura du Nord, qui a bien voulu nous faire bénéficier de ses connaissances sur le terrain lors de tournées en octobre 2000 et en mars 2001.

G. Monjuvent et M. Campy ont aimablement accepté de relire et de corriger la partie Quaternaire de la notice.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Deux sondages méritent d'être mentionnés : le forage profond d'Apremont et le sondage de reconnaissance du tunnel autoroutier de Chamoise.

Le seul forage profond, sur le territoire de la feuille Nantua, a été implanté en 1991 pour EssoRep sur la commune d'Apremont, au Sud du village et à l'Est de la D74 au pied des Côtes Bouvent (CHT 1).

Apremont : sondage de recherche d'hydrocarbures Charmont 1 (CHT1) (x : 855,750 ; y : 138,434 ; z : 947,05)

La profondeur atteinte est de 2 286 m. Il a traversé une première série mésozoïque (620 m d'épaisseur) s'étendant du Callovien en surface au Keuper. Cette série repose à 624 m de profondeur par un contact anormal sur une deuxième série mésozoïque (1 168 m d'épaisseur) qui vient normalement sur le Permo-Carbonifère atteint à 1 792 m de profondeur. La première série représente les terrains allochtones ; la seconde et le substratum primaire représentent l'autochtone jurassien, séparés par un plan de chevauchement.

L'intérêt de ce sondage pour l'interprétation structurale est essentiel et s'y ajoute un intérêt stratigraphique puisqu'il apporte une coupe continue du Trias de la série autochtone, épais de 354 m, allant du Keuper au Buntsandstein. Il comprend de haut en bas :

- Keuper : grès grossier à fin, argile dolomitique, anhydrite (121 m), et sel massif avec argile salifère (69 m) ;
- Muschelkalk : argile et anhydrite, dolomie argileuse (110 m) ;
- Buntsandstein : grès argileux fin puis grossier à conglomérat (54 m).

La coupe complète du sondage est donnée dans le chapitre « Documentation complémentaire » (p. 155).

Coupe résumée du forage de reconnaissance du tunnel de Chamoise (x : 853 ; y : 131,500 ; z : + 891,70)

Prévu pour une profondeur de 300 m, le forage avait pour objectif de reconnaître la série du Jurassique moyen, si possible jusqu'aux marnes du Lias supérieur, à la cote prévue initialement pour la chaussée du tunnel (vers 580 m). Il a été arrêté à la profondeur de -228 m (cote théorique 663,70 m) dans les Calcaires à débris du Bajocien supérieur.

Le site du forage est dans le secteur intermédiaire entre deux domaines de faciès, dont la limite commune n'était pas connue exactement au moment où a été établie la coupe prévisionnelle (Enay, 1977a). Il était commode de la faire coïncider avec la cluse qui sépare les affleurements connus de ces deux domaines et la coupe prévisionnelle s'appuyait sur les coupes décrites du domaine méridional (Mangold, 1971). Ce choix est totalement infirmé par le forage de reconnaissance dont l'apport est décisif pour tracer la limite entre les deux domaines de faciès qui se situe au Sud de la cluse (Enay et Mangold, 1977b).

La série traversée par le forage appartient au domaine de faciès septentrional par les caractères de la série bathonienne et calloviennne : 1) – niveau oolitique callovien réduit (= Calcaires d'Arnans) reposant sur les niveaux à débris échinodermiques de la limite Bathonien-Callovien (= Dalle nacrée et Calcaires spathiques à bryozoaires) ; 2) – Bathonien épais (90 m) dont la plus grande partie est représentée par les Calcaires de la Haute chaîne et, à la base, Calcaires à taches réduits ou absents.

La banque des données du sous-sol du BRGM et le dossier de l'A 40 archivé à l'UFR des Sciences de la Terre de l'Université Claude-Bernard-Lyon I peuvent fournir des données plus complètes sur les terrains rencontrés.

Profondeur par rapport au sol et cote NGF du toit des formations traversées.

- 0 m (+ 891,70 NGF) : éboulis de Calcaires pseudolithographiques ;
- 14,30 m (+ 877,40) : Oxfordien supérieur, Couches d'Effingen ; marno-calcaires gris-bleu ;
- 59,15 m (+ 832,55) : Oxfordien moyen, Couches de Birmensdorf, banc-limite et faciès stratifié ; alternance marno-calcaire avec débris d'éponges ;

- 74,25 m (+ 817,45) : Oxfordien moyen, Couches de Birmensdorf, faciès construit à spongiaires ; calcaires gris-bleu, à sections d'éponges et terriers ;
- 85,51 m (+ 806,29) : Oxfordien moyen-inférieur, Couches à sphérites ;
- 90,30 m (+ 801,40) : Oxfordien inférieur, Marnes à fossiles pyriteux (ou Marnes à *Cr. renggeri*) et cordons à fossiles phosphatés à la base ;
- 115,48 m (+ 776,22) : Callovien, Calcaires d'Arnans ; calcaires beiges à oolites ferrugineuses. Contact irrégulier avec le niveau sous-jacent ;
- 115,84 - 115,94 m (+ 775,86-775,76) : Callovien, Dalle nacrée ; calcaires biodétritiques et spathiques, à entroques ;
- 117,05 m (+ 774,65) : Bathonien, Calcaires spathiques à bryozoaires, moins grossiers que ceux de la Dalle nacrée ;
- 121,62 m (+ 770,08) : Bathonien, Marnes des Monts d'Ain ; deux intervalles marneux encadrant des calcaires argileux biodétritiques (de 130,60 à 147,35 m) ;
- 151,15 m (+ 740,55) : Bathonien, Calcaires de la Haute chaîne ; ensemble épais de calcaires biodétritiques et spathiques ;
- 203,30 m (+ 688,40) : Bajocien supérieur, Calcaires à débris : niveau-repère sommital (= lits à débris et coquilles entières de pectinidés lisses et brachiopodes, 0,50 m), puis calcaires biodétritiques et échinodermiques ;
- 228 m (663,70) : arrêt du forage sans avoir atteint la base de la formation.

TERRAINS AFFLEURANTS

SECONDAIRE

La série des terrains mésozoïques débute pratiquement avec le Jurassique, le Trias supérieur, représenté par le sommet des Argiles de Levallois, n'est visible qu'à l'Est de Bolozon. Les zones d'ammonites utilisées sont celles de la synthèse par le Groupe français d'étude du Jurassique (1997).

Jurassique inférieur

t7-l1-2. Argiles de Levallois, Calcaires à gryphées (Rhétien-Sinémurien) (7,5 m). À Bolozon, M. Corna (1985a, p. 138) décrit la coupe d'un affleurement à pendage subvertical, qu'il détaille dans sa thèse (Corna, 1985b). Sur les argiles rouges (Argiles de Levallois) du Trias supérieur viennent 1,5 m d'argiles grises attribuées, de par leur position, à l'Hettangien. Au-dessus, le Calcaire à gryphées (6 m) débute par un banc de calcaire biodétritique remanié contenant des galets ferrugineux plats. La

faune identifiée comprend : *Metophioceras* gr. *rotarium* (Buckm.), *M. sp.*, des polypiers solitaires *Montlivatlia sinemuriensis* d'Orb., des bivalves *Cardinia* sp. et des serpules coloniales *Serpula socialis* Qu. du Sinémurien inférieur (base de la Zone à Rotiforme). Les faunes d'ammonites récoltées sont données de bas en haut, par zone et sous-zone.

• Sinémurien inférieur

– Zone à Rotiforme, sous-zone à Conybeari : *Metophioceras* cf. *conybeari* (Sow.), *M. cf. janus* Spath ;

. sous-zone à Rotiforme : *Coroniceras* gr. *rotiforme* (Sow.), *C. sp.*, *Angulaticeras ventricosum* (Sow.) ;

– Zone et sous-zone à Bucklandi : *Vermiceras scylla* (Reynès), *Angulaticeras ventricosum* (Sow.), *Arnioceras falcaries* (Qu.), *Pararnioceras* gr. *planaries* (Reynès), *Epammonites* gr. *isis* (Reynès), *Paracorniceras* sp.

– Zone à Semicostatium, sous-zone à Lyra : *Pararnioceras* sp., *Paracorniceras charlesi* (Donov.), *P. sp.*, *Eucorniceras* cf. *aussoniense* (Reynès), *Eu. sp.*

- sous-zone à Scipionanum : *Agassicerias* gr. *scipionanum* (d'Orb.), *A. nodulatum* (Buckm.) ;

- sous-zone à Sauzeanum : *Arnioceras arnouldi* (Dumor.), *Euagassicerias resupinatum* (Simp.), *Eu. terquemii* (Reynès), *Eu. sp. A.*, *Eu. sp.*

– Zone à Birchi : *Euagassicerias donovani* Guér.-Fran., *Eu. cf. hispidum* Guér.-Fran., *Eu. sp. A.*, *Eu. sp.*, *Arnioceras* sp., *Asteroceras* gr. *obtusum* (Sow.), *A. sp.*, *Caenisites* sp.

• Sinémurien supérieur

– Zone à Obtusum : *Arnioceras semicostatoides* Spath, *Promicroceras* sp., *Epophioceras longicella* (Qu.), *Ep. sp.*, *Xipheroceras* sp.

Puis suit l'alternance marno-calcaire (2,5 m) des Calcaires à bélemnites dans laquelle se termine le Sinémurien supérieur avec la Zone à Oxynotum, sous-zone à Gagatium : *Gagaticeras gagatium* (Y. et B.).

l3-j1a. **Marnes et calcaires oolitiques ferrugineux, Marnes mica-cées (Pliensbachien – Toarcien – Aalénien inférieur et moyen) (environ 35 m).** Au Sud de la cluse de Nantua, dans l'anticlinal des Monts d'Ain, G. Avias et S. Guérin (1961) décrivent une coupe dans le ruisseau de Vau, près de la ferme de la Tuilière. Selon ces auteurs (fig. 2), la coupe s'étend des marnes domériennes sans ammonite (a), par le Toarcien condensé et fossilifère (b,c,d) jusqu'à l'Aalénien (e). Or, plus au Sud (feuille Saint Rambert, 676) et au Sud-Est (feuille Belley, 700) ainsi qu'à Tacon (Est de Nantua) existe un banc de calcaire gréseux à surface corrodée avec *Pleuroceras spinatum* du Domérien terminal (Enay et Mangold, 1977a). Au-dessus, (feuilles Saint-Rambert et Belley) viennent quelques mètres de

Schistes carton de la base du Toarcien. Ces deux niveaux n'ont pas été mis en évidence dans la coupe citée. Il est probable que le niveau (a, 18 m) représente, non pas les marnes domériennes, mais le sommet de l'alternance marno-calcaire du Toarcien. La coupe se termine, comme sur la feuille Saint-Rambert, par un calcaire à miches ou nodules (b1 ; 0,5 m) sans ammonite. Celui-ci est recouvert par des Marnes schisteuses noires à fucoïdes (b2 ; 1 m) qui, vers le sommet (b3), ont livré *Dactylioceras commune* (Sow.), de grands Harpocératidés et *Hildoceras bifrons* (Brug.) du Toarcien moyen (zone et sous-zone à Bifrons).

Le niveau (c ; 0,15 m) de calcaire à oolites blanches (phosphatées ?) contient en plus des deux espèces précédentes : *Harpoceras subplanatum* (Opp.), également de la zone à Bifrons, et *Haugia variabilis* (zone à Variabilis) de la base du Toarcien supérieur, associées à des faunes plus élevées dans le Toarcien supérieur comme *Grammoceras* aff. *thouarsense* (d'Orb.), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle) de la zone à Bonarelli, *Dumortieria levesquei* (d'Orb.), *D.* aff. *radians* (Rein.) de la zone à Pseudoradosa et *Pleydellia fluitans* (Dum.), *P. mactra* (Dum.) de la zone à Aalensis.

Le niveau (d ; 0,5 m) est un calcaire à oolites ferrugineuses dans lequel les auteurs citent encore des ammonites du Toarcien moyen, *Haugia variabilis* (d'Orb.) (zone à Variabilis) et *Catacoeloceras crassum* (Phill.) (zone à Bifrons) mêlées à des éléments du Toarcien supérieur : *Pseudolioceras lythense* (Y. et B.) (zone à Thouarsense), *Catullocceras dumortieri* (Thioll.) (zone à Pseudoradosa), *Dumortieria moorei* (Lyc.) et *Pleydellia aalensis* (Schloth.) (zone à Aalensis).

La coupe se termine par des calcaires marneux bleu-noir sans ammonite (e ; 15,5 m) qui, par leur position sous les calcaires jaunes du Bajocien, représentent déjà les Calcaires et marnes micacés de l'Aalénien.

L'Aalénien inférieur et moyen (j1a) représenté par le « Banc oolitique ferrugineux » condensé à faunes d'ammonites des zones à Opalinum, Murchisonae et Bradfordensis, visible autrefois au Bévieur (Enay et Elmi, 1964) et près de Torcieu (feuilles Saint-Rambert-en-Bugey, Ambérieu-en-Bugey) n'a jamais été trouvé sur la feuille Nantua.

Jurassique moyen (fig. 2)

j1b-2a. Calcaires et marnes micacés à *Cancellophycus*, Calcaires à entroques et Calcaires à polypiers (Aalénien supérieur – Bajocien inférieur) (115 à 135 m).

j1b. L'Aalénien supérieur (zone à *Concavum*) (15 m) est représenté par les Calcaires et marnes micacés à *Cancellophycus*, le Bajocien inférieur par des calcaires à entroques et à polypiers.

Les Calcaires et marnes micacés à *Cancellophycus* (Assise à *Cancellophycus*, de A. Riche, 1893 ; Calcaires à *Cancellophycus*, de Enay et Elmi, 1962) débutent par des marnes noires, gréseuses et micacées et se terminent par une alternance de bancs minces de calcaire sableux, gris-bleu à *Cancellophycus* et de marnes gréseuses. En lame mince, on observe des lits micritiques clairs à grains de quartz anguleux (10 à 20 %) et micas, et des lits foncés à pellets (Contini, 1970).

La formation est datée de la zone à *Concavum* au Sud sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey (Enay et Elmi, 1962), au Nord-Ouest sur la feuille Saint-Amour au Mont Myon (Pelletier, 1960 ; Contini, 1970), à l'Est sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois aux Etrées (Donzeau *et al.*, 1997).

j2a. Le Bajocien inférieur (100 à 120 m) débute la falaise ocre du Jurassique moyen avec les Calcaires à entroques et les Calcaires à polypiers. Les successions de détail sont variables et on peut distinguer deux secteurs géographiques séparés par la vallée de l'Ain (Mangold, 1984).

– **À l'ouest de l'Ain**, la succession est proche de celle du Revermont et du Mont Myon ; elle comprend (fig. 2) de bas en haut (terminologie de Ferry et Mangold, 1995) : (1) les Calcaires à entroques inférieurs (E1, 30 m, zone à *Discites* au Mont Myon) ; (2) les Calcaires à entroques et à silex (E4 + E5, 40 m, zone à *Laeviuscula* au Mont Myon) ; (3) les Calcaires à polypiers du 1^{er} niveau (P1, 10-15 m) avec de petits biohermes à la base puis des bancs stratifiés ; (4) les Calcaires à entroques moyens (CEM, 20-25 m) ; (5) les Calcaires à polypiers du 2^e niveau à colonies de polypiers branchus (P2, 5-12 m), dont le sommet est daté au Mont Myon de la zone à *Humphriesianum*, sous-zone à *Blagdeni*.

– **À l'est de l'Ain**, la série du Bajocien inférieur (100 m autour de Nantua) se distingue par le développement de : (1) faciès argileux (E1b, 10 m = Marnes à *Discites*, Contini, 1970) ; suivis (2) des Calcaires à entroques et à silex (E4 = 10 m ; E5 = 25 m). (3) Les Calcaires à polypiers de P1 (40 m) diminuent d'épaisseur vers le Nord ; (4) les CEM (30 m) ne sont visibles qu'en falaise à Chamoise où leur moitié inférieure est massive et la partie supérieure litée. (5) Les Calcaires à polypiers (P2, 20 m), sur la route d'Apremont, comprennent de bas en haut un calcaire à madréporaires lamellaires et branchus, puis des packstones fins à silex et des calcarénites grossières couronnées par un banc à madréporaires (Robin, 1995).

j2b. Calcaires à petites huîtres, marnes, Calcaires oolitiques et à débris (Bajocien supérieur) (40 à 75 m). Le Bajocien supérieur n'est

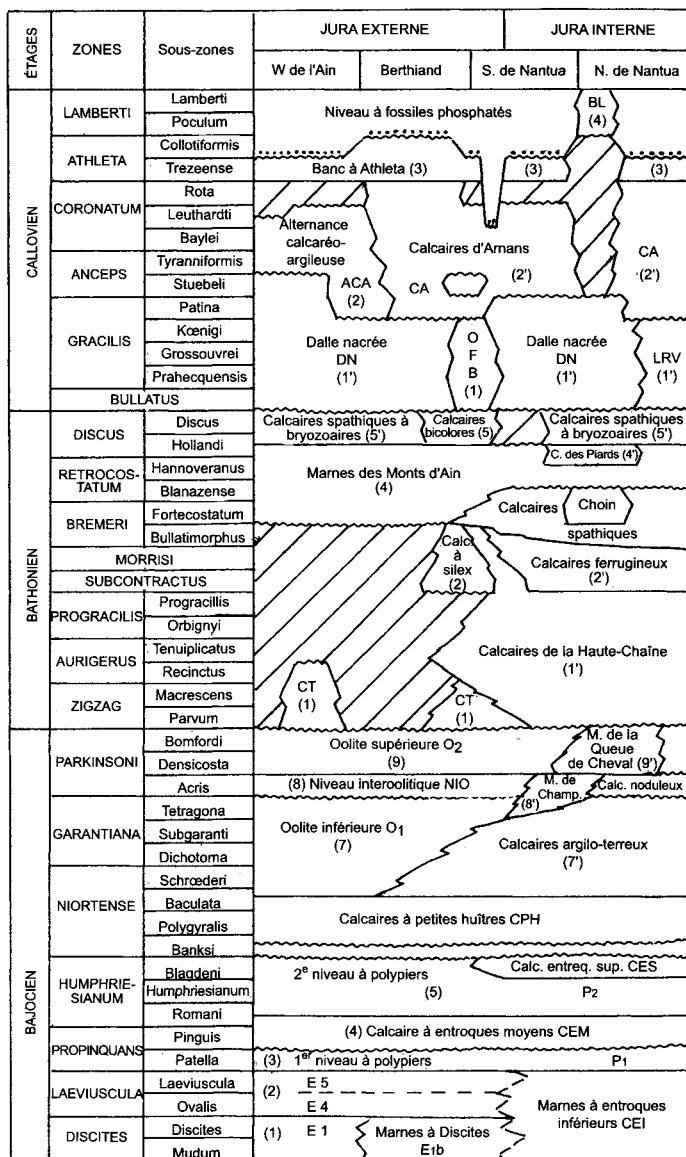


Fig. 2 - Bajocien, Bathonien et Callovien : unités lithologiques et corrélations sur la feuille Nantua (d'après C. Mangold, 1971 et Ferry *et al.*, 1995)

pas daté sur le territoire de la feuille Nantua. De bas en haut (fig. 2) se suivent (Ferry et Mangold, 1995) : (6) des calcarénites lumachelliques à *Praexogyra* appelées Calcaires à petites huîtres (CPH, 5-20 m) datés au Sud (feuilles Montluel, Belley) (Mangold et Lathuilière, 1979) et à l'Est (Saint-Julien-en-Genevois) de la zone à Niortense, sous-zone à Polygyralis ; (7) des calcarénites à débris d'entroques et à oolites ou Oolite inférieure (O1) devenant plus argileuses à Nantua ; (8) des marnes à *Praexogyra acuminata* ou Marnes de Champfromier, équivalent latéral du Niveau interoolitique (NIO), datées, dans la localité éponyme, à leur base par *Garantiana garanti* (d'Orb.) (zone à Garanti) et au sommet par *Parkinsonia* (*P.*) *parkinsoni* (Sow.), *P.* (*Durotrigensia*) sp. de la zone à Parkinsoni, sous-zones à Acris et à Densicosta. La série s'achève avec (9) des calcaires échinodermiques, localement oolitiques ou Oolite supérieure (O2, 10-15 m) passant vers le Nord-Est de la feuille aux Marnes de la Queue de cheval (9'), puis des bancs lumachelliques à brachiopodes (Alméras, 1971) *Ferrythyris ferryi* (Desl.), *Stiphrothyris champfromierensis* Alm., à *Parkinsonia* (*P.*) sp. et aussi à gastéropodes, bivalves et oursins.

j3. Calcaires à taches, Calcaires de la Haute-chaîne, Calcaires à silex, Calcaires ferrugineux et Choin, Marnes des Monts d'Ain, Calcaires des Piards, Calcaires bicolores ou Calcaires spathiques à bryozoaires (Bathonien) (35 à 90 m au Sud ; 120 à 175 m au Nord). Deux régions, séparées par une ligne méridienne Oyonnax-Nantua, s'opposent par leurs successions : à l'Est, la séquence bathonienne est complète, à l'Ouest, elle est réduite aux deux unités terminales de l'étage (Mangold, 1971). À l'Est, dans le Jura interne, des variations lithologiques existent aussi de part et d'autre de la cluse de Nantua.

– **Au Sud de la cluse de Nantua**, on distingue (fig. 2) de bas en haut (Mangold, 1971) : (1) **les Calcaires à taches** (0-2 m) qui sont des calcaires biodétritiques bleutés à la cassure montrant des taches plus foncées et oxydées à l'altération, représentant des oncolites à algues et/ou à nubéculaires. La coupe, au-dessus de l'ancienne chartreuse de Meyriat (D31), présente deux intercalations argileuses à bivalves, oursins et nombreux brachiopodes (Alméras, 1970) : *Ferrythyris vireti* (Roché), *Sphenorhynchia bugeysiaca* (Riche), *Sphaeroidothyris doultegensis* Rich. et Walk., du Bathonien inférieur. Au-dessus, mais pouvant aussi remplacer totalement les Calcaires à taches (Montagne de l'Avocat), viennent (1') **les Calcaires de la Haute chaîne** (0-30 m). C'est une alternance de calcaires biodétritiques argileux et de marnes terreuses ou de marno-calcaires bioclastiques. Leur âge s'étend du Bathonien inférieur au Bathonien moyen. Dans la coupe de Meyriat, ils renferment, dans leur tiers supérieur, la terminaison septentrionale des (2) **Calcaires à silex** (0-5 m) (Mangold, 1971, fig. 84, p. 274) qui, vers Maillat ont livré *Holzbergia schwandorfensis* (Ark.), *Siemiradzkia* sp., ammonites de la zone à Morrissi

du Bathonien moyen. Au-dessus, (4) **les Marnes des Monts d'Ain** (30-40 m) sont datées du Bathonien supérieur (zone à *Retrocostatum*). Cette unité est une alternance répétitive de calcaires argileux en bancs noduleux à bivalves et de marnes silteuses. Au toit de la séquence, (5') **les Calcaires spathiques à bryozoaires** (4-12 m) ont livré à leur base des bryozoaires décrits par Walter (1969, p. 263). Cette unité remplace l'unité méridionale (5) des Calcaires bicolores (feuille Saint-Rambert-en-Bugey).

- **Au Nord de la cluse de Nantua** (fig. 2), la séquence bathonienne est modifiée. Les **Calcaires de la Haute chaîne** (1'), restreints ici au Bathonien inférieur et peut-être à la base du Bathonien moyen, ont livré *Parkinsonia* (P.) *pachypleura* Buck. et les brachiopodes *Acanthothyris spinosa* (Schloth.), *Sphenorhynchia ferryi* (Desl.), *Sphaeroidothyris doultingensis* (Rich. et Walk.), *Rugitela emarginata* (Sow.). L'unité suivante des **Calcaires ferrugineux** (2', 4-6 m) du Bathonien moyen, a livré à Nantua : *Oxycerites* cf. *oxus* (Buckm.), *Tulites cadus* Buck., *Tulites subcontractus* (Morr. et Lyc.), B. (*Bullatimorphites*) cf. *perisphinctoides* Ark. et les brachiopodes *Callirhynchia yaxleyensis* (Dav.) et *Rhynchonelloidea smithi* (Dav.) de la zone à *Subcontractus* (Alméras, 1970) et au sommet *Morrisiceras* sp. indiquant la zone à *Morrisi*. Ce sont des calcaires d'aspect terreux, à gravelles ou oolites limonitiques, très délitables et à stratification peu nette. Ils sont bien développés entre Nantua et Apremont ainsi que plus à l'Est à Ruty près Montanges (feuille Saint-Julien-en-Genevois). Viennent ensuite (3') le **Choin**, déjà reconnu par A. Riche (1893) et assimilé au Choin de Villebois (feuilles Montluel, Belley, Saint-Rambert-en-Bugey) et les **Calcaires spathiques** (3 m). Sur la route d'Apremont, l'unité a fourni : *Oxycerites* sp., *Paroxycerites* gr. *densecostatus* (Liss.), *Procerites mirabilis* (Ark.), *Siemiradzka* sp. et les brachiopodes *Acanthothyris lissajousi* Alm. et *Cererithyris intermedia* (Sow.) (Alméras, 1970). Cette faune indique le Bathonien moyen élevé (zone à *Bremeri*) et la base du Bathonien supérieur (zone à *Retrocostatum*, sous-zone à *Blanazense*). Sur la surface supérieure durcie reposent (4) **les Marnes des Monts d'Ain** (35 m à Nantua) qui offrent les mêmes caractères que celles du Sud de la cluse. La faune d'ammonites avec *Clydoniceras* sp., *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*) *mondegoense* Elmi, *Bullatimorphites* (*Kheraiceras*) cf. *davaicensis* (Liss.), *Homoeoplanulites* (H.) cf. *ybbsensis* (Jüssen) et H. (*Parachoffatia*) *arisphinctoides* (Ark.) appartient au Bathonien supérieur, zone à *Retrocostatum*, sous-zone à *Hannoveranus*. La série se termine par (5) les **Calcaires bicolores** ou (5') les **Calcaires spathiques à bryozoaires**.

Dans l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont, puis se développant à l'Ouest dans le vignoble et au Nord sur les feuilles Moirans-en-Montagne et Saint-Claude, apparaît une nouvelle unité (4'), les **Calcaires des Piards** (20 m sur la route d'Apremont). Dans la localité éponyme « Les Piards »

(Jura), ils ont livré *H. (Parachoffatia)* sp. et *H. (Homoeoplanulites)* sp. sans doute encore de la sous-zone à Hannoveranus (Mangold, 1971, p. 181). Ce sont des calcaires à entroques ou spathiques dans le tiers inférieur qui, peu à peu, se chargent en oolites jusqu'à passer au tiers supérieur à des calcaires oolitiques purs, blanc-jaune, à stratification oblique. Leur surface supérieure perforée est recouverte par (5') les **Calcaires spathiques à bryozoaires** (6-15 m) sans ammonite qui terminent le Bathonien, attribués auparavant au Callovien inférieur par M. Clin et J. Perriaux (1964).

Dans le Jura externe, la série bathonienne est incomplète. En règle générale, ce sont (4) les **Marnes des Monts d'Ain** qui reposent directement sur la surface perforée du Bajocien terminal (Vignoble, Nord du Revermont). Très localement cependant peuvent venir s'intercaler (3) le **Choin** et (1) les **Calcaires à taches** (Sud du Revermont). Ces derniers, ont été datés du Bathonien inférieur par les brachiopodes *Acanthothyris spinosa* (Schloth.), *Sphenorhynchia bugeysiaca* (Riche), *Rocheithyris curvata* Alm. (Almérés, 1971).

j4. Oolite ferrugineuse du Bugey, Lumachelle à *Rhynchonella varians*, Dalle nacrée, Alternance calcaréo-argileuse, Calcaires d'Arnans (Callovien) (1,5 à 12 m au Sud ; 11 à 14 m au Nord).

• **Callovien inférieur et moyen**

Au Sud d'une ligne Saint-Martin-du-Frêne-boucle de l'Ain-Simandre, le Callovien inférieur se présente (fig. 2) sous deux faciès (Mangold, 1971) : 1) l'Oolite ferrugineuse du Bugey (OFB) en bordure méridionale de la feuille et 1') la Dalle nacrée (DN) plus au Nord.

– **L'Oolite ferrugineuse du Bugey** (OFB) est un calcaire argileux et ferrugineux à oolites limoniteuses (0-1 m). Ce niveau condensé renferme de nombreuses ammonites de la zone à Bullatus (faune 1, Mangold, 1971, p. 305) : *B. (Kheraicerias) bullatus* (d'Orb.), *B. (Bomburites) microstomus* (d'Orb.), *Indocephalites transitorius* Spath, *I. kheraensis* Spath, *Macrocephalites compressus* (Quenst.), *Kamptokephalites kamptus* Buck., *K. herveyi* (Sow.), *H. (Homoeoplanulites) balinensis* (Neum.). La faune 2 avec *Dolikephalites dolius* Buck., *D. gracilis* Spath, *Kosmoceras (Gowericeras) gowerianum* (Sow.), *K. (G.) toricellii* (Opp.), *Oxycerites mamertensis* (Waag.), *O. subcostarius* (Opp.), *H. (Hecticoceras) balinense* (Neum.), *H. (Chanasia) navense* (Rom.), *Proplanulites haugi* (Par. et Bon.), *P. koenigi* (Sow.), *Crassiplanulites crassicosta* Buck., *H. (Homoeoplanulites) furculus* (Neum.), *H. (Parachoffatia) funatus* (Opp.), *Indosphinctes* cf. *hoffati* (Par. et Bon.), *I. subpatina* (Petitc.), *Elatmites calloviensis* (Loczy), *E. curvicosta* (Opp.), *E. graciosus* (Siem.), *Choffatia tilli* Mang., *C. (Subgrossouvria) recuperoi* (Gemm.), *R. (Rehmannia) rehmanni* (Opp.) appartient à la zone à Gracilis.

– **La Dalle nacrée** (DN) (1-3 m) est un calcaire échinodermique généralement ferruginisé, à bioclastes de bivalves. Son extension stratigraphique va de la zone à Bullatus (faune 1) à la dernière sous-zone à Patina de la zone à Gracilis avec la faune 3 : *Kosmoceras* (*Zugokosmoceras*) *enodatum* (Nik.), *K. (Gulielmiceras) gulielmii anterior* Buck., *H. (Hecticoceras) posterium* Zeiss, *H. (Prohctioceras) pseudolunula* Elmi, *Indosphinctes choffati* (Par. et Bon.), *I. peregrinus* Spath, *I. pseudopatina* (Par. et Bon.), *Choffatia sakuntala* Spath, *R. (Rehmannia) freii* (Jeann.), *R. (Reineckeia) spinosa* (Jeann.), *R. (R.) tyranniformis* Spath.

– **L'Alternance calcaréo-argileuse** (AC) (2) (0,5-8 m) vient au-dessus de ces deux unités dans le Sud-Ouest. Elle repose localement (Sud des Monts d'Ain) sur l'OFB, mais plus généralement sur la DN. Elle comprend des calcaires argileux gris-bleu et beige, disposés en bancs plus ou moins disjoints alternant avec des argiles calcaires grises ou bleutées, dominantes à la base de la formation. En général elle débute avec la sous-zone à Patina de la zone à Gracilis (faune 3), plus tardivement dans le Revermont avec la sous-zone à Medea (= Tyranniformis) de la zone à Jason (= Anceps) de la base du Callovien moyen. Elle s'étend (faunes 4 à 6 de Mangold, 1971) irrégulièrement dans la zone à Coronatum sans atteindre la sous-zone la plus élevée à Grossouvrei (= Leuthardti).

– Au Nord, la base du Callovien est habituellement sous le **faciès DN** (1') avec des épaisseurs pouvant atteindre 10 m (Apremont). Sur le plateau de Retord, la base de l'étage est représentée par (1'') la **Lumachelle à *Rhynchonella varians*** (LRV, 0,20-1 m). C'est un calcaire échinodermique, localement à taches limoniteuses et quelques oolites phosphatées. Les bancs sont riches en brachiopodes et séparés par des joints argileux. À la ferme de la Lavanche, près de Lalleyriat, la LRV a livré : *Dolikephalites gracilis* Spath, *Kamptokephalites* sp., *R. (Reineckeia) spinosa* (Jeann.), *Elatmites* cf. *curvicosta* (Opp.), *Rhynchonelloidella varians* (Schloth.) de la sous-zone à Patina, zone à Gracilis.

– La DN et la LRV sont recouverts par (2') **les Calcaires d'Arnans** (CA, 1-3 m). Ce sont des calcaires peu argileux, gris-bleu, à cassure tranchante, à oolites limonitisées, parfois chloriteuses, glauconieuses ou phosphatées. Les bancs sont résistants, peu épais (0,10-0,25 m) et séparés par de minces joints argileux oolitiques et ferrugineux. La meilleure coupe, pouvant servir de référence, se situe près de l'abbaye de Sélignac, le long de la RN436, sur la commune d'Arnans, en limite nord de la feuille. Les CA reposent ici sur la DN, et les premières ammonites appartiennent à la faune 3 (zone à Gracilis), alors que le dernier banc renferme la faune 7 à *Pseudopeltoceras* de la zone à Coronatum, sous-zone à Rota.

• **Callovien supérieur**

L'AC et les CA sont recouverts (fig. 2) par (3) le **Banc à Athleta** (0,25-0,75 m). Cette unité peut comporter un ou plusieurs bancs, le plus souvent de calcaire à oolites limoniteuses et des marnes oolitiques. Les niveaux les mieux représentés appartiennent à la sous-zone à Trezeense (zone à Athleta). Entre Ain et Suran, à Sélignac par exemple, le banc à Athleta se termine par la sous-zone à Collotiformis de la zone à Athleta. Les principales faunes récoltées à Sélignac (Mangold, 1971) sont :

- sous-zone à Trezeense (bancs 14-17) : *Orbignyceras trezeense* Gér. et Cont., *L. (Lunuloceras) compressum* (Quenst.), *Brightia* sp., *Rehmannia (Loczyceras) frickensis* (Jeann.), *Hamulisphinctes (Pseudopeltoceras) rollieri* (Jeann.), *H. (P.) zuberi* (Jeann.), *H. (P.)* sp., *Binatisphinctes (Okaites)* sp., *Erymnoceras* cf. *doliforme* Rom., *Peltoceras athleta* (Phill.), *P. baylei* (Pries.), *Euaspidoceras evolutum* Gér. et Cont., *Euaspidoceras* sp.
- sous-zone à Collotiformis (banc 18) : *K. (Kosmoceras)* sp., *Collotia collotiformis* Jeann., *C. petitclerci* (Jeann.), *Rehmannia (R.) jeanneti* (Bourq.), *Subgrossouvria* sp.

Le Callovien supérieur se termine avec le **Banc à Lamberti** (0,25 m) qui existe seulement entre Nantua et Apremont. Il apparaît sous un faciès de marnes gris-jaune renfermant quelques oolites et des rostrs fragmentés de bélemnites. Près de « sur Maison », il a livré : *K. (Kosmoceras) ornatum* (Schloth.), *K. (Spinikosmoceras) spinosum* (Sow.), *Quenstedtoceras (Lamberticeras) gr. lamberti* (Sow.), *Qu. (Pavloviceras) cf. williamsoni* (Buck.), *Peltoceras gr. athleta* (Phill.), *Wedekindia* sp., *Euaspidoceras* sp.

Plus au Nord, près de la « ferme des Cris », le banc repose directement sur la croûte ferrugineuse à serpules couvrant la Dalle nacrée. A. Riche (1893, p. 266) cite ce niveau *Quenstedtoceras (Qu.) gr. leachi* (Sow.).

Partout ailleurs, le Callovien terminal est remanié dans un cordon argileux à fossiles phosphatés situé à la base des Marnes à *Creniceras renggeri* (zone à Mariae, Oxfordien inférieur).

Jurassique supérieur (fig. 3)

À partir de l'Oxfordien, le territoire couvert par la feuille Nantua correspond à d'importants changements de faciès entre l'Est et l'Ouest, qui sont le prolongement de ceux décrits sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey. Le schéma de Bourgeat (1888) de « l'avancée des récifs » du Nord-Ouest vers le Sud-Est reste valable dans ses grandes lignes. Au cours du Jurassique supérieur, les faciès de plate-forme carbonatée progradent en direction du bassin et les lignes isopiques, orientées SSW-NNE, traversent

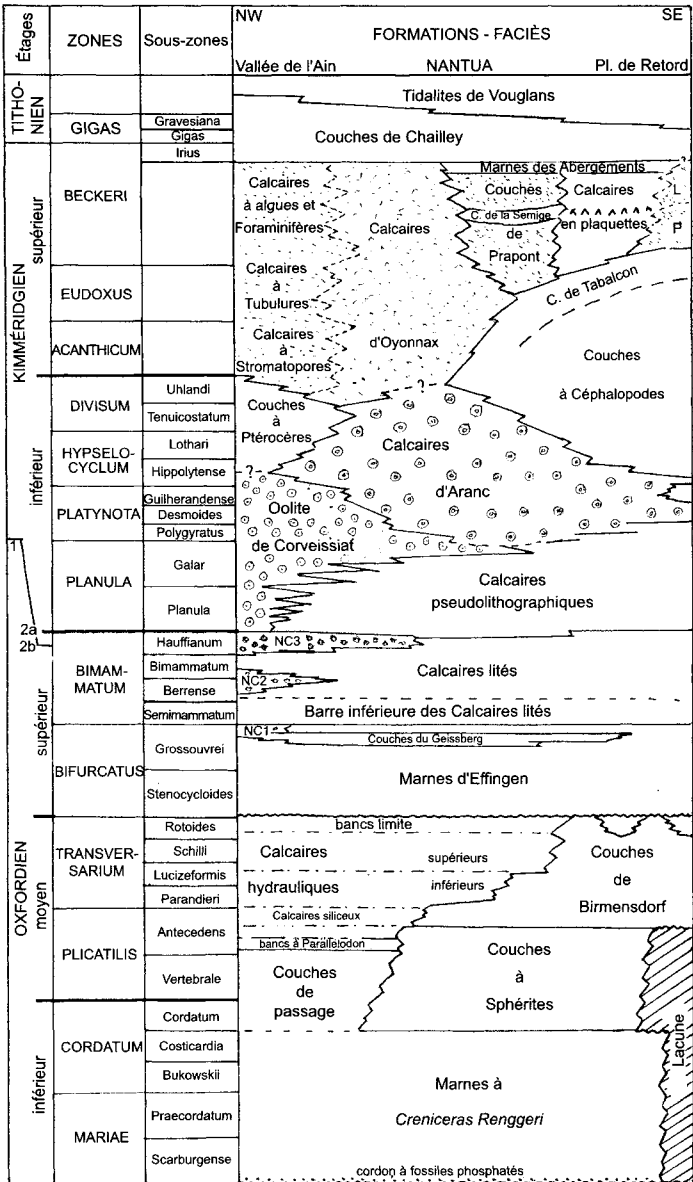


Fig. 3 - Oxfordien, Kimméridgien et Tithonien : unités lithologiques et corrélations sur la feuille Nantua. 1-2. Limite Oxfordien-Kimméridgien : 1, selon les résolutions du Colloque du Jurassique de Luxembourg (1962) ; 2 a-b, selon les nouvelles corrélations avec la province subboréale. P : Calcaires à coraux de la haute chaîne ; L : Calcaires de Landaize. Seules les formations de plate-forme carbonatée sont distinguées par des figurés (d'après J.-P. Bourseau)

la feuille obliquement. Les âges, assez bien contraints par des faunes significatives dans la partie orientale, deviennent de plus en plus incertains vers l'Ouest, au-delà d'une ligne Pont d'Ain–Nantua–Oyonnax. Les travaux récents et les interprétations proposées successivement (Bernier, 1984 ; Chevallier, 1986, 1987, 1989 ; Cochet, 1995 ; Cochet *et al.*, 1994) ne sont pas totalement satisfaisants et les observations anciennes de A. Riche, pour la deuxième édition de la feuille Nantua, à 1/80 000 (publiée seulement en 1936) sont encore valables.

La description qui suit est valable également pour la terminaison nord de l'Anticlinal du Crêt du Nû, située dans l'angle sud-ouest de la feuille Saint-Julien-en-Genevois, entre le Catay au Sud et Trébillet, dans la vallée de la Semine, au Nord. Les levés sont de R. Enay. Le découpage en formations du Jurassique supérieur utilisé pour cette partie de la feuille Saint-Julien-en-Genevois, en particulier du Kimmérien, est celui utilisé pour la feuille Nantua, différent de celui adopté pour le reste de la feuille, le seul à avoir été pris en considération dans la notice (Donzeau *et al.*, 1997). Les différences d'interprétation et/ou du découpage en formations seront précisées à leur place.

j4-5a. Dalle nacrée, Lumachelle à *Rhynchonella varians*, Alternance calcaréo-argileuse, Calcaires d'Arnans, Marnes à *Creniceras renggeri* (Callovien et Oxfordien inférieur). Dans l'angle sud-est de la feuille, où leur épaisseur est réduite, ces niveaux n'ont pas été séparés. Les termes correspondants de la série sont décrits ci-après.

j4-5b. Dalle nacrée, Alternance calcaréo-argileuse, Calcaires d'Arnans, Marnes à *Creniceras renggeri*, Calcaires hydrauliques (Callovien à Oxfordien moyen). Dans les chaînons entre la vallée de l'Oignin au Nord de Nurieux et l'Ain, le Callovien est groupé avec une partie des formations de l'Oxfordien décrites ci-après.

j5a-c. Marnes à *Creniceras renggeri*, Couches à sphérites, Calcaires hydrauliques, Couches d'Effingen et du Geissberg (Oxfordien inférieur à supérieur *pars*). À l'Ouest de l'Ain la série oxfordienne jusqu'aux Couches du Geissberg incluses, n'a pas été subdivisée. Les termes correspondants de la série sont décrits ci-après.

j5a. Marnes à *Creniceras renggeri*, Couches à sphérites et Couches de passage (Oxfordien inférieur et moyen *pars*) (5-25 m). Les deux unités sont présentes dans toute l'étendue de la feuille, plus réduites à l'Est, à l'approche du « seuil de la Haute chaîne » (Enay, 1966a).

– **Marnes à *Creniceras renggeri*** (Choffat, 1878) (= Marnes à fossiles pyriteux : Greppin, 1870 ; Choffat, 1875). Un cordon à fossiles phosphatés, plus ou moins développé, souligne le contact avec la surface supérieure corrodée des niveaux calloviens, généralement le « Banc à Athleta ». Il est daté de la zone à *Mariae*, sous-zone à *Scarbugense* dans le Grand-Colombier (feuille Saint-Rambert-en-Bugey), avec des éléments plus anciens repris du Callovien supérieur (zone à *Lamberti* ou/et zone à *Athleta*). À Macconod, au Nord de Brénod, ce niveau a livré *Sublunuloceras* sp., *Wedekindia* sp. et *Peltomorphites* sp., avec *Erymnoceras* sp., *Reineckeia* sp., *Subgrossouvria gr. orion* (Opp.) du Callovien moyen.

Au-dessus de ce niveau de base, la formation est constituée d'une argile homogène, bleu sombre, finement litée ou, même, laminée sur les rares affleurements frais, plus souvent recouverte par une zone altérée de couleur grise, dans laquelle se rencontrent des fossiles épigénisés en limonite et plus ou moins déplacés. Ils sont rares ou absents dans la partie inférieure, parfois assez riche en petites concrétions phosphatées échinulées. Les fossiles sont plus nombreux dans la partie moyenne avec une faune de la zone à *Mariae*, sous-zone à *Praecordatum* : à Macconod, *Creniceras renggeri* (Brug.), *Taramelliceras (Proscaphites) richei* (de Lor.), *Cardioceras (Scarburgiceras) praecordatum* (Douv.). Près d'Apremont (ferme des Cris), *Lissoceratoides rollieri* (de Lor.), *Creniceras renggeri* (Brug.), *Taramelliceras (Proscaphites) richei* (de Lor.), *Taramelliceras (Proscaphites) globosum* (de Lor.), *Perisphinctes (Properisphinctes) bernensis* (de Lor.), *Euaspidoceras* sp.

Les épaisseurs les plus fortes sont à l'Ouest et au Sud-Ouest : 10 m à Arnans-Cuvergnat et Vieu-d'Izenave (D31) ; quelques mètres à Nantua (Grange Henry), Apremont (les Cris) et les Gallanchons, également à Champfromier (feuille Saint-Julien-en-Genevois).

– **Couches à sphérites** (= Couches à *Pholadomya exaltata*, Ogérien, 1867 et Choffat, 1878 ; Assise marneuse à rognons marno-calcaires, Riche, 1897 ; Couches de passage, Choffat, 1875, émend. Girardot, 1904) (0-15 m).

• **Les Couches à sphérites** sont présentes sur la plus grande partie de la feuille avec leur faciès normal : alternance de marnes et de bancs calcaires à surfaces ondulées, discontinus ou rapidement disjoints à l'affleurement en libérant des rognons (= sphérites) de forme irrégulière, à grain fin et très durs, gris-bleu à la cassure et patine ocre. La faune, peu abondante, comprend des térébratules souvent groupées dans un même nodule, *Aromasithyris andelotensis* (Haas), *Galliennithyris galliennei* (d'Orb.), des ammonites, rares à la partie inférieure [*Neoprionoceras delmontanum* (Opp.), *Cardioceras (Cardioceras) persecans* Buck., datées du sommet de l'Oxfordien inférieur (zone à *Cordatum*), plus fréquentes à la partie supérieure qui appartient déjà à l'Oxfordien moyen, zone à *Plicatilis*, sous-zone à

Tenuicostatum (ou Vertebrale) ou, même, la base de la sous-zone à Antecedens : *Neoprioceras henrici* (d'Orb.), *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) sp., *P. (Kranaosphinctes) promiscuus* Siem., *P. (Dichotomosphinctes) antecedens* Salf., *Euaspidoceras cf. catena* (Sow.), *paucituberculatum* Ark., *Gregoryceras riasi* de Gross.

Les Couches à sphérites se réduisent vers l'Est, à l'approche du seuil de la Haute-chaîne, jusqu'à disparaître (Champfromier sur Saint-Julien-en-Genevois). Là où elles sont présentes, l'épaisseur varie de 1 à 3 m au Nord (Nantua, grange Henry), et de 4 à 5 m au Sud (Vieu-d'Izenave, D31).

• **Les Couches de passage**, plus largement développées dans le Revermont, le Vignoble et le plateau de Champagnole, sont limitées à l'angle nord-ouest de la feuille. Elles représentent un faciès des Couches à sphérites correspondant à la persistance du faciès Marnes à *Cr. renggeri* à fossiles pyriteux. Les intercalations à peine plus calcaires que les marnes encaissantes et peu apparentes, sont plus nettes vers le haut. Le « Banc à *Parallelodon* », dont la lithologie particulière fait un excellent niveau repère, n'a pas été observé dans les limites de la feuille, mais un peu au Nord, entre Arnans et Cuvergnat, sur la feuille voisine Moirans-en-Montagne (Enay, 1966a). Le banc est épais de 0,25 m, en calcaire argileux gris jaunâtre, souvent marbré ou piqueté de jaune, à cassure plus ou moins granuleuse, diaclasé verticalement pour former un rang de pavés à patine ocre ou jaune vif. Les bivalves, parmi lesquels domine *Parallelodon*, se rencontrent dans le délit marno-calcaire collé à la surface supérieure du banc avec lequel il fait corps.

La partie inférieure a livré une faune de l'Oxfordien inférieur, zone à Cordatum : *Neoprioceras delmontanum* (Opp.) *Taramelliceras* (*Proscaphites*) *baccatum* (Bukow.) et *nycteis* (Bukow.), *Cardioceras* (*Plasmatoceras*) gr. *popilianense* Bod., *C. (Subvertebriceras)* sp., *C. (C.) cf. cordatum* (Sow.), *Popanites paturattensis* (Grepp.), *Euaspidoceras* sp. La partie supérieure, déjà au-dessous du banc à *Parallelodon*, ainsi que ce dernier, sont datés de l'Oxfordien moyen, zone à Plicatilis, sous-zone à Antecedens : *Neoprioceras henrici* (d'Orb.), *Glochiceras* (*Lingulaticeras*) *politum* (Opp.), *Cardioceras* (*Maltoniceras*) *kokeni* Bod., *Amoeboceras tenuiserratum* (Opp.), *Perisphinctes* (*P.*) sp., *Per. (Otosphinctes)* sp.

L'épaisseur du faciès marneux des Couches à sphérites atteint 15 m à Arnans.

jsb. **Couches de Birmensdorf (10-12 m) et Calcaires hydrauliques (10-25 m) (Oxfordien moyen pars)**. Les Couches de Birmensdorf sont le faciès dominant sur la feuille Nantua, seul ou associé aux

Calcaires hydrauliques, sauf dans l'angle nord-ouest où les Calcaires hydrauliques subsistent seuls.

• **Couches de Birmensdorf : Calcaires argileux stratifiés à débris d'éponges et biohermes à spongiaires (8 à 12 m).** L'appellation (Moesch, 1863 ; Choffat, 1875, 1878) créée pour le Jura suisse d'Argovie a été étendue au reste de la chaîne, en particulier le Jura méridional par P. Choffat. C'est aussi le Spongitiens de A. Etallon (1857), le Calcaire à scyphies de Falsan (1873), les Calcaires marneux à spongiaires (Ogérien, 1867).

L'unité a son meilleur développement dans la moitié sud de la feuille où elle s'étend jusqu'au contact de la formation suivante des Couches d'Effingen et du Geissberg. Au Nord-Ouest d'une ligne Poncin (angle sud-ouest) – lac de Nantua–Oyonnax, elle passe latéralement et progressivement aux Calcaires hydrauliques qui finissent par exister seuls dans l'angle nord-ouest (Arnans).

Bien que relativement peu épaisse, la formation constitue un excellent repère à l'affleurement. Elle donne souvent une petite falaise ou un ressaut plus ou moins continu, boisé ou souligné par une ligne d'arbres ou de buissons. Ce repère occupe la partie inférieure de la combe callovo-oxfordienne qui peut inclure les Marnes des Monts d'Ain du Bathonien supérieur quand celles-ci sont développées, au bas du talus souvent raviné et inculte des marnes d'Effingen (flanc sud-ouest de la combe anticlinale des Gallanchons ; bord oriental de la combe anticlinale de Bérentin, au Sud-Ouest du Poizat ; cœur de l'anticlinal de la Forêt des Moussières, à Colliard). À l'affleurement, l'unité se signale d'abord par la présence des biohermes à spongiaires. Ces corps construits, plus calcaires que le reste de la formation et à stratification peu marquée ou absente, souvent compacts et massifs, sont dégagés préférentiellement de leur enveloppe par l'érosion et sont les seuls bien visibles à l'affleurement.

La formation comprend d'abord des calcaires gris à taches plus sombres, correspondant à des fragments d'éponges ou tubéroïdes, alternant régulièrement avec des marnes grumeleuses, également à débris d'éponges. Les subdivisions proposées par R. Enay (1966a) ont été revues par C. Gaillard (1983) qui sépare deux membres :

– **un ensemble inférieur**, à bancs calcaires assez resserrés, qui débute par une zone de transition, les Marno-calcaires grumeleux inférieurs (Enay, 1966a), dans laquelle le faciès grumeleux tend à disparaître vers le haut, avec développement progressif des constructions à spongiaires (= niveau à biohermes, Enay, 1966a). Dans cet ensemble apparaissent des bancs calcaires plus épais, à grain fin, compacts et souvent mis en saillie, à surface supérieure durcie, jaunie ou encroûtée par des spongiaires. Ils pénètrent latéralement

dans les masses construites, recouvrant des biohermes terminés à leur contact, servant aussi d'appui à d'autres ou disparaissant au sein d'une construction. Les plus remarquables ont permis des corrélations entre affleurements éloignés (Gaillard, 1983). Les meilleurs affleurements de la formation correspondent à cette partie la plus résistante à l'érosion de la « barre » des Couches de Birmensdorf.

– **un ensemble supérieur**, souvent masqué à l'affleurement, avec développement plus important des intervalles marneux, correspondant à une augmentation des apports terrigènes. Les biohermes sont moins nombreux et moins importants, mais présents jusqu'au sommet de ce membre supérieur et les plus élevés « percent » le dernier faisceau des bancs calcaires formant limite avec la formation suivante (= Bancs limite, Enay, 1966a).

Les biohermes à spongiaires, organismes les plus faciles à observer, perturbent la série stratifiée encaissante. Les spongiaires servent seulement de support et les masses construites sont en réalité le résultat de l'activité d'algues et d'organismes proches des algues (Gaillard, 1971, 1983). Ces constructions ont des formes variées, en lentilles allongées, en dômes ou en coupoles emboîtées, développées en hauteur ou étalées, pouvant atteindre plusieurs mètres de haut, juxtaposées ou superposées et passant latéralement à l'alternance marno-calcaire. Les bancs-repères déjà cités traversent les parties construites ou se poursuivent au sein de celles-ci par un diastème avec un joint marneux noir ou une passée délitée, traduisant le caractère rythmique de la sédimentation.

Les séries stratifiées encaissantes à l'aplomb des constructions présentent des variations de pendage, en partie synsédimentaire (pente originelle) et correspondant à une légère saillie des biohermes par rapport au fond marin, en partie post-sédimentaire et diagénétique (poinçonnage, compaction et tassement différentiels). Le contact entre les biohermes et la série stratifiée est souvent perturbé par des failles de tassement que complique encore la différence des compétences lors des contraintes tectoniques.

Les spongiaires, très variés, se rencontrent en section dans les biohermes ou en fragments, facilement reconnaissables par leur coloration plus sombre, et surtout par le réseau spiculaire (visible à la loupe) ou grâce à l'aspect treillisé de leur surface. Se rencontrent également – en particulier les bancs-limites terminaux – des individus complets, isolés, en position de vie à la base d'un bioherme (éponge pionnière) ou retournés à la surface d'un banc de la série stratifiée. Elles sont souvent de grande taille, jusqu'à 50 cm pour *Criticalaria*, en forme de cornets allongés, ou de coupes évasées comme *Stauroderma*. De nombreux épizoaires sont associés aux spongiaires, fixés de leur vivant sur la face cachée, ils sont indifféremment sur la face inférieure (éponge en position de vie) ou sur la face supérieure (éponge retournée) de l'éponge-support : serpules, bryozoaires, brachiopodes inar-

ticulés. Les organismes benthiques, libres ou sessiles, sont également nombreux : brachiopodes [*Argovithyris birmensdorfensis* (Moesch), *Dictyothyris kurri* (Opp.), *Monticlairella* sp., *Trigonellina* sp., *Zittelina* sp. et vers le sommet des formes de grande taille comme *Lacunosella arolica* (Opp.) et *Moeschia alata* (Rollet)] (Boullier, 1976), lamellibranches plus rares, oursins et crinoïdes.

Les ammonites, nombreuses et variées (Enay, 1966a), datent la formation de l'Oxfordien moyen. Les niveaux inférieurs stratifiés, à biohermes peu développés ou absents (= Marno-calcaires grumeleux inférieurs), appartiennent encore à la zone à Plicatilis, partie supérieure de la sous-zone à Antecedens : *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *arkelli* Glowniak (= *rotoides* Ark., non Rond.), *antecedens* (Salf.), *Per.* (*Arisphinctes*) *helenae* De Riaz, *Per.* (*Per.*) *chloroolithicus* (Gümb.), *andelotensis* En., *Euaspidoceras paucituberculatum* Ark., *Neoprionoceras henrici* (d'Orb.). Les niveaux avec biohermes des ensembles inférieur et supérieur représentent la zone à Transversarium ou à Parandieri *l.s.* (Enay, 1966a) dans laquelle ont été reconnues depuis des sous-zones et horizons (Cariou et Melendez, 1990 ; Cariou *et al.*, 1991) qui sont encore à identifier dans le Jura méridional : *Taramelliceras dentostriatum* (Qu.), *Glochiceras* (*Gl.*) *subclausum* (Opp.), *Gl.* (*Coryceras*) *crenatum* (Brug.), *Neoprionoceras lautlingense* (Roll.), *Ochetoceras canaliculatum* (v. Buch) et *hispidum* (Opp.), *Trimarginites arolicus* (Opp.) et *stenorynchus* (Opp.), *Perisphinctes* (*Per.*) *parandieri* de Lor., *martelli* (Opp.), *pumilus* Enay., *alatus* Enay., *Per.* (*Dichotomosphinctes*) *buckmanni* Ark., *elisabethae* De Riaz, *luciae* De Riaz, *luciaeformis* Enay, *Neomorphoceras chapuisi* (Opp.) et *collinii* (Opp.), *Passendorferia* (*Passendorferia*) *ziegleri* Brochw.-Lew., *Pass.* (*Enayites*) *birmensdorfensis* (Moesch), *Gregoryceras transversarium* (Qu.), *riazi* (de Gros.), *Euaspidoceras oegir* (Opp.) et dans les niveaux supérieurs (Bancs-limite) : *Subdiscosphinctes* (*Subdiscosphinctes*) *richei* (De Riaz) et *kreutzi* (Siem.), *Larcheria schilli* (Opp.) et *subschilli* (Lee), *Per.* (*Per.*) *cuneicostatus* Ark., de la sous-zone à Schilli.

Vers le Nord-Ouest les Couches de Birmensdorf sont remplacées par le faciès des Calcaires hydrauliques, d'abord et assez rapidement pour l'ensemble supérieur, ensuite et plus progressivement pour l'ensemble inférieur. Les niveaux de la base (plus ou moins les Marno-calcaires grumeleux inférieurs) supportent les Calcaires hydrauliques sur le reste de la feuille, sauf dans l'angle nord-ouest où ils semblent correspondre aux Calcaires siliceux (Enay, 1966a), à la base des Calcaires hydrauliques inférieurs de C. Gaillard (1983).

• **Calcaires hydrauliques** (Enay, 1966a, émend. Gaillard, 1983). Alternance de calcaires et de marnes, celles-ci plus développées dans la partie supérieure (10 à 25 m). L'unité a été reconnue dans le Jura suisse comme Marnes et cal-

caires hydrauliques (incluant le Calcaire à scyphies inférieur) par Desor et Gressly (1859) ou Zone des calcaires hydrauliques de A. de Tribolet (1873). Dans le Jura méridional, à la suite de Choffat (1875, 1878) elle a été longtemps réunie aux Couches d'Effingen ou Argovien II (Girardot, 1885, 1888, 1904 ; Enay, 1964) avant d'être reconnue comme un équivalent latéral des Couches de Birmensdorf (Enay, 1966a).

Les Calcaires hydrauliques sont développés dans la moitié nord-ouest de la feuille où ils reposent sur le membre inférieur des Couches de Birmensdorf de plus en plus réduites. Dans l'angle nord-ouest, la barre basale des Calcaires hydrauliques (= Calcaires siliceux) qui relaie les niveaux inférieurs des Couches de Birmensdorf fait suite au faciès marneux des Couches à sphérites (= Couches de passage). Les marnes des Couches d'Effingen forment le toit des Calcaires hydrauliques, terminés par quatre à six bancs calcaires, correspondant aux bancs-limite, épais, gris-jaune, souvent marbrés, à patine jaune ou ocre, à surface supérieure durcie et ferritisée, en particulier le plus élevé.

La formation, de lithologie assez monotone, est une alternance de calcaires à grain fin, sublithographiques, gris clair ou bleutés, blanchissant à l'air, durs à l'état frais avec une cassure franche et conchoïdale, rapidement altérés à l'air, séparés par des niveaux marneux ou délités. C. Gaillard (1983) a divisé la formation en deux membres à peu près équivalents en épaisseur, correspondant aux deux divisions (informelles) du faciès à spongiaires.

– **Le membre inférieur ou Calcaires hydrauliques inférieurs** est relativement plus calcaire avec des niveaux marneux peu épais, selon un régime alternant de séquences simples et il est possible de les corrélérer avec les rythmes des Couches de Birmensdorf. Des niveaux marneux plus épais séparent des faisceaux de bancs calcaires. À la base s'individualise un faisceau correspondant aux Calcaires siliceux. Le contenu microfaunique est remarquable par la richesse en spicules isolés, essentiellement des microsclères (75 %) de spongiaires démosponges (*Geodiidae*), siliceux à l'origine et épigénisés en calcite. Ce faciès à spicules correspond à des environnements moins profonds que ceux du faciès à spongiaires équivalent des Couches de Birmensdorf (Gaillard, 1983).

– **Le membre supérieur ou Calcaires hydrauliques supérieurs** se distingue du membre inférieur essentiellement par le plus grand développement des interbancs marneux, également par la distribution moins régulière des bancs calcaires, la disparition du débit en boules (sphérites) développé localement dans le membre inférieur, et du faciès à spicules, l'apparition de bioturbations (*Chondrites*, *Thalassinoides*) et de niveaux riches en brachiopodes (*Galliennithyris rivelensis* Boullier, *Dorsoplicathyris ledonica* Boullier) et oursins (*Rhabdocidaris caprimontana* Desor). Au sommet, s'individualise partout le faisceau de 4 à 6 bancs, correspondant aux bancs-limite, terminés par une surface d'arrêt de sédimentation.

La limite entre les deux membres des Calcaires hydrauliques correspond à un changement important du régime sédimentaire : augmentation des terrigènes et rythme des apports plus capricieux, responsable de la disparition des fonds à spongiaires et des colonisations épisodiques par des formes benthiques (fouisseurs, brachiopodes, oursins) pendant les brèves périodes de sédimentation ralentie.

La faune d'ammonites est moins riche et moins variée que dans le faciès à spongiaires. Elle indique le même intervalle stratigraphique (zone à *Plicatilis*, sous-zone à *Antecedens*, *pars* et zone à *Transversarium/Parandieri l.s.*) : *Cardioceras (Maltoniceras) gr. maltonense* (Y. et B.), *Taramelliceras dentostriatum* (Qu.), *callicerum* (Opp.), *Glochiceras (Coryceras) cornutum* Ziegler et *crenatum* (Brug.), *Ochetoceras canaliculatum* (v. Buch) et *hispidum* (Opp.) *Trimarginites arolicus* (Opp.), *Perisphinctes andelotensis* Enay, *martelli* (Opp.) et *parandieri* de Lor., *Euaspidoceras paucituberculatum* Ark.

L'augmentation de l'épaisseur du Sud-Est au Nord-Ouest est corrélative de la réduction et de la disparition des Couches de Birmensdorf. Elle approche ou atteint 25 m dans l'angle nord-ouest.

j5c. Couches d'Effingen et du Geissberg : marno-calcaires avec intercalations calcaires au sommet (Oxfordien supérieur *pars*) (35 à 90 m). Ces noms ont été empruntés à la terminologie utilisée dans le Jura suisse d'Argovie où ils constituent, avec celui de Couches de Birmensdorf, la « trilogie argovienne » de C. Moesch (1857, 1863). Leur usage dans le Jura français a été introduit (parallèlement à Argovien II et III) par P. Choffat (1875, 1878) et généralisé par L.-A. Girardot (1888, 1904) et A. Riche (1898, 1899, 1911). Tous ces auteurs incluaient les Calcaires hydrauliques dans les Couches d'Effingen. L'épaisse et monotone série marno-calcaire des Couches d'Effingen forme la partie supérieure de la combe oxfordienne. Les intercalations calcaires développées à la partie supérieure, avec une riche faune de bivalves, correspondent aux Couches du Geissberg (*sensu* Choffat, 1875, 1878).

• **Couches ou Marno-calcaires d'Effingen** (Moesch, 1857, *in* Choffat, 1875, 1878). Elles constituent la plus grande part de la formation. Le faciès dominant est un marno-calcaire gris-bleu, compact à l'état frais, à débit polyédrique et cassure conchoïdale, rapidement altéré en une marne grise avec concrétions irrégulières et rares fossiles pyriteux, formant des pentes raides incultes, sauf quand elles supportent un manteau d'éboulis ou d'altération, et couvertes de landes à genévriers. Les fossiles pyriteux abondent localement, en particulier dans les niveaux inférieurs. Ils sont généralement de petite taille, mais exceptionnellement se rencontrent des ammonites de grande taille, le plus souvent altérées quand elles viennent à l'affleurement.

La faune comprend des brachiopodes, en particulier *Aulacothyris impressa* (Bronn), *Rhynchonella rivelensis* de Lor. ; des ammonites rarement déterminables : *Amoeboceras* sp., périsphinctidés, oppéliidés ; des articles de crinoïdes et des pièces squelettiques de stellérides, le plus souvent calcaires ; des radioles ou des plaques de test de *Rhabdocidaris*. À la partie inférieure, des intercalations plus calcaires, délitées, sont très constantes et livrent une faune abondante et un peu mieux conservée, surtout des ammonites qui datent ces niveaux de la partie inférieure (sous-zone à *Stenocycloides*) de la zone à *Bifurcatus* : *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orb.), *Taramelliceras* (Tar.) *callicerum* (Opp.), *Tar. (Proscaphites) colleti* (Lee), *Ochetoceras hispidum* (Opp.), *Glochiceras (Coryceras) crenatum* (Brug.), *Gl. (Lingulaticeras) politum* (Qu.), *Perisphinctes (Per.) cuneicostatus* Ark., *Per. (Amphitillia) cf. quadratus* Enay, *Per. (Dichotomoceras) bifurcatus* (Qu.), *bifurcatoides* Enay, *stenocycloides* Siem.

Les zones plus calcaires de la partie supérieure sont moins nettes et bien visibles seulement dans de bonnes conditions d'affleurement, sauf en bordure nord de la feuille (Apremont) où apparaissent de véritables bancs calcaires, montrant souvent un débit en boules, à nombreux bivalves, distingués par C. Gaillard (1983) comme « niveau bioturbé à bivalves ». À ce niveau est associé un excellent niveau repère, la « Lumachelle à térébratules bleues » (Enay, 1966a), dominée par une espèce de grande taille, *Dorsoplicathyris prolifera* Boullier (Boullier, 1976), connue en dehors du faciès à bivalves, dans la partie sud de la feuille (Colliard, col du Berthiard) et jusque sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey (Enay, 1982). L'espèce dominante est accompagnée de *Gallienithyris elliptoides* (Moesch) et *G. berlieri* Rollet, dans le faciès à bivalves où cette dernière espèce est abondante. Les autres éléments de la faune sont surtout des bivalves : *Pholadomya protei* (Brgt) et *lineata* Goldf., *Gryphaea dilatata* Sow., *Mactromya globosa* d'Orb., *Trigonia* sp.; les ammonites sont plus rares, qui datent ces niveaux de la zone à *Bifurcatus*, sous-zone à *Stenocycloides* : *Perisphinctes (Per.) cf. uptonensis* Ark., *Per. (Dichotomoceras) bifurcatus* (Qu.), *bifurcatoides* Enay, *Euaspidoceras* sp.

L'épaisseur atteint et dépasse 60 m au Sud-Est. Elle n'est plus que de 30 m à Arnans en limite nord-ouest de la feuille. La réduction d'épaisseur va de pair avec le développement du faciès bioturbé à bivalves.

• **Couches du Geissberg** (Moesch, 1857, in Choffat, 1875, 1878). L'unité n'est reconnaissable que là où est bien développé le terme calcaire de sa partie inférieure, souvent terminé par une surface durcie, perforée et ferritisée, suivie d'un retour à la sédimentation marno-calcaire jusqu'à la barre inférieure des Calcaires lités. À l'échelle du Jura méridional, ce terme inférieur des Couches du Geissberg apparaît comme une intercalation plus calcaire dans la partie supérieure de la formation. Le faciès calcaire et les

épaisseurs les plus fortes sont développés au Nord (sur les feuilles Moirans-en-Montagne et Orgelet) où sont individualisées deux barres calcaires terminées chacune par une surface d'arrêt du dépôt. Vers le Sud et l'Est, elles passent à une alternance de calcaires argileux et de marnes, en même temps que se développe la tendance au débit en boules, la barre inférieure conservant son individualité sur une plus grande étendue.

Les Couches du Geissberg sont présentes, avec des variations du faciès, sur toute l'étendue de la feuille Nantua. Les deux barres calcaires sont bien nettes dans la partie nord, autour d'Apremont et, avec une diminution de l'épaisseur, jusque sur la feuille voisine Saint-Julien-en-Genève, à l'Ouest de la Valserine (Champfromier), où les Couches du Geissberg ont été groupées avec les Calcaires lités, faciles à séparer par les seules lithologies (sans recourir aux ammonites !). Dans l'angle nord-ouest (Ségnac, Combe d'Arnans), existe une seule barre calcaire, plus compacte et formée de bancs calcaires à surfaces ondulées ou d'aspect nodulaire, terminés par des surfaces durcies et perforées, recouverte par le premier niveau à concrétions épineuses, faciès surtout présents dans les Calcaires lités sus-jacents (2^e et 3^e niveau à concrétions). Sur le reste de la feuille, les intercalations marneuses sont plus nombreuses et le faciès nodulaire plus souvent réalisé, mais l'unité est partout identifiable (versant ouest du col du Berthiard ; creux de Colliard ; D31 entre Maillat et Brénod ; Apremont, de Petit-Vallon à Ablatrix et ravins en rive gauche de l'Ange).

Les intercalations calcaires, en particulier les niveaux avec surfaces d'arrêt de sédimentation, renferment une faune plus abondante et plus variée, dominée par les bivalves de milieu vaseux, souvent en position biologique : *Anatina (Cercomya) striata* (Ag.), *Thracia depressa* Morris, *Homomya (Cercomya) latissima* (Ag. in de Lor.), *Pholadomya lineata* Gold., *parvicosta* Ag., *Mactromya paturattensis* de Lor., *Venelicardia bouranensis* de Lor. ; également *Trigonia elongata* Sow., *girardoti* de Lor., *Gervilleia roederi* de Lor., *Myoconcha rathieriana* d'Orb., et un échinide *Collyrites bicordata* Leske.

Les ammonites, jamais très abondantes, indiquent la partie supérieure (sous-zone à Grossouvrei) de la zone à Bifurcatus : *Perisphinctes (P.)* cf. *cautisnigrae* Ark. et *uptonensis* (Ark.), *Per. (Dichotomoceras) bifurcatus* (Qu.) et *crassus* Enay, *Passendorferia (Pass.) uptonioides* (Enay), *Mirosphinctes bukowskii* (Choff.), *Euaspidoceras perarmatum* (Sow.) var. (Enay, 1966a).

L'épaisseur de l'ensemble est d'environ 20 m ; celle du terme calcaire inférieur varie de 3 m au Nord-Ouest à moins de 10 m ; la série marneuse supérieure atteint 15 m sur la bordure nord de la feuille et diminue jusqu'à une dizaine de mètres au Sud.

Oxfordien supérieur

j5d-e. **Calcaires lités et faciès à oncoïdes (Nord-Ouest) et calcaires pseudolithographiques (Oxfordien supérieur pars)**. À l'Ouest de l'Ain les Calcaires lités et les Calcaires pseudolithographiques, ici très réduits au profit de l'Oolite de Corveissiat, n'ont pas été séparés. Les différents termes de la série sont décrits ci-après.

j5d. **Calcaires lités et faciès à oncoïdes (Oxfordien supérieur) (40 à 80 m)**. Ce sont des marno-calcaires, localement avec intercalations d'oncoïdes à algues et nubéculaires (= niveaux à concrétions) étudiés par R. Enay, (1966a). La formation se présente partout comme un ensemble bien stratifié, associant des calcaires fins, sublithographiques, gris bleuté à rosé avant altération, à pyrite plus ou moins abondante, en bancs peu épais et bien réglés, diaclasés, et de marnes ou marno-calcaires délités. Les niveaux calcaires sont normalement groupés pour former des barres séparées par des talus marneux ou délités, l'ensemble correspondant à une succession de séquences lithoclinales mineures, évoluant des argiles vers les calcaires. À l'échelle de la formation, les variations de la lithologie permettent de reconnaître une partie moyenne à dominante marneuse séparant deux termes plus calcaires.

La base de la formation est bien caractérisée dans toute l'étendue de la feuille ; elle débute par la « barre inférieure des Calcaires lités », distinguée par C. Gaillard (1983) à la base de l'ensemble calcaire inférieur. L'aspect à l'affleurement (couleur, bancs pratiquement jointifs) rappelle beaucoup la formation sus-jacente des Calcaires pseudolithographiques. Elle s'en distingue facilement par l'aspect ondulé de la stratification, bien visible dans les affleurements en limite nord de la feuille, dans la Combe d'Arnans (D936). Paradoxalement, sur la feuille Moirans-en-Montagne, M. Clin et J. Perriaux (1964) et M. Clin *et al.*, (1968) l'ont confondu avec les Couches du Geissberg (voir Enay, 1966a), le seul élément commun étant la présence de la stratification ondulée dans la barre supérieure des Couches du Geissberg (cf. Gaillard, 1983, fig. 24, p. 69). À l'Ouest, sur la feuille Bourg-en-Bresse, Y. Kerrien (*in* Fleury *et al.*, 1988) a confondu la barre inférieure des Calcaires lités (série de 5 à 6 m de calcaires fins, ternes, en petits bancs bien réglés) avec les Calcaires pseudolithographiques et place ainsi dans cette dernière formation l'ensemble des Calcaires lités.

Le contact avec les marnes supérieures des Couches du Geissberg sous-jacentes est bien net au Sud et à l'Est (le Berthiand ; Colliard et Apremont sur la feuille Nantua ; Champfromier sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois) où le banc basal, le plus épais ou un des plus épais, est souvent fossilifère et riche en pyrite, sa face inférieure sculptée par de beaux terriers de type *Thalassinoides* (Apremont). Au Nord-Ouest, les intercalations calcaires dans les marnes supérieures des Couches du Geissberg assurent un passage plus

progressif à la série calcaire ; sur la feuille Moirans-en-Montagne, le banc basal de la barre inférieure des Calcaires lités offre l'aspect caractéristique du « banc vacuolaire » (Enay, 1966a), à nombreux organismes benthiques, dominés par les bivalves, dont le test a disparu par dissolution. Dans la Combe d'Arnans (D936), ce même banc succède à trois mètres de calcaires fins alternant avec de minces lits marneux, bien stratifiés, qui passent progressivement aux marnes sous-jacentes. Au col du Berthiand (D979), le banc vacuolaire a complètement disparu. La barre inférieure des Calcaires lités a son épaisseur la plus forte (10 m) dans l'angle nord-ouest (Combe d'Arnans) et diminue progressivement au Sud (8 m au Berthiand ; 3 m à Colliard et à Vieu-d'Izenave, D31) et vers l'Est (5 m à Apremont, sur la feuille Nantua ; 3 m à Champfromier, sur Saint-Julien-en-Genevois).

La limite supérieure des Calcaires lités est un autre changement lithologique majeur correspondant à la généralisation de la sédimentation carbonatée, les Calcaires pseudolithographiques au Sud et à l'Est, l'Oolite de Ramasse (ou de Corveissiat) au Nord-Ouest. Sauf dans le faciès marno-calcaire du bord interne de la chaîne, dans l'angle sud-est, le sommet des Calcaires lités renferme des niveaux à spongiaires, avec encrines, oursins et nombreux brachiopodes, ces derniers à peu près seuls dans la « Lumachelle à térébratules violettes » (Enay, 1966a ; Gaillard, 1983), monospécifique (*Aromasithyris semifarcinata* (Et.), niveau repère facile à identifier à environ 5,00 m (Colliard, D31 à Vieu-d'Izenave) ou 15 m (Champfromier) sous le toit de la formation.

Au sein de la formation, les faciès et les épaisseurs évoluent du Sud-Est vers le Nord-Ouest et deux grands domaines se partagent la feuille de part et d'autre d'une diagonale SW-NE Poncin-Nantua-Belleydoux :

– **Au Sud-Est, le faciès marno-calcaire (ou lité)** représente le faciès normal de la formation, alternance régulière et monotone de barres calcaires et de talus marneux, dans laquelle l'organisation rythmique apparaît le plus nettement. Au sommet subsistent des niveaux à spongiaires diffus (= Glypticien de E. Jacquemin, 1891), avec encrines, cidaridés et brachiopodes nombreux, correspondant au niveau repère de la Lumachelle à térébratules violettes qui n'a pas été observée dans l'angle sud-est.

– **Au Nord-Ouest, le faciès à oncoïdes (ou oncoïdique)**, nouvelle appellation (Gaillard, 1983) pour le faciès grumeleux de P. Choffat (1878) et A. Riche (1902, 1904, 1911) ou faciès grumeleux à concrétions (Enay, 1966a). Il est caractérisé par le développement de « couches à grosses concrétions rugueuses alternant souvent avec des bancs marneux ou marno-calcaires... » (Choffat, 1878) ou de « bancs marneux remplis de concrétions arrondies à surface rugueuse de toutes grosseurs depuis celle du pois jusqu'à celle d'une tête d'enfant » (Riche, 1902). D'abord interprétés comme un faciès particulier des formations à spongiaires de type biostrome

(Enay, 1966a ; Rollet, 1968), ces niveaux à concrétions sont faits d'encroûtements dus à l'action combinée d'algues et de foraminifères encroûtants (nubéculaires) autour d'un nucléus, bioclastes ou coquilles entières, en particulier les brachiopodes, fréquents dans ces niveaux, ou des valves dissociées mais intactes de bivalves (Gaillard, 1983).

Déjà apparues timidement dans l'angle nord-ouest (Arnans), au toit de la barre des Couches du Geissberg (1^{er} niveau), les concrétions grumeleuses sont développées à deux niveaux au sein des Calcaires lités (2^e et 3^e niveau). Le faciès à oncoïdes a son meilleur développement au Nord-ouest, dans le Vignoble et le plateau d'Arinthod (feuilles Orgelet et Moirans-en-Montagne) où coexistent les trois niveaux à concrétions. Défini par l'extension du troisième niveau (NC 3) ou niveau principal, au sommet de la formation, le plus étendu et le plus épais (12 m à Apremont), le faciès oncoïdique à nubéculaires s'étend au Sud-Est jusqu'à la ligne Poncin-Nantua-Belleydoux. À l'Ouest et légèrement en marge de la feuille, à Cuiron, le troisième niveau à concrétions, réduit ici à 3 m, repose sur le niveau repère de la Lumachelle à térébratules violettes ; au Berthiand, l'épaisseur est également de 3 m sans la lumachelle. Le deuxième niveau à concrétions (NC 2) est limité à l'angle nord-ouest de la feuille, immédiatement ou à quelques mètres au-dessus de la barre inférieure des Calcaires lités. L'épaisseur est de 1,50 m à Arnans et moins de 1 m au col du Berthiand.

La faune est généralement pauvre dans le faciès marno-calcaire, sauf les niveaux supérieurs à spongiaires, plus abondante et diversifiée dans les intercalations à boules épineuses du faciès à oncoïdes, avec de nombreux benthiques en particulier des brachiopodes, *Rhynchonella pectunculoides* de Lor. (*non* Et.) et *Dorsoplicathyris subinsignis* (Et.) dans le deuxième niveau, *Somalirynchia moeschi* (Haas) et *Aromasithyris semifarcinata* (Et.) dans le troisième niveau et la Lumachelle à térébratules violettes (Boullier, 1976) ; sont fréquents également les bivalves, pectinidés et ostréidés, les crinoïdes (*Apiocrinites* sp.), les échinides (*Plagiocidaris* sp.) qui indiquent des environnements moins profonds que ceux du faciès marno-calcaire. Les peuplements benthiques du faciès marno-calcaire sont essentiellement des bivalves endobiontes de milieu vaseux : *Pinna lanceolata* (Sow.), *Pleuromya alduini* (Brgt), *Mactromya globosa* (d'Orb.), *Pholadomya aequalis* (Sow.), également, *Parallelodon rhomboidalis* (Ctj), *Astarte vocetica* (Moesch), *Trigonia* sp., *Nucula* sp.

Les ammonites datent la formation de la zone à Bimammatum. La première faune est celle de l'ensemble calcaire inférieur et, pour l'essentiel, du banc vacuolaire de la base, équivalent latéral du « Banc de fer » du faciès à spongiaires des Calcaires lités sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey : *Glochiceras* (Gl.) *tectum* Ziegler, Gl. (*Coryceras*) *canale* (Qu.), *Ochetoceras hispidiforme* (Font.) et *basseae* Fradin, *Amoeboceras ovale* (Qu.),

Orthosphinctes (O.) sp., *Epipeltoceras semimammatum* (Qu.) et *semiarmatum* (Qu.), *Euaspidoceras* gr. *hypselum-eucyphum* (Opp.) et *costatum* (Dorn), espèces de la sous-zone à *Hypselum*. La sous-zone moyenne, à *Bimammatum*, est la plus mal caractérisée : *Orthosphinctes heidenheimensis* (Weg.) et *evolutum* (Qu.), *O. (Lithacosphinctes) girardoti* (Enay). L'espèce indice, *Epipeltoceras bimammatum* (Qu.) a été rencontrée à Colliard, au Poizat (villa Bérentin) et à Cuiron, près de Mont-July (feuille Bourg-en-Bresse) avec une faune de la sous-zone à *Hauffianum* : *Glochiceras* (*Gl.*) *modestiforme* (Opp.), *Gl. (Lingulaticeras) lingulatum* (Qu.), *Taramelliceras* (*Tar.*) *costatum pingue* (Qu.), *Tar. (Metahaploceras) tenuinodosum* Weg., *litocera* (Opp.), gr. *wenzeli* (Opp.) - *pseudowenzeli* Weg.

Les épaisseurs les plus fortes (70 m) sont dans le faciès marno-calcaire à l'Est ; elles diminuent régulièrement vers l'Ouest, jusqu'à 40 m dans l'angle nord-ouest.

jsé. Calcaires pseudolithographiques (Oxfordien supérieur) (70-80 m). Ce sont des calcaires fins à rares interbanco marneux et intercalations oolitiques ou bioclastiques. L'individualisation de cette formation vient de A. Riche (1898), alors que E. Jacquemin (1891) en faisait le premier niveau des Calcaires lithographiques (premier niveau). Dans une large moitié sud-est de la feuille, la formation est une série, épaisse et monotone, de calcaires fins, presque lithographiques, de teinte claire, blanc jaunâtre à crème ou café au lait, bien stratifiés, en bancs d'épaisseur variable au sein de l'ensemble, rarement très épais (0,10 à 0,40 m), à rares interbanco marneux ou délités. Le changement de lithologie et les repères de la partie supérieure des Calcaires lités (intercalations à spongiaires et à brachiopodes, Lumachelle à terébratules violettes) permettent une séparation facile avec la formation sous-jacente. Dans la moitié sud-est de la feuille, le faciès pseudolithographique reste dominant et la limite supérieure de la formation est tracée partout sous les premiers niveaux à oncolites (= Bancs à momies) des Calcaires d'Aranc.

Les Calcaires pseudolithographiques donnent souvent une falaise ou des reliefs accusés dont le pied disparaît sous un important talus d'éboulis alimenté par les calcaires gélifs (dérochoir ou lavanche).

Un faciès crayeux, à stratification moins nette et débit en plaquettes irrégulières ou polyédrique, est développé souvent à la partie inférieure. Le reste de la formation est bien stratifié et, surtout vers l'Est, sous le sommet, une zone épaisse d'une dizaine de m, en bancs peu épais ($\leq 0,10$ m), plus fréquemment bicolore et souvent exploitée pour moellons, se signale par une combe ou un replat. Des bancs plus épais (1 m ou parfois plus) s'intercalent à plusieurs niveaux de la formation, à nombreux débris ou lumachelliques, à brachiopodes (surtout des rhynchonelles), bivalves, polypiers et encrines. Du

Sud-Est vers le Nord-Ouest, ils apparaissent d'abord dans la partie supérieure, puis de plus en plus bas en se rapprochant des faciès du Jura externe.

Au Nord-Ouest d'une ligne SW-NE, Forêt de Meyriat-Lac de Sylans-Échallon, dans la large unité anticlinale des Monts d'Ain-Apremont, des bancs à oolites dispersées ou totalement oolitiques, blancs et crayeux, apparaissent souvent au sommet de la formation (D31 à Vieu-d'Izenave), parfois accompagnés de dolomie (tranchée EDF au Sud du lac de Sylans ; les Monts au Nord de Nantua ; bief d'Alex).

La faune des Calcaires pseudolithographiques est pauvre : quelques bivalves et brachiopodes et de rares ammonites de la zone à *Planula* : *Subnebrodites planula* (Qu.), *schroederi* (Weg.) et *minutum* (Dieter.).

Oxfordien supérieur-Tithonien

À l'Ouest de l'Ain, aucune division n'a été faite dans l'ensemble carbonaté du Jurassique supérieur au-dessus des Calcaires pseudolithographiques. Il comprend les termes suivants décrits ci-après : Oolite de Ramasse ou de Corveissiat, Couches à ptérocères, Calcaires à stromatopores, à tubulures et à algues, Calcaires laminés flammés et dolomies.

j5e-6a. Zone de transition, Oolite de Corveissiat et Oolite de Ramasse (Oxfordien supérieur – ? Kimméridgien basal) (50-80 m).

Synonymie. Zone de transition et Oolite de Ramasse (Enay, 1966a, *non* Riche, 1911 ; Bernier, 1984 ; Enay *et al.*, 1988) ou Calcaires oolitiques de Corveissiat (Bernier, 1984), (Oolite blanche de Jacquemin, 1891 ; Riche, 1914 ; Clin et Perriaux, 1964) ; Couches du Morillon *pars* (Gaillard, 1983).

A. Riche (1900, 1904) avait d'abord hésité sur les relations entre ses Calcaires pseudolithographiques et l'Oolithe blanche et admis un remplacement vertical du premier faciès par le second. Dans une certaine mesure, c'est le parti adopté par P. Bernier (1984), également par F. Cochet (1995) et F. Cochet *et al.* (1994) qui placent les Calcaires oolitiques de Corveissiat (nom nouveau pour l'Oolite de Ramasse) dans le Kimméridgien inférieur et supérieur (en partie). Cependant, le passage latéral et l'équivalence stratigraphique, plus ou moins exacte et au moins partielle, des Calcaires pseudolithographiques et de la formation oolitique (Oolite de Ramasse ou de Corveissiat) étaient reconnus plus tard par A. Riche (1911, 1912) et acceptés par R. Enay (1966a), T. Chevallier (1986, 1989), R. Enay *et al.* (1988), R. Enay (2001). L'envahissement et le remplacement progressif des Calcaires pseudolithographiques par le faciès oolitique peut être suivi dans l'angle nord-ouest de la feuille.

Le nom de formation nouveau, Oolite de Corveissiat, a été proposé par P. Bernier (1984) en remplacement de celui d'Oolite de Ramasse attribué à tort à A. Riche (1911) à la suite de R. Enay (1966a). Mais il donne à la formation une extension géographique beaucoup trop étendue et la date du Kimméridgien. Nous lui conservons l'acception initiale (celle de l'Oolite de Ramasse) d'équivalent latéral des Calcaires pseudolithographiques de l'Oxfordien supérieur, avec une répartition également plus restreinte, plus conforme à celle donnée par C. Gaillard (1983, fig. 19) pour les oolites des Couches du Morillon *l.s.* Les Couches du Morillon (Enay, 1966a), mises au-dessous de l'Oolite de Ramasse-Corveissiat par P. Bernier (1984) et F. Cochet (1995 ; Cochet *et al.*, 1994), sont un autre équivalent plus septentrional (feuilles Orgelet et Morez) des Calcaires pseudolithographiques, de faciès plus bioclastiques, à nombreux débris échinodermiques et rares oolites. Les relations et l'extension des différents faciès de l'Oxfordien supérieur sont précisées par R. Enay *et al.* (1988).

Sur la feuille Nantua, le faciès oolitique, apparu timidement au Sud-Est vers le sommet des Calcaires pseudolithographiques, devient rapidement dominant au Nord-Ouest d'une ligne Poncin-Ceignes-vallée de l'Ange-Oyonnax. Le faisceau du Berthiand et la vallée de l'Ain, terminaison méridionale du faisceau d'Orgelet-Poncin (Glangeaud, 1949 ; Clin et Perriaux, 1964) correspondent à une zone de transition dans laquelle le faciès oolitique envahit progressivement et de plus en plus précocement le faciès pseudolithographique. À la partie inférieure les oolites sont petites, nombreuses ou dispersées dans la matrice micritique de couleur jaune ou rosée. Le faciès appelé « Oolite blanche » occupe plutôt les niveaux élevés, correspondant sans doute aux premières intercalations oolitiques apparues au Sud-Est vers le sommet des Calcaires pseudolithographiques.

Dans l'angle nord-ouest de la feuille, au-delà de la vallée de l'Ain et au nord de Simandre et Corveissiat, le faciès de l'Oolite de Corveissiat règne seul. À Corveissiat, Chavannes-sur-Suran et Thoirette (feuille Moirans-en-Montagne), A. Riche (1902, 1912) avait déjà signalé « sa position très peu au-dessus de l'assise grumeleuse rauracienne » (= troisième niveau à concrétions des Calcaires lités) et vu les Calcaires pseudolithographiques « se charger progressivement d'oolites à Nantua, Corveissiat, Ramasse, Ceignes-Étables, Saint-Alban ». L'Oolite de Corveissiat occupe la même situation au Nord d'Oyonnax (feuille Moirans-en-Montagne), à Viry, Suèges et Molinges (Riche, 1912). Le faciès le plus commun est une oolite blanche, crayeuse et friable, en bancs épais mal séparés par des diastèmes peu marqués, à stratification entrecroisée, soulignée par des intraclastes. Les oolites sont nombreuses, de taille millimétrique et jointives, à contours nets et stries de croissance régulières autour d'un nucléus (grain de quartz, micro-organisme ou débris de coquille) qui, souvent, détermine la forme de l'oolite ; on rencontre égale-

ment des agrégats d'oolites entourées d'une enveloppe commune (grapestones) qui peuvent représenter une part importante de la roche (Bernier, 1984).

Les fossiles sont rarement complets sauf les nérinées, plus souvent brisés ou roulés et usés : bivalves, gastéropodes, brachiopodes, bryozoaires et fragments d'échinodermes, radioles de cidaridés, tubes pelotonnés de vers et foraminifères [*Nautiloculina oolithica* Mohler, « *Conospirillina* » *basiliensis* Mohler, *Alveosepta jaccardi* (Schrodt), trocholines]. Des madréporaires roulés et des stromatoporidés s'y rencontrent aussi, plus abondants localement (Corveissiat) au sommet de la formation « sans toutefois s'organiser en biohermes » (Bernier, 1984). Des biohermes de polypiers branchus sont cités plus au Nord (feuille Moirans-en-Montagne), entre Chavannes-sur-Suran et Montfleur (Clin et Perriaux, 1964 ; Clin *et al.*, 1968).

Les niveaux les plus élevés, jusqu'aux Couches à ptérocères, sont cartographiés avec l'Oolite de Corveissiat. Ils ne sont plus franchement oolitiques, mais surtout à débris et rares oolites, avec des oncolites localement abondants, plus souvent dispersés dans la matrice wackestone. En l'absence d'éléments de datation fiables, la présence d'oncolites a justifié des attributions et des corrélations lithostratigraphiques divergentes. P. Bernier (1984) identifie ces niveaux avec ses Couches de la Semine, nom nouveau pour le Calcaire à momies intermédiaire qui traverse et divise en deux membres les Couches de Prapont (voir plus loin) datées du Kimméridgien supérieur (Enay, 1965). De là découle également sa corrélation de l'Oolite de Corveissiat (distinguée et mise au-dessus des Couches du Morillon (cf. *ante*) avec le membre inférieur des Couches de Prapont. T. Chevallier (1986, 1989) attribue ces mêmes niveaux aux Calcaires d'Aranc (voir plus loin), développés avec leur faciès normal dans la moitié sud-est de la feuille où ils sont bien datés du Kimméridgien inférieur basal (Enay, 1966a). C'est de ces niveaux que provient, sans doute, une faune d'ammonites, de la zone à Platynota, près de Molinges (route de Viry), à la limite des feuilles Saint-Claude et Moirans-en-Montagne, restée longtemps inédite (Enay, 2001).

C'est l'interprétation retenue ici (cf. Enay *et al.*, 1984 ; Enay, 2001) : ces niveaux sont considérés comme l'équivalent latéral ou la terminaison vers le Nord-Ouest des Calcaires d'Aranc, mais ils sont placés au sommet de l'Oolite de Corveissiat (ou des Couches du Morillon). La macrofaune y est peu abondante, le plus souvent en fragments usés. La microfaune est plus riche, mais différente en partie de celle des Calcaires d'Aranc et plus proche de celle des Couches de la Semine, ce qui constituait un argument en faveur des corrélations proposées par Bernier. T. Chevallier explique cette différence dans les associations par une polarité de situation dans le banc oncolitique, externe pour l'association type des Calcaires d'Aranc, interne pour celle des niveaux supérieurs de l'Oolite de Corveissiat, ce qui expliquerait ainsi les affinités avec l'association des Couches de la Semine, également en position interne.

À partir des corrélations admises ici, l'Oolite de Corveissiat correspond pour l'essentiel à la zone à *Planula* de l'Oxfordien supérieur et, pour les niveaux supérieurs qui lui sont rattachés, s'étendrait jusque dans le Kimméridgien inférieur, la zone à *Platynota* sûrement, peut-être la zone à *Hypselocyclus*, au moins en partie (fig. 3).

L'épaisseur de l'ensemble atteint 70 à 80 m dans l'angle nord-ouest quand le faciès oolitique a remplacé totalement les Calcaires pseudolithographiques.

Kimméridgien

j6. Kimméridgien indifférencié. Les changements de faciès au cours du Kimméridgien sont importants, plus encore que pendant l'Oxfordien, toujours avec la même orientation SW-NE des lignes et des zones isopiques, opposant ainsi les faciès de la partie nord-ouest à ceux de la partie sud-est de la feuille. Au Nord-Ouest d'une ligne Poncin–Ceignes–vallée de l'Ange–Oyonnax, le Tithonien n'a pu être séparé du Kimméridgien.

– **Limite inférieure.** Dans la plus grande partie de la feuille Nantua, à l'ESE d'une ligne Poncin–Nurieux–Oyonnax, la limite Oxfordien-Kimméridgien est tracée à l'apparition des niveaux à oncolites (aussi pisolites des auteurs ou momies) des Calcaires d'Aranc. Dans la partie tout à fait orientale de ce domaine, dans le Grand-Colombier-de-Culoz et son prolongement nord, sur les feuilles Saint-Rambert-en-Bugey, Seyssel et Saint-Julien-en-Genevois (du Sud vers le Nord), à son front externe, le banc oncolithique se termine au sein des faciès lités à grain fin. Sa terminaison orientale est ainsi bien datée du Kimméridgien inférieur basal, à la fois par encadrement et par équivalence latérale avec les premiers niveaux à ammonites du Kimméridgien inférieur qui ont livré des faunes de la zone à *Platynota*, connues au-delà (= NE) du décrochement du Vuache dans les Monts Jura (Enay, 1959, 1966a) et au Vuache (Enay, 1969). Vers le Nord-Ouest, les faciès oolitiques et/ou biodétritiques sont de plus en plus développés, à la fois au-dessus des Calcaires d'Aranc et au-dessous, aux dépens des Calcaires pseudolithographiques. En conséquence, si le repère des Calcaires d'Aranc coïncide assez bien avec la limite Oxfordien-Kimméridgien dans la partie sud-est de son domaine d'extension, vers le Nord-Ouest aucune donnée fiable ne permet d'affirmer son isochronie (Enay, 1966a). L'extension même des Calcaires d'Aranc dans cette direction et leur corrélation sont encore discutées (Bernier, 1984 ; Chevallier, 1987, 1989 ; Enay *et al.*, 1988 ; Enay, 2001).

– **Limite supérieure.** De la même façon, la limite supérieure des formations rapportées ici au Kimméridgien est bien définie seulement dans les parties orientale et centrale de la feuille où elle est placée à la base des Couches du Chailley *s.s.* (Enay, 1965 ; Bernier, 1984, *pars*) bien datées par des *Gravesia* à Plagne (le Chailley) et dans la région d'Oyonnax (Pelletier, 1953 ; Enay, 1965, 1966b). Sur le plan biostratigraphique la limite

Kimméridgien-Tithonien est au sein des Couches du Chailley dont la partie basale appartient encore au Kimméridgien (sous-zone à Irius) (Enay, 2000). Au Nord-Ouest, on retrouve les difficultés déjà rencontrées pour la limite inférieure en l'absence de niveaux repères et de faunes fiables et bien datées. En particulier, les faciès bioturbés (ou à tubulures), attribués par P. Bernier (1984) aux Couches du Chailley, apparaissent précocement, dès le Kimméridgien, ce qu'avait déjà perçu A. Riche (1900, 1902, 1904, 1906 ; Riche *et al.*, 1936) qui les distinguait bien de son Portlandien (*recte* Tithonien) correspondant aux Couches du Chailley *s.s.*

– **Paléogéographie.** Dans l'état actuel des données, encore très incertaines, la distribution des faciès et la paléogéographie du Kimméridgien du Jura méridional sont contrôlées par la persistance d'un axe calcaire Pont d'Ain–Oyonnax–Morez, à sédimentation de plate-forme carbonatée, toujours orienté SW-NE, qui traverse obliquement la feuille Nantua (Enay *et al.*, 1984). Cet axe calcaire sépare les faciès de plate-forme externe à l'ESE des faciès de plate-forme interne ou de vasière au NNW. Ainsi, dans l'étendue de la feuille, la cartographie et la description des terrains séparent trois domaines. Si les âges sont assez bien contraints par des faunes significatives dans le domaine oriental, les âges et les corrélations sont très incertaines sur l'axe calcaire et dans la partie nord-ouest de la feuille. La figure 4 rend compte du découpage lithostratigraphique adopté qui reconnaît deux grands ensembles cartographiques dans la moitié sud-est, le premier groupant le Kimméridgien inférieur et une partie du Kimméridgien supérieur, le second pour le reste de l'étage, tandis qu'au nord-ouest l'étage est traité de façon unitaire ou, même, n'est pas séparé du Tithonien.

j6a. **(1) Calcaires d'Aranc : calcaires à débris ou graveleux et nodules algaires (5-70 m) ; (2) Couches à céphalopodes : calcaires argileux et calcaires à ammonites (0-50 m) et Calcaires de Tabalcon (15-20 m) (Kimméridgien inférieur et supérieur *pars*).** Dans une bonne moitié sud-est de la feuille, limitée par une ligne SW-NE Poncin–Challes–Nurieux–Géovreisset, y compris sa frange nord-ouest où le sommet des Calcaires pseudolithographiques est envahi par l'Oolite de Corveissiat, l'apparition du banc à oncolites est un excellent repère cartographique. Il a déjà été dit (cf. Généralités) qu'il coïncidait avec la limite Oxfordien-Kimméridgien au Sud et à l'Est de son domaine d'extension ; vers le Nord-Ouest son âge exact n'est pas établi et il pourrait être légèrement plus jeune (Enay, 2001). L'extension des faciès à ammonites, corrélative du développement des Calcaires d'Aranc, permet de séparer deux secteurs, de part et d'autre d'une ligne SW-NE Etang Marron–les Neyrolles–Échallon.

• **Au Sud-Est, faciès à ammonites.** Ce sont les Calcaires d'Aranc de P. Bernier (1984) qui correspondent au Calcaire pisolitique de C. Lory (1864) et de A. Riche (1905, 1909, 1910), au « Pisolithe » de Falsan *et al.*

(1873) et de M. Pelletier (1953) et aux Couches de la Tour de R. Enay (1965). Les Couches à céphalopodes concordent avec les Couches du Burlandier (Enay, 1965). Les Calcaires de Tabalcon de P. Bernier (1984) correspondent aux Calcaires à Tubiphytes de P. Bernier et B. Courtinat (1979) et de P. Bernier et C. Gaillard (1980).

– **Les Calcaires d'Aranc** (1) sont partout présents à la base, très réduits au Sud-Est (quelques mètres), leur épaisseur augmentant rapidement vers le Nord-Ouest. Ils sont très souvent terminés par une surface d'arrêt du dépôt, ferritisée, qui supporte les premiers niveaux des Couches à céphalopodes dont l'âge est de plus en plus récent du Sud-Est vers le Nord-Ouest. La surface terminale ferritisée est bien nette dans l'anticlinal du Crêt-du-Nû, au cœur de la boutonnière d'érosion, au Sud-Est de la ferme de Pra-Devant (description avec les faciès du secteur NW).

– **Les Couches à céphalopodes** (2) montrent des calcaires argileux bien stratifiés en bancs de 0,20 à 0,80 m, gris bleuté, jaunissant à l'air, à taches bleues, roses ou rousses selon le degré d'altération, correspondant souvent à de petits oncolites ferrugineux (Bernier, 1984), à débit en dalles ou moellons, séparés par des interbancs marneux ou plus délitables. L'importance des passées plus argileuses et des calcaires varie au sein de la formation et dans l'étendue de la feuille. Dans la partie est apparaît nettement une organisation en séquences lithoclinales, avec deux zones plus argileuses suivies de séries plus calcaires. En limite est de la feuille, dans l'anticlinal du Crêt-du-Nû, entre les Capettes et Pra-Devant, la première série calcaire, souvent massive et d'aspect ruiniforme, est traversée par plusieurs surfaces d'arrêt de la sédimentation ; elle a livré une association à *Crussoliceras* de la zone à Divisum. Les zones plus marneuses se réduisent vers le Nord-Ouest en même temps que s'intercalent des niveaux à petits oncolites millimétriques traduisant des influences à partir des régions où domine le faciès biodétritique. Ces niveaux soulignent la disposition rythmique des Couches à céphalopodes et se placent en fin de rythme, terminés par des surfaces d'arrêt du dépôt discrètes, probablement en relation avec celles qui traversent les Calcaires d'Aranc.

Le microfaciès est une biomicrite à microorganismes planctoniques : *Saccocoma*, *Globochaete*, stomiosphères et globigérines, de milieu de mer ouverte. Les micro-organismes benthiques, essentiellement des foraminifères (*Parinvolutina aquitana* Pélissié et Peybernès, *Epistomina* sp., *Ammobaculites* sp., nodosariidés) sont surtout présents dans les niveaux supérieurs. La macrofaune est presque uniquement à ammonites jusqu'à la Barre à *Crussoliceras* ; seul le bivalve *Modiola perplicata* (Etall.) y est assez fréquent et constitue un bon indicateur. Au-dessus, la faune devient plus variée avec des bivalves (*Plagiostoma*, *Pholadomya*, *Lucina*, *Panopaea*, *Entolium*) et des gastéropodes (*Aporhais* sp.).

À l'Est, dans l'anticlinal du Crêt-du-Nû (ferme de Pra-Devant) les faunes d'ammonites indiquent les zones à Hypselocyclum et Divisum du Kimméridgien inférieur (la zone basale à Platynota n'a pu être caractérisée), également la zone à Acanthicum, base du Kimméridgien supérieur : *Streblites tenuilobatus* (Opp.), *Ochetoceras* cf. *palissyanum* (Font.), *Glochiceras* (*Lingulaticeras*) *crenosum* (Qu.), *Taramelliceras* (*Tar.*) *trachinotum* (Opp.), *holbeini* (Opp.), *compsum* (Opp.), *Creniceras dentatum* (Rein.), *Orthosphinctes* (*Ardescia*) *inconditus* (Font.), *Ataxioceras* (*Parataxioceras*) *effrenatum* (Font.), *oppeli* Geyer, *lothari* (Opp.), *At.* (*Ataxioceras*) *hypselocyclum* Font., *suberinum* (v. Ammon), *Garnierisphinctes* sp., *Crussoliceras divisum* (Qu.), *tenuicostatum* Geyer, *aceroides* Geyer, *Lithacoceras* (m) *stenocyclus* (Font.), *modestus* (Schneid), *Idoceras balderum* (Opp.), *Orthaspidoceras uhlandi* (Opp.), *Aspidoceras acanthicum* (Opp.) (Hantzpergue, 1975).

Vers l'WNW, les Couches à céphalopodes sont plus calcaires et leur épaisseur diminue assez rapidement, les faunes sont également plus rares. Sur la feuille voisine Saint-Rambert-en-Bugey, entre Hauteville et Tenay (brachyanticlinal des Dergits et forêt de Jailloux), les formes trouvées le plus à l'Ouest sont de la zone à Divisum [*Crussoliceras* sp., *Progeronia* gr. *licitor* (Font.)] qui correspondent à l'extension maximale vers l'WNW du faciès à ammonites. Les Couches à céphalopodes sont donc hétérochrones à leur base, également à leur sommet, formant une sorte de « coin » enfoncé d'Est en Ouest au sein des dépôts de plate-forme carbonatée (fig. 4).

– **Les Calcaires de Tabalcon (2)** ne sont pas séparés cartographiquement des Couches à céphalopodes. Il n'y a pas de coupure nette entre ces deux unités, mais passage progressif à des calcaires en bancs épais, massifs, d'aspect ruiniforme ou à débit en plaquettes grossières, de teinte jaune à taches rosées ou rousses qui sont des oncolites ferrugineux (Bernier, 1984). Le microfaciès est une biomicrite encore avec micro-organismes planctoniques à la base et quelques foraminifères, supplantés par « *Tubiphytes* » *morroneis* Crescenti, un foraminifère fixé à test porcelané, qui se présente sous la forme de taches blanchâtres, circulaires en sections transversales avec un canal central, plus rarement en sections longitudinales, avec des logettes pyriformes traversées par le canal axial ; également des spongiaires hexactinellides, impossibles à isoler, reconnaissables à la loupe grâce au réseau spiculaire épigénisé en calcite, et des pelotons d'annélides serpulidés, parfois nombreux.

Parmi les macrofaunes, seuls les brachiopodes sont assez fréquents : *Torquirhynchia* cf. *T. astieriformis* (Wisniewska), *Zeilleria* (*Digonella*) *moeschi* (Mayer), *Terebratula* sp. Les ammonites sont devenues rares, mais surtout difficiles à extraire ; elles indiquent la zone à Eudoxus, sans doute sa partie inférieure : *Aulacostephanus* (*A.*) cf. *pseudomutabilis* et *A.* (*Aulacostephanoceras*) *eudoxus* (d'Orb.) à Pra-Devant, *Lithacoceras* (m) *stenocyclus* (Font.) et *modestum* (Schneid) près des Abergements (feuille Saint-Rambert-en-Bugey).

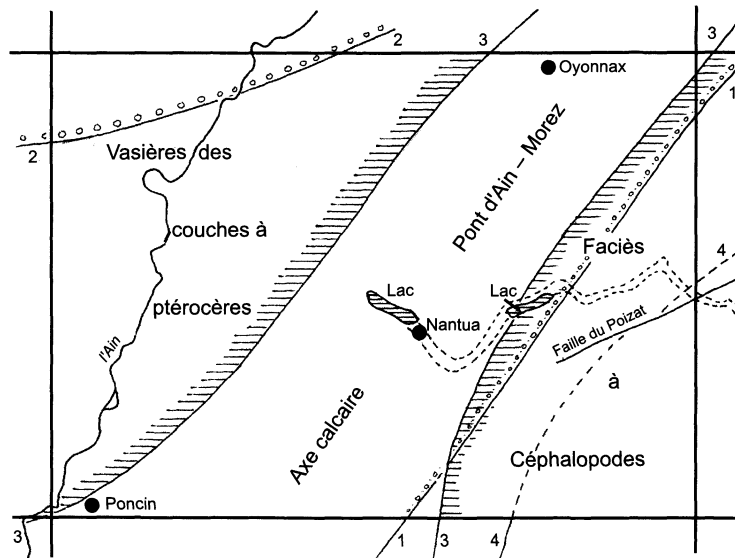


Fig. 4 - Quelques lignes directrices de la paléogéographie de l'Oxfordien et du Kimméridgien sur la feuille Nantua.

- 1 : Limite sud-est des premières intercalations oolitiques dans la partie supérieure des Calcaires pseudolithographiques
- 2 : Domaine où l'Oolite de Corveissiat remplace totalement les Calcaires pseudolithographiques
- 3 : Maximum de l'envoyage de la plate-forme carbonatée au Kimméridgien inférieur et persistance d'un axe calcaire résistant entre (a) la vasière des Couches à ptérocères et (b) les faciès à céphalopodes de la plate-forme externe
- 4 : Limite nord-ouest du bassin des Calcaires en plaquettes bitumineux du Kimméridgien supérieur dans l'angle sud-est de la feuille

L'ensemble Couches à céphalopodes-Calcaires de Tabalcon, épais de 70 m dans l'angle sud-est, n'est plus présent sur une grande moitié ouest de la feuille.

• **Au Nord-Ouest, faciès à débris et gravelles avec oncolites.** Ils correspondent aux Calcaires d'Aranc de P. Bernier (1984), aux Calcaires, pisolithiques de C. Lory (1864), au « Pisolithe » de Falsan et Dumortier (1873), de A. Riche (1905, 1909, 1910), de M. Pelletier (1953) et aux Couches de la Tour de R. Enay (1965) (70 à 80 m).

Avec la réduction et la disparition des Couches à céphalopodes, les Calcaires d'Aranc, déjà présents à leur base dans la partie orientale de la feuille, sont maintenant très développés, jusqu'à la base de la formation suivante (Calcaires d'Oyonnax).

Ce sont des calcaires wackstones à grainstones, de teinte claire, compacts, parfois crayeux, en bancs épais, massifs et souvent sculptés en reliefs ruini-formes. Ils associent des niveaux à débris ou gravelles et des bancs, plus ou moins continus, à nodules algaires (oncolites ou momies), formés autour d'un débris de coquilles, quelquefois un organisme entier de petite taille, souvent une nérinée. Selon les bancs ou les localités, les oncolites sont plus ou moins abondants, jointifs ou dispersés dans la matrice, de tailles très variables, de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Localement, une dolomitisation secondaire affecte, soit le ciment, soit les oncolites, parfois les deux. Des diastèmes ondulés soulignent les interruptions du dépôt ou même des érosions (oncolites tronqués) et découpent la formation en séquences qui diffèrent par les ciments ou des types d'oncolites distincts (Dahanayaké, 1974). Les meilleurs affleurements sont le long de la D31 à Vieu-d'Izenave (entre Maillat et Brénod), les talus des routes forestières des forêts de Montréal et de Niermes, les talus de la N84 et de l'ancienne voie ferrée près de la Tour, le bief d'Alex.

La macrofaune est rare, en particulier les individus complets et déterminables, malgré l'abondance des débris parmi lesquels dominent les bivalves et les gastéropodes ; on y rencontre aussi des fragments de madréporaires ou des stromatoporidés. La microfaune est plus riche : « *Conospirillina* » *basiliensis* Mohler, *Nautilocolina oolithica* Mohler, *Parinvolutina aquitanica* Pelissié et Peybernès, *Alveosepta jaccardi* (Schrodt), *Protoperenoplis striata* Weinschenk, parmi les foraminifères ; les algues sont également nombreuses : *Lithocodium aggregatum* Elliot et *Bacinella irregularis* Radoicic, qui participent à l'élaboration des oncolites, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri.

Les Calcaires d'Aranc atteignent ici leur épaisseur maximale de l'ordre de 70 à 80 m dans la bande anticlinale Forêt de Meyriat (D31 à Vieu-

d'Izenave) – les Monts d'Ain–forêt de Montréal et forêt de Niermes (routes forestières et bief d'Alex). Leur extension et les corrélations vers l'Ouest sont discutées (cf. j6-7, Oolite de Corveissiat–Ramasse).

j6b. (Oy). **Calcaires d'Oyonnax (80 à 100 m)** ; (pl) **Calcaires en plaquettes et laminites bitumineuses (15 à 20 m)** ; (Pr) **Couches de Prapont avec (1) niveau repère des Couches de la Sémine (75 à 90 m)** ; (R) **Calcaires construits de la Haute chaîne (80 à 100 m) (Kimméridgien supérieur)**. Dans une grande partie de la feuille, toujours au sud-est de la ligne Poncin–Challes–Nurieux–Géovreisset, la partie supérieure de l'étage voit le développement des dépôts de plate-forme carbonatée. À partir du Nord-Ouest, ils s'étendent en progredant en direction du bassin et leur installation sur le faciès à ammonites (Couches à céphalopodes et Calcaires de Tabalcon) est hétérochrone. Les éléments de datation sont peu nombreux mais significatifs : vers l'WNW, les dernières ammonites connues à Saint-Germain-de-Joux (le Burlandier), *Garnierisphinctes praenuntians* (Font.) et *Aspidoceras* cf. *acanthicum* (Opp.), sont du sommet de la zone à Divisum et de la base de la zone à Acanthicum ; toujours à Saint-Germain-de-Joux (Prapont), *Aulacosptephanus eudoxus* (d'Orb.) a été trouvé à la base des Couches de Prapont (Enay, 1982), tandis qu'en limite est de la feuille, à Pra-Devant, *Aulacosptephanus eudoxus* (d'Orb. et cf. *pseudomutabilis* (de Lor.) sont dans les derniers niveaux du faciès à céphalopodes, probablement les Calcaires de Tabalcon (Hantzpergue, 1975 ; Enay, 1982). Toujours plus à l'Est, surtout si on prend en compte le transfert horizontal dû au décrochement sénestre du Vuache, dans les Monts Jura (Reculet), sur la feuille Saint-Claude, la faune de la zone à Eudoxus est déjà présente au-dessous de la barre calcaire qui ceinture le cirque de Nardérons (= Séquanien supérieur de P. Butticaz, 1943 ; cf. R. Enay, 1959), probablement les Calcaires de Tabalcon (Bernier, 1984) qui, ici, supportent les Calcaires construits de la Haute-chaîne.

À nouveau, sont distingués deux domaines de faciès de part et d'autre d'une limite qui coïncide avec la lanière synclinale crétacée Combe Ferirand-les Neyrolles et le synclinal crétacé de Charix-lac Genin.

• **Au Sud-Est, Calcaires construits de la Haute chaîne** (Enay, 1965), **calcaires construits à coraux et faciès à débris associés** aux « patch-reefs », **Couches de Prapont** (Enay, 1965), **Calcaires crayeux blancs avec constructions à madréporaires** et **Calcaires en plaquettes** (Riche, 1905).

j6bR. **Calcaires construits de la Haute chaîne (80 à 100 m)**. Les Calcaires construits de la Haute chaîne et les Calcaires de Landaize (Bernier, 1984), indiqués sur la figure 4, sont à peine présents sur la feuille Nantua. Ils sont figurés seulement pour illustrer les relations avec les autres formations connues dans l'étendue de la feuille. Les niveaux à coraux visibles dans la tranche EDF au Sud-Est de Pra-Devant se relie à ceux du Crêt du Nû–anticlinal

de la Raie (feuille Saint-Rambert-en-Bugey) ; ils ont été traités comme une apophyse développée sur le bord interne de la plate-forme carbonatée (= Calcaires construits de la Haute-chaîne), mais pourraient tout aussi bien être isolés au sein du chenal (ou lagon) des Calcaires en plaquettes (80 à 100 m).

jsbPr. Couches de Prapont (75 à 90 m) (Enay, 1965, *non* Bernier, 1984). La formation est prise dans son acception originale la plus stricte. Son extension est ainsi beaucoup moins grande que celle qui lui a été parfois attribuée (Bernier, 1984). Sur la feuille Nantua, elle est connue dans un quart nord-est, à l'Est de la bande synclinale crétacée Combe de Ferirand-les Neyrolles-Charix-lac Genin et un peu au Sud de la cluse de Nantua à Bellegarde. Au Sud, sa limite est une ligne SSW-NNE, depuis la Combe de la Chandeleuse jusqu'à Tacon, d'abord oblique sur l'anticlinal du Poizat (flanc ouest à hauteur du col de Bérentin), ensuite à peu près parallèle au décrochement dextre de la faille du Poizat.

La formation est bien exposée autour de Saint-Germain-de-Joux (vallée de la Semine, en particulier au moulin de Prapont et ravins affluents ; D49, du Moulin-de-Charix à Plagnes ; D55 de Saint-Germain-de-Joux à Echalon et D49a qui relie les D49 et D55 ; chemin carrossable du Moulin de Prapont à Échallon ; pour les niveaux supérieurs uniquement, carrière des Mares). Le contact avec les calcaires en bancs épais de la partie supérieure du faciès à ammonites (= Calcaires de Tabalcon), ici dolomitisés, est bien visible au niveau du barrage sur la Semine en contrebas de la D55 et jusqu'au débouché du ruisseau des Mares.

L'âge de la formation est bien établi, au moins globalement, à la fois par encadrement, grâce à des faunes rares mais significatives, et par équivalence latérale avec les Calcaires en plaquettes. Le membre inférieur des Couches de Prapont a livré quelques formes indéterminées (*Progeronia* sp., oppeliidés) et mal situées (carrière des Mares ?), à l'exception de *Aulacostephanus eudoxus* (d'Orb.) trouvé à la base de la formation, au pont de Prapont (Enay, 1982). Au toit de la formation, les Couches du Chailley ont livré des *Gravesia* (Pelletier, 1953 ; Enay, 1965, 1966b) alors attribuées globalement au Tithonien inférieur, dont *G. irius* (d'Orb.), connue maintenant pour être du Kimméridgien terminal et choisie comme espèce indice de la sous-zone supérieure de la zone à Autissiodorensis, équivalent subboréal de la zone à Beckeri du domaine téthysien (Hantzpergue, 1987, 1989 ; Groupe français d'étude du Jurassique, 1997).

En conséquence, la formation des Couches de Prapont débute dans la zone à Eudoxus et se développe pendant la plus grande partie de la zone à Beckeri. Les faunes des Calcaires en plaquettes, équivalent latéral des Couches de Prapont, sont également du sommet de la zone à Eudoxus et de la zone à Beckeri (Enay et Hess, 1962, 1970 ; Enay, 1965, 1982). Aucun élément ne

permet actuellement de tracer avec certitude la limite entre les deux zones. C'est seulement par commodité ou convenance, et provisoirement, qu'elle pourrait être placée au niveau du repère des Couches de la Semine qui traversent la formation aux deux tiers environ de sa hauteur. Ces données, déjà anciennes mais négligées ou mal interprétées, contredisent les datations récentes de P.-O. Mojon (1989), C. Strohmenger *et al.*, (1990, 1991), E. Fookes, (1995) qui seront examinées à propos des Couches de la Semine (Enay, 2000).

Dans son domaine d'extension défini plus haut, la formation des Couches de Prapont est composée de trois unités (ou membres) parfois traitées comme des formations distinctes (Bernier, 1984 ; Fookes, 1995). Sur la feuille voisine Saint-Julien-en-Genevois, le membre supérieur des Couches de Prapont est groupé avec les Couches de Landaize, sauf dans la terminaison nord de l'anticlinal Grand-Colombier-Crêt du Nû (angle sud-ouest) où la formation est cartographiée comme sur Nantua.

– **Couches de Prapont inférieures (50 à 60 m).** (Bernier, 1984, = Calcaires graveleux inférieurs de R. Enay, 1965). Le membre inférieur juxtapose des constructions coralliennes et des sédiments inter- ou périrécifaux de sables calcaires, décrits comme « calcaires olithiques » par les anciens auteurs.

Les sédiments péri- ou interrécifaux sont des calcaires wackestones à grainstones, blancs et crayeux, à stratification souvent peu apparente (diastèmes rares ou absents), indiquée par des lits à granulométrie différente. La roche, poreuse et gélive, présente un mode d'altération caractéristique par desquamation de plaques parallèles à la surface exposée aux intempéries. Le microfaciès est une biomicrite ou une intrabiosparite, à oolites peu abondantes et nombreux intraclastes et bioclastes.

Près du pont de Prapont, les niveaux inférieurs renferment des « corps » (Enay, 1965 ; Fookes, 1995) ou « manchons » (Bernier, 1984) dolomitiques, associés aux premiers coraux (« reef precursor deposits » de E. Fookes), avec des restes végétaux ou fragments charbonneux ; des terriers de plus d'un mètre de long et de un centimètre de diamètre sont fréquents. Latéralement, des silex épars, d'un type assez fruste, sont présents dans le remplissage péri- ou interrécifal.

Le membre inférieur des Couches de Prapont est surtout remarquable par le développement de véritables constructions coralliennes bien visibles autour de Prapont, dans le lit de la Semine, à l'aval (en rive gauche) et à l'amont (en rive droite) et sur le chemin d'Échallon. Également, pour les niveaux supérieurs, aux entrées de la carrière des Mares et dans la partie ancienne des galeries qui exploitaient alors seulement des dépôts interrécifaux. On y voit les constructions s'étaler à leur sommet pour se rejoindre en

voûte, parfois percées d'ouverture au travers desquelles apparaît le sédiment de recouvrement. Moins spectaculaires, parce que les conditions d'affleurement sont moins favorables, ces constructions sont également bien développées (et indiquées par un figuré particulier) au Sud de la cluse, dans le prolongement du massif de Plagne, autour des Granges du Poizat, où plusieurs ont fait l'objet d'une exploitation artisanale en carrière. Elles sont présentes aussi vers le Nord et légèrement en dehors de la feuille, sur Saint-Julien-en-Genevois, à Giron et Champfromier.

Plus de 50 espèces de madréporaires participent à ces constructions (André, 1962 ; Beauvais et Bernier, 1981). Les travaux récents n'ont pas confirmé l'existence de deux faunes madréporiques successives, d'âges différents, encore affirmée par E. Fookes (1995), à partir de l'étude préliminaire de F. André qui s'appuyait sur le schéma stratigraphique de M. Pelletier (1953), antérieurement à sa révision par R. Enay (1965). À la base (Moulin-de-Prapont), les madréporaires lamellaires (*Microsolena*) sont les plus nombreux. Les constructions sont surtout constituées de coraux rameux ou branchus, dominés par l'espèce *Calamophylliopsis flabellum* (Michelin) associée à *Aplosmilia elegans* de From., *semisulcata* (Michelin), *Pleurosmilia crassa* Milash, *Desmosmilia pusilla* Koby, *Hexapetalum numerosum* Beauvais, *Stylina tubulosa* (Godf.), *pediculata* Koby, *tubifera* Phil. Les formes massives sont également fréquentes : *Confusastraea thevenini* Et., *Ovalastraea michelini* M. E. et H., *Cryptocoenia michelini* Beauvais, *Latiphyllia suevica* (Qu.), *Meandrophyllia corrugata* (Michel.), *Adelocoenia bernensis* (Et.), *semiradiata* (Et.), *Psammogyra petitclerci* (Beauvais), *Columnocoenia miniflora* Beauvais, *Brachyseris valfinensis* (Koby), *Heliocoenia claudiopolinensis* Beauvais, *Plesiostylina etalloni* (Koby), *Latiastreaa brevivalis* Beek., *valfinensis* (Koby), *Mesomorpha concinna* (Godf.).

Les stromatopores sont fréquents, ainsi que les bivalves, en particulier les dicératidés, *Eodiceras guirandi* de Lor., *beyrichi* Boehm, *chantrei* Mun. Chalm., *Plesiodiceras muensteri* Goldf. (Mounier, (1960) et E. Fookes (1995) signale même, dans la carrière des Mares, une formation construite à *Heterodiceras*, longue de 130 m et de 5 m de haut, dans la partie supérieure du membre inférieur. Le reste de la faune comprend des formes de milieu récifal, les bivalves *Ptecocardium corallinum* Buv., *Plagiostoma* sp., des gastéropodes (nérinées et autres), des échinides cidaridés (*Acrocidaris formosa* Cotteau, *Pseudosorella orbignyana* Cotteau), de rares brachiopodes souvent groupés en nids (*Terebratula bauhini* Opp.).

Les micro-organismes sont assez nombreux : parmi les foraminifères, « *Tubiphytes* » *morronei* Crescenti, fréquent dans les niveaux inférieurs, *Nautilocolina oolithica* Mohler et autres lituolidés, des ataxophragmidés et miliolidés ; les algues sont nombreuses et variées, *Salpingoporella annulata*

Carozzi, *pygmaea* (Gümb.), *johnstoni* (Dragastan), *Petrascula guembeli* Bernier, *bursiformis* (Eta.), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri).

Ces constructions et, en conséquence, le membre inférieur des Couches de Prapont, ont fait l'objet d'interprétations différentes. R. Enay (1965), suivi par P. Bernier (1984), admet que les constructions les plus complètes sont développées sur presque toute la hauteur du membre inférieur, environ 50 à 60 m, pour une dimension transversale de quelques mètres, d'où l'appellation de « colonnes construites ». Les constructions accessibles dans le lit de la Semine seraient la partie inférieure de colonnes construites dont la partie haute est visible dans la carrière des Mares. Pour E. Fookes (1995), qui a réalisé une étude sédimentologique et stratonomique détaillée des affleurements, ce sont deux niveaux distincts de constructions (Fookes, 1995, 2.3 et 2.5), séparées par des sables calcaires (2.4 in Fookes, 1995), eux-mêmes, traversés par une surface d'arrêt du dépôt. Ainsi, les constructions auraient un développement moindre en hauteur, 20 m pour le premier niveau, supposé être des constructions plus ou moins linéaires installées sur une plate-forme d'eaux peu profondes, 6 m pour le deuxième niveau.

Cette nouvelle interprétation s'inscrit dans le courant d'idées qui reconnaît aux variations du niveau marin un rôle majeur dans le contrôle de la sédimentation. Le hardground entre les deux périodes de constructions coralliennes correspondrait à une surface d'inondation maximale qui termine l'intervalle transgressif au cours duquel s'installent et se développent les premières constructions coralliennes, tandis que la deuxième phase de construction représenterait le haut niveau marin.

Les dépôts associés ou qui recouvrent les dernières constructions sont des calcaires crayeux de lagon, dans lesquels est intercalé un banc épais (2 m) d'une brèche corallienne à gros débris et fragments roulés d'organismes variés, en particulier des coraux dans toutes les positions, souvent retournés, interprétée (Fookes, 1995) comme une accumulation de tempête (tempestite). Il est bien visible et accessible dans la carrière des Mares et dans les talus des D49 et 49a. Les dépôts de lagon sus-jacents sont des calcaires packstones passant à des grainstones plus grossiers, à bioclastes et oncoïdes compacts. La taille croissante des grains vers le sommet indique une augmentation de l'énergie du milieu.

– **Calcaires de la Semine (5 à 12 m)** (Bernier, 1984) (= Banc à momies intermédiaire de R. Enay, 1965). Ce niveau repère a pu être suivi et représenté par un figuré particulier dans la plus grande partie du domaine d'extension des Couches de Prapont au Nord (Plagne-Échallon) et au Sud (les Granges du Poizat) de la cluse. Plus compacts que les couches qui l'encadrent, il forme souvent un relief ou un surplomb (D55 ; Prapont, prise d'eau de la pisciculture) ; il a été exploité en carrière, près des Combes au

bord de la D33 (la Fêta). Il correspond aux niveaux 2.7 à 2.9 de la description de E. Fookes (1995).

La stratification est mieux exprimée que dans le membre inférieur. Le faciès dominant est un calcaire wackestone à packstone ou grainstone, à débris, foraminifères *et* algues, souvent à oncolites (ou oncoïdes) à la base (2.7) et surtout à la partie supérieure (2.9). Ils se distinguent des oncolites des Calcaires d'Aranc par leur forme plus irrégulière, la lamination souvent peu apparente, parfois une coloration rosée ou rougeâtre. Une dolomitisation plus ou moins importante envahit irrégulièrement la matrice. Des indices d'émersion (structures fenestrées, ciment en ménisque, silt vadose, calcrétisation), présents à plusieurs niveaux dès le sommet de 2.7., indiquent un milieu marin peu profond à supratidal.

Très localement, sur le flanc ouest de la Fêta, où l'épaisseur totale des niveaux attribués ici au Calcaire de la Semine est relativement faible (5 m), E. Fookes (1995) a observé une brèche versicolore à cailloux noirs (0,05 m) et un banc (0,80 m) de laminites cryptalgaires, à algues et foraminifères (2.8 *in* Fookes, 1995). Les cailloux noirs, parfois de plusieurs centimètres, portent des traces de racines (rhizolites) et sont associés à des fragments calcrétisés et des passées d'argile verte. Le niveau de brèche à cailloux noirs indiquerait une émersion responsable de la dolomitisation des niveaux de la base des Couches de Prapont (? et niveaux sous-jacents) dans la zone de mélange, sous salée, entre les eaux marines et les eaux douces d'une nappe phréatique, ce qui implique une émersion de large extension.

En conséquence, elle a été corrélée avec d'autres discontinuités du Jura franco-suisse, mal ou non datées, et interprétée comme une limite de séquence majeure, reliée à un bas niveau marin et placée à la limite Kimméridgien-Tithonien (Mojon, 1989 ; Strohmenger *et al.*, 1990, 1991 ; Fookes, 1995).

Il a déjà été précisé : 1) – que les Couches de Prapont sont du Kimméridgien supérieur ; 2) – que les faunes de *Gravesia* conduisent à placer la limite Kimméridgien-Tithonien dans les Couches du Chailley (Enay et Boullier, 2000) et non plus à leur base (Pelletier, 1953 ; Enay, 1965, 1966b). La discontinuité des Calcaires de la Semine serait, au mieux de la limite entre les zones à Eudoxus et Beckeri, plus sûrement dans la zone à Beckeri, certainement pas de la limite Kimméridgien-Tithonien (Enay, 2000). Si il y bien eu émersion de la la plate-forme jurassienne (Detraz, 1989 ; Charollais *et al.*, 1996), elle serait à placer plutôt au toit des Couches de Prapont et équivalents (cf. Calcaires d'Oyonnax) et même alors, elle ne serait pas à la limite Kimméridgien-Tithonien, mais dans la partie élevée de la zone à Beckeri (Enay, 2000).

Les fossiles sont rares dans le Calcaire de la Semine et, le plus souvent, ils apparaissent seulement en sections : bivalves, gastéropodes (nérinées), radiales d'oursins, madréporaires et stromatoporiés, en particulier *Cladocoropsis mirabilis* Felix. Les foraminifères et les algues sont nombreux, en partie communs avec ceux des Calcaires d'Aranc. L'utilisation pour les corrélations des différences entre ces associations est discutée à propos des Couches de Corveissiat. Parmi les foraminifères : *Valvulina* aff. *lugeoni* Septfont., *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Kilianina rahonensis* Foury et Vincent, *Parurgonina coelinensis* Cuvillier ; également « *Conospirillina* » *basiliensis* Mohler, *Alveosepta jaccardi* (Schrodt), *Nautiloculina oolithica* Mohler, connue des Calcaires d'Aranc. Les algues sont abondantes : *Clypeina jurassica* Favre, *Campbelliella striata* Carozzi, *Salpingoporella annulata* Carozzi, qui apparaissent à ce niveau ; et *Bacinella irregularis* Radoicic, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Marinella lugeoni* Pfender et *Cayeuxia* sp. du cortège habituel des calcaires à oncolites (Bernier, 1984).

L'épaisseur du niveau repère du Calcaire de la Semine atteint 10 à 12 m et se réduit à un peu plus de 5 m au Nord-Ouest de la Fête.

– **Couches de Prapont supérieures (20 m)**. (Bernier, 1984, = Calcaires graveleux supérieurs de R. Enay, 1965). Dans le domaine d'extension des Couches de Prapont *s.s.*, au-dessus du niveau repère du Calcaire de la Semine, vient un deuxième ensemble de calcaires crayeux blancs, essentiellement grainstones, quelquefois et rarement packstones, avec des niveaux moins indurés ou mal cimentés, apparaissant en retrait à l'affleurement. On y rencontre des madréporaires fragmentés et dispersés mais jamais de constructions, même de petite dimension.

Les fossiles sont abondants à certains niveaux, parfois en accumulations lumachelliques, telles les nérinées, également les stromatopores, en particulier *Cladocoropsis mirabilis* Felix. La microfaune est abondante et variée, dans le prolongement de celle du Calcaire de la Semine ; d'une part, des foraminifères, *Valvulina* aff. *lugeoni* Septfont., *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Trocholina alpina* Leupold, *Pseudocyclamina lituus* (Yokohama), *Parurgonina* sp. ; d'autre part, des algues qui, dans les niveaux supérieurs, peuvent participer à la formation d'oncolites : *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Marinella lugeoni* Pfender et *Cayeuxia* sp. ; les dasycladales sont les mieux représentées *Clypeina jurassica* Favre, *Campbelliella striata* Carozzi, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *grudii* (Radoicic).

Les Couches de Prapont supérieures poursuivent la tendance amorcée au sommet du Calcaire de la Semine. Ce sont des dépôts de lagon jamais très profonds plus nettement marins à leur partie inférieure. Dans les niveaux supérieurs apparaissent des indices d'émersion (ciment en ménisque, cailloux

noirs) auxquels s'ajoutent au sommet des figures de diagenèse dans des conditions phréatiques d'eau douce (tests dissous et recristallisés, texture drusique palissadique).

L'épaisseur de l'ensemble de la formation des Couches de Prapont atteint ainsi 75 à 90 m.

jsbpl. Calcaires en plaquettes (15 à 20 m) et Marnes des Abergements (5-10 m). Synonymie : ces Calcaires en plaquettes sont ceux de Riche (1905). Ils correspondent (*pars*) aux Calcaires plaquetés de R. Krummenacher (1971) et de M. Donzeau *et al.* (1997), ainsi qu'aux Marnes des Abergements de Bernier (1984) ou encore aux Marnes bleues à *E. virguliana*, de R. Enay (1982).

Comme sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey, où se trouve la coupe-type, les Marnes des Abergements sont cartographiées avec les Calcaires en plaquettes. Elles ne sont pas visibles à l'affleurement, mais sous leur faciès normal, elles ont la même extension que les Calcaires en plaquettes. Vers le NNW, leur correspondent des Calcaires argileux flammés, bleus à taches rougeâtres, avec petits ptérocères et bivalves ; souvent couverts, ils forment un talus au-dessous de la première barre des calcaires bioturbés (à tubulures) des Couches du Chailley, avec lesquelles ces niveaux sont cartographiés. Dans la zone de passage entre les Calcaires en plaquettes et les Couches de Prapont, sur le flanc sud-est de l'anticlinal des Moussières, à partir de la grange du Mortier vers le Nord, ces niveaux donnent une zone déprimée bien nette au toit des Couches de Prapont.

L'appellation de Calcaires en plaquettes pour désigner la formation a été reprise de A. Riche (1905, *in* Enay et Hess, 1962). Elle recouvre des aspects lithologiques différents permettant des divisions de la formation qui ne se correspondent pas exactement d'une localité à l'autre, en fonction des conditions locales (Bernier et Courtinat, 1979 ; Bernier et Gaillard, 1980 ; Bernier, 1984 ; Tribouvillard *et al.*, 1991, 1992, 1999, 2000). À l'affleurement, l'unité de la formation est donnée par un débit particulier en unités élémentaires planaires, depuis le millimètre (lamine) jusqu'au centimètre et au-delà (plaquette). Cette fissilité est l'expression physique d'une régularité remarquable de la stratification et de la rythmicité du dépôt, seulement perturbées par des niveaux à textures différentes. Ces caractères sont en relation avec un milieu de sédimentation de basse énergie dans un chenal ou lagon abrité, séparé de la mer ouverte par une zone haute avec constructions coralliennes située plus à l'Est (Saint-Seine, 1950a, 1950b ; Enay 1965, 1982 ; Bernier, 1984).

Sur la feuille Nantua, les Calcaires en plaquettes (et les Marnes des Abergements) sont limités à l'angle sud-est et correspondent à la partie nord du chenal ou lagon développé au Sud et à l'Est, sur les feuilles Saint-

Rambert-en-Bugey, Seyssel et Belley. Au Nord, leur extension coïncide assez bien avec le décrochement dextre de la faille du Poizat et ils se poursuivent sur la feuille Saint-Julien-en-Genève par une partie des « Calcaires plaquetés » (Donzeau *et al.*, 1997). Reprise de R. Krummenacker (1971), cette dernière appellation recouvre des lithologies différentes qui, sans doute, expliquent ce choix. Au Sud-Ouest de la branche orientale du système (ou couloir) de décrochement sénestre du Vuache, ce sont les Calcaires en plaquettes *s.s.*, connus de longue date, à Forens (Tournier, 1888 ; Carpentier, 1939b, 1951 ; Barale, 1981 ; Bernier, 1984). Par contre, les « Calcaires plaquetés » au Nord-Est du décrochement Vuache-Forens, sur le flanc oriental du Grand Crêt d'Eau, décalés de plusieurs kilomètres vers le Nord-Ouest à partir de leur position d'origine, sont différents et beaucoup plus proches des Calcaires lithographiques de Cerin et de l'Île Crémieu (Creys, Morestel) ou des faciès à stratification moins régulière, à stelléroïdes et lamellibranches à valves étalées, décrits du Sud du Grand-Colombier-de-Culoz sur la feuille Rumilly (Enay et Hess, 1970).

Les Calcaires en plaquettes donnent une combe, plus ou moins large selon l'épaisseur ou le pendage, autrefois entretenue en prairies, souvent retournée à la forêt par reboisement en résineux ou colonisation naturelle. Elle est dégagée entre les Calcaires à tubulures des Couches du Chailley, du Kimméridgien terminal-Tithonien inférieur, à leur toit, et les formations sous-jacentes, le plus souvent les Calcaires de Tabalcon, également et en limite de leur domaine d'extension, les Couches de Prapont (à partir de la Grange du Mortier vers le Nord) ou les Calcaires avec édifices coralliens de la Haute chaîne (Crêt-du-Nû). Avec les Calcaires de Tabalcon, le passage est progressif, mais quelquefois (Grange-Neuve, sur la feuille Seyssel ; vieille route du col de la Lèbe, sur Saint-Rambert-en-Bugey) sont différenciés des calcaires blancs ou de teinte claire, crayeux (cf. Calcaires crayeux à céphalopodes de Bernier, *in* Bernier et Gaillard, 1979, 1980 ; Bernier et Courtinat, 1979 ; Bernier, 1984), à silex, parfois avec un débit en plaquettes irrégulières et végétaux à la partie supérieure où déjà apparaissent des laminites bitumineuses. En dehors des localités où le contact peut être observé, ces niveaux se séparent difficilement de la formation sous-jacente et participent à peine à la combe des Calcaires en plaquettes. Ils n'ont pas été rencontrés sur la feuille Nantua et pourraient avoir été cartographiés avec les Calcaires de Tabalcon. Les Calcaires en plaquettes et la combe qui leur correspond disparaissent toujours au toit des Couches de Prapont ou des faciès avec édifices coralliens, sous le même recouvrement des Couches du Chailley.

La formation affleure mal sur la feuille Nantua : Combe de la Chandeleuse, la Manche, la Croix-Jean-Jacques (D101). Elle est mieux connue dans les exploitations anciennes de Saint-Champs et Armailles (feuille Belley) ou encore en activité à Orbagnoux, commune de Corbonod (feuille Seyssel), situées sur les bordures méridionale et orientale de son domaine d'extension.

Il n'est donc pas établi si la succession et le développement de la formation sont les mêmes que ceux décrits dans ces localités par P. Bernier (1984), plus particulièrement Orbagnoux qui a fait l'objet d'études récentes (Tribovillard *et al.*, 1991, 1992, 1999, 2000), auxquelles on se reportera pour plus de détails, si nécessaire.

À Orbagnoux, la formation des Calcaires en plaquettes associe **trois types lithologiques** principaux qui alternent, passant de l'un à l'autre, avec ou sans transition.

– **Les laminites parallèles**, bitumineuses, sont constituées de feuillets millimétriques ou lamines, plus ou moins sombres, qui alternent, regroupés en paquets centimétriques, clairs ou sombres en fonction des feuillets élémentaires dominants, dont la régularité est parfois perturbée. La matière organique est abondante avec une excellente conservation et la teneur en carbone organique total (COT) est plus forte (8 à 12 %) dans les lamines sombres que dans les lamines claires (autour de 5 %), constituées de matière organique de type I, riche en hydrogène et pauvre en oxygène, à laquelle on reconnaît souvent une origine algale, habituellement dans des milieux laguno-lacustres. Les coccosphères et les coccolites sont les constituants presque exclusifs des lamines parallèles claires, dominés à 90 % par *Cyclagelosphaera margerelii* Noël (seule présente et abondante dans les lamines parallèles sombres) les 10 % restants représentés par *Biscutum dubium* Noël. Les autres micro-organismes sont des foraminifères benthiques et des ostracodes.

– **Les lamines ondulées** sont parallèles à la stratification ou en forme de dômes décimétriques ressemblant aux stromatolites de milieu calme du domaine intertidal à subtidal supérieur, voire sursalé. Les lits à cristaux de gypse rencontrés à deux niveaux dans l'anticlinal du Grand-Colombier et le massif de Retord (Bernier et Enay, 1972 ; Bernier, 1984) sont associés à ces laminites ondulées. La matière organique est peu abondante (moins de 1 %) de type I dans les lamines ondulées sombres, de type II dans les lamines ondulées claires ; cette dernière, enrichie en oxygène par rapport au type I, est caractéristique d'un milieu marin. Les micro-organismes sont rares (quelques miliolidés et ostracodes), par contre on y observe des tapis microbiens ou algaires, parfois déchirés ou soulevés et de nombreux pellets.

– **Les calcaires massifs**, parfois laminés, de teinte claire, alternant avec des laminites sont faits de micrite très pure sans minéraux argileux. En lame mince, le microfaciès est une pelmicrite bioclastique de texture wackestone à nombreux organismes et bioclastes. La matière organique, peu abondante (moins de 1 %), se situe aussi dans le domaine du type II. Les microrestes organiques sont nombreux : radioles d'oursin, sclérites d'holothurie, ostracodes, foraminifères benthiques, algues (*Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri) et nombreux dinoflagellés, déjà étudiés par G. Deflandre (1939, 1941). Le microplancton a été étudié par P. Bernier et B. Courtinat (1979), les spores et pollens par C. Sittler (1954).

– **Les macrorestes végétaux** sont fréquents dans les laminites parallèles et les calcaires massifs, en particulier les frondes de *Zamites* (bennettitale), également des ginkgoales, des cycadales, des ptéridospermales et des filicales (Carpentier, 1938, 1939a, 1939b ; Barale, 1981), arrivés dans le bassin des Calcaires en plaquettes par flottation à partir de territoires émergés plus ou moins éloignés.

– **La macrofaune** est relativement pauvre, surtout constituée de formes nectoniques, poissons et ammonites, rencontrés dans les laminites parallèles et les calcaires massifs. Les ammonites sont souvent accompagnées de leurs aptychus *in situ* ou à proximité immédiate de l'ouverture (cf. Bernier, 1984, pl. 29, fig. 2-3). Si elles ne vivaient pas sur place, comme il est probable, elles sont parvenues dans le chenal ou le lagon avec le corps encore en place dans la coquille. Les lits avec lamellibranches à valves étalées (Bernier et Enay, 1972 ; Bernier, 1984) et les niveaux à ophiures (Enay et Hess, 1962, 1970) sont plus localisés et liés à des émergences locales et/ou temporaires. De même pour le niveau avec des restes d'isopodes rapprochés d'*Archaeoniscus brodiei* Milne-Edwards du Purbeckien du Dorset, découverts récemment à Brénod (Combe de la Chandeleuse) (Vannier *et al.*, 1999), sur le bord nord-ouest du chenal des Calcaires en plaquettes.

– **Les conditions de dépôt** des Calcaires en plaquettes sont celles d'un milieu très calme où la mise en place des sédiments avait lieu par décantation, sans autre influence terrigène que les débris végétaux continentaux qui interviennent peu dans le palynofaciès. L'étude géochimique de la matière organique indique des conditions de dépôt appauvries en oxygène dissous dans un environnement carbonaté proximal vraisemblablement sursalé. Il semble que plusieurs types d'apport organique ont coexisté dans un milieu de sédimentation proche des sources de matériel. Les laminites ondulées ou en dômes indiquent des conditions de dépôt confinées peu profondes (lits bactériens ou algaires, fentes de synérèse, cristaux de gypse). Les laminites parallèles correspondent à des conditions de milieu plus ouvertes dans des eaux sursalées et/ou pauvres en oxygène dissous, au moins en profondeur (microfaune benthique abondante et diversifiée, nannoflore abondante mais à petit nombre d'espèces, production algaire de surface). Les calcaires massifs témoignent d'un milieu moins confiné (benthos abondant et diversifié, nannoflore monospécifique, algues et dinokystes nombreux), mais encore en deçà des conditions du milieu marin ouvert.

L'enchaînement des trois types lithologiques traduit des oscillations discrètes dans le confinement du bassin des Calcaires en plaquettes, affectant la salinité et la teneur en oxygène dissous, sans doute contrôlées par les possibilités de communication avec la mer ouverte au travers de la plate-forme carbonatée formant barrière et située plus à l'Est, à la faveur de passes plus ou moins pérennes ou des variations du niveau de la mer. L'alternance laminites claires–laminites sombres des laminites bitumineuses a été interprétée

comme le résultat d'une alternance saisonnière d'organismes planctoniques et nectoniques, dans un corps d'eau superficiel oxygéné, accumulés sur le fond après leur mort, dans un corps d'eau inférieur anoxique (Bernier *et al.*, 1971 ; Bernier, 1984). N.P. Tribovillard *et al.* (1991, 1992, 1999, 2000) envisagent aussi que l'alternance puisse être liée, au moins en partie, à des variations climatiques, peut-être d'ordre saisonnier, se traduisant par des précipitations et un ruissellement périodiquement plus abondants, en raison du cachet estuarien (apports continentaux proximaux) des lamines claires.

À l'échelle de la formation, ces différents faciès ne sont pas répartis également. Les laminites planes et ondulées sont plus développées dans la moitié inférieure (dont le premier niveau de laminites exploité). Dans la partie supérieure, dominant les calcaires massifs ou laminés, intercalés de niveaux peu épais de laminites parallèles. Ainsi, bien que ces deux types lithologiques ne soient pas exclusifs l'un de l'autre, il est possible de séparer un membre inférieur de laminites bitumineuses et un membre supérieur plus calcaire, correspondant assez bien aux « Laminites bitumineuses » et aux « Calcaires en plaquettes *s. st.* » de P. Bernier (1984). P. Bernier (1984) reconnaît aussi deux séquences majeures correspondant aux deux niveaux principaux de laminites et aux deux horizons avec cristaux de gypse. Les laminites sont placées en début de séquence et les termes suivants sont dans l'ordre, les laminites ondulées à cristaux de gypse, puis les calcaires. La succession plus détaillée de N.P. Tribovillard *et al.* (1991, 1992, 1999, 2000) suggère un nombre plus élevé de séquences, en particulier dans le membre supérieur, et un autre agencement des lithofaciès. Les différents faciès s'enchaînent pour constituer une séquence élémentaire de trois termes : calcaires massifs, laminites parallèles et laminites ondulées. Les calcaires massifs montrent un contact inférieur franc, parfois ondulé, alors que le passage aux laminites sus-jacents est progressif, quelquefois avec interposition de calcaires laminés tronqués à leur sommet, correspondant à un confinement moindre.

– **L'âge des Calcaires en plaquettes** est Kimméridgien supérieur, zone à Beckeri. D'une part, les Calcaires de Tabalcon sous-jacents ont livré des faunes de la zone à Eudoxus à Pra-Devant (Enay, 1982) et aux Abergements (feuille Saint-Rambert-en-Bugey) (Enay et Hess, 1962). D'autre part, les Couches du Chailley, qui recouvrent partout les Calcaires en plaquettes, ont livré *Gravesia irius* (d'Orb.), l'espèce indice de la dernière sous-zone du Kimméridgien, à Saint-Germain-de-Joux et Bellignat. Enfin, les Calcaires blancs crayeux de la base de la formation et les Calcaires en plaquettes renferment une faune, encore en partie inédite de la zone à Beckeri : *Silicisphinctes siliceus* (Qu.), *Virgataxioceras setatum* (Schneid), *Taramelliceras acallopistum* (Font.), *Sutneria bracheri* Berckh., *Aspidoceras polysarcum* Font. (Enay et Hess, 1962 ; Enay, 1982 ; Bernier, 1984).

– **L'épaisseur de la formation** à Orbagnoux, est d'environ 30 m, après compaction. L'épaisseur originelle était plus importante, en particulier pour

le membre inférieur dans lequel dominent les laminites qui ont le taux de compaction le plus élevé estimé à $1/7^e$ par P. Bernier (1984, pl. 28, fig. 12). Les individus d'une même espèce d'ammonite, conservés en volume dans les calcaires massifs et à l'état de compression dans les laminites, donnent des valeurs plus fortes, jusqu'à $1/20^e$! Si on retient une valeur intermédiaire comprise entre $1/13^e$ et $1/15^e$, l'épaisseur de la formation avant compaction aurait dépassé 150 m. Sans doute l'épaisseur réelle du dépôt n'a-t-elle jamais atteint cette valeur extrême, la compaction ayant dû commencer à jouer avant même que tout le dépôt soit effectif, d'autant que les trois-quarts des laminites sont dans le membre inférieur. Une centaine de mètres paraît une grandeur acceptable. Elle est moindre sur la feuille Nantua (15-20 m après compaction).

• **Au Nord-Ouest, Calcaires d'Oyonnax (80-100 m).** Ce sont des **Calcaires biodétritiques, parfois dolomitiques, avec amas récifaux et figures d'émergence**, décrits par T. Chevallier (1986, 1987, 1989). Ils correspondent aux **Couches de Prapont** de P. Bernier (1984, *pars* ; non R. Enay, 1965).

Au-delà d'une ligne SW-NE coïncidant assez bien avec la bande de Crétacé de la Combe Férand-les Neyrolles-Charix-lac Genin, les faciès de la partie sud-est de la feuille font place à une série carbonatée de faciès répétitif et monotone, souvent dolomitisée (forêt de Montréal, forêt de Niermes), difficile à subdiviser et mal datée. Elle correspond à l'axe calcaire Pont d'Ain-Oyonnax-Morez de R. Enay et D. Contini (1984) (ou Nantua-Saint-Claude *in* Chevallier, 1989) qui, résistant à l'envoyage du Kimméridgien inférieur, sépare pendant tout le Kimméridgien les faciès de vasières protégées ou de plate-forme interne du Jura nord-occidental (Couches à ptéroccères et Marnes à *Ex. virgula*) des faciès de plate-forme externe (Couches à céphalopodes) au Sud-Est.

J6Oy. Calcaires d'Oyonnax : calcaires massifs, clairs, à débris d'organismes et oolites (Kimméridgien) (80-100 m). Aucun nom de formation parmi ceux utilisés jusqu'ici s'impose vraiment. Celui proposé par T. Chevallier (1987 est retenu – faute de mieux – malgré une définition incertaine : T. Chevallier place à son toit, tantôt les Calcaires de Foncine (1987, fig. 4, p. 69 et 1989, p. 149), tantôt les Couches de Prapont supérieures (1987, fig. 2, p. 66 et 1989, p. 154). La formation est étendue jusqu'aux niveaux attribués au Tithonien.

Les faciès attribués aux Calcaires d'Oyonnax sont bien développés dans l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont. La succession est assez bien exposée le long de la D 31, de Saint-Martin-du-Frêne à Brénod, où la formation succède aux Calcaires d'Aranc, ici très épais. Aussi, l'attribution aux Couches de Prapont n'est pas retenue, malgré la présence de niveaux avec petites constructions à coraux et stromatopores (D31, Molinges) ou à

Diceras (le Balmay, Marchon) et d'un niveau avec silex comparé à celui connu au moulin de Prapont. Mais se rencontrent également des niveaux bioturbés, parfois attribués aux calcaires à tubulures des Couches du Chailley, déjà considérés par T. Chevallier (1989) comme des intercalations des Calcaires de Chougeat développés au Nord-Ouest, soulignant ainsi les caractères intermédiaires ou de transition des Calcaires d'Oyonnax.

La formation comprend essentiellement des calcaires wackestones à grainstones, de teinte claire, généralement en bancs épais ou massifs, à débris d'organismes variés (madréporaires, échinodermes, lamellibranches, bryozoaires), intercalés de dolomies saccharoïdes, parfois laminées, plus rarement (D31) de calcaires lités en bancs minces (0,05-0,10 m), gris clair ou jaunes, à flammures de couleur ocre ou rosée, avec des surfaces de banc irrégulières, parfois à joints marneux dolomitiques.

Le microfaciès est à oolites ou/et à pellets dans un ciment micritique à spartitique, à foraminifères *et* algues. « *Tubiphytes* » *morronei* Crescenti est fréquent à la partie inférieure. Les foraminifères comprennent : *Nautiloculina oolithica* Leupold, *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Alveosepta jaccardi* (Schrodt), *Trocholina alpina* Leupold, *Audienusina fourcadei* Bernier, *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Valvulina* aff. *lugeoni* Septfont., *Pseudocyclamina lituus* (Yokohama), « *Conospirillina* » *basiliensis* Mohler, *Ammobaculites agglutinans* (d'Orb.) et *coprolithiformis* (Schwager) ; parmi les algues : *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Koskinobullina socialis* Cherci et Schroeder, *Salpingoporella grudii* Radoicic, *pygmaea* (Gümbel) et *annulata* Carozzi, *Marinella lugeoni* Pfender, *Juraella bifurcata* Bernier, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Bacinella irregularis* Radoicic, *Petrascula bursiformis* (Etallon) et *guembeli* Bernier, *Campbelliella striata* Carozzi et, à la partie supérieure, *Chypeina jurassica* Favre (Bernier, 1984).

La faune de madréporaires des petits amas coralliens compte un nombre restreint d'espèces : *Thammastraea* (*Kobystraea*) *lomontiana* (Etallon), *Aplosmilia elegans* de Fromentel et *semisulcata* (Michelin), *Latiastreaa valfinensis* (Koby), *Myriophylla angustata* (d'Orb.) et *rastellina* (Michelin), *Psammogyra valfinensis* Beauvais, à Oyonnax ; *Calamophylliopsis lumbricalis* Petitclerc et *moreauana* (Michelin), *Brachyseris crassa* (de Fromentel), à Molinges (Bernier, 1984). Les *Diceras* sont localement bien représentés : une seule forme, *Diceras beyrichi* Boehm, a été reconnue au Balmay (Mounier, 1960) ; la faune est plus variée dans le gisement de Marchon (feuille Moirans-en-Montagne), récemment découvert par C. Gourat et D. Orbette de la Société des Naturalistes d'Oyonnax (Gourat *et al.*, 1999 ; Orbette *et al.*, 1999) et étudiée avec l'aide de P. Skelton : *Epidiceras speciosum* (Münster), *bavaricum* (Boehm), *guirandi* (de Lor.), *Diceras bourgeati* de Lor., *Plesiodiceras muensteri* (Goldf.) et *Matheronia salevensis* Joukowsky et Favre (Skelton, 1999).

Les indices d'émerision sont nombreux au sommet des Calcaires d'Oyonnax, probablement l'équivalent de ceux connus dans les Couches de Molinges (Bernier, 1984, selon Chevallier, 1989). Les brèches à cailloux noirs, parfois de grande taille, et les figures d'émerision (structures fenestrées, ciments en ménisque et ciments stalactitiques) sont les témoins d'un milieu intertidal à supratidal et de phénomènes d'émerision, comparables à ceux des Couches de Prapont supérieures.

Les Calcaires d'Oyonnax ne sont pas datés directement. Les relations avec les formations qui les encadrent les placent sûrement dans le Kimméridgien supérieur, peut-être déjà (?) au sommet du Kimméridgien inférieur. Rien ne permet de limiter les Calcaires d'Aranc sous-jacents, très épais, au sommet de la zone à *Hypselocyclum* (cf. Chevallier, 1989) plutôt que plus haut. Dans l'acception admise ici, plus large que celle de T. Chevallier (1989), les Calcaires d'Oyonnax sont étendus jusqu'aux calcaires bioturbés à tubulures des Couches du Chailley qui, près de Bellignat au Sud d'Oyonnax, ont livré *G. irius*, espèce indice de la sous-zone la plus élevée du Kimméridgien (trouvée par P. Landry et communiquée par C. Gourat et D. Orbette, Société des naturalistes d'Oyonnax).

Kimméridgien-Tithonien

j5-7. Oxfordien supérieur-Tithonien indifférencié de la bordure ouest de la feuille. À l'Ouest de l'Ain, la série calcaire du Jurassique supérieur, au-dessus des Calcaires pseudolithographiques, ici très réduits, ou des calcaires lités, n'a pas été divisée. Les faciès et la succession sont identiques à ceux décrits pour les chaînons à l'Est de l'Ain et dans le faisceau du Berthiand. Quelques niveaux repères sont bien reconnaissables (Couches à ptérocères, Calcaires à stromatopores, Purbeckien) et les affleurements identifiés sont indiqués en surcharge.

j6-7. Kimméridgien-Tithonien indifférencié des chaînons dans une grande partie du faisceau du Berthiand. À l'Ouest d'une ligne Poncin-Challes-Nurieux-vallée de l'Ange-Oyonnax, le Kimméridgien et le Tithonien ne sont pas séparés. La série calcaire du Jurassique supérieur, au-dessus de l'Oolite de Ramasse-Corveissiat n'a pas été divisée. Les faciès parfois admis comme des formations (ou membres de formation) ne sont pas distingués sur la carte. Dans le « complexe kimméridgien » ont été reconnus plusieurs unités (Bernier, 1984 ; Chevallier, 1986, 1989). De bas en haut :

• **Couches à ptérocères (5 à 20 m).** Ce sont les Marno-calcaires à ptérocères de Bourgeat (1888), le Ptérocérien ou marno-calcaire à ptérocères de A. Riche (1900, 1902), les Marnes et calcaires marneux à *Pterocera* de Clin et Perriaux (1964), les Couches à ptérocères du Bois de Trequin de P. Bernier (1984).

Quand elle n'est pas masquée par la végétation ou les éboulis, l'intercalation plus marneuse et fossilifère des Couches à ptérocères constitue un bon repère à la base du complexe kimméridgien de l'Ouest de la feuille. Dans les affleurements où la formation est bien développée (cf. Bernier, 1984), elle comprend des calcaires roux, wackestones à packstones, biodétritiques, parfois avec bioturbations (tubulures de type *Thalassinoides*) à la partie inférieure et rares stromatoporidés dans les niveaux supérieurs, séparés par des niveaux plus marneux ou délités.

La macrofaune est abondante (ou plus facile à obtenir) dans les niveaux marneux, avec de nombreux gastéropodes, en particulier *Harpagodes thirriae* (Contejean) (= *Pterocera oceani* Auct.) qui a servi à nommer la formation, *Sinum hemisphaericum* (d'Orb.), et des bivalves, *Spondylus pictetianus* (de Loriol), *Arctostrea hastellata* (Schlotheim), *Lopha* sp., *Modiolus* cf. *lorioli* Zittel, *Trichites* sp., également des échinides, *Pseudocidaris thurmanni* Ag. et des térébratules. La microfaune comprend des foraminifères dont *Alveosepta jaccardi* (Schrodt), *Ammobaculites coprolithiformis* (Schwager), *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), et des algues, *Sarfatiella oblonga* Bernier, *Terquemella* sp.

Ces niveaux, d'épaisseur faible sur la feuille Nantua (5 à 20 m), représentent la terminaison méridionale, sur la bordure externe ou bressane du Jura, de la vasière des Calcaires et marnes à ptérocères (Boyé, 1844 ; Contejean, 1858 ; = Calcaires et marnes de Chargey et Marnes de Rang (Chevallier, 1987, 1989), bien développés au Nord, dans la Haute-Saône et la région de Montbéliard (Contini, 1972 ; Contini et Hantzpergue, 1973, 1975), où ces niveaux ont livré des ammonites du Kimméridgien inférieur élevé (zone à *Hypselocyclum*). P. Bernier (1984) a admis qu'il s'agissait d'une assise de même faciès, mais différente et d'âge plus récent dans le Kimméridgien supérieur. Mais, les brachiopodes étudiés par A. Boullier sont à peu près les mêmes que ceux connus dans la Haute-Saône et la région de Montbéliard : *Terebratula suprajurensis* Et. var., *T. subsella* Leym., *Postepithyris dubisensis* Boull. et *Zeillerina* sp., cette dernière espèce remplaçant *Z. humeralis* (Roem.).

C'est dans ces niveaux qu'aurait été trouvé en 1868 un crocodilien méso-suchien, *Machimosaurus hugii* v. Meyer (= *Steneosaurus burgensis* Eudes-Deslongchamps *nom. nud.*), dans les carrières (actuellement abandonnées) de la Pérouse, près de Montmerle, commune de Treffort, sur la feuille voisine Bourg-en-Bresse, tout près de l'angle nord-ouest de la feuille Nantua. Objet d'un long contentieux entre Eudes-Deslongchamps et la ville de Bourg, il ne fut jamais vraiment décrit avant l'étude relativement récente de E. Buffeteau (1982). À cette occasion, E. Chanel (1905 a et b) signale la présence d'ammonites qui n'ont pu être retrouvées au Musée de Brou et aucune autre n'a été collectée depuis. En l'absence d'ammonites, les nautilés [*Eutrephoceras*

cf. *claramontanum* (Kuhn), *Paracenoceras* cf. *staffelbergense* (Kuhn) et nov. sp. gr. *lorioli* (von Loesch)], de plusieurs localités situées un peu au Nord (sur les feuilles Moirans-en-Montagne et Champagnole), donnent également un âge Kimméridgien inférieur, dans la zone à *Hypselocyclum*, peut-être la partie inférieure de la zone à *Divisum* (Chevallier *et al.*, 1987).

Les Couches à ptérocères traduisent un approfondissement avec une avancée vers le Sud-Est des faciès de vasière, à peu près de même âge que l'avancée maximale des faciès ouverts à ammonites de la partie orientale de la feuille (Couches à céphalopodes). Une montée du niveau marin relatif est sans doute à l'origine de cet ennoyage convergent de la plate-forme, à la fois à partir du bassin de Paris et du bassin du Sud-Est. Cependant, la submersion et la reconquête de la plate-forme ne seront pas réalisées totalement, laissant subsister, entre la vasière des Couches à ptérocères et la plate-forme externe des Couches à céphalopodes, une zone à sédimentation de plate-forme carbonatée, l'axe calcaire Pont d'Ain-Oyonnax-Morez (Enay *et al.*, 1984).

Comme sur la feuille voisine Moirans-en-Montagne, un figuré signale les Couches à ptérocères partout où ce niveau-repère a été observé à l'affleurement.

• **Calcaires à stromatopores, à tubulures et à algues dasycladales, à lamines, parfois dolomités (100 m).** Au-dessus des Calcaires et marnes à ptérocères est développée une épaisse série calcaire qui forme les hautes falaises des gorges de l'Ain. Les bonnes coupes, accessibles et complètes, sont rares. Dans cet ensemble alternent des faciès variés, souvent récurrents, calcaires ou dolomitiques, à grain fin ou à débris et gravelles, de type mudstone à wackestone, plus rarement grainstone, bioturbés (faciès à tubulures), à stromatopores, à algues, foraminifères, etc., de milieux toujours peu profonds, parfois avec tendance à l'émersion (intertidal supérieur). Ces faciès sont étroitement contrôlés par les conditions d'environnement et leur évolution, à la fois dans l'espace et dans le temps, et aucune succession n'est vraiment identique à une autre.

Les éléments de datation fiables manquent et les corrélations, essentiellement lithologiques, avec les régions orientales sont aléatoires. Ainsi, l'attribution (Bernier, 1984) des faciès à tubulures de l'Ouest de la feuille aux Couches du Chailley, définies dans la région orientale où elles sont datées du Kimméridgien terminal (sous-zone à *Irius*), Tithonien inférieur (zones à *Gigas* et *Gravesiana*) par des ammonites (Pelletier, 1953 ; Enay, 1965, 1966b, 2000), n'est pas en contradiction avec l'apparition précoce de ce faciès au cours du Kimméridgien : la formation des Couches du Chailley serait hétérochrone (ce qui implique seulement d'amender sa définition) et de plus en plus récente d'Ouest en Est. Déjà admise par A. Riche (1900, 1902, 1904, 1906 ; Riche *et al.*, 1936), cette interprétation est seulement envisagée par

P. Bernier (1984, p. 507 et 627) qui ne la retient pas et admet un âge Portlandien pour les Couches du Chailley (Bernier, 1984, *non* Enay, 1965) dans tout leur domaine d'extension.

À la suite de P. Bernier (1984) et de T. Chevallier (1986, 1989), on peut reconnaître trois unités successives :

– **Calcaires à stromatopores (15 m)** (= Calcaires à stromatopores de Matafelon, de Bernier, 1984) ; Calcaires de Matafelon (Chevallier, 1986, 1989). Leur limite inférieure est bien marquée quand les marnes des Couches à ptérocères sont bien développées ; plus souvent elle est tracée à l'apparition des stromatoporidés dans des calcaires wakestones, blancs, riches en algues et foraminifères, fréquemment bioturbés (= tubulures), mais avec moins d'ampleur que dans l'unité suivante.

Les stromatoporidés sont l'élément caractéristique, généralement des formes massives, en boule ou hémisphéroïdales, attribuées à *Burgondia tinorchii* Dehorne par H. Vincienne (1935), mais aussi des formes branchues (*Cladocoropsis mirabilis* Felix). Ils peuvent former des accumulations importantes, parfois accompagnées de madréporaires, sans véritables constructions. Les autres organismes fréquents sont les *Trichites* à la base et d'autres bivalves qui rappellent les Couches à ptérocères sous-jacentes, également des gastéropodes, des échinides et des spicules d'éponges. La microfaune rappelle aussi celle des Couches à ptérocères : *Everticyclammina virguliana* (Koechlin) à la base et *Pseudocyclammina lituus* (Yokohama), parmi les foraminifères, et des algues surtout, *Marinella lugeoni* Pfender, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri et, au sommet de l'unité, *Salpingoporella annulata* Carozzi.

L'épaisseur des Calcaires à stromatopores atteint 15 m en limite ouest de la feuille et diminue vers l'Est où l'unité passe aux Calcaires d'Oyonnax.

– **Calcaires à tubulures (25 m)** (= Calcaires de Chougeat de T. Chevallier, 1987, 1989 ; = Couches du Chailley de P. Bernier, 1984, *pars*, *non* Enay, 1965). La disparition des stromatoporidés et le développement important des bioturbations (= tubulures) distinguent cette unité de la précédente. Ce changement marque aussi la base des Couches du Chailley de P. Bernier (1984). T. Chevallier (1986, 1989) en a séparé la partie inférieure et propose une nouvelle unité, les Calcaires de Chougeat, mais il reconnaît qu'il est très difficile de définir sa limite supérieure avec l'unité suivante qui correspond à la partie supérieure des Couches du Chailley selon Bernier.

L'unité est constituée de calcaires en bancs épais (0,50 à 0,80 m), assez réguliers, mudstones à wakestones, quelquefois dolomitisés, à nombreuses bioturbations de type *Thalassinoides*, parfois d'une densité telle que le calcaire prend un aspect bréchoïde. La macrofaune est exceptionnelle.

Quelques niveaux sont riches en foraminifères, *Pseudocyclammina lituus* (Yokohama), *Trocholina alpina* Leupold, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Ammobaculites coprolithiformis* (Schwager), *Valvulina* aff. *lugeoni* Septfont. ; également des algues, moins nombreuses, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri (Pia), *Marinella lugeoni* Pfender, *Lithocodium aggregatum* Elliott.

L'épaisseur des Calcaires à tubulures est la plus forte dans l'angle nord-ouest où elle atteint 25 m ; vers l'ESE l'unité passe également aux Calcaires d'Oyonnax.

– **Calcaires à algues (60 m)** (= Couches du Chailley de P. Bernier, 1984, *pars, non* Enay, 1965 ; = Calcaires de Foncine-le-Bas de T. Chevallier, 1987, 1989). T. Chevallier reconnaît que la séparation avec l'unité précédente est difficile et Bernier réunissait les deux unités (Calcaires à tubulures et Calcaires à algues) dans une même formation. À Matafelon, sur la feuille Moirans-en-Montagne, en limite de la feuille Nantua, l'unité débute par un niveau calcaire mudstone gris, à ptérocères, bivalves et brachiopodes, mais cela est exceptionnel. Ailleurs et le plus souvent, l'unité est distinguée par la fréquence moins élevée des bancs bioturbés (= tubulures) qui ne disparaissent jamais totalement mais sont moins nombreux.

Ce sont des calcaires généralement wakestones, quelquefois mudstones ou grainstones, admettant encore des niveaux à stromatoporiés ou à tubulures, qui rappellent les unités sous-jacentes. Ils sont caractérisés surtout par les algues, déjà très présentes dans les unités précédentes, mais qui prennent ici un grand développement. Le dépôt s'est fait en milieu subtidal, mais de rares niveaux de pelmicrites à coprolites [*Favreina salevensis* (Paréjas) et *prusensis* (Paréjas)] ou des ciments de diagénèse précoce indiquent que le milieu de sédimentation a pu atteindre la limite inférieure de la zone intertidale. Quelques bancs livrent une macrofaune de bivalves, gastéropodes, brachiopodes, crinoïdes et échinides (radioles), généralement mal conservés et indéterminables.

La microfaune, plus riche et plus variée, comprend des foraminifères, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Valvulina* aff. *lugeoni* Septfont., *Parurgonina caelinensis* Cuvillier et al., *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Ammobaculites coprolithiformis* (Schwager), *Kilianella rahonensis* Foury et Vincent, *Pseudocyclammina lituus* (Yokohama), *Trocholina alpina* Leupold et, surtout, des algues, *Campbelliella striata* Carozzi, *Clypeina jurassica* Favre, *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Heteroporella lemmensis* (Bernier), *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Likanella bartheli* Bernier.

L'épaisseur des Calcaires à algues atteint 60 m en limite nord de la feuille ; elle diminue vers l'ESE où l'unité passe également aux Calcaires d'Oyonnax.

L'âge de ces trois unités est globalement Kimméridgien. T. Chevallier (1986, 1989) a proposé des corrélations avec les séries mieux datées de la Haute-Saône et du Jura septentrional basées sur l'organisation séquentielle et la reconnaissance de discontinuités auxquelles sont liés des phénomènes sédimentaires variés (horizons glauconieux ou condensés, surfaces bioturbées et niveaux avec figures d'émerision). Il distingue deux séquences principales séparées par une discontinuité majeure, attribuée à la zone à *Acanthicum*, de la base du Kimméridgien supérieur, par comparaison avec celle datée dans la Haute-Saône et le Jura septentrional. Dans le territoire couvert par la feuille Nantua, cette discontinuité est identifiée avec la limite entre les Calcaires à tubulures et les Calcaires à algues que lui-même reconnaît difficile à tracer.

La première séquence, dite ptérocérienne, comprendrait les Couches à ptérocères, les Calcaires à stromatopores et les Calcaires à tubulures dont l'enchaînement traduit une évolution vers des environnements de moins en moins profonds. Les Calcaires à algues amorcent la deuxième séquence, dite virgulienne, probablement du Kimméridgien supérieur, qui se poursuit par les niveaux placés dans le Tithonien, mais aucune donnée ne permet actuellement de tracer vraiment la limite Kimméridgien-Tithonien.

– **Calcaires laminés flammés et dolomies (40-50 m)**. Dans les rares affleurements où une coupe continue est visible sous le Purbeckien identifié, ces niveaux sont développés entre ce dernier et les calcaires à algues. Ils représentent probablement le Tithonien de la partie est de la feuille.

À la partie inférieure, les calcaires sont fins, compacts et en bancs épais, bleus ou jaunes, à flammures plus sombres, avec des niveaux laminés et des bancs riches en nérinées et natices, parfois avec de nombreux terriers de bioturbation (faciès à tubulures). Ces niveaux bioturbés sont moins fréquents que dans les Couches du Chailley des régions plus à l'Est.

Au-dessus, les calcaires laminés, à grain fin et flammures orangées ou noires, alternent avec des calcaires dolomitiques et des dolomies altérés en cargneules ou sables dolomitiques donnant des zones déprimées, mises en prairies ou cultivées.

j7. Couches de Chailley et Tidalites de Vouglans (Tithonien). Le Tithonien est l'étage terminal de l'échelle standard des étages du Jurassique reconnu par la Commission internationale de stratigraphie et l'Union internationale des sciences géologiques. Son extension est celle du Portlandien de A. d'Orbigny et de la nomenclature habituellement utilisée en Europe conti-

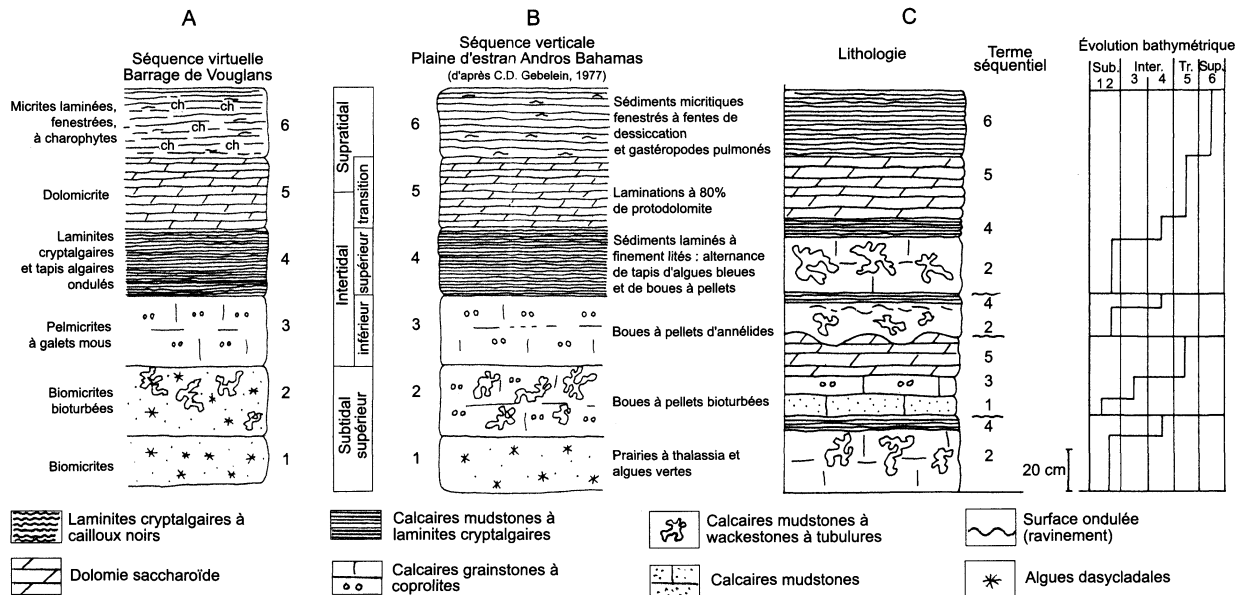


Fig. 5 - Faciès d'estran du Tithonien.

A-B : Séquence virtuelle du Tithonien au Barrage de Vouglans (Jura) comparée à la succession verticale des sédiments sur la plaine d'estran à l'Ouest de l'île d'Andros (Bahamas). C : succession lithologique observée dans la coupe du barrage de Vouglans (Jura) et interprétation bathymétrique (d'après Bernier, 1984)

mentale, ce qui fait disparaître l'ambiguïté avec le Portlandien en usage en Grande-Bretagne.

L'ensemble cartographié en j7, attribué jusqu'ici au seul Portlandien, comprend les derniers niveaux du Kimméridgien (Enay, 2000). À la base, les Couches du Chailley ont livré des *Gravesia* dans plusieurs sites, en particulier la localité-type (Pelletier, 1953 ; Enay, 1965, 1966b). Toutes les espèces du genre étaient attribuées au Portlandien avant que P. Hantzpergue (1983, 1987, 1989) montre que le genre apparaît dès le Kimméridgien, en particulier *G. irius* retenue comme espèce-indice de la sous-zone terminale de l'étage. *G. irius* est une des formes présentes dans les limites de la feuille de Nantua, à Plagne (le Chailley) et à Bellignat, également sur la feuille voisine, Saint-Claude. Les autres espèces des Couches du Chailley, *G. gigas* et *gravesiana*, sont du Tithonien inférieur et la limite Kimméridgien-Tithonien est donc au sein de la formation.

Les faciès dominants de l'ensemble terminal du Jurassique sont peu variés et organisés en une succession de termes lithologiques qui se répètent au sein de petites séquences rythmiques, souvent incomplètes, tronquées à leur toit par des surfaces durcies, parfois érodées. La succession complète montre une tendance générale vers l'émersion, réalisée par une série d'oscillations évoluant du subtidal au supratidal. Cette évolution aura son aboutissement dans les faciès margino-littoraux du Purbeckien, à la limite Jurassique-Crétacé.

La séquence élémentaire virtuelle a été reconstituée par P. Bernier (1979, 1984) à partir des successions observées dans la formation des Tidalites de Vouglans, près du barrage EDF de cette localité du Jura, sur la feuille voisine Moirans-en-Montagne (fig. 5). La succession des termes lithologiques est tout à fait comparable à celle des sédiments déposés sur une plaine d'estran actuelle (cf. les Bahamas), suggérant les mêmes conditions de sédimentation sur une plate-forme à la limite de l'émersion. Les successions réelles observées sur le terrain ne reproduisent jamais la séquence virtuelle complète, mais les termes présents se succèdent dans le même ordre, organisés en rythmes ou séquences plus ou moins complètes, évoluant du subtidal peu profond à l'intertidal ou, même, le supratidal.

Les faciès et les environnements évoluent également au sein de la série tithonienne : l'importance relative des faciès subtidaux et inter- ou supratidaux s'inverse, de telle façon que les seconds deviennent prépondérants vers le haut de la série. De là découle l'organisation générale des faciès qui a conduit à distinguer deux formations (Bernier, 1984).

– **Les Couches du Chailley (50-60 m)** (Enay, 1965, *non* Bernier, 1984). La formation est utilisée avec une acception plus stricte que celle adoptée par P. Bernier (1984) qui attribue aux Couches du Chailley les niveaux, également à tubulures de la partie nord-ouest de la feuille (= Calcaires de

Chougeat de T. Chevallier, 1987, 1989), développés dès le Kimméridgien et cartographiés avec l'ensemble j6-7 (Kimméridgien indifférencié de la partie ouest de la feuille).

La localité-type des Couches du Chailley est sur la commune de Plagne, près de Saint-Germain-de-Joux, en limite orientale de la feuille. La formation affleure largement sur le plateau de Plagne-Échallon, faiblement inclinée vers l'ESE (pendage de 5 à 7°) et c'est la seule localité à avoir livré une faune de *Gravesia* exceptionnelle, avec les trois principales espèces du genre (Pelletier, 1953 ; Enay, 1965, 1966b).

Le faciès dominant des Couches du Chailley est un calcaire compact, à grain fin, gris-bleu et taches diffuses ou flammées plus sombres, en bancs épais (0,50-0,80 m), souvent bioturbés (= calcaires à tubulures) par des terriers de type *Thalassinoides*. Le remplissage des terriers, généralement en dolosparite, s'altère plus facilement que la calcite du sédiment encaissant et ils apparaissent avec l'aspect de perforations irrégulières. Outre les rares *Gravesia* déjà citées, la macrofaune est peu variée, essentiellement des gastéropodes (*Nerinea*, *Pterocera*) et quelques bivalves (*Pholadomya*, *Trigonia*). En lame mince, ce sont des calcaires mudstones à wakestones, souvent riches en micro-organismes, surtout des algues : *Campbelliella striata* Carozzi, *Salpingoporella annulata* (Carozzi), *Petrascula piai* Bachmayer, *Likanella bartheli* Bernier, *Terquemella* sp. ; également des foraminifères moins nombreux : *Trocholina alpina* Leupold, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Valvulina* aff. *lugeoni* Septfont.

À ces faciès bioturbés à tubulures sont associés des niveaux d'énergie plus forte, oolitiques, parfois avec oncolites, ou à coprolites [*Favreina salevensis* (Paréjas) et *prusensis* (Paréjas), *Palaxius* sp.]. Les Couches du Chailley sont également traversées épisodiquement par des niveaux de laminites cryptalgaires et de dolomies laminées. À l'affleurement ils se marquent par des vires ou des replats couverts de végétations (niveaux d'eau) qui coupent les falaises ou les reliefs boisés formés par les calcaires à tubulures. Cette morphologie des Couches du Chailley est particulièrement bien exposée dans la localité-type et le plateau de Plagne-Échallon où sont dégagées pas moins de six barres successives.

Le milieu de dépôt très peu profond et relativement abrité des Couches du Chailley est attesté par l'abondance des algues dasycladales qui se rencontrent jusque dans le remplissage des terriers de type *Thalassinoides* (Bernier, 1984). Ces derniers sont attribués à l'activité de crustacés décapodes et comparés à la bioturbation due aux crabes du genre *Callianassa* actuel dans les milieux tropicaux de très faible profondeur (de la dizaine de m à l'émersion) de plaine maritime avec des exondations épisodiques (Bernier, 1984). *Gravesia* est un genre d'ammonite connu pour être adapté à des milieux

marins peu profonds et sa distribution en Europe coïncide assez bien avec le domaine qui sera affecté par l'émersion purbeckienne (Enay, 1966b). Les Couches du Chailley représentent un milieu subtidal très peu profond et protégé de vasière ou de plate-forme interne séparée de la mer ouverte par une zone haute dont un témoin serait conservé dans les formations avec accumulations ou constructions coralliennes du Salève, où les Couches du Chailley sont absentes, attribuées au Tithonien (Detraz et Steinhauser, 1988 ; Detraz, 1989 ; Deville, 1990) et récemment datées par des brachiopodes et une ammonite (Enay et Boullier, 2000). Les intercalations de laminites cryptalgaires et de dolomies laminées témoignent de brèves périodes de sédimentation en milieu exondé supratidal qui vont se généraliser dans la formation sous-jacente des Tidalites de Vouglans.

Les Couches du Chailley reposent sur les différents faciès du Kimméridgien supérieur. Au moins dans la moitié sud-est de la feuille, le contraste est toujours net, aussi bien pour la lithologie que dans la morphologie. Dans le domaine des Calcaires en plaquettes (bord oriental) les Couches du Chailley débutent par un banc bioturbé épais (1,5 à 2 m), bien net dans le secteur des Abergements sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey (Enay, 1982) et les coupes décrites par P. Bernier (1984), séparé de la falaise principale par des calcaires en bancs minces, épais de 3 à 4 m, à *Pterocera*, ces derniers souvent encroûtés par l'huître *Nanogyra virgula* (Thurm.), et d'autres bivalves (*Myoconcha*, *Isognomon*). Vers le Nord, la zone déprimée, constante au toit des Couches de Prapont, correspond sans doute à ces niveaux, sinon même à la totalité des Marnes des Abergements. Au Nord-Ouest, jusqu'à la vallée de l'Ain (et au-delà), les faciès à tubulures et/ou les calcaires flammés des Couches du Chailley succèdent directement, d'abord aux faciès de plate-forme carbonatée des Calcaires d'Oyonnax, ensuite aux faciès de plate-forme interne des Calcaires à algues.

L'épaisseur des Couches du Chailley est la plus forte et atteint 50-60 m dans la partie orientale de la feuille. Elle diminue vers le Nord-Ouest.

– **Les Tidalites de Vouglans (20-60 m).** Par rapport à la formation sous-jacente, les Tidalites de Vouglans (Bernier, 1984) ne traduisent pas un changement brutal des lithologies ou des conditions de dépôt. Bernier a distingué la formation pour souligner l'importance croissante prise par la sédimentation tidale et le contraste avec la sédimentation à dominante subtidale des Couches du Chailley. On retrouve dans les Tidalites de Vouglans les mêmes types lithologiques, mais les faciès subtidaux (biomicrites à algues et/ou à tubulures, pelmicrites et pelsparites, oosparites) sont moins fréquents ; au contraire, les termes de milieu inter- à supratidal (laminites cryptalgaires, dolomies laminées) sont plus développés et plusieurs sont propres à la formation.

Les lithologies les plus caractéristiques comprennent : des calcaires à galets mous, en micrite avec éléments bréchiques de même nature, issus de dépôts désagrégés et resédimentés ; des micrites laminées, soit des laminites cryptalgaires, soit des tapis algaires stromatolitiques ondulés, parfois crevassés par des fentes de dessiccation ; des dolomicrites, parfois laminées ; des micrites à characées, pouvant être plus ou moins laminées avec structures fenestrées ; des brèches à cailloux noirs riches en matière organique qui résulteraient du démantèlement de couches sapropéliennes lacustres ou lagunaires (Bernier, 1984).

Le milieu de dépôt est interprété comme une vaste plaine tidale soumise aux mouvements cycliques des marées. Les conditions de sédimentation au cours du dépôt des Tidalites de Vouglans traduisent un accroissement de la sous-salure des eaux à laquelle est attribuée la formation de la dolomie. Celle-ci résulterait du développement périodique d'une nappe phréatique d'eau douce à la saison des pluies alternant avec des périodes d'étiage à la saison sèche.

La formation des Tidalites de Vouglans ne forme pas de reliefs aussi accusés que ceux des Couches du Chailley. Elle détermine généralement un replat ou des pentes douces, à topographie irrégulière, couvertes de prairies ou de landes. La partie supérieure, en particulier lorsque les dolomies y sont très développées, participe à la combe purbeckienne.

L'extension des Tidalites de Vouglans couvre toute la feuille, au moins jusqu'à la vallée de l'Ain ; au-delà, vers l'Ouest, la série calcaire du Jurassique supérieur n'a pas été divisée (= j6-7). L'épaisseur est relativement faible à l'Ouest où elle atteint 20 m à Thoirette (feuille Moirans-en-Montagne), près de l'angle nord-ouest. Elle augmente vers l'Est jusqu'à atteindre 60 à 90 m sur les feuilles voisines (Saint-Julien-en-Genevois et Seyssel) où une partie au moins des Tidalites de Vouglans a pu être incluse dans le Purbeckien.

j7-n1. Faciès purbeckien : Calcaires cendrés, marnes vertes, calcaires à cailloux noirs (Trithonien terminal - Berriasien inférieur) (5 à 10 m). L'appellation de Purbeckien, d'un usage ancien et constant, est conservée, plutôt que celle récente de Formation de Goldberg (Haefeli, 1966), introduite dans le Jura méridional et utilisée seulement par A. Strasser (1988).

Les niveaux attribués au Purbeckien sont rarement bien visibles à l'affleurement. Ils forment généralement une combe étroite à laquelle participe aussi souvent une partie des Tidalites de Vouglans. Sur la feuille Nantua, les bonnes coupes, plus ou moins complètes, sont en bordure de route ou dans le lit de ruisseaux (Donze et Grekoff, 1953 ; Donze, 1958 ; Ainardi, 1976, 1977), le Poizat (Bief-à-la-Dame), Moulin-de-Charix (D49), Moulin-Chabaud (N84), Combe Dinant (D11, entre Cerdon et Ceignes), D85a de Saint-Alban

au Mortaray, Avrillat (D85, de Poncin au Mortaray), Alex (D984), Simandre (D98, à Banchin).

Au Poizat, P. Donze inclut dans le Purbeckien un « complexe dolomitique » [marnes dolomitiques, dolomies feuilletées (= laminées), dolomies saccharoïdes], épais de 20 m, qui surmonte un premier niveau de calcaires lacustres ou lagunaires à cailloux noirs et *Porochara*, par lequel il fait débiter le Purbeckien (Donze et Grekoff, 1953 ; Donze, 1958). Des niveaux laguno-lacustres à cailloux noirs sont connus épisodiquement dès le Kimméridgien ; le complexe dolomitique se sépare difficilement et pourrait encore appartenir aux Tidalites de Vouglans et pourrait encore appartenir au Tithonien.

Les faciès les plus typiques du Purbeckien sont développés dans les assises laguno-lacustres supérieures ou « complexe laguno-lacustre à prédominance saumâtre » de P. Donze. Les niveaux à cailloux noirs, plus ou moins fréquents selon les gisements, sont associés à des faciès nouveaux : marnes vertes ; marnes à mollusques d'eau douce ; calcaires marbrés, verdâtres ou/et rosés, souvent noduleux, liés à des paléosols avec profil pédogénétique. C'est leur association qui définit le faciès purbeckien, continuation et aboutissement de l'évolution amorcée au Kimméridgien et poursuivie pendant le Tithonien jusqu'à l'émersion de la plate-forme jurassienne.

Les séries purbeckiennes sont organisées en séquences, souvent réduites ou incomplètes, avec une grande variété des termes lithologiques, à la fois verticalement et horizontalement. R. Ainardi (1977) a distingué des « séquences de termes marins » et des « séquences de termes dulçaquicoles », dont les différents termes peuvent se rencontrer ensemble dans une même séquence-unité. Les relations spatiales et temporelles des dépôts marins, lagunaires et lacustres traduisent un environnement margino-littoral sur une plate-forme soumise à l'action des marées, en domaine intertidal franc ou épisodique (chenaux de marée), coupé d'émersions locales et temporaires. Les faciès marins francs sont des calcaires graveleux ou à coprolites, à algues dasycladales ou à foraminifères lituolidés et miliolidés ; les influences continentales se marquent par des calcaires à *Chara*, ostracodes d'eau douce ou cailloux noirs ; les faciès les plus nettement continentaux sont les marnes et calcaires verdâtres, les marnes et calcaires à fossiles d'eau douce.

P. Donze (1958) a montré que : 1) – les lignes isotopiques du Purbeckien sont obliques sur les structures actuelles avec une direction générale SW-NE ; 2) – dans l'ensemble, les influences marines dominent dans la partie inférieure des dépôts attribués au Purbeckien et dans les régions orientales. Les influences continentales sont plus importantes vers le haut de la série et dans les régions occidentales. Dans le territoire de la feuille Nantua, les influences continentales sont plus fortes à l'Ouest (Saint-Alban-le Mortaray ; Combe

Dinant) et au Nord (Alex) ; également au Poizat où les niveaux à cailloux noirs et les calcaires verdâtres sont particulièrement fréquents. R. Ainardi (1977) interprète les dépôts purbeckiens comme un paysage de côtes basses, estuariennes, avec des zones relativement hautes de marais maritimes sur le Nord du massif de Retord et la région d'Hauteville (feuille Saint-Rambert-en-Bugey) au Sud, séparées par l'avancée vers l'Ouest des influences marines sur le Sud de la feuille Nantua et le Nord de la feuille Saint-Rambert-en-Bugey, avancée qui coïncide avec les décrochements sénestres col de la Cheminée-col de Richemond et Hotonnes-Corbonod (sur Saint-Rambert-en-Bugey).

À côté des characées (*Porochara kimmeridgiensis* Mädlér, *maxima* Donze, *hildesiensis* Mädlér, *Clavator fieri* Donze, les ostracodes comprennent plusieurs espèces de la partie moyenne du Purbeckien d'Angleterre (Dorset) : *Cypris bononiensis* Jones et *purbeckensis* Forbes, *Metacypris forbesii* Jones, *Cypridea dolabrata* A., *dunkeri* Jones et *inversa* M., *Dictyocythere retirugata* Jones). *Cypridea dunkeri* Jones, espèce de milieu saumâtre, à vaste répartition géographique et faible extension stratigraphique, a permis de corrélérer la partie supérieure du Purbeckien du Jura et, d'une part, la partie supérieure du Purbeckien inférieur d'Angleterre (Donze, 1958), d'autre part, le Berriasien inférieur des Massifs subalpins septentrionaux (Donze et Le Hégarat, 1972). Les rares découvertes de mauvais fragments ou empreintes d'ammonites à la cluse de Chailles (feuille Voiron) (Maillard, 1885 ; Revil, 1911), au Salève et dans le massif du Crêt d'Eau (cf. Clavel *et al.*, 1986) confirment que le Purbeckien du Jura recouvre le Tithonien terminal et le Berriasien basal.

L'épaisseur du Purbeckien est la plus forte dans la partie orientale de la feuille, au Poizat, environ 40 m, d'après P. Donze (1958), avec les faciès dolomitiques de la partie inférieure susceptibles d'appartenir encore aux Tidalites de Vouglans ; 25 m pour les faciès laguno-lacustres de la partie supérieure ; 13 m d'après R. Ainardi (1977). L'épaisseur diminue vers l'WNW : moins de 10 m à Saint-Alban-le-Mortaray ; environ 8 m à Avrillat et à Banchin.

Crétacé inférieur

La lithologie, les formations et les épaisseurs varient beaucoup d'Ouest en Est et du Sud au Nord. De plus, les datations par macrofaune font défaut, de sorte que les corrélations avec les séries bien datées sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois (montagne du Vuache, Grand-Crêt-d'Eau, vallée de la Valserine) demeurent incertaines, en particulier pour l'intervalle Berriasien-Valanginien.

En prenant comme référence la lithologie, les formations et les datations obtenues sur Saint-Julien-en-Genevois, les lacunes semblent augmenter en allant de l'Est vers l'Ouest. La série la plus complète jusqu'à l'Urgonien (Hauterivien supérieur et Barrémo-Bédoulien) se situe dans le synclinal de Charix (Charollais *et al.*, 1989).

Au-dessus des faciès purbeckiens (Tithonien supérieur-Berriasien inférieur), les niveaux repères sont : le Marbre bâtard, les Calcaires oolitiques roux, la Pierre jaune et l'Urgonien lorsqu'il existe.

Crétacé basal : Berriasien moyen à Valanginien supérieur

n1-3. **Berriasien moyen à Hauterivien indifférencié.** Pour les besoins de la cartographie, les différentes lithologies du Crétacé inférieur sont regroupées dans un même caisson. Les corrélations, exclusivement lithologiques, avec les unités du Jura le plus interne (feuille Saint-Julien-en-Genevois) pourraient être les suivantes :

n1-2. Calcaires oolitiques et bioclastiques (Berriasien moyen à Valanginien) (5 à 15 m).

– **Le Berriasien moyen et supérieur (n1a)** est représenté par des calcaires blancs, plus ou moins saccharoïdes à l'Est (synclinal de Charix) ; par corrélation lithologique ils seraient l'équivalent du Marbre bâtard ou formation de Pierre Châtel. Vers l'Ouest, les épaisseurs sont plus faibles et la lithologie varie. Ainsi, dans les vallées de l'Ange (Bellignat) et de l'Oignin (Izernore), ce sont des calcaires ocre (15 m), devenant roux et oolitiques à Banchin (5 m) près de Simandre ou à Avrillat (10 m) au Nord-Est de Poncin.

– **Au Berriasien supérieur (n1c)**, représenté par la formation de Vions à l'Est, est attribuée par corrélation, une alternance de calcaires argileux et de marnes (40-50 m) à Charix. Plus à l'Ouest, entre Oyonnax et Martignat, puis au Sud d'Izernore existent des calcaires blancs qui peuvent être considérés comme l'équivalent latéral du Choin d'Hauteville. On retrouve ces niveaux affleurant très mal près de Banchin, alors qu'ils ont disparu à Avrillat (Poncin), remplacés par des calcaires saccharoïdes à polyypiers (40-50 m).

– **Berriasien terminal (?) -Valanginien supérieur (n1-2).** Ces deux unités correspondent, sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois, respectivement à la formation de la Chambotte inférieure et au complexe des marnes et calcaires roux. Le niveau le mieux représenté est celui des calcaires roux (Charix 15 m).

n3. **Marnes, calcaires argileux, Calcaires à entroques et à glauconie (Hauterivien) (10 à 15 m).** Les terrains appartiennent surtout à la

partie inférieure de l'étage. À Charix, la série est formée de deux termes : à la base, les calcaires argileux et les marnes grésoglaucosées (10-15 m) sont corrélables avec le faciès des Marnes d'Hauterive, au sommet les biocalcarénites à entroques et/ou à oolites, à stratification oblique, représentent le faciès Pierre jaune de Neuchâtel. Ces deux termes, plus réduits (5 + 5 m) sont encore bien reconnaissables à Banchin, alors que seul le faciès Pierre jaune subsiste à Avrillat où il repose directement sur les calcaires blancs à polypiers attribués au Berriasien moyen.

n4U. Calcaires blancs massifs à faciès urgonien (Barrémien inférieur) (7 à 70 m). Des calcaires blancs massifs, mal stratifiés, souvent recristallisés à vermiculations ferrugineuses affleurent dans le synclinal de Charix, de façon plus restreinte dans la vallée de l'Oignin, près de la Rochette le long de la D 85 sur la commune de Saint-Alban et au Nord de Breignes.

L'Urgonien des environs de Chézery (Saint-Julien-en-Genevois) comporte à la base l'Urgonien jaune (12 m = Hauterivien supérieur). Ce niveau n'existe nulle part sur la feuille Nantua. Au-dessus, l'Urgonien blanc de Chézery est reconnaissable dans le synclinal de Charix (60-70 m). Plus à l'Ouest, ce terme très réduit (7 m à Banchin ; 10 m près d'Avrillat) repose directement sur le faciès Pierre jaune.

Albien et Crétacé supérieur

Albien et Cénomaniens

n6-C5. Sables jaunes et calcaires gréseux à glauconie (Albien – Cénomaniens). Dans le faisceau du Berthiand (entre l'Ain et l'Oignin), la série au-dessus de l'Urgonien n'a pas pu être subdivisée. Les termes correspondants, avec leur épaisseur, sont décrits ci-après.

n6-C1. Sables jaunes et calcaires gréseux à glauconie (Albien – Cénomaniens) (7 à 9 m visibles). Pour les besoins de la carte, les différents faciès du Crétacé médian ont été regroupés dans un même caisson. Sur le terrain, ils se présentent comme suit :

n6. Sables jaunes à verdâtres (Albien) (6 à 8 m visibles). Dans la lanière synclinale de Leyssard, l'Albien a été décrit dès 1858 par E. Benoît au Sud de Solomiat. D'autres coupes sont visibles plus au Sud près du hameau de Mortaray sur la commune de Saint-Alban. Elles ont été étudiées, ainsi que celle de Solomiat, par R. Busnardo *et al.* (1966b). Dans les trois affleurements cités, l'Albien est représenté par des sables (3 à 8 m) de teinte jaune ou vert pâle à passées ocreuses. Leur base est recouverte par les éboulis et la végétation. Les

sables sont pauvres en carbonates (6 à 8 %). Le sédiment est fin, le quartz (97 à 98 % des échantillons décalcifiés) montre des gros grains émoussés-luisants et des grains fins anguleux. Les feldspaths sont très rares, les minéraux lourds reconnus sont : tourmaline, zircon, oxydes de titane, staurotite, andalousite, disthène.

La faune est rare : petites dents de poissons et des coprolites *Tomaculum* sp. La présence de *Leymeriella* dans des blocs grésifiés à Mortaray indique la base de l'Albien.

Au-dessus, sur une surface irrégulière et ravinée, vient un **niveau phosphaté** (0,03 à 0,30 m). C'est un sable verdâtre (échantillon décalcifié : 95 % de quartz, 5 % de glauconie) riche en nodules phosphatés (0,01 à 0,04 m), gris, parfois à patine noire. Les carbonates atteignent 50 %. La faune est réduite à l'état de fragments. Les ammonites identifiées sont : *Leymeriella regularis* (Brug.), *Lyelliceras* sp., *Uhligella* sp., *Angulithes* sp., *Hysterocheras* sp. juv., *Beudanticeras* sp., *Hamites* sp., *Anisoceras* gr. *perarmatum* Pict. et Camp. De très nombreux *Inoceramus concentricus* Park. sont mêlés à des huîtres, des gastéropodes, des dents de poissons et de rares coprolites phosphatés. Cette faune date le niveau phosphaté de l'Albien supérieur qui remanie des éléments plus anciens.

Les sables albiens affleurent aussi dans la partie terminale nord du synclinal de Charix, en rive gauche du ravin des Moules à 840 m d'altitude, sous le chemin forestier qui, d'Oyonnax par la Bretouze rejoint le CD13 d'Oyonnax à Apremont au point coté 910.

c1. Sables et calcaires gréseux à glauconie (Cénomaniens) (1 m). Trois affleurements seulement à l'Ouest de la feuille, près du hameau du Mortaray, décrits aussi par R. Busnardo *et al.* (1966b).

Dans le premier, coupe M au Sud de Mortaray (id., p. 208), le niveau phosphaté est recouvert par 1 m de grès graveleux jaunes, à ciment calcaire, sans stratification apparente. Les éléments, surtout quartzueux, sont assez gros (max. 0,01 m) et mal triés. La teneur en glauconie atteint 7,5 % de l'échantillon décalcifié. La faune est pauvre : *Chlamys*, *Trigonia*, gastéropodes, térébratules, échinides et un fragment indéterminable d'ammonite.

Le deuxième affleurement correspond à la coupe B au Nord-Ouest de Mortaray décrite par R. Busnardo *et al.* (1966b, p. 213). Ce sont 0,50 m de sables verts ou jaunes contenant de nombreuses lentilles de calcaire gréseux ocre. Le sédiment contient 45 % de carbonates et l'échantillon décalcifié comprend 78 % de quartz émoussés-luisants pour les gros, anguleux pour les petits et 22 % de glauconie. Les minéraux lourds sont les mêmes que ceux

des sables albiens. La microfaune, rare et peu significative, renferme : *Hedbergella* sp., *Praeglobotruncana* sp., *Rotalipora* sp., *Arenobulimina* cf. *cytherea* Marie, *A.* sp., *Ataxogyroidina* cf. *pseudoglobosa* Schijnsma, *Lenticulina* sp. et des spicules d'éponges. La macrofaune du niveau 2a, riche en ammonites caractérise le Cénomaniens inférieur, zone à Mantelli : *Calycoceras* cf. *gentoni* Brgt., *C.* aff. *souaillonense* Renz, *C.* cf. *paucinodatum* Crick., *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *M.* cf. *tenue* Spath, *M.* cf. *lycetti* Spath, *M. rouqueti* Busn., *M. cressierense* Renz, *M.* cf. *cresseriense* Renz, *M. albanense* Busn., *Angulithes largillierianus* (d'Orb.). Le reste de la macrofaune est représenté par *Chlamys asper* Lmk. et des moules internes indéterminables de bivalves et gastéropodes. Au-dessus, le niveau 2b a livré *Schloenbachia subvarians* Spath, *Mantelliceras* (*Couloniceras*) du gr. *couloni* (d'Orb.) qui pourraient indiquer le Cénomaniens supérieur.

Plus au Nord à Solomiat, le Cénomaniens n'a pu être prouvé, les sables albiens sont directement coiffés par le Turonien supérieur.

c2-5. Calcaires crayeux à silex (Turonien à Campanien) (0 à 10-15 m). Le Crétacé élevé, sous le faciès classique de craie à silex du Jura, reste difficile à dater, si ce n'est localement par des microfaunes.

À Solomiat (Busnardo *et al.*, 1966b, p. 212), un banc grésocalcaire jaune (0,10 m), peu glauconieux (niveau 3) est attribué au Turonien supérieur-Santonien par *Globotruncana marginata* Reuss, *G.* cf. *arca* Cushman, *Praeglobotruncana* sp.

Au Mortaray (id. p. 214), le même faciès (niveau 4) a livré une abondante microfaune d'âge sénonien : *Globotruncana* cf. *linneiana* (d'Orb.), *G. lapparenti tricarinata* Quereau, *G.* cf. *globigerinoides* Brotzen, *G. arca* Cushman, *Globorotalia* aff. *melcheliniana* (d'Orb.), *G.* sp. gr. *melcheliniana* (d'Orb.), *G.* aff. *turonicus* Kaever, *Trochaminina* cf. *globigeriniformis* var. *altiformis* Cushman et Renz, *Globigerinella aissana* Sigal, *G. washitensis* Carsey, *G. cretacea* (d'Orb.), ? *Eggerellina* cf. *gibbosa* var. *conica* Marie, *Globulina* cf. *lacrima* Reuss, ? *Gavelinella* sp.

Au-dessus de ces faciès vient le calcaire crayeux, bien stratifié, à accidents siliceux et à interlits argilo-calcaires. Les silex gris ou noirs ont un cortex blanc. De très nombreuses pithonelles et bioclastes sont présents dans cette biomicrorite. Le faciès crayeux atteint 10 à 15 m d'épaisseur.

La craie affleure à Mortaray (coupe B, niveau 5, R. Busnardo *et al.*, 1966b, p. 214), à Solomiat (niveau 4, id. p. 215) où elle recèle une riche microfaune pélagique d'âge campanien. Cette coupe est décrite en détail par S. Guillaume (1966, p. 192-193, fig. 84) qui (id. p. 223) distingue deux associations de microfaunes pélagiques. Celle du niveau 12 avec

Globotruncana sigali (Reichel), *G. marginata* (Reuss), *G. fornicata* Plummer, *G. globigerinoides* Brotzen est attribuée au Coniacien-Santonien et celle du niveau 15 avec *G. convexa*, *G. mariei* Banner et Blow, *G. linneiana* (d'Orb.) représente le Campanien (*pars*).

Le Turonien affleure aussi à l'Est d'Oyonnax, en amont du monument aux résistants (cote 814) et à l'Ouest du chemin qui de ce point, par le ravin du Fouget, mène aux prairies d'Échallon. À 840 m d'altitude se branche le chemin de la grotte Lordon. Sur celui-ci : 1) – à quelques mètres de l'embranchement, le calcaire crayeux à silex noirs en position renversée est recouvert par des argiles silteuses à silex remaniés (Oligocène ?) ; 2) – plus haut à 870 m d'altitude le calcaire turonien supporte des argiles gris noirâtres (Miocène) en contact par faille avec les calcaires à entroques et à débris du Bajocien du flanc est de l'anticlinal d'Apremont.

TERTIAIRE

L'émersion du Crétacé terminal amorce une longue période d'évolution continentale pendant laquelle domine l'altération chimique. Seules la bordure bressane et les dépressions synclinales de la Haute chaîne orientale seront envahies par la mer miocène (feuilles Saint-Rambert-en-Bugey, Saint-Julien-en-Genevois, Seyssel etc.). Le territoire de la feuille Nantua reste en régime continental.

Pendant cette période, les érosions successives ont laissé des témoins sous la forme de brèches oligocènes, de formations résiduelles reposant sur le substratum calcaire et bien visibles au Sud-Ouest de la feuille, en particulier dans les dolines, de dépôts lacustres.

e-g. Argiles bariolées à lits de silex et brèches à éléments jurassiens avec matrice versicolore (Éocène - Oligocène d'âge indéterminé) (quelques mètres).

À l'Est d'Oyonnax, à proximité et en contrebas de l'affleurement de Burdigalien lacustre décrit ci-après, entre le ravin du Fouget et la grotte de Lordon, le long du chemin menant à celle-ci, sur le Turonien renversé formé de calcaire crayeux à silex, viennent des argiles silteuses grises affleurant sur une quinzaine de mètres. Au tiers inférieur apparaissent deux lits de silex noirs remaniés (0,10 à 0,20 m), vers le sommet les argiles deviennent rouges. Des faciès proches sont décrits de l'Oligocène par D. Aubert (1975).

Les brèches à éléments jurassiens sont localisées : a) – dans l'angle sud-ouest de la feuille, à l'Est de Poncin, où ils couronnent les reliefs au-dessus de Sous les côtes ; b) – dans la gouttière synclinale de la Combe Ferirand, au

Sud des Neyrolles et à l'étang Marron. À l'Ouest d'Hautecourt, sur la route du col de la Roche et au Nord de Chamagnat, les affleurements de cet âge portés sur la feuille Nantua à 1/80 000 (2^e et 3^e édit.) n'ont pas été retrouvés.

L'Oligocène est représenté par un conglomérat à éléments de dimensions variables, pouvant atteindre quelques décimètres, de calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Ils sont liés par une matrice argilo-sableuse rougeâtre ou saumonée.

L'âge de ces conglomérats reste imprécis. Sur la feuille Nantua à 1/80 000, ils ont été attribués à l'Aquitainien (m1) par analogie de faciès avec des séries datées paléontologiquement au Nord à Coligny (feuille Saint-Amour) et au Sud (feuilles Bourgoin et Montluel). À Coligny ces conglomérats sont associés à des calcaires à foraminifères et mollusques de l'Oligocène supérieur élevé (Alabouvette *et al.*, 1984, p. 408). En bordure de la Bresse, ces brèches sont connues et elles passent latéralement vers l'Ouest à des dépôts stampiens. Elles représentent des accumulations synorogéniques résultant de la fracturation et de l'enfoncement oligocène du fossé bressan (Lefavrais-Raymond, 1962).

D'une façon générale, les dépôts oligocènes se placent au voisinage d'anciennes failles, déformées lors des mouvements tangentiels majeurs de la fin du Miocène.

m2. Argiles plastiques noires ou grises, à faunes d'eau douce et terrestre (Burdigalien lacustre) (12 m visibles). L'affleurement signalé par P. Landry et examiné en 1983, toujours inédit, est à l'Est d'Oyonnax, au contact de la lanière de Jurassique moyen au front de l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont-Forêt d'Oyonnax, à 875 m d'altitude. Il montre environ douze mètres de calcaires argileux jaune clair ou crème et des argiles plastiques noires ou gris bleuté avec des parties indurées qui reposent sur la surface supérieure sculptée des calcaires crayeux à silex du Turonien. Le contact se fait par un niveau (0,10 m) d'argile contenant des nodules de calcaire blanc turonien, suivi d'un niveau d'argile verte (0,15 m). La coupe est interrompue vers le haut par une faille N 20° mettant en contact le Miocène avec le calcaire à entroques et à débris du Bajocien appartenant au flanc oriental de l'anticlinal d'Apremont.

Ces niveaux argileux sont riches en débris de coquilles et tests complets de gastropodes terrestres (hélicidés) et d'eau douce (limnées, planorbes). Les lavages ont fourni une graine d'une espèce de vigne (*Celtis lacunosa*), une phalange onguéale de rhinocerotidé et une riche faune de micromammifères (insectivores, lagomorphes, rongeurs, *Gliridae*, *Sciuridae* et *Eomyidae*). Elle associe des formes qui recherchent les milieux humides (*Eumyarion weinforteri*, *Neocometes similis*, *Pentabuneomys*) et d'autres qui exigent des arbres de grande taille (*Miopetaurista*). Cette association suggère un

milieu forestier chaud et humide en bordure d'un lac ou d'un marécage. La présence de *Pentabuneomys* associé à *Megacricetodon primitivus* place ce gisement au niveau de Vieux-Collonge, dans la zone de mammifères MN 4, dans la partie tout à fait supérieure du Burdigalien, vers 16 Ma (Mein in Demarcq et Perriaux, 1984).

Un autre affleurement est situé au Sud de la vallée de la Sarsouille, à l'Ouest et au-dessus du ravin des Moilles, le long du chemin forestier de la Brétouze, sur son trajet N-S, précédant sa jonction avec la D 13 au point coté 910.

m5. Marnes, grès et sables molassiques argileux (Tortonien) (quelques mètres). Cet ensemble affleure mal et très localement. Ces terrains sont connus à l'Est de Poncin, sur la route de Leymiat, où ils ont été découverts à l'état frais lors des travaux de fondation d'une maison. Dans le même secteur, au Nord de Leymiat, ils sont également visibles, mais très altérés, sur le chemin d'Avrillat près de la source Beyssiât. Des lavages et tamisages pour la recherche de micromammifères ont été effectués pour les affleurements de Leymiat, sans résultat.

Ainsi, l'attribution au Tortonien continental de ces grès et sables n'est pas étayée paléontologiquement. Leur âge présumé est donné par comparaison avec des faciès semblables reconnus et datés sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey (Combémoré, 1966 ; Enay, 1982 ; Dumont, 1983).

QUATERNAIRE

Les dépôts quaternaires comprennent des formations résultant de la présence et de l'activité des glaciers pléistocènes et des formations postérieures à la déglaciation würmienne tapissant le fond des vallées et les versants.

Les terrains liés aux glaciations sont prédominants : moraines et dépôts proglaciaires ont joué un rôle morphologique majeur par l'accumulation de matériaux lors des retraits glaciaires.

Deux extensions glaciaires : Riss et Würm

La chaîne du Jura a été recouverte à deux reprises par les glaces : la première expansion a laissé le complexe des moraines externes (CME), habituellement attribué au Riss ; la seconde est jalonnée par le complexe des moraines internes (CMI) daté du Würm.

Dès la fin du 19^e siècle, Falsan et Chantre (1874-1879) ont montré la dualité d'origine des glaces qui avaient recouvert la partie moyenne du bassin du

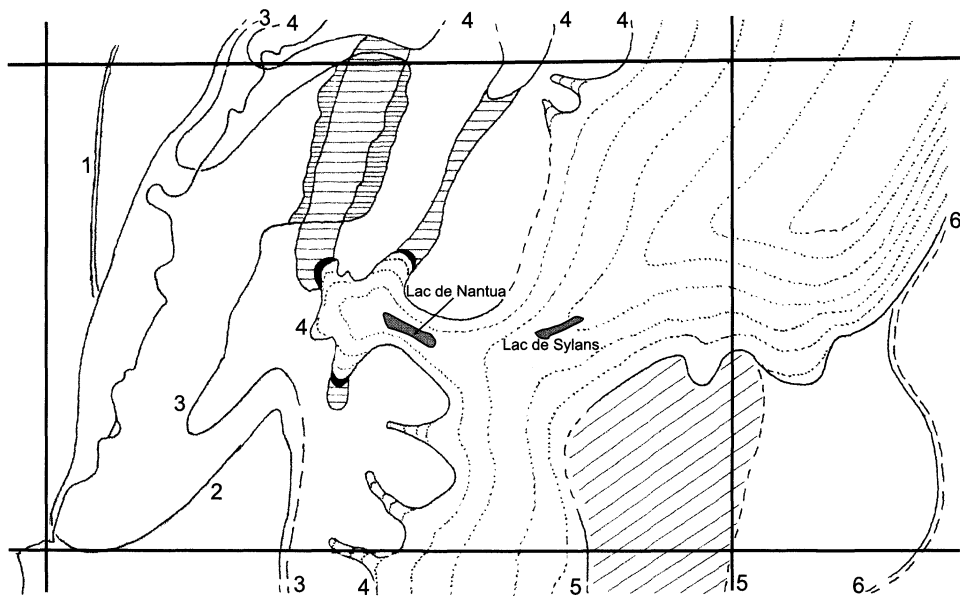


Fig. 6 - Extensions de la calotte glaciaire jurassienne, phases de retrait et lacs proglaciaires associés sur la feuille Nantua.

- 1 : Complexe des moraines externes attribué au Rissien. (Les courbes de niveau des zones englacées sont totalement hypothétiques) ;
- 2-4 : Complexe des moraines internes attribué au Würmien ; 2 : stade du maximum glaciaire ou stade de l'Ain ;
- 3 : première phase de retrait (= stade intermédiaire de Cessiat-Volognat) et premier lac de l'Oignin (hachures serrées) ;
- 4 : deuxième phase de retrait (= stade de Montréal – Béart – St-Martin-du-Frêne), deuxième lac de l'Oignin, lacs du Val d'Oyonnax et de Maillat (hachures espacées), moraines en noir ; 5 : Limite des reliefs non recouverts par les glaces ;
- 6 : Limite d'extension du glacier alpin au Würm (d'après G. Monjuvent) (*in* Donzeau *et al.*, 1997)

Rhône, en particulier le Jura du Sud. Les unes provenaient du glacier du Rhône et de l'Arve, les autres étaient jurassiennes : glaciers de la rivière d'Ain, de la Combe du Val, de la Valserine et du Valromey pour ne citer que les glaciers de la feuille Nantua à 1/80 000.

D. Aubert (1965) a démontré l'existence d'une calotte jurassienne, d'abord coalescente, puis séparée des glaces alpines. Le glacier alpin ou rhodanien a recouvert le Nord et le Sud de la chaîne jurassienne, alors que sa partie centrale était occupée par une calotte jurassienne (Campy, 1982, fig. 130 ; Campy, 1984, p. 450, pl. Q 2 ; Campy, 1992 ; Campy et Arn, 1991 ; Monjuvent, *in* Donzeau *et al.*, 1997).

M. Campy (1982, 1985, 1992 ; Campy et Arn, 1991) a retracé l'histoire et les étapes successives de la glaciation jurassienne au Nord de la cluse de Nantua. La région au Sud de Nantua est toujours traitée de façon schématique (Monjuvent, 1984 ; Campy, 1982, 1985, 1992, fig. 2 et 7) et les extensions du complexe des moraines internes ou de la calotte jurassienne würmienne diffèrent assez largement d'une publication (ou même d'une figure) à l'autre. L'étude d'ensemble détaillée de cette partie de la chaîne, amorcée par les travaux de G. Montjuvent sur la feuille Belley (Kerrien et Monjuvent, 1990), reste encore à faire.

Ces deux extensions glaciaires ont recouvert en presque totalité le territoire de la feuille Nantua (fig. 6).

Riss

Formations liées au complexe des moraines externes (Gx, GLx, GLxa)

Le complexe des moraines externes marque l'**extension maximale du glacier rhodanien**. Il est classiquement attribué au Riss. Le glacier s'étendait largement au Sud de la cluse de Nantua et atteignait la Dombes au Sud-Ouest (Campy, 1982, fig. 130 ; Campy 1992, fig. 7 ; Monjuvent, 1984). Sur la feuille Nantua, la limite approximative du glacier rhodanien à l'Ouest passait entre le Suran et l'Ain, puis s'infléchissait vers l'Est, franchissant l'emplacement de l'Ain vers Cize-Bolozon. Cette limite mordait à peine au Nord de la cluse de Nantua sur la forêt de Montréal et la basse vallée de la Semine et de la Valserine, pour contourner ensuite par le Sud le Grand Crêt d'Eau (feuille Saint-Julien-en-Genevois). Le matériel abandonné par le glacier rhodanien, moraines de fond et dépôts fluvioglaciaires, est formé d'éléments à la fois d'origine alpine et d'origine jurassienne ou locale.

Au Nord du glacier rhodanien, s'étendait la **calotte jurassienne**. Vers l'Ouest par delà le Revermont, elle devait atteindre la Bresse (Campy, 1992, fig. 6). Le matériel, en grande partie calcaire et d'origine locale, sous la forme de placages de moraines de fond ou d'ablation, a été très altéré lors de l'interglaciaire Riss-Würm, et ses éléments ont été repris lors de la glaciation würmienne.

Glxa. Riss ancien. Dans la vallée du Suran, le replat de Cormorand, à cheval sur les feuilles Bourg-en-Bresse et Nantua, est formé, d'après les données de sondage, d'une vingtaine de mètres d'argiles non calcaires avec des lits sableux. Monjuvent (*in Fleury et al.*, 1987) attribue ce replat à du glaciolacustre (?) du Riss ancien, la basse vallée du Suran étant alors barrée par le glacier du Rhône.

Gx. Moraines à éléments alpins. Entre Ain et Suran, les carrières proches de Hautecourt–Romanèche (sablère du cimetière, sablières au Sud-Ouest et au Nord du hameau de Soiriat) sont ouvertes dans des reliefs qui culminent à 385 m. À la base est visible une moraine argileuse à éléments alpins et jurassiens, galets striés, exposée au Nord du bâtiment de stabulation de Soiriat.

GLx. Delta proglaciaire de Soiriat–Hautecourt. Dans le secteur d'Hautecourt, Romanèche, Soiriat, lors du retrait du glacier rissien s'est formé un delta proglaciaire (GLx). La moraine (Gx) des carrières de Hautecourt–Romanèche, supporte des sables et graviers, localement à stratification entrecroisée, pentés au N 340°. Ils représentent le matériel d'un delta proglaciaire, alimenté par le Sud et progradant vers le Nord. Au sommet, l'ensemble deltaïque est revêtu d'une couche d'altération dépassant par place un mètre d'épaisseur. L'importance des altérites et les foresets pentés au Nord, en direction inverse de ceux du matériel formant les buttes plus septentrionales würmiennes, militent en faveur d'un âge rissien.

Würm

Formations liées au complexe des moraines internes (Gy-GLy)

Le complexe des moraines internes, plus frais, montre aussi une dualité d'origine. Il est classiquement attribué au Würm. Le **glacier rhodanien** était adossé aux versants orientaux de la Haute chaîne, contournait le Grand-Crêt-d'Eau par le Sud et recouvrait la Michaille. Vers le Sud, il longeait l'ensemble plateau de Retord – Grand-Colombier-de-Culoz et pénétrait par le Sud dans le Valromey ainsi que dans la partie orientale de la cluse des Hôpitaux (feuilles Seyssel, Saint-Rambert-en-Bugey) pour mordre à peine sur le massif Portes–Molard Dedon et rejoindre Lagnieu (feuilles Belley, Bourgoin, la

Tour-du-Pin, Montluel). **Il n'a donc pas recouvert le territoire de la feuille Nantua** (Monjuvent, 1984 ; Campy et Arn, 1991, fig. 8).

À la même époque, la **calotte jurassienne**, au maximum de son extension, atteignait Orgelet, Thoirette et la vallée de l'Ain, et sans doute les reliefs orientaux du Mont Corent, Poncin et Ceignes, contournait la montagne de l'Avocat et pénétrait dans la cluse des Hôpitaux au Sud.

Les langues glaciaires de l'Ain et de Nantua qui seront individualisées seulement lors du premier retrait, étaient alors réunies en un lobe unique. La glace s'avancéait largement vers le Sud pour atteindre Poncin, puis contourner la montagne de l'Avocat et pénétrer dans la Combe du Val.

Sur le territoire de la feuille Nantua, la calotte jurassienne, lors d'un premier retrait, était ourlée de langues glaciaires, dont les plus importantes étaient au Nord-Ouest la langue de l'Ain, au centre de la feuille la langue de Nantua.

À la périphérie et à l'aval des langues se sont formés des lacs d'obturation glaciaire, comblés par des dépôts glaciolacustres : deltas et dépôts de fond varvés (Campy, 1982, fig. 204, 205 ; Campy et Arn, 1991, fig. 8). Les lacs proglaciaires reconnus sont : en rive droite de l'Ain et en relation avec la langue glaciaire de l'Ain, le lac de Cize-Perroy qui complète vers le Sud la succession des lacs identifiés par Campy (1982) et le premier lac de l'Oignin à l'Est de l'Ain.

Les dépôts glaciolacustres deltaïques sont du type « talus de progradation », formés d'éléments peu grossiers : limons, sables, graviers et galets. Dans une coupe complète, le delta, au contact des moraines, présente des couches sommitales horizontales (*topset beds*) ; elles marquent le niveau sur lequel s'écoulaient les chenaux fluviaux divagants qui déversaient leur charge sur le talus. Au-dessous, le talus de progradation (*foreset beds*) montre des couches avec des blocs (*drop stones*), convolutions et figures de charge, inclinées vers l'aval, donc vers le lac dans lequel les varves forment les dépôts de fond (*bottomset beds*) (Campy, 1982, fig. 204).

Sur la feuille Nantua, nous avons distingué **trois stades glaciaires** qui, de l'extérieur vers l'intérieur, sont : le stade de l'Ain, le stade de Cessiat-Volognat et le stade de Montréal-Béart-Saint-Martin-du-Frêne, auxquels s'ajoutent les dépôts glaciolacustres de la Plaine des Eaux Mortes (culot de glace morte de Nantua).

• **Stade du maximum glaciaire würmien ou stade de l'Ain** (Gy₁, GLy₁, FGy₁)

Il est caractérisé par un lobe glaciaire alors unique. Au cours de ce stade, seules les régions tout à fait occidentales et, à l'Est, les parties hautes du plateau de Retord, n'étaient pas englacées.

Les dépôts proglaciaires près de Cizod correspondaient à des décharges deltaïques d'un cône en bordure ouest du lobe glaciaire (GLy₁).

Gy₁. Moraines du maximum glaciaire ou stade de l'Ain. Les dépôts morainiques les plus externes couvrent le faisceau du Berthiand et le secteur de Corveissiat à l'Ouest de l'Ain. Ce sont des moraines de fond (Mornay, Étables) mises en place sous la glace ; les éléments jurassiens peuvent être anguleux et striés dans une matrice argileuse. Lorsque la structure générale est plus lâche, avec des éléments arrondis et peu de fines, il s'agit de moraines d'ablation (Mornay, Sonthonnax-la-Montagne, Heyriat, Napt, col du Berthiand).

Aucune moraine frontale n'est conservée, de sorte que la limite retenue pour ce stade prend en compte les affleurements morainiques précités et les formations proglaciaires à l'Ouest de la rivière d'Ain.

GLy₁. Dépôts glaciolacustres. Entre Challes et Cizod, aux environs de la Croix de la Perrosette et dans la gravière sous Roua, sous les colluvions affleurent des sables et graviers à éléments locaux attribués à des formations proglaciaires deltaïques du cône de Cizod. D'après la topographie, l'écoulement devait se faire vers l'Ouest par l'actuelle vallée sèche de Paradis rejoignant l'Ain au Sud de Merpuis.

• **Glaciaire de la Combe du Val** (GLy₁₋₂)

E. Benoît (1853), puis Falsan et Chantre (1874-1879) avaient déjà observé que la Combe du Val, était « encombrée de matériaux glaciaires jurassiques au milieu desquels se trouvent quelques débris alpins » et reconnu l'existence d'un « véritable bassin glaciaire jurassien ». La présence de galets d'origine alpine, effectivement plus fréquents sur sa bordure occidentale, était expliquée par la coexistence du glacier du Rhône et du glacier jurassien. Il s'agit plus probablement de galets repris des dépôts glaciaires alpins, plus anciens et bien développés sur le flanc oriental de la chaîne de l'Avocat. Les blocs erratiques alpins signalés au moulin de Badadan, ont pu y être entraînés sur les pentes, d'autant qu'ils seraient au débouché du ruisseau du Sappel (autrefois Sapey).

Gy₁₋₂. Glaciaire de la Combe du Val. Les dépôts glaciaires morainiques antérieurs à la langue glaciaire de Nantua (1^{ère} phase de retrait) ne peuvent être distingués dans l'état actuel des données. Au Sud le glacier contournait les reliefs de la Montagne de l'Avocat et s'avancait sur la Combe du Val et le bassin de Corlier-Aranc où a été identifié un arc morainique qui ferme au sud la dépression d'Aranc (feuille Saint-Rambert-en-Bugey). C'est par erreur que la carte et la notice indiquent ici la « moraine à éléments alpins ». Les travaux de recherche d'eau réalisés dans ce secteur confirment la large prédominance des éléments de calcaires locaux.

Dans la Combe du Val, les dépôts glaciaires morainiques sont peu visibles, sauf à leur partie supérieure avec le faciès d'une moraine d'ablation, dans les tranchées du réseau routier (D 12 et D 12f près de Vieu-d'Izenave, D 12 entre le Balmay et Condamine-la-Doye) ou des travaux de fondation de bâtiments agricoles (le Caton). Le meilleur affleurement avec une coupe plus complète est actuellement la plate-forme pour un bâtiment industriel à la Croix-Rousse à Condamine-la-Doye qui entaille les dépôts glaciaires sur plusieurs mètres avec, à la partie inférieure, une moraine de fond compacte, à gros blocs et galets striés et, au-dessus, une moraine d'ablation, lavée et débarrassée de sa fraction fine.

Ces niveaux affleurent dans des conditions moins favorables sur les pistes du motocross de Badadan, mais sans offrir de coupes. Ils ont livré quelques galets alpins (gabbros, amphibolite, Lias calcaire), rejoignant ainsi les observations anciennes de Falsan et Chantre (1874-1879), mais les éléments calcaires jurassiens sont très largement dominants. Les blocs de calcaires locaux polygéniques sont nombreux à l'Ouest de Condamine-la-Doye, parmi lesquels dominent les calcaires du Jurassique supérieur, mais les blocs de Jurassique moyen, parfois de grande taille, ne sont pas rares (le Quart d'Amont).

L'interprétation des sables et graviers de l'ancienne carrière exploités activement au Grand Cotiau, au Sud de Vieu-d'Izenave, maintenant en grande partie comblée par des ordures ménagères et autres détritiques, est devenue difficile. À son extrémité sud on peut encore voir l'alternance des niveaux fins (sables) et grossiers (graviers) et la structure litée oblique du dépôt dirigée vers le NNW. En direction de Vieu-d'Izenave vers le Nord et jusqu'à Badadan vers le Sud, on observe un replat doucement incliné vers le Nord, entre 650 et 620 m, dominant la vallée du Borrey qui entaille fortement la formation. Ils pourraient représenter la surface de dépôts juxtaglaciaires assimilés à une terrasse de kame. Il faut sans doute interpréter de la même manière la surface doucement inclinée au Nord d'Oisellaz, entre 560 et 540 m, en rive gauche du Borrey, et un lambeau isolé au confluent avec la Borreyette (la Bottière), malgré l'absence d'affleurement. L'ancienne carrière, maintenant comblée par des ordures ménagères à son extrémité nord, était ouverte dans les calcaires valanginiens.

Des dépôts à caractère deltaïque, exploités pour sables et graviers, jalonnent le débouché nord-oriental de la Combe du Val, le long des reliefs de la Forêt de Meyriat et de Chevillard (la Léchère-la Croix-Rousse, les Grands-Moulins et Côte Chevillard-la Nitrière), nettement plus hauts que la terrasse de 520 m bien calée sur l'arc morainique de Saint-Martin-du-Frêne. L'ancienne sablière de la Léchère était interprétée comme épandage fluvioglaciaire du glacier de la forêt de Meyriat par J.-P. Meunier (1963) et delta probable par G. Monjuvent (levé inédit). En grande partie remblayée, elle ne montre plus que le niveau sommital peu caractéristique. L'épandage deltaïque ne dépasse

pas la cote 620 et ne donne pas une surface bien caractérisée. Son extension est limitée, bien qu'on puisse lui rattacher les mauvais affleurements le long des routes D 12 et D 12g, près de Casse-Caillou peut-être aussi, malgré l'altitude nettement inférieure (540 m), les anciennes exploitations de sable des Grands Moulins, en bordure de la D 12. Ils sont interprétés comme des dépôts juxtaglaciaires assimilés à une terrasse de kame. Plus au Nord et à peu près au même niveau (530-550 m), de part et d'autre de l'autoroute A 40, les anciennes sablières de la Côte Chevillard au Nord, de la Nitrière au Sud, d'extension également limitée, sont attribuées au même ensemble.

Une autre interprétation serait de traiter ces formations comme des épandages fluvioglaciaires alimentés par des langues glaciaires qui recouvraient en partie les reliefs de la Forêt de Meyriat ou traversaient ces massifs par les cluses de Meyriat et de la Combe de Vau. J.-P. Meunier (1963) et G. Monjuvent (levés inédits) ont cartographié indépendamment deux crêtes morainiques à gros blocs entre Chevril et Rivoire. Ces langues glaciaires se reliaient à la calotte dont était issue également la langue de Nantua, qui s'étendait alors à l'Est des reliefs de l'anticlinal des Monts d'Ain et occupait le plateau de Retord et le Valromey, peut-être encore le Nord du plateau d'Hauteville.

• **Stade intermédiaire ou stade de Cessiat – Volognat** (Gy₂, GLy₂, FGy₂)

Lors d'un premier retrait de la calotte jurassienne, les langues de l'Ain et de Nantua sont alors individualisées pour la première fois sur la feuille Nantua. Au Nord-Ouest, la glace s'est retirée vers le Nord pour stationner dans le secteur de Thoirette (feuille Moirans-en-Montagne). En avant et vers le Sud, sur la rive droite de l'Ain, subsiste une masse de glace morte entre Cize au Nord et Hautecourt–Romanèche au Sud, dont témoignent les buttes de graviers et de sables d'un delta proglaciaire (GLy₂).

La limite externe de la langue de Nantua contourne alors par l'Est la vallée de l'Oignin, s'avance vers Volognat. Elle est arrêtée par les reliefs dépassant 600-700 m du faisceau du Berthiand. Elle suit ensuite le flanc oriental de la Montagne de l'Avocat, sans doute à une altitude plus basse que lors de l'extension maximale, mais la séparation des deux stades n'a pu être faite dans ce secteur (Gy₁₋₂).

Dans la dépression de la vallée de la Mionne et de la ferme de Puthier, les travaux pour l'autoroute A 40 ont confirmé l'existence des dépôts glaciolacustres envisagés dans l'étude préliminaire et traversé plus de 30 m d'argiles varvées. La vallée était alors fermée par les glaces et le niveau atteint par la langue glaciaire de Nantua dans ce secteur peut être estimé ainsi à un minimum de 600 m.

Dans la vallée de l'Oignin, barrée au Nord par la langue de l'Ain et au Sud par celle de Nantua, s'établit alors le premier lac de l'Oignin (GLy2, stade de Cessiat ; Campy, 1982, p. 413, fig. 165).

Gy2. Moraines du stade intermédiaire ou stade de Cessiat – Volognat. Ce stade est jalonné par les dépôts morainiques couvrant le Bois de Samognat, les hauts de Cessiat, les reliefs orientaux du Berthiand par Volognat, Peyriat et la Combe du Val. Toutes ces moraines dépendaient de la langue de Nantua, seule présente sur le territoire de la feuille. Aucune moraine frontale n'est reconnaissable, la plupart des affleurements appartiennent à des moraines de fond ou d'ablation.

La langue de l'Ain est maintenant stationnée au Nord dans le secteur de Thoirette.

GLy2d. Dépôts proximaux de déglaciation de Cize – Perroy. La langue glaciaire de l'Ain, lors de son retrait vers le Nord, a abandonné dans la région de Cize-Hautecourt une masse de glace morte localisée entre Cize et Perroy.

Dans ce contexte de déglaciation, la langue de glace morte était incisée en surface par des cours d'eau juxtaglaciaires et sans doute aussi creusée de dépressions lacustres ; en profondeur existaient des tunnels sous et intra-glaciaires. Lors de la fonte de la glace, se sont constituées des moraines d'ablation, lavées de leurs éléments fins. Au-dessus, les gravières ouvertes dans les buttes montrent un pendage général vers le Sud, mais aussi des structures remaniées : figures d'effondrement, de collapses avec stratification entrecroisée et accumulations locales. Les reliefs hérités sont des eskers, des kames et des terrasses-kames s'appuyant sur les versants de la vallée (Campy et Macaire, 1989). Tous ces dépôts sont des dépôts deltaïques locaux, sans organisation générale nette (notés Gy2d) s'élevant dans un environnement fluvioglaciaire (FGy2) constituant l'espace inter-collinaire. Les collines de Cize, des Bernades (gravières Fontenat AG) sont en position proximale, alors que celles de la Vierge (cote 346) et de Perroy sont distales.

GLy2. Dépôts glaciolacustres du stade de Cessiat-Volognat ; premier lac de l'Oignin. La langue de Nantua, lors de ce stade, qui est le stade maximum pour M. Campy (1982, fig. 205), barrait la vallée de l'Oignin par deux de ses apophyses dirigées vers l'Ouest. Entre l'apophyse nord de Samognat-Matafelon et l'apophyse sud de Perrignat-Volognat, s'est installé le premier lac de l'Oignin remplissant la vallée jusqu'à la cote 560 m (Campy, 1982) (fig. 7). En contrebas de la moraine de Cessiat s'est établie une terrasse deltaïque dont le replat domine la vallée de l'Oignin de manière continue à 560 m d'altitude. Plus en aval, les dépôts varvés de fond de lac

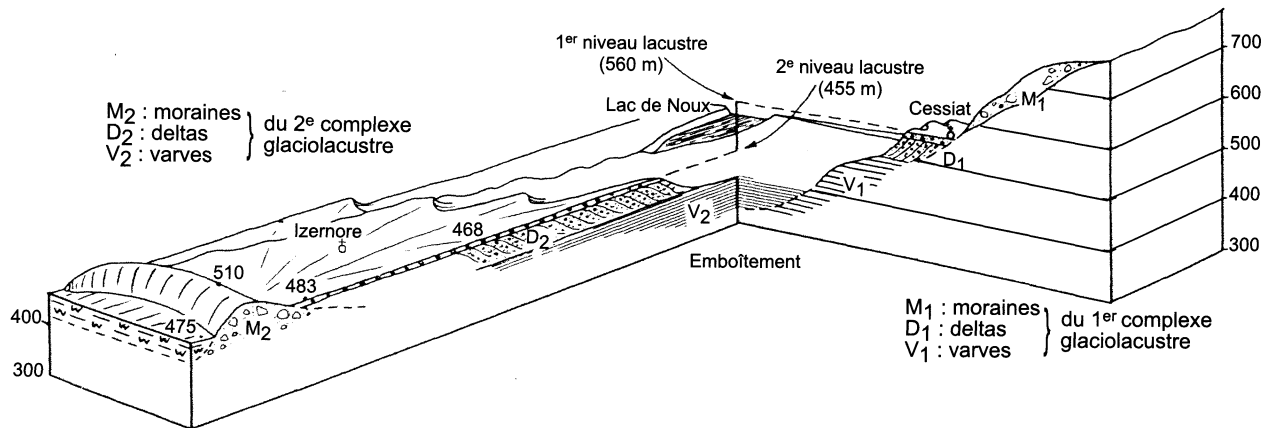


Fig. 7 - Emboîtement des deux complexes glaciolacustres de la vallée de l'Oignin (Campy, 1982)

prennent le relais vers 520 m (GLy2). L'absence des dépôts glaciolacustres correspondants en rive gauche de l'Oignin, a pu faire douter de la réalité de ce premier lac de l'Oignin (G. Monjuvent, communication orale) ; plus vraisemblablement, cette absence résulte des érosions ultérieures qui ont fait disparaître les formations glaciolacustres du deuxième lac de l'Oignin (GLy3), absentes également en rive gauche de l'Oignin.

• **Stade de Montréal-Béart-Saint-Martin-du-Frêne** (Gy3, GLy3)

Ce stade correspond à la première phase de retrait de M. Campy (1982, p. 490, fig. 210).

Au cours de ce deuxième retrait, sur la feuille Nantua, ne subsiste plus que la langue de l'Ain, reliée plus au Nord à celle de la Bienne (feuille Moirans-en-Montagne). Un lobe devait recouvrir l'emplacement d'Oyonnax, s'avancer dans la vallée de l'Ange jusqu'à Bellignat. La masse principale de la glace contournait par l'Est les reliefs de la Forêt Noire et de la Forêt de Montréal pour s'échapper en une langue polylobée de la cluse de Nantua recouvrant les versants et les reliefs bordiers de la cluse. Cette langue a déposé la moraine frontale de Montréal au Nord barrant ainsi la vallée de l'Ange, celle de Nurieux-Béart dans l'axe de la cluse à l'Ouest fermant la vallée de l'Oignin, enfin celle de Saint-Martin-du-Frêne au Sud obstruant la Combe du Val. Vers le Sud, la glace contournait les reliefs des Monts d'Ain, de Chevillard et de la forêt de Meyriat pour pénétrer en lobes étroits dans la Combe de Vau et dans le Bief du Valey.

Entre la langue de l'Ain stationnée sur la feuille Moirans-en-Montagne et la moraine de Nurieux-Béart s'établit un **deuxième lac proglaciaire de l'Oignin** (GLy3) à l'altitude 455 m (stade de Samognat ; Campy, 1982) (fig. 7), alimenté par le cône deltaïque d'Izernore appuyé en amont sur la moraine de Béart.

En même temps, dans la vallée de l'Ange s'établit un autre lac à l'aval du delta proglaciaire du « Molard-des-Foiles » (GLy3).

Gy3. Moraines du stade de Montréal-Béart-Saint-Martin-du-Frêne. Elles sont disposées en trois lobes distincts.

– **La moraine frontale de Saint-Martin-du-Frêne.** La butte à l'Ouest du pont sur l'A 404 offre la meilleure vue sur le vallum, en particulier son versant amont avec sa pente forte, très bien conservé. Elle représente l'appui ouest du vallum originel, contre la Montagne de Collejart, isolé par la coupure utilisée pour le passage de l'Oignin (maintenant élargi par la tranchée de l'A 40), près du Moulin-de-Montange. L'appui oriental au pied du relief de la Montagne de Chamoise se poursuit par un bourrelet de moraine sur lequel est construite la N 84, où le matériel glaciaire est visible dans deux

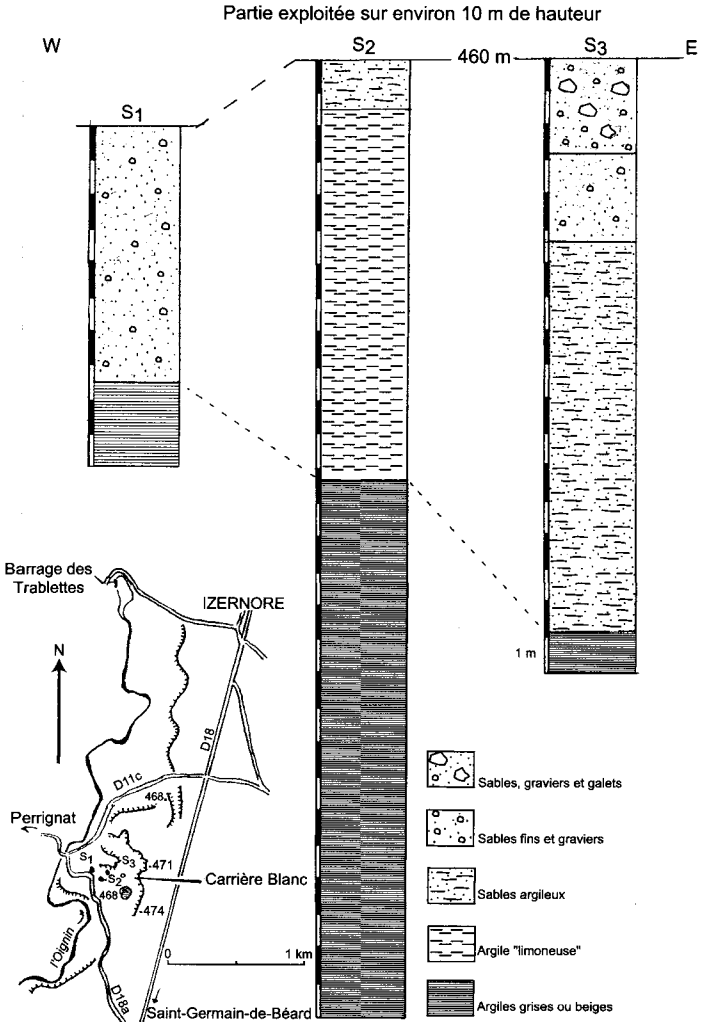


Fig. 8 - Coupes des niveaux inférieurs (*bottomset beds*) des alluvions glaciolacustres de la plaine d'Izernore (deuxième lac de l'Oignin, stade de Montréal – Béart – Saint-Martin-du-Frêne).

Sondages dans les niveaux non exploités au-dessous du plancher d'exploitation (cote 460 NGF) de la carrière Blanc à Izernore.

Les niveaux supérieurs exploités (*topset beds* et partie haute des *bottomset beds*) sont épais d'un peu plus d'une dizaine de mètres (cotes 460 à 471-474)

anciennes carrières en voie de disparition ou de comblement. La crête du vallum culmine actuellement à 533 m à la tour ruinée (ancienne poype), près de son appui est. La dépression interne est occupée jusqu'à Port et Montréal-la-Cluse par une vaste étendue plane longtemps connue sous le nom de Plaine des Eaux Mortes. Vers l'extérieur (au Sud), l'arc morainique se relie très régulièrement aux dépôts glaciolacustres de la plaine de Maillat. Les seuls affleurements sont la tranchée de l'autoroute A 404 et, surtout, les nouveaux tracés des chemins dans la partie supérieure du vallum avec le faciès d'une moraine d'ablation ou d'un épandage fluvioglaciaire.

– **La moraine de Montréal** offre une bonne coupe à l'Est de Martinet, dans les anciennes gravières de la Sauge. À sa base, le dépôt hétérométrique de graviers calcaires à matrice argilo-sableuse est horizontal ou incliné. Au sommet, la granulométrie du dépôt, y compris celle des niveaux interstratifiés plus fins, est celle d'une moraine couronnée de sables fins lacustres distaux.

– **La moraine de Béart**, à l'Ouest et dans le prolongement de la cluse de Nantua a été entaillée par l'Oignin. Elle s'appuie au Sud sur le Mont de Nurieux et au Nord sur les reliefs de la Côte. Dans les gravières ouvertes côté nord du chemin de Béart à Géovreissiat, des blocs de plusieurs décimètres cubes de calcaire urgonien soulignent l'hétérogénéité du dépôt.

GLy3. Dépôts glaciolacustres de Samognat (deuxième Lac de l'Oignin), de la vallée de l'Ange et de Maillat.

– **La vallée de l'Oignin** est obstruée au Nord par la glace d'un petit lobe de la calotte et au Sud par la moraine de Béart. Celle-ci se raccorde vers le Nord à un grand cône proglaciaire deltaïque qui forme une énorme terrasse dans laquelle sont ouvertes de nombreuses gravières : c'est le cône deltaïque d'Izernore (fig. 8). À partir de Condamine-de-Belloire, en contrebas de la terrasse, affleurent des sédiments fins argilo-sableux tapissant le fond du deuxième lac de l'Oignin dont le niveau supérieur se trouvait à 455 m d'altitude. Il est emboîté dans le premier système lacustre du stade de Cessiat-Volognat (Campy, 1982) (fig. 7), encore nommé épisode de Samognat (Sbaï, 1988, p. 327). Les dépôts glaciolacustres sont absents en rive gauche de l'Oignin, érodés lors de l'installation du réseau hydrographique postglaciaire.

– **Dans la vallée de l'Ange**, un lobe glaciaire venant d'Arbent (feuille Moirans-en-Montagne) bloquait l'écoulement des eaux de fusion traversant la moraine de Montréal. À partir d'elle progradait un autre système glaciolacustre, avec couches deltaïques reposant sur la moraine dans les carrières du Molard-des-Foiles. Plus au Nord, ces couches sont relayées par des sédiments lacustres du **lac de l'Ange** dont le fond était accidenté par les verrous glaciaires de Nerciat et de Groissiat (Landry, 1981 ; Sbaï, 1988) (fig. 9).

– **Glaciolacustre de Maillat**. À partir de Saint-Martin-du-Frêne et jusqu'au delà de Maillat vers le Sud, s'étend le remplissage d'un ancien lac

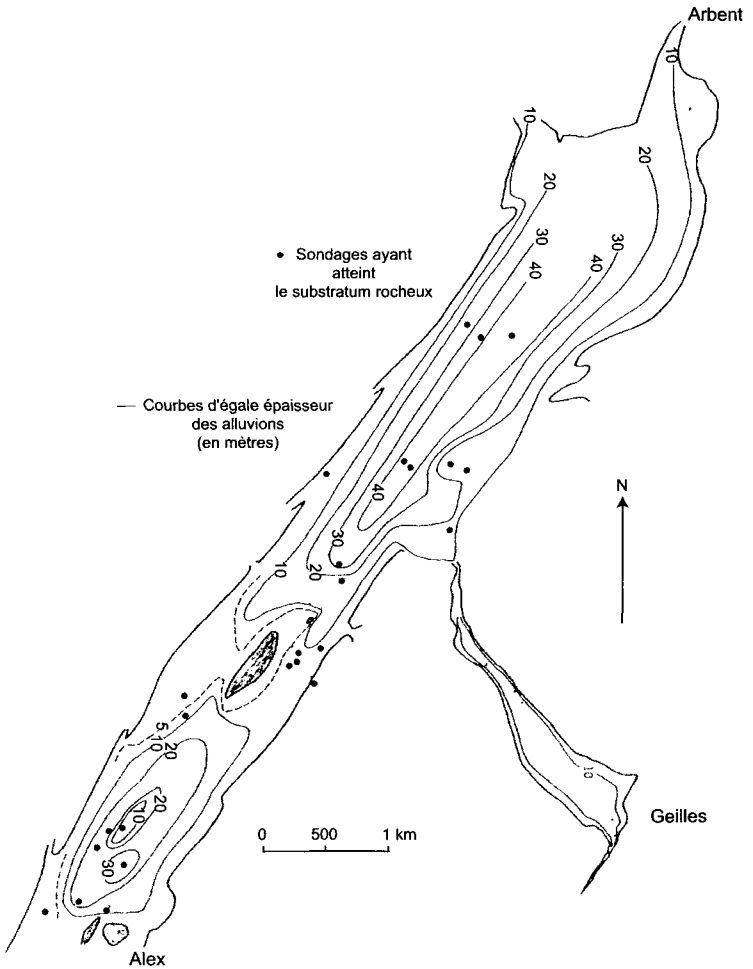


Fig. 9 - Carte des épaisseurs (en mètres) des alluvions glaciolacustres du Val de l'Ange (ou d'Oyonnax) (d'après Landry, 1981)

proglaciaire. La formation deltaïque de Maillat forme une terrasse maintenant découpée par l'Oignin et ses affluents, le Borrey et le ruisseau de la Doye. Son altitude augmente légèrement du Nord vers le Sud, ce qui semble indiquer que le comblement du lac dépendait également des apports par les langues glaciaires qui occupaient les vallées de la Combe de Vau et du bief du Valey.

Les anciennes exploitations de sable à l'Est de Maillat n'existent plus et les affleurements naturels sont peu nombreux (en rive droite du Borrey, à hauteur du centre équestre de la Combe du Val, au Sud du cimetière), de même que les exploitations en activité (carrière près de l'ancien moulin Flumet). La formation a pu être observée dans les travaux de génie civil (échangeurs de l'autoroute A 40, constructions diverses) et des excavations provisoires pour l'extraction de sables (la Chana) ou graviers.

GLy4. Dépôts glaciolacustres de la Plaine des Eaux Mortes. Ils correspondent à la langue de glace qui occupait l'emplacement du lac de Nantua.

L'ancienne dépression interne de la diffluence glaciaire au débouché de la cluse de Nantua est occupée par une plaine alluviale dont l'altitude varie de 475 m à moins de 490 m. Elle est traversée par l'Ange et, surtout, l'Oignin (rejoint par l'émissaire du lac de Nantua, le Bras-du-Lac), dont le cours à l'amont du défilé de Béart a été rectifié. La partie méridionale, entre Port, Brion et Saint-Martin-du-Frêne, est restée longtemps mal drainée et connue sous le nom de Plaine des Eaux Mortes. La tradition rapporte que le corps de Charles II le Chauve (tué en 877 à la bataille d'Arvioux, Hautes-Alpes) fut amené de Maillat à Nantua en barque (Martin, 1910 ; Dubois, 1959).

La terrasse des Eaux Mortes est la surface supérieure du complexe glaciolacustre associé à une nouvelle position du front de la langue glaciaire de Nantua dont il n'existe pas d'autres évidences, sauf la dépression actuellement occupée par le Lac de Nantua. Son fond atteint 42,90 m vers son extrémité ouest, mais surtout se maintient au-delà de 40 m sur une moitié de sa longueur, avec des flancs très abrupts. Cette morphologie est exactement celle de l'ancienne cuvette terminale du glacier et sa fraîcheur témoigne sans doute de la persistance à son emplacement d'un **culot de glace morte** resté en place lors d'un nouveau retrait (? deuxième phase de retrait de Campy, 1982).

De rares exploitations de sables et graviers, souvent en eau, à la Croix-Chalon, entre Brion et Béart, montrent seulement la partie supérieure du remplissage. Celui-ci est connu par le puits d'alimentation en eau potable de la Croix-Chalon et les forages de reconnaissance, réalisés à la suite des études par géophysique électrique pour la recherche d'eau dans la région de Montréal, Brion et Béart (rapports BEGG, 1967, 1974).

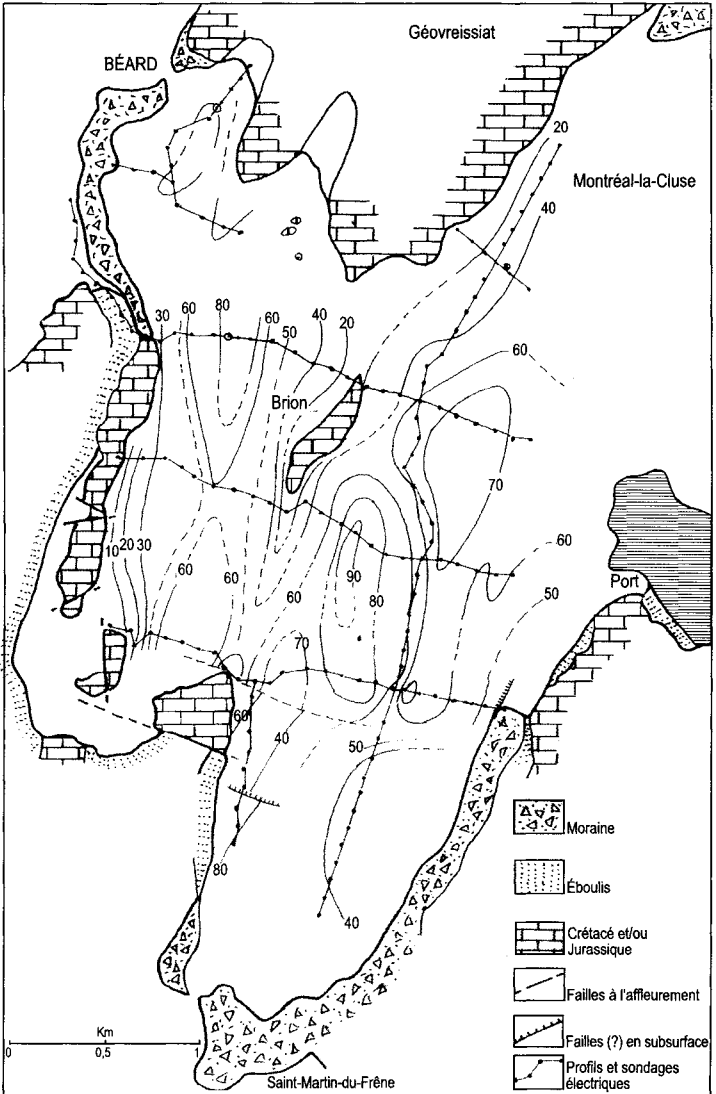


Fig. 10 - Carte des épaisseurs (en mètres) du remplissage alluvial glaciolacustre de la Plaine des Eaux Mortes, établie à partir de l'étude par géophysique électrique du BEGG (rapport BEGG, mai 1974)

Les profils de l'étude par géophysique électrique, étendue vers le Sud sur la plus grande partie de la Plaine des Eaux Mortes, ont montré : 1) – l'irrégularité du substratum due en partie aux failles (zone haute dans le prolongement du Mollard-de-Brion séparant deux zones basses) et aussi aux variations d'épaisseur de la moraine de fond ; 2) – l'importance du remplissage qui dépasse souvent 40 à 50 m et pourrait atteindre 80 m dans la zone déprimée de Brion et, même, jusqu'à 90 m dans la zone déprimée de Saint-Martin-Port-Montréal ; 3) – la nature hétérogène de ce remplissage (BEGG, 1967, 1974).

Le substratum, attribué un peu systématiquement aux calcaires jurassiques, comprend sans doute aussi une couverture de moraine et une réinterprétation des sondages électriques serait souhaitable. Le substratum calcaire a été atteint dans un seul des quatre puits ou forages, près de Béart, à la profondeur de 55,10 m. Il supporte une alternance de calcaires fissurés ou argileux et de sables ou argiles, épaisse de 18,30 m (de 36,80 à 55,10 m), que nous réinterprétons comme une moraine à blocs. À Montréal et au Nord-Ouest de Brion le substratum n'a pas été atteint à la profondeur de 22,50 et 44,50 m, respectivement. À la Croix-Chalon, malgré la proximité des affleurements jurassiques, le forage pour le puits AEP a été arrêté dans les argiles à 48,50 m. Les forages ont également vérifié l'intrication d'argiles grises ou jaunes, parfois verdâtres, déjà interprétées comme dépôts lacustres, et de niveaux de sables ou de graviers, plus ou moins grossiers, attribués à des « dépôts deltaïques dans cet ancien lac » (fig. 10).

Un autre apport de l'étude géophysique et par forage du complexe glaciolacustre de la Plaine des Eaux Mortes est de donner plus d'importance aux moraines de Montréal, Béart et Saint-Martin-du-Frêne et à la diffluence glaciaire au débouché de la cluse de Nantua. Le profil géophysique tracé au Nord de Brion et du Mont de Nurieux situe la base de la moraine à plus de 50 m sous la surface du remplissage glaciolacustre, ce qui donnerait une hauteur de l'ordre de 75 m pour la crête du vallum de Béart de part et d'autre de la N 79.

Formations anté-holocènes ou holocènes non datées

Elles constituent les dépôts contemporains et postérieurs à la déglaciation würmienne s'échelonnant des formations tardiglaciaires précoces jusqu'aux écroulis récents.

Deux ensembles sont distingués : celui des dépôts de fonds de vallée (alluvions fluviales et torrentielles, dépôts palustres, limons, dépôts anthropiques) et celui des dépôts de versants (éboulis, colluvions, éboulements ou écroulis, tufs et travertins).

Dépôts de fonds de vallées

Ils comprennent essentiellement des alluvions fluviales associées aux principaux cours d'eau, en particulier ceux restés, en totalité ou partie, hors de l'emprise des glaces würmiennes, le Suran et l'Ain. La vallée d'Ain, très encaissée, a conservé des témoins de plusieurs systèmes de terrasses étagées, réduites à des plages alluviales d'extension limitée et discontinues, difficiles à relier entre elles. L'emboîtement des trois niveaux reconnus est visible seulement, en rive gauche de l'Ain, dans le méandre à l'Ouest de Balvay. Les plus basses sont bien représentées seulement à l'aval d'Allement, à l'amont elles sont maintenant en partie submergées par les retenues d'Allement et de Cize-Bolozon. Le réseau hydrographique de l'Oignin et de l'Ange et leurs affluents, postérieur au retrait du glacier jurassien würmien, montre uniquement les alluvions fluviales récentes.

Fy1. Alluvions fluviales des hautes terrasses. Les alluvions anciennes sont conservées en affleurements plus ou moins étendus et discontinus aux flancs de la vallée d'Ain et son affluent le Veyron. Elles sont les témoins de remplissages alluviaux anciens dans lesquels sont emboîtés les dépôts plus récents. Probablement sont-elles en relation avec les positions de la langue glaciaire de l'Ain, mais les correspondances exactes éventuelles restent à établir.

Dans la région de Poncin, elles sont développées sur le bord nord de la vallée du Veyron jusqu'à son confluent avec l'Ain (château de Poncin) et, plus nettement, sur son bord sud, où elles forment la belle terrasse de Ménestruel (notée Fx sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey), à l'altitude de 300 m, dominant la plaine de Leymiat de plus de 20 m. Une ancienne carrière et le chemin d'accès à la plate-forme d'un bâtiment industriel permettent de voir le matériel constitué uniquement de calcaires jurassiens, identique à celui des alluvions plus récentes. Les poudingues observés à l'Est de Poncin sont attribués à la même formation et à une cimentation des alluvions par des circulations d'eau issues des reliefs calcaires auxquels elles sont appuyées.

Dans la vallée d'Ain, sont attribuées aux alluvions anciennes des hautes terrasses des témoins discontinus présents seulement à l'amont de Serrières-sur-Ain, à des altitudes un peu supérieures à celle de la terrasse de Ménestruel, comprises entre 310-320 m à l'aval (la Pra, à l'WNW de Balvay, Bolozon, Sud de Daranche) et 325-330 m à l'amont, au Nord de Granges et rive droite de l'Ain en contrebas du CD59, à l'ENE de Corveissiat (sur la Louve).

Fy2. Alluvions fluviales des basses terrasses. Elles sont surtout localisées le long des cours d'eau importants, le Suran, l'Ain et le Veyron, mais elles ne sont bien développées que dans les parties élargies de leur cours

(Suran, Veyron) où elles dominent les plaines alluviales d'une dizaine de mètres. Dans la vallée d'Ain, elles sont réduites à des plages alluviales discontinues, en partie (Chambod, en rive droite ; au Nord de la Ceuille, en rive gauche) ou totalement ennoyées (au Nord d'Allement en rive droite, de Merpuis, en rive gauche) par les retenues hydroélectriques. Les témoins de ces remplissages alluviaux sont emboîtés dans ceux des hautes terrasses dans le méandre à l'WNW de Balvay (la Pra), à Daranche (ferme des Terres-Blanches) et en rive droite (Est de Saint-Maurice-des-Chasaux au site des puits de captage de Conflans), à des altitudes qui varient de 270-280 m à l'aval (plaine de Leymiat, la Ceuille, Chambod, Merpuis, méandre à l'WNW de Balvay) à 280-300 m vers l'amont (Bolozon, Daranche, Bonbois et Granges, en rive gauche, Sud-Est des Rochers de Jarbonnet, usine électrique de Cize et Est de Saint-Maurice-des-Chasaux, en rive droite). Ce sont toujours des alluvions sablo-graveleuses, plus ou moins grossières, à galets de calcaires locaux (= jurassiens).

Fy4. Alluvions fluviales des basses terrasses de la vallée de l'Oignin. Ce sont des alluvions, entre Nurieux au Sud et Intriât-Izernore au Nord, qui forment une terrasse 12 à 20 m au-dessus des alluvions fluviales récentes (Fz) de la vallée de l'Oignin. À son tour, cette terrasse est dominée d'une dizaine de mètres par la terrasse glaciolacustre (GLy3) d'Izernore.

Fz. Alluvions fluviales récentes des très basses terrasses. Ce sont les alluvions des plaines d'inondation du Suran et du Veyron, également de l'Oignin et de l'Ange et de leurs affluents, où elles entaillent plus ou moins nettement les formations fluvioglaciaires et/ou glaciolacustres würmiennes. Dans la vallée d'Ain, très encaissée, elles sont peu développées et bien conservées seulement à l'aval du barrage d'Allement, vers 250-260 m d'altitude. Celles qui existaient à l'amont sont maintenant totalement (au Nord de la Ceuille, Chambod, Merpuis) ou en partie submergées par les retenues hydroélectriques d'Allement et de Cize-Bolozon.

C. Colluvions des calcaires. Ce sont des colluvions d'argiles, limons et sables résiduels mélangés à des cailloutis calcaires anguleux tapissant la base de certains versants, quelques dépressions ou des dolines.

Pz. Dépôts palustres de lacs et de marais. Ils forment le remplissage de dépressions naturelles, certaines d'origine karstique, en particulier dans la partie ouest de la feuille, leur fond colmaté par des dépôts glaciaires. Elles sont encore actuellement occupées ou non par des lacs, des étangs ou des marais. Citons ceux du Biolay au Nord-Ouest de Ceignes, des sources captées des Lèches au Nord d'Étables, le marais de Coiron entre Challes et Chamagnat, la Combe de Léchaud au Sud des Neyrolles, la Doye des Neyrolles et les environs du lac Genin (le Grand Pré, les Renons et Molonne).

Sauf le lac Genin, il ne semble pas que ces dépôts aient fait l'objet d'études. Localement des recherches pour l'alimentation en eau d'adduction publique donnent quelques informations sur la nature et l'épaisseur de ces remplissages. Ceux de la Doye-des-Neyrolles et de l'extrémité est du lac de Sylans (Moulin-de-Charix) sont très récents et postérieurs à l'écroulement historique qui a donné naissance au lac. Au Moulin-de-Charix, le substratum calcaire a été atteint vers 20 m ou un peu au-delà, sous un remplissage sableux plus ou moins grossier, avec intercalations de limons et de niveaux d'argiles à graviers avec débris végétaux et coquilles de gastéropodes, parfois abondants.

Dans le marais de Coiron, au Nord de Chamagnat (commune de Saint-Alban), la succession est très homogène, seules les épaisseurs varient, toujours plus fortes au Nord. De haut en bas :

- Tourbe noirâtre, avec quelques cailloux, épaisse de 3,35 à 2,70 m au Nord et moins de 0,50 m au Sud ;
- Argile à graviers, blanchâtre à gris-jaune et gris bleuté en profondeur ; l'épaisseur passe de 3,30-2,55 au Nord à 2,00 m au Sud ;
- Au-delà de 6,00-6,20 m au Nord, alluvions graveleuses qui constituent le gîte de l'eau recherchée.

L'épaisseur totale du remplissage et la profondeur du substratum restent inconnues.

Le lac Genin a été étudié dans sa thèse par M. Magny (1991). Quatre sondages sont disposés selon un transect perpendiculaire à la rive nord, de la tourbière basse littorale (1) à la beine (4). La succession la plus complète (sondage 4) distingue quatre niveaux, dont la chronologie a été établie à partir des analyses palynologiques sur le sondage 2 :

- 1 - Tourbe superficielle, à forte teneur en matière organique (> 75 %), de plus de 1 m d'épaisseur, qui passe sans transition au niveau sous-jacent ;
- 2 - Craie lacustre jaune, à mollusques d'eau douce, absente dans le sondage 1 : époque romaine (base) à Haut Moyen Âge (sommet) ;
- 3 - Tourbe crayeuse (50 % de CaCO_3), à rares mollusques, absente dans le sondage 1 et coupée par un niveau de tourbe peu épais dans le sondage 4 : Subboréal final – début du Subatlantique (base) à première partie du Subatlantique (sommet) ;
- 4 - Craie lacustre jaune, brune au contact du niveau 3, à oogones de characées et mollusques : Subboréal final à début du Subatlantique.

Une datation ^{14}C sur un échantillon prélevé dans la moitié inférieure du niveau 3 donne une date de 2035 ± 105 BP (Ly 4870), en bon accord avec les données de la palynologie.

Dépôts anthropiques

X. Dépôts artificiels, remblais. Les dépôts, décharges ou déchetteries, parfois importants (Vieu-d'Izenave, sablière du Grand-Cotiau) ne sont pas distingués, pas plus que les remblais pour l'assise de l'autoroute A 40 (la Rochette, vallée de Mionne, échangeur de Saint-Martin-du-Frêne) réalisés à partir des formations affleurantes.

Sont cartographiés les remblais provenant des déblais de foration des tunnels autoroutiers de Chamoise, aux Neyrolles (les Battoirs) et de Saint-Germain-de-Joux. Également le remblai pour la plate-forme de la zone d'activité de Bellignat.

Dépôts de versants

E. Éboulis. Ils tapissent les pentes de pied de falaises et sont particulièrement développés dans les gorges de l'Ain, la cluse de Nantua, la vallée de la Sarsouille à l'Est d'Oyonnax et celle de la Semine. Ce sont des cailloutis calcaires anguleux, hétérométriques (du cm^3 à plusieurs dm^3), à matrice argilo-limoneuse superposés aux groizes.

S. Dépôts de gélifraction (ou gélifluxion) dominants. Ce sont des groizes fini-würmiennes qui forment l'essentiel des talus d'éboulis importants sous les falaises de roches gélives : calcaires oolitiques et à débris du Bajocien supérieur, calcaires pseudolithographiques à l'Est de la ligne Poncin-Nantua et Oolite de Corveissiat (ou de Ramasse) à l'Ouest de cette ligne pour l'Oxfordien supérieur.

Localement, de part et d'autre du lac de Nantua, mais surtout au Nord, sur les groizes reposent des gros blocs ou des petites falaises qui, détachés de la falaise principale, se sont déplacés par tassement et glissement limité (les Fêcles, Maria-Matre au Nord ou les Doigts-du-Diable au Sud du lac).

SM. Éboulements en masse ou écroulis. L'écroulis ou grand éboulement des Platières, à 2 km au NNE des Neyrolles, a donné naissance au lac de Sylans. La zone de départ ou niche d'arrachement se place le long de l'interruption de la ligne de falaise au Nord de la cluse entre Font-Sème et Roche-Rousse. Le front de l'écroulis ferme la cluse entre les Neyrolles et le lac de Sylans, déborde vers le Sud-Est le tracé de la RN84 pour longer approximativement celui du CD65.

L'événement s'est produit au cours de la période historique, mais la date de l'éboulement n'est pas connue de façon précise. On sait (Fillion et Legrand, 1991) que le lac de Sylans en arrière du barrage formé par cet écroulis est antérieur à 1144, date d'une bulle papale d'Eugène III (1145-

1153), texte repris de la bulle du pape Lucius II, datée de 1144, dans laquelle le lac est cité.

U. Tufs et travertins. Une importante masse de tufs est localisée au SSE de Samognat dans le bief de la Touvière. Le ruisseau, depuis sa source au point coté 477, coule sur les tufs jusqu'à proximité de la ferme de la Touvière au point coté 411.

Sur la rive gauche de l'Ain, au Nord de Granges, des tufs affleurent dans le bief des Granges près de l'ancien moulin et jusque au bord de l'Ain.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Les données tirées des feuilles voisines, des forages et de la géophysique permettent de retracer l'histoire anté-mésozoïque.

Le substratum anté-triasique (ou hercynien)

Le socle n'affleure qu'en périphérie du Jura externe : au Sud, le pointement de Chamagnieu (feuille Bourgoin), à l'Ouest, le Massif central, au Nord-Ouest celui de la Serre et au Nord, les Vosges.

Le seul forage profond, sur le territoire de la feuille Nantua, a été implanté en 1991 pour EssoRep sur la commune d'Apremont.

D'après les données de la géophysique, l'écorché anté-triasique (Debrand-Passard *et al.*, 1984, carte G3) montre sur le territoire de la feuille un socle anté-carbonifère métamorphisé et granité lors de l'orogénèse varisque. Sa structuration permet d'individualiser, au Nord-Ouest et en marge nord de la feuille, des roches cristallophylliennes prédominantes, au Sud-Est, des granites et métagranites. Au centre, et traversant la feuille suivant sa diagonale SW-NE, une zone déprimée dans laquelle se sont déposés des sédiments stéphaniens, puis de l'Autunien bitumineux.

Trias

À l'exception des Argiles de Levallois, les terrains triasiques n'affleurent pas sur la feuille, mais sont connus au Nord (feuille Moirans-en-Montagne), à l'Est (feuille Saint-Julien-en-Genevois), au Sud (feuille Saint-Rambert-en-Bugey). Leur importance est considérable dans l'évolution tectonique, puisqu'ils forment, par leur partie supérieure (Keuper), le principal niveau de décollement de la couverture méso-cénozoïque au-dessus du tégument et du socle.

De type germanique, mais incomplet à sa base (Grès inférieurs ou Buntsandstein), il comprend le Muschelkalk, la Lettenkohle et le Keuper. Les

fortes épaisseurs dans la Bresse et le Jura sont situées à l'aplomb des bassins permo-houillers : Bresse et prolongement du bassin de Saint-Etienne.

Jurassique

Les affleurements les plus anciens appartiennent à l'Hettangien.

Au **Jurassique inférieur**, l'influence hercynienne est marquée par l'individualisation de l'Éperon lyonnais orienté SW-NE, sur lequel le taux de sédimentation est réduit. L'Hettangien transgressif, peu épais (< 5 m), s'est déposé, avec des lacunes, en milieu peu profond, de basse énergie. La tendance à l'approfondissement relatif au Sinémurien aboutit à des épaisseurs (20 à 50 m) devenant maximales selon un axe SW-NE Bresse-Léman. Ce régime se poursuit au Pliensbachien avec un Domérien argileux (> 50 à 100 m) qui, au sommet, est marqué par des calcaires bioclastiques régressifs. La sédimentation, toujours influencée par le jeu positif de l'Éperon lyonnais, est réduite, lacunaire, avec des oolites ferrugineuses en milieu agité à partir du Toarcien moyen et au Toarcien supérieur.

Au **Jurassique moyen**, la feuille Nantua se situe à la partie méridionale de la plate-forme orientale (Contini et Mangold, 1980, 1984), généralement carbonatée, zone de transition avec le bassin subalpin. Le jeu positif de l'Éperon lyonnais se poursuit pendant l'Aalénien inférieur et moyen. Au sommet de l'étage, les Calcaires et marnes micacés à *Cancellophycus* marquent un net approfondissement avec des épaisseurs plus fortes dans le Jura interne (> 20 m).

Le Bajocien inférieur débute par l'inondation des Marnes à *Discites*, suivie des cortèges transgressifs des Calcaires fins à entroques et à silex de faciès d'avant-plage. Les Calcaires à polypiers se placent également dans ce régime d'approfondissement. Au Bajocien supérieur, après une chute du niveau marin relatif marqué par les Calcaires à petites huîtres, s'installent à l'Ouest des calcaires oolitiques ou à entroques et débris de bas niveau marin, coupés par l'épisode d'inondation du niveau inter-oolitique. À l'Est, dans le Jura interne, l'apparition de la boue avec les calcaires argilo-terreux témoigne d'un milieu plus profond et ouvert sur le bassin subalpin, et la fin du régime de plate-forme carbonatée.

Un haut-fond, sans doute ennoyé, avec de rares flaques de Calcaires à taches, occupe le Jura externe pendant le Bathonien inférieur et moyen, alors qu'à l'Est, dans la Haute chaîne, la sédimentation de plate-forme externe ou de pente est continue. Vers la limite Bathonien moyen-Bathonien supérieur, se place un renversement de subsidence (Mangold, 1971) : le Jura externe est le siège d'une sédimentation active, épaisse, de plate-forme externe déposant les Marnes des Monts d'Ain, le Jura interne joue alors le rôle de haut-fond

avec des dépôts réduits ou des calcaires oolitiques de plate-forme (Calcaires des Piards). Enfin, le sommet de l'étage (Calcaires spathiques à bryozoaires) marque un retour vers des conditions d'avant-plage.

Pendant le Callovien inférieur le régime de plate-forme d'avant-plage se poursuit avec des dépôts carbonatés (DN ou LRV), toujours peu épais, remplacés localement par des calcaires à oolites ferrugineuses (OFB), dépôts réduits et condensés. Plus ou moins tôt s'installent ensuite des dépôts plus épais, de bordure de plate-forme ouverte, calcaréo-argileux (ACA) à l'Ouest, plus réduits et avec oolites ferrugineuses au centre et à l'Est (CA). Des lacunes nombreuses témoignent de la mobilité du fond et de l'agitation du milieu. Le Callovien supérieur, le plus souvent très incomplet, est raviné par la reprise de sédimentation oxfordienne du niveau à fossiles phosphatés de la base des Marnes à *Creniceras renggeri*.

Au **Jurassique supérieur**, la feuille de Nantua se situe encore dans la partie méridionale de la plate-forme orientale (Enay, 1980), dans la zone de passage entre les faciès de plate-forme carbonatée au Nord-Ouest et les faciès de plate-forme externe au Sud-Est, à la marge du bassin delphino-helvétique. La limite entre ces deux domaines et les lignes isopiques conservent une orientation SSW-NNE pendant tout le Jurassique supérieur marqué par la progradation en direction du bassin des faciès de plate-forme carbonatée et de plate-forme interne. Cette évolution aura son aboutissement dans les faciès margino-littoraux au passage Jurassique-Crétacé (faciès purbeckiens).

Au début de l'Oxfordien, le schéma paléogéographique est celui du Callovien : un domaine à sédimentation nulle ou réduite sur le « seuil » de la Haute chaîne qui marque la partie haute de la pente vers le bassin et un domaine subsident où s'accumulent les unités de la première séquence oxfordienne, Marnes à *Cr. renggeri*, Couches à sphérites et équivalents, Couches de Birmensdorf et Calcaires hydrauliques. La plate-forme carbonatée de l'Oxfordien moyen (ou rauracienne) développée sur le Jura central et septentrional est en dehors de la feuille.

À la limite Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur se produit un renversement de subsidence (Enay, 1966a) et l'instauration d'un nouveau schéma paléogéographique qui ne changera plus jusqu'à la fin du Jurassique. Les faciès les plus ouverts et les épaisseurs les plus grandes sont au Sud-Est, tandis qu'au Nord-Ouest les séries sont moins épaisses et de faciès marins plus proximaux. Ce sont d'abord les unités de la deuxième séquence oxfordienne (Couches d'Effingen et du Geissberg, Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques), avec l'amorce de la deuxième plate-forme carbonatée (ou séquanienne) dans l'angle nord-ouest de la feuille (faciès à oncoïdes des Calcaires lités, Oolite de Corveissiat, Calcaires d'Aranc et équivalents).

Le Kimméridgien inférieur correspond à un approfondissement marqué par une nouvelle avancée des faciès ouverts à ammonites (Couches à céphalopodes terminées par les Calcaires de Tabalcon), développés dans la moitié est de la feuille et l'avancée vers le Sud-Est des faciès de vasière (Couches à ptérocères), à peu près de même âge, de l'angle nord-ouest. Une montée du niveau marin relatif est sans doute à l'origine de cet ennoyage convergent de la plate-forme qui laisse subsister l'axe calcaire Pont-d'Ain-Oyonnax à sédimentation de plate-forme carbonatée (Calcaires d'Oyonnax).

Dès la fin du Kimméridgien inférieur et au Kimméridgien supérieur, la plate-forme carbonatée kimméridgienne reprend sa progradation vers le Sud-Est, isolant des faciès de lagon (Calcaires en plaquettes) ou de chenaux (Couches de Prapont) et les faciès de plate-forme interne de la moitié ouest de la feuille (Calcaires à stromatopores, à tubulures et dasycladales), en partie mimétiques des calcaires à tubulures des Couches du Chailley du Tithonien.

Au Tithonien la partie distale de la plate-forme carbonatée est maintenant située au-delà de la feuille vers l'Est (Salève) et la totalité de la feuille correspond à une vasière protégée (Couches du Chailley), à laquelle succèdent des environnements d'estran (Tidalites de Vouglans) qui conduisent progressivement à l'émersion de la fin de Jurassique et du tout début du Crétacé.

Crétacé

À la base du **Crétacé inférieur** se développent les faciès purbeckiens de plate-forme interne. Ils s'étendent sur l'ensemble de la feuille, y compris à l'Ouest de l'Ain. Puis, s'installe un régime transgressif de plate-forme externe avec de nombreuses oscillations. Le Valanginien correspond à des dépôts de plate-forme carbonatée peu profonde et l'Hauterivien débute par une inondation (marnes) suivie de dépôts bioclastiques à glauconie dans un milieu d'avant-plage. Un abaissement du niveau marin relatif fait apparaître les faciès de plate-forme interne de type urgonien, plus nets dans le Jura interne, amenant l'émersion à la fin du Barrémien. Le Crétacé inférieur s'achève par des sables quartzeux et glauconieux.

Le Crétacé supérieur est conservé de façon discontinue, fortement amputé au sommet par l'érosion éocène. Les faciès crayeux avec silex, débutent dès le Turonien (peut-être déjà au Cénomaniens supérieur) dans un milieu de plate-forme largement ouvert sur le Bassin de Paris. À la fin du Crétacé le Jura est émergé.

Paléogène

L'Éocène correspond ici à une période d'altération chimique en domaine continental. Il n'est pas connu sur la feuille Nantua, mais existe plus à l'Est

(feuille Saint-Julien-en-Genevois) sous le faciès calcaires et marnes lacustres, attribués au Ludien (Jodot, 1954).

Des conglomérats de l'Oligocène, toujours associés à des failles, ont été attribués au Ludien moyen-supérieur ; tous ceux indiqués sur la feuille Nantua à 1/80 000 (2^e éd.), n'ont pas été retrouvés. Le matériel jurassique et crétacé provient des reliefs de failles nés dans le contexte distensif des fossés péri-jurassiens.

Néogène

Pendant le Miocène, le Jura reste émergé, à l'exception des synclinaux orientaux de la Haute chaîne envahis par la mer burdigalienne (feuille Saint-Julien-en-Genevois), du Bas-Valromey (feuille Saint-Rambert-en-Bugey) et du bassin de Belley (feuille Belley), recouverts au Burdigalien supérieur. À l'Ouest, la mer occupe le Sud de la Bresse sans pénétrer franchement la bordure occidentale du Jura, où les influences marines persistent jusque dans la base du Tortonien (Saint-Rambert-en-Bugey).

Les parties émergées poursuivent l'évolution continentale débutée à la suite de l'émergence du Crétacé supérieur, avec l'ébauche d'un réseau hydrographique attesté par les conglomérats tortoniens de Breignes (feuille Saint-Rambert-en-Bugey), que déjà A. Boistel (1898) attribuait à un ancien cours de l'Ain. Sur la feuille Nantua, les dépôts de cette époque sont localisés dans quelques zones déprimées occupées par des lacs ou marécages, datés du Burdigalien très supérieur, près d'Oyonnax ou attribués au Tortonien, près de Villereversure (Perriaux *et al.*, 1984).

La régression messinienne accélère la mise en place du réseau hydrographique rhodanien (dans lequel les dépôts pliocènes sont emboîtés, à l'aval et à l'amont de Lyon), dont l'Ain et ses affluents. Le Jura, définitivement émergé, sera plissé au Miocène terminal.

Pléistocène

Le phénomène glaciaire est l'événement majeur, avec deux glaciations bien caractérisées, attribuées au Riss et au Würm, respectivement. Les dépôts du complexe des moraines externes rissiennes, qu'ils soient d'origine alpine (= rhodanienne), dans le quart sud-ouest, ou locale (= jurassienne), dans l'angle nord-ouest, sont identifiés seulement en avant du complexe des moraines internes wurmiennes.

Les dépôts de la deuxième occupation glaciaire (moraines internes würmiennes), sont mieux conservés, en particulier les derniers stades de retrait. Les fronts glaciaires successifs sont fortement influencés par la topographie et se divisaient en lobes ou langues (langues de l'Ain, de Nantua) marquées

par leurs moraines frontales (Montréal, Béart, Saint-Martin-du-Frêne), des dépôts proximaux de déglaciation (Cize-Hautecourt) ou des dépôts glaciolacustres de remplissage de lacs proglaciaires ou d'obturation glaciaires (lacs de l'Oignin, de l'Ange, de Maillat et des Eaux Mortes).

En dehors du domaine englacé, l'Ain et le Suran édifient les hautes terrasses alluviales, sans doute en relation avec ces fronts glaciaires.

Holocène

L'érosion des reliefs, gravitaire ou par les eaux courantes, est le principal responsable des dépôts postérieurs à la déglaciation würmienne, auxquels s'ajoutent les dépôts bio-chimiques (tufs) et des eaux closes, plus localisés.

ÉVOLUTION TECTONIQUE

DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION DES STRUCTURES

Le schéma structural (fig. 11) montre les éléments majeurs de la structure, d'une part, les principaux axes anticlinaux et synclinaux, d'autre part, les principales failles indiquées sur la carte géologique. Outre qu'il souligne l'importance et la répartition de la fracturation jusqu'à l'échelle hectométrique, il distingue entre les failles et décrochements majeurs et les autres failles ou décrochements.

La limite et l'affrontement Jura interne et Jura externe

La limite est tracée, dans le prolongement de celle déjà utilisée pour la feuille Saint-Rambert-en-Bugey, le long de la faille et de l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont (7), qui traversent la feuille obliquement du Sud au Nord, de la Forêt de Meyriat à la Forêt de Belleydoux, dans l'angle nord-est. Au-delà, il se poursuit sur la feuille Moirans-en-Montagne, où il interfère avec les structures qui prolongent l'accident complexe du Vuache et qui n'intéressent pas directement la feuille Nantua, avant de rejoindre au Nord le faisceau de Syam (Glangeaud, 1947, 1952) ou des Planches (Clin et Perriaux, 1964 ; Clin *et al.*, 1968).

Le tracé de l'accident limite, de direction N30, reste relativement rectiligne. Il n'est pratiquement pas affecté par les grands accidents transversaux qui viennent s'amortir à son niveau, comme le décrochement Col de Richemond-Col de la Cheminée (sur Saint-Rambert-en-Bugey), au niveau de l'Étang-Marron, ou bien avant, comme le décrochement du Poizat, au front de la « virgation de la Forêt de Moment » (Clin et Perriaux, 1964). Par contre, au contact de la gouttière synclinale qui le borde à l'Est, formée par

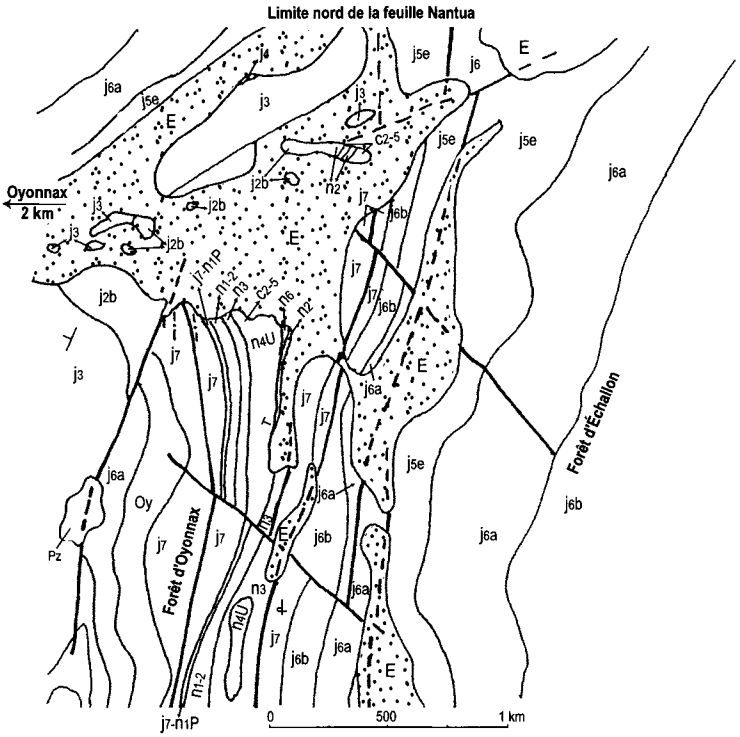


Fig. 11 - Carte détaillée de la structure dite « constriction » d'Oyonnax

les lanières et bassins synclinaux crétacés de la Combe Ferirand–les Neyrolles–Synclinaux de Charix et de Viry, son tracé est perturbé par des structures considérées comme « accidentelles », constrictions de la Forêt d'Oyonnax et chevauchement des Neyrolles–Mont Cornet (Clin *et al.*, 1964 ; Clin et Perriaux, 1964).

L'accident limite du Jura externe et interne, ainsi que la gouttière synclinale crétacée correspondent probablement à une structure faillée ancienne de la couverture et du socle (Goguel, 1952).

Les unités du Jura interne

Le tiers oriental de la feuille appartient au faisceau de plis du Jura interne ou Haute chaîne, d'altitude plus modeste que les Monts Jura au Nord du Vuache (1351 m au Crêt-du-Nû, sur Seyssel). Bien qu'elle ne coïncide que très localement avec des failles (site du lac de Sylans), la cluse de Nantua à Bellegarde sépare nettement les parties nord et sud de l'arc de la Haute-chaîne. La correspondance (ou les homologies) entre les unités des deux secteurs existe(nt), mais le jeu dextre de la faille du Poizat, au front de la virgation de la Forêt de Moment, fait que les unités présentes sur la feuille sont plus nombreuses au Sud. Les unités absentes au Nord sont représentées sur la feuille voisine, Saint-Julien-en-Genevois. Les correspondances seront données à la fin de la description des deux secteurs qui seront présentés séparément.

Les unités du Jura interne au Sud de la cluse de Nantua

Ce domaine plissé compte plusieurs anticlinaux, d'échelle kilométrique à plurikilométrique, qui pincent des synclinaux de dimension plus petite (500 m). Ces anticlinaux, amples et lourds, à voûte surbaissée, à flancs très raides ou verticaux, localement déversés, évoquent le style de plissement (haut) jurassien, mais ils correspondent à autant d'unités découpées par des failles subméridiennes, de direction N10-30. Les plis et les failles qui les séparent sont tordus et étirés vers le Nord-Est au niveau de la faille du Poizat pour former la « virgation de la Forêt de Moment » de M. Clin et J. Perriaux (1964). D'Est en Ouest se succèdent :

- Le plateau ou massif de Retord, lui-même constitué de plusieurs unités, l'anticlinal du Crêt-du-Nû et le synclinal de la Liez, l'anticlinal des Gallanchons–Crêt-de-Beauregard, l'anticlinal de Bérentin–le Poizat et le synclinal de Trouvant ;
- Le vaste anticlinal de Cormaranche–les Moussières et le synclinal du Replat ;
- La gouttière synclinale crétacée et le Jurassique supérieur de la Combe Ferirand–les Neyrolles.

• **Le Bloc (ou Massif) de Retord (1a-c)**. Il occupe l'angle sud-est de la feuille qui couvre seulement sa partie nord, à l'exclusion de l'extrémité nord-est sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois ; la partie méridionale est sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey.

Sa limite septentrionale correspond à l'accident-limite de la virgation de la Forêt de Moment ou faille du Poizat, de direction N70, avec un jeu en décrochement dextre, conjugué de la faille de la Sandézanne, senestre et orientée N130-150, qui prolonge la branche occidentale (relais de failles Léaz-Champfromier) du système du Vuache (Donzeau *et al.*, 1997, 1998).

– L'unité la plus orientale est l'**Anticlinal du Crêt-du-Nû** (1a), qui a pris le relais de l'anticlinal du Grand-Colombier-de-Culoz, point culminant de la Haute chaîne au Sud de la cluse de Nantua à Bellegarde (1535 m), sur la feuille Seyssel. Appuyé à l'Ouest à la faille qui le sépare de l'anticlinal du Crêt de Beauregard et bordé d'un synclinal crétacé bien développé au Nord de la D 100 (la Croix-Jean-Jacques) (1a'), il dessine une large voûte très plate, à flancs très redressés ou même déversés à l'Est, au-dessus du plateau crétacé de la Michaille. Au niveau de la cluse, biseauté par l'accident du Poizat, il est réduit à son flanc oriental très redressé, traversé par le tunnel autoroutier (A 40) de la Crotte (feuille Saint-Julien-en-Genevois).

– L'**Anticlinal du Crêt-de-Beauregard-les Gallanchons** (1b) est le prolongement nord de l'unité appelée élément central de Retord sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey, avec la même structure d'un large anticlinal à cœur oxfordien, Couches d'Effingen et Geissberg au Sud, puis Calcaires lités et Calcaires pseudolithographiques, sur lesquels reposent des buttes-témoins de Calcaires d'Aranc. Au Nord du Crêt de Beauregard, la boutonnière d'érosion des Gallanchons est ouverte jusqu'aux calcaires du Bathonien dégagés en surface substructurale par les deux branches amont du Tacon (bief d'Enfer et ruisseau de Maleval). À l'extrémité nord-est, biseauté également par l'accident du Poizat, le pli est réduit à un noyau de Bajocien étiré entre les deux flancs laminés et réduits au Jurassique supérieur calcaire. Ils ont totalement disparu sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois où perce le Lias reconnu au cours des études pour l'autoroute A 40 (Enay et Mangold, 1977a ; Bienfait, 1981).

– L'**Anticlinal de Bérentin-le Poizat** (1c) (= anticlinal de la Forêt de Moment de P. Bienfait, 1981), peu développé sur Saint-Rambert-en-Bugey, prend plus d'importance sur Nantua, toujours bordé à l'Est par un petit repli synclinal de Crétacé inférieur (1c') (le Ris *in* Bienfait, 1981). Le flanc oriental correspond à un large monoclinale de Jurassique supérieur qui culmine à 1 204 m à la Grande-Montagne, dominant la combe oxfordienne creusée dans l'axe du pli jusqu'au cœur bathonien. Au contact de la faille du Poizat, il est réduit à une lame calcaire étirée et pincée entre l'accident N70 et la faille-limite avec l'anticlinal des Gallanchons (le Ris). Au front du pli, les reliefs de la Forêt de Moment sont formés par le Jurassique supérieur

calcaire du flanc occidental, redressé contre la faille limite avec l'anticlinal de Cormaranche–les Moussières, étiré et tronçonné par des failles transverses à l'approche du décrochement dextre de la faille du Poizat. Au Nord de la faille lui correspondent les structures « en amygdales » (Bienfait, 1981) de la région de Lalleyriat.

La faille-limite, proche de la verticale au Sud, est progressivement déformée en faille inverse au front (= flanc ouest) des amygdales et passe à un véritable plan de chevauchement au Sud de Saint-Germain-de-Joux (tête est du tunnel autoroutier), avec étirement et laminage des séries marneuses ou marno-calcaires de l'Oxfordien (vallon du Tachet) et réapparition d'un noyau de calcaires du Bajocien–Bathonien à l'Ouest de Tacon. Au Nord de la cluse et du Nord vers le Sud, le bourrelet anticlinal (et la faille) de Marnod présente(nt) une évolution comparable, quoique moins complexe.

• **L'anticlinal de Cormaranche–les Moussières (2)**, d'ampleur plurikilométrique, est représenté par sa terminaison nord qui prolonge les structures de la feuille Saint-Rambert-en-Bugey. Il dessine une large voûte coffrée dissymétrique, limitée sur toute sa longueur par la faille qui le sépare de la gouttière synclinale crétacée Combe de Ferirand–les Neyrolles. Le flanc ouest est très redressé ou vertical, le flanc oriental doucement incliné vers l'Est et bordé par une bande de Crétacé inférieur. L'axe du pli est occupé par la combe du Callovien-Oxfordien et les noyaux discontinus de calcaires du Bathonien de la Combe de Léchaud.

L'anticlinal de Cormaranche–les Moussières est moins directement affecté par la faille N70 du Poizat amortie au niveau de la faille-limite de l'anticlinal de Bérentin. À partir de la boutonnière oxfordienne du creux de Colliard il montre une forte torsion vers le Nord-Est, en bordure de la cluse de Nantua et du lac de Sylans, au contact de la dalle crétacée du Synclinal de Charix, dont le coin sud-ouest apparaît sous les éboulis aux Neyrolles, enfoncé sous le Jurassique supérieur de Colliard. Le plateau de Jurassique supérieur des Granges du Poizat dessine un pli en genou au-dessus du lac de Sylans vers lequel plongent les dalles calcaires des Couches du Chailley. Au-delà du Bief-à-la-Dame, la zone tabulaire au front des amygdales de Lalleyriat, isolée sur le bord sud de la cluse, appartient déjà au large monoclinale de Plagnes (5), développé au Nord de la cluse.

• **Les lanières de Crétacé et de Jurassique supérieur de la Combe Ferirand–les Neyrolles (3)**. M. Clin *et al.* (1964) ont donné une analyse tectonique détaillée de cette unité, reprise par M. Clin et J. Perriaux (1964) dans leur description de « l'accident synclinal de la Haute chaîne » qui, sur la feuille Nantua, comprend également le synclinal de Charix, bien développé au Nord du lac de Sylans.

La gouttière (ou lanière) de la Combe Ferirand comprend deux unités : une lanière étroite de Crétacé inférieur (3a), prolongement nord du large synclinal d'Hauteville (feuille Saint-Rambert-en-Bugey), qui a conservé les rares dépôts connus de l'Éocène-Oligocène (Étang-Marron) ; bordé à l'Ouest, en avant du chevauchement principal de l'anticlinal des monts d'Ain-Apremont, par la bande de Jurassique supérieur redressée à la verticale au rocher du Charveyron, qui domine le hameau des Battoirs (3b).

Ces structures correspondent à une zone de serrage intense au front du bloc de Retord, entre le couloir de décrochement senestre col de la Cheminée-col de Richemond (sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey) et l'accident dextre passant par les Neyrolles et le lac de Sylans, au contact de la dalle crétacée du synclinal de Charix et de l'anticlinal de Cormaranche-les Moussières, de même direction (N50 à N70) que l'accident du Poizat au front de la virgation de la Forêt de Moment.

Les unités du Jura interne au Nord de la cluse de Nantua

• **Le flanc occidental de l'anticlinal de Marnod et le synclinal des Combes** (4). L'anticlinal de Marnod, creusé jusqu'aux Calcaires lités, vient chevaucher légèrement, par son flanc ouest de Jurassique supérieur, le synclinal à cœur valanginien des Combes. Sa terminaison nord, à l'Est de Fichin, se trouve sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois.

Au Nord, le jeu senestre du décrochement de la Sandezanne-Échal-lon-Grand-Pré rejette l'anticlinal vers l'Ouest, mais aucune structure syn-clinale ne prolonge celle des Combes.

• **Le plateau de Plagne-Belleydoux-forêt d'Échallon** (5). L'unité monoclinale dans sa majeure partie, entaillée par la Semine à l'Est, est composée de Kimméridgien et de Tithonien. Vers l'Ouest se développe une structure en genou, dont la retombée occidentale, verticale ou même déversée, vient chevaucher le synclinal de Charix.

• **Le synclinal de Charix** (6). Il prolonge le synclinal d'Hauteville, relayé par la gouttière des Neyrolles. Au Nord de la cluse de Nantua, des Neyrolles à la Tour, le synclinal de Charix débute par une dalle de Crétacé inférieur à peu près horizontale, chevauchée par les unités du Mont-Cornet et de Roche-Rousse à l'Ouest et localement par le flanc ouest du pli en genou de la forêt d'Échallon. Le synclinal, large au Sud, s'étrangle vers le Nord pour prendre une forme triangulaire étirée. Ainsi, au Nord du lac Genin ne subsiste plus qu'une étroite bande à cœur urgonien ou turonien, encadrée par les dalles verticales de Jurassique supérieur du Crêt-Marquet à l'Est et de la forêt d'Oyonnax à l'Ouest. Les ultimes témoins septentrionaux du synclinal apparaissent dans le ravin du Fouget, au-dessus du monument (cote 814) sur la

D13 d'Oyonnax à Belleydoux ; ce sont les calcaires crayeux du Turonien et le Tertiaire un peu à l'Ouest sur le chemin de la grotte de Lordon. La structure homologue sur la feuille Moirans-en-Montagne est le synclinal de Viry.

M. Clin et J. Perriaux (1964, p. 450) évoquent à la suite de J. Goguel (1952, p. 832) une faille du socle qui aurait induit dans la couverture « deux familles de failles opposées préparant l'ouverture d'un fossé », réalisé lors de la phase de distension. La compression ultérieure entraîne le redressement des compartiments voisins en dalles verticales.

• **La constriction de la forêt d'Oyonnax.** M. Clin et J. Perriaux (1964, fig. 11) désignent ainsi l'étranglement à l'origine de la fermeture septentrionale du synclinal de Charix dans la vallée de la Sarsouille.

La terminaison nord du synclinal de Charix, au Sud de la Sarsouille, est chevauchée sur son flanc oriental par le Tithonien renversé de la lame du Crêt-Marquet ; son flanc occidental se raccorde par un compartiment de Malm vertical ou déversé au Jurassique supérieur de la forêt d'Oyonnax, en contact par faille avec le cœur de l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont.

Au Nord de la Sarsouille, les unités homologues septentrionales sont déviées vers l'Est par un décrochement dextre qui s'incurve ensuite en direction nord-est sur la feuille Moirans-en-Montagne, devenant l'accident limite est du Mont Verlon, unité verticale homologue du Crêt-Marquet et qui domine à l'Est le synclinal de Viry. De même, le Mont-de-la-Chaux est le prolongement nord de la forêt d'Oyonnax (Clin *et al.*, 1968).

Cette constriction résulte donc du jeu des failles longitudinales pinçant les unités et de celui du décrochement.

• **Le chevauchement des Neyrolles-Mont Cornet.** Le secteur qui s'étend jusqu'au lac de Sylans correspond à une zone de serrage intense localisé, symétrique de la constriction d'Oyonnax, associé à un jeu en décrochement dextre. Ce mouvement est lié à l'accident-limite SW-NE passant par les Neyrolles et le bord sud du lac de Sylans, au front de l'anticlinal de la Forêt des Moussières (ou de Colliard).

À hauteur des Neyrolles, les calcaires du Tithonien et/ou du Valanginien, à peine déformés et légèrement pentés vers l'Est, sont les homologues des larges affleurements crétacés en falaise sur la rive nord du lac de Sylans, auxquels ils se relient sous les éboulis et les dépôts quaternaires. Tous ces éléments tabulaires, disjoints par l'érosion ou les recouvrements, appartiennent à la même unité, la « dalle crétacée » du Synclinal de Charix, dont l'angle sud-ouest s'enfonce sous les unités bordières de Jurassique supérieur refoulées sur elle.

À ce mouvement participe la bande étroite de Jurassique supérieur (Mont-Cornet, les Cheminées, Font-de-Sème, Roche-Rousse), découpée par des failles directionnelles, entre la masse anticlinale des Monts d'Ain-Apremont et la dalle crétacée Charix-les Neyrolles. Les éboulis masquent les contacts, mais il ne fait pas de doute que le Mont-Cornet, d'une part, est cisailé sur son arrière par l'accident frontal de l'Anticlinal des Monts d'Ain-Apremont et, d'autre part, repose suivant un accident très plat sur la dalle crétacée de l'unité de Charix (Énay, 1976b). L'amplitude du chevauchement diminue probablement vers le Nord-Est, mais tout ce secteur jusqu'à Roche-Rousse apparaît profondément démantelé par une érosion intense et couvert d'éboulis.

La complexité tectonique du secteur, s'ajoutant au relief et au grand développement des éboulis, a justifié le tracé en encorbellement, sur piliers ancrés sur la dalle crétacée, de l'A40 entre le viaduc des Neyrolles et l'échangeur de Sylans.

Les accidents transversaux des unités du Jura interne

Les structures décrites ci-dessus et les failles N10-30° qui soulignent les structures majeures sont associées à des accidents transversaux. Parmi eux la faille du Poizat (ou accident de la Forêt de Moment de P. Bienfait, 1981) occupe une place particulière.

• **Les accidents transversaux N50-70 et N130-150.** Au Sud de la cluse de Nantua, ils sont nombreux dans le bloc de Retord, au Sud de la faille du Poizat, et dans l'anticlinal de Cormaranche-les Moussières. Ils forment un système conjugué de décrochements senestres (N130-150) ou dextres (N30-50) qui s'intègrent à ceux de la partie nord-est de la feuille Saint-Rambert-en-Bugey, correspondant à un champ de déformation avec raccourcissement E-W (\pm N110) et une extension N-S (\pm N10).

Les plus à l'Ouest, dans l'anticlinal de Cormaranche-les Moussières et les lanières de Combe Ferirand-les Neyrolles, ne dépassent pas vers l'Ouest la faille-limite du Jura interne et externe, au front de l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont, au moins au Sud de la cluse. Cependant, l'orientation NW-SE des grandes entailles en demi-cluse (Combe de Vau, bief du Valey et celles au Sud, sur Saint-Rambert-en-Bugey) du coeur de l'anticlinal et de la dalle monoclinale de Jurassique supérieur de son flanc ouest, et leur situation dans le prolongement de failles reconnues, pourraient indiquer l'existence d'une fracturation, discrète et non cartographiable, à l'origine de ce trait géomorphologique.

Au Nord de la cluse de Nantua, le plateau de Plagne-Belleydoux est traversé par le décrochement sénestre (N130-N150) de la Sandezanne (feuille

Saint-Julien-en-Genevois)–Échallon ; il se poursuit vers le Nord-Ouest traversant le synclinal de Charix et le Jurassique supérieur de la forêt d'Oyonnax. Son rejet latéral s'atténue dans le Dogger de l'anticlinal d'Apremont. Ici aussi son prolongement coïncide avec la vallée de Geilles.

De nombreux accidents de la même famille découpent les unités qui se succèdent depuis la forêt d'Échallon jusqu'à la forêt de Montréal–forêt de Niermes, mais ils ont en général un jeu décrochant sénestre.

La faille N70 de la Combe d'Orvaz (feuille Saint-Julien-en-Genevois) vient mourir dans le plateau de Belleydoux.

• **La faille du Poizat et les structures associées.** Sur le terrain ou en photo aérienne, cet accident se suit sans peine depuis le Poizat à l'Ouest jusqu'au Nord et au-delà de Montanges, à l'Est (sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois). Son tracé, pratiquement rectiligne, est souligné à l'Est de Lalleyriat par un alignement de dépressions (le Ris, Combe Fontenay).

Il peut être observé directement en quelques points : sur Saint-Julien-en-Genevois, près de Tacon, sur le tracé de l'autoroute A 40, une schistosité verticale N70, parallèle à l'accident, affecte les Calcaires lités en contact avec les marnes du Lias moyen ; sur Nantua, le long de la route de la Combe Fontenay, des miroirs de faille et des lentilles de cisaillement dans les calcaires du Kimméridgien, avec stries voisines de l'horizontale $\pm 15^\circ$; sur la route des Gallançons, des miroirs de failles avec stries horizontales, dont deux déversés vers le Nord, les anciennes stries horizontales rayées par des stries N160, traduisant un dernier rejeu en faille inverse (Bienfait, 1981).

La faille du Poizat a joué en décrochement dextre, avec décalage vers l'Ouest du compartiment méridional (= bloc de Retord), bien visible au niveau de la zone plissée de l'angle sud-est de la feuille Nantua comme au niveau de la surface structurale de la Michaille (sur Saint-Julien-en-Genevois). Les failles majeures N10-30 et les axes des plis de part et d'autre de l'accident montrent une rotation dextre dont l'amplitude peut atteindre 40° .

Sur le côté nord de l'accident, plusieurs failles satellites s'en détachent, entre le Sud du Poizat et Trébillet, qui découpent des amygdales de quelques centaines de mètres à plus d'un kilomètre, de dimension croissantes d'Ouest en Est, affectées d'une rotation interne sénestre. Ces failles satellites présentent des rejets horizontaux dextres (jusqu'à 450 m à Lalleyriat) et sont interprétées comme un système de failles de Riedel synthétiques (système R de Vialon *et al.*, 1976 ; Mattauer, 1973). Elles tronçonnent la faille-limite de l'anticlinal de Bérentin, déformée et reprise en faille inverse dextre au front (= flanc ouest) de chaque amygdale.

Le rejet vrai de l'accident N70 du Poizat, prenant en compte les rejets partiels dus à la torsion des structures, mesuré au niveau des failles N10-30 décalées par l'accident, atteint une valeur moyenne de 3,5 km (sur la faille-limite de l'anticlinal du Crêt-du-Nû) à 4 km (sur la faille-limite de l'anticlinal de Cormaranche-les Moussières). Le décalage semble plus important dans la partie médiane qu'aux extrémités où il s'amortit progressivement, les différences étant compensées par un plissement plus ou moins intense.

L'intensité du serrage à l'échelle de l'affleurement se traduit par un laminage jusqu'à la disparition des séries marneuses comme les marnes de l'Oxfordien dans le vallon du Tachet, à la tête est du tunnel autoroutier de Saint-Germain-de-Joux, déjà citées, mais les calcaires sont intensément déformés aussi. Ainsi, dans une des amygdales de Lalleyriat, au relais de télévision (la Roche), les Calcaires pseudolithographiques du flanc ouest vertical montrent un véritable débit stylolitique vertical, parallèle au flanc du pli. La déformation est trop pénétrative pour être attribuée à des stylolites synsédimentaires très rarement observés dans les affleurements non tectonisés de la formation et la stylolitisation traduit une dissolution intense due au raccourcissement. Elle est associée : 1) – à une fracturation d'ouverture, parfois avec remplissage calcitique, perpendiculaire au flanc du pli et au débit stylolitique, témoignant d'une extension dans une direction horizontale N30 ; 2) – à un clivage oblique sur la stratification en éventail à partir du plan axial du pli (schistosité de fracture fruste) (Bienfait, 1981).

Ces observations indiquent un raccourcissement (Z) orienté N120° (stylolites), perpendiculaire au pli, un allongement horizontal (X) dans l'axe du pli (fentes d'extension) et un allongement vertical (selon Y) moins important (clivage de plan axial), correspondant au mouvement d'entraînement le long de l'accident N70°.

Les unités du Jura externe

La distinction entre le Sud et le Nord, qui s'imposait pour le Jura interne, est moins évidente pour le Jura externe. En particulier, le vaste anticlinal des Monts d'Ain-Apremont traverse la feuille du Sud au Nord et conserve la même structure au Nord et au Sud du lac de Nantua. Cependant, au Sud, comme sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey, il forme une seule unité avec le synclinal de la Combe du Val et l'anticlinal de l'Avocat. Au Nord, le faisceau du Bois de Ban-Bois de Samognat, homologue de l'anticlinal de l'Avocat, montre un style identique à celui des unités de la moitié ouest de la feuille, faisceau du Berthiard (ou faisceau d'Orgelet-Poncin), à l'Est de la vallée d'Ain, et faisceau de Corent, à l'Ouest de l'Ain jusqu'au Suran.

L'unité Monts d'Ain – Combe du Val – Montagne de l'Avocat (7-9)

Cet ensemble est bien circonscrit par les deux accidents de bordure, à l'Ouest la faille de l'Avocat, à l'Est la faille des Monts d'Ain. Il correspond à une même unité apparue sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey, au Nord du couloir de décrochement Cerdon-Culoz, pliée en une large gouttière synclinale. Au Nord, elle est souvent reliée aux plateaux du Jura central et son style la rattache aux « plis de couverture des plateaux » de L. Glangeaud (1949). L'unité comprend ainsi trois éléments structuraux, de l'Est vers l'Ouest :

- **L'Anticlinal des Monts d'Ain–Apremont** (1 127 m au Signal des Monts d'Ain) est la seule unité qui traverse la feuille du Sud au Nord (7) et, à ce titre, il constitue son « épine dorsale ». Il est découpé en panneaux par de profondes entailles d'érosion, en particulier la cluse de Nantua, également les demi-cluses du bief du Valey et de la Combe-de-Vau, au Sud de la cluse, les demi-cluses de Geille et de la Sarsouille, au Nord.

Le pli, d'ampleur plurikilométrique, est dissymétrique, le flanc occidental doucement incliné vers la Combe-du-Val. Le cœur anticlinal de Jurassique moyen, où perce localement le Lias (la Tuilière, à l'extrémité ouest de la Combe-de-Vau), chevauche vers l'Est la bande de Jurassique supérieur, parfois interprétée comme le flanc oriental du pli, déversé ou un peu renversé (Vincienne, 1952). Au Sud, sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey, le percement du tunnel de Corcelles a montré l'ampleur du recouvrement dont la flèche atteint ici 400 m (Riche, 1911 ; Enay, 1982).

Sur Nantua, le chevauchement participe à des structures particulières, associant la bande de Jurassique supérieur du Mont Cornet–Forêt d'Oyonnax et le Synclinal de Charix, qui sont décrites à part : la constriction de la Forêt d'Oyonnax et le chevauchement des Neyrolles–Mont Cornet.

La ligne de crête est dans le Jurassique supérieur, à plus de 1 000 m au Signal des Monts d'Ain, au Sud du lac de Nantua (1 127 m). Au Nord, le Jurassique moyen s'élève brutalement au-dessus de Nantua pour dominer, à la Roche merveilleuse, de plus de 250 m la dalle de Crétacé inférieur des Neyrolles, amorce du synclinal de Charix (6). Son crêt oriental est le Jurassique supérieur du Mont Burdet–forêt d'Oyonnax dont il est séparé par l'accident limite de la Haute chaîne ou faille Monthoux–la Prairie–les Condamines–ruines du Golet-Brandeu. Le flanc ouest du pli forme le monoclin de la forêt de Montréal–forêt de Niermes, prolongement septentrional du monoclin des Monts d'Ain.

Vers le Nord, après la constriction de la forêt d'Oyonnax, l'unité homologue est l'anticlinal de Vaux-lès-Saint-Claude.

• **Le Synclinal de la Combe du Val** (8a), ouvert en direction de la plaine des Eaux Mortes, est en grande partie couvert de dépôts glaciaires sous lesquels apparaît quelquefois le substratum de Tithonien et Crétacé inférieur (lit du Borrey près de Vieu-d'Izenave). Sa bordure orientale correspond à la lente montée vers l'anticlinal des Monts d'Ain de la dalle monoclinale de Jurassique supérieur des Joux-Noires. À l'Ouest, au flanc de la Montagne de l'Avocat, les pendages et les pentes sont plus redressés.

• **Le synclinal de l'Ange ou d'Oyonnax** (8b) prolonge le synclinal de la Combe-du-Val vers le Nord et se poursuit jusqu'à Arbent (feuille Moirans-en-Montagne). Bien développé entre Oyonnax et Martignat, il se resserre vers le Sud. Ce resserrement et son élévation d'axe vers le Sud-Est pourraient être liés à un accident profond dans la partie de la cluse de Nantua occupée par le lac et qui se prolongerait jusqu'à la boucle de l'Ain à Cize. De rares failles transversales (N70) affectent le synclinal avec un faible jeu décrochant senestre ou dextre.

• **L'Anticlinal de l'Avocat** (9a) comprend les reliefs au Sud de la N 84, Montagne de l'Avocat (1 000 m) et Montagne d'Oisellaz, mais aussi les reliefs moins importants au Nord, le Mont et la Montagne de Collejar. Au-delà de Brion, il se poursuit par le faisceau du Bois de Ban–Bois de Samognat (9b).

La Montagne de l'Avocat est un demi-pli coffré ; la voûte de Bajocien assez plane et le Jurassique supérieur du flanc oriental très redressé au-dessus de la Combe-du-Val. Vers le Nord, il se réduit à un monoclinale à pendage moins fort vers l'Est, avec un fort abaissement d'axe en relation avec les accidents transversaux de Moulin-Chaubaud–Ceignes, terminé par le Bathonien de Bonbrolet et la combe oxfordienne de Tire-Cul. Sur son bord ouest, la forme de l'accident frontal est moins évidente que pour l'anticlinal des Monts d'Ain. Il correspond probablement à une faille N10-30 déformée en faille-pli.

• **L'anticlinal du Bois de Ban–Bois de Samognat** (9b) (= Joux blanches *in* M. Clin et J. Perriaux, 1964) relaie l'Anticlinal de l'Avocat au Nord de la Croix-Chalon ; l'unité anticlinale s'étend jusqu'à Géovreisset et se poursuit sur la feuille Moirans-en-Montagne par l'anticlinal des Joux-blanches.

Au Nord, le cœur Bajocien-Bathonien, faillé entre Géovreisset et Ijean, se retrouve plus au Sud rejeté vers l'Ouest par le jeu dextre de la faille Cessiat–Ijean (N50).

L'anticlinal est faillé longitudinalement sur ses deux flancs, entre son cœur de Jurassique moyen, lui-même faillé, et le Jurassique supérieur.

Le réseau de failles longitudinales et transversales, en se resserrant dans le secteur d'Ijean, détermine une petite structure synclinale à cœur valanginien.

Le faisceau du Berthiand (10-13)

Il représente le prolongement méridional du faisceau d'Orgelet-Poncin. Les unités sont limitées et découpées par des failles longitudinales N30 à N50 et forment des lanières anticlinales et synclinales qui se succèdent d'Est en Ouest.

• **Le synclinal de l'Oignin-Izernore (10).** Il est le prolongement vers le Sud de celui de Moncusel-Matafelon (feuille Moirans-en-Montagne) et se suit par Peyriat jusqu'à Ceignes et au-delà. De Samognat à Peyriat, le recouvrement quaternaire, fait de moraines et surtout de glaciolacustre, cache en grande partie le substratum. Un premier repli synclinal à cœur valanginien se termine au Sud de Matafelon. Au Nord d'Izernore, les deux flancs sont formés de Jurassique supérieur. Entre Izernore et Béart, le synclinal (Valanginien à Urgonien) est bien développé ; son flanc oriental incomplet vient en contact par faille avec l'unité anticlinale du Bois de Samognat-Bois de Ban. Au Sud de Géovreissiat, le relèvement de son axe, peut-être causé par l'accident profond de la cluse de Nantua, fait apparaître une terminaison périclinale. Plus au sud, entre Peyriat et Ceignes, la lanière synclinale plus profonde a permis la préservation du Crétacé supérieur (Albien à Turonien). Au Sud et au-delà des accidents transversaux de Moulin-Chabaud, lui correspondent les lanières de Jurassique supérieur à cœur crétacé au front de l'anticlinal de l'Avocat (lanières de Ceignes-La Balme).

• **La lanière anticlinale du Berthiand (11).** Très disséquée par les décrochements N110-N120, elle se suit sur toute la feuille, prenant le relais de l'anticlinal de Nezan-Condes-Bois d'Oliferne (Moirans-en-Montagne). Le cœur liasique apparaît à l'Est d'Heyriat-Crépiat, puis à l'Est de Vers et au col du Berthiand. Sur toute son extension affleurent les terrains du Jurassique moyen, compris entre les deux failles longitudinales bordières de la lanière. Nulle part, en effet, n'apparaît le Jurassique supérieur. La lanière devait donc former un compartiment déjà isolé par failles de ses voisins, avant son plissement et son gauchissement.

Vers le Sud, l'unité disparaît à hauteur d'Étables, dans le secteur traversé par plusieurs décrochements dextres N70° (vallée sèche de Douce-Fontaine = tranchée de l'A 40, Ceignes) qui coïncident avec l'abaissement topographique du col de Ceignes utilisé pour le tracé de l'autoroute et l'ennoyage nord de l'élément central de l'anticlinal de la Montagne de l'Avocat.

En conséquence, au Sud d'Étables les lanières à cœur crétacé de la terminaison méridionale du synclinal de l'Oignin-Izernore sont directement acco-

lées aux lanières, également à cœur crétacé, de l'unité synclinale de Napt-Leyssard (Crétacé de Challes). Toutes ces unités participent au site de la reculée de Cerdon, mais le relèvement d'axe de l'ensemble vers le Sud fait que seul le Jurassique supérieur affleure dans les falaises qui ceignent la reculée.

• **La lanière synclinale de Napt-Leyssard (12).** Elle prolonge vers le Sud l'unité homologue de la feuille Moirans-en-Montagne, jalonnée par les synclinaux de Vescles-Boutavant-pied de la montagne de Cury. La lanière débute au Nord par le demi-synclinal de la Chavannes-Ruines de Revers, limité par failles, entre le Châtelard à l'Ouest et le plateau de Chargeat à l'Est. Plus au Sud, entre Heyriat et Napt, l'unité est tronçonnée par de nombreux décrochements N70 et N110. Elle se poursuit au Sud de la reculée de Bolozon par le synclinal de Leyssard et du Mortaray.

Les flancs occidentaux sont normaux avec une série valangino-hauterivienne. Les flancs orientaux, toujours incomplets, sont limités par des failles longitudinales au contact de la lanière anticlinale du Berthiand.

Le cœur des unités synclinales est occupé par des faciès mimétiques de l'Urgonien, les faciès sablo-gréseux de l'Albo-cénomancien et les calcaires crayeux du Turonien.

• **La lanière anticlinale de Bolozon-Balvay (13).** Elle est en continuité avec le pli du Bois de Bugna-Bois de Naprin sur la feuille Moirans-en-Montagne. L'érosion, dans les cirques de Granges et de Bolozon, a amené à l'affleurement le Lias inférieur (Granges) et même le sommet du Trias (Bolozon).

Cette structure vient chevaucher vers l'Ouest le demi-synclinal du Grand-Mont (Nord-Est de Bonbois), prolongement méridional du synclinal de Saint-Maurice-des-Châteaux. Au Sud de Bolozon, l'écaille de Calcaires pseudolithographiques du château de Balvay (Vincienne, 1952, fig. 13) en est peut-être un autre témoin méridional.

Au Sud de Balvay, seul affleure le Jurassique supérieur, par suite des jeux conjugués d'un abaissement d'axe et de décrochements N110-N120.

Le faisceau de Grand-Corent (14-16)

En bordure ouest de la feuille et sur la rive droite de l'Ain, la structure majeure est celle du Mont-Corent (altitude 502 m) qui donne son nom à ce faisceau subméri dien compris entre le faisceau du Berthiand à l'Est et le Revermont à l'Ouest. Dans cet ordre on distingue :

• **L'unité de Romanèche-Corveissiat (14).** Elle s'étend du coude de l'Ain à Poncin, au Sud, jusqu'à Corveissiat au Nord. C'est un plateau d'allure syn-

clinale dont le cœur de Valanginien apparaît, sous le recouvrement glaciola-custre, au Bois de Charina et entre Hautecourt et Villette. En bordure de l'Ain, le Jurassique supérieur pend à l'Est, alors qu'au Nord de la boucle de l'Ain les couches redeviennent horizontales. La partie orientale de cette unité a été interprétée comme un anticlinal par H. Vincienne (1952, fig. 13), l'anticlinal de l'Ain.

Au Nord-Est de Corveissiat, le petit synclinal de Crétacé inférieur de Saint-Maurice-des-Châteaux est encadré par le prolongement méridional des failles de Villeneuve-lès-Charnod (Ouest) et de Monetay-Dessia (Est) sur la feuille Moirans-en-Montagne. Elles se rejoignent ici pour former la faille de l'Ain, accident qui sépare le faisceau de Grand-Corent, en gros limité par la gorge de l'Ain, du faisceau du Berthiand en rive gauche.

• **L'anticlinal du Mont-Corent (15)** (Vincienne, 1936, 1944, 1952). C'est une structure complexe. Sa partie occidentale (Mont-Corent-Mont-du-Couloir) est un anticlinal à cœur oxfordien faillé, à flanc ouest vertical ou déversé. La partie orientale de la structure peut être interprétée comme un monoclinale plongeant à l'ESE, faillé sur son bord ouest, jalonné par la combe oxfordienne Soiriat-Grand-Corent-Racouse-Combe d'Arnans.

Ces deux unités ont leurs homologues sur Moirans-en-Montagne avec le monoclinale de Saint-Julien-Germagnat-Sélignac à l'Ouest et le monoclinale de Charnod-Aromas à l'Est (Clin et Perriaux, 1964).

• **Le synclinal du Suran ou de Villereversure (16)**. Il s'étend depuis Charina au Sud, par Simandre et se poursuit sur la feuille Moirans-en-Montagne le long du Suran. Le cœur du synclinal est occupé par le Crétacé inférieur, affleurant largement autour de Charina, puis de façon plus restreinte vers le Nord en raison du recouvrement quaternaire, mais aussi du relèvement de son axe vers le Nord où, comme sur Moirans-en-Montagne, le cœur est dans le Jurassique supérieur.

Il forme la limite avec les unités du Revermont limité sur la feuille Nantua au monoclinale de Jurassique supérieur de Dhuis-Bois de Valuisant.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE ET STRUCTURALE

Relief et structure

Les relations entre les structures et le relief ont été évoquées très souvent à propos du Jura, que ce soit la genèse des formes du relief ou l'évolution morphologique synchrone de celle des structures. Les structures ou les traits morphologiques particuliers à la feuille Nantua s'inscrivent dans ce cadre général.

Les formes du relief d'origine structurale

Comme pour la feuille Saint-Rambert-en-Bugey qui la borde immédiatement au Sud, les deux moitiés est et ouest de la feuille Nantua montrent la même opposition nette, à la fois, des reliefs et des structures. Dans la partie orientale de la feuille, quand bien même les grandes unités sont délimitées par des failles majeures, la succession régulière des monts et des vaux reproduit assez fidèlement celle des structures anticlinales et synclinales. À ces formes structurales s'ajoutent les formes dérivées de la structure, les combes anticlinales (sur le bloc de Retord : les Gallanchons, la Prairie du Poizat, la Combe de Léchaud) ou monoclinales (au flanc de l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont, de l'Avocat et du Bois de Ban-Bois de Samognat), les ruz, les monts dérivés et les crêts, aspects classiques du relief (haut) jurassien. À l'Ouest, ces formes sont également présentes, avec moins d'ampleur et moins nettement, en raison du compartimentage lié aux nombreuses failles et décrochements.

Aplanissements et surfaces d'érosion

Ces notions sont le fondement des théories morphogénétiques qualifiées de traditionnelles par D. Aubert (1975) qui en fait la critique et leur oppose sa théorie de l'aplanissement karstique. Elles ont été surtout développées à partir du Jura central et septentrional, en Suisse et en France (bibliographie dans Aubert, 1975). Dès 1948, L. Glangeaud (1948, 1950 ; Glangeaud et Schneegans, 1950) intégrait ces notions à ses nouvelles conceptions de la tectogenèse jurassienne et proposait le concept de morphotectonique. À sa suite, l'école de Besançon (cf. Caire, 1963 ; Chauve et Perriaux, 1974) a largement contribué à diffuser cette approche de l'évolution morphologique et structurale de la chaîne jurassienne.

Malgré les travaux de J.-B. Martin (1910) et ceux de A. Cholley (1931, 1932), le Jura méridional est resté un peu à l'écart du débat jusqu'à la réunion extraordinaire de la Société géologique de France (Vincienne, 1952) et la thèse, très littéraire, de M. Dubois (1959) qui couvre assez largement la feuille Nantua. Plus récemment, A. Sbaï (1988) a réalisé une étude géomorphologique de la région d'Oyonnax. Des surfaces ou des niveaux cycliques nombreux sont décrits qui sont reliés à des événements tectoniques dont les âges et la chronologie sont extrapolés sur des bases discutables.

Nous n'avons pas identifié sur la feuille Nantua de témoins d'anciennes surfaces aussi bien caractérisés que sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey (Enay, 1982) et les dépôts tertiaires y sont moins fréquents. Comme sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey, les rares témoins conservés des dépôts résiduels attribués à l'Éocène-Oligocène reposent sur le Jurassique supérieur (Poncin) ou le Crétacé inférieur (Étang-Marron, bief du Fouget). Ils matérialisent l'ancienne surface éogène, partout ailleurs profondément dés-

organisée par les érosions et les déformations plus récentes. C'est sans doute la même surface qui supporte les dépôts lacustres du Burdigalien à l'Est d'Oyonnax, témoin préservé de l'érosion grâce au chevauchement de la faille au front de l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont.

La vallée de l'Ain : antécédence ou surimposition ?

Sauf la courte portion entre Poncin et Neuville-sur-Ain (feuille Bourgen-Bresse), par laquelle l'Ain coupe l'anticlinal de Chenavel, avant de déboucher dans la plaine de Pont-d'Ain, son tracé au travers de la feuille Nantua est dans l'ensemble parallèle aux structures et aux failles majeures N20-30°, dans la zone-limite entre les faisceaux du Berthiand et de Grand-Corent. Mais, contrairement aux autres cours d'eau (Suran, Borrey-Oignin, Ange), tous installés dans des vallées synclinales, il n'existe pas de « synclinal de l'Ain » auquel son nom pourrait être attaché.

Gibert (*in* Dubois, 1959) juge exagérées les anomalies du tracé soulignées par J.-B. Martin (1910), mais il est évident que ce tracé montre une réelle indépendance vis-à-vis des structures. Elle apparaît bien au niveau de ces « accidents » de son cours que sont les méandres, ceux de Chambod et de Balvay (malgré qu'ils coïncident avec les accidents transversaux de Merpuis et Bolozon), mais surtout celui de Cize.

L'autre particularité de la vallée de l'Ain est d'être très encaissée ou même en gorge dans la plus grande partie de son cours sur la feuille Nantua, ménageant ainsi des sites favorables de barrages pour des retenues hydro-électriques.

Ainsi que l'avait bien vu J.-B. Martin (1910, p. 163), l'Ain est un cours d'eau ancien, antérieur à la mise en place des dernières structures tectoniques. Les faciès estuariens des sables de Jujurieux attestent son existence dès le Serravallien supérieur et au Tortonien, selon un ancien tracé vers le Sud entre Poncin et Jujurieux (feuille Saint-Rambert-en-Bugey), actuellement occupé par le pouddingue de Breignes attribué au Tortonien (Enay, 1982 ; Dumont, 1983). J.-B. Martin fait de l'Ain un « cours d'eau antécédent », mais M. Dubois (1959) ne tranche pas et suggère « qu'il y ait eu à la fois surimposition et antécédence », rejoint par M. Clin et J. Perriaux (1964) dans leur interprétation du méandre de Cize, mis en relation avec un « axe structural » hypothétique dans le prolongement de la cluse de Nantua.

Si, comme l'admet H.P. Laubscher (1987), la période principale du plissement jurassien correspond à l'intervalle Serravallien-Tortonien, l'Ain a évolué en même temps que les structures qu'il traverse. Plus tard, la régression messinienne sera responsable de l'enfoncement du tracé, relayé par la poursuite de la déformation en compression pendant le Pliocène et le sou-

lèvement d'ensemble du bâti jurassien (*et alpin*). Les données géodésiques et morphologiques montrent que celui-ci persiste encore actuellement (Fourniguet, 1978 ; Jouanne *et al.*, 1994, 1995).

La cluse de Bellegarde à Nantua

Bien que limitée aux unités du Jura interne et à l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont, c'est une des grandes cluses transjurassiennes, utilisée pour la liaison Lyon-Genève par la RN84 et l'autoroute A 40, également par une voie ferrée, maintenant désaffectée.

Sa direction générale est perpendiculaire aux grandes unités structurales et aux failles majeures submériidiennes qu'elle traverse. Dans le détail c'est une cluse composée, d'où son tracé sinueux, qui correspond à une succession de segments rectilignes, les uns de direction NW-SE (dominants aux deux extrémités), les autres dirigés SW-NE (dans sa partie moyenne, entre Saint-Germain-de-Joux et les Battoirs), directions qui sont celles des accidents transversaux, de direction moyenne N60° et N130°, présents de part et d'autre de la cluse.

Il n'y a pas d'accidents importants cartographiables dans la cluse, sauf dans le tronçon SW-NE, les Neyrolles-lac de Nantua qui coïncide : 1) – sur son bord sud, avec le chevauchement au front de la terminaison nord de l'anticlinal des Moussières sur la dalle crétacée du synclinal de Charix ; 2) – au Nord, avec le chevauchement et les failles directionnelles de la bande de Jurassique supérieur Mont Cornet-Forêt d'Oyonnax. Au-delà, si on néglige le court trajet NW-SE du Martinet (Moulin-de-Charix) à la Tour, la cluse est parallèle au décrochement dextre de la faille du Poizat, auquel elle est peut-être liée indirectement. À ses extrémités est (voir la feuille Saint-Julien-en-Genevois) et ouest (site du lac de Nantua), le tracé est oblique ou même orthogonal aux structures.

La cluse est le résultat d'une érosion active au travers des différentes unités structurales, sans lien direct apparent avec les accidents transversaux. Son tracé en baïonnette, selon les directions de ces mêmes accidents, suggère une relation indirecte, par exemple que l'érosion ait utilisé une fracturation discrète associée au jeu des accidents qui bordent la cluse. Ainsi, le site de Nantua et de son lac ne correspondent à aucune faille, pas plus que les autres entailles d'érosion moins évoluées, en demi-cluse, qui découpent l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont, au Sud (Combe de Vau, le Vieux-Valey) comme au Nord de Nantua (vallées de Geilles et de la Sarsouille).

M. Clin et J. Perriaux (1964) ont observé des failles subparallèles à la direction de la cluse en rive sud-ouest du lac. Des failles de même direction (et la direction conjuguée) ont été cartographiées, au cours des levés préli-

minaires au creusement de la galerie de reconnaissance du tunnel autoroutier de Chamoise, dans les falaises de Jurassique supérieur de la Roche d'au-delà et sur le flanc nord de la Combe de Vau, au Sud du Signal des Monts d'Ain (Enay, 1976a). Dans les falaises de la rive nord, les panneaux de grande dimension en voie de détachement de Maria-Matre, les Fêcles et la « colonne » dite de Nantua (détruite en 1973) sont découpés par des fractures interprétées comme des fractures de tassement.

L'étude réalisée par le BRGM pour la destruction de la « colonne » de Nantua (BRGM, 1973 ; Amat-Chantoux *et al.*, 1974 ; Villain et Bobillon, 1976) a mis en évidence deux directions majeures de « fissures gravitaires », une première direction N10-40°, comparable à celle des failles majeures, et une deuxième N120-140°, plus nette, qui coïncide avec celle de la cluse et une des deux familles d'accidents transversaux. Le jeu des panneaux en voie de détachement, par tassement et appel du vide, en relation avec la topographie actuelle, n'interdit pas que ces fissures reprennent et traduisent une fracturation préalable d'origine tectonique. C'est sans doute ainsi qu'il faut comprendre l'affirmation par J. Lang (1963) que la direction de la cluse de Nantua est « d'origine essentiellement tectonique ». D'ailleurs, il a déjà été signalé (cf. Descriptions des terrains) que la cluse de Nantua coïncide avec un changement des faciès du Bathonien inférieur et moyen (Mangold, 1971), confirmé par le sondage de reconnaissance du tunnel autoroutier de Chamoise (Enay et Mangold, 1977b).

Toujours à propos de la cluse Bellegarde-Nantua, plusieurs auteurs ont envisagé le prolongement de la cluse vers le Nord-Ouest, au-delà de sa terminaison occidentale, sous la forme d'un « axe structural » (Clin et Perriaux, 1964) en relation avec « les deux coudes de la boucle de l'Ain à Cize », interprétée comme « une surimposition ou même une antécédence du cours de l'Ain dont le tracé a été localement modifié au franchissement d'un axe structural ». F. Bergerat (1974) voit une relation avec la « courbure sigmoïde » Pressiat-Verjon de la bordure jurassienne (sur la feuille Saint-Amour), l'alignement rhégnatique Nantua-Verjon traduisant l'influence d'un accident profond du socle.

Les reculées de Corveissiat et de Cerdon

Ces deux reculées, les plus représentatives de cette morphologie typique des plateaux calcaires du Jura central, sont différentes par leur relation avec les structures.

- **La reculée de Corveissiat**, orientée SSE-NNW, est la plus typique. C'est une échancrure profonde et étroite, ouverte dans le plateau calcaire de Jurassique supérieur à partir de l'escarpement en rive droite de l'Ain et terminée en cul-de-sac par une falaise (bout-du-monde) au pied de laquelle

s'ouvre le vaste porche (classé à l'Inventaire des sites et monuments naturels) de la grotte de Corveissiat, débouché du réseau souterrain du plateau d'Aromas. Le tracé de la reculée ne correspond à aucune faille cartographiable, mais immédiatement au Nord une faille de même direction prend en écharpe le plateau de Corveissiat-Aromas.

• **La reculée (ou Creux) de Cerdon**, à la limite des feuilles Nantua et Saint-Rambert-en-Bugey, a plus d'ampleur que celle de Corveissiat. Les hautes falaises de Jurassique supérieur dominant le village de Cerdon (310 m environ) de près de 300 m à la Charmeuse (606 m). La « vieille route » du Cerdon (D11), sur sa bordure nord, et le tracé plus récent de la N 84, au Sud, offrent de beaux aperçus sur la reculée. C'est une reculée composée et le site de Cerdon correspond à la confluence de ses deux branches, aboutissement chacune d'un réseau de circulations souterraines. La branche sud (sur Saint-Rambert-en-Bugey), orientée NNW-SSE, coupe orthogonalement les lanières faillées au front de l'anticlinal de l'Avocat. La branche nord, sur la feuille Nantua, avec une direction NNE, est à peine oblique sur la direction des lanières faillées du faisceau du Berthiand qui orientent en grande partie le réseau souterrain de la grotte de Cerdon (ou de Saint-Julien) – Cabourne - Chopêtre.

Interprétation structurale

Elle s'appuie d'abord sur les données cartographiques et sur les observations faites au cours des levés pour la feuille Nantua et du suivi des travaux pour l'autoroute A 40. Elle utilise également les résultats de l'analyse structurale et cinématique de M. Clin (Clin et Perriaux, 1964 ; Clin *et al.*, 1964 ; Clin, 1967).

Les données de subsurface sont peu nombreuses et récentes : un forage profond, Charmont 1 (sur Apremont) et aucune étude géophysique par sismique réflexion, pétrolière ou autre, sauf le profil ECORS Bresse-Jura, dans l'angle nord-est. Sur la feuille voisine au Sud (Saint-Rambert-en-Bugey), les forages pétroliers de Chaleyriat (sur Lantenay), Châtillon et la Chandelière (sur Corcelles) sont à moins de 15 km au Sud de Nantua. La feuille Nantua est traversée obliquement par le tracé du profil ECORS Bresse-Jura, dans sa partie nord-est, entre Échallon et Samognat.

À partir de ces données nouvelles, en complément des informations géologiques de surface et de sub-surface, des coupes équilibrées sont construites et l'évolution néogène de l'avant-pays alpin retracée, qui concernent directement la feuille Nantua (Bergerat *et al.*, 1990 ; Truffert *et al.*, 1990 ; Guellec *et al.*, 1990 ; Mugnier *et al.*, 1996 ; Philippe *et al.*, 1996). Relier ces deux types de données n'est pas facile.

La cartographie et les observations de terrain conduisent à une interprétation des structures en accord avec les conceptions de la tectogenèse jurassienne qui admettent la succession de deux périodes et deux types de déformation : une phase de fracturation et une tectonique de failles en extension d'âge oligocène, suivie d'une tectonique en compression, responsable du plissement et des structures tangentielles, d'âge Miocène supérieur ou fin du Miocène.

La fracturation oligocène

À l'extension oligocène, corrélative de l'ouverture du fossé bressan, sont attribuées les failles méridiennes à subméridiennes (N10-30°) qui déterminent les unités majeures (ou voussoirs) qui seront conservées dans l'édifice final. Elles sont particulièrement développées dans la moitié ouest (à l'Ouest de l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont au Nord, de l'anticlinal de l'Avocat au Sud), où elles déterminent la structure en lanières. Dans la moitié est, les unités sont de plus grande ampleur, mais elles sont délimitées aussi par les failles N10-30°.

Les compartiments dénivelés reçoivent les produits de l'érosion des reliefs de faille proches (brèches « oligocènes » de la Combe Ferirand et de Poncin) ou sont occupés par des lacs (dépôts lacustres du Burdigalien d'Oyonnax). Les rares dépôts « oligocènes » ou miocènes conservés reposent toujours sur le Jurassique supérieur ou le Crétacé inférieur, exceptionnellement sur le Crétacé supérieur, jamais sur le Jurassique moyen. Corrélativement, les éléments des brèches « oligocènes » sont uniquement des calcaires des mêmes âges, à l'exception de ceux du Jurassique moyen qui n'affleuraient pas (ou très localement) lors de la mise en place des brèches (Aubert, 1975 ; Enay, 1982).

L'extension en profondeur de ces failles fait l'objet d'interprétations différentes. L. Glangeaud (1944, 1948, 1949, 1950) admet que dans le Jura externe beaucoup sont des failles du substratum. Pour la région concernée, cette interprétation a été retenue pour plusieurs failles ou système de failles. Ainsi, le réseau de fractures qui limite à l'Ouest le faisceau du Berthiand (ou d'Orgelet-Poncin), au contact du faisceau de Grand-Corent (= Jura externe de M. Clin et J. Perriaux, 1964), traduirait « l'influence d'une discontinuité majeure du socle, dont l'orientation a été sans doute conservée dans la couverture » (Clin et Perriaux, 1964). Ajoutons que cette discontinuité coïncide vers le Sud, avec la bordure bressanne du Jura, entre Poncin et Ambérieu-en-Bugey, et la faille bordière occidentale de l'Île-Crémieu, toutes structures qui affectent le socle (voir Clin, 1967, fig. 1, 2 et 10). Un « système de cassure du socle » (Goguel, 1952) ou une « cassure du socle » (Clin et Perriaux, 1964) est reconnue également pour les structures au front de l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont (= accident synclinal de la Haute chaîne de M. Clin et J. Perriaux), qui limitent le Jura interne et externe (Jurassique supérieur du

Mont Cornet–Forêt d'Oyonnax, gouttière crétacée de la Combe Ferirand–les Neyrolles et synclinal de Charix). Ce fossé effondré a conservé les rares témoins connus de Crétacé supérieur, de brèches oligocènes et de Burdigalien lacustre (voir Description des terrains).

Outre les failles N10-30°, ont été envisagés comme des failles de socle, les grands décrochements N°110-120°. Si l'ancienneté de la faille du Vuache, probablement active dès le Mésozoïque, et son jeu en faille directe, ne sont pas douteux, il n'est pas établi qu'il en est de même pour son conjugué dextre, la faille du Poizat. Son tracé entre le Poizat et Montanges coïncide assez bien avec la limite nord du bassin des Calcaires en plaquettes bitumineux du Kimméridgien supérieur (Enay, 1982, fig. 5), mais il est difficile d'affirmer un âge jurassique, ni l'existence d'une faille oligocène, reprise en décrochement au Miocène.

Ainsi, le socle serait découpé en panneaux de forme et d'importance variable, selon le schéma initié par L. Glangeaud et leur forme pourrait être approchée par l'étude détaillée de la cinématique de la couverture (Clin *et al.*, 1964 ; Clin et Perriaux, 1964 ; Clin, 1967). Une autre conséquence de ce schéma est que les failles « engrent » la couverture avec le socle (Glangeaud, 1944), mais ce « verrouillage » est plus ou moins parfait (Goguel, 1952).

À l'opposé, les interprétations à partir du profil ECORS proposent différents modèles ayant pour point commun de limiter l'extension crustale au domaine extra-jurassien des fossés oligocènes (Bresse-Limagne) (Bergerat *et al.*, 1990). Le Jura serait alors à l'aplomb d'un bombement lithosphérique, dont la position serait en accord avec la réponse flexurale de la plaque européenne à la surcharge représentée par la mise en place des nappes alpines internes (Guellec *et al.*, 1990). La mauvaise qualité du profil sous le Jura n'a pas permis de déterminer la profondeur du socle en chaque point, mais l'existence de grabens oligocènes à l'interface socle-couverture est considérée comme probable (Guellec *et al.*, 1990), bien que la base de la couverture mésozoïque plonge régulièrement vers l'Est. Les seules failles indiquées dans le socle sont des failles hercyniennes dont le jeu tardif correspond à l'inversion tectonique d'anciens bassins en extension du Paléozoïque supérieur (Guellec *et al.*, 1990 ; Mugnier *et al.*, 1996 ; Philippe *et al.*, 1996).

Dans le Jura central, A. Sommaruga (1995, 1997, 1999) reconnaît que les failles et les joints préexistants à la déformation miocène sont les principales anisotropies de la couverture mésozoïque. L'examen de très nombreux profils sismiques n'a pas mis en évidence de rejets significatifs du toit du socle au niveau des failles, ni des décrochements ou des failles de déchirement de la couverture (tear-fault). Failles et décrochements sont limités à la couverture et déjà lors de la fracturation oligocène n'allaient pas au-delà du Trias supérieur.

Le plissement miocène supérieur

La compression du Miocène supérieur s'exerce sur un territoire avec une topographie différenciée, préalablement faillé et disséqué par l'érosion. Les modèles utilisant la méthode des sections équilibrées proposent des géométries reconstituées avant les déformations cénozoïques, anté-Éocène supérieur à Oligocène pour le Jura (Guellec *et al.*, 1990 ; Philippe *et al.*, 1996). Ces géométries dépendent directement des géométries déformées de référence, mais avec cette réserve elles montrent également un relief contrasté. Celui-ci implique une érosion importante avant même la mise en place du « horst » jurassien oligocène, au cours de l'Éocène (Danien à Bartonien). Cette morphologie est bien éloignée de la surface ou du glacis soumis à la karstification éocène (Aubert, 1975 ; Enay, 1982 ; Bienfait, 1991). Ce modelé s'accorderait mieux avec celui qui a suivi la fracturation oligocène et l'installation du réseau hydrographique au Miocène moyen, sinon même avec l'érosion messinienne.

La compression miocène alpine s'exerce par l'intermédiaire du substratum de la molasse périalpine, peu ou pas déformée, qui se comporte comme un ensemble rigide. La déformation est concentrée sur la couverture stratifiée du Jura, amincie à son bord externe et décollée de son substratum au niveau du Trias supérieur. Les interprétations qui s'inspirent du modèle de L. Glangeaud admettent un décollement et un jeu de la couverture par voussoirs et un rôle directeur des failles anté-miocènes sur le style et la position des déformations, en particulier dans le Jura externe, également mais de façon plus atténuée dans le Haut-Jura (faisceau helvétique). La réactivation des failles et des structures oligocènes est fonction de leur orientation dans le champ de déformation et aussi, de leur expression morphologique.

Sur la feuille Nantua, la relation entre les failles et le plissement est particulièrement nette dans la moitié ouest de la feuille, préalablement découpée en panneaux étroits à l'origine de la structure en lanières qui caractérise le faisceau du Berthiand (ou d'Orgelet-Poncin) et les unités au front de la montagne de l'Avocat, prolongement méridional d'une partie du faisceau du Bois de Ban-Bois de Samognat (ou des Joux-Blanches). De même, les failles inverses et les chevauchements, dont l'amplitude à l'affleurement est limitée, sont interprétés comme des failles déformées et reprises en failles-plis (anticlinal de l'Avocat et des Monts d'Ain-Apremont). La constriction de la Forêt d'Oyonnax et le chevauchement des Neyrolles-Mont Cornet, au front de l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont, sont un autre aspect de la réactivation d'une structure oligocène, le fossé crétacé Charix-Combe Féirand (Clin et Perriaux, 1964 ; Clin *et al.*, 1964).

Les interprétations qui admettent un déplacement d'ensemble de la couverture sur un socle passif grâce au niveau de décollement triasique, limitent

aussi l'extension en profondeur des failles et décrochements. Néanmoins, les auteurs s'accordent à reconnaître un rôle des structures héritées – en particulier oligocènes – dans la localisation des structures majeures (Mugnier *et al.*, 1996) ou certains aspects des plis (Sommaruga, 1997) et même leur réactivation au Miocène (Guellec *et al.*, 1990 ; Nicolas *et al.*, 1996), mais les modalités n'en sont pas précisées. Dans leur essai de relier héritage distensif et structuration chevauchante, J. Martin et E. Mercier (1996) soulignent que « les méthodes d'équilibrage (...) sont très mal adaptées au cas où un héritage distensif est exprimé ». Les nombreuses lignes sismiques du Jura central n'apportent pas d'arguments pour ou contre les failles héritées selon A. Sommaruga (1997), mais elle ajoute que la résolution est trop faible pour mettre en évidence des failles de 50 m de rejet ou moins. Or, Laubscher (1977) a montré que des irrégularités ou des perturbations du niveau de décollement – comme celles introduites par des failles héritées – peuvent permettre la nucléation d'une rampe qui sera associée à un pli passif sur rampe ou un pli de propagation de rampe.

Les interprétations qui s'inspirent du modèle de L. Glangeaud (ou qui lient étroitement la fracturation oligocène et le plissement miocène) entrent dans les modèles appelés autochtonistes par H.P. Laubscher (1980). Sans doute aussi les autres interprétations qui, par d'autres voies ou d'autres méthodes, prennent en compte l'héritage distensif oligocène et l'opposition des styles entre Jura externe et Jura interne (Martin et Mercier, 1996 ; Vialon *et al.*, 1984 ; Mugnier et Vialon, 1984, 1986). Selon H.P. Laubscher (1980), les questions de mécanique, en particulier l'équilibrage des masses et la rhéologie, sont les principaux obstacles à ces modèles autochtonistes. Elles nécessitent un déplacement d'ensemble à partir du domaine alpin.

Interprétation des structures de la feuille Nantua (coupes structurales A-B, C-D, E-F, G-H et I-J)

Les interprétations et/ou modèles récents admettent un socle peu ou pas déformé et un déplacement vers le Nord-Ouest de la couverture mésozoïque au-dessus d'un niveau de décollement basal (Laubscher, 1986 ; Guellec *et al.*, 1990 ; Mugnier *et al.*, 1996 ; Philippe *et al.*, 1996 ; Sommaruga, 1995, 1997, 1999). Ils s'appuient d'une part sur des considérations théoriques de mécanique et de rhéologie qui fixent les conditions aux limites du système, d'autre part la construction de coupes équilibrées et les données de subsurface, géophysique sismique et forages.

Les données de géophysique sismique et les forages sont nombreux dans le Jura central et ont été synthétisées par A. Sommaruga (1995, 1997, 1999). La carte au toit du socle montre un socle plat et lisse plongeant de 1 à 3° vers l'ESE. Le plissement de la couverture mésozoïque est différent dans la zone des plateaux du Jura externe et la Haute chaîne jurassienne. Dans cette der-

nière, la répétition des unités de stratigraphie sismique confirme les quelques données de forage (Risoux) et la présence de redoublements de toute la série jurassique. Les plis de grande ampleur de la Haute chaîne sont en relation avec des chevauchements à vergence nord-ouest ou sud-est qui montent depuis le niveau de décollement principal à travers la série mésozoïque selon le mode « plat et rampe ».

Les données sismiques et/ou des forages sont beaucoup plus rares dans le Sud du Jura. Celles concernant la feuille Nantua sont dans la partie nord-est, le forage Essorep Charmont 1 (sur Apremont) et le profil ECORS. La mauvaise qualité n'a pas permis de connaître partout la profondeur du socle (Damotte, 1990 ; Guellec *et al.*, 1990) et l'épaisseur admise pour la couverture sédimentaire résulte de la comparaison du profil avec d'autres profils industriels. Le forage Charmont 1, dans l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont, a atteint les formations anthracolithiques à la profondeur de 1 788 m, soit - 841 m NGF. La base de la série mésozoïque est à 1 644 m de profondeur (- 677 m NGF).

En dehors et au Sud de la feuille, sur celle de Saint-Rambert-en-Bugey, dans la même unité tectonique des Monts d'Ain-Apremont, le Permo-Carbonifère a été atteint par les forages EssoRep près de Corcelles (Châtillon) et de Lantenay (Chaleyriat), à 15 km au Sud de Nantua. La base de la série mésozoïque se situe à 1 340 m (- 533 m NGF) de profondeur à Chaleyriat, 1 393 m (- 486 m NGF) à Châtillon et la base de la couverture décollée et déformée à 950 m (- 140 m NGF) à Chaleyriat, 1 267 m (- 360 m NGF) à Châtillon. Sur le bord ouest du synclinal crétacé d'Hauteville, homologue sur Nantua de la lanière des Neyrolles et du synclinal de Charix, le forage de la Chandelière (près de Corcelles) a traversé une série mésozoïque complète à partir de l'Hauterivien jusqu'au socle de gneiss atteint à la profondeur de 1 561 m (- 505 m NGF). Des valeurs du même ordre ont été retenues pour la construction des coupes C-D, G-H et I-J.

Pour la couverture, les informations du profil ECORS sont bonnes seulement à l'Est d'Oyonnax et les structures ont été étudiées par la construction de coupes équilibrées (Guellec *et al.*, 1990 ; Wildi et Huggenberger, 1993 ; Philippe, 1994, 1995 ; Philippe *et al.*, 1996 ; Mugnier *et al.*, 1996). Aucune des transversales choisies intéresse totalement la feuille Nantua et seulement l'angle nord-est correspondant au tracé du profil ECORS sur Nantua, les autres sont sur Saint-Rambert-en-Bugey au Sud ou sur Moirans-en-Montagne et Saint-Amour au Nord. Toutes ces interprétations admettent une déformation en plis et chevauchements décollés sur les évaporites du Trias supérieur (evaporite-based fold and thrust belt) et déplacés vers le Nord-Ouest. Quand bien même les structures oligocènes se poursuivaient dans le socle, les failles et/ou chevauchements observés à l'affleurement seraient maintenant coupés de leurs racines.

Les unités du Jura interne (tel qu'admis ici) à l'Est de la gouttière et du synclinal crétacés Combe Ferirand–Les Neyrolles–Charix sont dessinées selon ce schéma, en admettant avec S. Guellec *et al.* (1990) ou J.-L. Mugnier *et al.* (1996) une culmination du socle sous le massif ou bloc de Retord, qui prolonge celle envisagée sous la Haute chaîne au Nord de la cluse de Nantua, résultant du jeu tardif de failles oligocènes dans le socle ou de failles inverses dans le socle avec un raccourcissement postérieur au déplacement de la couverture sus-jacente. Y. Philippe (1994) et Y. Philippe *et al.* (1996) y voient la conséquence de l'inversion tectonique d'une fosse permio-carbonifère par les déformations tardives du Jura. L'existence « d'un haut de socle » paraît peu probable à W. Wildi et P. Huggenberger (1993) qui admettent l'existence de « volumes cachés » importants entre la surface du socle et la couverture sédimentaire visible en surface. M. Meyer (2000a et b) isole également un volume caché important qui implique un premier rétro-chevauchement vers l'Est suivi d'un deuxième chevauchement vers l'Ouest. Il s'étendrait de la faille du Vuache au Nord à la région d'Hotonnes au Sud (sur Saint-Rambert-en-Bugey), immédiatement à l'Est de l'anticlinal de Beauregard–Les Gallanchons.

L'unité appelée « structure (ou synclinal) d'Oyonnax » correspond exactement à l'unité anticlinale des Monts-d'Ain–Combe du Val–Montagne de l'Avocat de la description tectonique. Au front de l'anticlinal des Monts d'Ain–Apremont, une première faille est un rétrochevauchement vers l'Est sur la bande de Jurassique supérieur Charveyron–Mont Cornet–Forêt d'Oyonnax. À partir de Charix vers le Sud, cette dernière est séparée du Crétacé de la gouttière des Neyrolles et du synclinal de Charix par une autre faille dont la disposition chevauchante est nette à partir du Mont Cornet. L'interprétation classique de cette structure par M. Clin et J. Perriaux (1964) (Clin *et al.*, 1968) a été rappelée dans la description tectonique.

Une autre interprétation en est donnée par S. Guellec *et al.* (1990), J.-L. Mugnier *et al.* (1996), Y. Philippe *et al.* (1996). Tout d'abord, une seule faille est considérée, celle entre la bande de Jurassique supérieur et le synclinal crétacé ; ensuite, cette faille est interprétée, soit comme une faille antithétique, soit comme une structure d'éjection (« *pop-up* » structure), greffée sur le flanc oriental d'une rampe anticlinale chevauchante plongeant à l'Est sous le synclinal de Charix. L'ensemble de la structure aurait pu être déformée tardivement par le haut de socle en relation avec le chevauchement d'un élément de socle. L'émergence de la rampe à l'Ouest et au-delà d'Oyonnax sur le profil ECORS (transversale d'Oyonnax) serait au front de l'anticlinal Bois de Ban–Bois de Samognat, et au Sud de Nantua, au front de l'anticlinal de l'Avocat.

J.-L. Mugnier *et al.* (1996) soulignent : 1) – que les données de terrain suggèrent quelques complications sur le flanc aval (*footwall*) du rétrochevau-

chement et, 2) – que des failles normales inclinées vers l'Ouest (?) pré-existantes peuvent expliquer le développement d'une telle structure. De fait, les observations de terrain conduisent à interpréter les deux failles comme des failles oligocènes réactivées lors de la compression miocène. L'existence au front de l'anticlinal des Monts d'Ain–Apremont d'un graben oligocène à fond crétacé inférieur avec des témoins de Crétacé supérieur, des brèches « oligocènes » et des dépôts lacustres du Burdigalien n'est pas prise en compte dans les interprétations basées sur les coupes équilibrées.

Y. Philippe (1994) donne une interprétation un peu différente à partir du forage Charmont 1 (CHT1) qui a montré un duplex de la série jurassique, une première série du Callovien au Keuper repose sur une série de l'Oxfordien au Buntsandstein autochtone sur l'Autunien-Stéphaniens. Dans la même unité des Monts d'Ain, sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey, à 15 km au Sud de Nantua et à l'Ouest d'Hauteville, les forages EssoRep (Châtillon et Chaleyriat) avaient montré également un duplex de la série jurassique. La faille de chevauchement traversée à - 620 m (+ 327 m NGF) à Charmont 1, - 650 m (+ 264 m NGF) à Châtillon et - 887 m (- 67 m NGF) à Chaleyriat nous paraît correspondre au rétrochevauchement au front du Lias-Dogger des Monts d'Ain. Par le niveau de décollement du Trias supérieur il rejoint le chevauchement de l'Anticlinal de l'Avocat-Bois de Ban-Bois de Samognat, structure très semblable à celle illustrée par Y. Philippe *et al.* (1996) et comparable à celle représentée par A. Sommaruga (1997, fig. 4.8) pour le synclinal de la Brévine, construite à partir des affleurements et des données sismiques.

Les unités du Jura externe à l'Ouest de l'anticlinal Montagne de l'Avocat-Bois de Ban-Bois de Samognat (= faisceaux du Berthiand et de Grand-Corent) sont le prolongement sur la feuille Nantua des lanières du faisceau d'Orgelet (feuille de Moirans-en-Montagne). Celles-ci sont traitées dans les interprétations par équilibrage des coupes le long du profil ECORS (Guellec *et al.*, 1990 ; Philippe *et al.*, 1996) comme autant d'écailles imbriquées. Les données de terrain nous conduisent à proposer les coupes structurales A-B et I-J qui montrent des unités anticlinales de faible amplitude avec épaissement du niveau de décollement qui passent aux unités synclinales reposant sur une semelle triasique plus réduite.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DES SOLS

Les données pour la rédaction de ce chapitre sont tirées des travaux de J. Girel (Girel *et al.*, 1976).

Les sols

Les sols bruns calciques résultent de l'altération du substratum calcaire ; ils sont assez profonds sur les Calcaires lités, les Calcaires pseudolithographiques et l'Oolite de Corveissiat (Oxfordien supérieur), sur les calcaires sparitiques du Bajocien, du Bathonien (Jurassique moyen) ou du Crétacé inférieur. Au contraire, les sols sont pauvres, peu épais ou absents sur les calcaires purs du Jurassique terminal, sur les sables et grès du Crétacé supérieur ou sur les marnes (Toarcien, Bathonien supérieur, alternance calcaréo-argileuse du Callovien et les marnes oxfordiennes).

Les dépôts morainiques sont revêtus de sols variés dont le type est tributaire du relief, du faciès et du degré d'altération. Leur diversité va de sols profonds sablo-limoneux hydromorphes aux sols bruns des coteaux.

Les alluvions, riches en éléments calcaires, sont aussi recouvertes de sols bruns ainsi que les dépôts proglaciaires (delta, glaciolacustre, fluvioglaciaire) ; leur type dépend de l'intensité du lessivage et des apports carbonatés.

Dans les dépressions occupées par des lacs ou des marais, le plus souvent tapissées de placages morainiques ou d'alluvions proglaciaires plus ou moins imperméables, se sont développés des sols essentiellement hydromorphes ou des sols humifères à gley sur des niveaux tourbeux.

Habitats et cultures

Les zones urbaines sont localisées dans l'arrondissement de Nantua avec les agglomérations d'Oyonnax-Bellignat (25 000 ha) et de Nantua-les Neyrolles (4 000 ha).

Les flux migratoires vers Oyonnax-Bellignat ont entraîné une urbanisation linéaire dans la vallée de l'Ange, des implantations plus groupées à Saint-Martin-du-Frêne et autour de Nantua-les Neyrolles. Entre ces espaces lotis subsiste une agriculture interstitielle en déclin.

Dans la montagne du Haut-Bugey, à l'exception de celles proches d'Oyonnax, les communes se sont dépeuplées par l'attraction des zones urbaines et la faible rentabilité des activités rurales traditionnelles. Plus de 75 % des surfaces sont en herbe, 15 à 18 % sont plantés de cultures fourragères, 7 à 10 % sont dévolus aux céréales.

La polyculture et l'élevage orienté vers la production laitière restent les activités les plus rentables dans la montagne, les grands vals et la zone collinéenne où est installé le petit vignoble du canton de Poncin.

Les prairies de pâture, dans la montagne, occupent les flancs des synclinaux, les plateaux de Retord et d'Échallon. La zone collinéenne est couverte de communaux depuis le Moyen-Âge et les surfaces en herbe dépassent 80 %, sauf dans la vallée du Suran où s'est maintenue la polyculture.

Les prairies de fauche et les cultures sont développées sur les placages glaciaires et les alluvions proglaciaires près des villages et hameaux.

Le vignoble, localisé au Sud-Ouest du territoire couvert par la feuille Nantua, a repris un bon développement ces vingt dernières années dans le canton de Poncin : Poncin, Cerdon, Labalme, Challes (appellation contrôlée Cerdon). Il est installé en majeure partie sur les éboulis consolidés exposés au Sud ou au Sud-Ouest.

La végétation naturelle

Elle consiste en forêts, taillis et landes. À l'origine, la région était couverte d'une forêt feuillue chênaie-charmaie sur les versants nord et nord-est ; chênaie pubescente sur les versants sud des massifs calcaires. Au-dessus de 700 à 900 m d'altitude, la proportion de hêtres augmente pour passer localement à la hêtraie.

Dès le Moyen-Âge, l'activité humaine a entraîné la déforestation, cependant moins importante en montagne. Après la révolution, l'exploitation des communaux a été intensifiée par l'introduction des résineux (sapin puis épicéa) de meilleur rendement.

Avec le développement industriel, l'espace cultivé, peu à peu abandonné, s'est couvert de taillis et de landes aujourd'hui partiellement reboisés.

Les groupements végétaux appartiennent à deux ensembles écologiques : la zone montagnarde qui couvre les 3/4 orientaux de la feuille : Jura interne, Monts d'Ain-forêt de Montréal-forêt Noire, Montagne de l'Avocat, reliefs entre l'Ange et l'Oignin, faisceau du Berthiand et la zone collinéenne à l'Ouest de la précédente s'étendant jusqu'au Revermont.

La Montagne

• **La forêt**, hêtraie enrésinée par l'homme, couvre environ 60 % des sols et sa composition est fonction de l'altitude et de la pluviosité.

Le complexe de la hêtraie-sapinière comprend :

– série de la hêtraie enrésinée, faciès à épicéa, développée au-dessus de 1 100 m sur des sols légèrement podzolisés : bois du Chenet, forêt

d'Échallon, Monts d'Ain–forêt de Montréal, plus réduite dans la montagne de l'Avocat et près de Groissiat ;

– série de la hêtraie-sapinière sur support calcaire, largement étendue entre 800 et 1 100 m : plateau de Retord, bois de Puthod, forêt de Belleydoux, forêt des Moussières, forêt de Meyriat, forêts de Montréal et d'Oyonnax ;

– série de la hêtraie pure, installée sous forme de futaie à l'Ouest : montagne de l'Avocat, faisceau du Berthiand, bois de Samognat ; elle est enrésinée à l'Est.

Le complexe de la hêtraie mésophile–hêtraie sèche sur sols superficiels est implanté sur des sols secs, superficiels, lorsque l'enneigement est faible ou rare, avec exposition sud, sud-est et sud-ouest : flanc oriental de la montagne de l'Avocat, Nord de Labalme, Nord de Challes et plateau de Chougeat.

• **Les landes et taillis** se sont développés dans les pelouses d'altitude nées du défrichement mais sont aujourd'hui enrésinées par l'homme (épicéa) ou naturellement (sapin). Il en va de même dans les séries et complexes précités ou dans les zones de culture délaissées.

• **Chênaie ouverte à chêne pubescent et buis**, en exposition sud et sur les groizes : entre le Martinet et la Tour dans la cluse de Nantua, talus au Nord du lac de Nantua, au lieu-dit le Carouge, entre Saint-Martin-du-Frêne et la Cluse.

Les collines

Elles constituent la partie occidentale du territoire de la feuille aux altitudes inférieures à 750 m.

• *Série de la chênaie-charmaie établie sur des sols bruns assez profonds exposés au Nord, Nord-Est et Nord-Ouest ; elle forme le boisement le plus étendu.*

– **Chênaie-charmaie à chêne sessile, faciès neutrophile**, constitue la végétation dominante de la zone collinaire.

– **Chênaie-charmaie à chêne pubescent, faciès thermophile**, est présente localement sur sols épais dans de bonnes expositions : Est de Poncin, lieu dit Pend Loup et Sud du Mont du Couloir au Nord de Grand-Corent.

• *Série septentrionale du chêne pubescent*

– **la chênaie ouverte à chêne pubescent et buis**, implantée sur sols calcaires à exposition chaude, sur des sols de type redzine peu évolués et perméables, est largement répandue de part et d'autre de la rivière d'Ain.

– les **landes thermophiles à chêne pubescent et buis** poussent sur les pentes, les ressauts et les hauts de falaises calcaires à sols superficiels ; sur les éboulis et groizes ce sont des landes à cornouiller sanguin et buis, sur les marnes prédominent le genévrier commun et le noisetier.

RISQUES NATURELS

Les mouvements de terrain

Les mouvements historiques indiquent nettement que les risques potentiels existent au pied des grandes falaises, surtout celles du Jurassique supérieur, qui dominent la cluse de Nantua, les vallées de la Semine et de l'Ain ainsi que les reculées de Cerdon, Bolozon et Corveissiat. Pour plus de détails concernant la région de Nantua, on consultera la carte ZERMOS d'exposition aux risques (BRGM-SGN, 1973 ; Villain et Bobillon, 1976).

Généralités

Les mouvements de terrain sont préparés par la fracturation, le diaclasage et la karstification des falaises calcaires (Bajocien, Bathonien, Oxfordien supérieur et Jurassique terminal) et la présence en semelle de niveaux plus ou moins imperméables, argileux ou calcaréo-argileux (Marnes domériennes, Assise à petites huîtres du Bajocien supérieur, Marnes des Monts d'Ain du Bathonien supérieur, Marnes à *Cr. renggeri* et marno-calcaires de l'Oxfordien, Marnes et calcaires argileux cendrés purbeckiens, argiles calcaires de l'Hauterivien inférieur.

Les risques majeurs, classés par ordre croissant de destruction, sont fonction de la dynamique :

- **en dynamique lente** : la dissolution et l'effondrement dans les strates calcaires en disposition horizontale (dolines) ; le fluage des marnes ;
- **en dynamique variable** : les glissements de sols ; éboulis sur substratum argileux, ravinement de matériaux et étalement en cône de déjection, mouvements sur les pentes d'éboulis anciens à gros blocs ;
- **en dynamique rapide** : les glissements rocheux, les chutes de blocs, les éboulements et les écroulements rocheux.

Glissements de terrain

Ils sont assez fréquents de part et d'autre du lac de Nantua, entre les Grands-Rochers et Nantua au Sud, entre les rochers de Maria-Matre et la ville au Nord. Dans ces secteurs, les éboulis des falaises calcaires de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien reposent sur les argiles calcaires de l'Oxfordien inférieur et moyen, disposition favorable à la genèse des glissements.

Au Sud du lac au lieu-dit les Battoirs (les Neyrolles), le 11 avril 1922 lors du passage d'un train de marchandises à 13h30, s'est produit le glissement d'une masse d'éboulis provenant du Couloir de Malebronde ; il a emporté la voie ferrée, nécessitant sa reconstruction plus en aval. Le délaissé de l'ancienne voie a servi ensuite à la dépose d'une partie du marinage extrait du tunnel autoroutier de Chamoise.

Au Nord du lac, en décembre 1949, le glissement de la Combe du Palin a emporté le remblai et recouvert la RN84 (Thoral, 1950a, b).

Chutes de rochers ou de blocs

Ils sont particulièrement nombreux sur les versants de la cluse de Nantua comme le souligne la carte ZERMOS (Villain et Bobillon, 1976) dans laquelle on trouvera mention de quelques événements spectaculaires. Mais ce phénomène existe aussi ailleurs, dans les vallées et reculées précédemment citées.

La chute la plus récente (8 août 1973), impressionnante et largement médiatisée, est celle de la Colonne de Nantua, monolithe de 12 000 t.

Écroulements ou écroulis

Le plus anciennement répertorié est l'écroulis des Platières au Nord-Est des Neyrolles qui, en barrant la vallée, a donné naissance au lac de Sylans (voir Lacs et marais).

Récemment, l'écroulement dit du « château du Pradon » (20 février 1977) s'est produit à partir de la falaise de Kimméridgien inférieur des Monts d'Ain. Le matériel mis en mouvement a été scindé en deux avalanches ; l'une a été canalisée vers le Nord-Ouest en butant sur le relief de la double falaise de Jurassique moyen (Bajocien-Bathonien) ; l'autre a franchi ces falaises vers le Nord, pour recouvrir sur plus de 150 m de largeur la voie ferrée et une partie des dépendances du château-hôtel du Pradon et, en barant la rivière du Merloz, a provoqué l'inondation du secteur.

Les risques d'inondation

Le cours de l'Ain est régularisé par une série de barrages hydroélectriques : Cize-Bolozon *et* Allement pour citer seulement ceux implantés sur le territoire de la feuille Nantua. Les risques d'inondation sont donc faibles. Il en va de même pour l'Oignin avec les barrages des Gravières au Nord de Nurieux-Volognat et des Trablettes à l'Ouest d'Izernore.

Les risques potentiels existent lors des périodes de forte pluviosité au voisinage des marais : le Biolay au Nord-Ouest de Ceignes, les Lèches, la

Doye près des Neyrolles, la Combe Léchaud au Sud des Neyrolles, les Renons au Nord du lac Genin et de Grand-Pré entre ce lac et Geilles.

RESSOURCES EN EAU

Hydrologie superficielle et souterraine

Le réseau hydrographique

La feuille Nantua est très déséquilibrée entre une partie orientale sans grands collecteurs et une partie ouest mieux pourvue en cours d'eau.

Un seul cours d'eau important, dans la moitié ouest de la feuille, l'Ain, dont le cours est encaissé dans les calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. La plupart des autres rivières sont des affluents directs ou indirects de l'Ain : à l'Ouest, le Suran qui coule vers le Sud pour rejoindre l'Ain à l'aval de Pont-d'Ain (feuille Bourg-en-Bresse, 651) ; à l'Est, le réseau de l'Oignin qui coule vers le Nord et rejoint l'Ain à l'amont de Corcelles (feuille Moirans-en-Montagne, 827) ; l'Oignin reçoit deux tributaires principaux, l'Ange qui draine le val d'Oyonnax et le Borrey dans la Combe du Val, également l'émissaire du lac de Nantua, le Bras-du-Lac. Ils rassemblent ainsi les eaux descendues des hauteurs des Monts d'Ain, de la Montagne de l'Avocat et des Monts de Géovreisset-Géovressiat. Isolé dans l'angle sud-ouest, le Veyron draine la reculée de Cerdon, avant de rejoindre l'Ain directement à Poncin.

À l'Est de l'anticlinal des Monts d'Ain-Apremont, dans la partie orientale de la feuille, seule la Semine mérite mention, qui reçoit le Combet, émissaire aérien du lac de Sylans et le Tacon avant de rejoindre la Valserine à Châtillon-en-Michaille et le Rhône à Bellegarde-sur-Valserine (feuille Saint-Julien-en-Genevois, 653).

Sauf des parties du cours des plus importants (l'Oignin à Brion-Béart, la Semine à l'aval de Saint-Germain-de-Joux) ou les ruz affluents, leur tracé est largement dépendant des grandes structures de direction N10°-30° qui déterminent l'orientation générale du réseau hydrographique.

Autre différence notable, alors que l'Ain, malgré les plages alluviales discontinues qui jalonnent son cours, et le réseau de la Semine ont des tracés encaissés dans le substratum calcaire, le réseau de l'Oignin et de ses affluents est installé sur un important remblaiement de formations glaciaires, fluvioglaciaires ou glaciolacustres abandonnées par les glaciers würmiens de la langue de Nantua. La faible épaisseur du remblaiement alluvial de la vallée du Suran fait que celui-ci coule depuis l'Agnelou directement sur les calcaires crétacés dans lesquels il se perd.

L'Ain et l'Oignin ont fait l'objet d'aménagements hydroélectriques importants : sur l'Ain le barrage et la retenue d'Allement, au Nord de Poncin, et le barrage et la retenue de Cize-Bolozon ; sur l'Oignin, le barrage de Charmine (ou du Saut de l'Oignin) (feuille Moirans-en-Montagne) et la retenue de Samognat, en partie sur Nantua.

Lacs et marais

Les dépressions marécageuses mal drainées sont assez nombreuses, mais elles ne sont pas obligatoirement liées aux marnes et marno-calcaires oxfordiens. Malgré un substratum essentiellement calcaire, le phénomène glaciaire est le principal responsable de la présence des lacs et marais. Cependant les deux principaux lacs de la feuille, Nantua et Sylans, occupent une place à part.

– **Le lac de Nantua** (141 ha de superficie, 42,90 m de profondeur) occupe une partie de l'ancienne cuvette terminale de la langue glaciaire de Nantua. A. Delebecque (1898, 1902) et J.-B. Martin (1910) l'interprètent comme un lac de barrage glaciaire (moraine frontale de Montréal, Béart, Saint-Martin-du-Frêne) ou de dépression centrale. Son comblement par les atterrissements de l'Ange et de l'Oignin (plaine des Eaux Mortes), « après le départ définitif des glaces », aurait laissé subsister le lac actuel, mais on imagine mal comment ce diverticule du lac initial aurait pu conserver ses traits morphologiques actuels. La forme de la cuvette, aux bords abrupts et un fond plat, à plus de 40 m sur la moitié ouest de sa longueur, la profondeur la plus importante (- 42,90 m) à son extrémité ouest, traduit son origine : le lac de Nantua remplit la dépression laissée par la fonte sur place du culot de glace morte abandonnée par la langue glaciaire de Nantua et qui a perduré pendant le comblement de la dépression glaciolacustre de la Plaine des Eaux Mortes.

– **Le lac de Sylans** (49,7 ha de superficie, 22,20 m de profondeur à l'Est, 16,5 m à l'Ouest, seuil intermédiaire à 15,70 m) a une toute autre origine et résulte du barrage de la vallée à l'amont des Neyrolles par un grand éboulement en masse (ou écroulis) parti des falaises de Jurassique supérieur du Nord de la cluse. La zone de départ est bien nette et correspond à l'interruption en arc de cercle de la falaise entre Roche-Rousse et Font-de-Sème utilisée pour le passage de la ligne électrique à haute tension d'EDF. La masse écroulée s'est étalée en contrebas jusqu'au bord opposé de la cluse au niveau du tunnel SNCF, entre le site de la source de la Doye à l'aval et le lac de barrage installé en arrière de l'éboulement. Les eaux du lac de Sylans rejoignent la Semine par son émissaire aérien, le Combet, mais une partie s'infiltré dans l'éboulis et alimente la source de la Doye.

L'éboulement et la formation du lac ont eu lieu pendant la période historique et sont donc relativement récents, mais la date exacte reste inconnue. Le document le plus ancien à faire mention du lac de Sylans est la bulle pontificale de 1145 du pape Eugène III (1145-1153), texte repris de la bulle du pape

Lucius II, datée de 1144 (Fillion et Legrand, 1991, avec une traduction en français du texte latin).

– **Le lac Genin**, plus modeste (8,24 ha de superficie, 16 m de profondeur), est installé dans la partie la plus basse du synclinal de Charix où sont conservés des dépôts du Crétacé supérieur, peut-être aussi du Tertiaire, signalé par les anciens auteurs, mais qui n'a pu être retrouvé. Le lac est alimenté par des sources de versant et des arrivées dans le fond du lac. Les eaux se perdent dans un entonnoir de la rive sud pour réapparaître dans la vallée de la Semine et (?) la cluse de Nantua (voir Circulations souterraines).

Beaucoup de lacs et marais occupent des dépressions d'origine karstique colmatées et remplies de dépôts glaciaires. Quelques-unes ont fait l'objet de recherches pour l'alimentation en eau d'adduction publique qui fournissent des informations sur la nature et l'épaisseur du remplissage (voir chapitre Description des terrains).

Hydrologie souterraine et phénomènes karstiques*

Bien que les calcaires, en particulier ceux du Jurassique, occupent de larges surfaces, les manifestations karstiques de grande ampleur sont relativement peu nombreuses. Leur développement est limité par le cloisonnement structural et stratigraphique, les ensembles calcaires ne sont jamais très épais et sont séparés par des formations argileuses. On trouvera une approche générale du karst jurassien, structurale et climatique, dans la présentation de la carte d'ensemble à 1/750 000 des karsts des Alpes occidentales, du Jura méridional et de Provence par J. Nicod (1984).

Les phénomènes karstiques superficiels et hydrologiques les plus visibles sont à l'Ouest de l'Ain, dans les unités du faisceau de Grand-Corent souvent incluses dans l'unité géographique du Revermont *s.l.* (cf. Chabot, 1913 ; Turquin *et al.*, 1973). Dans le reste de la feuille et plus particulièrement dans le Haut-Bugey, les manifestations karstiques sont également présentes, mais moins spectaculaires que dans le Revermont *s.l.*, sauf localement, souvent masquées par la couverture pédologique, le couvert forestier et les placages glaciaires qui ont colmaté, partiellement ou totalement, le karst superficiel et souterrain. Les comptes-rendus spéléologiques font souvent état de remplissages de fissures et de galeries d'origine glaciaire (galets, varves) qui nécessitent des désobstructions. En outre, le secteur entre l'Ain et la bordure orientale de la feuille a été moins exploré et moins décrit, en particulier pour les formes karstiques superficielles, sauf la région autour d'Oyonnax étudiée par A. Sbaï (1986, 1988). Cependant, d'importantes émergences drainent cette région : sources de la Balme (Charix), des Gallanchons (Lalleyriat) et sur les feuilles Saint-Julien-en-Genevois et Seyssel, la source de Coz

* Texte rédigé avec l'aide de R. Laurent et de Mme J. Gibert, de l'université Claud-Bernard-Lyon I.

(Montanges), les sources captées de Injoux-Génissiat, l'exsurgence de la grotte des Huguenots (Injoux), au Sud-Est de Craz.

Les formes karstiques superficielles les mieux exprimées sont dans les calcaires purs, peu argileux et souvent massifs ou en bancs épais du Kimméridgien-Tithonien, du Valanginien supérieur et de l'Urgonien. Elles sont peu ou moins développées dans les niveaux biodétritiques du Jurassique moyen ou de l'Hauterivien ; également dans les niveaux du Jurassique supérieur qui, après dissolution, laissent un abondant résidu argileux (Calcaires pseudolithographiques, Couches à céphalopodes), qui limite la dissolution ou masque les formes karstiques.

Les calcaires purs, en formations ou en bancs épais et à pendage pas trop fort, donnent des **lapiez** (également lapiés) ou **lézines** (également lésines ou laizines) dans les Calcaires d'Aranc (flanc oriental de l'anticlinal des Moussières), moins nettement dans les Couches du Chailley (dalles de Plagne) et le Valanginien supérieur. On y reconnaît les deux types principaux : lapiez de ruissellement sous la forme de cannelures à la surface ou sur les flancs des dalles calcaires, et lapiez de fissures (ou de fracturations), dont l'évolution est guidée par la structure (diaclasses et joints tectoniques, pendage), bien développés sur les grandes dalles monoclinales (dalles tithoniennes de Plagne, dalle des Calcaires d'Aranc des Moussières). A. Sbaï (1988) a signalé des lapiez pédologiques sur les têtes de roches qui émergent dans le fond de cuvettes parsemées de dolines (prairie d'Échallon). Contrairement à l'opinion de E. Bourgeat (1895) qui affirmait que « tous les lapiez (...) observés dans le Jura (sont) postérieurs aux phénomènes glaciaires », des placages morainiques recouvrent des lapiez au Nord de Mornay, à Charix (Sbaï, 1986). Des lapiez sur polis glaciaires sont cités au Nord-Est de Groissiat et à Nerciât par A. Sbaï (1986), mais restent très superficiels (quelques centimètres).

Les **dolines** ou **bétoires** sont présentes dans les calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, mais aussi dans les calcaires argileux de l'Oxfordien, en relation avec les réseaux souterrains des calcaires du Jurassique moyen sous-jacents ou les zones fracturées. Elles peuvent être regroupées en deux grandes catégories :

– les **dolines de dissolution** parmi lesquelles A. Sbaï (1986) distingue les formes en « verre de montre ou en baquet », les plus typiques et associées préférentiellement aux calcaires sensibles à la dissolution, avec un soutirage modéré. Elles peuvent se rencontrer groupées à l'intérieur de grandes cuvettes (dépressions complexes de Sbaï, 1986), dont le fond est parsemé de têtes de roches lapiées séparant les petites dolines (prairie d'Échallon, forêt d'Échallon, massif de Retord) ;

– les **dolines de soutirage** ou d'effondrement, généralement en relation avec un réseau de conduits souterrains assez développé pour provoquer une

aspiration et des effondrements pouvant rejoindre la surface. Moins directement dépendantes de la lithologie, ces dolines (comme le réseau souterrain) sont souvent alignées sur les directions de fracturation ou développées au croisement de deux ou plusieurs directions de fractures (cf. dolines tectoniques et dolines allongées de A. Sbaï, 1986).

Les formes les plus typiques, généralement à contour net, sont dans la partie ouest de la feuille (faisceaux du Berthiand et de Grand-Corent), de part et d'autre de l'Ain. Elles voisinent avec de grandes dépressions fermées de formes irrégulières avec un fond d'argile résiduelle. Les travaux et forages de reconnaissance pour l'autoroute A40, dans la montée dite du col de Ceignes, ont traversé jusqu'à trente mètres d'un remplissage de dépôts résiduels : grès quartzitiques albiens, silex du Crétacé supérieur, sidérolitique éogène, exceptionnellement bien conservés et qui témoignent de l'ancienneté de la karstification.

Dans la partie orientale de la feuille, sur le plateau de Retord et la forêt d'Échallon, les dépressions fermées sont nombreuses dans les calcaires (Couches de Prapont, Crétacé inférieur), dans les calcaires argileux (Calcaires lités) ou, même, les marno-calcaires (Couches d'Effingen) de l'Oxfordien.

Les cavités souterraines (grottes, gouffres et avens) sont assez nombreuses, et quelques-unes atteignent un développement horizontal ou des dénivellations relativement importants. Une grande partie des données utilisées est extraite des inventaires spéléologiques ou des circulations souterraines de l'Ain ou de Rhône-Alpes (Chirol, 1985 ; Agence de l'Eau RMC, sous presse). Dans les deux tableaux ci-après sont retenues les grottes avec un développement horizontal supérieur à 500 mètres et les gouffres de plus de 100 m de dénivellation.

Communes	Noms des cavités souterraines	x, y, z	Développement (en m)
Charix	Grotte de la Serra* (du Lovaret, de Charix-d'en-Haut)	859,300 ; 135,680 800 m	7 000
Nantua	Grotte de Palain*	851,530 ; 134,550 550 m	1 500
Charix et Lalleysiat	Grotte du Burlandier	860,010 ; 135,140 610 m	1 240
Lalleysiat	Gouffre du Golet-au-Loup	860,500 ; 131,250 1 100 m	1 180
Labalme et Cerdon	Grotte de Cerdon* (de Saint-Julien)	842,230 ; 126,450 570 - 590 m	1 000 env.
Labalme	Balme de Bessiat (grotte Picholet)	844,180 ; 126,200 615 m	969
Corveissiat	Fontaine-noire	840,860 ; 139,960 295 m	734
Saint-Germain-de-Joux	Grotte du Puits-Perdu	861,450 ; 137,650 668 m	650
Corveissiat	Grotte de Corveissiat (du Lavoir)	842,630 ; 142,930 378 m	560

(* en cours d'exploration)

Tabl. 1 - Cavités souterraines de la feuille Nantua dont le développement horizontal est supérieur à 500 mètres

Communes	Noms des cavités souterraines	X, y, z	Dénivellation (en m)
Lalleyriat	Gouffre du Golet-au-Loup	860,500 ; 131,250 1 100 m	- 280 env.
Labalme et Cerdon	Grotte de Cerdon* (de Saint-Julien)	842,230 ; 126,450 570 - 590 m	- 130 env.
Charix	Grotte de la Serra* (du Lovaret, de Charix-d'en-Haut)	859,300 ; 135,680 800 m	- 130 env.
Meyriat	Gouffre d'Antona (ou de Meyriat)	837,200 ; 129,540 420 m	- 111

(* en cours d'exploration)

Tabl. 2 - Gouffres de la feuille Nantua dont la dénivellation est supérieure à 100 mètres

Parmi les cavités particulières, la grotte de Labalme (ou Saint-Julien), aménagée pour la visite, appartient au réseau souterrain en relation avec la reculée de Cerdon, dans laquelle débouche un autre exutoire, la Cabourne Chopêtre ; la grotte du Burlandier, dans les calcaires kimméridgiens, remarquable par ses spéléothèmes (notamment des fistuleuses), est l'objet d'une protection rigoureuse : déjà, lors de la construction de l'autoroute A40, convention avec le maître d'œuvre (restriction des tirs de mines, mise en place de sismographes, etc.) (Ariago *et al.*, 1989) et, encore actuellement, restriction de visite. La grotte de Hautecourt ou de Soiriat (hameau de la commune de Hautecourt-Romanèche), également dans les calcaires du Kimméridgien-Tithonien, est un réseau modeste, de seulement 150 m de développement et - 36 m de dénivellation, partiellement aménagé depuis la fin du 19^e siècle, actuellement suivie pour l'étude des faunes troglobies par l'équipe d'Hydrobiologie et écologie souterraines de l'Université Claude-Bernard-Lyon 1 (Turquin *et al.*, 1973) et classée Réserve biologique naturelle depuis 1980. Le porche de la grotte de Corveissiat est également classé à l'Inventaire des sites et monuments naturels depuis 1909.

Les circulations souterraines ont sans doute une importance plus grande que celle actuellement reconnue. Il existe un nombre assez grand de grottes ou cavités avec un écoulement permanent ou temporaire, parfois et autrefois capté ou encore actuellement utilisé pour l'alimentation humaine. Les précipitations infiltrées par les bétoires ou « embouteillous », les avens ou, de façon plus diffuse, par les fissures et diaclases des massifs calcaires, dans lesquels se perdent une partie des écoulements de surface, alimentent les nombreuses exurgences. Une toute petite partie de ces circulations souterraines utilise des réseaux visitables connus et les relations entre les points d'infiltration ou les pertes en surface et les points de sortie sont connus par des essais de traçage et encore très imparfaitement.

Les plus remarquables sont les circulations souterraines du Suran, dans le synclinal du même nom, en limite des feuilles de Nantua et Bourg-en-Bresse (Demarcq, 1964 ; Dubois et Rollet, 1971 ; Landry, 1987 ; Fourneaux et Grange, 1981 ; Sbaï, 1992 ; Sbaï *et al.*, 1994). Le Suran perd progressivement

son eau tout au long de son cours à partir des premières pertes entre Chavannes-sur-Suran (feuille Moirans-en-Montagne) et Simandre (perte de la Ferme de l'Agnelou). À l'étiage il est régulièrement à sec entre Chavannes-sur-Suran et Fromente, commune de Bohas-Meyriat-Rignat (feuille Bourg-en-Bresse). Le réseau souterrain dans lequel se perdent les eaux reste localisé dans l'axe du synclinal et se comporte comme un sous-écoulement du Suran aérien. Il reçoit aussi les eaux disparues au Gour de la Rande, à l'WSW de Chavannes-sur-Suran (feuille Bourg-en-Bresse). Les traçages ont montré que ces eaux réapparaissent aux mêmes points de sortie que celles des pertes du Suran, d'une part, directement dans le lit aérien du Suran, à l'aval de Fromente, ou à peu de distance de celui-ci, à la source du Bourbou, au Nord de Neuville-sur-Ain (feuille Bourg-en-Bresse), d'autre part dans la vallée d'Ain, aux résurgences de la Colombière, en limite des feuilles Bourg-en-Bresse et Nantua (angle sud-ouest de la feuille).

Des essais de colmatage du cours souterrain ont été tentés à plusieurs reprises, en particulier en 1983 (Landry, 1987). L'étude des régimes de tarissement entre 1973 et 1992 met en évidence deux périodes (1973-1984 et 1984-1992), avec un renversement de situation qui pourrait traduire l'efficacité des injections de ciment et de résines réalisées en 1983 (Sbaï *et al.*, 1994).

Sur le reste de la feuille, des circulations, d'importances inégales, sont connues également par des traçages réalisés par des spéléologues. Dans la moitié ouest de la feuille : la grotte de Corveissiat est une résurgence pérenne de la perte de la Caborne d'Aromas (feuille Moirans-en-Montagne) ; peut-être aussi celle de la grotte d'Aromas ; la source de Virieu (Poncin), en rive gauche de l'Ain, reçoit les eaux des pertes du ruisseau de Chanay et du bois du Chapitre (feuille Saint-Rambert-en-Bugey) ; dans la Combe du Val, les pertes du Borrey, près de Vieu-d'Izenave, réapparaissent aux sources de Fontanille et de la Doye, à Condamine-la-Doye. Dans le secteur d'Oyonnax, les pertes du ruisseau de Geilles et celles de la gare d'Oyonnax, comme celles des autres « embouteilloux » connus au Nord d'Oyonnax (Marchon, Arbent), sont drainées en direction de Dortan et de la Bienne, sur Moirans-en-Montagne (Source Bleue, les Clavins) ; enfin, depuis son percement, une partie des circulations du massif du Berthiand est drainée par le tunnel SNCF de Nurieux.

Dans la moitié orientale : en rive sud du lac Genin, dans le synclinal de Charix, la perte de l'Embouteillou rejoint la Semine à la résurgence de la Fontaine Noire d'Échallon (Landry, 1981 ; Chirol, 1985) et au Moulin-de-Prapont ; elle alimenterait aussi la source de la Balme ou du Moulin-de-Charix, d'après M. Magny (1991), dans la cluse de Nantua ; dans le massif de Retord, le traçage demandé dans le cadre de la protection du captage de la source des Gallanchons, dans l'anticlinal de Beuregard, a mis en évidence

les relations avec les bétouilles ou dolines dans l'Oxfordien supérieur au Sud du Crêt de Beauregard (ANTÉA, 1997). Dans ce même anticlinal, d'autres relations sont seulement présumées : les eaux infiltrées à la Cornelle de la Bauche, à Hotonnes (feuille Saint-Rambert-en-Bugey), à près de 10 km au Sud rejoindraient un autre réseau de circulation, probablement dans les calcaires du Jurassique moyen, et aboutiraient à la source de la Ravageuse, dans une des branches du Tacon (le bief d'Enfer). Enfin, sur Lalleyriat, le réseau de la grotte du Golet-aux-Loups, dans le synclinal crétacé du Ris, communiquerait avec la source du Burlandier, après avoir franchi la faille du Poizat.

Hydrogéologie et ressources en eau

La feuille Nantua est en totalité dans le domaine jurassien. Elle est dépourvue des grands aquifères des bassins tertiaires et quaternaires ou des plaines alluviales des grands cours d'eau. Cependant, l'importance du phénomène glaciaire sur une très grande partie de la feuille réduit le rôle des aquifères karstiques et a pour conséquence une grande diversité des ressources en eau. La nature géologique des formations conduit à distinguer plusieurs types d'aquifères.

Les calcaires jurassiques et crétacés, par la grande étendue des affleurements, constituent des aquifères importants. En premier lieu, ceux du Jurassique moyen et supérieur, normalement bien séparés par l'écran des marnes de l'Oxfordien. En revanche, l'écran des marnes du Purbeckien, peu épais, ne peut assurer un isolement rigoureux de l'aquifère des calcaires du Crétacé inférieur. En outre, leur extension est plus limitée, souvent dans le fond des synclinaux et plus ou moins largement recouverts par les dépôts quaternaires.

De plus, ces aquifères des calcaires jurassiques et crétacés communiquent par les failles et les zones fracturées associées, en particulier les accidents transversaux, nombreux sur la feuille, qui jouent souvent le rôle de drain pour les circulations souterraines. Mais ils jouent aussi en faille barrière, comme l'a montré le traçage réalisé pour le captage de la source des Gallançons : le décrochement dextre au front de la virgation de Moment (faille du Poizat) n'intervient pas ou très peu dans son alimentation ; au contraire, il fait barrière aux circulations dans les calcaires du flanc ouest de l'anticlinal de Beauregard. De façon générale, les exurgences sont déterminées par la topographie et la structure, souvent au pied des reliefs ou dans les zones faillées. Elles sont encore très utilisées pour l'alimentation humaine, après traitement.

Les exurgences les plus importantes sont, dans le Jurassique moyen : la source de Geilles, captée pour Oyonnax (2 000 m³/j) ; dans le Jurassique supérieur : la source des Gallançons, exploitée par le SIE de Chatillon-en-

Michaille et Bellegarde (80 m³/j). Toujours dans le Jurassique supérieur, le captage de la rivière souterraine de la grotte de Corveissiat a été abandonné et remplacé par les puits dans la nappe d'accompagnement de l'Ain à Conflans. Les émergences moins importantes, exutoires d'aquifères d'ampleur plus limitée, sont nombreuses qui génèrent quelquefois un nombre excessif de captages pour une même commune.

À signaler, parce qu'il est resté longtemps le seul de ce type dans tout le département de l'Ain, le forage artésien d'Ijean, commune de Groissiat, dans l'unité Bois de Ban–Bois de Samognat. L'eau est apparue vers 40 m de profondeur, sous les marnes oxfordiennes inclinées de 45-50° de son flanc oriental, sur la bordure ouest du synclinal de l'Ange. Le débit, de 20 m³/h à l'origine, s'est stabilisé ensuite à 17 m³/h.

Dans le val d'Oyonnax (vallée de l'Ange) où d'assez nombreux forages ont été réalisés dans ce but, les espoirs du district d'Oyonnax de trouver une ressource suffisante dans le réservoir des calcaires du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ont été déçus et il a fallu revenir au vieux projet, longtemps différé, d'exploiter la nappe d'accompagnement de l'Ain, à Corcelles, immédiatement à l'aval du barrage de Coiselet (feuille Moirans-en-Montagne).

Les éboulis et les dépôts morainiques constituent encore actuellement une ressource non négligeable par le nombre de captages exploités. Les possibilités sont très faibles ou nulles dans la moraine argileuse à perméabilité réduite. Elles sont meilleures dans les moraines graveleuses, en passées ou placages discontinus, qui peuvent renfermer des nappes locales, peu profondes et souvent polluées, à réalimentation lente et difficile. Plus souvent les placages morainiques et/ou les éboulis, au pied des reliefs ou dans le fond des zones déprimées, sont alimentés par les sources des calcaires. Ils contribuent à régulariser les débits et assurent une filtration plus ou moins bonne de leur eau.

L'hypothèse d'une alimentation à partir des calcaires du fond du synclinal a été envisagée pour expliquer la situation singulière de l'ancien puits EDF exploité par la commune d'Oyonnax. Il fournit une eau abondante et de qualité, même après avoir été rejoint par l'urbanisation, et a servi de référence pour de nombreux forages, publics ou privés, aux résultats souvent décevants. Situé dans l'axe du Val d'Oyonnax, dans un secteur où le remplissage quaternaire glaciolacustre atteindrait 40 m (Landry, 1981) (fig. 9) et au débouché de la vallée de Geilles, sa situation singulière pourrait traduire un contexte hydrogéologique favorable : cône détritique grossier au débouché du talweg alimenté à la fois par les calcaires du substratum jurassique et les infiltrations dans la vallée de Geilles.

Les formations glaciolacustres et fluvioglaciaires du complexe würmien de la langue glaciaire de Nantua ne renferment pas des ressources en eau à la

hauteur de leur large extension dans les vallées de l'Ange (val d'Oyonnax) et de l'Oignin (plaine d'Izernore et plaine des Eaux Mortes). Elles ont fait l'objet de recherches par forages et/ou d'études géophysiques électriques dans la région de Bellignat-Oyonnax et dans la plaine des Eaux Mortes, à l'Ouest du lac de Nantua.

Le fond est irrégulier, accidenté de verrous rocheux et/ou morainiques séparant des dépressions remplies de dépôts quaternaires, le mont Olivet, à Bellignat, et le Mollard de Brion, dans la plaine des Eaux Mortes, dont la morphologie du substratum est nettement d'origine structurale. L'épaisseur des dépôts glaciolacustres ne dépasse pas la vingtaine de mètres entre Alex et Bellignat ; elle atteint quarante mètres à Oyonnax, plus de quatre vingt mètres dans les ombilics de la plaine des Eaux Mortes (BEGG, 1965, 1967-68, 1967, 1974 ; Landry, 1981) (fig. 9, 10).

Les dépôts sablo-graveleux, plus grossiers à la partie supérieure, sont rapidement fins et plus argileux en profondeur. Les argiles varvées de fond de lac forment le plancher des exploitations de sables et graviers près d'Izernore (fig. 8). L'importance des fines fait de ces dépôts un aquifère médiocre, sauf localement. À Oyonnax, l'ancien puits EDF, dans des conditions de gisement mal connues déjà évoquées, assure un débit d'exploitation de plus de $100 \text{ m}^3/\text{h}$ pour une perméabilité voisine de 2.10^{-3} m/s , assez exceptionnelle pour ces dépôts. Dans les secteurs à sédiments plus fins (Arbent), la perméabilité est comprise entre 2 et 7.10^{-4} m/s et les débits exploités ne dépassent pas quelques dizaines de m^3/h (Bellignat).

Dans la plaine des Eaux Mortes, à l'emplacement de l'ancienne cuvette terminale occupée par le glacier de Nantua avant son retrait définitif, les dépôts sablo-graveleux forment aussi la partie supérieure du remplissage, sur 30 à 40 m, au-dessus des argiles lacustres. La perméabilité est de l'ordre de 1.10^{-3} m/s et la transmissivité de $1.10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, avec des possibilités par ouvrage estimées à $100 \text{ m}^3/\text{h}$. Le seul puits en exploitation, à la Croix Châlon, est situé au plus près des reliefs jurassiques à l'Est de Géovreissiat (Bois de Ban) qui participent probablement très largement à son alimentation.

Les formations alluviales post-würmiennes et récentes de la vallée de l'Ain sont réduites à des plages alluviales d'extension limitée, conservées dans les parties élargies de son cours, quand elles n'ont pas été submergées par les retenues EDF. Les plus anciennes et les plus hautes, suspendues au-dessus du cours actuel de l'Ain (Sud du méandre encaissé de Daranche, méandre à l'WNW de Balvay), ne renferment pas d'eau.

Les aquifères exploitables sont dans les plages d'alluvions des basses terrasses qui abritent une nappe d'accompagnement de l'Ain locale, au sein de sables et graviers avec une bonne perméabilité, alimentés par l'Ain et les bor-

dures de calcaires jurassiques et/ou crétacés. Plusieurs de ces plages alluviales sont exploitées, à Poncin (puits de la Ceuille et d'Allement), dans l'île de Chambod (pour Hautecourt), puits de Daranche (pour Bolozon), à Granges (pour Matafelon) et à Conflans (pour le SIE Ain-Suran-Revermont).

Sauf à Conflans, au Nord de Corveissiat, la tranche alluviale au-dessus du substratum calcaire est souvent inférieure à 20 m et les débits d'exploitation sont compris entre moins de 10 et 50 m³/h. Les puits de Conflans se distinguent par l'épaisseur du remplissage alluvial qui atteint ou dépasse 40 m et les possibilités des ouvrages avec un débit d'exploitation de 250 m³/h.

SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES

Les ressources sur le territoire de la feuille Nantua sont modestes. La plupart des carrières ouvertes dans le Jurassique supérieur pour l'exploitation de pierre de taille sont aujourd'hui abandonnées. Les gravières ou sablières implantées dans les dépôts proglaciaires würmiens sont nombreuses et certaines sont l'objet d'exploitation intense.

Hydrocarbures

Aucune exploitation sur la feuille, le sondage d'Apremont (CHT 1) réalisé en 1991 pour EssoRep n'a pas révélé d'indice d'hydrocarbures. Toutefois, des indices ont été mis en évidence et la recherche serait près d'être réactivée au Sud de la cluse de Nantua.

Les laminites bitumineuses, faciès local des Calcaires en plaquettes du Kimméridgien supérieur de la Haute-chaîne, apparaissent seulement sur le plateau de Retord dans l'angle sud-est de la feuille où ils n'ont pas été exploités, contrairement à ceux de la carrière souterraine d'Orbagnoux (feuille Seyssel).

Pierres de taille et de construction

La plupart des niveaux calcaires du Bajocien, du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur ont été utilisés localement sous la forme de pierres sèches.

Les pierres d'appareil exploitées, et l'étant encore dans quelques carrières à l'Ouest de l'Ain, appartiennent surtout aux Calcaires à stromatopores et à tubulures du Kimméridgien (j6-7). Les principaux sites d'extraction sont localisés au Mont Corent : carrières en activité de part et d'autre de la route de Villereversure à Grand-Corent (commune de Grand-Corent), anciennes carrières de Villette (commune de Hautecourt-Romanèche).

Autres matériaux

Les Calcaires pseudolithographiques (j5e) de l'Oxfordien supérieur, très fracturés et recouverts de moraine würmienne, sont exploités comme matériau d'empierrement ou de ballast dans les carrières Famy à l'Est de Samognat et au Nord-Ouest de la D 13 de Samognat à Oyonnax.

D'autres carrières ont été ouvertes pour les besoins en matériau de remblai lors de la construction des autoroutes A40 et A404 : extrémité nord de la montagne de Collejard.

Carrière souterraine des Mares, à Saint-Germain-de-Joux. À l'origine la carrière exploitait, comme pierre de construction, les seuls faciès à débris de comblement, les parties construites servant de piliers. L'exploitation actuelle par la SAMIN (filiale de Saint-Gobain) utilise indifféremment les parties construites et les faciès de comblement, pour leur teneur élevée en CaCO_3 , voisine de 100 % (faible teneur en oxydes métalliques, principalement Fe_2O_3). L'exploitation est conduite par chambres et piliers, avec des sections extraites de 10 x 10 m et des piliers de section horizontale 40 x 15 m ; le taux de défrètement est voisin de 50 %. Le matériau est broyé finement et utilisé pour la fabrication du verre extra blanc, dans l'agriculture et comme charges minérales etc. La production atteint 160 000 t/an (100 000 t : 0,2 mm et 60 000 t : < 0,1 mm).

Graviers et sables

Les sables albo-cénomaniens ont été exploités temporairement aux environs du hameau de Mortaray (commune de Saint-Alban). Dans ce secteur, la carrière de la source Villand (Busnardo *et al.*, 1966, coupe M) était déjà abandonnée en 1966, celle en bordure de route (id., coupe S) était encore épisodiquement en activité à cette date, les sables entrant dans la fabrication de pâte de nettoyage.

Les sédiments proglaciaires würmiens ont fait et font encore l'objet d'une exploitation, particulièrement dans le synclinal de l'Oignin-Izernore. Dans ce secteur, les gravières les plus importantes sont celles de sur champ Biolay (prop. Blanc) et celles du plateau de la Belloire.

Dans la vallée de l'Ange, immédiatement au Nord de Montréal-la-Cluse, d'importantes exploitations sont ouvertes dans les mêmes niveaux würmiens aux lieux-dits Molard-des-Foiles.

À l'Ouest de l'Ain, sur la commune de Hautecourt-Romanèche, seules les sablières implantées au Nord et au Nord-Est de Romanèche sont en activité (carrière Fontenat AG).

Les niveaux intéressants pour l'exploitation sont les niveaux de graviers et dans une moindre mesure les sables proglaciaires, appartenant à des deltas glaciolacustres.

Les talus de **groise** font l'objet de prises limitées et intermittentes pour les besoins locaux d'empierrement des chemins non revêtus.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

*PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE**

Les sites préhistoriques les plus anciens sont datés du Paléolithique supérieur et sont tous concentrés dans la partie inférieure de la vallée d'Ain. L'occupation des régions plus orientales sera plus tardive.

Paléolithique supérieur (Pléistocène, Tardiglaciaire, Dryas I, Bölling)

Deux sites dans la région de Poncin :

– dans l'angle sud-ouest de la feuille et en limite de celle de Bourg-en-Bresse, en rive droite de l'Ain, sur la commune de Neuville-sur-Ain, l'**abri de la Colombière** (x : 836,700 ; y : 125,300 ; z : 280 m) fut fouillé vers 1913-1914 (Mayet et Pissot, 1915). Il a livré un abondant outillage lithique et quelques os travaillés. L'ensemble situe son occupation vers la fin du Magdalénien moyen (Magdalénien V) ce que les datations ¹⁴C ont confirmé : âge entre - 14 000 et - 13 000 ans (Dryas I). L'importance de cet abri et de cette première fouille réside dans la découverte d'une dizaine de galets gravés, dont un seul autre sera trouvé dans les fouilles plus récentes de H.L. Movius (Movius et Judson, 1956). Les animaux représentés sont principalement le cheval, le renne, un cervidé et, dans une moindre mesure, le rhinocéros, le bouquetin, un félin et l'ours. Pour A. Leroi-Gourhan (1971), cette association et le tracé des silhouettes la placent dans le style IV, typique de la dernière période artistique du Magdalénien ;

– un kilomètre à l'Est de Poncin, près de Leymiat, la petite **grotte de la Grand Baille** (x : 839,000 ; y : 129,100 ; z : 320 m) a également livré des restes d'un Magdalénien plus tardif (Magdalénien VI, Bölling).

Mésolithique, Néolithique, Âges du Bronze et du Fer (Holocène, Préboréal à Subatlantique)

– En rive gauche de l'Ain, entre Poncin et Serrières-sur-Ain, plusieurs **petits abris** ont été occupés entre le Boréal et le Subatlantique. La plupart

* Partie rédigée à partir du texte et des documents préparés par R. Vilain

renfermait peu de vestiges et la faune, principalement des capridés et suidés, est très faiblement représentée. Plusieurs ont été noyés lors de la mise en eau de la retenue du barrage d'Allement.

Noms des sites	x, y, z	Vestiges
Abri du Bettet	836,400 ; 129,300 ; 265 m	Quelques microlithes sauveterriens
Grotte des Fées (de la Lingère)	835,500 ; 131,900 ; 270 m	Quelques éléments néolithiques
Abri Trosset	839,160 ; 131,740 ; 270 m	Sauveterrien et Néolithique final
Abri du Sault	839,180 ; 130,660 ; 270 m	Sauveterrien et Néolithique
Abri de la Genière	839,200 ; 131,550 ; 270 m	Sauveterrien : restes abondants ; débris d'un crâne d'enfant de 7-8 ans
Abri des Layes n°2	839,800 ; 132,300 ; 280 m	Sur 2 niveaux, industrie du Sauveterrien ancien à petits silex géométriques

Tabl. 3 - Caractéristiques des petits abris fouillés entre Poncin et Serrières-sur-Ain

– En limite des communes de Géovreissiat et Montréal, au lieu-dit Derrière-le-Château, à l'Ouest de Montréal (x : 849,100 ; y : 136,700 ; z : 510 m), les sondages préliminaires pour la construction de l'autoroute A404 ont révélé un site important avec plusieurs niveaux d'occupation humaine, du Néolithique moyen à l'Âge du Fer. Après un déblaiement rapide des niveaux protohistoriques (la Tène, Hallstatt et âge du Bronze), seuls furent fouillés les niveaux du Néolithique moyen et du Néolithique final (de - 3 000 à - 1 800 avant J.C.) (Henon, 1997-1998) ;

– à Simandre-sur-Suran, en rive droite du Suran (x : 837,900 ; y : 141,550 ; z : 305 m), se trouve le seul menhir actuellement connu dans le département de l'Ain ;

– à Serrières-sur-Ain, en rive gauche de l'Ain, à une centaine de mètres en amont de l'abri des Layes 2, l'abri n° 1 (x : 839,820 ; y : 132,340 ; z : 285 m) a donné, à l'occasion d'une fouille de sauvetage, des restes de l'âge du Bronze moyen, dont un assez grand vase fragmentaire ;

– en rive droite de l'Ain, face à Merpuis, entre Poncin et le pont de Serrières-sur-Ain, sur la commune de Hautecourt-Romanèche, hameau de Chambod (x : 838,900 ; y : 130,800 ; z : 265 m), une fouille de sauvetage a donné quelques éléments protohistoriques dont un vase fragmentaire à décor peigné de type Hallstatt ;

– c'est probablement à cette culture qu'il faut rapporter les gravures schématiques relevées sur un énorme bloc éboulé, à l'extrémité ouest du lac de Sylans (x : 855,900 ; y : 134,250 ; z : 610 m), dynamité et irrémédiablement détruit par l'entreprise chargée des travaux de terrassement pour la construction de l'autoroute A42. L'unique fragment récupéré dans les déblais, sur lequel subsistent quelques traits montrant le mode d'incision des gravures, est figuré dans J.-P. Fillion et M. Legrand (1991).

SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Sites classés

Deux sites classés ont déjà été cités dans le chapitre Hydrologie souterraine et phénomènes karstiques : le porche de la grotte de Corveissiat, inscrit à l'Inventaire des sites et monuments naturels depuis 1909, et la grotte de Hautecourt, classée Réserve biologique naturelle en 1980.

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Dans le guide géologique régional « Jura » (Chauve et collab., 1975 ; Masson édit.), les itinéraires 8a de Pont-d'Ain à Nantua, 8b de Ceyzériat à Nantua, et 8c de Nantua à Bellegarde, traversent le territoire de la feuille. D'autres itinéraires, succinctement décrits ci-dessous, peuvent se brancher sur les précédents.

À partir de l'itinéraire 8a

Boucle au Nord de Poncin

Itinéraire : Poncin, D81, Arturieux, D59, Hautecourt, Romanèche, Cize, D89, Simandre, D42, Pont des Chèvres, D936, Abbaye de Sélignac, Corveissiat, D59, Pont et viaduc de Daranche, D981, Bolozon, Serrières-sur-Ain, D979 et D85, Leyssard, Challes, Mortaray, Poncin.

Arrêts

- Poncin : versant nord de la vallée du Veyron, alluvions anciennes totalement consolidées en poudingue formant la terrasse du Château et dominant de plus de 20 m la plaine récente de Leymiat.
- Entre le viaduc de Poncin et Arturieux : coupe du Jurassique supérieur et du Crétacé basal.
- Entre Hautecourt-Romanèche et Cize : gravières ouvertes dans les buttes des Chaintes et de Romanèche exposant les dépôts deltaïques (Gly₂) abandonnés par de la glace morte lors du retrait vers le Nord de la langue de l'Ain.
- Sur D98 entre Grand-Corent et Banchin, à 400 m au Nord de la seconde ligne de haute tension, couches fossilifères à ptérocères.
- Simandre : terrasses du Suran.

- après l'abbaye de Sélignac et le point coté 411 : coupe fossilifère des Calcaires d'Arnans du Callovien dans leur localité éponyme (cf. Guide Jura, p. 168).
- La faille d'Aromas–Sélignac–Racouse passe à l'Est de Tête–Beguine, à l'Est de l'abbaye ; ravine à l'Est du Mont-du-Couloir (Clin et Perriaux, 1964, p. 435-436).
- Reculée de Corveissiat, près du virage coté 401, contact par faille entre le plateau d'Aromas et le synclinal crétacé de Saint-Maurice-des-Chazeaux (Clin et Perriaux, 1964, p. 437).
- Vallée de l'Ain (rive gauche), stratigraphie du Jurassique supérieur ; terrasses inférieures et supérieures de Bombois et de Bolozon.
- Étables, à l'Ouest du village, près de l'élevage au Nord de la D11g : moraine argileuse à éléments calcaires locaux du stade d'extension maximal de la calotte glaciaire jurassienne würmienne (Gy1).
- Hameau du Mortaray (commune de Saint-Alban), coupe du Crétacé supérieur détritique (Busnardo *et al.*, 1966 ; Chauve et coll., 1975, p. 160).

Le Quaternaire de la région de Nantua

Itinéraire : La Cluse, N 84, Saint-Martin-du-Frêne, chemin revêtu du moulin-de-Montange et retour sur La Cluse, D984d en direction de Bourg-en-Bresse, puis D18 vers Izernore et Samognat ; D13 sur Oyonnax ; D934d vers La Cluse–Montréal.

Arrêts

- Saint-Martin-du Frêne, après le pont du Moulin-de-Montange : panoramas a) – vers le Sud sur le flanc amont de la moraine frontale de Saint-Martin-du-Frêne ; le glaciolacustre et les épandages fluvioglaciaires de la Combe du Val ; b) – vers le Nord sur les dépôts intra-morainiques de la plaine des Eaux Mortes, les moraines de Béart et de Montréal.
- Montréal-La Cluse :
 - à les Combes, moraine frontale entaillée par la route ;
 - au bas du Mollard-des-Foilles, à l'Est de la route dans sa partie nord-sud, gravière ouverte dans les dépôts morainiques à la base et les épandages fluvioglaciaires (ou glaciolacustres) au-dessus ;
 - Près de Béart : moraine frontale de Béart et, en avant de celle-ci (= au Nord) le cône proglaciaire et le delta. Par la D18a en direction de Perrignat,

sablière de sur Champ-Biolay, dépôts glaciolacustres avec épandages deltaïques reposant sur les varves de fond de lac visibles au Nord de la carrière Blanc (fig. 8) du second niveau lacustre (455 m) du stade de Samognat ;

– environs de Cessiat : 1^{er} niveau lacustre würmien (560 m) de Campy (1982, p. 413, fig. 165). Le village est installé en contrebas de la moraine, sur les bottomsets de la terrasse ; les varves lacustres sont visibles à partir de l'altitude 520 m, dans le virage de la D86 coté 506 et vers le hameau de Tignat ;

– Samognat, le long de la D13 et au Sud de celle-ci, varves du second niveau lacustre du stade de Samognat (455 m) et moraine en direction d'Oyonnax ;

– Martignat, sur la D106, près du stade, moraine de fond visible dans l'angle NW du terrain de football, également à l'Ouest du court de tennis et du boulodrome ;

– au Sud de Martignat (cote 507), prendre le chemin forestier du Golet-de-Nuit qui rejoint directement le Landéron, jusqu'aux gravières supérieures du Mollard-des-Foilles : glaciolacustre proglaciaire en relation avec la moraine frontale de Montréal ;

– entre le Plat et le Martinet, moraine terminale (Gy3) du stade de Montréal.

*APREMONT : COUPE DU SONDAGE DE RECHERCHE
D'HYDROCARBURES « CHARMONT-1 » (CHT-1)*

(x : 855,750 ; y : 138,434 ; z : 947,05)

Profondeurs par rapport au sol et cote NGF du toit des unités (étages) rencontrées.

0 m,	+ 947,05	: Callovien
23 m,	+ 924	: Bathonien
138 m,	+ 809	: Bajocien, forage en perte totale de 0 à 400 m
312 m,	+ 635	: Aalénien
341 m,	+ 606	: Toarcien
387 m,	+ 560	: Domérien, argile grise, silteuse, micacée
501 m,	+ 446	: Lias calcaire, calcaire lumachelique, oolitique
510 m,	+ 437	: Keuper, argile silteuse, dolomitique, dolomie argileuse, anhydrite

Contact anormal sur :

620 m,	+ 327	: Oxfordien, calcaire et marne grise, calcaire argileux, marne grise pyriteuse
--------	-------	--

- 929 m, + 18 : Callovien, calcaire beige oolitique
948 m, - 1 : Bathonien, calcaire bioclastique, marne grise silteuse, calcaire graveleux
1 052 m, - 105 : Bajocien, calcaire bioclastique, lumachelle, calcaire à oolites, calcaire bioclastique silicifié
1 224 m, - 277 : Aalénien, argile silteuse et calcaire argileux
1 252 m, - 305 : Toarcien, calcaire argilo-gréseux, marne silteuse
1 299 m, - 352 : Domérien, argile grise silteuse, micacée
1 417 m, - 470 : Lias calcaire, calcaire argileux bioclastique
1 434 m, - 487 : Keuper, grès grossier à fin, argile dolomitique, anhydrite
1 555 m, - 608 : Keuper, sel massif et argile salifère
1 624 m, - 677 : Muschelkalk, argile et anhydrite, dolomie argileuse
1 734 m, - 787 : Buntsandstein, grès argileux fin puis grossier à conglomérat
1 788 m, - 841 : Permo-Carbonifère, alternance de grès grossier, conglomérat, argile silteuse, charbon plus ou moins argileux
2 286 m, - 1 439 : Arrêt du forage sans avoir atteint la base du Permo-Carbonifère

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les nombreux travaux de recherche effectués depuis plus d'un siècle, et intéressant le territoire de la feuille Nantua, ont alimenté en roches, fossiles et documents préhistoriques les collections conservées à Lyon, soit au Muséum d'histoire naturelle de Lyon, soit au Service des collections de l'UFR des Sciences de la Terre de l'Université Claude-Bernard-Lyon 1 :

– Muséum d'Histoire naturelle de Lyon, Centre de Conservation et d'Étude des Collections, 13A, rue Bancel, 69007 Lyon (tél. 04 37 65 42 00).

– URF des Sciences de la Terre, Université Claude-Bernard-Lyon 1, 27-43 bd. du 11 novembre 1918, 69622 Villeurbanne Cedex (Conservateur, tél. 04.72.44.84.88).

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés et déclarés dans le périmètre de la feuille et de plus archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Rhône-Alpes (BRGM/SGR/RHA, 151 Boulevard Stalingrad, 69626 Villeurbanne cedex) ou encore au BRGM, Maison de la Géologie (77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris), ou sur le site internet <http://www.brgm.fr/infoterre>.

GLOSSAIRE

La toponymie locale et le vocabulaire utilisé dans la région renferment des termes liés plus ou moins à la géologie. Les définitions ci-dessous sont

celles déjà données dans la notice de la feuille Saint-Rambert-en-Bugey à 1/50 000.

- **Balme** : falaise, abrupt souvent creusé de grottes, abris sous roches, etc.
- **Bourbouillon** : orifice fonctionnant comme perte ou comme émergence temporaire.
- **Choin** : serait une déformation de l'expression « pierre de choix », utilisé pour désigner les pierres de taille ou d'appareil.
- **Combe** : n'a pas toujours le sens normalisé de dépression anticlinale ou de flanc dégagé dans une formation tendre ; peut désigner aussi une vallée synclinale ; ex. Combe du Val.
- **Crêt** : relief allongé surplombant une dépression.
- **Dérochoir** : talus d'éboulis actif alimenté par une falaise vive, en calcaire gélif ; les plus actifs sont au pied des reliefs de calcaires pseudolithographiques.
- **Doye** : source ascendante pérenne.
- **Embossieu** : entonnoir de grande dimension au fond duquel l'eau peut séjourner plus ou moins longtemps avant de disparaître.
- **Embouteillou, emposieux** : entonnoir dans lequel l'eau disparaît rapidement.
- **Golet** : col, passage, souvent resserré.
- **Gour** : perte
- **Groin** : émergence temporaire.
- **Groise, graise** : éboulis calibrés, parfois lités, formés par gélivation, accumulés au pied de certains reliefs en calcaires gélifs.
- **Joux** : flanc d'anticlinal boisé ; les joux noires sont plantées de résineux (*Epicea*) ; les joux blanches sont couvertes de feuillus (*Fagus*).
- **Lavanche** : couloir ou talus très penté parcouru par des coulées ou des chutes de blocs.
- **Lésines, lézines, laizines** : fentes en réseau, parfois très profondes, installées sur des fractures tectoniques agrandies par dissolution.
- **Mollard** : relief isolé ou bien découpé, de forme arrondie, formé souvent par un amas de glaciaire ou dégagé dans des marnes.
- **Mont** : relief à structure anticlinale.
- **Val** : vallée synclinale.

BIBLIOGRAPHIE

- AINARDI R. (1976) – Étude comparée de deux ensembles margino-littoraux. Microfaciès - Évolution séquentielle - Paléopaysages. Le passage Muschelkalk-Keuper (Vosges sud-occidentales), le « Purbeckien » (Jura méridional). Thèse 3^e cycle, INPPG-ENSG, Nancy, 103 p.
- AINARDI R. (1977) – Un paysage margino-littoral : le « Purbeckien » du Jura méridional. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 19, 2, p. 257-264.
- ALLEIZETTE C. d' (1862) – Note sur la craie et la molasse du Jura bugesien dans les environs de Nantua. *Bull. Soc. géol. France*, (2), 19, p. 544-550.
- ALABOUVETTE B., CAVELIER C., TRAUTH N. (1984) – Paléogène. Jura. In Debrand-Passard S., Courbouleix S. et Lienhardt M. (coord.). Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, Orléans, 125, p. 408.
- ALMÉRAS Y. (1970) – Les *Terebratulidae* du Dogger dans le Mâconnais, le Mont d'Or lyonnais et le Jura méridional. Étude systématique et biostratigraphique. Rapports avec la paléoécologie. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 39, 3 fasc., 690 p.
- AMAT-CHANTOUX R., BARFETY J.-C., DESSENE T., LIENHARDT G., ROIGNOT R., PANET M., ROCHER M., DONZELLE M. (1974) – Destruction de la colonne de Nantua. Géologues, *Bull. Union Franç. Géologues*, Paris, 30, p. 17-27.
- ARIAGO D., BOMBOY D., LOCATELLI C. (1989) – La grotte du Burlandier, Ain : protection d'une cavité lors d'un tracé autoroutier. *Spelunca*, Paris, 35, p. 19.
- AUBERT D. (1965) – Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. *Eclogae geol. Helv.*, Basel, 58, 1, p. 555-578.
- AUBERT D. (1975) – L'évolution du relief jurassien. *Eclogae geol. Helv.*, Basel, 68, 1, p. 1-64.
- AVIAS J., GUÉRIN S. (1961) – Étude d'un affleurement de Lias moyen et supérieur récemment découvert au Sud de Nantua (Ain). In Colloque sur le Lias français, Chambéry, 1960. Mém. BRGM, Paris, 4, p. 643-647.
- BALLARD J.-F., BRUN J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J., ALLEMAND P. (1987) – Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement : modèles expérimentaux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, II, p. 1249-1253.
- BARALE G. (1981) – La paléoflore jurassique du Jura français : étude systématique ; aspects stratigraphiques et paléoécologiques. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 81, 336 p.
- BEAUBAIS L., BERNIER P. (1981) – Nouvelles espèces de madréporaires dans le Kimméridgien supérieur du Jura (France). *Geobios*, 14/2, p. 173-189.
- BENOÎT E. (1853) – Essais sur les anciens glaciers du Jura. *Actes Soc. Helv. Sci. nat.*, 38, p. 231-247.

- BENOÎT E. (1858) – Note sur la découverte de la craie dans le département de l'Ain et sur quelques traits du phénomène erratique. *Bull. Soc. géol. France*, (2), 16, p. 1-14.
- BERGERAT F. (1974) – Rhegmatisme du Jura méridional : l'alignement Verjon-Nantua. Hypothèses sur la courbure sigmoïde de Pressiat-Verjon. *Ann. scient. Univ. Besançon*, Géol. 3, 22, p. 87-99.
- BERGERAT F., MUGNIER J.-L., GUELLEC S., TRUFFERT C., CAZES M., DAMOTTE B., ROURE F. (1990) – Extensional tectonics and subsidence of the Bresse basin : an interpretation from ECORS data. *Mém. Soc. géol. France*, 156, p. 145-156.
- BERNIER P. (1979) – Un exemple de séquence d'estran dans le Portlandien du Jura méridional. *Geobios*, Lyon, 12/4, p. 591-595.
- BERNIER P. (1984) – Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 92, 422 p.
- BERNIER P., BUSSON G., ÉNAY R., NOEL D. (1971) – Les calcaires bitumineux d'Armailles, formation laminée du Kimméridgien de la région de Belley (Ain) et leurs conditions de dépôt. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274, p. 2925-2928.
- BERNIER P., COURTINAT B. (1979) – Le microplancton (*Leiosphaeridae*) et la matière organique des calcaires d'arrière-récif du Kimméridgien supérieur dans le Jura méridional. Systématique, conditions de genèse et d'environnement. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 75, p. 95-117.
- BERNIER P., ÉNAY R. (1972) – Figures d'émergence temporaire et indices de sédimentation à faible profondeur dans le Portlandien et le Kimméridgien supérieur (Calcaires en plaquettes) du Grand-Colombier-de-Culoz (Ain, France). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (7), 14, p. 281-292.
- BERNIER P., GAILLARD C. (1979) – Excursion A. Jura méridional. II^e Symposium International sur les algues fossiles, Paris, livret-guide, 58 p.
- BERNIER P., GAILLARD C. (1980) – Bioconstructions du Jura méridional. *Geobios*, Lyon, M.S. 4, p. 55-75.
- BIENFAIT P. (1991) – Éléments sur la karstification et l'évolution paléogéographique du Jura. *Karstologia*, Paris, 17, p. 19-30.
- BONJOUR J. (1858) – Note sur la découverte de la craie supérieure à silex dans le département du Jura. *Bull. Soc. géol. France*, (2), 16, p. 42-47.
- BOISTEL A. (1898) – Nouvelles observations sur la bordure tertiaire du Jura à l'Ouest du Bugey. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 26, p. 11-35.
- BOULLIER A. (1976) – Les térébratules de l'Oxfordien du Jura et de la bordure sud du bassin de Paris. Thèse Doct. ès Sci. Univ. Besançon, n° 110, 457 p. et *Ann. Sci. Univ. Besançon*, Géol. 27, 457 p.
- BOURGEAT E. (1888) – Recherches sur les formations coralligènes du Jura méridional. Thèse Doct. ès Sci. Univ. Paris, 188 p.

- BOURGEAT E. (1895) – Quelques observations nouvelles sur les lapiez, le glaciaire et la molasse dans le Jura. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 23, p. 414-420.
- BOYÉ N. (1844) – Géologie du Doubs. Fossiles des terrains jurassiques. *Mém. et C.R. Soc. Emul. Doubs*, Besançon, 3, 19 p.
- BRGM-SGN (1973) – Colonne de Nantua (01). Étude géostructurale en vue de sa destruction. Service géologique régional Jura-Alpes, Rapport 73 SGN 201 JAL.
- BUFFETEAU E. (1982) – Le Crocodilien *Machimosaurus* von Meyer (*Mesosuchia*, *Teleosauridae*) dans le Kimméridgien de l'Ain. *Bull. trim. Soc. géol. Normandie Amis Mus. Hâvre*, 69/1-2, p. 17-27.
- BUSNARDO R., ÉNAY R., PITRE B. (1966a) – L'Hauterivien inférieur et ses ammonites près d'Hauteville (Ain). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, N.S. 13, p. 229-241.
- BUSNARDO R., ENAY R., LATREILLE G., ROUQUET P. (1966b) – Crétacé moyen détritique à céphalopodes à Poncin (Jura méridional). *Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, N.S., n° 13, p. 205-228.
- BUTTICAZ P. (1943) – Les ammonites séquaniennes du Reculet (Jura français). Étude paléontologique et stratigraphique. *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, Genève, 64, p. 1-31.
- CAIRE A. (1963) – Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. *In* Durand-Delga M. (éd.). L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe. Livre jubilé, Soc. géol. France, 2, p. 105-158.
- CAMPY M. (1982) – Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. Thèse de Doctorat de Sci. Nat., Univ. Franche-Comté, Besançon, n° 159, 575 p.
- CAMPY M. (1984) – Quaternaire : Jura. *In* : Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M.-J. (éd.) : Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém BRGM*, 125, p. 540-542.
- CAMPY M. (1985) – La chaîne jurassienne. *In* : Les dossiers Histoire et archéologie, Dijon, p. 19-25.
- CAMPY M. (1992) – Palaeogeographical relationships between glaciers during the two last Pleistocene glaciations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 93, p. 1-12.
- CAMPY M., ARN R. (1991) – The Jura glaciers : paleogeography in the circum-Alpine zone. *Boreas*, 20, p. 17-27.
- CAMPY M., MACAIRE J.J. (1989) – Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation. Masson éd., Paris, 433 p.
- CARBONNEL G., DEMARCO G. (1965) – Présence d'une faune d'ostracodes marins dans les marnes et sables du Miocène supérieur de la région d'Ambérieu-en-Bugey. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 260, p. 3116-3119.

- CARIOU E., MELENDEZ G. (1990) – A modified perisphinctid zonation for the Middle Oxfordian of southern Europe, submediterranean province. *In* : Melendez, G. (ed.) : 1st Oxfordian Working Group meeting (Intern. Subcommittee on Jurassic Stratigraphy). Zaragoza, 1988. Public. Seminario Paleont. Zaragoza, 2, p. 129-151.
- CARIOU E., MELENDEZ G., BRANGER P. (1991) – Définition d'une échelle biochronologique fine pour une zone d'ammonites de l'Oxfordien moyen : zone à *Transversarium* (province subméditerranéenne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 313 (sér. II), p. 703-708.
- CARPENTIER A. (1938) – Remarques sur quelques Bennettitales du Kimméridgien du Bugey. *Bull. Soc. Linn. Lyon*, 6, p. 174-180.
- CARPENTIER A. (1939a) – Remarques sur la flore de quelques gisements jurassiques. *Bull. Soc. géol. France*, (5), 9, p. 111-114.
- CARPENTIER A. (1939b) – Note sur un faciès kimméridgien à plantes du Jura central. *C.R. som. Soc. géol. France*, 14, p. 211-212.
- CARPENTIER A. (1951) – Faciès kimméridgien à plantes dans la vallée de la Valserine. Remarques générales sur la flore du Kimméridgien du Jura. *C.R. som. Soc. géol. France*, 9, p. 142-144.
- CHABOT G. (1913) – Le Revermont, étude sur une région karstique du Jura méridional. *Ann. Géogr.*, Paris, 22, p. 399-416.
- CHANEL E. (1905a) – Le crocodilien fossile du Musée de Bourg, *Steneosaurus Burgensis Chanuti*. Historique de la découverte et de la restauration du fossile. *Bull. Soc. Natur. Ain*, Bourg, 16, p. 17-38.
- CHANEL E. (1905b) – Le crocodilien fossile du Musée de Bourg, *Steneosaurus Burgensis Chanuti*. Note complémentaire. *Bull. Soc. Natur. Ain*, Bourg, 17, p. 42-44.
- CHAROLLAIS J., CLAVEL B., BUSNARDO R., MAURICE B. (1989) – L'Hauterivien du Jura du bassin genevois. *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.*, 11, p. 49-72.
- CHAROLLAIS J., DAVAUD E., JAMET M. (1996) – Évolution du bord oriental de la plate-forme jurassienne entre le Jurassique et l'Oligocène : modèle basé sur trois forages pétroliers (Haute-Savoie). *Géologie de la France*, Orléans, 1, p. 25-42.
- CHAUVE P. et collab. (1975) – Guides géologiques régionaux : Jura. Masson éd., Paris, 216 p.
- CHAUVE P., PERRIAUX J. (1974) – Le Jura. *In* Debelmas J. (éd.), *Géologie de la France. Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays*, p. 443-464.
- CHEVALLIER T. (1986) – Les formations carbonatées de la séquence ptérocérienne (Kimméridgien *pars*) dans le Jura français et les régions voisines. Thèse Doctorat, Univ. Lyon 1, 200 p.

- CHEVALLIER T. (1987) – La séquence ptérocérienne (Kimméridgien *pars*) dans le Jura français et les régions voisines. *Bull. Soc. Nat. Arch. Ain, Bourg, N.S.*, 7, p. 63-80.
- CHEVALLIER T. (1989) – Les formations carbonatées de la séquence ptérocérienne (Kimméridgien *pars*) dans le Jura français et les régions voisines. *Cah. Inst. Cath. Lyon, Sér. Sci.*, 2, 194 p.
- CHEVALLIER T., TINTANT H., ENAY R. (1987) – Nautilidés d'âge Kimméridgien dans le Jura français : conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *Geobios, Lyon*, 20/6, p. 713-723.
- CHIROL B. (1985) – Contribution à l'inventaire spéléologique de l'Ain (Jura méridional). *Spéléo 01*, vol. spéc., 425 p.
- CHOFFAT P. (1875) – Le Corallien dans le Jura occidental. *Arch. Sci. Bibl. Univ. Genève*, 16 p.
- CHOFFAT P. (1878) – Sur le Callovien et l'Oxfordien dans le Jura. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 6, p. 358-364.
- CHOLLEY A. (1931) – Recherches sur les surfaces d'aplanissement tertiaires dans le Jura méridional et dans le Bourbonnais et le Charollais. *C.R. Congr. intern. Géographie, Paris* 2, 1, p. 504-516.
- CHOLLEY A. (1932) – Études morphologiques sur le Jura méridional et l'Île Crémieu. *Ann. Géographie, Paris*, 46, 234, p. 561-582.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R., LE HÉGARAT G. (1986) – Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. *Eclogae geol. Helv.*, 79, 2, p. 319-341.
- CLIN M. (1967) – Interprétation cinématique en chaîne plissée sous faible couverture : le Jura méridional. *In* : Étages tectoniques. Coll. de Neuchâtel, 1966, p. 315-332.
- CLIN M., LANG J., BAUDELET J.P. (1964) – Analyse structurale des synclinaux de Viry, Charix et de la Combe Ferrand dans le Haut Bugey. *Sciences de la Terre, Nancy*, 9, 3, p. 221-233.
- CLIN M., PERRIAUX J. (1964) – Contribution à la géologie des feuilles de Moirans-en-Montagne et de Nantua au 1/50 000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 60, 276, p. 425-500.
- CLIN M., PERRIAUX J., TRICART J., DREYFUSS M. (1968) – Carte géologique détaillée de la France à 1/50 000, feuille Moirans-en-Montagne. *Service de la Carte géologique de la France*.
- COCHET F., FERRY S., ÉNAY R., CONTINI D. (1994) – Passage Oxfordien-Kimméridgien dans les carbonates du Jura français au bassin vocontien. Régression forcée et cortège transgressif. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 319 (sér. II), p. 1041-1047.
- COMBÉMOREL R. (1972) – Biostratigraphie du Miocène de la bordure Dombes-Jura (Ain). *Bull. BRGM, Paris*, 2, 1, 3, p. 45-55.

- CONTEJEAN C. (1858) – Étude de l'étage Kimméridgien dans les environs de Montbéliard et dans le Jura. *Mém. Soc. Emul. Montbéliard*, 28 p.
- CONTINI D. (1970) – L'Aalénien et le Bajocien du Jura franc-comtois. *Ann. scient. Univ. Besançon*, 3, Géologie, 11, 204 p.
- CONTINI D. (1972) – Observations stratigraphiques sur le Kimméridgien du fossé de la Saône. *C.R. som. Soc. géol. France*, 2, p. 76-77.
- CONTINI D., HANTZPERGUE P. (1973) – Le Kimméridgien de la région de Montbéliard. *Ann. Scient. Univ. Besançon*, 3, 18, p. 143-179.
- CONTINI D., HANTZPERGUE P. (1975) – Le Kimméridgien de Haute-Saône. *Ann. Scient. Univ. Besançon*, 3, 23, p. 5-37.
- CONTINI D., MANGOLD C. (1980) – Évolution paléogéographique de la France au Jurassique moyen. In : Enay R. et Mangold C. (Coord.) : Synthèse paléogéographique du Jurassique Français. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, H.S. 5, p. 66-70.
- CONTINI D., MANGOLD C. (1984) – Jura. In : Elmi S. (Coord.) Chapitre Jurassique moyen : Dogger, Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. BRGM, Orléans, 125, p. 191-195.
- CORNA M. (1985a) – L'Hettangien du Jura méridional. *Cahiers Inst. cath. Lyon*, 14, p. 135-142.
- CORNA M. (1985b) – Le Lias du Jura méridional. Paléontologie biostratigraphique du Sinémurien, approche paléoécologique. Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Claude-Bernard-Lyon 1, n° 1647, 268 p.
- DAHANAYAKÉ K. (1974) – Les oncolithes du Jura français. Classification, formation, répartition séquentielle et milieux de dépôt. Thèse 3^e cycle, Univ. Nancy, 98 p.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.J. et coll. (1984) – Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, Orléans, 125, vol. 1 : 615 p. et 126, vol. 2 : 26 p., 64 pl.
- DEFLANDRE G. (1939) – Sur les Dinoflagellés des Schistes bitumineux d'Orbagnoux (Jura). *Bull. Soc. Franç. Microsc.*, Paris, 8, 4, p. 141-145.
- DEFLANDRE G. (1941) – Le microplancton kimméridgien d'Orbagnoux et l'origine des huiles sulfurées naturelles. *Mém. Acad. Sci. Paris*, 65, p. 1-32.
- DELEBECQUE A. (1898) – Les lacs français. Paris, 436 p.
- DELEBECQUE A. (1902) – Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents. *Bull. Carte géol. France*, 13, 90, p. 489-501.
- DEMARCO G., PERRIAUX J. (1984) - Néogène de Bresse et Jura-Bugey. In : Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M.-J. (éd.) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, Orléans, 125, p. 483-487.

- DESOR E., GRESSLY A. (1858-1859) – Études géologiques sur le Jura neuchâtelois. Leidecker Imp., Neuchâtel, 159 p.
- DETRAZ H. (1989) – Évolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys entre Chartreuse et Morcles (Alpes occidentales franco-suissees et Jura méridional) du Tithonique au Valanginien : tectonique synsédimentaire et eustatisme. Publ. Départ. Géol. Paléont. Univ. Genève, 7, 227 p.
- DETRAZ H., STEINHAUSER N. (1988) – Le bassin delphino-helvétique et sa marge jurassienne sous contrôle tectonique entre le Kimméridgien et le Valanginien. *Eclogae geol. Helv.*, Basel, 81/1, p. 125-154.
- DEVILLE Q. (1990) – Chronostratigraphie et lithostratigraphie synthétique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la partie méridionale du Grand-Salève (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci. Genève*, vol. 43, fasc. 1, p. 215-235.
- DONZE P. (1958) – Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la fosse vocontienne (massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grands-Caussees, Provence, Alpes maritimes). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, N.S., 3, p. 1-221.
- DONZE P., GREKOFF N. (1953) – Une coupe du Purbeckien dans la région du Poizat (Jura méridional). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 264-266.
- DONZE P., LE HÉGARAT G. (1972) – Le Berriasien, étage charnière entre le Jurassique et le Crétacé ; ses équivalents continentaux en Europe du Nord. 24^e Cong. Géol. Intern., Montréal, 7, p. 513-523.
- DONZEAU M., WERNLI R., CHAROLLAIS J., MONJUVENT G. (1997) – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Donzeau, R. Wernli, J. Charollais, G. Monjuvent (1997), 144 p.
- DONZEAU M., WERNLI R., CHAROLLAIS J. (1998) – Interprétation nouvelle de la géométrie de l'accident du Vuache dans le Jura méridional. Le relai de faille transpressif senestre Léaz-Champfremier. *Géologie de la France*, Orléans, 2, p. 25-45.
- DREYFUSS M. (1965) – Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Saint-Claude (2^e éd.). Paris : Service de la Carte géologique de la France. Notice explicative par M. Dreyfuss, 8 p.
- DUBOIS M. (1959) – Le Jura méridional. Soc. d'édit. enseign. sup., 642 p.
- DUBOIS M., ROLLET M. (1971) – Le problème du Suran. *Ann. Scient. Univ. Besançon*, 3, Géol., 13, p. 3-8.
- ÉNAY R. (1959) – La stratigraphie du Jurassique supérieur dans la chaîne anticlinale Faucille-Grand Crêt d'Eau. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 248, p. 125-128.

- ÉNAY R. (1964) – Les faunes d'ammonites et la zonation de l'Oxfordien supérieur du Jura méridional. Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. *C.R. Mém. Inst. Grd.-Duc.*, Luxembourg, Sect. Sci. nat., phys., math., Luxembourg, p. 487-501.
- ÉNAY R. (1965) – Les formations coralliennes de Saint-Germain-de-Joux (Ain). *Bull. Soc. géol. France*, 7, p. 23-31.
- ÉNAY R. (1966a) – L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. Étude stratigraphique. *Nouv. Arch. Mus. Lyon*, fasc. 8, I, p. 1-323 ; II, p. 331-624.
- ÉNAY R. (1966b) – Le genre *Gravesia* (Ammonitina, Jurassique) dans le Jura français et les chaînes subalpines. *Ann. Paléont.*, Invertéb., Paris, 3/1, p. 95-105.
- ÉNAY R. (1969) – Le prétendu « Argovien » d'Entremont (Haute-Savoie). Découverte de la zone à Platynota (Kimméridgien inférieur) au Vuache (Jura méridional). *Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève*, N.S., 4/1, p. 68-76.
- ÉNAY R. (1980) – Évolution paléogéographique de la France au Jurassique supérieur. In : Enay R. et Mangold C. (Coord.) : Synthèse paléogéographique du Jurassique Français. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, H.S. 5, p. 96-99.
- ÉNAY R. (1982) – Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), Feuille Saint-Rambert-en-Bugey (676). Orléans : BRGM. 84 p. Carte géologique par R. Enay *et al.* (1981).
- ÉNAY R. (2000) – Recalage biostratigraphique et datation nouvelle de surfaces d'émersion du Kimméridgien-Tithonien dans le Jura méridional et conséquences sur leur interprétation séquentielle. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 171, 6, p. 665-671.
- ÉNAY R. (2001) – Une faune d'ammonites inédites du Kimméridgien inférieur à Molinges (Jura, France) et la limite Oxfordien-Kimméridgien dans le faisceau externe du Jura méridional. *Géologie de la France*, Orléans, 4 (2000), p. 3-19.
- ÉNAY R., BERNIER P., CONTINI D. (1984) – Haute-Saône et Jura. In Énay R. (coord.), Jurassique supérieur, Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. BRGM, Orléans, Orléans, France, 125, p. 242-247.
- ÉNAY R., BOULLIER A. (2000) – Première datation par ammonite et brachiopodes du Tithonien du Salève (Haute-Savoie, France). Conséquence sur l'interprétation stratigraphique et paléogéographique du Jurassique supérieur. *Bull. Soc. géol. France*, 171, 6, p. 673-680.
- ÉNAY R., CONTINI D., BOULLIER A. (1988) – Le Séquanien-type de Franche-Comté (Oxfordien supérieur) : datations et corrélations nouvelles, conséquences sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et régions voisines. *Eclogae geol. Helv.*, Basel, 81/2, p. 295-363.

- ÉNAY R., ELMIS S. (1962) – Découverte de la faune à *Ludwigella* et âge des calcaires à *Cancellophycus* dans le Jura méridional. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 254, p. 1463-1464.
- ÉNAY R., ELMIS S. (1964) – Précisions sur la stratigraphie de l'Aalénien dans le Bugey occidental. Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. *C.R. Mém. Inst. Grd.-Duc.*, Luxembourg, Sect. Sci. Nat., Phys. Math., Luxembourg, p. 559-565.
- ÉNAY R., HESS H. (1962) – Sur la découverte d'ophiures (*Ophiopetra lithographica* n.g., n.sp.) dans le Jurassique. *Eclogae Geol. Helv.*, Basel, 55/2, p. 657-673.
- ÉNAY R., HESS H. (1970) – Nouveaux gisements à Stelléroïdes dans le Kimméridgien supérieur (Calcaires en plaquettes) du Jura méridional (Ain, France). *Eclogae Geol. Helv.*, Basel, vol. 63/3, p. 1093-1107.
- ÉNAY R., TRICART J., LOMBARD A. (1964) – Carte géologique de Nantua à 1/80 000 de Nantua (3^e éd.). Serv. Carte géol. France, Paris.
- ETALLON A. (1857) – Esquisse d'une description géologique du Haut-Jura, et en particulier des environs de Saint-Claude. *Ann. Soc. agric., hist. nat. et arts utiles de Lyon*, 108 p.
- FALSAN A., DUMORTIER E. (1873) – Note sur les terrains subordonnés aux gisements de poissons et de végétaux fossiles du Bas-Bugey. Georg Imp. Lyon, 87 p.
- FALSAN A., CHANTRE E. (1874-1879) – Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. *Ann. Soc. agricult., hist. nat. et arts utiles Lyon*, Texte : tome premier (1874), 4^e sér., t. 7, p. VII-XXVIII + 1-232 ; (1877) 4^e sér., t. 10, p. 233-558 ; tome second (1878) 5^e sér., t. 1, p. 5-302 ; (1879) 5^e sér., t. 2, p. 303-572. Atlas : 6 feuilles à 1/80 000.
- FERRY S., MANGOLD C. et collab. (1995) – Faciès de dépôt et stratigraphie séquentielle des calcaires bajociens du Jura méridional. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 133, p. 1-96.
- FILLION J.-P., LEGRAND M. (1991) – Les gravures rupestres de Sylans. *Le Bugey*, Belley, 78, p. 209-231.
- FLEURY R., KERRIEN Y., MONJUVENT G. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourg-en-Bresse (651). Orléans BRGM. Notice explicative par Fleury R., Kerrien Y., Monjuvent G. (1988), 79 p.
- FOOKES E. (1995) – Development and eustatic control of an Upper Jurassic reef complex (Saint-Germain-de-Joux, Eastern France). *Facies*, Erlangen, vol. 33, p. 129-150.
- FOURNEAUX J.C., GRANGE R. (1981) – Application des méthodes de jaugeages chimiques aux écoulements karstiques : le karst du Suran. Actes 1^{er} Coll. Nat. Protection des eaux souterr., avril 1980, Besançon, p. 171-188.

- FOURNIGUET J. (1978) - Une carte de déformations verticales obtenue par comparaison de nivellements : exemple en Bresse-Jura. *C.R. som. Soc. géol. France*, Paris, 5, p. 262-265.
- GAILLARD C. (1971) - Les formations à spongiaires des Calcaires lités (Oxfordien supérieur du Jura méridional). *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 45, p. 19-130.
- GAILLARD C. (1983) - Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 90, p. 515.
- GIRARDOT L.-A. (1885) - Note sur les divers faciès des étages Rauracien et Séquanien du plateau de Chatelneuf. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 13, p. 719-740.
- GIRARDOT L.-A. (1888) - Recherches géologiques dans la région de Chatelneuf. *Soc. Emul. Jura*, Lons-le-Saunier, 168 p.
- GIRARDOT L.-A. (1904) - Notes stratigraphiques préliminaires sur les couches oxfordiennes supérieures aux Marnes à *Ammonites renggeri* dans le Jura lédonien. In : P. de Loriol. Étude sur les mollusques et brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura lédonien. *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, Genève, 31, p. 292-298.
- GIREL J., VARTANIAN M.-C., VIGNY F. (1976) - Carte écologique au 1/100 000, Bourg-en-Bresse. Essai de cartographie écologique intégrée. *Doc. Carte écol.*, 18, p. 11-42.
- GLANGEAUD L. (1944) - Le rôle des failles dans la structure du Jura externe. *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, Besançon, 51, 17-38.
- GLANGEAUD L. (1947) - Le rôle du socle dans la tectonique du Jura. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 73, p. 57-94.
- GLANGEAUD L. (1948) - Les nouvelles théories sur la formation du Jura. *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, Besançon, 52, p. 5-16.
- GLANGEAUD L. (1949) - Les caractères structuraux du Jura. *Bull. Soc. géol. France*, 5, 19, p. 669-688.
- GLANGEAUD L. (1950) - Le rôle du socle dans la tectonique du Jura. *Bull. Soc. géol. Belgique*, Liège, 73, p. 57-94 et p. 147-150.
- GLANGEAUD L. (1952) - Les problèmes du Jura. *Bull. Soc. géol. France*, 6, 1, p. 765-770.
- GLANGEAUD L., SCHNEEGANS D. (1950) - Caractères généraux du style jurassien (et des types comtois et haut-jurassien). *Bull. Soc. géol. Belgique*, Liège, 73, p. 131-150.
- GOGUEL J. (1952) - Considérations sur les rapports du socle et de la couverture entre Nantua et Bellegarde. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 6, 1, p. 832.

- GOURAT C., ORBETTE D., SKELTON P.W. (1999) – Rudist palaeoecology in the Upper Kimmedgian of the Southern French Jura. *Erlanger geol. Sonder-Abh.*, 3, p. 24-25.
- GREPPIN J.B. (1870) – Description géologique du Jura bernois et de quelques districts adjacents. *Mat. Carte géol. Suisse*, 1, 8, XX, 357 p.
- GROUPE FRANÇAIS D'ÉTUDE DU JURASSIQUE (1997) – Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles des invertébrés et microfossiles. In : E. Cariou et P. Hantzpergue (coord.), *Bull. Centre Rech. Elf. Explor. Prod.*, Pau, Mém. 17, 440 p.
- GUELLEC S., MUGNIER J.-L. TARDY M., ROURE F. (1990) – Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. *Mém. Soc. géol. France*, 156, p. 165-184.
- GUILLAUME S. (1966) – Le Crétacé du Jura français. Thèse Fac. Sci. Univ. Paris, Sér. A. n° 4668, n° d'ordre 5515, *Trav. Lab. Géol. dyn. et Centres de Rech. dyn.*, Paris, 297 p.
- HAEFELI C. (1966) – Die Jura/Kreide-Grenzsichten im Bieler Seegebiet (Kt. Bern). *Eclogae Geol. Helv.* Basel, 59, p. 565-696.
- HANTZPERGUE P. (1975) – Le Kimméridgien à céphalopodes du Jura méridional. Stratigraphie et paléontologie. Thèse 3^e cycle Univ. Claude Bernard, Lyon, n° 459, 287 p. (inédit).
- HANTZPERGUE P. (1983) – Précisions nouvelles sur la limite Kimméridgien-Portlandien *sensu gallico*. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 296, 2, p. 1803-1805.
- HANTZPERGUE P. (1987) – Les ammonites kimméridgiennes du haut-fond d'Europe occidentale (*Perisphinctidae*, *Aulacostephanidae*, *Aspidoceratidae*). Thèse de Doctorat d'État, Univ. de Poitiers, n° 447 (inédite), 568 p.
- HANTZPERGUE P. (1989) – Les ammonites kimméridgiennes du haut-fond d'Europe occidentale : biochronologie, systématique, évolution, paléobiogéographie. *Cahiers Paléont.*, CNRS éd., Paris, 428 p.
- HENON P. (1997-1998) – Le site d'habitation de « derrière le Château ». Rhône-Alpes A 404 ; l'énigmatique civilisation campaniforme. *Archaeologia*, H.S. n° 9, p. 56-61.
- JACQUEMIN E. (1891) – Études sur les terrains secondaires du département de l'Ain. *Ann. Soc. Emul. Ain*, Bourg, 24, p. 282-475.
- JODOT P. (1954) – Mollusques de petites dimensions des formations continentales ludienne, sannoisienne et stampienne du Jura méridional et de Haute-Savoie. *Bull. Soc. géol. France*, 6, 4, p. 537-555 (avec une annexe de H. Vincienne).
- JOUANNE F., MÉNARD G. (1994) – Quantification des mouvements verticaux actuels du Sud du Jura et des Alpes nord-occidentales par comparaison de nivellements : première analyse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 319, II, p. 691-697.

- KERRIEN Y., MONJUVENT G. (1990) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Belley (653). Orléans : BRGM Notice explicative par Y. Kerrien et M. Monjuvent (1990), 73 p.
- KRUMMENACHER R. (1971) - Stratigraphie du bassin de la Valserine. *Arch. Sci. Genève*. 24/2, p. 227-258.
- LAUBSCHER H.P. (1980) – Die Entwicklung des Faltenjuras - Daten und Vorstellungen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, Stuttgart, 160, 3, p. 289-320.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1962) – Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. Thèse Université Paris, Mém. BRGM, Paris, 16, 170 p.
- LEROI-GOURHAN A. (1971) – Préhistoire de l'Art occidental. Mazenod éd., Paris, 500 p.
- LORY C. (1864) – Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme, Hautes-Alpes) pour servir à l'explication de la carte géologique de cette province, 3^e part., p. 501-747.
- MAGNY M. (1991) – Une approche paléoclimatique de l'Holocène : les fluctuations des lacs du Jura et des Alpes du Nord françaises. Thèse Doctorat Univ. Besançon, 2 vol. multigraph.
- MAILLARD G. (1885) – Note sur le Purbeckien de la cluse de Chaille, entre le Pont de Beauvoisin et les Echelles sur-Guiers. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 13, p. 890-894.
- MANGOLD C. (1971) – Stratigraphie des étages Bathonien et Callovien du Jura méridional. Les Perisphinctidae (Ammonitina) du Jura méridional au Bathonien et au Callovien. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 41, f. 1, 376 p. ; f. 2, 246 p.
- MANGOLD C. (1984) – Dogger du Jura méridional. In : Debrand-Passard S., Courbouleix S. et Lienhardt J.-M. (coord.). Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, Orléans, 125, p. 193-195.
- MANGOLD C., LATHUILLIÈRE B. (1979) – L'âge des « Calcaires à petites huîtres » de l'île Crémieu (Jura méridional tabulaire) ; corrélation des formations du Bajocien supérieur de la région lyonnaise. *Geobios*, Lyon, 12, 4, p. 609-614.
- MARTIN J.-B. (1910) – Le Jura méridional. *Rev. Géographie*, Paris, p. 219.
- MARTIN J., MERCIER E. (1996) – Héritage distensif et structuration chevauchante d'une chaîne de couverture : apport de l'équilibrage par modélisation géométrique dans le Jura nord-occidental. *Bull. Soc. géol. France*, 167/1, p. 101-110.
- MATTAUER M. (1973) – Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Herman éd., Paris, 493 p.
- MAYET L., PISSOT J. (1915) – Abri sous roche préhistorique de la Colombière, près Poncin (Ain). *Ann. Univ. Lyon*, 39, 205 p.

- MEUNIER G. (1963) – Étude géologique de la région de Cerdon (Ain). Feuilles de Nantua à 1/20 000, n° 5, 6 et Saint-Rambert-en-Bugey à 1/20 000, n° 1, 2, DES, Lyon, 116 p.
- MEUNIER J.-P. (1963) – Levés cartographiques à 1/20 000 (Nantua n° 6 et 7 ; Saint-Rambert-en-Bugey, n° 2 et 3).
- MEYER M. (2000a) – Le Complexe récifal kimméridgien-tithonien du Jura méridional interne (France), évolution multifactorielle, stratigraphie et tectonique. Thèse Univ. Genève, n° 3170 et *Terre & Environnement*, Genève, 24 : VIII + 179 pp.
- MEYER M. (2000b) – Structure du « diapir » de Champfromier (Jura, Ain, France). *Eclogae geol. Helv.*, 93, 221-229.
- MOESCH C. (1857) – Das Flözgebirge im Kanton Aargau. *N. Denkschr. Ges. Naturw.*, 5, p. 1-80.
- MOESCH C. (1863) – Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse der im Sommer 1862 ausgeführten Untersuchungen im Weissen Jura der Kantone Solothurn und Bern. *Verh. schweiz. natf. Ges. Luzern*, (1862) p. 156-162.
- MOJON P.O. (1989) – Charophytes et ostracodes laguno-lacustres du Jurassique de la Bourgogne (Bathonien) et du Jura septentrional franco-suisse (Oxfordien). Remarques sur les discontinuités émerives du Kimméridgien du Jura. *Rev. Paléobiol.*, Genève, vol. spéc. 3, 1-18.
- MONJUVENT G. (1984) – Quaternaire (coord.). In Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M.-J. (éd.), Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, Fr., 125, p. 521-580.
- MOUNIER M. (1960) – Révision de quelques rudistes des collections lyonnaises. DES, Univ. Lyon, 126 p.
- MOVIUS H.-L. Jr, JUDSON S. (1956) – The rock-shelter of la Colombière. *Amer. school prehist. res.*, Peabody Mus., Harvard Univ., Cambridge Massach., 9, 176 p.
- MUGNIER J.-L., VIALON P. (1984) – Les mécanismes de mise en place des nappes de chevauchements superficielles. Application des modèles analytiques au Jura. *J. Struct. Geol.*, Oxford., 8, 1, p. 77-87.
- MUGNIER J.-L., VIALON P. (1986) – Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. *Sci. Geol. Bull.*, 37, 314, p. 373-387.
- MUGNIER J.-L., BERGERAT F., DAMOTTE B., GUELLEC S., NICOLAS A., POLINO R., ROURE F., TARDY M., TRUFFERT C. (1996) – Crustal structure of the western Alps and their forelands. In : Roure F., Bergerat F., Damotte B., Mounier J.-L., Polino R. (eds.), The ECORS-CROP alpine seismic traverse. Mém. Soc. géol. France, Paris, NS, 170, p. 73-97.

- NICOD J. (1984) – Les massifs karstiques des Alpes occidentales : trame structurale et bioclimatique (présentation de la carte d'ensemble au 1/750 000 des karsts des Alpes occidentales, du Jura méridional et de Provence par Delannoy J.-J., Maire R. et Nicod J.). *Karstologia*, 3, p. 3-11.
- OGÉRIEN (frère) (1867) – Histoire naturelle du Jura et des départements voisins ; Géologie. Vol. 2, p. 395-947.
- ORBETTE D., GOURAT C., SKELTON P.W. (1999) – Stratigraphical distribution of rudists in the Upper Kimmeridgian of the southern French Jura. *Erlanger geol. Sonder-Abh.*, 3, p. 38-39.
- PELLETIER M. (1953) – Observations stratigraphiques sur les formations coralligènes du Bugey (Ain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 237, p. 1540-1542.
- PELLETIER M. (1960) – Contribution à l'étude stratigraphique de la première série calcaire du Jura méridional (Aalénien supérieur-Bajocien). *Trav. Lab. Géol. Lyon*, N.S., 4, 109 p.
- PERRIAUX J., DEMARCQ G., BALLELIO R. (1984) – Néogène. Jura. In : Débrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M.-J. (coord.). Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, Orléans, 125, p. 408.
- PHILIPPE Y. (1994) – Transfer Zone in the Southern Jura thrust belt (Eastern France) : geometry, development, and comparison with analogue modeling experiments. In : Mascle A. (ed.), *Hydrocarbon and petroleum geology of France*. *Europ. Assoc. Petrol. Geol., Spec. Public.*, 4, p. 327-346.
- PHILIPPE Y., COLLETTA B., DEVILLE E., MASCLE A. (1996) – The Jura fold-and-thrust belt : a kinematic model based on map-balancing. In : Ziegler P. A. et Horvath F. (eds), *Peri-Tethys Memoir 2 : Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, Paris, 170, p. 235-261.
- REUIL J. (1911) – Géologie des chaînes jurassiques et subalpines de la Savoie. T. 1 : Stratigraphie. *Mém. Acad. Savoie*, Chambéry, 5, 623 p.
- RICHE A. (1893) – Étude stratigraphique sur le Jurassique inférieur du Jura méridional. *Ann. Univ. Lyon*, 6, 3, p. 1-396.
- RICHE A. (1894) – Esquisse de la partie inférieure des terrains jurassiques du département de l'Ain. *Ann. Soc. linn. Lyon*, 41, p. 1-104.
- RICHE A. (1997) – Révision de la feuille de Nantua. *C.R. Collaborateurs. Service carte géol. France*, Paris, 9, 59, p. 150-152.
- RICHE A. (1898) – Feuille de Chambéry. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 10, 63, p. 157-160.
- RICHE A. (1899) – Feuille de Chambéry. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 10, 69, p. 121-125.
- RICHE A. (1900) – Feuille de Nantua. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 11, 73, p. 122-125.

- RICHE A. (1902) – Feuille de Lyon au 1/320 000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 15, 98, p. 106-111.
- RICHE A. (1904) – Feuille de Lyon au 1/320 000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 12, 85, p. 75-79.
- RICHE A. (1905) – Feuille de Lyon au 1/320 000. Révision des feuilles de Saint-Claude, Nantua, Chambéry. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 16, 105, p. 72-76.
- RICHE A. (1906) – Feuille de Lyon au 1/320 000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 16, 110, p. 61-68.
- RICHE A. (1909) – Feuille de Lyon au 1/320 000. Révision des feuilles de Saint-Claude, Nantua, Chambéry. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 19, 122, p. 182-190.
- RICHE A. (1910) – Feuille de Lyon au 1/320 000. Révision des feuilles de Saint-Claude, Nantua et Chambéry au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 20, 126, p. 194-200.
- RICHE A. (1911) – Feuille de Lyon au 1/320 000. Révision des feuilles de Saint-Claude, Nantua et Chambéry au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 21, 128, p. 67-74.
- RICHE A. (1912) – Feuille de Lyon au 1/320 000. Révision des feuilles de Saint-Claude, Nantua et Chambéry au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 21, 132, p. 78-84.
- RICHE A. (1914) – Feuille de Lyon au 1/320 000. Révision des feuilles de Saint-Claude, Nantua et Chambéry au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, 23, 136, p. 127-135.
- RICHE A. (1923) – Bajocien et Bathonien dans le Mâconnais et le Jura méridional. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 5, 3, p. 261-273.
- RICHE A., DEPERET C., DONCIEUX M., DARESTE de la CHAVANNE M. (1936) – Carte géologique au 1/80 000 de Nantua (2^e édit.). *Serv. Carte géol. France*, Paris.
- ROLLET A. (1968) – Étude de *Galliennithyris gallieneri gallieneri* (d'Orb.) et des formes voisines (Brachiopodes). *Ann. Paléont. (Invert.)*, Paris, 54, 2, p. 137-165.
- SAINT-SEINE P. de (1950a) – Les poissons des calcaires lithographiques de Cerin (Ain). *Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon*, 2, 357 p.
- SAINT-SEINE P. de (1950b) – La vie dans le chenal de Cerin (Ain) au Jurassique supérieur. *C.R. som. Soc. géol. France*, Paris, 234, p. 66-69.
- SBAÏ A. (1986) – Contribution à l'étude géomorphologique de la région d'Oyonnax, Ain (Jura méridional). Doctorat Univ. Lille, n° 56, 552 p.
- SBAÏ A. (1988) – Quelques aspects des rapports karst-structure dans le Jura : exemple de la région d'Oyonnax (Ain, Jura méridional). *Rev. Géograph. Est*, Nancy, 2-4, p. 97-118.

- SBAÏ A. (1992) – Essai de bilan hydrologique sur un bassin versant en pays calcaire : exemple du bassin du Suran (Jura méridional, France). 5^e Colloque d'hydrologie en pays calcaire, oct. 1992, Neuchâtel. *Ann. sci. Univ. Besançon, Géologie*, Mém. h.s. 2, 11, p. 279-291.
- SBAÏ A., MOUHDI A., EL OUAFI M. (1994) – Régimes des tarissements d'un cours d'eau en région calcaire : le cas du Suran (Jura méridional, France). *Bull. Hydrogéol.*, Paris, 13, p. 129-139.
- SITTLER C. (1954) – Présence de formes polliniques dans quelques sédiments du Kimméridgien en France. *C.R. som. Soc. géol. France*, 13, p. 338-341.
- SKELTON P.W. (1999) – Synoptic guide to Kimmeridgian rudists for the Kelheim field visit. *Erlanger geol. Sonder-Abh.*, 3, p. 83-89.
- SOMMARUGA A. (1995) – Tectonics of the Central Jura and the Molasse Basin. New insights from the interpretation of seismic reflection data. *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.*, 118, p. 95-108.
- SOMMARUGA A. (1997) – Geology of the Central Jura and the Molasse Basin: New insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. *Mém. Soc. neuchâtel. Sci. nat.*, 12, 176 p.
- SOMMARUGA A. (1999) – Decollement tectonics in the Jura foreland fold-and-thrust belt. *Marine Petroleum Geol.*, 16, p. 111-134.
- STRASSER A. (1988) – Enregistrement sédimentaire des cycles astronomiques dans le Portlandien et Purbeckien du Salève (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci., Genève*, 41/1, p. 85-97.
- STROHMENGER C., DEVILLE Q., FOOKES E. (1990) – Apport de l'eustatisme dans la corrélation entre les plates-formes dinarique et jurassienne du Kimméridgien supérieur. *Strata*, Toulouse, 1, 5, p. 101-103.
- STROHMENGER C., DEVILLE Q., FOOKES E. (1991) – Kimméridgian/Tithonian eustacy and its imprints on carbonate rocks from the Dinaric and the Jura carbonate platforms. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 162/44, p. 661-671.
- TOURNIER J. (1888) – Notes géologiques sur le département de l'Ain. *Feuilles Jeunes Natur.*, Paris, 214, p. 134, 215, p. 144-148.
- TRIBOLET A. de (1873) – Recherches géologiques et paléontologiques dans le Jura supérieur neuchâtelois. Zurcher et Furrer, Zürich, 71 + 21 p.
- TRIBOVILLARD N.P., GORIN G., HOPFGARTNER G., MANIVIT H., BERNIER P. (1991) – Conditions de dépôt et matière organique en milieu lagunaire d'âge kimméridgien du Jura méridional français (résultats préliminaires). *Ecolgae geol. Helv.* Basel, 84/2, p. 441-461.

- TRIBOVILLARD N.P., GORIN G., BELIN S., HOPFGARTNER G., PICHON R. (1992) – Organic-rich biolaminated facies from a Kimmeridgian lagoonal environment in the French Southern Jura mountains - A way of estimating accumulation rate variations. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, Amsterdam, 99, p. 163-177.
- TRIBOVILLARD N., TRICHET J., DEFARGE C., TRENTESAUX A. (1999) – Jurassic lagoonal environments and quasi-abiotic platy limestone accumulation : microbial intervention. *Intern. Assoc. Sedimentol., Sedimentology*, 46, p. 1183-1197.
- TRIBOVILLARD N., TRENTESAUX A., TRICHET J., DEFARGE C. (2000) – A Jurassic counterpart of modern kopara of the Pacific atolls : lagoonal, organic matter-rich, laminated carbonate of Orbagnoux (Jura Mountains, France). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, Amsterdam, 156, p. 277-288.
- TRICART J. (1962) – Feuille de Nantua au 1/80 000 (révision des formations quaternaires) et feuille de Nantua au 1/50 000 (formations glaciaires). *Bull. Serv. Carte géol. France*, 49, 273 (C.R. Collab., 1962), p. 58-88.
- TRICART J., AVENARD J.-M., POGGI C., LE BOURDIEC F. (1960) – Aperçu sur les formations quaternaires des feuilles Saint-Claude et Moirans-en-Montagne au 1/50 000. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 58, 264 (C.R. Collab., 1960), p. 73-97.
- TRICART J., CLIN M., PERRIAUX J. (1970) – Carte géologique au 1/50 000, Moirans-en-Montagne, BRGM-SGN, notice explicative, 16 p., 1 fig.
- TRUFFERT C., BURG J.-P., CAZES M., BAYER R., DAMOTTE B., REY D. (1990) – Structures crustales sous le Jura et la Bresse : contraintes sismiques et gravimétriques le long des profils ECORS Bresse-Jura et Alpes II. *Mém. Soc. géol. France*, Paris, N.S., 156, p. 157-164.
- TURQUIN M.-J., MORAND C., LAURENT R., GIBERT J., BOUVET Y. (1973) – Le Revermont : la faune cavernicole et son contexte hydrogéologique. *Bull. Soc. Natural. et Archéol. Ain*, 87, p. 87-125.
- VANNIER J., MARGERARD A.-L., HANTZPERGUE P., GAILLARD C., MAZIN J.-M., LAFAURIE G., GOURAT C., ORBETTE D. (1999) – Isopod trackway from the Crayssac Lagerstätt (Lower Tithonian, SW France). Life and Environments in Purbeck Time. Dorset County Mus., Poster, Mars 1999.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976) – Eléments de tectonique analytique. Masson éd., 118 p.
- VIALON P., BONNET J.-L., GAMOND J.-F., MUGNIER J.-L. (1984) – Modélisation des déformations d'une série stratifiée par le déplacement horizontal d'un poinçon. Application au Jura. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 7, 26, 1, p. 139-150.

- VILLAIN J., BOBILLON G. (1976) – Notice explicative de la carte des zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol à 1/10 000. Région de Nantua (Ain). BRGM, Orléans, 24 p., 1 carte.
- VINCIENNE H. (1935) – Sur l'extension et la position stratigraphique des bancs à Stromatoporoïdés de l'Ouest du Jura méridional aux environs de Villereversure (Ain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 200, 14-20.
- VINCIENNE H. (1936) – Observations nouvelles sur la structure de la chaîne de Corent (Jura méridional). *C.R. som. Soc. géol. France*, 9, p. 157-159.
- VINCIENNE H. (1944) – Sur la structure de la partie ouest du Jura méridional. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 219, p. 421-423.
- VINCIENNE H. (1952) – Coupe du Jura de Bourg à Bellegarde. *Bull. Soc. géol. France*, 6, 1, p. 821-832.
- WALTER B. (1969) – Les bryozoaires jurassiques en France. Systématique: rapports avec la stratigraphie et la paléoécologie. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 35, p. 328.
- WILDI W., HUGGENBERGER P. (1993) – Reconstitution de la plate-forme européenne anté-orogénique de la Bresse aux Chaînes subalpines ; éléments de cinématique alpine (France et Suisse occidentale). *Eclogae geol. Helv.*, 86, 1, p. 47-64.

Documentation technique concernant le tracé de l'autoroute A40 (ex A42) Lyon-Genève (rapports inédits)

- BIENFAIT P. (1979) – Colline de la Roche (Bellelive-Le Tachet). Reconnaissance en vue d'un tunnel. 4 p., 4 fig., 1 carte. Les Neyrolles, 15 mai 1979.
- ÉNAY R. (1976a) – Autoroute A42, section Saint-Martin-du-Frêne - Châtillon-en-Michaille. Tunnel de Chamoise : carte géologique à 1/20 000 et coupe géologique à 1/20 000 suivant le tracé du tunnel. 4 p. dactyl., 1 carte, 1 coupe.
- ÉNAY R. (1976b) – Autoroute A42, section Saint-Martin-du-Frêne - Châtillon-en-Michaille. Rapport sur la géologie au 1/20 000 du Mont Cornet. 3 p. dactyl., 1 carte, 2 coupes.
- ÉNAY R. (1977a) – Autoroute A42, section Saint-Martin-du-Frêne - Châtillon-de-Michaille. Tunnel de Chamoise : sondage profond de reconnaissance n° 1 ; Coupe prévisionnelle des terrains. 6 p. dactyl., 1 coupe.
- ÉNAY R. (1977b) – Autoroute A42, section Saint-Martin-du-Frêne - Châtillon-de-Michaille. Tunnel de Chamoise. Coupe géologique à 1/5 000 suivant le profil en long par le nouveau tracé. 2 p. dactyl., 1 coupe.

- ÉNAY R. (1980) – Autoroute A42, section Saint-Martin-du-Frêne - Châtillon-de-Michaille. Tunnel de Saint-Germain-de-Joux. Étude géologique complémentaire. 5 p. dactyl.
- ÉNAY R., MANGOLD C. (1977a) – Autoroute A42, section Saint-Martin-du-Frêne - Châtillon-de-Michaille. Rapport sur la géologie à 1/20 000 du secteur Les Neyrolles - tunnel de la Crotte. 11 p. dactyl., 1 pl. de coupes géologiques, 2 cartes, coupes de 2 forages.
- ÉNAY R., MANGOLD C. (1977b) – Autoroute A42, section Saint-Martin-du-Frêne - Châtillon-de-Michaille. Tunnel de Chamoise. Sondage profond de reconnaissance. Coupe détaillée et interprétation. 9 p. dactyl.
- ÉNAY R., MANGOLD C. (1978a) - Autoroute A42, section Pont d'Ain - Saint-Martin-du-Frêne. Rapport sur la géologie à 1/20 000 du secteur Pont d'Ain - Leymiat - La Ceuille. 14 p. dactyl., 1 carte.
- ÉNAY R., MANGOLD C. (1978b) - Autoroute A42, section Pont d'Ain - Saint-Martin-du-Frêne. Rapport sur la géologie à 1/20 000 du secteur Leymiat/La Ceuille - Saint-Martin-du-Frêne. 10 p. dactyl., 1 carte.
- HECTOR J. (1979a) – Autoroute A42. Section 3, Saint-Martin du Fresne - Châtillon de Michaille : Tunnel de Saint-Germain-de-Joux, nouvelles données géologiques et structurales. 4 p., 2 fig. (2 août 1979).
- HECTOR J. (1979b) – Autoroute A42. Section 3, Saint-Martin-du-Fresne - Châtillon de Michaille : tunnel de Saint-Germain-de-Joux, Tête ouest, Géologie du site. 5 p., 7 décembre 1979.
- HECTOR J. (1980) – Autoroute A42. Section 3, Saint-Martin-du-Fresne - Châtillon de Michaille : tunnel de Saint-Germain-de-Joux, Etude géologique, Rapport de synthèse. 10 p., 11 fig. 10 juin 1980.

Mémoires et travaux cartographiques inédits

- ANDRÉ F. (1962) – Étude paléontologique de la formation récifale du plateau de Plagne (Jura) (sic). DES, Univ. Paris, 95 p.
- BIENFAIT P. (1981) – Géologie appliquée aux tunnels routiers de la cluse de Nantua (Jura méridional) : étude stratigraphique, structurale et géotechnique. Thèse 3^e cycle, Univ. Claude-Bernard, Lyon, 127 p.
- CHOLET J. (1950) – Étude géologique de Nantua n° 5. DES, Univ. Besançon (inédit).
- COCHET J. (1995) – Stratigraphie séquentielle dans les carbonates de l'Oxfordien terminal - Kimméridgien du Jura français. Thèse Doct., Univ. Lyon, 259 p.
- COMBÉMOREL R. (1966) – Étude stratigraphique et cartographique du Miocène de la région d'Ambroay (Ain). DES, Univ. Lyon, 53 p., 14 pl., 1 carte géol.

- DENOYEL J.-P., NEUQUELMAN D. (1995) – Le Bajocien des environs de Lons-le-Saunier (Jura externe). Rapports avec le Bas Bugey et le Revermont. Mém. Maîtrise Sci. Terre, Univ. Claude-Bernard, Lyon, p. 1-39.
- DUBOIS Y. (1963) – Contribution à l'étude géologique de l'anticlinal de l'Avocat. Levés cartographiques sur les feuilles de Saint-Rambert-en-Bugey à 1/20 000, n° 1, 2 et les feuilles de Nantua à 1/20 000, n° 2, 5, 6. DES, Univ. Lyon, 127 p. dactyl., 17 fig., 12 pl. + 3 pl. de coupes, 1 carte.
- DUMONT M. (1983) – Étude stratigraphique et sédimentologique du Miocène supérieur de la région de Jujurieux (Ain, France). Thèse 3^e cycle, Univ. Claude-Bernard-Lyon 1, 155 p.
- LACASSAGNE R. (1952) – Étude géologique de la région au Sud de la cluse de Nantua - Bellegarde s'étendant du lac de Sylans et Saint-Germain-de-Joux jusqu'au plateau de Retord ; feuille de Nantua à 1/20 000, n° 8. DES, Univ. Lyon, 67 p. dactyl.
- LANG J. (1963) – Contribution à l'étude de la Cluse de Nantua. DES, Univ. Paris, 241p.
- MEUNIER G. (1963) – Étude géologique de la région de Cerdon (Ain). Feuilles de Nantua à 1/20 000, n° 5, 6 et Saint-Rambert-en-Bugey à 1/20 000, n° 1, 2. DES, Univ. Lyon, 116 p.
- MEUNIER J.-P. (1963) – Levés cartographiques à 1/20 000 (Nantua n° 6 et 7 ; Saint-Rambert-en-Bugey, n° 2 et 3).
- MOUNIER M. (1960) – Révision de quelques rudistes des collections lyonnaises. DES, Univ. Lyon, 126 p.
- ROBIN Y. (1995) – Sédimentologie de faciès et analyse séquentielle du Bajocien du Jura. Rapport. DEA Pal. et Séd., Univ. Claude-Bernard Lyon, 49 p.

Rapports inédits

- ANTEA (1997) – Syndicat Intercommunal des Eaux des Gallanchons et de Coz. Vulnérabilité aux pollutions de la source des Gallanchons. Rapport A 08626, 14 p. + annexes.
- BEGG (Bureau d'Études Géologiques et Géophysiques) (1965) – AEP Bellignat. Recherche d'eau dans la région de Bellignat, Janvier 1965.
- BEGG (1967-1968) – AEP Oyonnax. Vallée de l'Ange, à Bellignat et Geilles, Février et Juin 1968.
- BEGG (1967) – Recherche d'eau dans la région de Montréal, Septembre 1967.
- BEGG (1974) – Recherche d'eau dans la région de Montréal, Mai 1974.
- BRGM-SGN (1973) – Colonne de Nantua (01). Étude géostructurale en vue de sa destruction. Service géologique régional Jura-Alpes, rapport 73 SGN 201 JAL.

- DEMARCO G. (1964) – Géologie et hydrogéologie détaillée de la vallée du Suran. Rapport réalisé pour le compte du syndicat agricole du Suran, 3 p. + annexes.
- LANDRY P. (1981) – Enquête hydrogéologique. District urbain d'Oyonnax. Bilan régional, Val d'Oyonnax à l'amont d'Alex, 33 p.
- LANDRY P. (1987) – Enquête hydrogéologique en pays karstique. Syndicat intercommunal d'aménagement et d'entretien du Suran, vallée du Suran-Ain. Rapport 87 PH 193 SUR, 21 p.
- LANDRY P. (1994) – Étude d'impact - Carrière Blanc à Izernore (Ain).
- THORAL M. (1950a) – Rapport géologique sur les conditions de l'éboulement de la rive nord du lac de Nantua (Combe du Palin) pendant l'hiver 1949-1950 et les possibilités de reconstitutions du remblai, 10 p. dactyl. + annexes.
- THORAL M. (1950b) - Rapport géologique complémentaire sur le nouvel éboulement en bordure de la route nationale n° 84 entre la Cluse et Nantua, lieu-dit la Combe du Palin. 7 p. dactyl. + annexes.

Ont été utilisés également les Rapports d'hydrogéologues agréés pour l'alimentation en eau potable (AEP) déposés à l'UFR des Sciences de la Terre, Université Claude-Bernard-Lyon 1.

AUTEURS

La rédaction de la notice est due à :

- C. MANGOLD, Professeur honoraire à l'Université Claude-Bernard-Lyon 1, pour l'introduction, la description des terrains du Jurassique inférieur et moyen, le Crétacé, le Tertiaire, le Quaternaire, les conditions de formation des entités géologiques, l'évolution tectonique, les risques naturels.
- R. ÉNAY, Professeur émérite à l'Université Claude-Bernard-Lyon 1, pour la description des terrains du Jurassique supérieur, le Tertiaire, le Quaternaire, l'évolution tectonique, les risques naturels et les ressources en eau.

Avec la collaboration de :

- M. CAMPY, Professeur à l'Université de Bourgogne, Dijon et G. MONJUVENT, Directeur de Recherche honoraire au CNRS, ont relu, corrigé et amélioré le texte sur le Quaternaire.
- R. LAURENT, Technicien CNRS ESA 5023, et J. GIBERT, Professeur, responsable de ESA 5023 de l'équipe Hydrobiologie et Écologie Souterraines de l'Université Claude Bernard-Lyon 1, ont fourni des documents et des informations pour la partie Hydrologie souterraine et phénomènes karstiques.

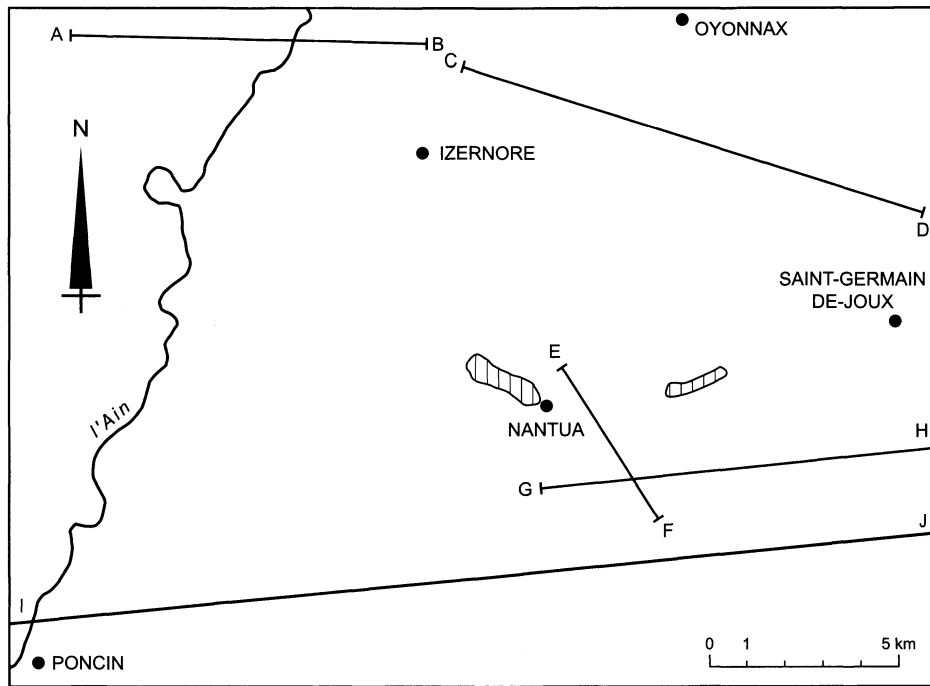
– R. VILAIN, Technicien CNRS, Sciences de la Terre, Université Claude-Bernard-Lyon 1, a préparé le texte utilisé pour la partie Préhistoire.

Présentation au CCGF : 12 mars 2002

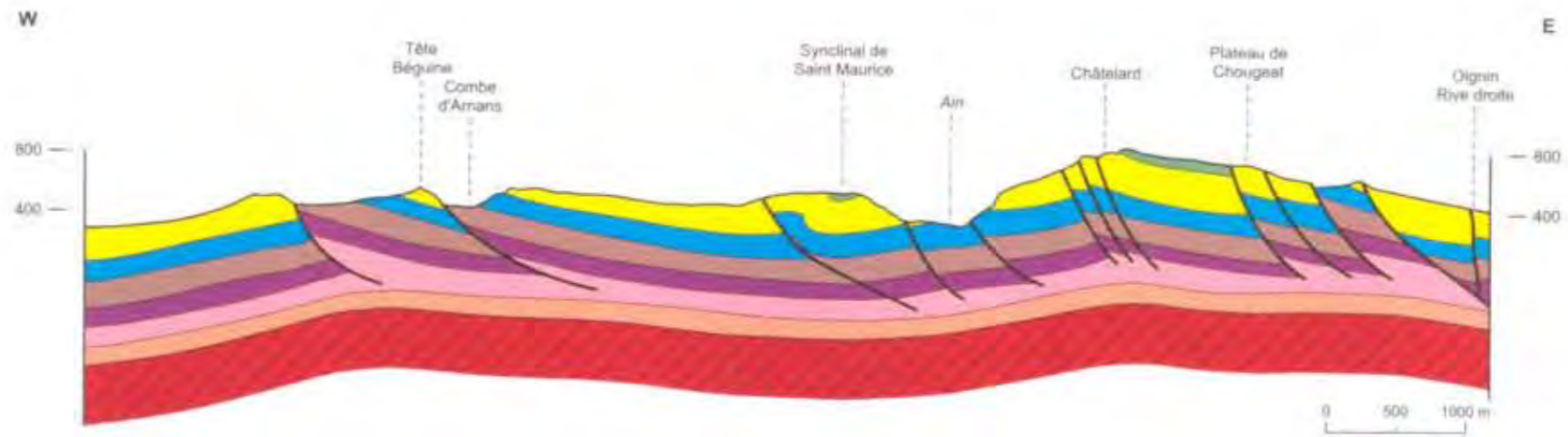
Acceptation de la carte et de la notice : 30 janvier 2003

Impression de la carte : 2004

Impression de la notice : 2004



Position des coupes

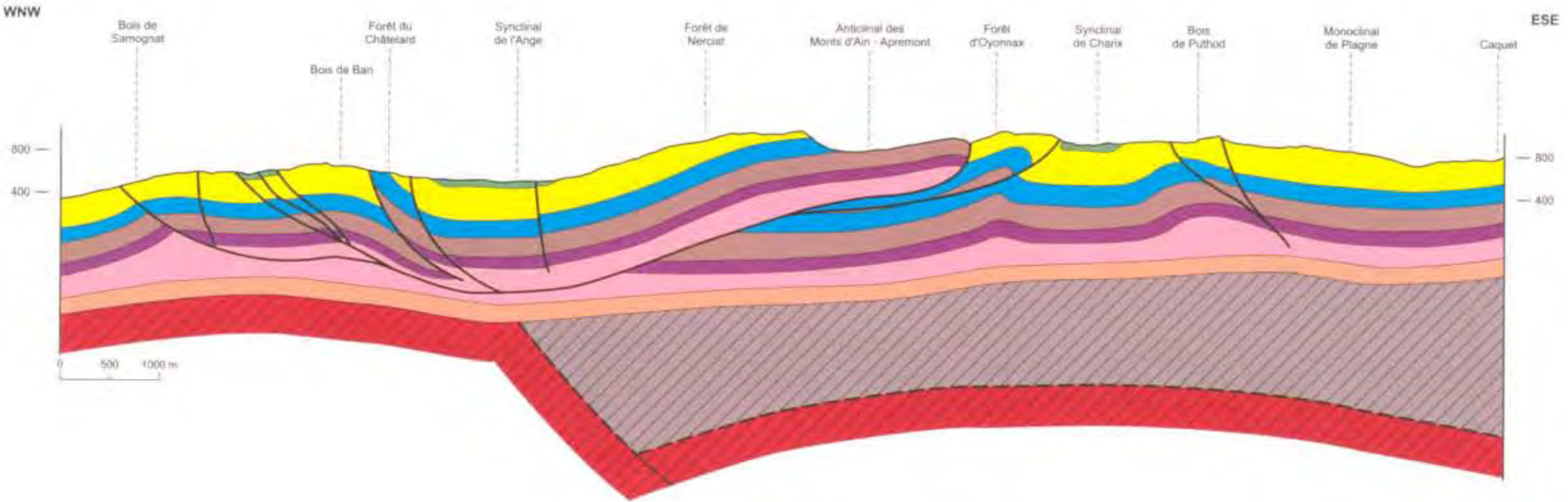


Coupe AB

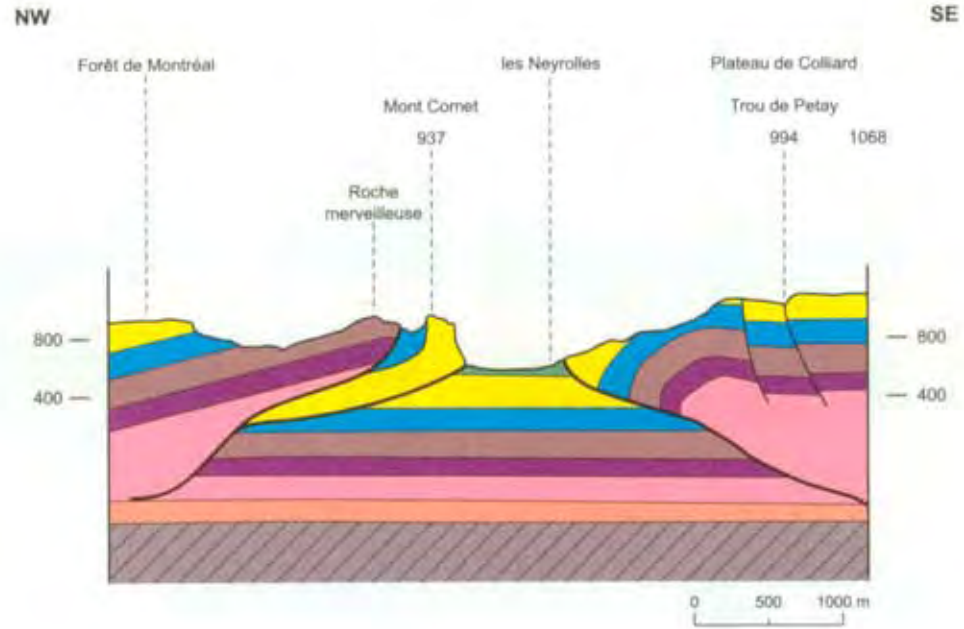


NB. Il est tenu compte des variations d'épaisseur des unités entre l'ouest et l'est de la feuille.

Légende des coupes à 1/50 000



Coupe CD



Coupe EF

