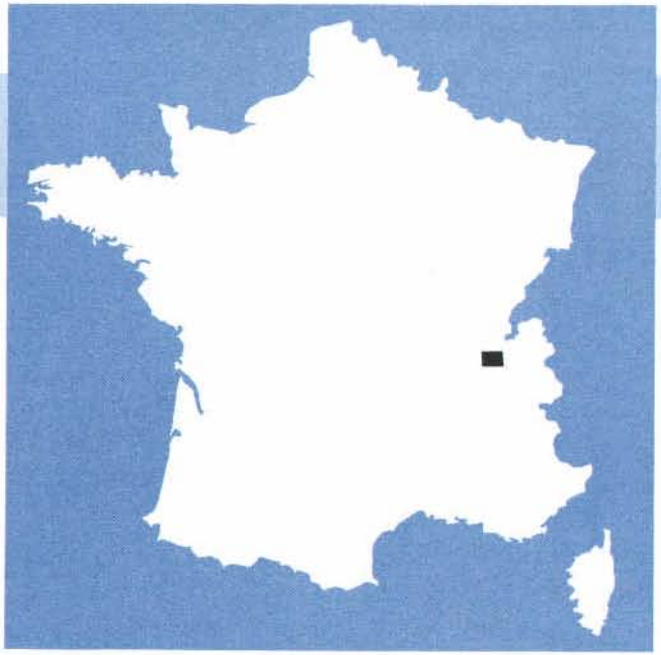


CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BELLEY

par

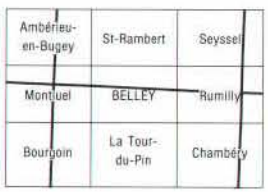
Y. KERRIEN, G. MONJUVENT

avec la collaboration de

J. COMBIER, C. GAILLARD, J. GIBERT,
J. GIREL, R. LAURENT, M. LORENCHET DE MONTJAMONT

BELLEY

La carte géologique à 1/50 000
BELLEY est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : NANTUA (N° 160)
au sud : CHAMBÉRY (N° 169)



BRGM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 45060 Orléans Cedex 2 France

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE BELLEY À 1/50 000

par

Y. KERRIEN, G. MONJUVENT
avec la collaboration de J. COMBIER, C. GAILLARD,
J. GIBERT, J. GIREL, R. LAURENT,
M. LORENCHET DE MONTJAMONT

1990

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

Références bilbiographiques. Toutes référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

— *pour la carte :* KERRIEN Y., JUVENTIN G., LORENCHET de MONTJAMONT M., MONJUVENT G., GAILLARD C. (1990) — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Belley** (700). — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par KERRIEN Y., MONJUVENT G. et COMBIER J., GAILLARD C., GIREL J., LAURENT R., LORENCHET de MONTJAMONT M. (1990), 73 p.

— *pour la notice :* KERRIEN Y., MONJUVENT G. et COMBIER J., GAILLARD C., GIREL J., LAURENT R., LORENCHET de MONTJAMONT M. (1990) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Belley** (700) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 73 p. Carte géologique par KERRIEN Y., JUVENTIN G., LORENCHET de MONTJAMONT M., MONJUVENT G., GAILLARD C. (1990).

© BRGM, 1990. 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 : 2-7159-1700

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	**5**
SITUATION DE LA CARTE AU SEIN DES ENSEMBLES RÉGIONAUX - APERÇU GÉOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE	**5**
CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE	**6**
PRÉSENTATION DE LA CARTE	**7**
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	**9**
DESCRIPTION DES TERRAINS	**12**
SECONDAIRE	**12**
TERTIAIRE	**26**
QUATERNAIRE	**27**
Würm	**27**
Post-Würm	**44**
APERÇU STRUCTURAL	**51**
OCCUPATION DU SOL	**55**
VÉGÉTATION ET CULTURES	**55**
PRÉHISTOIRE	**58**
RISQUES NATURELS	**60**
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	**61**
HYDROGÉOLOGIE	**61**
SUBSTANCES UTILES	**65**
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	**67**
SITES CLASSIQUES, CURIOSITÉS NATURELLES, ITINÉRAIRES	**67**
COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES	**67**
BIBLIOGRAPHIE	**68**
DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES	**72**
AUTEURS	**73**

INTRODUCTION

SITUATION DE LA CARTE AU SEIN DES ENSEMBLES RÉGIONAUX APERÇU GÉOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE

Le secteur cartographié sur cette coupure appartient au Jura méridional et sa plus grande part, constituée par les monts du Bugey, appartient à la zone plissée du Jura externe.

L'angle sud-ouest montre des terrains subhorizontaux : c'est la terminaison orientale du plateau jurassique dit de l'île Crémieu, qui est en contact par faille avec les monts du Bugey. Le rejet de cette faille qui, au niveau de Villebois-Bouis, accolle le Bathonien de l'île Crémieu et le Lias inférieur du Bugey, peut s'estimer à 300 mètres.

De part et d'autre de la cluse des Hôpitaux et du cours du Furans, les monts du Bugey peuvent se distinguer :
– au Sud-Ouest, en un faisceau occidental, ou bas Bugey, de plis serrés et d'éléments monoclinaux parallèles d'orientation NNW-SSE (montagne de Cuny, bois du Cernay, bois de la Morgne, massif Portes – Molard Dedon, montagne du Tentanet) ;
– au Nord-Est, le haut Bugey où des structures plus larges, moins serrées, permettent le développement de vastes dépressions synclinales (terminaison sud des synclinaux d'Hauteville et du Valromey) et l'inscription du bassin tertiaire de Belley.

L'angle nord-est montre une portion de la structure du Grand-Colombier qui chevauche le synclinal du Valromey. Le Grand-Colombier se relie au Jura interne ou "Haute-Chaîne" et se prolonge vers le Sud par les monts de la Charve et du Chat au long du lac du Bourget. Le marais de Lavours, diverticule de la dépression Chautagne – lac du Bourget, occupe une position intermédiaire entre les synclinaux du Valromey et de Novalaise et correspond sans doute à un ensemble déprimé.

Les terrains affleurants vont du Trias et du Lias, faiblement représentés, jusqu'à l'Urgonien. Crétacé moyen-supérieur et Eocène sont inconnus. Des conglomérats oligocène et miocène et des dépôts molassiques sont au cœur des dépressions synclinales et remplissent le bassin de Belley.

Tout le territoire représenté par cette feuille, à l'exception des plus hautes crêtes et sommets au-dessus de 1 100 m, a été recouvert par le glacier du Rhône qui, progressivement d'Est en Ouest, s'est étendu au-delà des moraines internes de Lagnieu jusqu'en bordure du plateau dombiste (feuilles Ambérieu-en-Bugey et Montluel). Il a exercé une puissante érosion, marquée surtout par de profonds surcreusements sous le marais de Lavours mais surtout dans la vallée du Rhône où le fond du bassin de Malville est au voisinage du zéro NGF, 200 m ou plus sous le niveau du fleuve. C'est aussi l'érosion sous-glaciaire qui a creusé le système des couloirs de la dépression de Belley, par un courant de sens Nord-Sud. Le glacier a aussi engendré de nombreux dépôts : moraines sur les reliefs où s'indivi-

dualisent plusieurs systèmes frontaux secondaires, fort empâtement des dépressions latérales préexistantes ; alluvions glacio-lacustres latérales et de fond de vallée, alluvions fluvio-glaciaires de retrait accompagnant la déglaciation. Ces vallées ont subi ensuite l'action fluviatile et torrentielle dont on peut distinguer deux épisodes principaux, notamment dans la vallée du Rhône : un épisode ancien, probablement fini-wurmien, qui se manifeste sous la forme d'une basse terrasse ; un épisode plus récent, représenté par la plaine alluviale du Rhône et les fonds des vallées. Enfin l'ensemble est parsemé de nombreux petits lacs et tourbières, situés dans des dépressions fermées dont l'origine est soit un surcreusement, soit une fusion de loupes de glace morte en milieu alluvial.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les bases stratigraphiques et chronologiques étaient données au départ par l'encadrement des feuilles à 1/50 000 existantes (699 : Montluel ; 676 : St-Rambert ; 701 : Rumilly ; 724 : La Tour-du-Pin), les anciennes cartes à 1/80 000 Nantua et Chambéry (3e éd.) et surtout, pour le Quaternaire, par les levés récents de la feuille à 1/50 000 Ambérieu-en-Bugey (675), exécutés par le même auteur que ceux de Belley.

De 1953 à 1955, des élèves-ingénieurs appartenant à trois promotions successives de l'Ecole nationale du Pétrole ont, sous la direction de J. Sigal, réalisé leur DES de cartographie, assurant presque, à l'échelle du 1/20 000, la couverture complète de la feuille.

En 1959 et 1960, J. Sigal dirigeait sur le terrain de nouveaux stages d'étudiants et il pouvait, en 1962, publier une synthèse consacrée au faisceau occidental des monts du Bugey comportant à l'échelle du 1/50 000 une carte géologique simplifiée et interprétative. Pour établir ce document, J. Sigal avait préalablement dessiné à la même échelle une minute beaucoup plus détaillée qu'il a gracieusement mise à disposition du coordinateur de la carte : cette carte a été un guide précieux pour les nouveaux levés de terrain et les tracés définitifs de ce secteur.

La stratigraphie des terrains secondaires a été établie à partir des travaux de A. Riche et M. Pelletier sur le Bajocien, des thèses de M. Corna (Lias), C. Mangold (Bathonien-Callovien), R. Enay (Oxfordien), P. Bernier (Kimméridgien-Portlandien), S. Guillaume (Crétacé). Dans l'angle nord-ouest, le secteur de Fay était concerné par la récente thèse de 3e cycle de G. Juventin : ses contours ont été utilisés sans modification. Des observations de base ont pu être recueillies sur les cartes de stages de terrain (licence, Lyon I) dirigés par R. Enay, C. Gaillard et J.P. Bourseau de 1981 à 1987 dans le secteur Innimond – Onglas – Ordonnaz.

De 1983 à 1987, des révisions de contours et des levés spécifiques ont été réalisés pour les terrains secondaires et tertiaires par C. Gaillard, Y. Kerrien et M. Lorenchet de Montjamont.

Pour les terrains quaternaires, les synthèses qui permettent d'asseoir, au

mieux des connaissances actuelles les bases de la cartographie de cette feuille et de la situer dans l'ensemble du piémont jurassien et alpin, sont les suivantes :
– une série de cartes à 1/50 000 concernant les régions voisines du Sud de la Bresse (Dombes, 3 feuilles) et du Bas-Dauphiné (6 feuilles), plus la carte Lyon à 1/250 000, par G. Monjuvent ;
– la synthèse géologique du Sud-Est de la France (BRGM, 1984), par le même auteur ;
– la thèse de P. Mandier sur le « relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire », 1984.

Mais c'est un quatrième travail synthétique sur « la déglaciation rhodanienne entre les moraines internes et le val du Bourget », portant sur la totalité de la feuille Belley à 1/100 000 et dont le point de départ fut précisément la cartographie de Belley à 1/50 000, par le même auteur (G.M.), qui servira de fil conducteur. La chronostratigraphie relative utilisée est la pluriglacialiste (Bourdier, 1961), précisée et complétée par P. Mandier (1984), qui n'est autre que le cadre général des glaciations alpines tel qu'il a été établi par A. Penk, E. Bruckner et L. du Pasquier en 1894, et que les recherches stratigraphiques et paléoclimatiques les plus récentes n'ont fait que confirmer.

Les notations de cette feuille sont directement dérivées de celles de la feuille Ambérieu-en-Bugey, cohérentes avec celles des 9 autres levées dans le même esprit. Elles diffèrent donc entièrement de celles des feuilles adjacentes, d'ailleurs non cohérentes entre elles.

D'un point de vue matériel, le Quaternaire a été levé traditionnellement, avec l'appui constant de la photo-interprétation. Pour la stratigraphie, notamment dans les vallées, on a utilisé les données des sondages archivés au Code minier, plus les nombreux sondages de l'EDF (presque tous archivés) et de la Compagnie nationale du Rhône (non archivés pour la plupart).

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le relief de cette partie sud du Jura est le reflet conforme de sa structure :
– au Sud-Ouest, le plateau jurassique tabulaire de l'île Crémieu, subhorizontal, effondré selon une discontinuité longée par le Rhône ; son altitude moyenne est de 250 m ;
– les monts du Bugey séparés en deux ensembles au niveau de la cluse des Hôpitaux et de la vallée du Furans avec :
  – au Sud-Ouest, le faisceau des plis occidentaux du bas Bugey formé de structures de direction NNW-SSE – anticlinaux en relief (monts ou crêts, point culminant 1 217 m au Molard Dedon), synclinaux en creux (vaux ou combes) – étroites, resserrées, souvent tronquées par des accidents de même direction qui créent une ligne de relief ;
  – au Nord-Est, le haut Bugey où des synclinaux bien développés dessinent des dépressions larges (Thézillieu prolongement du synclinal d'Hauteville, synclinorium du Valromey, bassin de Belley) séparées par des reliefs anticlinaux plus ou moins déversés (anticlinal

Prémillieu – Egieu, anticlinal forêt de Gervais, montagne de Sérémond, flanc ouest du Grand-Colombier avec culmination à 1 338 m, monts de Marignieu et de Parves).

Il n'est pas jusqu'au marais de Lavours qui ne pourrait être sur l'emplacement d'un synclinal molassique joignant le Valromey au bassin de Novalaise. Mais, des deux vallées principales qui traversent la carte, une seulement est structurale, celle du Rhône ; la vallée morte (ou cluse) des Hôpitaux, méandriforme, montre des directions le plus souvent obliques, voire perpendiculaires, aux lignes structurales, suggérant d'une part une grande ancienneté, d'autre part son antécédence, voire sa surimposition, aux chaînons jurassiens. Son origine pourrait remonter à la fin du Miocène ; peut-être est-ce la trace (ultérieurement approfondie ?) du Rhône miocène inscrit sur place pendant la phase de régression messinienne.

Ce relief a été réaménagé, localement très intensément, par les passages successifs des glaciers. Il n'a été soumis à l'action que du glacier du Rhône, provenant de la cuvette lémanique par le plateau savoyard et progressant grossièrement du Nord vers le Sud. Or, la morphologie des moraines terminales de Lagnieu et des arcs secondaires du Jura indique une progression SE-NW, comme le Rhône localement. Ce changement de direction paraît dû au moins à trois causes :

- l'obstacle orographique, vers le Sud des plateaux miocènes bas-dauphinois, vers l'Est du front subalpin (montagne du Chat, Chartreuse), qui ont pu dévier les courants superficiels ;
- l'obstacle, au niveau de la cluse de Chambéry et de la Bièvre – Valloire, du glacier de l'Isère qui a contenu l'expansion du glacier du Rhône vers le Sud, et l'a contraint à dévier vers l'Ouest ;
- la configuration du réseau hydrographique préexistant, semblable pour les principaux traits au réseau actuel, à un niveau supérieur, résultant du creusement fluviatile post-pliocène qui a créé un système de zones basses que les courants de glace profonds ont emprunté.

Le nombre des passages glaciaires ne peut être établi localement mais, d'après les synthèses régionales, il ne saurait être inférieur à six. Tous ont contribué, pour une part indéfinissable mais sans doute équivalente, au façonnement du relief : creusement et même surcreusement des vallées (plurihectométrique dans le val du Bourget et la cuvette de Malville), érosion différentielle des reliefs (abaissement des synclinaux, notamment molassiques – Belley, Valromey –, en respectant toujours la structure et les traits du relief préexistant – cluse des Hôpitaux), empâtement des versants et des plateaux par la moraine sur des épaisseurs métriques à pluridécamétriques, notamment dans les vallées latérales du Jura et dans les buttes du plateau de Crémieu.

Mais le trait principal du Quaternaire de cette feuille est l'importance des phénomènes de glaces mortes et d'obturations glacio-lacustres consécutifs au dernier retrait glaciaire. Tant sur les versants que dans les vallées, de nombreuses formations glacio-lacustres, notamment deltaïques, traduisent l'existence de plusieurs lacs de dimensions et de niveaux variés, isolés entre des masses plus ou moins importantes de glaces résiduelles, les versants des alluvions diverses venant d'être déposées et le glacier lui-même.

La ressource principale du plateau de Crémieu provient de l'exploitation de carrières (pierre à ciment des terrains oxfordiens, pierre de taille et parement du Bathonien, graviers et sables du fluvio-glaciaire) et des tourbières du couloir de Lancin.

Le Rhône apporte sa richesse grâce à l'équipement électrique de Sault-Brénaz et le site offert à l'implantation du surrégénérateur de Malville.

Les monts du Bugey sont région forestière et d'élevage. Seules les meilleures terres et les plus accessibles sont maintenant cultivées ; taillis et broussailles ont reconquis beaucoup de surfaces anciennement défrichées et exploitées et une multitude de sentiers sont totalement cicatrisés. La vigne, qui couvrait il y a encore une trentaine d'années des superficies très importantes, est maintenant limitée aux pentes et replats bien exposés et abrités : le vignoble y produit des vins régionaux de bonne réputation de Montagnieu à Lhuis, à Cheignieu-la-Balme et au Sud de Ceyzérieu. Les villages d'altitude, en pays essentiellement calcaire, sont confrontés à un délicat problème de leur alimentation en eau.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Du Trias au Miocène

Les terrains les plus anciens reconnus dans le périmètre de cette feuille appartiennent au Trias supérieur. Ils sont de caractère lagunaire, peut-être même laguno-continental.

Progressivement, le régime marin va s'affirmer et au Sinémurien, le dépôt du calcaire à gryphées, uniforme sur toute la région, indique une plate-forme épicontinentale stable, en milieu marin bien établi. Cette plate-forme va ensuite subir des oscillations se marquant, au cours du Lias, tantôt par des arrêts de sédimentation ou des niveaux de condensation (oolite ferrugineuse du Toarcien), tantôt par un approfondissement avec dépôt de séries marneuses. A partir de l'Aalénien supérieur et pendant tout le Dogger, la sédimentation, très variée dans le détail, est carbonatée. Les variations de faciès, les arrêts de sédimentation indiqués par des surfaces rubéfiées (par exemple au toit de l'oolite bajocienne), montrent l'instabilité et l'irrégularité du milieu et une certaine tendance au comblement qui aboutira à l'horizon de l'oolite ferrugineuse callovienne, accompagnée de diminution locale d'épaisseur des sédiments, voire même de leur lacune, à la limite de l'Oxfordien. A l'Oxfordien, la sédimentation reprend dans une mer plus profonde ainsi que l'atteste le développement des dépôts fins terrigènes. Des arrêts de subsidence, entraînant la diminution des apports, favorisent le développement de biohermes à spongiaires qui sont la caractéristique de la période (couches de Birmensdorf, calcaires lités). La formation des couches d'Effingen correspond au maximum de la profondeur marine. La sédimentation redevient ensuite de plus en plus carbonatée et, dès la fin de l'Oxfordien, ce régime s'installe et durera jusqu'au Crétacé, dans une mer peu profonde, sur une plate-forme irrégulière soumise à des jeux différenciés de subsidence. Le Kimméridgien verra des conditions favorables à la croissance de récifs qui isoleront des zones protégées,

lagons et vasières, à sédimentation calme (calcaires lithographiques de Cerin, calcaires en plaquettes bitumineux d'Armailles et Barterand).

Ici, la série mésozoïque ne va pas au-delà de l'Urgonien et sa limite supérieure est une limite d'érosion. Au cours du Crétacé, postérieurement à l'Aptien et très probablement, selon les connaissances régionales, après le Turonien, l'émersion de la région est totale et sera, pour sa plus grande part, définitive. Cette exondation est sans doute accompagnée de l'amorce des premiers plissements. Le Bugey est ensuite soumis à une érosion et une altération intenses, la karstification des massifs calcaires débutera et, presque partout, ce régime, plus ou moins actif selon les variations climatiques, perdurera jusqu'à l'arrivée des glaciers.

La tectonique oligocène, responsable de l'effondrement bressan, a eu son contrecoup sur sa bordure bugeysanne dont les accidents principaux (limite île Crémieu – Bugey, accidents NNW-SSE du faisceau occidental) et les structures majeures s'inscrivent à cette période. Une accalmie orogénique succède, avec l'attaque des reliefs nouvellement créés : les conglomérats à l'Ouest d'Andert, attribués à l'Oligocène, pourraient trouver là leur origine.

Une reprise de la subsidence accentue les dépressions synclinales que la mer burdigalienne va transgresser (Valromey, bassin de Belley, synclinal du lac d'Ambléon...). A la fin du Miocène, la phase orogénique la plus intense donne à la région sa structure actuelle, les failles rejouent, des cassures transverses les cisaillent, les plis se resserrent et se déversent, les terrains miocènes eux-mêmes sont affectés par cette tectonique.

L'histoire, à partir de là, est uniquement continentale mais jusqu'à l'arrivée des glaciers aucun dépôt n'est connu qui puisse la raconter.

Au Quaternaire

L'histoire géologique quaternaire débute sur cette feuille avec la glaciation wurmienne. Aucun dépôt, ou presque, n'est attribuable à un épisode plus ancien, non qu'ils n'aient existé, mais parce qu'ils ont été soit érodés soit remaniés par le dernier glacier. Seuls les témoins épars (généralement blocs ou galets) d'altitude supérieure à 1 100 m (Molard Dedon, forêt de Gervais) peuvent appartenir à la glaciation antérieure, le Rissien.

Le glacier wurmien a donc envahi la totalité de la feuille, à l'exception des plus hautes crêtes et sommets. Ses deux épisodes sont reconnaissables.

Au Würm « ancien » appartiennent les systèmes morainiques les plus élevés (Thézillieu, Prémillieu, Ordonnaz, Innimond), conservant des morphologies frontales bien formées. Le glacier correspondant s'avançait jusqu'à la côtière de la Dombes, bien au-delà des moraines internes de Lagnieu.

Au Würm « récent » se rapportent les systèmes morainiques de niveau plus bas, dont le premier est celui du lac de Cerin (800 m). La morphologie et la reconstitution graphique de la surface du glacier aux différentes étapes a permis d'établir une chronologie relative de la déglaciation, calée sur le système des moraines terminales de Lagnieu (feuille Ambérieu) :

Étape 1 (maximum). Elle est représentée par les arcs terminaux secondaires de Planchon, 800 m et de la Chapoux, 773 m qui encadrent le lac de Cerin, et pourraient correspondre à l'arc terminal de Charveyron 1 de l'amphithéâtre morainique de Lagnieu.

Étape 2 (Lompnas). Lui appartient le vallum latéral de Lompnas (700 m), et les dépôts glacio-lacustres et fluvio-glaciaires adjacents, correspondant à l'arc de Charveyron 2.

Étape 3 (Croix-de-Vélisse). Lors de cet épisode, la marge droite du glacier déposait le système des moraines latérales de la Croix-de-Vélisse (660-614 m). Son front devait correspondre à l'arc de Lagnieu-Ville.

Étape 4 (ou « stade » de Lancin ; Enay, 1981). Le glacier s'est retiré et rétréci, sa marge gauche stationnant à Lancin tandis que sa droite construisait le magnifique vallum secondaire de Millieu (427 m). Son front, non matérialisé, se terminait dans le lac de Malville, retenu en aval par les moraines ou le lobe de glace de Lagnieu.

Étape 5 (Arandon). Avant l'étape 6 de Morestel, connue depuis longtemps, le glacier s'est arrêté sur la bordure interne du massif de Creys – Pusignieu et à l'entrée des couloirs de Lancin et de Mépieu (Arandon) par lesquels ont transité l'essentiel des cailloutis fluvio-glaciaires qui constituent la partie superficielle de la terrasse de Malville.

Étape 6 (ou « stade » de Morestel ; François, 1928). Elle marque le début de la dissociation du glacier. L'appareil principal s'était retiré dans la dépression du Bouchage, abandonnant une énorme masse de glace stagnante dans la vallée des Vernes et ses dépendances (feuilles Bourgoin et La Tour-du-Pin). Entre le front du Bouchage et la Save s'étendait le lac de Passins. Les eaux de fonte du lobe de la Save creusaient des chenaux dans les remplissages fluvio-glaciaires des couloirs de Lancin et de Mépieu, rejoignant le Rhône qui commençait à s'enfoncer dans la terrasse de Malville. En amont, la marge droite du glacier longeait le couloir d'Ambléon qui collectait ses eaux de fonte latérales et rejoignait le bord du glacier au-dessus de Glandieu par la vallée du Gland.

Étape 7 (Virieu). A partir de cette étape, les épisodes glaciaires ne sont plus caractérisés par des fronts morainiques mais par des dépôts lacustres échelonnés. Le glacier s'était fortement abaissé, réduit et aminci au niveau du défilé de Leschaux (feuille La Tour-du-Pin), et scindé en amont de la cluse des Hôpitaux où un lac de barrage de glace occupait le bassin de Pugieu (lac de Virieu). Deux lacs occupaient les basses vallées du Valromey. En aval, le retrait du front isolait deux autres petits lacs : Rix et Saint-Victor-de-Morestel. Sur la marge droite du glacier, le couloir de Colomieu, plus interne, avait pris le relai de celui d'Ambléon, les eaux suivant le même cours vers l'aval.

Étape 8 (Massignieu). C'est l'étape de la scission du glacier au niveau du bassin de Peyrieu (feuille La Tour-du-Pin), qui abandonne un énorme lobe de glace morte dans l'ombilic du Bouchage. Le glacier s'est réduit au niveau des collines de Marignieu en deux unités dont l'une stagne dans le

bassin de Belley, l'autre dans le val du Bourget. Le lac de Virieu s'est comblé mais deux autres, plus réduits, lui succèdent vers l'amont : Massignieu et le Murat. En aval, le lac de Rix s'est étendu et abaissé, préfigurant le prochain lac du Bouchage, tandis que le Rhône continuait à s'enfoncer dans la terrasse de Malville.

Étape 9 (Artemare). Le glacier du val du Bourget et le lobe du Bouchage se réduisent. En amont, le front actif stationne au niveau de Marlieu, retenant le lac d'Artemare. Entre Belley et le lobe du Bouchage, le lac de Peyrieu s'est élargi et abaissé et pénètre dans les basses vallées du Furans mais surtout de l'Ousson (lac de Virignin). En aval du lobe du Bouchage, désormais complètement décollé du massif de Creys – Pusignieu, le lac du Bouchage, beaucoup plus vaste et de niveau décroissant par suite de l'érosion du Rhône dans la terrasse de Malville, fait suite au lac de Rix.

Étape 10 (Chazey). C'est la dernière étape de déglaciation, après les étapes précédentes de retrait, aucun glacier actif ne subsistant sur le territoire de la feuille. De petits lobes de glace persistent dans le couloir de Chazey et les dépressions de Bart et Barterand, retenant latéralement d'étroites étendues d'eau où se déposent les derniers sédiments glacio-lacustres. Leur fusion avec le retrait de l'étape précédente, contribue à étaler les alluvions fluvio-glaciaires qui forment les terrasses du Furans et de l'Ousson et vont remplir partiellement le lac de Virignin, désormais commun avec celui du Bouchage, pour former le lac du Rhône.

Jusqu'ici, aucune donnée chronologique locale ne permet de connaître l'âge ni le rythme de la déglaciation. Pour l'amphithéâtre de Lagnieu, l'estimation la plus récente est celle de P. Mandier (1984) qui situe le Würm « récent » entre 20 000 et 14-15 000 BP, d'après des dates C14 dans des basses terrasses lointaines du Rhône moyen.

Après la déglaciation wurmienne, deux épisodes d'alluvionnement, toujours non datés, suivent encore : édification de la basse terrasse fluviatile puis de la plaine alluviale du Rhône (cette dernière comportant une nappe caillouteuse tronquant les formations glacio-lacustres sous-jacentes et une couche superficielle limoneuse). Les dépressions fermées, d'origine glaciaire, se comblent de sédiments lacustres puis palustres (ces derniers essentiellement holocènes), plus ou moins complètement, depuis le début du retrait pour les plus élevés.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SECONDAIRE

t9-10. **Keuper supérieur – Rhétien. Marnes versicolores, dolomies, cargneules, calcaires gréseux.** Le Trias affleure uniquement dans l'angle nord-ouest du territoire, au cœur de la structure anticlinale tectoniquement compliquée, située à l'Est de Fay.

• Le ***Keuper***, mal représenté à l'affleurement, se manifeste par des marnes versicolores et des dolomies. Les deux forages anciens de Fay, pour

recherche de gaz (1-2 et 1-3), ont reconnu le Keuper en alternances d'argiles versicolores, de gypse et de dolomie sur une cinquantaine de mètres de puissance. Au-dessous, 10 à 15 m de calcaires gris argilo-dolomitiques pourraient être attribués au Muschelkalk. Ce Trias chevauche du Lias, puis du Dogger.

• Le ***Rhétien*** est plus largement présent et l'on trouvera la description détaillée d'une coupe (x = 838,91 ; y = 103,20) dans G. Juventin (1985 : p. 10 à 18). En résumé, cette coupe est la suivante :

- à la base, 7 m où alternent argiles noires feuilletées, argiles de teinte verte dominante mais aussi bariolées, calcaires jaunes gréseux ou sublithographiques. Certains niveaux sont riches en débris de poissons ;
- 3 m de marnes gris-vert avec intercalations de grès et de calcaires jaunes ;
- 3 m plus carbonatés où l'emporte le faciès de calcaires gréseux. Vers le sommet, des calcaires biodétritiques contiennent de nombreuses *Avicula contorta* et admettent des niveaux oolitiques ;
- 1 m d'argiles lie-de-vin. Ces argiles, de type Levallois, rarement visibles, terminent la série du Rhétien dont la puissance totale est de l'ordre de la quinzaine de mètres.

i1-5. **Lias inférieur (Hettangien à Carixien). Calcaires gréseux, calcaires à gryphées, calcaires à bélemnites.** Les terrains du Lias inférieur ont été reconnus en trois endroits : secteur de Fay au Nord et à l'Est, à Bouis et à Chazey-Bons.

• ***Hettangien.*** A Fay, il est peu épais (3,50 m) et montre à sa base 2,80 m d'argiles gréseuses avec intercalations de calcaires fins ou gréseux à surface riche en débris d'organismes ; il se termine par 70 cm de laminites et bancs de calcaires fins, gris, parfois lumachelliques (Juventin, 1985 : p. 18-19) et par une surface rubéfiée et taraudée.

A Chazey-Bons, l'Hettangien offre une bonne coupe dans le ravin immédiatement à l'amont des anciennes cimenteries. La série étudiée par M. Corna (1985 : p. 48-49) est nettement plus épaisse (10 m) et consiste en calcaires gris à niveaux roussâtres très finement gréseux et intercalations de marnes sableuses. Le dernier banc calcaire se termine par une surface perforée avec fossiles de l'Hettangien supérieur (*Schlotheimia complanata, S. stenorhynea, S. similis, S. tenuis, Paracaloceras* sp.).

• ***Sinémurien.*** A Fay, il débute directement par un calcaire à gryphées et son épaisseur est de 7 mètres. A Chazey-Bons, au-dessus de la surface perforée fossilifère de l'Hettangien supérieur, viennent 2 à 3 mètres de calcaires argileux noduleux sans fossile puis une douzaine de mètres de calcaires à gryphées, en bancs peu épais généralement bien individualisés. La densité des gryphées varie selon les niveaux, elles sont plus abondantes à la base puis dans les couches moyennes.

Au sommet (zones à Birchi et à Obtusum), *Gryphaea arcuata* est relayée par *Gryphaea cymbium* plus rare.

Outre les gryphées, la faune comporte des fragments d'échinodermes, d'autres bivalves, des gastéropodes et des ammonites (*Coroniceras* sp., *Arnioceras geometricum Oxynoticeras oxynotum, Echioceras* sp., *Metophioceras* sp., *M. latisulcatum, M. conybeare, Arietites bucklandi*).

• ***Carixien.*** A Fay, il est représenté par 2,50 m de calcaire gris plus clair, fin, avec intercalations de marnes grises. Les bélemnites sont abondantes dans les marnes comme dans les calcaires et les ammonites, souvent phosphatées, n'y sont pas rares (*Gagaticeras gagateum, Oxynoticeras simpsoni, Prodactylioceras davoei ; cf.* Corna, 1985 : p. 26).

A Chazey-Bons, la base seule est bien visible et la série pourrait être à la fois plus épaisse (15-20 mètres) et moins calcaire, les bancs d'un calcaire, ici aussi gris clair et fin, formant des passées dans un ensemble marneux plus ou moins feuilleté. La faune est rare : tronçons de bélemnites, petits brachiopodes et quelques ammonites (*Platypleuroceras* gr. *bronni, P. brevispina,* et *P.* sp.).

l6. **Domérien. Marnes grises à nodules, calcaires bioclastiques** (50-70 m). L'épaisseur affectée à l'étage relève d'une estimation car il n'existe que des coupes partielles à la faveur de ravinements ou d'arrachements.

Les niveaux supérieurs des calcaires à bélemnites ont livré (Corna, 1985 : p. 121) des amalthéidés du Domérien inférieur (*Proamaltheus stockesi, Amaltheus margaritatus*) dans la coupe de Boyeux-Saint-Jérôme, au Nord sur la carte Saint-Rambert. Bien qu'ici il n'y ait pas de faune, il faudrait aussi retenir l'âge domérien pour le sommet des calcaires à bélemnites. Cependant, la limite cartographique de base de l'étage a été placée au toit de ces calcaires et le Domérien représenté concerne une soixantaine de mètres de marnes grises micacées à nodules, à *Tisoa siphonalis,* qui permettent de les caractériser, la macrofaune étant quasiment absente, la microfaune relativement peu abondante et peu significative (nodosariidés, *Ammodiscus*). Il s'y ajoute, au toit de ces marnes, quelques bancs calcaires souvent discontinus et boudinés, bioturbés et riches en débris (entroques, bivalves) avec quelques grosses bélemnites, ou micritiques et très durs. M. Corna y a recueilli, à Fay, *Pleuroceras spinatum* du Domérien supérieur.

l7-j6. **Toarcien (et Aalénien inférieur). Marnes et couches à oolites ferrugineuses.** Les marnes toarciennes, dont l'épaisseur doit être de l'ordre de 15 mètres, sont rarement visibles : un talus existe entre le Domérien supérieur et l'oolite ferrugineuse et quelques arrachements y indiquent leur présence. Elles doivent correspondre aux zones à Tenuicostatum et Bifrons, ce dernier fossile ayant été récolté en plusieurs exemplaires, et sont équivalentes au niveau des schistes-carton. La microfaune qu'elles renferment, typique du Toarcien (diverses espèces de *Lenticulina, Nodosaria, Citharina* et *Dentalina, Spirillina...*), est abondante et permet de les différencier facilement du Domérien (Nicollin, 1983).

Les couches à oolites ferrugineuses constituent un bon repère cartographique et, grâce à leur richesse en ammonites, chronostratigraphique. Elles présentent une succession de bancs de calcaires rougeâtres à noirs, séparés de joints argileux noirs sur une épaisseur de 1,80 m à exceptionnellement 5 m. Les oolites ferrugineuses sont parfois subjointives, parfois disséminées en piquetage ou en nuages dans la roche. La faune est variée et très abondante : bivalves, gastéropodes, nautiles et ammonites qui datent ces couches du Toarcien supérieur (zone à Thouarsense à zone à Aalensis) et

de l'Aalénien inférieur (zone à Opalinum).

Les couches à oolites ferrugineuses sont observables en de nombreux points de l'enveloppe de la structure anticlinale de Fay, dans les prés d'Argironne, entre Vollien et Chazey-Bons, sous une épaisseur réduite.

Un véritable minerai de fer, ayant donné lieu à des exploitations par galeries abandonnées à la fin du siècle dernier, se rencontre à la base de la falaise bajocienne du Nord de Bouis jusqu'au Sud de Villebois. M. Louis Giraud de Villebois nous a montré sur le terrain l'emplacement des anciennes mines et a mis à notre disposition la collection de fossiles rassemblée au fil de ses recherches en plusieurs années. Il a été possible de confirmer la présence, déjà signalée par des travaux antérieurs, de *Grammoceras thouarsense, Pleydellia aalensis, Haugia variabilis, H. illustris, Leioceras opalinum, Dumortieria levesquei, D. radians* et bien d'autres espèces, donc l'âge toarcien supérieur – aalénien de ces niveaux.

Dans l'angle nord-est de la feuille, près de la Grange de-Fivole, la carte au 80 000e de Nantua indique la présence d'Aalénien – Toarcien. Nous n'avons pu vérifier cette existence, la dépression, recouverte d'éboulis et de colluvions, étant inaccessible ; aussi l'avons-nous cartographiée par un figuré d'éboulis sur la teinte avec la notation E/l7-8.

j0. **Aalénien supérieur. Calcaires à Cancellophycus** (5 à 10 m). A la base de la falaise calcaire qui surplombe la pente liasique, on voit, mais très rarement car les éboulis couvrent le pied de cette falaise, des calcaires gris argileux et sableux séparés d'intercalations de marnes schisteuses micacées. A la surface des bancs les plus durs, on peut observer des empreintes de *Cancellophycus*. Ils sont facilement repérables à l'Est de Soudon au bord de la D 99 (x = 841,930 ; y = 100,820) où un niveau de marnes à nodules calcaires a livré *Ludwigia murchisonae*, au Sud de Cuzieu un peu au-dessus de la D 31a (x = 860,200 ; y = 95,750), au-dessus de la Grange-de-Fivole (x = 864,750 ; y = 105,270). L'âge des calcaires à *Cancellophycus* (Juventin, 1985 : p. 81) correspond aux zones à Murchisonae et Concavum de la moitié supérieure de l'Aalénien.

j1a-b. **Bajocien inférieur et moyen non différenciés** (160 m). A la seule exception d'une petite partie du flanc est de l'anticlinal du Crêt-de-Pont, à l'Ouest de Conand, où Bajocien inférieur (j1a) et Bajocien moyen (j1b) ont été distingués, partout ailleurs ils sont regroupés sous la notation j1a-b, ceci à la fois parce que les conditions d'observation (affleurement, accessibilité) ne permettaient pas l'étude et parce que leur limite est imprécise : elle n'aurait eu aucune fiabilité ni valeur synchronique et, basée sur le seul critère du faciès, risquait localement de faire attribuer au Bajocien moyen une épaisseur tout à fait anormale. Dans la description nous maintiendronscependant – cela est plus commode et correspond à quelque chose de concret – la distinction.

j1a. **Bajocien inférieur. Calcaires roux à chailles, calcaires à entroques, calcaires à polypiers.** Formé d'une série calcaire épaisse, il est bien marqué dans le paysage où il constitue des falaises et des lignes de crêtes. Sa base est, le plus souvent, masquée par les éboulis. En quelques points (D 99 au SSW de

Souclin, chemin de Villebois à la Grange-Lambert, Est immédiat de Serrières-de-Briord, D 99 à l'Est de Soudon en x = 841,850 ; y = 100,840) on peut en observer le faciès sans en avoir de coupe complète : il s'agit de calcaires finement grenus et d'encrinites fines en petits bancs où s'intercalent des lits silicifiés blanchâtres sous une épaisseur probable de 20 à 40 mètres. Si ce faciès est le plus fréquent, il n'est cependant pas constant et la base du Bajocien semble parfois être marquée par des calcaires très roux, ferrugineux, finement spathiques, et les niveaux silicifiés peuvent manquer.

Au-dessus se développe une série (80-100 m) de calcaires bioclastiques à entroques et d'encrinites, de teinte gris-beige à rousse, de grain varié fin à grossier, avec des passées graveleuses ou oolitiques. La stratification est généralement entrecroisée, et la tranche et la surface des bancs sont fortement rugueuses. Des débris silicifiés et des rognons siliceux apparaissent localement.

Des lentilles de calcaire clair, plus fin, à polypiers s'observent (ex. : D 99, x = 841,750 ; y = 100,850) mais ne semblent pas liées à un niveau précis, puisque plusieurs de ces lentilles peuvent localement se rencontrer sur une même verticale.

Le Bajocien inférieur se termine de manière très constante par un niveau à polypiers dont cependant l'épaisseur (5 à 20 m) et le faciès (calcaire gris à taches saumon qui sont des sections altérées de polypiers rameux, calcaire gris clair à blanc avec polypiers en boules, présence ou non de rognons siliceux) admettent des variations. Le calcaire à polypiers supérieur est bien visible dans la coupe de la D 99 au Sud de Souclin, au bord de la D 32, à l'Est de Bénonces, à Billieu ; localement, un véritable récif s'y développe, tel celui qui forme la crête entre Appregnin et Cessieux ou celui de la carrière Morel, bord de la D 65d en face de Sault-Brénaz.

Selon Pelletier (1960 : p. 60), ce niveau supérieur de calcaire à polypiers est daté de la zone de la zone à Humphriesianum.

j1b. **Bajocien moyen. Encrinite grossière lumachellique à petites huîtres** (5 à 10 m). Ces encrinites peu cohérentes et des marno-calcaires feuilletés où abondent de petites huîtres *(Ostrea acuminata, O. obscura)* représentent la partie moyenne de l'étage, bien délimitée et caractéristique là où la carte la distingue à l'Ouest de Conand. Ce n'est pas toujours le cas et, en particulier lorsque le niveau supérieur à polypiers est peu développé (Nord-Est Souclin, Est Conand), une série périrécifale pouvant atteindre 25 à 30 mètres d'épaisseur la surmonte : encrinite fine à grossière, lentilles oolitiques ou gravelo-oolitiques, calcaires bioclastiques, passées lumachelliques se répètent à plusieurs niveaux. Il est impossible alors d'individualiser un Bajocien moyen significatif.

j1c. **Bajocien supérieur. Calcaires oolitiques clairs.** Dans l'Ouest et le centre de la carte, le Bajocien supérieur est formé de calcaires oolitiques dont l'épaisseur peut dépasser 40 mètres. Dans le détail, les faciès sont variés : l'oolite peut être très fine ou moyenne, homométrique ou hétérométrique, soit subjointive, compacte, à faible ciment hyalin et souvent dans ce cas bicolore beige et bleutée, soit tendre, crayeuse, blanchâtre avec un ciment pâteux plus abondant. La stratification peut être régulière ou plus ou moins

fortement oblique. Certains niveaux sont riches en débris et des minces intercalations marneuses peuvent séparer des massifs oolitiques.

L'oolite peut être observée dans de bonnes conditions à l'Est de Porcieu-Amblagnieu, dans la coupe de la D 99 au Sud de Souclin, au Sud de Lompnas, à l'Ouest d'Ordonnaz et en beaucoup d'autres sites.

Dans le Grand-Colombier, le faciès oolitique n'a pas été observé et, dans les monts de Marignieu, le faciès des marnes à huîtres envahit toute la partie supérieure du Bajocien.

j2. **Bathonien. Calcaires à taches, calcaires à silex, « choin », marno-calcaires (45 m).** La série bathonienne comporte de bas en haut :

• les ***calcaires à taches,*** calcaires à débris, finement grenus à graveleux, parsemés de petites taches ovales (< 5 mm), le plus souvent rouille, parfois bleu-noir, qui sont de petits oncoïdes à nubéculaires (Mangold, 1971 : p. 62). Ces calcaires sont souvent fossilifères et renferment de nombreux bivalves (*Pholadomya* sp., *Pleuromya* sp.) et des oursins *(Holectypus depressus, Pygorhytis analis, P. ovalis)* ;

• les ***calcaires à silex***, calcaires à grain fin, gris-beige, souvent durs et cassants, en bancs à stratification irrégulière parfois bien marquée, parfois se biseautant dans un paquet plus massif. Des silex blancs ou gris, souvent anastomosés, y sont abondants ;

• le ***choin,*** dit « choin de Villebois » en raison de son exploitation jadis très active sur le territoire de cette commune (8 à 12 m). C'est un calcaire compact à grain fin, finement spathique, gris, parcouru de traces contournées et ramifiées ; d'un gris plus foncé sur les surfaces fraîches et alors peu visibles, elles deviennent jaunâtres et se détachent nettement sur les parois altérées. La nature de la roche est quasiment la même dans sa masse et dans ces traces qui sont certainement des terriers d'organismes fouisseurs pénécontemporains du dépôt.

Le choin est en bancs bien marqués d'épaisseur variable (0,20 à 2 m), avec des joints stylolitiques fréquents et très visibles, soit en séparation de bancs, soit à l'intérieur des bancs eux-mêmes. Des silex sont irrégulièrement répartis avec des formes variées et le silex constitue parfois, comme à Villebois, des lits continus dans les niveaux supérieurs. Au cœur du village de Villebois, on peut admirer une obélisque taillée d'une seule pièce dans le choin.

En plus des carrières anciennes ou encore actives du secteur « île Crémieu », de nombreux affleurements sont visibles dans les faisceaux du bas Bugey occidental (ex : D 99 au Sud de Souclin, Est de Bénonces). Au-delà, vers l'Est d'une ligne Charvieu – Ordonnaz – Innimond, le choin ne s'individualise plus et laisse place à des marno-calcaires noduleux à rognons de silex.

Dans la région occidentale, au-dessus du choin, des couches s'intercalent entre celui-ci et la dernière entité décrite ci-après : il s'agit des calcaires roux et spathiques (Mangold, 1975 : p. 40) dans l'île Crémieu et les unités les plus externes du Bugey (ils existent encore dans la coupe de la D 32 à l'Est de Bénonces), ou des couches fossilifères supérieures au choin, calcaires argileux et marnes schisteuses qui renferment des oursins *(Pygorhytis analis, Holectypus depressus)*, des bivalves (*Acanthothyris*

spinosa, Chlamys sp.) et de rares ammonites (*Paroecotraustes waageni variabilis, Homoeoplanulites* sp.) ;

• les ***marnes des monts d'Ain.*** C'est un ensemble de calcaires argileux et de marnes sèches, feuilletées, qui partout termine le Bathonien ; dans la partie orientale (Ouest de Colomieu, monts de Marignieu), elles surmontent directement les niveaux marno-calcaires noduleux à silex signalés ci-dessus. Dans ce secteur, la série bathonienne est la suivante de bas en haut : calcaires à taches, calcaires biodétritiques gris-bleu bien stratifiés dits « calcaires de la Haute-Chaîne », calcaires argileux noduleux à rognons de silex, calcaires argileux, et marnes des monts d'Ain.

L'épaisseur du Bathonien, à l'Est comme à l'Ouest, est à peu près constante, une quarantaine de mètres.

j3. **Callovien. Niveau à oolites ferrugineuses, marnes et marno-calcaires michoïdes à ammonites** (3 à 20 mètres). Le Callovien est, avec le Toarcien, l'étage le plus régulièrement fossilifère de la série et chaque affleurement permet de récolter des ammonites. Il est donc facile de le reconnaître mais, par contre, les affleurements sont très discontinus et n'offrent que des coupes partielles où les ammonites montrent que, sous un même faciès de calcaires argilo-terreux souvent michoïdes alternant avec des marnes, plusieurs zones sont représentées.

L'épaisseur est parfois très réduite : cela peut être dû à la lacune ou à la condensation de certains horizons. Mais la tectonique joue aussi son rôle : au toit de la puissante série calcaire du Dogger, le Callovien représente la première zone de plasticité, et on observe à ce niveau flexure et coffrage des plis avec un étirement des couches du Callovien et de l'Oxfordien de base.

Le Callovien n'est pas présent dans le secteur île Crémieu ; il existe toujours, et parfois bien développé, dans le bas Bugey occidental ; il est repéré encore à l'affleurement à Colomieu. Plus à l'Est, il ne peut être cartographié mais sa présence est localement attestée par des fragments de roches (oolite ferrugineuse, calcaire fossilifère).

La coupe synthétique du Callovien du bas Bugey occidental, telle qu'elle résulte du relevé d'affleurements dispersés, est la suivante de bas en haut :

- quelques décimètres de calcaire spathique gris-bleu reposant sur la surface perforée du Bathonien ; ces calcaires sont très riches en brachipodes dont *Rhynchonella varians* ;
- l'oolite ferrugineuse, épaisse de 0,20 à 1,50 m : calcaires argileux régulièrement piquetés d'oolites limoniteuses. *Macrocephalites macrocephalus, Kamptokephalites* cf. *herveyi, M. (Dolikephalites) gracilis* datent le Callovien inférieur ;
- alternance, sur une puissance d'une quinzaine de mètres, de calcaires argileux gris bleuté à patine jaunâtre, en bancs peu épais (0,20 m), divisés en moellons recélant des ammonites, et de marnes grises ou jaunâtres. On y a récolté de nombreuses *Reineckeia* dont *R. anceps* et *R.. paronai, Hecticoceras posterium* et, au sommet, *Kosmoceras jason* ;

– les niveaux les plus élevés ont été observés de façon très discontinue (Enay, 1953 : p. 78 et suiv.) : ils contiennent des fossiles phosphatés du Callovien supérieur (*Peltoceras athleta* et *Quenstedtoceras lamberti*) et parfois des oolites ferrugineuses.

Dans les monts de Marignieu, c'est le Bathonien qui affleure au point indiqué par Mangold (1971 : p. 97) comme le seul affleurement de Callovien. Par contre, à quelques mètres de là, en bordure du chemin mais non en place, nous avons trouvé des fragments d'oolite ferrugineuse fossilifère. On peut raisonnablement supposer qu'elle provient d'un gîte proche masqué sous le glaciaire : en tout état de cause, si le Callovien est présent, son épaisseur est extrêmement faible. Une notation compréhensive (j3-4) indique la présence non cartographiable de terrains calloviens à la base de la série oxfordienne.

j4. **Oxfordien inférieur. Marnes à ammonites pyriteuses et nodules ovoïdes** (< 10 mètres). Les affleurements de ces marnes sont rares, très limités et généralement profondément altérés. Les marnes sont grises à l'état frais, compactes mais délitées, friables et jaunâtres par l'altération. Des petites ammonites pyriteuses, nombreuses mais peu diversifiées en genres et espèces, caractérisent ce niveau. On y a relevé : *Creniceras renggeri, Cardioceras cordatum, Oppelia* sp., *Perisphinctes* sp., des bélemnites (*B. hastatus*), des fragments de crinoïdes.

La partie supérieure renferme beaucoup de petits nodules ovoïdes et se montre pratiquement azoïque.

Il est possible qu'en certains points l'Oxfordien inférieur ne soit pas présent ou, du moins, soit extrêmement réduit : c'est le cas dans les monts de Marignieu.

j5a. **Oxfordien moyen. Calcaires à spongiaires (couches de Birmensdorf)** (5-15 m). Ils se présentent en une alternance de bancs micritiques séparés d'interbancs marneux, cette régularité étant localement interrompue par des lentilles calcaires très massives. Ces lentilles, qui peuvent atteindre 3 m d'épaisseur, sont des biohermes construits par des spongiaires siliceux (hexactinellides et lithistidés) et des stromatolites (Gaillard, 1983). Dans leur environnement immédiat, de nombreux petits intraclastes sombres (= tubéroïdes) envahissent la série litée.

Outre les éponges, la faune est abondante et variée : ammonites (parmi lesquelles *Ochetoceras canaliculatum, Gregoryceras transversarium, Perisphinctes* sp., *P. antecedens*), lamellibranches (*Pinna*, huîtres, *Pecten, Trichites*), brachiopodes (térébratules, digonelles, rhynchonelles), serpules, bryozoaires, crinoïdes, échinides *(Rhabdocidaris caprimontana, Collyrites bicordata, Plegiocidaris coronata).*

Le niveau des couches de Birmensdorf se repère généralement bien dans la topographie car il forme un ressaut souvent boisé à la partie inférieure de la combe oxfordienne. De nombreux affleurements en exposent remarquablement les terrains. Citons les environs de Montagnieu, l'intersection

des routes D 32 et D 99a entre Bénonces et Ordonnaz, le plateau de Vercia, le lieu-dit la Combe au Sud de Virieu-le-Grand.

j5b. **Oxfordien supérieur. Marnes avec intercalations calcaires au sommet (couches d'Effingen)** (40-60 m). C'est une série marno-calcaire épaisse et monotone, formant des pentes molles et des combes bien développées. Quelques horizons plus calcaires peuvent s'y inscrire et la partie supérieure est elle-même plus calcaire : elle correspond aux couches du Geissberg, mal individualisées dans cette région.

La série d'Effingen *l. s.* est visible sur une dizaine de mètres à la base des carrières de Bouvesse exploitées pour le ciment ; des sondages ont reconnu son prolongement en profondeur sur plus de 40 mètres.

Elle affleure largement, quoique recouverte d'éboulis des calcaires susjacents, au-dessus de Vérizieu de part et d'autre de la D 87, près de Bénonces, au Sud d'Ordonnaz, entre Virieu-le-Grand et Saint-Champ. La faune est peu abondante, caractérisée surtout par la présence de périsphinctidés (*Perisphinctes* sp., *P. bifurcatus*) et de brachiopodes (*Zeilleria moeschi*, rhynchonelles et térébratules).

j5c. **Oxfordien supérieur. Calcaires lités** (15-35 m). La base de cet ensemble est souvent marquée par des niveaux grumeleux à spongiaires siliceux (= couche à hexactinellides) et par un banc dur de 0,40 m riche en pyrite (= « banc de fer »). Au-dessus vient une alternance régulière de calcaires fins, ternes, à léger grain, délitables en lamelles courbes ou en fragments polyédriques, et de niveaux marneux. La teinte est gris clair à blanc-beige.

A l'Ouest, dans le secteur île Crémieu (carrières de Bouvesse) et dans le massif Portes – Molard Dedon (Montagnieu – Vérizieu, Ordonnaz et de Lompnas à Marchamp), biohermes et biostromes à spongiaires se développent dans cette série. Les biohermes peuvent être de petites lentilles épaisses de moins d'un mètre, parfois simple renflement d'un banc, mais peuvent constituer des édifices complexes formant une masse épaisse de plusieurs mètres qui interrompt la stratification et s'y imbrique par indentations (Enay 1966 : p. 227).

A l'Est, dans les monts de Marignieu, les biohermes à spongiaires n'ont pas été observés dans les calcaires lités.

Le passage à la formation suivante semble partout se faire de façon progressive et la limite retenue ne correspond pas à un repère précis. La faune des calcaires lités est relativement abondante quoique souvent, en ce qui concerne les ammonites, mal préservée. On y a recueilli les ammonites suivantes : *Ochetoceras marantianum, Taramelliceras costatum, Epipeltoceras bimammatum, Amoeboceras* sp.

j6. **Oxfordien supérieur. Calcaires pseudolithographiques** (60 à 80 m). L'Oxfordien supérieur se termine par un ensemble épais de calcaires à pâte fine, lisse, à cassure conchoïdale, en bancs réguliers bien individualisés et minces (0,10 à 0,40 m). La teinte est grise ou beige, les calcaires souvent bicolores ou à marbrures violacées. Des horizons de calcaires subcrayeux,

blanchâtres, à débit polyédrique, peuvent localement s'intercaler (Est d'Arandas par exemple).

Dans l'île Crémieu (Ouest et Est de Poleyrieu, Sud de Bouvesse), des faciès crayeux occupent la base de la série ; ils sont très riches en lamellibranches, particulièrement en myacées *(Pholadomya, Pleuromya, Gonomya)* : ce sont les ***couches à myes*** j6a (Enay, 1958).

Au deuxième tiers supérieur des calcaires pseudolithographiques, on rencontre un niveau-repère lumachellique à brachiopodes, rhynchonelles et térébratules, qui semble assez constant dans le Bugey. Hormis ce niveau, la faune est peu abondante dans les calcaires pseudolithographiques, réduite à quelques bivalves dispersés qu'il est impossible de dégager.

j7. **Kimméridgien inférieur. Calcaires à oncolites, dolomie** (4 à 12 m). Un excellent niveau-repère permet de placer la limite cartographique de base du Kimméridgien. Il s'agit d'un calcaire beige clair, micritique ou graveleux, riche en oncolites de taille variable (de 0,5 à 2 cm). Les bancs sont épais, massifs, jointifs. Un bel affleurement a été mis en évidence par les travaux de déviation de la RN 504 à Rossillon. Cette formation, connue sous le nom de « banc à momies principal », a été redéfinie par P. Bernier (1984) avec l'appellation de « calcaires d'Aranc ». Souvent elle est dolomitisée à sa partie supérieure ; cette dolomitisation peut être complète et remplacer totalement la structure originelle par une recristallisation plus ou moins fine.

j8. **Kimméridgien supérieur** (60-80 mètres). La série-type est la suivante, de bas en haut :

• les ***couches à céphalopodes :*** calcaires argileux fins, riches en oncoïdes rouille de petite taille, parfois à glauconie, admettant des intercalations plus marneuses et noduleuses. Cette formation, qui ne dépasse pas 5 m d'épaisseur, est souvent fossilifère : spongiaires, brachiopodes, ammonites de la zone à Divisum (*Lithacoceras* sp., *L. unicomptus, Garnierisphinctes semigarniera, Orthaspidoceras uhlandi, Taramelliceras compsum*) ;

• les ***calcaires à tubiphytes*** (= « calcaires de Tabalcon » ; Bernier, 1984). Ce sont 15 m environ de calcaires francs, micritiques, très clairs, plus ou moins bien stratifiés et sans intercalations marneuses. Certaines zones, massives, évoquent des constructions biohermales. Le foraminifère à test porcelané *Tubiphytes morronensis* est particulièrement abondant et se reconnaît aux petites taches blanches qu'il détermine dans la roche. Il est souvent associé à des spongiaires siliceux ;

• les ***calcaires récifaux et périrécifaux à polypiers.*** Les calcaires qui font suite ont en commun une teinte le plus souvent jaune ou très blanche et l'abondance d'îlots et zones recristallisées. Il s'y développe en plusieurs points d'importantes *constructions récifales à polypiers* (j8[2]) : au mont Cerf entre Rix et Dormieu, à la montagne de Sérémond au NNW de Virieu-le-Grand, dans la région de Chavoley, dans la montagne de Chamoise et au Sud de la montagne de Parves. Outre des polypiers variés mais toujours recristallisés, on y rencontre une faune récifale typique (stromatoporidés, dicératidés, lamellibranches).

Entre les zones construites (= calcaires construits de la Haute-Chaîne) divers faciès se juxtaposent : calcaires bio- et lithoclastiques, fausses oolites à ciment hyalin, calcaires sublithographiques à algues et foraminifères, calcaires en plaquettes.

Dans les monts de Marignieu une *dolomitisation* importante, banalisant les faciès, peut plus ou moins envahir cette partie du Kimméridgien et même les calcaires à tubiphytes : un figuré spécial la matérialise sur la carte (j8[1]) ;

• les ***calcaires lithographiques et calcaires en plaquettes bitumineux.*** Dans l'île Crémieu (Creys-et-Pusignieu) et dans le bas Bugey occidental (Cerin, Ordonnaz) le Kimméridgien supérieur se termine par les *calcaires lithographiques type Cerin* (j8[3]), ensemble d'une dizaine de mètres d'épaisseur montrant à la base des laminites fines à silex épais et traces bitumineuses, puis une succession de bancs minces (0,05 à 0,25 m) de calcaire clair à pâte très fine. La surface des bancs est souvent ondulée et soulignée de joints lamellaires jaune-roux.

La formation des calcaires lithographiques renferme des gisements fossilifères remarquables dont celui, mondialement connu, de Cerin. Découvert au siècle dernier lors de l'exploitation intensive de la pierre lithographique, il fait actuellement l'objet de fouilles paléoécologiques. Leur but est non seulement de dresser un inventaire complet des animaux et végétaux fossiles, mais surtout de les replacer dans leur contexte et de tenter ainsi une reconstitution des paysages de l'époque. La plupart des grands groupes d'organismes sont représentés. Les découvertes les plus spectaculaires concernent les végétaux terrestres, les poissons et les reptiles, très divers et de conservation remarquable. Les plus originales concernent les traces fossiles : pistes de tortues géantes et de dinosaures. On sait maintenant qu'il y a 140 millions d'années, le site de Cerin correspondait à une lagune tropicale qui s'asséchait périodiquement. Normalement habitée par des organismes marins, elle pouvait être parcourue, lorsqu'elle était à sec, par des animaux vivant sur les terres basses environnantes couvertes de végétaux. Un petit musée, installé depuis 1986 dans le village de Cerin, présente les principales découvertes faites sur le site des fouilles.

Les *calcaires en plaquettes bitumineux (type Saint-Champ)* (j8[4]), déjà présents à la base des calcaires de Cerin, se développent vers l'Ouest et remplacent latéralement le faciès lithographique. Connus près du lac d'Armailles où une ancienne carrière, maintenant comblée de détritus, avait livré quelques fossiles (dont *Cidaris carinifera, Zamites feneonis,* des aptychus), ils prennent une grande importance entre Marignieu et Saint-Champ – Chatonod et y ont été activement exploités pour le bitume à ciel ouvert et en galeries (entre le lac de Barterand et Marignieu où leur puissance atteint 25 mètres). Ce sont des calcaires fins, grisâtres, à toucher gras, organisés en bancs de quelques centimètres, avec parfois des galets silicifiés aplatis, séparés de lamines et de lits de bitume millimétriques. La faune et la flore contenues dans ces couches est variée : poissons, crustacés, lamellibranches, foraminifères, végétaux. Des ammonites y ont été récoltées, les datant de la zone à Beckeri du sommet du Kimméridgien : *Aspidoceras* cf. *polysarcum, A. microplum, Glochiceras* cf. *lens, Lytoceras* sp., *Perisphinctes subsetatus, Taramelliceras* sp.

Calcaires lithographiques et calcaires en plaquettes correspondent à un dépôt calme, confiné, d'arrière-récif, avec phases d'assèchement marquées par des cristallisations de gypse et de halite dans les faciès bitumineux, les oxydations d'émersion et les empreintes d'animaux terrestres à la surface des bancs lithographiques.

Ces faciès ont été distingués sur la carte mais la représentation n'est certainement pas exhaustive : J. Sigal, par exemple, signale le faciès Cerin au Buisson-aux-Loups (versant ouest de la cluse des Hôpitaux) et nous avons observé des niveaux finement lités à joints bitumineux à Béon en limite nord-est de la feuille.

Souvent il n'a pas été possible, à cause des mauvaises conditions d'affleurement, de l'insuffisance de coupes ou de leur inaccessibilité, d'établir des distinctions : le Kimméridgien supérieur, au-dessus des niveaux-repères à oncolites et dolomie, a alors été représenté par une teinte uniforme.

j9. **Portlandien. Calcaires à algues et nérinées, calcaires à tubulures, dolomies** (17 à 35 m). Le Portlandien correspond aux faciès décrit par P. Bernier (1984) sous le nom de « couches du Chailley » et de « tidalites de Vouglans ». Ce sont des calcaires variés, soit micritiques, soit graveleux ou pseudo-oolitiques, de teinte claire, où parfois abondent les nérinées.

Les microorganismes sont nombreux : foraminifères *(Everticyclammina virguliana, Nautiloculina oolithica, Trocholina alpina...)*, algues *(Campbelliella striata, Clypeina jurassica...)* ; les niveaux bioturbés (calcaires à tubulures), souvent en partie dolomitisés, et les marbrures, taches et veinules rougeâtres ou violacées, sont caractéristiques ainsi que les bancs de dolomies diverses : cristallines ou microcristallines, très dures, parfois perforées et vacuolaires, argileuses, pulvérulentes, en bancs minces ou en plaquettes blanchâtres.

Les limites du Portlandien, aussi bien à la base qu'au sommet, sont approximatives car les passages sont très progressifs. Une coupe récemment créée grâce aux travaux de creusement du canal au lieu-dit Lit-du - Roi à l'Est du lac de Bart, dans les niveaux supérieurs, illustre bien la difficulté d'établir une limite avec le Purbeckien.

j*P* **Portlandien : faciès purbeckien. Marnes, dolomies, calcaires fins à cailloux noirs** (15 m). Plus tendres, les terrains à faciès purbeckien déterminent une combe étroite entre les séries jurassiques et crétacées. Les affleurements en sont rares et discontinus mais leur présence a néanmoins été reconnue en de nombreux points, par ex. à l'Ouest d'Innimond, à l'Est du lac d'Ambléon au bord de la route montant du village, au Sud de Belmont-Luthézieu le long de la D8 entre les points cotés 266 et 333 (x = 858,43 ; y = 101,65), à l'Ouest de Contrevoz au bord de la route D 32 en direction du Préveyzieu (x = 853,97, y = 95,07). On les reconnaît encore en divers points des monts de Marignieu et de la montagne de Parves (Mulle, 1953).

Les faciès sont variés et démontrent une intrication complexe de dépôts marins, lagunaires et lacustres avec des influences continentales de plus en

plus marquées vers le sommet. Les plus courants et les plus caractéristiques sont des calcaires blancs à coprolites de crustacés *(Favreina)* ou à dasycladacées *(Clypeina)*, des brèches à cailloux noirs, des calcaires blanchâtres subcrayeux ou porcelanés à pseudomorphoses, des calcaires et marnes grises à *Chara*, des marnes vertes, des marnes dolomitiques et dolomies en petits bancs de teinte beige ou verdâtre.

n1 ; n2 ; n1-2. **Valanginien, plus localement Berriasien : deux barres calcaires séparées par un intervalle marneux** (épaisseur totale 70-100 m). Le premier ensemble distingué à la base du Crétacé correspond à deux grosses barres calcaires, séparées par une combe ou un talus boisé, qui se marquent très nettement dans le paysage. Ces barres peuvent elles-mêmes être subdivisées par de petites vires. On les observe très bien depuis la D 904 à la sortie nord de Virieu-le-Grand où elles forment le soubassement de la colline du communal de Belmont, à l'Est de la grande flexure de la forêt de Fays ; elles forment aussi la falaise franchie en cascade par le Séran à Cerveyrieu, en limite sud du Valromey.

• La ***barre calcaire inférieure*** (25-35 mètres), équivalent de la formation de Pierre-Châtel (Steinhauser et Lombard, 1969), est formée de bancs plus ou moins épais de calcaires micritiques, microgravelux ou graveleux, blancs, blanc taché de rouille ou jaune orangé. Les faciès graveleux peuvent être réguliers ou hétérométriques selon les niveaux. On y rencontre des fragments d'échinodermes et de lamellibranches, de très nombreux foraminifères (miliolidés, *Trocholina alpina, T. elongata,* lituolidés), des algues dasycladacées *(Actinoporella, Clypeina)*.

• L'***intervalle plus tendre*** (15-30 m), souvent masqué, consiste en calcaires rognoneux roussâtres à débris, en calcaires marneux et en marnes gréseuses. Ces couches sont à mettre en parallèle avec la formation de Vions (Steinhauser et Lombard, 1969) à ostracodes littoraux et d'eau douce et characées.

Selon N. Steinhauser et J. Charollais (1971), ces deux premières formations seraient d'âge berriasien moyen et supérieur (n1).

• La ***barre calcaire supérieure*** (30 à 50 m) constituerait le Valanginien (n2) au sens strict (= formations de la Chambotte et du Bourget). Les calcaires sont massifs, blanc-crème à roux, microgrenus à graveleux, beaucoup plus riches en macroorganismes ou en débris de ces organismes (bryozoaires, gros lamellibranches, fragments d'échinodermes, gastéropodes, polypiers), avec des foraminifères *(Pfenderina neocomiensis)*. De rares passées ou zones oolitiques peuvent s'observer à différents niveaux. Une carrière exploite ces calcaires supérieurs dans la montagne de Parves, au Rocheret. Vers le sommet, on y observe un biostrome à rudistes *(Monopleura)* dont la présence à ce niveau paraît assez constante. Au-dessus, quelques mètres de calcaires encriniques roux assez grossiers, en petits bancs, terminent la série valanginienne.

Signalons encore une bonne coupe de l'étage (description dans Guillaume, 1966) le long de la D 41 entre Belley et Saint-Germain-les-Paroisses, près du hameau de Bognens.

Les calcaires berriaso-valanginiens sont fortement karstifiés. Lorsqu'ils

développent des surfaces structurales, celles-ci sont lapiazées et presque totalement dénudées comme à Furlos au Sud-Ouest d'Artemare, beaucoup plus que celles du Jurassique ou de l'Urgonien, ce qui permet de les repérer sur les photographies aériennes, même si la couverture végétale encore clairsemée est en progression par suite d'une moindre activité pastorale.

n3. **Hauterivien. Marnes à intercalations calcairéo-gréseuses à glauconie, calcaires bioclastiques, calcaires roux siliceux,** (35-80 m). L'Hauterivien comprend deux parties : à la base, un talus principalement marneux, couvert de végétation et, au sommet, une falaise calcaire. Le talus est deux à trois fois plus épais que la falaise. Cette succession est bien visible dans la colline du communal de Belmont, déjà citée pour le Valanginien.

Le talus marneux est formé de marnes bleues avec des intercalations de calcaires variés, calcaires argileux glauconieux, calcaires roux riches en entroques, calcaires siliceux avec bancs ou nodules de silex noirs. Les affleurements sont restreints, limités aux ruisseaux et aux talus de route : ruisseaux du Groin (sous la ligne EDF), d'Arvière (en amont de Vaux-Morets vers le pont, cote 387), de Laval (au Nord d'Ameyzieu), route au Nord de Vaux-Morets, épingle de la D 105 au Nord de Talissieu. Les niveaux silicifiés sont visibles à Pugieu au carrefour des routes N 504 et D 31 et un peu au Sud de ce point, dans la montée de Chavillieu.

La faune des marnes hauteriviennes comprend des oursins *(Toxaster, Echinobrissus)*, des huîtres (*Exogyra couloni, Alectryonia* sp.), des spongiaires, des brachiopodes (térébratules).

Sur la feuille contiguë Saint-Rambert-en-Bugey (Enay, 1982), des ammonites récoltées dans la partie supérieure des marnes appartiennent au Valanginien terminal (zone à Callidiscus) et à l'Hauterivien de base (*Acanthodiscus* cf. *radiatus*). La limite cartographique ne correspond donc pas à la limite de l'étage. Il peut en être de même sur la feuille Belley mais aucune récolte d'ammonite n'en a jusqu'à maintenant apporté la preuve.

La falaise calcaire (15 m vers Belley, 30 m au communal de Belmont) est l'équivalent de la « pierre jaune de Neufchatel ». Elle montre une série de calcaires bioclastiques beiges, roux ou bicolores, spathiques, avec des niveaux gréseux et glauconieux. La glauconie, parfois très abondante, est le meilleur caractère de distinction sur le terrain.

Dans le Valromey, l'Hauterivien se termine par un niveau-repère blanchâtre à ***oolites*** régulières bien calibrées (n3[1]), souvent en relief à la cassure : on le voit bien à la source de Chongnes sur la commune de Vieu et il se retrouve dans le secteur de Belley, par exemple à l'Ouest du château de Beauregard au Sud d'Andert-et-Condon.

Dans la région orientale (monts de Marignieu, montagne de Parves), les calcaires hauteriviens deviennent au contraire plus massifs à leur sommet et les faciès passent progressivement à l'Urgonien typique.

n4-5. **Barrémo-Aptien à faciès urgonien. Calcaires bioclastiques, calcaires blancs à rudistes et polypiers** (50 m). C'est le dernier niveau du Crétacé subsistant dans cette région. Les terrains plus récents, s'ils se sont déposés, ont été érodés.

Dans le Valromey, seule la base du Barrémo-Aptien a été respectée par l'érosion. Ce n'est pas encore le faciès urgonien type mais des calcaires bioclastiques ou graveleux, parfois oolitiques, blancs le plus souvent, parfois d'aspect crayeux, en gros bancs. La différence entre ces calcaires et les derniers bancs hauteriviens, au-dessus du niveau-repère oolitique, n'est pas toujours très nette.

Le ruisseau de Laval, à l'Ouest de Chavornay, a creusé dans les terrains de la base de l'étage, juste en aval du pont de la route D 69e, une petite gorge malheureusement transformée en décharge ; en amont du pont, le pendage des couches étant à peu près égal à la pente du ruisseau, la coupe reste pratiquement en un même niveau. Le Barrémo-Aptien est moins érodé dans le secteur de Pugieu – Chazey-Bons – Andert-et-Condon. Le Furans l'entaille, entre Pugieu et Chazey-Bons, en un défilé pittoresque qui montre l'aspect massif des bancs.

Le faciès subrécifal urgonien à rudistes, oursins, pectinidés, existe à Andert-et-Condon, visible en particulier en x = 858,350 ; y = 93,030. Des polypiers ont été observés à Pugieu (les Brosses) et à Contrevoz (au-dessus de la route D 32b, sous la ligne électrique). A Pugieu (les Brosses) en rive droite du Furans, près du carrefour N 504 – D 31, une arche naturelle est creusée dans la falaise.

J. Sigal (1962 : p. 40) signale dans l'Urgonien la présence d'une microfaune « riche, en des niveaux par contre assez restreints : *Coskinolina maynci, C. sunnilandensis, Orbitolinopsis* sp., *O.* cf. *flandrini, Iraqia barremiana* ».

L'épaisseur résiduelle du Barrémo-aptien est d'environ 50 mètres à son maximum (falaises de Pugieu) ; l'épaisseur initiale aurait pu atteindre et dépasser même la centaine de mètres.

TERTIAIRE

g. **Oligocène (?). Marnes rougeâtres et conglomérats.** Des conglomérats visibles à l'Ouest d'Andert (en particulier bord de la D 83 : x = 858,100 ; y = 93,00) ont été attribués au Chattien sur la carte géologique Chambéry à 1/80 000. Ces conglomérats, très hétérométriques (éléments de très fins jusqu'à 0,80 m), sont formés de blocs et galets de calcaires divers et de silex dans une matrice argilo-gréseuse ou gréseuse grossière. S'y intercalent des niveaux de marnes sableuses gris roussâtre à petits galets, de marnes beiges à zones rosées, et de calcaires argileux, noduleux, d'aspect terreux. A l'exception des restes indéterminables d'un gastéropode dans la matrice du conglomérat, il n'a pas été trouvé de fossile dans ces niveaux. Les blocs (contrairement à ceux des conglomérats miocènes) ne sont pas perforés.

m. **Miocène. Sables blonds molassiques. Molasse grise argilo-sableuse** (> 40 m). Dans le Valromey, les affleurements marquent une continuité avec

ceux de la feuille Saint-Rambert. A l'Ouest de Munet, le Miocène est représenté par un grès grossier glauconieux. A Munet même, sous la croix, le faciès pourrait être confondu avec l'Hauterivien, comme cela a été fait sur la carte Nantua à 1/80 000 : on y rencontre en effet des bancs minces de calcaires gréseux bioclastiques à glauconie, mais des niveaux molassiques s'y intercalent.

A Saint-Martin-de-Bavel, une coupe intéressante (décrite par H. Douxami en 1898) peut s'étudier le long de la D 69 à partir de la cote 270. Elle montre à la base un ***conglomérat à galets calcaires perforés*** (m[1]) de trous de pholades. Au-dessus se développe une série molassique argilo-calcaire à zones gréseuses, parfois fortement micacée, de teinte grise à gris-bleu.

Cette molasse est très fossilifère : *Pecten praescabriusculus* très abondant, *P. subbenedictus, Echinolampas scutiformis,* diverses espèces d'huîtres *(Ostrea squarossa, O. crispata, O. burdigalensis, O. palliata),* des débris de balanes, des dents de poisson *(Lamna).* L'épaisseur visible est d'une quarantaine de mètres.

Dans le bassin de Belley, le remplissage miocène prend un développement considérable. La transgression sur l'Urgonien peut s'observer en un point au bord de la D 83a au Nord-Est d'Andert, juste en amont de l'épingle (x = 859,51 ; y = 93,05). Le conglomérat à gros blocs grossièrement arrondis et perforés, repose sur la surface irrégulière des calcaires urgoniens, eux-mêmes taraudés par des organismes lithophages. Localement, on voit une matrice gréso-glauconieuse cimenter le conglomérat. La suite de la série miocène est principalement constituée par un sable molassique blond, micacé, à îlots grésifiés, englobant localement des galets mous. Ces terrains affleurent en de nombreux points ; citons en particulier la montée vers Belley le long de la D 69 au Sud-Est de Thoys, un petit chemin gravissant la colline au Sud de Rothonod, le bord sud de la D 32 au niveau de Chazey. Deux sondages (l'un archivé sous le n° 8-3, de localisation imprécise n'a pas été reporté sur la carte ; l'autre, 8-15, situé dans la zone industrielle de Coron) ont montré un Miocène très épais, puisqu'à la profondeur respectivement de 124 m et de 115 m ils n'avaient pas atteint le mur de la molasse.

Au Nord de Magnieu, dans le talus de la D 107, des grès et dolomies glauconieux et des marnes dolomitiques à glauconie accompagnant des marno-calcaires riches en huîtres et en pectens, offrent un faciès particulier du Miocène.

Signalons enfin des lambeaux de conglomérat à éléments calcaires hétérométriques, à ciment gréseux, et des grès au fond de la dépression au Sud du lac d'Ambléon, qui sont attribués au Miocène, ainsi que de petits affleurements discontinus de molasse signalés par P. Baillot (1955) au SSE de Lhuis.

QUATERNAIRE

Würm

Pour les formations wurmiennes, les faciès étant identiques ou très semblables d'un « stade » ou d'une étape à l'autre, nous en ferons une description générale préalable, réservant détails et particularités locales pour les descriptions par subdivisions.

Moraines

Sur cette feuille, la moraine se présente le plus souvent sous le faciès de moraine de fond, cailloutis hétérométriques à éléments polygéniques anguleux, émoussés et roulés, avec ou sans blocs, emballés dans une matrice généralement très abondante (plus de la moitié du volume total) argilo-sablo-graveleuse, sans structure. Les éléments sont en grande majorité locaux (calcaires clairs du Jura), avec une faible proportion de roches alpines (calcaires sombres, cristallins divers, siliceux), et nombreux calcaires striés. La matrice, généralement très meuble, est parfois durcie par précipitation de calcaire lorsque son faciès est sablo-graveleux (arc de Millieu), mais non consolidée. Son aspect superficiel est « frais », exempt d'altération, même aux altitudes élevées (où apparaissent les concentrations maximales de blocs exogènes, comme à Saint-Martin – Lompnas, Innimond – Montpellas), sauf aux altitudes maximales où il doit s'agir de témoins morainiques anciens.

La moraine forme des placages plus ou moins continus et épais sur tous les reliefs à l'exception des plus élevés (Molard Dedon, 1 217 m) et des chaînons entre Rhône et cluse des Hôpitaux au Nord du bois de Cernay (ferme Janvais), bien que des traces morainiques paraissent exister sous Chantigneux (560 m) près d'Arandas, en bordure nord de la feuille. Par exemple, elle tapisse tout le versant ouest de la montagne de Gervais, à l'Est de Thézillieu, jusqu'à l'altitude 1 060 m. Plus haut ne se rencontrent plus que des cailloutis exotiques isolés (cristallins et siliceux) jusque près du sommet (1 125 m), probables résidus de moraine ancienne (Riss?). Dans l'ensellement entre le Molard Dedon et le Couard (1 151 m), une belle demi-forme arquée à concavité Sud-Est (1 075-1 100 m) évoque fortement un vallum morainique qu'aucun affleurement ne permet d'identifier. Cependant, de rares éléments siliceux et cristallins sur le versant externe, cote 1 090 m, indiquent que le glacier a bien atteint cette altitude. Leur matrice, argile sableuse rubéfiée et décarbonatée en surface (pas de coupe), est probablement un résidu de moraine ancienne.

Il existe peu de donnée sur les épaisseurs. Vu la topographie, la moraine paraît colmater les dépressions synclinales et ravins du Jura (Thézillieu, Prémillieu, Bénonces, Lompnas) sous une épaisseur relativement forte (décamétrique à pluridécamétrique), alors qu'aillleurs elle forme plutôt un manteau beaucoup plus mince (versants, collines molassiques du synclinal de Belley). Quelques sondages permettent de s'en faire une idée ponctuelle : plus de 20 m à Seillonaz (700-6-6), 8,40 m à Innimond (700-6-14), moins de 10 m à Belley (700-8-3 et 8-5). Elle peut aussi constituer des buttes escarpées et isolées de plusieurs dizaines de mètres de haut, absolument semblables aux buttes calcaires voisines, comme dans le secteur de Marlieu (Ouest du Rhône). C'est le cas de la butte du Réservoir (322 m) et du mont Bayange (308 m) où seul un forage a permis de reconnaître sa nature morainique sur plus de 40 m de profondeur. La caractéristique de cette moraine est donc son extrême irrégularité, tant de base que de surface, d'où résulte l'impossibilité de présumer de son épaisseur en l'absence de travaux de reconnaissance.

Six systèmes d'arcs morainiques très localisés, latéraux et frontaux (de langues latérales ou diffluentes), s'étagent sur les flancs du Jura entre

954 m (Innimond) et 427 m (Millieu). Ils peuvent être formés chacun d'un seul arc (ou demi-arc) ou de plusieurs. Ils traduisent une certaine stabilisation du glacier en cours d'abaissement et de retrait. D'après la reconstitution graphique des profils de la surface du glacier correspondant à ces formes, on a pu distinguer les deux « stades » d'extension glaciaire wurmiens : le « stade » de Béligneux (ou Würm « ancien »), auquel appartiennent les systèmes les plus élevés (Prémillieu, Thézillieu, Ordonnaz, Innimond, 950-800 m), et le « stade » de Lagnieu (moraines internes ou Würm « récent »), comprenant les cinq autres systèmes, dont le premier est celui du lac de Cerin (822 m). Ces cinq systèmes ne traduisent que des étapes de stabilisation du glacier en cours de retrait (aucun dépôt interstadiaire n'ayant été mis stratigraphiquement en évidence).

Alluvions glacio-lacustres

Des lacs de dimensions très variables ont accompagné les deux extensions glaciaires wurmiennes et leur retrait. Il en reste de nombreux témoins, certains très étendus et épais. Mais tous les épisodes ne sont pas représentés, n'ont pas été reconnus ou n'ont pu être attribués à une « étape » déterminée. Ces lacs se situaient soit en bordure du glacier contre les versants montagneux, soit dans des surcreusements (bassins de Malville, du Bourget), soit entre des masses de glace morte abandonnées dans les vallées par le glacier en récession (bassin de Belley).

Trois domaines d'occurrence de dépôts glacio-lacustres apparaissent :
- le domaine jurassien, où les lacs occupaient soit des vallées barrées par le glacier, soit des dépressions marginales ;
- la vallée du Rhône, où une terrasse glacio-lacustre accompagne l'étape de Lancin, et des dépôts de fond de lac remplissent le bassin de Malville ;
- la cluse des Hôpitaux, où un grand développement de formations deltaïques s'échelonne jusqu'au marais de Lavours. Il s'y adjoint le bassin de Belley, où un petit nombre de dépôts deltaïques résiduels bordent les vallées, et l'amont du système glacio-lacustre de Peyrieu (feuille La Tour-du-Pin).

Les faciès sont variables selon les dimensions du dépôt (extension et profondeur du lac) et la proximité des apports (torrents locaux, affluents fluvio-glaciaires, glacier). Ils passent d'argiles et silts lités de fond à des sables et graviers deltaïques puis à des cailloutis à blocs de surface, de composition pétrographique dépendant des apports.

Du point de vue de la chronostratigraphie relative, on a mis en relation ces formations avec les étapes glaciaires repérées autant qu'il a été possible : soit directement lorsque la liaison est évidente (Thézillieu, Lompnas), soit indirectement par corrélation graphique (GLya à GLyb4). Les dernières étapes (GLyb5 à 10), pour lesquelles aucun front morainique n'est matérialisé sur la carte, à l'exception de celui d'Artemare (GLyb9), ont été déterminées par la paléogéographie lacustre de la déglaciation de l'amont de la cluse des Hôpitaux et de la vallée du Rhône en aval de Virignin (feuille La Tour-du-Pin).

Alluvions fluvio-glaciaires

Cailloutis à galets rhodaniens (dominance absolue de calcaires, sombres alpins, clairs jurassiens, faible proportion de siliceux, quartz, quartzites, et de cristallins à l'état frais) plus ou moins enrichis de calcaires jurassiens selon leur environnement rocheux, grossiers et hétérométriques, à structures fluviatiles, liés aux extensions glaciaires et à leur retrait. Elles sont issues essentiellement du remaniement des moraines par les eaux de fusion, et se rencontrent dans quatre situations principales :

- dans les chenaux ou couloirs d'écoulement étroits issus d'une moraine frontale ou non, inscrits dans le tapis morainique, les dépôts glacio-lacustres ou le substratum ;
- en terrasses de dimensions réduites plaquées contre les versants, remplissant des couloirs préexistants ou couronnant des dépôts glacio-lacustres.

Ces deux situations se rencontrent dans la montagne jurassienne :

- au sommet de la grande terrasse de Malville ;
- dans les basses terrasses remplissant partiellement certaines vallées sèches de la dépression de Belley, ainsi que le fond alluvial de ces vallées, sous les dépôts superficiels récents.

Stade de Béligneux (Würm « ancien »)

Gya. **Moraines d'Innimond – Ordonnaz.** Quatre systèmes de moraines frontales peu étagées peuvent être rattachées à ce « stade », par ordre d'altitudes décroissantes, compte non tenu de leur éloignement du flux glaciaire principal :

- Innimond : 4 arcs frontaux bien constitués entre 954 et 900 m ;
- Prémillieu : 5 à 6 arcs frontaux plus ou moins développés entre 922 et 822 m ;
- Thézillieu : un beau demi-arc frontal à 847 m ;
- Ordonnaz : 6 à 7 arcs frontaux et latéraux de grande ampleur mais de faible hauteur, largement échelonnés sur un plateau subhorizontal d'altitude moyenne 800 m.

D'après leur position, il est très probable que ces systèmes appartiennent à une seule phase de stabilisation glaciaire du maximum d'extension wurmien.

GLya. **Formation glacio-lacustre de Thézillieu.** Seul dépôt lacustre lié à cette extension ancienne, il constitue une petite terrasse, cote 840 m, faisant face au demi-arc morainique gauche de Thézillieu, au milieu de moraines sans morphologie. Il s'agit d'un delta sablo-graveleux essentiellement calcaire, d'épaisseur apparemment décamétrique.

FGya. **Couloirs fluvio-glaciaires.** Il existe deux chenaux, issus des fronts morainiques de Thézillieu et d'Innimond, dont les alluvions ne sont pas connues, faute de sondages. Celles d'Innimond sont probablement minces car elles disparaissent rapidement vers l'aval où la plaine du Bief puis la combe d'Innimond, sont façonnées directement dans le substratum calcaire, sans autre couverture qu'une mince nappe de limons récents qui a disparu localement par soutirage karstique à l'emplacement de certaines

dolines, d'autres ne se signalant que par de petites dépressions circulaires en surface des limons.

Stade de Lagnieu (Würm « récent ») et étapes suivantes de retrait et de déglaciation

On n'a affecté de notation subdivisée qu'aux systèmes d'arcs morainiques bien constitués, les seuls repérés sur la carte, correspondant aux étapes de la déglaciation. La moraine sans morphologie est affectée de la notation compréhensive Gy car, à partir de Gyb, elle peut cumuler les deux « stades » soit par superposition soit par remaniement. On ne les a pas délimités par des contours, même tiretés, car ils ne sont morphologiquement exprimés qu'à leur emplacement même, qui est très réduit, la couverture morainique ne présentant ailleurs aucun critère de subdivision.

Etape 1 (maximum)

Gyb1. **Moraines de Cerin.** On ne peut lui rapporter que l'arc morainique frontal de Planchon (800 m), le plus élevé, qui ferme à l'Ouest le lac de Cerin (766 m), presqu'entièrement comblé, et celui de la Chapoux (773 m) fermant, en aval, le lac de Cerin et entourant la petite tourbière du Poisat (745 m), en amont.

Aucune formation glacio-lacustre ou fluvio-glaciaire n'accompagne cette deux première étape du Würm « récent. On peut cependant estimer que la sédimentation du fond du lac de Cerin et de la tourbière de Poisat a suivi immédiatement l'abandon des dépressions correspondantes par le glacier.

Etape 2 (Lompnas)

Gyb2. **Moraines de Lompnas.** Cette deuxième étape ne comporte que la moraine latérale de Lompnas (700 m), associée à un complexe glacio-lacustre et fluvio-glaciaire en aval.

Lors de ces deux étapes, si les corrélations sont exactes, le front du glacier stationnait dans l'amphithéâtre des moraines internes de Lagnieu, où il a laissé les deux arcs frontaux correspondants de Charveyron 1 et 2 (feuille Ambérieu).

GLyb2. **Formations glacio-lacustres de Lompnas.** Au Nord de la moraine latérale, un delta sablo-graveleux à pendage Nord est plaqué sur le versant, à l'altitude de 650 m. Sa surface n'est pas conservée et son épaisseur paraît faible (20 m) au-dessus de la terrasse fluvio-glaciaire du Pla-des-Clayes (614 m). Il s'est formé lorsque le glacier occupait le ravin de l'Arodin au-dessus d'Onglas. Au-dessus du village, le replat de la Teille (700 m) peut être un élément de terrasse glacio-lacustre (pas de coupe), marquant le sommet initial du remblaiement (épaisseur 20 à 40 m).

FGyb2. **Terrasse de Lompnas.** La moraine de Lompnas est relayée en aval par une terrasse fluvio-glaciaire (Pla-des-Clayes, 665-614 m) qui recoupe

le delta, et est elle-même recreusée par un chenal d'écoulement fluvio-glaciaire suspendu au-dessus du ravin de l'Arodin (épaisseur 15 à 25 m).

Etape 3 (Croix-de-Velisse)

Gyb3. **Moraines de la Croix-de-Vélisse.** Constituées par trois ou quatre arcs latéraux débordant du col du même nom (700-627 m), elles sont associées au complexe glacio-lacustre de Marchamp – Cerin. Leur épaisseur est indéterminée.

GLyb3. **Formations de Marchamp – Cerin.** Un delta graveleux est plaqué sur le versant entre Marchamp et Cerin, entre les altitudes 570 et 620 m où se dessine un replat. Des pendages convergents montrent que le lac correspondant était alimenté simultanément par ses deux extrémités, nord et sud. 1 km au Sud de Cerin, un forage mal repéré (700-6-15), cote 575 ou 585 m, a traversé 15,50 m de sables fins contenant un banc d'argile litée (1 m) et un niveau graveleux à blocs, sans toucher le substrat. Il s'agit vraisemblablement des dépôts de fond de lac dont le delta de Marchamp est le sommet. L'épaisseur totale du glacio-lacustre dépasserait ici 50 à 60 m.

Pour des raisons de profil glaciaire, on rapportera à cet épisode la base de la terrasse de Seillonaz (550 m) où des argiles à lits de graviers ont été reconnues sur 6,50 m au sondage 700-6-13, et les trois éléments de terrasse de Bénonces – Onglas, (450-500 m), dont seul l'inférieur offre une coupe d'alluvions deltaïques sablo-graveleuses sur une épaisseur visible décamétrique, qui couronnent l'épais colmatage morainique des ravins de Tréfonds et de l'Arodin.

FGyb3. **Terrasses de Cerin – Seillonnaz.** On a regroupé dans cette troisième étape et son retrait jusqu'à la quatrième, la totalité des alluvions fluvio-glaciaires qui s'étagent entre les formations de Lompnas (étape 2700 m) et celles de l'étape 4 de Lancin, beaucoup plus basses (Fontanille – Vérizieu, 275-265 m). Il s'agit soit de terrasses latérales isolées (Cerin, Seillonnaz, Millieu, Crept), soit de colmatages alluviaux en aval et de niveau supérieur à la terrasse de Malville (Porcieu-Amblagnieu). Entre 586 m et 225 m, elles couvrent une dénivellation beaucoup plus grande que celle des deux étapes précédentes (800 à 700 m) et des suivantes. Mais il est de fait qu'entre l'arc morainique interne de Lagnieu-Ville (étape 3) et le stationnement de Lancin, distants d'une vingtaine de kilomètres, aucune trace de stationnement glaciaire n'est visible malgré un relief favorable. Le retrait du glacier a donc été probablement continu, les terrasses latérales ne représentant alors que de brefs épisodes d'arrêt au cours de la décrue.

• Les ***terrasses de Cerin et Seillonnaz*** sont superposées aux dépôts glacio-lacustres précédents, aux altitudes respectives de 586 et 550 m. La terrasse de Cerin est fortement emboîtée dans le delta de Marchamp (35 à 40 m), et constituée d'un cailloutis très hétérométrique à matrice limoneuse de peu d'épaisseur (décamétrique au maximum), à surface très irrégulière. Beaucoup plus régulière, la terrasse de Seillonnaz ne montre aucune coupe mais, d'après le faciès très sableux des talus, la couche fluvio-gla-

ciaire est probablement mince (métrique à plurimétrique). Cette terrasse est recoupée par un joli chenal d'écoulement issu du col de Chosas, colmaté de moraine sans morphologie particulière.

• La ***terrasse de Millieu*** (436 m) colmate partiellement le sillon qui prolonge l'arc morainique du même nom (427 m, étape 4). Son épaisseur, inconnue, doit être d'une vingtaine de mètres au moins et son soubassement probablement glacio-lacustre. Elle a été fortement érodée par le chenal issu de l'arc morainique.

• La ***terrasse de Crept*** (364 m), en aval, est un simple replat tronquant l'épais colmatage morainique du ravin de la Brive au-dessus de Vérizieu, dont les alluvions sont probablement pelliculaires.

• Les ***alluvions de Porcieu-Amblagnieu*** se rencontrent dans deux anfractuosités du substratum au bois de Corniolay et à la Dangereuse, où elles constituent un alluvionnement de plus haut niveau que celui de la terrasse de Malville (225 m contre 215). La gravière de Corniolay en donne une bonne coupe, sur une hauteur visible de 12 m : à la base apparaît une moraine de fond argileuse sur 2 à 3 m (base inconnue), passant vers le haut à un cailloutis rhodanien très hétérométrique à petits blocs émoussés (maximum 0,50 m), mal lité (1-3 m) puis à un cailloutis beaucoup plus homométrique (maximum 0,10-0,15 m), bien lité en grands chenaux entrecroisés, à grandes lentilles sableuses d'épaisseur maximale métrique, à petits blocs arrondis présents à tous niveaux (6 à 8 m).

A la Dangereuse les alluvions grossières surmontent des argiles et sables glacio-lacustres. Des alluvions de même faciès sont plaquées à la base du versant de Sault-Brénaz (au moins 10 m).

Ces formations se sont déposées alors que le glacier occupait entièrement le bassin de Malville, car on ne les rencontre qu'en position marginale du stade.

Étape 4 (Lancin)

C'est la première étape distinguable sur cette feuille. A Lancin même, elle n'est pas marquée par des constructions morainiques mais par un système glacio-lacustre troué de dépressions fermées multiples (fusion de glaces mortes) à l'amont des terrasses fluvio-glaciaire de Fontanille et glacio-lacustre de Coréol, qui prouvent que le glacier y a stationné durablement. Lui appartiennent les petits arcs morainiques isolés de Poleyrieu – Chavanne et de Millieu, qui confirment le stationnement de Lancin.

Gyb4. **Moraines de Poleyrieu – Chavanne et de Millieu.** En aval de la terrasse de Coréol, l'arc de Poleyrieu – Chavanne (298 m) s'individualise au milieu du tapis morainique amorphe du plateau de Crémieu. En rive droite du Rhône, le magnifique arc latéral de Millieu (427 m) est le plus bas de ce versant du Bugey. Ces deux arcs dominent la moraine environnante d'une vingtaine de mètres et, s'il est possible que celui de Poleyrieu soit moins épais car le substratum affleure dessous, il est certain que celui de Millieu l'est davantage car logé dans un sillon du versant bugiste. Ne se

distinguant des moraines qui les entourent que par la morphologie, on ne les a pas limités cartographiquement par un contour qui n'aurait eu qu'une signification très locale.

GLyb4. **Formations de Malville et Coréol.** Elles se disposent dans deux bassins voisins mais très différents :
- dans le soubassement de la terrasse de Malville ;
- dans la terrasse de Coréol, en aval de Lancin.

Le lac de Malville, dégagé par le glacier se retirant des moraines internes de Lagnieu (stade 3), commence dès ce moment à se colmater par des dépôts de fond argileux alors que le lac de Coréol, beaucoup plus petit, ne s'individualise qu'au moment de la stabilisation du glacier à Lancin et se remplit entièrement alors. Le lac de Malville, beaucoup plus profond également, continue d'exister jusqu'à l'étape suivante d'Arandon pendant laquelle il se comble entièrement.

• **Soubassement de la terrasse de Malville.** En rive droite du Rhône, la terrasse de Dornieu, équivalente de celle de Malville en rive gauche, montre, sous 6 m de cailloutis grossiers à structure fluviatile, des graviers très sableux à bancs de sable, à litage légèrement oblique, d'apparence deltaïque.

La terrasse de Malville proprement dite (225 m) ne révèle son soubassement qu'en quelques gravières et sablières à l'aval (le Bayard, Bouvesse, lac Lavan), sur une faible épaisseur (6 à 8 m) et sous une couverture irrégulière (3 à 15 m) de galets à structure fluviatile : il s'agit surtout de sables, grossiers à fins, à lits ou lentilles graveleuses décimétriques à métriques, à litage variable, horizontal ou oblique, à faciès nettement lacustre (ou fluvio-lacustre), surmontant localement des argiles (Bouvesse). Mais il est surtout connu par les nombreux et profonds sondages de la centrale EDF, dont la lithostratigraphie synthétique est la suivante, de haut en bas (fig. 1) :
1. limons de surface : 0 à 1 m ;
2. cailloutis sableux supérieurs (nappe fluvio-glaciaire FGyb5) : 4 à 30 m (moyenne 16 m) ;
3. horizon intermédiaire sablo-graveleux : 4 à 30 m (moyenne 8 m), sommet du glacio-lacustre ;
4. sables jaunes à petits graviers disséminés ou en cordons : 15 à 26 m (moyenne 20 m) ;
5. sables gris à minces niveaux argileux : 0 à 20 (moyenne 14 m) ;
6. alternances sable – argile : 0 à 20 m (moyenne 6 m) ;
7. argile grise plus ou moins litée, à niveaux silteux ou sableux, et grosses lentilles locales argilo-caillouteuses ou graveleuses compactes, d'épaisseur métrique à plurimétrique : 20 à plus de 150 m. Un sondage a été poussé jusqu'à la cote 14,75 NGF, 190 m sous le niveau du Rhône, sans atteindre le substrat rocheux.

En rive droite, une coupe permanente (gravière de Buffières) et deux tranchées temporaires ont permis de constater le faciès lacustre de la base des cônes torrentiels de Serrières-de-Briord et des Granges.

A Buffières (WNW de Serrières), la gravière entame un cailloutis à galets hétérométriques calcaires, avec rares cristallins, matrice sableuse abondante et fort litage oblique vers le Nord (cote < 210 m).

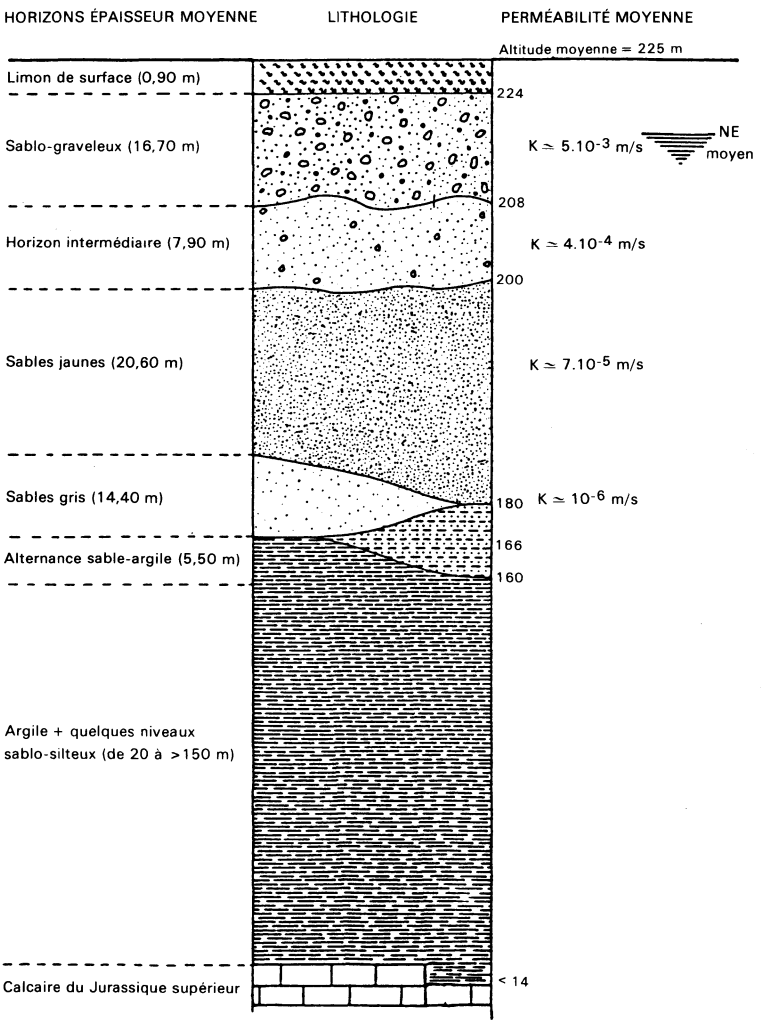


Fig. 1 - Site de Creys-Malville
Coupe lithologique type (Doc. EDF), 1985

Aux Grandes-Raies (bord du Rhône, Ouest de Serrières, alt. < 205 m) et au Nord de Briord (bord du Rhône, alt. id.), des tranchées CNR (Compagnie nationale du Rhône) ont montré des formations litées de graviers calcaires, sables et limons plus ou moins argileux alternant, à fort pendage Ouest, de type deltaïque. Ces deltas ont été vraisemblablement construits dans le lac par les torrents de la Perna et de la Brive, avant qu'ils ne déposent, longtemps après, les cônes de déjection superficiels.

Le bassin de Malville contient donc un épais complexe glacio-lacustre dont le fond inégal a été surcreusé par le glacier du Rhône largement au-dessous (au moins 180 m) du seuil rocheux de Sault-Brénaz où le fleuve coule sur les calcaires à la cote 194,75. Le niveau de ce lac, difficile à déterminer du fait du ravinement superficiel des dépôts lacustres, dépassait peut-être la cote 220 m au moment du comblement de l'amont (Dornieu). Il s'agissait de toute évidence d'un lac de barrage puisque son niveau dépassait largement le seuil de Sault-Brénaz, creusé en outre par deux profonds canyons (base en-dessous de la cote 152,81 pour le canyon ouest, le plus profond ; 42 m au moins sous le seuil, 90 m selon Enay, 1981) remplis par les mêmes sédiments lacustres (sondages CNR). Le barrage se trouvait donc à l'aval, peut-être au niveau des collines morainiques de Ruffieux qui obstruent partiellement la vallée entre la pointe nord du plateau de Crémieu et le système des moraines internes de Lagnieu (feuille Montluel). Une ceinture morainique continue pouvait barrer la vallée entre le Molard de Pissevieille (251 m) et le bois de Biaune (316 m), retenant le lac de Malville en amont, combinée ou non avec des lobes de glace morte.

• ***Terrasse glacio-lacustre de Coréol.*** De Lancin à Poleyrieu, une belle terrasse, peu pentée vers le Nord, s'inscrit légèrement en contre-bas de la terrasse de Fontanille à l'Ouest et d'une série de collines morainiques et calcaires à l'Est. Quelques anciennes gravières peu profondes montrent un matériel caillouto-sableux, bien trié et lavé en surface, sableux en profondeur, à litages obliques Nord, typiquement deltaïques. Il s'agit donc d'alluvions glacio-lacustres dont le dépôt s'est produit dans un lac dont la rive ouest était le rebord de la terrasse de Fontanille (feuille Montluel), les autres constituées par le glacier qui a laissé les arcs et collines morainiques de Poleyrieu et du bois de la Haute-Serve, plus les formations glacio-lacustres de Lancin (GLyb5) au Sud. L'épaisseur des dépôts n'est pas connue faute de sondages, mais elle doit être à la mesure des dimensions modestes du lac, et leur faciès s'affiner en profondeur avant de passer à la moraine argileuse.

FGyb4. **Terrasses de Fontanille et Vérizieu.** On les rencontre dans ces deux terrasses de part et d'autre de la terrasse de Malville. Elles se sont déposées en bordure du glacier occupant la plus grande partie du lac de Malville.

• ***Terrasse de Fontanille.*** Seule son extrémité amont apparaît, peu au-dessus de la terrasse glacio-lacustre GLyb4 de Lancin qu'elle domine d'environ 5 m. Sa constitution exacte n'est pas connue faute de coupe, non plus que son épaisseur. Elle s'est déposée alors que le glacier occupait l'emplacement de la terrasse de Lancin, et envoyait ses eaux de fonte marginales, par le couloir de Boulieu, dans le bassin de Charette (feuille Montluel).

• ***Terrasse de Vérizieu.*** Elle comporte deux éléments séparés par la ravin de la Brive, alt. 267 m. Ses alluvions paraissent surmonter directement le substratum sur une épaisseur de 15 à 20 m (sondage 700-5-5).

Étape 5 (Arandon)

FGyb5. **Terrasses de Bologne et Malville.** Aucun arc morainique ni formation glacio-lacustre de cette étape n'existe sur cette feuille, mais seulement les nappes fluvio-glaciaires de Bologne et de Malville.

• ***Nappe de Bologne.*** Elle constitue une terrasse qui borde le couloir de Lancin jusque vers Chavanne, dont la surface (250 m) est bien conservée surtout à la ferme de Bologne, en rive droite face à Lancin, où une ancienne gravière montre une alluvion à galets hétérométriques, très sableuse, bien litée, à structure perturbée par des plissements et cassures paraissant syngénétiques (glaci-tectonique). L'amont de cette terrasse est en effet morainique au-dessus d'Arandon. Son épaisseur est au moins décamétrique, et peut-être très irrégulière en fonction de la morphologie du substratum.

• ***Nappe de Malville.*** Elle forme une belle terrasse qui débute au débouché du défilé de Malarage, à l'altitude 227-228 m au village de Malville, domine le Rhône d'une vingtaine de mètres et se poursuit en continuité sur la rive gauche jusqu'à Montalieu – Vercieu (220 m). En aval il n'en subsiste que des éléments isolés au-dessus de Chamboud (211 m) et au lac Lavan (215 m). En rive droite n'en restent que des lambeaux étroits mais bien caractérisés à Dornieu – Flévieu (228 m), Buison (222 m), les Granges-de-Montagnieu (220 m), et à la petite butte résiduelle de la Chapelle-Saint-Léger (210-215 m). Elle se prolonge en amont par les deux grands couloirs alluviaux de Lancin (ou la Chogne ; Enay, 1981) et de Mépieu (ou du Brun ; id.) qui traversent méridiennement l'extrémité est du plateau de Crémieu. Tous ces éléments de rive gauche et de rive droite permettent de reconstituer une plaine alluviale ayant entièrement rempli le bassin de Malville, relativement pentée (228 m en amont, 215 en aval sur une quinzaine de kilomètres, soit 1 m/km), dans laquelle le Rhône s'est encaissé d'une vingtaine de mètres.

La nappe alluviale qui surmonte les dépôts glacio-lacustres est un cailloutis rhodanien hétérométrique de calibre moyen inférieur à 0,10 m, contenant localement de gros galets (jusqu'à 0,45 m), sans blocs, noyé dans une matrice de sables grossiers graveleux pouvant former des bancs ou lentilles de grand développement mais peu épais. Le faciès est variable, comme l'épaisseur : relativement grossier aux gravières de Dornieu ou du Bayard, au débouché du Rhône et du couloir de Lancin, il est plus fin (moyenne 0,05-0,06 m) à la coupe de la centrale EDF, au débouché du chenal secondaire de Mépieu, à Buison et à la cimenterie de Bouvesse en aval. Rive droite, la nappe s'enrichit en calcaires jurassiens au point d'en être entièrement constituée dans la partie superficielle observable (5-6 m) de la terrasse des Granges-de-Montagnieu. A la Chapelle-Saint-Léger le cailloutis est irrégulièrement cimenté en bancs sur une épaisseur de quelques mètres, alors qu'il ne l'est pas ailleurs.

Son épaisseur est très variable, suggérant un ravinement des dépôts lacustres sous-jacents, mais non visible dans les quelques coupes observables : en moyenne 16 m à la centrale EDF (4 à 30 m d'après les sondages), 6 m à Dornieu comme au Bayard où existent des faciès morainiques intercalés, 2 m à Bouvesse. Dans le couloir de Mépieu, la grande gravière de Champdieu entame la tranche supérieure des alluvions sur 4 à 5 m (épaisseur inconnue), constituée de deux couches superposées d'épaisseurs subégales : une inférieure, grossière, hétérométrique, à litages entrecroisés frustes ; une supérieure, moins grossière et hétérométrique, à litage net faiblement oblique vers le Rhône et à matrice localement vacuolaire.

Étape 6 (Morestel)

On ne peut lui rapporter, sur cette feuille, que des niveaux d'érosion dans la terrasse de Malville et ses dépendances.

FGyb6. **Couloirs de Lancin et Mépieu.** La nappe fluvio-glaciaire de Bologne – Malville a été recreusée par les eaux de fonte du lobe de glace résiduel de la Save, isolé du glacier stationnant sur la bordure interne du massif de Creys – Pusigneu (moraines de Morestel, feuille La Tour-du-Pin). Ainsi se sont constitués les chenaux de Lancin et de Mépieu qui débouchent au-dessus du Rhône, légèrement en contre-bas de la terrasse de Malville où ils rejoignaient le fleuve en cours d'encaissement dans cette terrasse. Il s'agit donc de formes d'érosion comprenant plusieurs niveaux davantage étagés en amont qu'en aval, et non de dépôt. Ils n'en témoignent pas moins d'un stationnement glaciaire bien matérialisé par les moraines frontales de Morestel. Le chenal de Mépieu est resté sec alors que celui de Lancin s'est colmaté de vastes dépôts palustres.

Il n'existe aucune donnée sur le remplissage du couloir fluvio-glaciaire contemporain d'Ambléon, à l'Ouest de Belley, colmaté en surface par des limons et cônes torrentiels latéraux récents. Mais l'épaisseur des alluvions doit y être faible.

Étape 7 (Virieu)

Cette étape est marquée par le décollement du glacier de la bordure interne du massif de Creys – Pusigneu, de sorte que deux petits lacs indépendants se constituent, l'un dans l'amont du défilé de Malarage (Rix), l'autre en bordure du massif (Saint-Victor-de-Morestel), mais surtout par sa scission en amont de la cluse des Hôpitaux, avec abandon d'une masse de glace morte dans la cluse. L'espace ainsi libéré se transforme en lac (Virieu). L'abaissement du niveau du glacier libère aussi les deux vallées du Séran et de l'Arvière qui contiennent les lacs du Valromey. Elle est donc représentée essentiellement par des formations glacio-lacustres.

GLyb7. **Formations de Virieu.** Elles sont représentrées par les formations suivantes :

• **Delta du Golet du Tilleul.** Le sillon du Golet, à l'Ouest de Rix, est partiellement occupé par un cailloutis grossier à litages fortement pentés vers l'Est (amont), visible sur une hauteur de 1,50 m, cote 235 m. C'est un delta

nourri par un courant provenant de l'aval, par le col du Golet (228 m), probablement issu d'un culot de glace morte abondonné par le retrait du glacier dans la dépression du Champègne entre le mont Tournier et le mont Cerf.

• **Sables de Saint-Victor-de-Morestel.** La face interne du massif de Creys – Pusigneu montre un grand développement de sables au-dessous de la cote 240 m, surtout entre Saint-Victor et le Grand-Gouvoux (feuille La Tour-du-Pin), qui débordent sur la feuille Belley au Sud-est de l'étang du Chêne. Ici, il ne s'agit que de placages d'épaisseur très variable sur le proche substratum.

• ***Formation glacio-lacustre de Virieu – Contrevoz.*** Au-dessus de Virieu-le-Grand une série de petits plateaux isolés d'altitude comparable, séparés par de profonds ravinements, sont plaqués contre le versant. Le mieux conservé, Claire-Fontaine, forme une terrasse de cote 375 m dont le soubassement est un complexe glacio-lacustre dont l'épaisseur atteint ou dépasse la centaine de mètres, car il peut se poursuivre sous le fond de vallée récent (277 m). Il comprend de haut en bas :
- une couche de galets rhodaniens superficiels ;
- une couche d'énormes blocs calcaires plurimétriques, roulés ou non ;
- des cailloutis rhodaniens hétérométriques à fort litage oblique (delta) ;
- des argiles litées horizontales (dépôt de fond de lac).

Cette coupe du ravin de l'Arène n'intéresse que la moitié supérieure, l'inférieure ne montrant aucun affleurement.

Deux kilomètres au Sud, la butte 336 de Chavrolet, au Nord de Pugieu, est constituée par une alternance de silts et sables en petits bancs décimétriques à métriques, intercalés de galets et graviers en bancs métriques bien lités soit horizontalement, soit obliquement (pendage Sud-Ouest), avec blocs épars généralement calcaires.

Enfin, au Nord de Contrevoz, le grand plateau du Coin (369 m) est une masse de sédiments d'une puissance supérieure à 100 m (fond de vallée à 250 m). La gravière des Genaudes (355-325 m) montre des bancs sableux horizontaux à la base surmontés par les galets rhodaniens hétérométriques à blocs, à fort pendage oblique Sud-Est. Dans le ravin de la cascade du Dard, par contre, les cailloutis à litage oblique, cote 335-320, sont à pendage Ouest (en direction de la cluse). Des sables apparaissent encore dans la butte du Curson (290-280 m), et la base du plateau montre de nouveau des cailloutis, cote 260-250 m, à l'Ouest de Pugieu.

Ce plateau est donc formé par une alternance de sables et de cailloutis deltaïques à nombreux blocs erratiques attestant son origine glacio-lacustre, caractère confirmé par de grandes dépressions fermées en surface (trou de l'Eau, trou du Coin, Conand), dont la plus profonde atteint une soixantaine de mètres.

Ces épais dépôts et leurs annexes permettent de reconstituer un colmatage de la vallée d'altitude initiale comprise entre 369 et 375 m, entre les rétrécissements de Rossillon et de Virieu. Mais il n'est pas sûr que le colmatage ait été général. Les dépressions non drainées du lac de Pugieu, de

la Grande-Blachère, et même le Grand-Marais de Pugieu, sont probablement des vides originels, occupés initialement par des masses de glace morte à l'instar des « trous » du plateau du Coin. La cluse de Rossillon ne montrant aucun autre dépôt que des éboulis et des alluvions de fond de vallée, constitue également un vide initialement rempli de glace morte, alors que le glacier stationnait au niveau du défilé de Virieu. Le lac de Virieu–Contrevoz était donc contenu par des glaces qui occupaient aussi la vallée du Furans, seule issue vers le Sud.

• ***Formation glacio-lacustre de Vieu.*** Les basses vallées du Séran et de l'Arvière au-dessus d'Artemare (Valromey) montrent des sables à niveaux de galets entre les cotes 400 et 464 (Séran) et 370-390 m (Arvière), témoins de deux lacs barrés par le glacier du Rhône à l'étape de Virieu, dont le niveau sommital n'a pas été conservé.

• ***Couloir fluvio-glaciaire de Colomieu.*** Doublant à l'Est celui d'Ambléon, le couloir de Colomieu débute plus au Sud et plus bas, au col du Creux-de-Vaux (Ouest de Montbreyzieu, 370 m) sur le plateau de Contrevoz , et rejoint le premier dans le couloir commun du Gland (feuille La Tour-du-Pin). Il a recueilli les eaux de fonte de la marge droite du glacier. Son remplissage est partiellement connu par le sondage 7-3 au Nord de Colomieu, qui n'a pas atteint le substrat à la profondeur de 11,50 m. Sous une couche limoneuse superficielle de 4,70 m, graveleuse à la base, les 6,70 m suivants sont constitués par des galets, graviers et sables sans plus de précision.

Etape 8 (Massignieu)

Au cours de son retrait vers l'Est, le glacier du Rhône se stabilise momentanément au niveau d'Artemare, de sorte qu'entre son front et le défilé de Virieu un lac s'établit, vers l'altitude 310 m, le lac de Massignieu. Un autre, plus petit occupait l'anfractuosité de Grange-du-Murat, dans les collines de Saint-Martin-de-Bavel, entre le glacier et le lobe de Pugieu – Chazey. Enfin, tout à l'aval, les lacs de Rix et de Saint-Victor se sont rejoints en s'abaissant et s'élargissant, préfigurant le lac du Bouchage de l'étape suivante. Comme l'étape précédente, cette huitième étape de retrait n'est représentée que par des dépôts glacio-lacustres.

GLyb8. **Formations de Grange-du-Murat – Massignieu.** On distingue les terrasses suivantes :

• ***Terrasse de Grange-du-Murat*** (325 m). C'est un petit plateau de cailloutis deltaïques à surface bien conservée, logé dans une anfractuosité du massif calcaire de Saint-Martin-de-Bavel, d'épaisseur supérieure à 20 m, 50 m en contre-bas de la terrasse de Virieu.

• ***Terrasse de Massignieu*** (307 m). Elle remplit entièrement l'extrémité ouest de la dépression du marais de Lavours entre le Jura et la butte calcaire du Fierlos (323 m). La surface initiale de dépôt (Pettevin, 307 m) est recreusée par un large couloir d'érosion horizontal (les Curtaires, 295 m). Sa constitution est connue par une gravière profonde d'une vingtaine de mètres depuis la surface initiale et par un sondage de 19 m (700-4-14).

Elle est de haut en bas :
- galets très hétérométriques à blocs arrondis, litage horizontal, épaisseur plurimétrique ;
- galets et graviers à matrice sablo-limoneuse (boueuse), blocs épars, quelques calcaires striés, de calibre décroissant vers le bas, à très bon litage oblique Sud-Ouest. Epaisseur décamétrique ;
- silts gris-beige plus ou moins sableux et argileux, bien lités horizontalement. Epaisseur visible décamétrique (fond vers la cote 285).

Le sondage (sol à 300 m) donne une coupe équivalente jusque vers 287 m, puis traverse une couche caillouteuse jusqu'à 283 m avant d'atteindre des sables grésifiés (base à 281 m) pouvant représenter le substrat molassique. L'épaisseur serait ici de 26 m.

• ***Terrasse de Rix.*** Le lac de Rix ne se manifeste plus que par la petite terrasse d'altitude 220 m sur laquelle le village est bâti. Elle ne montre aucune coupe si ce n'est un matériel sablo-graveleux à galets en surface. De l'autre côté du Rhône, un matériel semblable de même niveau remplit une petite dépression du massif de Creys, au Sud de la butte de Quincieu. L'épaisseur de cette formation n'est pas connue mais la terrasse de Rix domine d'une quinzaine de mètres la plaine alluviale du Rhône, et son soubassement peut se poursuivre en-dessous.

Étape 9 (Artemare)

Le glacier reculant toujours vers l'Est en se réduisant, un nouveau lac s'établit au niveau d'Artemare, une cinquantaine de mètres plus bas que le lac précédent de Massignieu entièrement comblé lors de l'étape précédente. Au Sud de Belley, le lac de Virignin, retenu en aval par le gros lobe de glace morte du Bouchage, remonte dans la basse vallée de l'Ousson partiellement libérée des glaces tandis que tout le secteur à l'aval s'est encore abaissé et agrandi pour devenir le lac du Bouchage. Les dépôts de cette dernière étape locale de retrait seront donc essentiellement glaciolacustres, mais aussi morainiques car un témoin du barrage glaciaire subsiste à l'Est d'Artemare.

Gyb9. **Moraine de Marlieu.** La butte qui dépasse légèrement de la surface du marais de Lavours, immédiatement à l'Est d'Artemare, est un dépôt morainique comme l'a montré une coupe temporaire au niveau du cimetière d'Ameyzieu, et que confirme la petite dépression marécageuse qui en creuse la surface, la léchère de Sur-le-Lac. Cette morphologie indique plutôt un bouchon de moraine de fond qu'une moraine frontale classique. Il n'en demeure pas moins qu'elle marque le dernier stationnement du front glaciaire sur cette feuille, aucun autre dépôt ne lui faisant suite vers l'amont (val du Bourget) où le glacier s'est ensuite retiré.

GLyb9. **Formation d'Artemare.** La petite ville d'Artemare est bâtie sur une terrasse plane et horizontale d'altitude 255 m (50 m en contre-bas de celle de Massignieu), dominant d'une quinzaine de mètres le fond alluvial correspondant au marais de Lavours à l'Est. Les anciennes gravières éboulées qui entament son rebord permettent seulement de constater qu'il s'agit de

galets rhodaniens à matrice sableuse. Au Sud, lui correspond la terrasse de Tornaval qui obstrue l'extrémité est du couloir de Virieu. On peut estimer qu'il s'agit d'un dépôt glacio-lacustre plutôt que fluvio-glaciaire pour les raisons suivantes :

- son extension limitée, sans prolongement vers l'Est en direction du val du Bourget ;
- la présence, à l'Est, de la butte morainique surbaissée de Marlieu (240 m), émergeant à peine de la surface du marais, creusée d'une dépression fermée originelle (Sur-le-Lac), qui marque probablement l'emplacement du front glaciaire rhodanien correspondant. En effet, cette terrasse n'a pu se déposer que dans un lac contenu par le glacier et dont le niveau ne pouvait dépasser le seuil de Virieu (265 m) à l'Ouest.

Le soubassement de cette terrasse n'est pas connu. Un seul sondage (700-4-4), dans le fond alluvial (station de pompage de Cerveyrieu, alt. 250 m), donne une coupe fort imprécise de 25 m (substrat non atteint) : « Ensemble de galets et graviers, marnes (250-240 m) recouvrant des galets et graviers propres (240-225 m) ». Comme il n'est guère vraisemblable qu'il s'agisse d'alluvions locales (le Séran débouche par une cascade de plus de cent mètres et le Groin par une résurgence), il est probable que ce sont les alluvions profondes de la terrasse d'Artemare, qui auraient donc un faciès deltaïque. Cette terrasse, qui occupait initialement toute la largeur de la vallée, a été fortement ravinée par les cours d'eau locaux à une époque où le niveau du lac du Bourget était plus bas.

• ***Terrasse de Virignin.*** En limite sud-est de la feuille, la terrasse de Virignin (230 m) montre, dans plusieurs gravières abandonnées, des alluvions à galets très sableuses sur une épaisseur de 6 à 8 m. Des forages CNR (700-8-8 et 8-9) sur la terrasse FGyb10 de l'Ousson, légèrement encaissée, ont traversé, sous une couche d'alluvions grossières de 6 à 12 m d'épaisseur, des sables puis des argiles reposant sur la molasse atteinte entre 13,70 et 18,20 m de profondeur, soubassement lacustre de la terrasse deltaïque de Virignin. Lui correspond peut-être l'éperon alluvial de cote 230 m au Sud de la butte molassique des Ecassas.

On a rattaché à un glacio-lacustre de cette neuvième étape le colmatage graveleux de la Vouarde, couloir étroit entre le Jura et la butte de Pugieu au Nord du lac de Virieu, qui n'a pu se mettre en place qu'en fin de fusion du lobe de glace de Pugieu entre des culots de glace morte résiduels occupant les actuelles dépressions du lac de Virieu et du Grand-Marais.

• ***Lac du Bouchage.*** Aucun dépôt correspondant à ce lac n'existe sur cette feuille à l'affleurement. Le glacier s'étant réduit vers l'amont et le lac élargi et approfondi, les sédiments correspondants se sont déposés au fond (argiles, sables) et sont aujourd'hui recouverts par les alluvions fluviatiles et torrentielles de la basse plaine du Rhône.

Étape 10 (Chazey)

Cette dizième étape voit la disparition complète du glacier dans les limites de la feuille Belley, où ne subsistent que des lobes et loupes de gla-

ce morte occupant la vallée de Chazey et les dépressions des lacs de Bart et de Barterand. La fusion glaciaire au cours du retrait de l'étape 9 a permis l'alluvionnement des vallées du Furans et de l'Ousson, qui a contribué au colmatage partiel du lac de Virignin au Sud (feuille La Tour-du-Pin).

GLyb10. **Résidus glacio-lacustres du couloir de Chazey et des lacs de Bart et Barterand.** Entre Chazey-Bons et Mont-Choisi, le versant est de la vallée de l'Ousson est frangé, jusque vers la cote 260 m, par une formation à cailloutis émoussés, galets et blocs essentiellement calcaires, avec rares galets siliceux et cristallins frais, à fort litage oblique Sud, localement fortement cimentée.

Le couloir de Chazey, à surface horizontale étagée entre Furans et Ousson (257 m contre 236), est rempli par un cailloutis à petits graviers lités à pendage Sud-Est, fortement cimenté.

Nous avons rapporté ces deux derniers dépôts à un deltaïque glacio-lacustre pour des raisons de faciès mais surtout de morphologie et de structure, une confusion pouvant se faire avec la molasse caillouteuse dont on n'a guère d'exemple sur la feuille. Leur placage s'expliquerait par une sédimentation dans d'étroites dépressions lacustres entre versants et glaces mortes occupant le milieu des couloirs.

On peut rattacher à ce dernier épisode glacio-lacustre les formations périphériques du lac de Bart et du Nord de Coron, essentiellement des sables plus ou moins graveleux superficiels passant latéralement et vers le bas à des argiles. On n'en connaît l'épaisseur minimale (20 m) que dans le seuil médian entre Bart et marais de Coron (sondages CNR). Ces sédiments fins se sont déposés à partir du moment où deux loupes de glace morte se sont individualisées sur l'emplacement des dépressions précitées.

Il est possible que la butte boisée d'altitude maximale 354 m, limitant au Sud la dépression palustre de Barterand (Saint-Champ) et notée Gy, soit constituée par un dépôt glacio-lacustre (GLyb9). H. Douxami (1898) dit qu'« elle est formée par des alluvions anciennes à stratification inclinée plongeant vers le lac ».

FGyb10. **Terrasses du Furans et de l'Ousson (Thoys).** Les terrasses d'alluvions fluvio-glaciaires n'existent que dans l'aval des deux vallées du Furans et de l'Ousson au Sud de Chazey, alors que le couloir de Chazey-Bons et l'amont ne montrent que des dépôts glacio-lacustres latéraux. Cela suggère fortement qu'elles résultent d'eaux de fonte de glaces occupant le couloir de Chazey-Bons, comme la coupe de Terre-du-Ga, tout à l'amont de la terrasse de Thoys et montrant un faciès fluvio-glaciaire très grossier à nombreux blocs, tend à le confirmer. Puis les résidus de glace finissant de fondre, leurs eaux se sont encaissées, mettant faiblement en relief la nappe fluvio-glaciaire (terrasses de Thoys, des Ecassas), et laissant au fond des vallées un tapis de cailloutis grossiers. L'épaisseur n'est connue que localement, par sondages. Aucune donnée n'existe pour la terrasse de Thoys et la basse vallée du Furans ; un sondage pour le couloir de Chazey-Bons. Par contre, l'Ousson a été reconnu par la CNR pour l'aménagement

de Belley. Le plancher rocheux et molassique est généralement peu profond (quelques mètres) sauf dans certains secteurs surcreusés remplis d'argiles, sables et graviers lacustres : 6 m au BYR 175 (CNR) au Sud des Ecassas, 8 m au 700 8-8 au Sud des Champagnes. La nappe fluvio-glaciaire de fond de vallée est toujours mince (1 m au 700-8-11 de Chazey-Bons), et recouverte de dépôts récents plus fins pouvant être épais (4,10 m au même sondage).

GLyb. **Alluvions glacio-lacustres de niveau indéterminé.** A l'Ouest de Belley, certains couloirs et anfractuosités du substratum montrent localement des colmatages alluviaux grossiers qui ne peuvent être que deltaïques, probablement plus nombreux qu'il n'est indiqué sur la carte par suite de la rareté des affleurements. Ainsi, au Sud d'Ambléon, le couloir de Crapéou contient un cailloutis presqu'entièrement calcaire, à petits blocs émoussés et matrice sableuse, bien lité obliquement vers le Sud-Est, visible sur 5 à 6 m (alt. 390 m). A l'Est du lac d'Armaille (320 m) et à Andert (250 m), leur structure ne peut être observée. Ce sont des dépôts de déglaciation que leur position morphologique situe entre les étapes 5 et 10.

Fyc ; Jyc. **Très basse terrasse fluviatile du Rhône et cônes torrentiels correspondants.** En contre-bas de la terrasse de Malville s'étalent trois grands cônes de déjection issus du Jura, à Villebois, Serrières-de-Briord et les Granges-de-Montagnieu. Ils semblent se poursuivre en aval par un bas niveau de terrasse dominant la plaine alluviale du Rhône de quelques mètres entre la butte de Saint-Léger et le versant, et en aval de Villebois. Ils sont indépendants des formations de Malville dont ils sont séparés par un creusement d'une vingtaine de mètres, et n'ont aucune relation, directe ou indirecte, avec le glacier. Ces cônes sont fossiles car entaillés d'une part par la basse plaine alluviale rhodanienne qu'ils dominent de 5 à 10 m en aval mais dans laquelle ils semblent se fondre en amont (Briord), d'autre part par leurs torrents respectifs (Rhéby, Perna, Brive). Ils sont constitués uniquement par des cailloutis calcaires locaux grossiers, hétérométriques, émoussés à arrondis, à matrice limono-graveleuse claire. Minces en aval (5 m environ), ils s'épaississent en amont (13 m au sondage 700-5-15 de Serrières-de-Briord, 16 m au 700-1-9 de Villebois) et atteignent probablement plus de 20 m à leur racine. Ils surmontent les dépôts glacio-lacustres de Malville, fins (Briord) ou grossiers (delta de Buffières). Aucune terrasse ne les prolonge en amont, à moins que la plaine alluviale du Rhône, ici étroite, ne leur soit contemporaine, par effet de barrage au niveau des Granges-de-Montagnieu. Aucune donnée chronologique ne permet de connaître leur âge, probablement fini-wurmien.

Post-Würm. Complexe des alluvions de fonds de vallées et des formations de versants

Alluvions de fonds de vallées et formations de versants ont un grand développement sur cette feuille. Les premières, surtout dans la moitié est où le relief structural s'abaisse, et où l'action érosive du glacier a été la plus forte de ce fait mais aussi de par sa position plus amont : profond surcreusement du val du Bourget et de son appendice occidental du marais de Lavours, approfondissement des nombreuses vallées préexistantes (dépres-

sion de Belley, cluse des Hôpitaux), alors qu'à l'Ouest seule la vallée du Rhône a été soumise à un alluvionnement récent notable. Il s'y ajoute les dépôts marécageux superficiels des vallées mortes (ou presque), à faible pente, du secteur de Belley ainsi que les dépôts lacustres et/ou palustres des dépressions glaciaires. Les secondes concernent essentiellement les versants jurassiens, qui en sont partout plus ou moins couverts, notamment de colluvions, du fait de la grande extension des placages morainiques et de l'affleurement de formations du substrat à composante argileuse importante.

Les éboulis divers sont plus localisés à la base des corniches calcaires, notamment le long de la cluse des Hôpitaux et du Rhône, alors que les mouvements de masse sont peu nombreux et peu étendus.

Alluvions de fonds de vallées

Lz. **Dépôts lacustres.** Les dépôts lacustres récents, postérieurs au retrait du glacier et à la fusion des dernières loupes de glace morte, sont très répandus et apparaissent selon deux modalités :
– dans et autour des *lacs résiduels*, qui sont nombreux tant dans la dépression de Belley (Bart, Barterand, etc.), le Jura (Ambléon, Millieu), que dans la cluse des Hôpitaux et le plateau de Crémieu. Ce sont tous des lacs de surcreusement ou de dépressions morainiques, initialement plus étendus, sauf ceux des Hôpitaux barrés par des éboulements ;
– sous les dépressions marécageuses qui apparaissent dans les mêmes conditions et sont souvent des *lacs comblés*, dont l'exemple principal est le diverticule ouest du marais de Lavours. On n'en connaît réellement qu'un petit nombre, uniquement par sondages.

• ***Lacs résiduels.*** Tous possèdent des dépôts lacustres, ne serait-ce que de fond. Nous ne décrirons ici que les lithostratigraphies connues, essentiellement par sondages.

Lac de Bart : au niveau de Belley, ce petit lac de 250 m de long est le résidu d'une dépression lacustre beaucoup plus vaste s'étendant du seuil rocheux du Lit-du-Roi à l'Est (250 m) à la basse terrasse de Coron (233 m) à l'Ouest, sur 3 km. C'est une dépression double, marais de Coron à l'Ouest, lac de Bart à l'Est, séparés par un seuil alluvial médian les dépassant de 2 m seulement. Elle a été reconnue superficiellement par les sondages de l'aménagement CNR de Belley, dont le plus profond ne dépasse pas 25,80 m, et dont aucun n'a atteint le substratum. La tranche reconnue du remplissage comprend, de bas en haut :
– des argiles à galets repérées seulement en trois points, probablement glaciolacustres ;
– des argiles et silts lités. Les sédiments argileux sont plus étendus et de niveau plus élevé dans la dépression de Coron que dans celle de Bart ;
– des sables ;
– des sables graveleux ;
– des graviers, qui apparaissent surtout aux extrémités et dans le seuil médian ;
– des craies lacustres repérées seulement dans les tranchées du canal (non mentionnées dans les sondages bien que leur présence doive être générale

sous la tourbe), d'épaisseur inconnue mais variable et supérieure à 1 m.

Ces dépôts glacio-lacustres et lacustres, d'une épaisseur cumulée maximale de 30 m entre les cotes 210 et 240 m (25 m sur une même verticale au BYR 138 du marais de Coron), sont recouverts, dans les dépressions, par des sédiments palustres limoneux (susceptibles d'avoir été confondus avec les craies dans les sondages) et tourbeux.

Au lac de Bart, les 0,45 m de craie sous-jacente à la tourbe appartiennent au Préboréal et au début du Boréal (Richard, 1986). Les sédiments carbonatés et détritiques sous-jacents sont donc tardiglaciaires et peut-être fini-wurmiens pour les plus profonds, mais on ne connaît pas l'âge du début de leur dépôt.

L'origine de la dépression profonde est un surcreusement glaciaire dans un affluent probablement préexistant de l'Ousson. La dépression actuelle n'est que l'empreinte d'un lobe de glace morte abandonné par le glacier en retrait vers le val du Bourget, à l'étape 8 de Massignieu. A la dernière étape locale d'Artemare, ce lobe s'est scindé en deux sur les emplacements du marais de Coron et du lac de Bart, enserrant un espace intermédiaire où se sont déposés les sédiments du seuil médian. Puis les lobes ont disparu, laissant place à deux lacs qui se remplirent de sédiments détritiques fins puis, vers la fin du Tardiglaciaire et peut-être avant, de craie lacustre. Cette sédimentation carbonatée a été brutalement interrompue au milieu du Préboréal (9630 ± 360 BP, CRG 347) au niveau d'un mince lit tourbeux intercalé (Richard, 1986). On ne connaît l'extension ni horizontale ni verticale de cette tourbe, de sorte que l'on ne sait pas si elle correspond à un abaissement important ou non du lac. Cependant, il est sûr qu'il s'agit d'un épisode climatique d'assèchement car il ne peut être question d'une vidange temporaire, ce lac n'ayant aucun exutoire et étant de surcroît doublement isolé de la vallée de l'Ousson par deux seuils dépourvus de toute forme de creusement ou d'écoulement. Le lac s'est ensuite réduit jusqu'à ses dimensions actuelles par comblement. La dépression jumelle de Coron s'est colmatée plus rapidement que celle de Bart, bien que plus étendue, et on n'y connaît ni l'âge du passage lacustre – palustre ni celui de la fin du comblement, faute de datations.

Lac de Barterand : comme Bart, c'est le résidu d'un lac plus étendu, d'origine et de chronologie semblables. Il a dû occuper initialement toute la dépression marécageuse de Saint-Champ, comme l'indiquerait un affleurement d'argile crayeuse blanchâtre, non litée, 3 à 4 m au moins au-dessus du plan d'eau sur la rive ouest. A ce niveau correspondent peut-être les terrasses de l'extrémité sud et de la bordure ouest de la dépression, malheureusement sans coupes.

Lac d'Armaille : à l'Ouest de Belley, il occupe partiellement une dépression dans les calcaires kimméridgiens. Il est bordé par une terrasse qui le surplombe d'environ 5 m, constituée par une argile crayeuse grise, litée, à mollusques, recouverte de tourbe. Initialement, le lac remplissait donc entièrement la dépression.

• ***Lacs comblés.*** Ils sont colmatés par des dépôts superficiels palustres mais toutes les dépressions marécageuses ne sont pas forcément d'anciens

lacs. Seuls des sondages permettent de le savoir et, comme ils sont rares, on ne connaît donc avec certitude que peu de lacs comblés, bien que leur nombre soit probablement plus important.

Marais de Lavours : diverticule ouest de la plaine marécageuse de Chautagne bordant la rive nord du lac du Bourget ; des formations lacustres y ont été reconnues sous les épais dépôts palustres par quatre sondages dans le secteur de Ceyzérieu, jusqu'à une profondeur de 29,80 m : argiles à la base, passant à des sables plus ou moins graveleux entre les cotes 202,8 et 224,5 m (surface du marais à 235 m, niveau du lac stabilisé artificiellement au canal de Savière à 231,5 m). Initialement, le lac du Bourget était donc à une cote inférieure, le niveau le plus bas connu étant celui des tourbes, de cote 220 m au sondage 701-1-19 en bordure du Rhône (feuille Rumilly).

Marais de Conzieu : petit surcreusement de 24 m de profondeur dans une dépression monoclinale du Jura à l'Ouest de Belley ; le sondage 700-7-2 y a traversé 12,60 m d'argile grise plastique plus ou moins graveleuse à la base, puis sans graviers (10 m), devenant jaune avec concrétions calcaires et débris végétaux au sommet (1,40 m).

Marais de Rossillon : l'extrémité orientale de la cluse des Hôpitaux est profonde de plus de 30,50 m (700-3-5 et 3-6). Sur une moraine de base non traversée (0,5 m) se succèdent des alluvions sablo-caillouteuses probablement deltaïques (11,50 à 17,50 m), puis argileuses (7,60 à 12,20 m), surmontées localement par des alluvions fluviatiles grossières puis par des argiles tourbeuses superficielles.

Marais de Lancin : le couloir fluvio-glaciaire de Lancin, à fond marécageux occupé partiellement par des étangs artificiels, a connu au moins un épisode lacustre matérialisé par une couche de craie d'épaisseur variable (1 à 2 m ou plus), intercalée entre une tourbe inférieure (1 à plusieurs mètres) qui reposerait localement sur des graviers, et une tourbe superficielle mince (0,5 à 2 m). Aucun ouvrage ne permet de connaître la lithostratigraphie profonde, et l'âge de la craie, comme des tourbes, est inconnu.

Parmi d'autres dépressions marécageuses non reconnues et susceptibles d'avoir été originellement lacustres, la plus notable est le « lac » de Cerin, alt. 766 m, au Sud-Ouest d'Innimond, limité par deux arcs morainiques du maximum wurmien « récent », dans lequel subsiste une petite surface d'eau libre. Il est très probable que la sédimentation lacustre y a débuté immédiatement après ce maximum pour se poursuivre jusqu'à aujourd'hui.

Pz. **Dépôts palustres.** Comme les dépôts lacustres auxquels elles succèdent le plus souvent, les formations palustres sont très fréquentes sur cette feuille et se rencontrent selon deux modalités :
– dans les fonds des vallées et des couloirs d'écoulement fluvio-glaciaires, à basse altitude ;
– dans des surcreusements du substratum ou dans des dépressions de dépôts glaciaires *l. s.*, à toute altitude.

Ce sont généralement des argiles, limons plus ou moins organiques et des tourbes succédant aux craies lacustres, donc plus récents et le plus souvent holocènes. Mais ils n'ont été reconnus que par de rares sondages et une seule étude palynologique les concerne (marais de Lavours).

• ***Vallées.*** *Lavours :* les dépôts palustres y ont été reconnus sur une épaisseur maximale de 10,50 m (sondage 700-4-1) et se présentent comme une alternance de couches de tourbe (puissance maximale 2 m) et d'argiles grises plus ou moins organiques (puissance maximale 6 m) irrégulièrement réparties. A Béon, la couche tourbeuse aurait une épaisseur de 9 m, reposerait sur des argiles, et serait entrecoupée de lits argileux sur les 3 m supérieurs. Sa croissance aurait débuté à la fin de l'Atlantique (env. 6000 BP selon R. Petterschmitt, 1948) et aurait couvert le Subboréal et le Subatlantique.

Rossillon : seul le sondage 700-3-5 mentionne 2,30 m d'argile marron blanchâtre (organique) en surface du marais.

Lancin : le marais de Lancin a connu au moins deux épisodes palustres (tourbe inférieure, 1 à 2 m ou plus ; tourbe supérieure, 0,5 à 2 m) séparés par une phase d'inondation (craie lacustre, 1 à 2 m ou plus), de chronologie inconnue mais probablement holocène.

Nant (montagne de Parves) : le sondage 700-8-1 mentionne 1,60 m de tourbe superficielle sur 2,25 m d'argile noire probablement organique surmontant des alluvions grossières, dans un diverticule du couloir fluvio-glaciaire de Marcherieu.

Ousson : formation tourbeuse en surface sur une épaisseur maximale d'environ 3 m (sondages CNR), des limons probablement palustres apparaissent dessous (maximum 2 m). A l'Est de Belley, la base de la tourbe, épaisse de 1,50 m, a fourni un âge de 630 ± 160 BP (Ly, 1952 ; Bravard, 1983), et reposerait sur un niveau gallo-romain. S'il en est bien ainsi, une lacune de l'ordre d'un millénaire séparerait le site archéologique du début de la formation de la tourbe.

Furans : entre Pugieu et Arbignieu, cette vallée est presque partout marécageuse. A Chazey-Bons, le seul sondage qui la traverse (700-8-11) a rencontré 1 m d'argile brune organique superficielle, puis 1,40 m de limon argileux beige au-dessus de cailloutis fluviatiles épais de 1,70 m.

• ***Surcreusements.*** *Lac de Bart* et *marais de Coron :* seule cette double dépression est connue, grâce à des sondages géotechniques. Les tourbes sont plus épaisses à Coron (maximum 3 m) qu'à Bart où elles n'atteindraient cette puissance que vers l'extrémité est du lac (Combier, 1982). Des limons superficiels (maximum 3 m) remplacent localement la tourbe, et lui sont parfois sous-jacents (au plus 2 m), mais dans ce cas ils pourraient être lacustres. Des craies lacustres formant un « puissant dépôt » (Combier, 1982), d'épaisseur inconnue supérieure à 1 m, leur sont subordonnées, surmontant des argiles litées d'épaisseur également inconnue, reposant sur des cailloutis grossiers dont le fond n'a pas été atteint (le sondage le plus profond a traversé 25 m de sédiments lacustres sans en atteindre la base).

Fz ; Jz. **Alluvions fluviatiles et torrentielles des lits majeurs (faciès caillouteux et limoneux).** La vallée du Rhône, les vallées et couloirs de la dépression de Belley et certaines petites vallées du Jura, possèdent un remplissage superficiel fluviatile et torrentiel de faciès généralement grossier en profondeur, fin en surface, de faible épaisseur.

• ***Rhône.*** Son lit majeur forme une plaine alluviale de largeur très variable, quelques mètres au-dessus du lit mineur encaissé d'où n'émergent que quelques îles, localement recreusée par des méandres fossiles (Serrières-de-Briord). Les nombreux sondages CNR montrent, sur les argiles et sables glacio-lacustres du bassin de Malville, deux couches successives :
– des graviers à la base, ravinant les dépôts lacustres sous-jacents sur plusieurs mètres. Épaisseur très irrégulière due à la chenalisation (1 à plus de 10 m) ;
– des limons superficiels plus ou moins sableux, dépôts de débordement, d'épaisseur également irrégulière pour les mêmes raisons (1 à 6 m).

• ***Brive.*** Ce petit affluent du Rhône a été reconnu par sondage au Sud de Montagnieu (700-5-5). Les alluvions de fond (galets, graviers, sables) y sont épaisses localement de 6,10 m.

• ***Furans.*** Le sondage de Chazey-Bons (700-8-11) y montre, entre les cailloutis fluvio-glaciaires très grossiers de base et les limons tourbeux superficiels, une couche de graviers sableux (1,70 m) à débris de bois à la base (sur 0,40 m) entre 2,40 et 4,10 m de profondeur, témoins d'un écoulement fluviatile probablement très postérieur à l'épisode fluvio-glaciaire, mais d'âge inconnu.

• ***Agnin.*** Son remblaiement superficiel est plutôt de type colluvial : 3,60 m d'argile sableuse à rares graviers surmontant 1,20 m d'argile graveleuse à galets, superposée aux cailloutis fluvio-glaciaires de fond (sondage 700-7-4 au Nord de Colomieu).

Formations résiduelles et de versants

R. **Argiles résiduelles d'altération.** Dans l'angle nord-ouest de la feuille, à l'Ouest et à l'Est de Villeneuve, des argiles jaunâtres d'altération à fragments lithiques masquent le substrat et empêchent de lire la structure dans un secteur tectoniquement complexe. On ne connaît ni leur épaisseur ni leur mode de formation.

U. **Tufs calcaires.** Des tufs calcaires, parfois développés, s'observent soit aux débouchés de ravins ou dans les cascades (Virieu, Praillon à l'Ouest de Belley, ravin du Flon à Massignieu-de-Belmont), soit à la base de corniches calcaires (Chazey-Bons, Grange-du-Murat au Nord de Pugieu, Belmont-Luthézieu Ouest), soit, plus fréquemment, au débouché de résurgences karstiques actives ou non, notamment dans la cluse des Hôpitaux (la Tuffière).

Ces dépôts superficiels, de faible extension, sont encore en cours de formation pour la plupart. Ceux de Belmont et du ravin du Flon, les plus développés, ont donné lieu à d'anciennes exploitations.

Écroulements, blocs, paquets effondrés. Ils apparaissent essentiellement en quatre lieux :
– sous la corniche des calcaires bajociens de Souclin, au-dessus de Brénaz, où plusieurs panneaux décamétriques se sont affaissés de plusieurs dizaines de mètres. Cet effondrement n'a pas été représenté ;
– au-dessus de Montagnieu, où la corniche des calcaires pseudolithographiques du bois de Souhait s'est tassée sur une longueur de 500 m et une dénivellation hectométrique ;
– sous la corniche urgonienne de Belmont, où une masse de 700 × 800 m s'est affaissée en bloc au-dessus de Belmont-Luthézieu ;
– dans la cluse du Furans, au-dessus de la Burbanche en rive droite, où de très gros blocs sont emballés dans des éboulis glissés.

Terrains glissés. Des glissements de versants, localisés ou généralisés, se manifestent plus particulièrement en deux secteurs :
– sur le versant ouest de la montagne de Cuny au Sud de Villebois ;
– sur le versant dominant les Granges-de-Montagnieu (Tournier, 1922). Il s'agit d'une loupe de glissement bien délimitée qui s'est déclenchée au début du mois de mai 1919, après de fortes pluies, aux environs de midi. Le glissement a été rapide, la moitié du hameau détruite, les habitants ayant eu à peine le temps d'évacuer le bétail, et a fait une victime. Le matériel est une argile limoneuse grise à blocs et cailloutis calcaires peu nombreux, issue des marnes oxfordiennes, et le décollement a pris naissance apparemment au niveau d'un accident tectonique, sur une surface structurale des calcaires bathoniens à fort pendage Ouest (plus de 45°).

C ; AC. **Colluvions.** Matériel limoneux et caillouteux sans structure, provenant du remaniement sur les versants de moraines et/ou de formations meubles (généralement argileuses) du substrat, les colluvions forment, là où de telles dispositions existent, une couche superficielle irrégulière. Elles n'ont pas été partout figurées.

A l'Est de Chavornay, le substratum crétacé du versant qui domine le village est masqué par un complexe de versant (AC) où se mélangent résidus remaniés de la couverture glaciaire et produits d'altération colluvionnés des terrains secondaires.

Des colluvions ou des limons colluvionnés peuvent aussi colmater, sur une épaisseur inconnue, des dépressions fermées ou des couloirs fluvioglaciaires du Jura (Grande-Plaine au Nord d'Innimond, Contrevoz).

E ; EJ. **Éboulis.** Relativement peu développés au pied des falaises crétacées, ils prennent par contre beaucoup d'importance au flanc des escarpements des calcaires jurassiques. Le type le plus fréquent est celui des éboulis de gravité souvent lités et présentant, parfois, une structure en bancs granoclassés plus ou moins réguliers (ex. : Saint-Champ). Sur les deux versants de la cluse des Hôpitaux et du val du Furans à la Burbanche, leur développement est considérable en superficie comme en épaisseur, celle-ci dépassant souvent 20 mètres, ce qui permet leur exploitation par carrière en deux points. Localement, on observe de fortes consolidations en brèches qui adhèrent fortement au rocher (ex. : Sansenet, Est de Colomieu). Ces éboulis sont souvent remaniés par le ruissellement et cela peut

aller jusqu'à la formation d'un cône tel celui figuré (EJ) dans la cluse des Hôpitaux à Pont-Blais.

Les éboulis peuvent emballer de très gros blocs provenant d'écroulements. On rencontre ce faciès très grossier en particulier au Sud de Villebois (écroulement local de la corniche bajocienne), sous la cascade de Cerveyrieu (blocs de calcaires et de tufs), au pied de la montagne de Berronot (annexe du Molard Dedon, 2 km au SSW de Contrevoz) et à Charaillin, au-dessus de Chavornay, où ils proviennent de l'éboulement complexe d'une partie des calcaires du Jurassique supérieur du flanc ouest de la structure de Planapose.

X. **Terrains artificiels, remblais.** Seul a été figuré un remblai important au bord du Rhône, à Porcieu-Amblagnieu. En réalité, les dépôts anthropiques sont relativement fréquents, dûs soit aux gros travaux d'aménagement (barrage de Sault-Brénaz, centrale EDF de Creys-Malville, canal au Lit-du-Roi, routes, ponts), soit aux remaniements engendrés par les exploitations de matériaux, soit à l'entassement plus ou moins sauvage de détritus variés dans les carrières abandonnées.

APERÇU STRUCTURAL (fig. 2)

Du Sud-Ouest au Nord-Est, le secteur cartographié offre une succession d'unités tectoniques se regroupant entre les grands ensembles suivants :
- le bord oriental du plateau jurassique de l'île Crémieu ;
- le faisceau occidental du bas Bugey ;
- les monts du haut Bugey ;
- synclinaux et bassins : Valromey, Belley, marais de Lavours ;
- le flanc occidental du Grand-Colombier ;
- les monts de Marignieu et la montagne de Parves.

Bord oriental du plateau de l'île Crémieu

C'est un compartiment effondré de terrains jurassiques à très faible pendage général vers le SSE qui, du Nord au Sud, met progressivement à l'affleurement les calcaires du Dogger, les séries oxfordiennes puis le Kimméridgien. Des failles affectent probablement ce plateau mais les formations quaternaires qui le recouvrent, glaciaire, fluvio-glaciaire, glaciolacustre et alluvions récentes du Rhône, sont importantes, empêchant de confirmer sur le terrain des linéaments visibles sur photographies aériennes.

Cette unité déborde à l'Est le cours du Rhône et vient buter contre les monts du Bugey dont la sépare une faille d'effondrement (F1)* qui, si elle n'est pas visible directement à cause des éboulis, peut cependant se jalonner en plusieurs points de façon assez précise par le presque-contact entre le « choin » bathonien de Villebois et les niveaux liasiques du monoclinal Souclin – Serrières-de-Briord. Au niveau de Bouis, le contact Sinémurien – Bathonien permet d'estimer à 300 mètres environ le jeu de l'effondrement.

* la numérotation des structures et accidents renvoie à la fig. 2

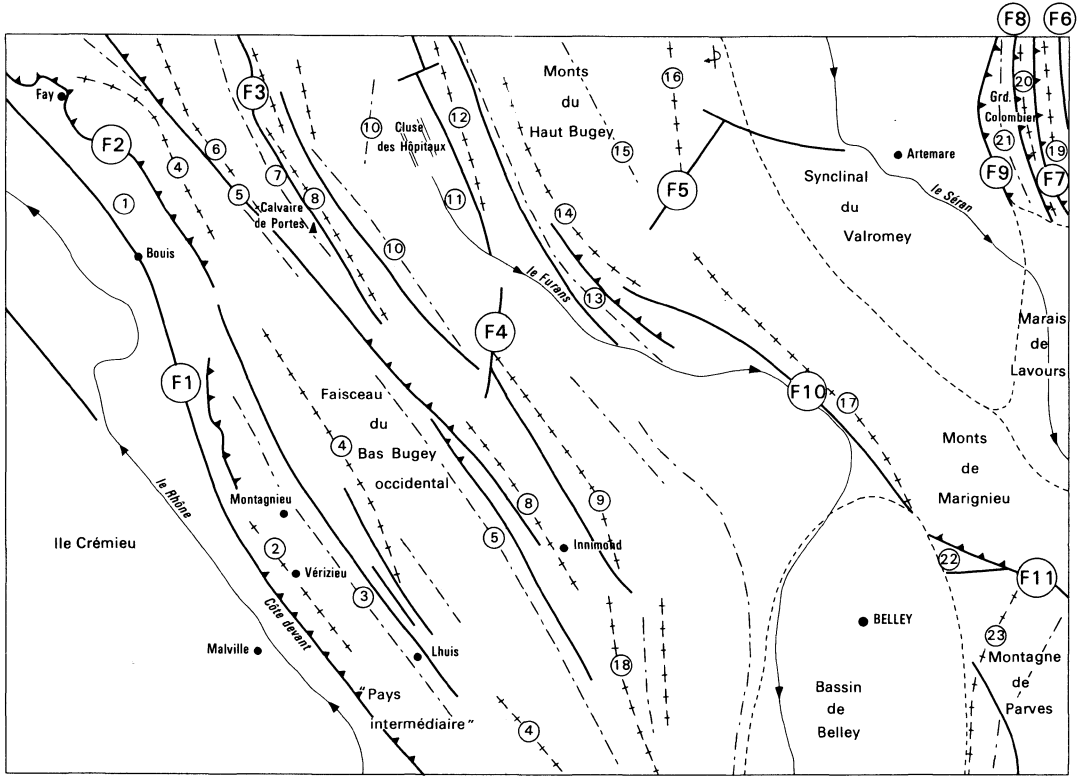


Fig. 2
Schéma structural

Les numéros sont explicités dans le texte

- Axe anticlinal
- Axe synclinal
- Accident principal
- Accident, chevauchant
- Flanc déversé

Au-delà de Serrières-de-Briord vers le Sud, l'accident doit acquérir une pente vers le Nord-Est car on peut localement observer un chevauchement d'une structure anticlinale (Vérizieu) à cœur bathonien sur l'Oxfordien du plateau (Côte-Devant).

Plus au Sud encore, le contact s'effectue au sein des calcaires kimméridgiens et sa lecture n'est guère possible : c'est le « pays intermédiaire de Montagnieu – Lhuis » décrit par J. Sigal (1962: p. 46-48).

Faisceau occidental du bas Bugey

C'est l'ensemble compris entre la faille d'effondrement de l'île Crémieu au Sud-Ouest et l'entaille cluse des Hôpitaux – vallée du Furans au Nord-Est. Il est formé de la juxtaposition d'unités étroites (anticlinaux pincés, synclinaux comprimés, lanières monoclinales) d'orientation N 150 à 170, séparées d'accidents longitudinaux de même orientation. Souvent, les structures se coffrent et leurs flancs s'étirent à la limite de la rupture : volontairement, la cartographie s'est restreinte à la figuration des accidents majeurs.

Les principales structures rencontrées sont du Sud-Ouest au Nord-Est :
– le monoclinal de Souclin – Serrières-de-Briord (1), se poursuivant dans l'anticlinal de Vérizieu (2) ;
– une bande synclinale bois de Cuny – bois de Souhait – forêt d'Aillon, (3), avec compression et écaillage en ce dernier secteur ;
– une ligne anticlinale Fay – monts d'Argironne – bois de Trêtemas – montagne de Tentanet (4) (à Fay, un relèvement d'axe fait apparaître le Trias au cœur de la structure qui subit une torsion qui provoque un chevauchement F2 de lames de Lias et de Trias sur l'Oxfordien) ;
– le synclinal bois de Cernay – bois de la Morgne – lac d'Ambléon (5) (pincé en gouttière en ce dernier point, il est progressivement tronqué et chevauché par l'unité suivante lorsqu'on se dirige vers le Nord-Ouest) ;
– le faisceau anticlinal Crêt-de-Pont (6), synclinal Conand – calvaire de Portes (7), anticlinal Chariot – la Grande-Bête – Innimond (8) (ce dernier anticlinal est l'une des structures majeures de l'ensemble ; coffré à la Grande-Bête il se déverse au Nord [F3] sur le synclinal de Conand ; vers le Sud il s'ennoie et son empreinte est moins nette à hauteur d'Innimond) ;
– l'anticlinal du Molard Dedon (9), coffré au Nord et sur son flanc nord-est, présente une double rupture sur son autre flanc, au niveau de la retombée du cœur du Dogger, puis dans l'enveloppe Oxfordien supérieur – Kimmérigien basal ;
– un accident transverse (F4) (N 10 à méridien) interrompt vers le Nord l'anticlinal du Molard Dedon;
– le synclinorium Ordonnaz – Arandas – Buisson-aux-Loups (10) au-delà de cet accident.

Monts du haut Bugey

Au Nord-est de la cluse des Hôpitaux et de la vallée du Furans, ils n'occupent ici qu'une faible surface marquée par la terminaison méridionale de structures largement développées sur la feuille Saint-Rambert.

On y distingue d'Ouest en Est :
– la terminaison du plateau Arandas – Buisson-aux-Loups dans le replat des hameaux de Taré et Grand-Taré (11) ;
– l'anticlinal de Grange-des-Prés à cœur d'Oxfordien, déversé localement sur le plateau de Grand-Taré (12) ;
– le synclinal crétacé La Joux – Rossillon, couché et écrasé localement jusqu'à la rupture (13) ;
– l'anticlinal de Prémillieu – Armix à flanc est normal et flanc ouest redressé au Nord d'Armix, chevauchant vers l'Ouest au Sud (14) ;
– le synclinal de Thézillieu, terminaison sud du vaste synclinal d'Hauteville (15) ;
– l'anticlinal de la forêt de Gervais (16), prolongeant celui de Cormaranche (feuille Saint-Rambert) ; son axe est Nord-Sud et vient buter sur un accident transverse (F5) au Nord de la forêt du Fays : l'axe décalé vers le Sud se poursuit ensuite suivant une direction Sud-Est dans les monts de Marignieu (17).

Grands synclinaux et bassins

– Le Valromey est un vaste synclinorium coffré à fond plat, chevauché à l'Est par la retombée du Grand-Colombier ; la structure de son flanc ouest, redressée avec tendance à un déversement qui, localement (Ouest de Bioléaz) s'accentue, est bien visible dans le pli de Virieu, depuis la route D 904.
– Le bassin de Belley : le flanc est de l'anticlinal N 170 du Molard Dedon et de son prolongement dans l'anticlinal Nord-Sud Appregnin – Colomieu (18), amorce l'inscription d'une vaste structure synclinale qui s'approfondit considérablement dans la région de Belley où le remplissage miocène, reconnu sur une centaine de mètres, est sans doute très épais.
– Le marais de Lavours occupe une vaste zone déprimée qui se situe dans le prolongement du Valromey au Nord et du bassin de Novalaise au Sud ; vers l'Est, hors des limites de la feuille, elle s'ouvre dans la dépression Chautagne – lac du Bourget.

Flanc occidental du Grand-Colombier

Son extrémité sud est visible dans l'angle nord-est de la carte. La structure en est complexe et la cartographie en donne une représentation simplifiée pour en faciliter la compréhension. On y distingue un anticlinal de Bajocien (19) (Champ-Duras = point 1268) à voûte plane dont le flanc est, à pendage normal, est faillé (F6) ; le flanc ouest redressé chevauche, le long d'un accident subméridien (F7) un anticlinal pincé de Kimméridgien (20) (Planapose – Roc-Suzon), lui-même déversé (F8) sur un synclinorium à synclinaux pincés de Valanginien et d'Hauterivien (21) (la Lavanche – Talissieu). Cette dernière structure, enfin, chevauche (F9) vers l'Ouest le synclinal à fond plat du Valromey. Depuis la D 37, au Nord-Est de Ceyzérieu, on dispose d'une vue d'ensemble sur la coupe transversale de ce pli complexe que des écailles compliquent encore entre Béon et Talissieu.

Monts de Marignieu et montagne de Parves

Les monts de Marignieu, orientés à N 150, prolongent l'anticlinal de la forêt de Fays et l'anticlinal de Virieu. Le cœur de la structure (17), formé

de Lias inférieur (Hettangien – Sinémurien), est visible dans les anciennes carrières de Chazey-Bons. Le flanc sud-ouest a pratiquement disparu par écaillage et laminage le long d'un accident multiple (F10) qui lui fait chevaucher l'Urgonien subtabulaire de Pugieu – Andert-et-Condon. Le flanc nord-est est bien développé, avec des pendages forts de 30 à 40° dans la série jurassique qui s'aplanissent progressivement dans le Crétacé pour finalement aboutir à l'horizontalité dans l'Urgonien du plateau de Ceyzérieu. Entre Magnieu et Saint-Champ, le cœur bajocien de l'anticlinal vient chevaucher un lambeau de flanc inverse qui est interrompu par une petite cassure Ouest-Est.

La montagne de Parves, au Sud de cet accident, est un anticlinal très dissymétrique dont l'axe (23), orienté ENE dans le secteur du lac de Bart où il montre un cœur kimméridgien, se redresse brusquement pour se poursuivre au Sud selon une direction méridienne. Le flanc ouest est très redressé, subvertical et parfois déversé vers l'Ouest. Le flanc oriental, probablement plié en genou, montre très rapidement des couches à faible pendage (< 10°) dans le Crétacé.

OCCUPATION DU SOL

VÉGÉTATION ET CULTURES

La végétation potentielle de la zone représentée dans cette coupure est une forêt de feuillus ; seules les crêtes au-dessus de 950 mètres d'altitude verraient l'apparition du sapin en mélange avec le hêtre. La forêt résineuse (sapinière) ne recouvrirait que de faibles surfaces, au Nord de la cluse des Hôpitaux, sur les plus hauts sommets et sur les versants frais du massif du Colombier. L'occupation humaine a partout réduit ou transformé la forêt originelle mais il reste cependant quelques grands ensembles qui permettent de distinguer les principaux types suivants :

Zone planitaire

Les facteurs écologiques majeurs sont essentiellement hydrologiques (fréquence et durée des inondations, profondeur et variation de la nappe phréatique) dans cette zone constituée par la plaine alluviale du Rhône et par les terrasses fluvio-glaciaires qui la séparent des pentes de la zone collinéenne.

Les îles jeunes sur éléments grossiers (sables, graviers...) sont le domaine des saulaies (saule blanc principalement et saules arbustifs : *Salix viminalis, S. purpurea, S. eleagnos, S. triandra).*

Les îles plus anciennes et enrichies en éléments fins (limons, argiles) sont occupées par des aunaies à aune blanc et aune glutineux parfois mélangés à des peupliers.

Les îles très anciennes et les secteurs riverains les plus exhaussés sont occupés par des forêts relictes de bois durs (chêne rouvre, orme, frêne, érables), ces groupements caractérisant des secteurs qui ne sont plus inon-

dés que pendant de très courtes périodes ; ils sont essentiellement utilisés par l'agriculture : prairies artificielles, tabac, céréales (maïs dominant). Les peupleraies s'étendent sur les parcelles difficiles à drainer.

Les terrasses fluvio-glaciaires qui jouxtent de part et d'autre le couloir alluvial rhodanien ne sont plus sous la dépendance directe des nappes sous-jacentes ; elles sont constituées de sols grossiers et filtrants qui donnent asile à quelques îlots de charme et chêne sessile et quelques bosquets de robinier (taillis), toute la surface étant occupée par l'agriculture. La polyculture laitière (prairies dominantes à avoine élevée, cultures céréalières diverses, vigne, tabac) tend actuellement à se transformer avec l'exode rural et, grâce aux possibilités d'arrosage, en productions céréalières et oléagineuses intensives (orge, maïs, blé, soja, colza...).

Depuis peu, la zone planitiaire est affectée par des aménagements hydro-électriques (barrages et retenues de Brégnier-Cordon, Sault-Brénaz) qui pourront exercer directement ou indirectement des transformations notables sur la composition floristique et la vocation des sols. Des mises en réserve de secteurs où les conditions écologiques naturelles sont maintenues (exemple : anciens lits de Serrières-de-Briord) sont à étudier sérieusement.

Zone collinéenne

Les groupements à buis et chêne pubescent sont localisés aux expositions chaudes et sèches jusqu'à 600-650 m d'altitude et se caractérisent par la présence de plusieurs espèces méridionales qui atteignent dans le Bugey la limite septentrionale de leur aire de répartition (pistacia térébinthe, osyris blanc, baguenaudier, chèvrefeuille étrusque...).

On note l'extension de ces groupements depuis l'abandon de la culture de la vigne et de l'entretien des pelouses sur les pentes les moins accessibles. La fréquence d'un faciès transitoire à cornouiller sanguin et d'une brousse épaisse à arbustes divers, caractérise la déprise agricole.

La culture de la vigne, cependant, se maintient et prospère sur certains éboulis et replats caillouteux à l'abri des falaises calcaires. Elle fournit des crus (V.D.Q.S.) qui trouvent facilement des débouchés grâce à la réputation de la gastronomie locale. Les régions de Vongnes – Pollieu – Flaxieu, Cheignieu – Labalme et l'ensemble Groslée – Lhuis – Montagnieu, possèdent des vignobles étendus.

Les bois mixtes constituent l'essentiel de la forêt collinéenne. Le charme est l'espèce caractéristique, mais on constate néanmoins l'existence de groupements variés en fonction des conditions de sols et d'exposition. On citera les plus représentatifs :

– la chênaie à charme thermophile sur calcaires riches en éléments grossiers, souvent mêlée de buis sur les éboulis à gros blocs des expositions Sud et Sud-Est ;

– la charmaie neutrophile sur les sols plus profonds des versants protégés ;

– la chênaie (chêne sessile) à chataignier sur des sols plus évolués, décarbonatés. Localement, sur les buttes morainiques par exemple, elle peut faire place à des taillis purs de châtaigniers.

Ces deux types, lorsqu'ils ne sont pas exploités en taillis par les agriculteurs, peuvent être parfois enrésinés par l'O.N.F. (plantations de Douglas) ;
– les taillis de frêne et d'érable (érable champêtre, érable faux platane, érable-plane...) caractérisent des ravins étroits et des éboulis très frais ;
– enfin, les lisières et les parcelles abandonnées de petite surface sont envahies par des groupements monospécifiques à robinier.

La zone des bois mixtes collinéens renferme quelques vignobles en bas de versant mais elle reste toutefois le domaine de la polyculture-élevage, malgré une extension des cultures céréalières au cours de ces dernières années. Les prairies sèches à brome constituent des pâturages extensifs.

Zone montagnarde

Elle commence vers 700-800 m suivant les expositions et se compose de deux ensembles :
– un ensemble sub-montagnard dans lequel le charme et le hêtre constituent un groupement transitoire où se mêlent également le chêne sessile, le tilleul, les érables, l'alisier, le cytise... ;
– un ensemble montagnard au-dessus de 900 m (Tentanet, Molard Dedon, Colombier) qui correspond à une tranche altitudinale bien arrosée. C'est le domaine du hêtre qui occcupe les sols profonds. Les résineux (sapin, épicéa) ont une origine anthropique et recouvrent çà et là des surfaces importantes.

Au Nord de la cluse des Hôpitaux, la véritable sapinière fait son apparition au-dessus de 1 000 m d'altitude. Les reboisements en épicéa, anciens et nombreux, bien adaptés aux conditions écologiques, constituent cependant des groupements naturalisés parfois purs sur de grandes surfaces, si bien qu'il est maintenant difficile de retrouver la hêtraie-sapinière originelle et climatique.

Les synclinaux perchés, riches en alluvions glaciaires, sont occupés par des prairies d'altitude (à *Cynosurus cristatus*) et des cultures liées à l'élevage bovin laitier. En bas de pente des anticlinaux, de vastes étendues de landes à noisetier, genévrier commun, épine-vinette, églantier servent de terrains de parcours et de pâturage pour les bovins (Innimond, Ordonnaz...).

Lacs et marais

Très nombreux à l'étage collinéen et à l'étage montagnard du Jura méridional, ils occupent les parties dépressionnaires partout où une nappe d'eau a pu s'installer à l'abri de verrous ou de dépôts morainiques.

La végétation aquatique est représentée par des groupements flottants à nénuphar et potamots et par des roselières à scirpes. Les marais du pourtour ont une végétation riche et variée. Les sols à gley et les tourbes donnent asile aux groupements suivants :
– cariçaies à *Carex elata* ;
– cariçaies à *Carex acutiformis* ;
– prairies à molinie *(Molina cœrulea)* ;
– prairies à choin *(Schœnus nigricans)* ;
– prairies à reine des prés *(Filipendula ulmaria)* ;
– brousses à fromenteau et roseau commun.

L'exode rural a entraîné l'abandon de l'exploitation traditionnelle du marais (production de blache) ; on constate depuis quelques années une extension des groupements monospécifiques impénétrables à marisque *(Cladium mariscus)* et la colonisation par des brousses arbustives denses à saule cendré et bourdaine *(Frangula alnus)* qui préparent la venue de l'aunaie à aune glutineux.

La protection et la gestion (fauchaison, débroussaillage...) de ces marais devraient permettre d'assurer le maintien de milieux qui constituent un dernier refuge pour de nombreuses espèces (drosères, pinguiculas, linaigrettes, gentiane pneumonanthe, orchidées palustres, etc.). Le marais de Lavours, dont une partie est contenue dans cette coupure, est classé en réserve naturelle et bénéficie d'un plan de gestion visant à protéger les milieux palustres et la diversité de leur flore.

PRÉHISTOIRE

Comme sur la feuille voisine La Tour-du-Pin qui comprend l'extrême pointe du Jura méridional, c'est principalement dans les cavités karstiques des petites vallées du bas Bugey que se localisent les nombreux gisements préhistoriques de la feuille Belley ; seuls ont été pointés les principaux, au nombre de 25. Aucun site n'a encore été signalé au-dessus de 800 m, au cœur des massifs boisés (Tentanet, Molard Dedon, etc.).

Il n'existe pas d'indice de Paléolithique inférieur ou moyen. Les quatre gisements les plus anciens, assez dispersés, remontent au Magdalénien final : l'abri-sous-roche de Sault-Brénaz (la Raillarde), près du Rhône ; ceux d'Arbignieu (Thoys) et de Pugieu (Chavillieu) dans la vallée du Furans ; et surtout la célèbre grotte des Hoteaux à Rossillon, dans la cluse des Hôpitaux. Elle a livré, à la fin du 19e siècle, la sépulture colorée par de l'ocre-rouge d'un adolescent du type de Cro-Magnon, ainsi que l'une des plus remarquables œuvres d'art de l'âge du Renne : un cerf brâmant gravé sur un bâton à trou en bois de renne. L'ensemble du remplissage peut être daté du Dryas et de l'Alleröd avec des traces d'Azilien (14 000-11 000 BP).

Au cours du Préboréal et du Boréal les sites épipaléolithiques se cantonnent au bord des petites rivières du Séran et surtout du Furans, dans la région de Belley : à Artemare, Andert-et-Condon et surtout à Arbignieu dont l'abri de Thoys a fourni, dans une séquence bien datée, l'Azilien tardif (9 400 BP), le Sauveterrien (6 900 BP) et le Tardenoisien. Avec le Néolithique, l'habitat se développe au bord du Rhône (Montalieu-Vercieu) et des rivières déjà connues comme le Furans, mais aussi dans des secteurs aquifères (lac de Bart). Il pénètre aussi vers l'intérieur par d'autres petites vallées comme celle de l'Aradin : sites de Bénonces et de Montagnieu où est connue, dans la grotte de Souhait, une nécropole remarquable, en caissons de pierre, du Néolithique moyen de faciès Cortaillot (5 000 BP environ).

A l'âge du Bronze, final surtout (10e-8e siècles), l'occupation gagne en hauteur (grottes du Pontet et de Lompnaz, au pied du bois de la Morgne), liée à des activités pastorales. Mais de véritables villages et leurs nécropoles se concentrent au bord du Rhône en particulier près de Montalieu-Vercieu et

Serrières-de-Briord (fouilles de sauvetage 1982-1985, lors des travaux de la CNR) et plus en amont à Creys-et-Pusignieu (grotte de Malville).

Signalons, à l'extrémité sud-est de la feuille, un groupe assez concentré de blocs erratiques en roches diverses (gneiss, grès, etc.) creusés de cupules et de bassins, probablement au cours de la Protohistoire, en particulier sur les communes de Parves et Nattages.

Liste des sites

1 -	Andert-et-Condon	abbaye du Pellat 2 (gr - M - B/F)
2 -	« «	abri de Sous-Vargonne (gr - M)
3 -	Arbignieu	abri de Thoys I ou de la Touvière (gr - M)
4 -	«	abri de Thoys II (gr - M + P)
5 -	«	Thoys (pc)
6 -	Artemare	gisement de Cerveyrieu (M)
7 -	Belley	vers Montarlier (pc)
8 -	Bénonces	balme à Roland ou du Luizet (gr - N)
9 -	«	les Roches-Rousses ou le Pisserot (gr - B)
10 -	Briord	en Pierret, site de plein-air (B)
11 -	La Burbanche	Pontet ou Gave-au-Diable (gr - B)
12 -	Lompnas	la balme à Roland (gr - B)
13 -	«	la Jacquette (gr - B)
14 -	Massignieu-de-Rives	abri du lac de Bart (gr - B)
15 -	« «	lac de Bart (N - B - F)
16 -	« «	lac de Bart (pc)
17 -	Montagnieu	Souhait (gr - M - N - B)
18 -	«	pré de la Cour (B - F)
19 -	Nattages	Grande-Teffe I (pc)
20 -	«	« « II (pc)
21 -	«	« « III (pc)
22 -	«	la Grosse-Pierre (pc)
23 -	«	Bois-Barbier I (pc)
24 -	«	« « II (pc)
25 -	Parves	Sur-la-Forêt I (pc)
26 -	«	« II (pc)
27 -	«	en Bagneux (pc)
28 -	«	Sous-Rosset (pc)
29 -	Pugieu	abri de Chavillieu (gr - P)
30 -	Saint-Martin-de-Bavel	abri de Thol (B)
31 -	Sault-Brénaz	la Raillarde (gr - P)
32 -	Serrières-de-Briord	les Barlières (B)
33 -	« «	les Terres-Rondes (B)
34 -	Virignin	les Fées (gr - B - F)
35 -	Creys-et-Pusignieu	Malville (gr - B)
36 -	Montalieu-Vercieu	Chamboud (N)
37 -	« «	Chalépont (B)
38 -	Rossillon	les Hôteaux (P)

M : Mésolithique
P : Paléolithique supérieur
N : Néolithique
pc : Pierre à cupules
F : Fer
B : Bronze
B/F : Bronze/Fer, intermédiaire
gr : Grotte

RISQUES NATURELS
MANIFESTATIONS ANCIENNES, ACTUELLES ET POSSIBLES

Glissements de versant

Le glissement catastrophique de marnes qui, le 6 mai 1919, a enseveli l'école et plus de vingt maisons au hameau des Granges-de-Montagnieu, causant la mort d'une jeune fille, montre l'instabilité des pentes marneuses de l'Oxfordien surtout lorsqu'elles sont gorgées d'eau à la suite de longues périodes anormalement pluvieuses. Des glissements en masse peuvent aussi se produire dans les fortes pentes d'éboulis telles qu'il en existe de l'Ouest de Souclin jusqu'à Serrières-de-Briord et dans la cluse des Hôpitaux.

Glissements rocheux en masse

Au-dessus de Belmont-Luthézieu, le Crétacé plonge faiblement vers l'Est, dans le même sens que la surface topographique. En conséquence, les calcaires formant la falaise du sommet de l'Hauterivien ont glissé, par paquets, sur les marnes sous-jacentes. Ces paquets sont plus ou moins basculés et disloqués. Il en résulte une topographie chaotique avec des dépressions fermées. Le mouvement semble stabilisé depuis longtemps mais on voit encore des fissures ouvertes au bord de la falaise hauterivienne, en particulier derrière la statue de Vogland : la fissure en ce lieu est large de 2 à 3 m, profonde en moyenne de 5 m et sa longueur est d'une centaine de mètres.

Écroulements, chutes de blocs

Il s'en est produit et pourrait s'en produire encore en particulier sur le versant ouest du Grand-Colombier à Chavornay, dans la cluse des Hôpitaux et aussi au pied du Molard Dedon à Contrevoz où, au Nord de l'ancien éboulement, on note une coulée récente, peut-être encore active car elle n'est pas patinée.

Tremblements de terre

En 1822, un séisme a gravement endommagé l'église d'Andert. Ce qui en restait est devenu église annexe, l'église principale de la paroisse d'Andert-et-Condon devenant celle de Condon, alors que c'était l'inverse avant la secousse (Guigue, 1873). Ce séisme est cité par A. Dallemagne dans son Histoire de Belley (2e édition, 1979 : p. 73), qui indique que la nef de la cathédrale a failli s'effondrer.

En 1945, un autre tremblement de terre a démoli le pont romain de la Faverge sur le Séran (feuille Saint-Rambert, 1 200 m au Nord de la limite de la feuille Belley).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Hydrographie et ressources en eau superficielles

L'Ouest de la région est traversé, du Sud-Est au Nord-Ouest, par le Rhône qui draine le versant oriental du Bugey et le rebord est de l'île Crémieu. Le Rhône, régularisé et domestiqué par les aménagements de la CNR (barrage de Sault-Brénaz), est en lui-même une ressource hydraulique considérable. Sa basse nappe d'alluvions s'élargit dans la zone des méandres entre Bouvesse et Villebois, où elle est épaisse de 10 à 25 m et repose sur des sables miocènes. Avant la construction du barrage de Sault-Brénaz, elle était en grande partie dénoyée : le niveau de l'eau était alors à 14,50 m de profondeur et les débits utiles au forage 700-1-9 étaient de l'ordre de 25 m^3/h.

A Malville, le sondage 700-5-21, réalisé dans les alluvions Fz en bordure de la terrasse fluvio-glaciaire, permet des débits très importants (250 m^3/h).

Un sondage dans la vallée de la Brive, petit affluent de la rive droite du Rhône, a montré 6 m d'alluvions récentes et offre un débit de 60 m^3/h.

La terrasse fluvio-glaciaire de Malville constitue une ressource potentielle où l'on peut espérer une production moyenne de 25 m^3/h dans un ouvrage.

Sur la partie île Crémieu représentée ici, la couverture glaciaire a favorisé la présence de nombreux étangs. Elle favorise l'écoulement en surface vers le Rhône et gêne au contraire l'infiltration dans les calcaires sous-jacents.

Les ressources superficielles en eau des monts du Bugey sont particulièrement pauvres en ce domaine essentiellement calcaire. Des sources, situées principalement au toit des marnes orfordiennes, sont captées. Un complément d'alimentation a été recherché par forages dans les dépôts glaciaires, sans résultat satisfaisant (débit de < 0,1 à 5 m^3/h).

Les alluvions récentes du Furans ont été reconnues par sondage entre Rossillon et Pugieu sous une épaisseur d'une dizaine de mètres. Les débits obtenus (700-3-5 et 700-3-6) sont de 200 m^3/h. En aval de Pugieu, la vallée est le plus souvent marécageuse. Les alluvions, traversées par le seul sondage 700-8-11, s'y montrent moins épaisses (< 5 m) et donnent une production de 33 m^3/h.

Le Séran, dans son parcours Valromey, coule sur le toit des calcaires valanginiens dans lesquels il creuse parfois un canyon plus ou moins profond, comme par exemple au Sud-Ouest de Vieu au confluent avec le ruisseau qui passe sous Glargin (ruisseau de Muffieu) et aussi au-dessus de Cerveyrieu où il franchit la falaise valanginienne par une belle cascade au débit très variable. La barre calcaire principale, haute d'environ 30 à 40 mètres, a été échancrée sur 5 à 10 m seulement. Le canyon est beaucoup moins profond que celui creusé par les ruisseaux du Groin et d'Arvière (ce dernier canyon est impénétrable ; on en a seulement des aperçus depuis les deux ponts du hameau de Pont).

Le Séran est moins encaissé parce qu'il a dû changer de tracé à cause des phénomènes glaciaires. A l'origine, il devait franchir la falaise 500 m à l'Ouest vers la Bavosière. De plus, il existe un canyon fossile 50 m à l'Ouest de la cascade : sa partie amont est remblayée, ses dimensions sont comparables à celles du canyon actuel. La cascade peut tarir complètement en été, même si le Séran débite encore : l'eau s'infiltre dans le calcaire et réapparaît en plusieurs sources au pied de la falaise. Parfois, le Séran lui-même est totalement à sec. Il existe une perte, en rive gauche, à environ 50 m en amont du pont de la cascade. Elle est partiellement murée et ne fonctionne qu'en hautes eaux. Cet orifice fonctionnerait aussi en sens inverse (exsurgence) selon le dossier n° 700-4-9 de la Banque du sous-sol.

A l'Ouest et au Sud d'Artemare, les sondages ont pénétré une cinquantaine de mètres d'alluvions sablo-graveleuses dont la plus grande part doit être d'origine fluvio-glaciaire : les débits d'eau obtenus ont atteint jusqu'à 320 m^3/h au sondage 700-4-18.

En aval, le Séran rejoint le marais de Lavours où des formations tourbeuses (10,50 m au sondage 700-4-1) recouvrent des sables et graviers probablement fluvio-glaciaires. Le sondage 700-4-1, utilisé pour l'alimentation en eau de Ceyzérieu, produit 36 m^3/h.

Dans le couloir de Colomieu, le sondage 700-7-3 a traversé 4 m d'argiles récentes puis 7,50 m de sables et graviers fluvio-glaciaires dont le fond n'a pas été atteint. Le débit obtenu est de 72 m^3/h.

Dans la vallée de l'Ousson, les alluvions de surface sont palustres et tourbeuses. Elles recouvrent des dépôts sablo-graveleux dans lesquels le sondage 700-8-6 a obtenu une production de 150 m^3/h. Ces alluvions reposent sur les sables du Miocène.

Hydrologie souterraine et principaux phénomènes karstiques

La région karstique considérée par cette coupure concerne principalement les secteurs géographiques du bas Bugey (faisceau du Jura externe) et le Sud du Bugey et du Valromey (Jura interne). Les cavités ont été recensées par B. Chirol (1985) dans un pré-inventaire concernant le département de l'Ain, et les circulations souterraines par R. Laurent et M. Meyssonnier (1987).

Les phénomènes karstiques de surface ne sont pas très spectaculaires. Ils sont souvent masqués ou colmatés par les dépôts glaciaires et par la couverture pédologique, et l'érosion a de plus minimisé les phénomènes superficiels dans leur forme actuelle. La carte géomorphologique au 50 000e réalisée par M. Dubois (1959) illustre schématiquement la situation actuelle (fig. 3).

De nombreuses dolines occupent le fond des « combes ». Elles forment parfois d'importants « creux » dans les synclinaux. Ces dépressions sont fréquemment marécageuses. Conformes à la structure, elles se développent dans le prolongement des combes latérales et des vals. Elles sont souvent drainées par des écoulements souterrains et comportent parfois un écoulement superficiel en hautes eaux.

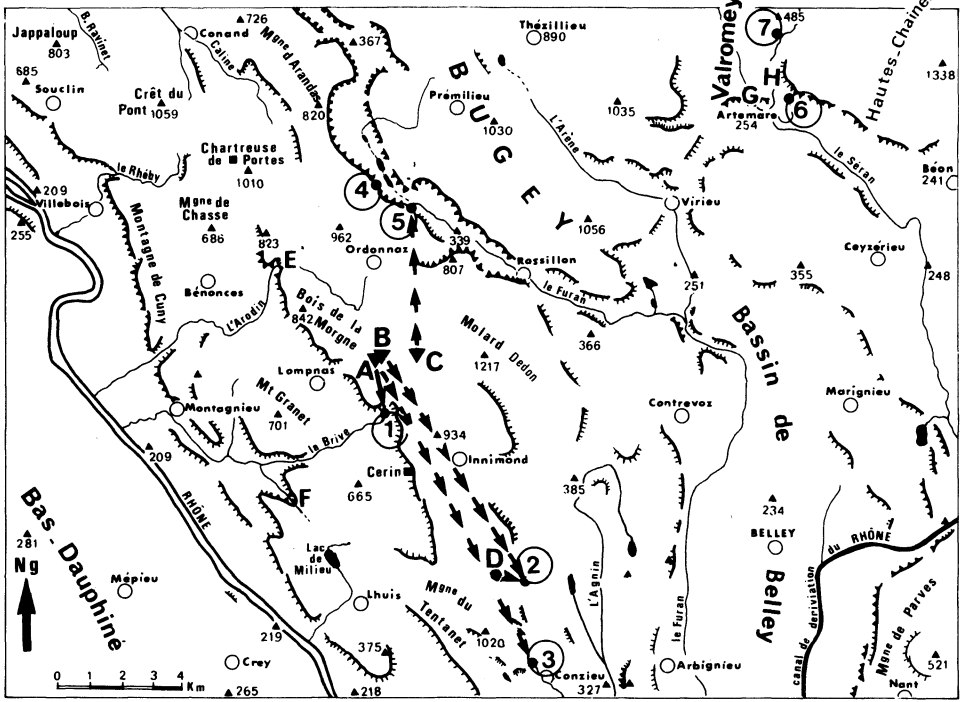


Fig. 3 - Esquisse géomorphologique et phénomènes karstiques

Quelques « reculées », qui sont actuellement recoupées par des circulations aériennes, forment ainsi des « gorges » : le Luizet (E) où l'on dénombre une dizaine de cavités sur sa périphérie, le Varquais (F). Les « canyons » sont assez récents et dépendent de la stratification : « entailles » du Groin (G), du Séran (H). Les grottes et les gouffres sont nombreux mais de faibles dimensions. Ces regards souterrains, souvent encombrés ou colmatés par du matériel détritique et cryoclastique, sont fréquemment d'origine cutanée ou liés à la stratigraphie et aux incidences tectoniques (notamment les gouffres) ; le réseau des Cresses illustre bien ces « fentes de décollement » reprises par l'érosion karstique (Drouin et Colin, 1982).

L'abaissement du niveau de base a favorisé l'enfouissement des eaux souterraines et, à l'image de la partie nord-ouest du bas Bugey (Gibert *et al.,* 1978 *in* Enay, 1982), on trouve quelques réseaux étagés en rapport avec les changement géomorphologiques de surface (grotte de la Jacquette – émergence de Perthuis « 1 » qui développe actuellement plus de 1 000 m principalement en conduits noyés). Les plus importants gouffres sont la Moilda « B » (dénivelée 303 m, développement 2 300 m), la Morgne (dén. 60 m, dév. 667 m), les réseaux des Cresses, « montagne de Cuny, rochers de la Cra » (dén. 136 m, dév. 1 040 m).

De nombreuses sources existent mais il est difficile de différencier leur origine et de définir leur bassin d'alimentation. Elles sont parfois incrustantes et génèrent localement des accumulations importantes de travertins (grotte de la Tuffière 4, de la Burbanche 5 ; Nicod et Chardon, 1986).

Sur le Jura externe, les faibles débits souterrains et la structure « cloisonnée » ne facilitent pas les investigations (Laurent *et al.,* 1972). Le groupe Ulysse-Spéléo révise tous les travaux spéléologiques et prépare un inventaire de tous les phénomènes karstiques du bas Bugey. Les circulations reconnues à ce jour (voir figure 3) concernent principalement des pertes (des Chanaux A vers l'exsurgence du Perthuis 1 et la source du Gland 3 ; du trou Niquet B vers la source de Sétrin 2 ; du bief de la Brune C vers la grotte exsurgence de la Burbanche 5 ; du lac d'Ambléon D supposé vers la source de Sétrin 2). Les liaisons souterraines sont assez représentatives de la structuration et de la complexité du cloisonnement.

Dans le Valromey, malgré les travaux de M. Lyet (1981), les alimentations du Groin (1 820 m en conduit noyé ; dén. 40 m), principale source vauclusienne du département de l'Ain, et de la fontaine Saint-Martin, n'ont pas été définies faute de regards souterrains comportant des circulations importantes. Au pied des falaises valanginiennes qui limitent au Sud le Valromey, il existe de nombreuses autres émergences karstiques de moindre importance, pérennes ou périodiques, souvent avec aménagements en service ou abandonnés : la source captée Ouest de la fontaine Saint-Martin à Artemare, les sources de Champdossin, Vieu, Massignieu, Cerveyrieu sous la falaise de la cascade, la source pérenne de Talissieu, au Sud du hameau d'Ouche.

SUBSTANCES UTILES

Graviers et sables. Ils sont tirés de divers faciès :
– fluvio-glaciaire des différents niveaux, depuis FGyb3 de Lompnas jusqu'à FGyb6 de Malville, où se trouvent les plus grandes exploitations (Mépieu, Porcieu-Amblagnieu) ;
– glacio-lacustre de tous les niveaux, depuis GLya (Thézillieu) jusqu'à GLyb8 (Massignieu). Seul le dernier niveau d'Artemare (GLyb9) n'est plus exploité. Les plus grandes gravières sont dans le secteur Rossillon – Massignieu. Les sables étaient spécialement extraits à Bouvesse – Quirieu, mais l'exploitation a été arrêtée ;
– éboulis de gravité (essentiellement graviers), surtout dans les secteurs de Souclin, Saint-Champ et la cluse des Hôpitaux.

Pierre à ciment. Certains niveaux oxfordiens (calcaires lités, couches du Geissberg et d'Effingen) sont exploités au Sud de Montalieu-Vercieu pour la fabrication du ciment (société Vicat). Anciennement ces niveaux ont été exploités aussi à Chazey-Bons et Chavoley.

Pierre de taille et de construction. Deux niveaux géologiques ont été dans le passé très activement exploités :
– le « choin » dit de Villebois, dans le Bathonien. Une petite carrière au Sud-Est de Porcieu-Amblagnieu exploite encore, quelques mois par an, ces calcaires pour assurer la restauration de monuments ou parapets de ponts construits avec cette pierre ;
– le Valanginien, où toutes les carrières de dimensions très diverses sont maintenant abandonnées.

Pierre de concassage. Le Bajocien inférieur est exploité au bord de la D 65, face à Sault-Brénaz. Pratiquement tous les niveaux calcaires ont été, localement, utilisés à cet effet.

Pierre lithographique. Les calcaires à grain très fin, en bancs minces, de Cerin étaient exploités pour la lithogravure. C'est grâce à cette exploitation que fut mis en évidence le célèbre gisement fossilifère, remarquable par la richesse et l'admirable conservation de sa faune.

Tufs et travertins. Les traces d'anciennes exploitations se remarquent encore à l'Ouest de Belmont-Luthézieu au pied de la falaise hauterivienne et les archives du Service des Mines font mention de carrières à Massignieu, dans le ravin du Flon. Cette pierre tendre a été utilisée notamment dans l'édification des clochers des églises de Vieu et de Belmont et dans la balustrade de la statue de la Vierge au Sud-Ouest d'Artemare (lieu-dit Fierlos).

Fer. L'oolite ferrugineuse du Toarcien est un véritable minerai de fer dont l'exploitation, depuis des temps très anciens, s'est poursuivie de Brénaz jusqu'à Serrières-de-Briord, jusqu'à la fin du XIXe siècle (tabl. 1). On peut repérer encore l'entrée de vieilles galeries.

Bitume. Localement les calcaires en plaquettes du Kimméridgien supérieur s'enrichissent d'intercalations bitumineuses. C'est le cas à Armaille à

TABLEAU I - GITES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Ancillière	1.4001	Fe	Hématite Oxyde fer	Stratiforme	Calcaire Marne	Exploitation de 1847-1848 par galeries, chambres à piliers abandonnés. Production 1847 : 739 T. 1848 : 78 T de minerai phosporeux à 18-24 % fer
Solidon	1.4002	Fe	Hématite Oxyde fer	Stratiforme	Calcaire Marne	3 Quartiers d'exploitation. Production de 1827 à 1875 : 122198 T de minerai à 23-24 % de fer.
Villebois	1.40023	Fe	Hématite Oxyde fer	Stratiforme	Calcaire Marne	2 Quartiers d'exploitation. Nombreux dépilages. Galeries et travers-bancs. Production : 205 000 T de minerai à 24 % de fer.
Serrières	1.4004	Fe	Hématite Oxyde fer	Stratiforme	Calcaire Marne	Galeries, dépilages, travers-bancs. Exploité jusqu'en 1885. Minerai oolitique à 25 % de fer.
Armaille	7.4001	Bit.	Bitume Huile	Stratiforme	Calcaire	En 1900 une petite exploitation à produit quelques milliers de tonnes de minerai.
Saint-Champ Chatonod	8.4001	Bit.	Bitume Huile	Stratiforme	Calcaire	3 couches reconnues, exploitation en carrière, galeries et travers-bancs. Il était extrait environ 3 000 T de minerai par an. L'usine fabriquait des produits pharmaceutiques, de beauté et insecticides. Arrêt en 1954.

l'Ouest de Belley, mais surtout dans le secteur du lac de Barterand où l'importance prise par les lits bitumeux avait entraîné leur exploitation à ciel ouvert et en galeries.

Tourbe. La tourbe se développe dans les formations palustres holocènes Pz. Elle est exploitée actuellement dans le couloir de Lancin et anciennement dans les marais de Pugieu et de Lavours (près Béon).

Eau minérale. Les « eaux de la Côte de Châtillon », près de Thoys, hameau d'Arbignieu, ont été analysées en 1784 par Guyton-Morveau : eau gazeuse avec calcaire, fer, manganèse (Guigue, 1873 : p. 395).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES OU REMARQUABLES, CURIOSITÉS NATURELLES, ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

En Valromey :
- cascade de Cerveyrieu (falaise valanginienne) avec son panorama (voir de préférence après une période de pluies ou un gros orage) ;
- source vauclusienne de Groin (Valanginien) ;
- l'Adoue de Chongnes, grotte (fermée) avec petite rivière souterraine (Hauterivien) ;
- fissure de Vogland (Hauterivien).

Fierlos (Sud-Ouest Artemare) : petit lapiaz (Valanginien) et panorama.

Secteur Belley, rive droite du Furans :
- cascade de Cheignieu-la-Balme (Valanginien) et trou de l'Eau (Glaciaire) ;
- arche de Pugieu dans les calcaires urgoniens ;
- transgression du Miocène sur l'Urgonien au Nord-Est d'Andert.

Région occidentale :
- Cerin : musée paléoécologique ;
- Villebois : obélisque en « choin » du Bathonien sur la place du village et anciennes carrières ;
- D 65, face à Sault-Brénaz : récif bajocien visible en bord de route.

Dans le ***guide géologique régional :* Jura** par P. Chauve, Masson édit., 1975 : *itinéraire 9c.*

COUPES RÉSUMÉS DES SONDAGES

Quaternaire. Seuls les nombreux sondages EDF de Malville ont permis une reconnaissance précise des formations fluvio-glaciaires et glacio-lacustres mais il s'agit d'une terrasse géographiquement très limitée. Non seulement le périmètre impliqué est réduit mais, de plus, paléogéographiquement abrité des apports directs par les deux couloirs de Mépieu. Ces sondages ne peuvent donc donner qu'une information lithostratigraphique

locale, dont l'exceptionnel intérêt réside dans la profondeur atteinte (rappelons qu'un sondage de 209,50 m n'a pas touché le substrat), et dans la révélation de l'extraordinaire irrégularité du relief fossilisé. Cependant, les variations générales de faciès de cet épais remplissage, qui doivent être considérables, demeurent inconnues. La coupe synthétique des sondages de Malville (origine EDF) est donnée fig. 1 (p. 35).

Tertiaire. 3 sondages à Belley et environs immédiats (700-8-2, x = 861,800, y = 89,800 ; 700-8-3, sondage ancien répertorié Belley-ville mais sans localisation précise ; 700-8-15, x = 862,270, y = 89,250) ont rencontré, sous une couverture quaternaire d'épaisseur (de 4,2 à 36 m) variable selon les points mais aussi selon les interprétations, un Miocène sableux ou molassique qui a été reconnu sur une centaine de mètres sans que son substratum soit atteint.

Secondaire. Sondages de recherche de gaz à Fay, commune de Souclin : 2 sondages anciens (1925-26), 700-1-2 en x = 838,550, y = 103,450, profondeur 186 m et 700-1-3 en x = 838,650, y = 103,500, profondeur 127,5 m, ont montré la coupe suivante, illustration de la complexité tectonique du secteur :
- 0 à 3 m : éboulis ou terre végétale ;
- 3 à 50 m : argile grise ou bariolée à gypse : Keuper ;
- 50 à 61 m : calcaire gris bréchoïde attribué avec doute au Muschelkalk mais qui pourrait marquer une écaille de Lias ;
- 61 m : 1er plan de chevauchement ;
- 61 à 112 m : calcaire argileux à bélémnites et marnes gris-noir : Pliensbachien ;
- 112 m : 2e plan de chevauchement ;
- 112 à 132 m : « choin » type Villebois : Bathonien ;
- 132 à 186 m : oolite : Bajocien supérieur.

BIBLIOGRAPHIE

Géologie générale

BAILLOT P. (1955) – Études géologiques de la région de Lhuis (Ain). Feuilles Belley 1/20 000 n° 6 et 7 et La Tour-du-Pin n° 3. DES, Lyon – ENSPM.

BERGERAT F. (1978) – Un linéament du Jura méridional : l'accident de Cerdon-Culoz (Bugey). *Ann. Cent. univ. Savoie*, Chambéry, t. III, Sc. nat.

BERNIER P. (1983) – Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional (stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie). Thèse, Lyon I.

BERNIER P. *et al.* (1985) – Cerin, une lagune tropicale au temps des dinosaures. Publ. CNRS - Muséum Lyon.

BRAVARD J.P. (1983) – Une autocapture du Rhône par déversement dans les basses terres du Bas-Dauphiné (Isère-Ain). *Rev. géog. Lyon,* n° 4.

COMBE M. (1959) – Étude géologique de la terminaison méridionale des faisceaux occidentaux du Jura. Feuilles Belley 1/20 000 n° 6 et 7 et La Tour-du-Pin n° 3 et 4. DES, Lyon.

COMBIER J. (1982) – Rapport sur la Préhistoire et l'Archéologie, circonscription Rhône-Alpes, *Gallia-Préhistoire*, Paris, 25, 2.

CORNA M. (1985) – Le Lias du Jura méridional. Paléontologie biostratigraphique du Sinémurien, approche paléoécologique. Thèse 3e cycle, Lyon.

DEROO G. (1953) – Étude géologique de la région entre la Gorge des Hôpitaux et le Val de Hauteville - Thézillieu - Virieu-le-Grand. Feuilles Belley 1/20 000 n° 2 et 3. DES, Lyon – ENSPM.

DOUXAMI H. (1899) – Les terrains tertiaires du bassin de Belley. *Bull. Serv. Carte géol.Fr.* , 63, t.X.

ENAY R. (1953) – Contribution à l'étude géologique des formations jurassiques supérieures de l'île de Crémieu. DES, Lyon.

ENAY R. (1966) – Stratigraphie de l'Oxfordien du Jura. Thèse, *Nouvel. arch. Museum hist. nat. Lyon*, fasc. VIII, t 1.

ENAY R. (1981) – Les formations glaciaires et les stades de retrait du glacier wurmien dans l'île Crémieu. *Bull. soc. linn. Lyon,* 1.

FALSAN A., DUMORTIER E. (1873) – Note sur les terrains subordonnés aux gisements de Poissons et de Végétaux fossiles du Bas-Bugey. Paris, Savy ; Lyon, Georg.

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. agric. Lyon,* série 4, t.7, 1874 ; t.10, 1877 ; série 5, t.1, 1878 ; t.2, 1879.

FRANCOIS L. (1928) – L'île Crémieu ou plateau de Crémieu. *Et. rhod.,* Lyon, IV.

GAILLARD C. (1983) – Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. Thèse, Lyon I.

GUIGUE M.C. (1873) – Topographie historique du département de l'Ain, 7, XLVI.

GUILLAUME S. (1966-1967) – Le Crétacé du Jura français. Thèse, Paris et *Bull. BRGM,* n° 1, 2, 3 et 6, 1966, n° 1, 1967.

HERVOUET M. (1953) – Étude géologique de la région occidentale du Molard Dedon, entre Villebois et Briord. Feuilles Belley 1/20 000 n° 1,2,5 et 6. DES, Lyon – ENSPM.

JANOT P. (1953) – Étude géologique de la région de Belley (Ain) entre le Molard Dedon à l'Ouest et la montagne de Parves à l'Est. Feuilles Belley 1/20 000 n° 7 et 8. DES, Lyon – ENSPM.

JUVENTIN G. (1985) – Le contact Jura-Bresse : étude stratigraphique et tectonique de la région d'Ambérieu (Jura méridional). Thèse 3e cycle, Lyon.

LETULLIER A. (1953) – Bordure occidentale du Jura, Sud du faisceau de Saint-Rambert. Feuilles Belley 1/20 000 n° 1 et 2. DES, Lyon– ENSPM.

MANDIER P. (1984) – Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. Essai de synthèse paléogéographique. Thèse, Lyon II.

MANGOLD C. (1971) – Stratigraphie des étages Bathonien et Callovien du Jura méridional. Thèse, Lyon I.

MONJUVENT G. *et al.* (1984) – Quaternaire. *In* : Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM,* n° 125.

MONJUVENT G. (1987) – La déglaciation rhodanienne entre les moraines internes et le Val du Bourget. *Géol. alpine,* t. 64.

MORELON N. (1973) – Le gisement préhistorique de la Touvière commune d'Arbignieu (Ain). *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon,* n° 56.

MOUTY M. (1966) – Le Néocomien dans le Jura méridional. Thèse, Genève. Imp. univ. Damas, Syrie.

MULLE S. (1953) – Étude dans le Jura méridional entre la cluse du lac de Bart et la grande montagne de Virieu-le-Grand. Feuille Belley 1/20 000 n° 3,4,7 et 8. DES, Lyon – ENSPM.

NICOLLIN J.P. (1983) – Foraminifères du Lias moyen et supérieur du Bugey (Jura méridional). Thèse 3e cycle, Lyon I.

PELLETIER M. (1960) – Contribution à l'étude stratigraphique de la première série calcaire du Jura méridional. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon,* nouv. série, n° 4.

PETERSCHMITT R. (1948) – Une analyse pollinique de tourbes du marais de Lavours à Béon (Ain). *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 277,11.

PONTALIER Y. (1953) – Étude géologique dans le Jura méridional : extrémité méridionale du Grand-Colombier, du Valmorey et du faisceau de Cormaranche, feuilles Belley 1/20 000 n° 3 et 4. DES, Lyon – ENSPM.

RICHARD H. (1986) – Le Préboréal du lac de Bart (01). Paléoenvironnement holocène des Alpes françaises du Nord et leur piémont. Dryas III, Préboréal. Rapport final. Inst. géogr., Grenoble.

RICHE A. (1893) – Étude stratigraphique sur le Jurassique inférieur du Jura méridional. *Annal. Univ. Lyon*, VI, 3.

SIGAL J. (1962) – Contribution à l'étude du faisceau occidental du Jura bugeysan entre le Rhône, la cluse des Hôpitaux et le Furans (feuille de Belley au 50 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 268, t LIX.

STEINHAUSER N., LOMBARD A. (1969) – Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional. *C.R. Soc. phys. hist. nat. Genève*, N.S., vol. 4, fasc. 1.

STEINHAUSER N., CHAROLLAIS J. (1971) – Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du « Valanginien » de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. *Géobios,* Lyon, vol. 4, fasc. 1.

TOURNIER J. (1922) – La catastrophe des Granges de Montagnieu (Ain). Étude géographique et géologique. *Bull. Soc. Le Bugey*, Belley, t.5.

Phénomènes karstiques

CHIROL B. (1985) – Contribution à l'inventaire spéléologique de l'Ain (Jura méridional). Spéléo 01, spécial 1985, éd. Comité départemental spéléo. de l'Ain.

DELORE J. (1983) – Traçages dans le Bas-Bugey, environ d'Innimond, Ain. Spéléologie dossiers, *Bull. Comité départ. spéléo du Rhône*, 17.

DUBOIS M. (1959) – Le Jura méridional, étude géomorphologique. Éd. SEDES, Paris.

FAURE G. (1980) – Cartographie et hydrogéologie du synclinal d'Innimond, région de Belley (Ain). DEA, Lyon I.

LAURENT R., MEYSSONNIER M. (1987) – Feuille IGN Belley. *In :* Inventaire des circulations karstiques du bassin Rhône-Méditerranée-Corse, région Rhône-Alpes.

LAURENT R., RIALLAND A., GINET R. (1972) – Les cavités naturelles et la faune souterraine du Bas-Bugey (Ain). *Bull. Soc. écol.*, t. III, n° 4.

NICOD J., CHARDON M. (1986) – Réunion de la commission des phénomènes karstiques et de l'AFK, Univ. Lyon I, C.R. d'excursion. *Karstologia,* FFS-AFK, n° 8.

Végétation et cultures

DOBREMEZ J.F., PAUTOU G. (1972) – La végétation du Bas-Bugey. *Bull. Soc. écol*, 3, (4).

DOBREMEZ J.F,. PAUTOU G. (1974) – Carte écologique des Alpes à 1/100 000, feuille de Belley. *Doc. Cart. écol.*, XIII.

GIREL J. (1982) – Les apports en eau dans la vallée du Haut-Rhône français : essai de synthèse cartographique par exploitation de données biogéographiques et floristiques. *Rev. géogr. de Lyon*, 1.

PAUTOU G., GIREL J., AIN G. (1979) – Recherches écologiques dans la vallée du Haut-Rhône français. *Doc. Cart. écol.*, XXII.

PITTE J.R. (1978) – Remarques sur la formation du vignoble du Bugey. Actes du coll. « Géographie historique des vignobles », Bordeaux, Octobre 1977. Éd. du CNRS, tome 1.

QUANTIN A. (1935) – L'évolution de la végétation à l'étage de la Chênaie dans le Jura méridional. Thèse, Paris.

Carte géologique à 1/250 000

Feuille *Lyon*, 1re édit. (1980), par J.C. Chiron, Y. Kerrien, R. Bouiller.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Nantua*, 1re édit. (1887), par E. Benoît. 2e édit. (1936), par A. Riche, C. Depéret, L. Doncieux, J. Dareste de la Chavanne. 3e édit. (1964), par R. Enay, J. Tricart, A. Lombard.

Feuille *Chambéry*, 1re édit. (1901), par H. Douxami, D. Hollande, A. Riche. 2e édit. (1958), par P. Gidon, P.R. Giot, A. Riche, A. Vatan, J. Viret. 3e édit. (1964), réimpression sans modification de la 2e édition.

Cartes géologiques à 1/50 000

Feuille *Saint-Rambert*, 1re édit. (1981), par R. Enay, M. Lorenchet de Montjamont, L. David.

Feuille *Montluel*, 1re édit. (1978), par L. David, R. Enay, C. Mangold.

Feuille *Rumilly*, 1re édit. (1970), par M. Gidon.

Feuille *La Tour-du-Pin*, 1re édit. (1976), par M. Gigout.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional Rhône-Alpes, 29, boulevard du 11 Novembre, BP 6083, 69604 Villeurbanne Cédex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

Collections paléontologiques du Museum d'histoire naturelle de Lyon et de l'université Claude Bernard Lyon I, musée de Cerin.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

Guy MONJUVENT, pour les terrains quaternaires, leur description, leur organisation et leur histoire ;

Jacky GIREL, ingénieur au CNRS, pour le chapitre, « Végétation et cultures » ;

J. COMBIER, directeur de recherches au CNRS, pour la préhistoire ;

Roger LAURENT et Janine GIBERT, pour l'hydrologie souterraine et les phénomènes karstiques ;

Christian GAILLARD, pour le gisement de Cerin ;

Yves KERRIEN, pour les autres chapitres, avec la collaboration de C. GAILLARD et M. LORENCHET de MONTJAMONT, pour la description des terrains de leurs secteurs de levés.

La coordination générale du texte a été assurée par Y. KERRIEN.

Présentation au C.C.G.F. : 23 juin 1988
Acceptation de la carte et de sa notice : 17 mars 1989
Impression de la carte : 1990
Impression de la notice : octobre 1990