



CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000
N° 653

CARTE
GÉOLOGIQUE
SPÉCIALE
DE LA SUISSE
N° 124

SAINT-JULIEN-EN- GENEVOIS

par
M. DONZEAU, R. WERNLI, J. CHAROLLAIS,
G. MONJUVENT

SAINT-JULIEN-EN-GENEVOIS

La carte géologique à 1/50 000
SAINT-JULIEN-EN-GENEVOIS est
recouverte par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
au sud-ouest : NANTUA (N° 160)
au sud-est : ANNECY (N° 160 bis)
au nord-ouest : SAINT-CLAUDE (N° 149)
au nord-est : THONON (N° 150)



DÉPARTEMENT DE L'INTÉRIEUR, DE L'ENVIRONNEMENT
ET DES AFFAIRES RÉGIONALES
SERVICE CANTONAL DE GÉOLOGIE DE GENÈVE
36, boulevard Saint-Georges - CH - 1211 GENÈVE 8 - SUISSE



DÉPARTEMENT DE L'INTÉRIEUR
SERVICE HYDROLOGIQUE ET
GÉOLOGIQUE NATIONAL
CH-3003 BERNE - SUISSE

Moirans-en-Montagne	Saint-Claude	Douvaine
Nantua	ST-JULIEN EN-GENEVOIS	Annemasse
Saint-Rambert	Seysssel	Annecy Bonneville

MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINT-JULIEN-EN-GENEVOIS À 1/50 000**

par

**M. DONZEAU, R. WERNLI, J. CHAROLLAIS,
G. MONJUVENT**

1997

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : DONZEAU M., WERNLI R., CHAROLLAIS J., MONJUVENT G. (1997) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Donzeau, R. Wernli, J. Charollais, G. Monjuvent (1997), 144 p.

pour la notice : DONZEAU M., WERNLI R., CHAROLLAIS J., MONJUVENT G. (1997) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653). Orléans : BRGM, 144 p. Carte géologique par M. Donzeau, R. Wernli, J. Charollais, G. Monjuvent (1997).

© BRGM, 1997. 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 (France) : 2-7159-1653-1

ISBN (Suisse) : 3-906723-18-6

Distribution en Suisse : Office fédéral de topographie, CH-3084 Warben.

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ - SUMMARY - ZUSAMMENFASSUNG	5
INTRODUCTION	12
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE</i>	12
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	12
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	12
DESCRIPTION DES TERRAINS	15
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	15
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	16
Secondaire	16
Tertiaire	57
Quaternaire	63
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	89
ÉVOLUTION TECTONIQUE	93
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	105
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	105
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	108
<i>RISQUES NATURELS</i>	108
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	111
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	118
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	120
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	125
<i>COUPES DE SONDAGES ET TUNNELS</i>	125
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	125
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	131
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	143
AUTEURS	143

ENCARTS

fig. 1 - Coupe lithostratigraphique synthétique du Mésozoïque

fig. 2 - Topographie du substratum sous le Quaternaire et extension des « alluvions anciennes »

fig. 4 - Esquisse tectonique de la partie jurassienne

fig. 5 - Coupes géologiques

RÉSUMÉ

La feuille Saint-Julien-en-Genevois est une carte transfrontalière s'étendant en territoire franco-suisse. Elle recouvre deux entités géologiques majeures : à l'Est, la plaine molassique du Genevois qui correspond à l'extrémité occidentale du plateau molassique suisse et, à l'Ouest, la chaîne montagneuse plissée du Jura. Ces deux entités géologiques se situent dans l'avant-pays alpin.

La série stratigraphique comporte des terrains datés de la base du Secondaire (Trias) jusqu'au Quaternaire. Elle est constituée essentiellement de calcaires, argiles, marnes, sables et grès, avec dolomie et gypse subordonnés.

La partie jurassienne de la feuille est traversée du SSE vers le NNW par la faille du Vuache, responsable de séismes, notamment celui du 15 juillet 1996 à Annecy.

Aucune ressource minérale n'est actuellement en exploitation. De nombreux indices d'hydrocarbures dans la plaine du Genevois et le Jura ont motivé des campagnes de prospection pétrolière, sans résultat important à ce jour.

Les ressources en substances utiles comportent principalement des calcaires à granulats dans les terrains secondaires et des sables et graviers dans les terrains tertiaires et quaternaires.

La région est encore sous l'influence du régime compressif alpin. Il peut en résulter des phénomènes d'instabilité se traduisant par des tremblements de terre, des mouvements séculaires de la topographie et des déformations dans les terrains quaternaires.

SUMMARY

Introduction. The map sheet Saint-Julien-en-Genevois covers both French and Swiss territory. Part of the eastern half of the map area is occupied by the Swiss Canton of Geneva, whereas on French territory, the Rhone river marks the boundary between the Departments of Ain and Haute-Savoie on its right and left bank, respectively.

In the area covered by the map sheet, two major geological units are discerned, both of which are part of the Alpine foreland: In the east there is the Molasse plain of the Genevois area (mean altitude 450 m a.s.l.), which is the western continuation of the Swiss Molasse Basin, while in the west there are the Folded Jura mountains, whose maximum altitude (1717 m) is reached at Mt. Reculet. The Jura mountains are cross-cut in a SSE-NNW direction by the Vuache fault zone, which was at the origin of the

earthquake at Annecy on 15 July 1996. The ridge of Mt. Salève, situated in the southeastern corner of the map area, also belongs to the Jura mountains.

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

The Mesozoic formations (Triassic–Turonian) (fig. 1) are reasonably well dated thanks to the studies by Meyer (1995) on the Lower Jurassic (Liassic), Mangold (1970) and Wernli (1971) on the Middle Jurassic (Dogger), Enay (1966) and Gaillard (1983) on the Oxfordian, Bernier (1984) on the Kimmeridgian–Tithonian and Charollais *et al.* (1989) on the Lower Cretaceous. On the whole, the Mesozoic sediments consist of a fairly regular succession of competent limestones and incompetent marls. This particular stratigraphic pattern strongly influenced the tectonic style of the southern Folded Jura.

The stratigraphic succession begins with gypsum-bearing Keuper marls. These are overlain by Rhaetian sandstones, which are in turn followed by ammonite-bearing Lower Jurassic marls (thickness 170 m). The Middle Jurassic (220 m) consists of echinoderm limestones and marls with small oysters of late Bajocian age, fine-grained limestones of Bathonian age, and thin ferruginous limestones of Callovian age. The Upper Jurassic has a total thickness of 500–700 m. Its lower portion is composed of ammonite-bearing marls of Oxfordian age, whereas the upper part consists of limestones with a reefal facies in the upper Kimmeridgian. The Purbeckian sediments show evidence of emersion. The Lower Cretaceous (400–500 m) is comprised of a succession of marls and bioclastic limestones, which were deposited on a shallow platform, and the overlying Urgonian limestones (100 m, upper Hauterivian–Barremian), which have a tendency to form steep cliffs. The Upper Cretaceous (50 m) consists of the argillaceous, phosphatic and ammonite-bearing ‘Grès verts jurassiens’ (Bedoulian to Albian) and chalky limestones with chert and plankton of Turonian age.

At the base of the Tertiary succession (Bartonian?, Ludian? – Burdigalian) (fig. 1), there are Eocene continental sandstones that were deposited on a karstified surface. This very thin unit, the so-called Sidérolithique, discordantly overlies different Mesozoic units and locally seals embryonic tectonic structures (Joukowsky & Favre, 1913; Paréjas, 1938b; Weidmann, 1984, Charollais *et al.*, 1988). It is overlain by the Molasse succession, which extends up to the Upper Marine Molasse (OMM, Burdigalian) in this area. The Molasse deposits were studied by Joukowsky & Favre (1913), Heim (1922), Lagotala (1935, 1947), Paréjas (1938b), Rigassi (1957), Arikian (1964), Kissling (1974), Weidmann (1984), Fasel (1986), Angelillo (1987), Engesser & Mayo (1987), Charollais *et al.* (1988) and Jenny *et al.* (1995).

The Quaternary deposits, which occur mainly on the eastern half of the map area, consist of glaciolacustrine and fluvioglacial sediments, as well as glacial till. They rest unconformably on the Upper Marine Molasse (fig. 2), with a temporal hiatus of approximately fifteen million years. The Quaternary succession documents the following events: The 'Riss' and 'Würm' glaciations, and eight retreat stadials of the 'Würm' glaciation represented by mainly deltaic glaciolacustrine sediments (fig. 3).

Structure (figs. 4, 5, 6). The structural evolution of the region can be studied in the outcrops of the Mesozoic formations, i.e. in the Jura mountains in the western part of the map area.

The tectonic structure of the Saint-Julien-en-Genevois area is dominated by the Vuache fault, a N170° oriented left-lateral strike-slip fault. Sporadic movements along this basement fault have had an influence on sediment distribution from Permo-Carboniferous to Holocene times (Enay, 1966; Krummenacher, 1970; Charollais *et al.*, 1983; Blondel, 1984, 1988; Sambeth, 1984; Sambeth and Pavoni, 1988; Amato, 1983, 1985, 1988; Guyonnet, 1987; Blondel *et al.*, 1988; Gorin *et al.*, 1993; Signer and Gorin, 1995). The Vuache fault belongs to a regional group of left-lateral strike-slip faults in the Geneva basin; this group also includes the Caille, Cruseilles, Coin and Arve faults (fig. 6). Movements along the Vuache fault caused the earthquake of 15 July 1995 that shook the northwest of Annecy.

The Vuache fault zone divides the Folded-Jura part of map sheet Saint-Julien-en-Genevois into two areas of contrasting tectonic style (Blondel, 1984; Guyonnet, 1988; Nussbaumer, 1995):

- In the Vuache - Haute-Chaîne - Chalam area in the east, a system of N 30° oriented ramp folds occurs (Reulet and Crêt-de-Chalam thrust faults). These were overthrust towards the NW, which led to a horizontal shortening of the Mesozoic and Tertiary strata of 2 and 4 km, respectively.
- The Retord - Giron area in the west is comprised of plateaus that are bounded by strike-slip faults. The plateaus consist of N15° trending box folds with angular hinges. In some cases the hinge lines are associated with longitudinal faults, which are interpreted as Oligocene normal faults that were subsequently inverted during Alpine compression. Superimposed on the predominant fault direction is a system of conjugated strike-slip faults, whose orientation is N80° (right-lateral) and N110° (left-lateral), and which can be observed on different scales.

The Vuache fault zone consists of three segments, namely (from north to south):

- the monocline of Mt. Vuache
- the linking structure of Léaz - Champfromier
- the en-echelon faults of Mt. Haute-Crête

In the map area, the trace of the Vuache fault zone displays a horsetail geometry, which is interpreted as the cover expression of a convergent overstep between staggered strike-slip faults. At the linking structure of Léaz – Champfromier, the left-lateral horizontal displacement along Mt. Vuache is transformed into a compressional deformation, with imbricates and sigmoidal faults. Farther in the north, at Mt. Haute-Crête, strike-slip faults relay each other in a left-stepping en-echelon manner. On the whole, the various linking structures in the Mesozoic and Tertiary strata point to a discontinuous trend of the main strike-slip fault in the pre-Mesozoic basement.

Recent geodynamic processes. The region is influenced by the ongoing Alpine compression, which is documented by earthquakes, secular crustal movements and the deformation of Quaternary sediments.

Mineral resources. At present no mineral deposits are being exploited. In the past, gypsum was worked from Triassic sediments, phosphate minerals from the 'Grès verts jurassiens' and iron and glass sands from Sidérolithique deposits. Numerous hydrocarbon indications (bituminous impregnations, gas shows) in the Genevois plain and the Jura mountains entailed a number of prospection campaigns, none of which met with success, however.

Construction materials that are currently extracted comprise crushed gravel produced from Mesozoic limestones, as well as Quaternary sands and gravels. In the past, limestones and Molasse sandstones were used as building stones; limestones were also exploited for the production of quicklime. Various clay deposits were worked for brick clay, cement additives and raw materials for the production of refractories.

ZUSAMMENFASSUNG

Einleitung. Das grenzüberschreitende Blatt Saint-Julien-en-Genevois umfasst französisches und schweizerisches Staatsgebiet. Im Nordosten des Blattes liegt ein Teil des Kantons Genf, während sich auf französischem Territorium rechts der Rhone das Département Ain, links der Rhone das Département Haute-Savoie befindet.

Im Kartengebiet lassen sich zwei geologische Grosseinheiten unterscheiden, die beide zum alpinen Vorland gehören: Im Osten das Molassegebiet des Genevois, dessen mittlere Höhe bei 450 m ü. M. liegt und das die westliche Fortsetzung des schweizerischen Molassebeckens darstellt; im Westen die Ketten des Faltenjuras, der beim Reculet mit 1717 m seinen höchsten Punkt erreicht. Zum Faltenjura gehört auch die Kette des Mont Salève im Südosten des Kartenblattes. Der Faltenjura wird in SSE–NNW-Richtung von der Vuache-Störungszone gequert, die

namentlich für das Erdbeben von Annecy am 15. Juli 1996 verantwortlich war.

Stratigraphische Abfolge. Die stratigraphische Abfolge reicht von der Trias bis ins Quartär.

Die Alterszuweisung der Formationen des Mesozoikums (Trias bis Turonien) (Fig. 1) ist dank der Arbeiten von Meyer (1995) über den Lias, Mangold (1970) und Wernli (1971) über den Dogger, Enay (1966) und Gaillard (1983) über das Oxfordien, Bernier (1984) über das Kimméridgien–Tithonien sowie Charollais *et al.* (1989) über die untere Kreide recht gut bekannt. Insgesamt stellt die mesozoische Abfolge eine ziemlich regelmässige Wechselfolge von harten Kalken und zurückwitternden Mergeln dar. Diese stratigraphische Anordnung beeinflusste den tektonischen Stil des südlichen Juras wesentlich.

Die stratigraphische Abfolge beginnt mit dem mergeligen, gipsführenden Keuper, über welchem die Rhät-Sandsteine und anschliessend der vorwiegend mergelige, ammonitenführende Lias (Mächtigkeit 170 m) folgen. Der Dogger (220 m) besteht aus Echinodermenkalken und Mergeln mit kleinen Austern des oberen Bajociens, aus feinkörnigen Kalken des Bathoniens und aus geringmächtigen eisenschüssigen Kalken des Calloviens. Der Malm (500–700 m) ist in seinem unteren Teil (Oxfordien) mergelig und enthält Ammoniten; im oberen Teil ist er kalkig und zeigt im oberen Kimméridgien eine Riff-Fazies. Im Purbeckien zeichnet sich eine Emersion ab. Die untere Kreide (400–500 m) besteht aus einer Abfolge von bioklastischen Kalken und Mergeln, die auf einer untiefen Plattform abgelagert wurden, und den darüberfolgenden Urgon-Kalken (100 m, oberes Hauterivien – Barrémien), die zur Bildung markanter Felswände neigen. Die obere Kreide (50 m) setzt sich aus den tonigen, ammonitenführenden und phosphatischen «Grès verts jurassiens» (Bédoulien–Albien) sowie kreidigen Kalken mit Silex und Plankton des Turoniens zusammen.

An der Basis der Tertiärabfolge (Bartonien?, Ludien? – Burdigalien) (Fig. 1) liegt das Siderolithikum, d.h. Sandsteine eozänen Alters, die einer verkarsteten Fläche auflagern und dabei verschiedene Einheiten der mesozoischen Schichtfolge diskordant überlagern. Diese sehr geringmächtige Bildung versiegelt mancherorts embryonale tektonische Strukturen (Joukowsky & Favre, 1913; Paréjas, 1938b; Weidmann, 1984; Charollais *et al.*, 1988). Über dem Siderolithikum folgt die Schichtreihe der Molasse, die hier bis in die Obere Meeresmolasse (OMM, Burdigalien) reicht. Die Molasse wurde von Joukowsky & Favre (1913), Heim (1922), Lagotala (1935, 1947), Paréjas (1938b), Rigassi (1957), Arikani (1964), Kissling (1974), Weidmann (1984), Fasel (1986), Angelillo (1987),

Engesser & Mayo (1987), Charollais *et al.* (1988) und Jenny *et al.* (1995) untersucht.

Das Quartär liegt als glaziolakustrische und fluvioglaziale Sedimente sowie Moränen vor und tritt vorwiegend in der östlichen Blatthälfte auf. Es liegt diskordant auf der Oberen Meeresmolasse (Fig. 2), wobei die Schichtlücke eine Zeitspanne von etwa fünfzehn Millionen Jahren umfasst. Die Quartärabfolge dokumentiert nacheinander die «Riss»- und die «Würm»-Vergletscherung sowie acht «Würm»-Rückzugsstadien in Form einer Abfolge von vorwiegend deltaischen glaziolakustrischen Ablagerungen (Fig. 3).

Tektonik (Fig. 4, 5, 6). Die regionale tektonische Entwicklung lässt sich in der mesozoischen Schichtreihe beobachten, d.h. im Gebiet des Faltenjuras im Westteil des Kartenblattes.

Der tektonische Bau des Gebietes von Blatt Saint-Julien-en-Genevois wird durch die N170° orientierte Vuache-Störung, eine Blattverschiebung mit sinistralen Versatz, geprägt. Sporadische Bewegungen an dieser Sockelstörung hatten vom Permo-Karbon an bis in jüngste Zeit Einfluss auf die Sedimentverteilung (Enay, 1966; Kruppenacher, 1970; Charollais *et al.*, 1983; Blondel, 1984, 1988; Sambeth, 1984; Sambeth und Pavoni, 1988; Amato, 1983, 1985, 1988; Guyonnet, 1987; Blondel *et al.*, 1988; Gorin *et al.*, 1993; Signer und Gorin, 1995). Die Vuache-Störung gehört, zusammen mit der Caille-, der Cruseilles-, der Coin- und der Arve-Störung, zu einer regionalen Gruppe von sinistralen Blattverschiebungen im Genfer Becken (Fig. 6). Von ihr ging am 15. Juli 1996 das Erdbeben im NW von Annecy aus.

Die Vuache-Störungszone teilt den Anteil des Faltenjuras auf Blatt Saint-Julien-en-Genevois in zwei Bereiche mit gegensätzlichem tektonischem Stil (Blondel, 1984; Guyonnet, 1988; Nussbaumer, 1995):

– Der Bereich Vuache – Haute Chaîne – Chalam im Osten weist ein System von N30° orientierten, nach NW überschobenen Rampenfalten auf (Reculet- und Crêt-de-Chalam-Überschiebung), die eine horizontale Verkürzung des Deckgebirges um 4 bzw. 2 km bewirken. Die Falten sind seitlich durch die Vuache-Störung begrenzt, welche die laterale Rampe der Crêt-de-Chalam-Überschiebung bildet.

– Der Bereich Retord – Giron im Westen besteht aus Plateaus, die aus N15° streichenden Kofferfalten mit geknickten Scharnieren aufgebaut und seitlich durch Blattverschiebungen begrenzt sind. Die Anlage der Scharniere steht zum Teil im Zusammenhang mit Längsstörungen, welche als oligozän angelegte, während der alpinen Kompression invertierte Abschiebungen interpretiert werden. Die vorherrschende Störungsrichtung wird durch ein System konjugierter Blattverschiebungen überlagert, die

N80° (dextral) und N110° (sinistral) verlaufen und in verschiedenen Grössenordnungen zu beobachten sind.

Die Vuache-Störungszone besteht aus drei Abschnitten, nämlich (von Nord nach Süd):

- die Monoklinale des Vuache
- die Verbindungsstruktur von Léaz – Champfromier
- die en-échelon-Störungen der Haute Crête

Im Gebiet von Blatt Saint-Julien-en-Genevois ist die Spur der Vuache-Störungszone in «Horsetail»-Form angeordnet, was als Ausdruck einer konvergenten Verbindungsstruktur zwischen seitlich versetzten Blattverschiebungssegmenten im Deckgebirge interpretiert wird. Der sinistrale Horizontalversatz entlang dem Vuache geht im Bereich der Verbindungsstruktur von Léaz – Champfromier in eine kompressive Deformation mit Schuppenbau und sigmoidalen Falten über. Die en-échelon angeordneten Störungen in der Haute Crête weiter im Norden sind das Resultat einer linkssinnigen en-échelon-Ablösung von Blattverschiebungen. Insgesamt lassen die Verbindungsstrukturen zwischen gut definierten Blattverschiebungsabschnitten im Deckgebirge auf einen diskontinuierlichen Verlauf der Störung im prämesozoischen Grundgebirge schliessen.

Rezente geodynamische Prozesse. Das Kartengebiet steht unter anhaltendem Einfluss der alpinen Kompression, was sich durch Erdbeben, säkulare Krustenbewegungen und die Deformation quartärer Ablagerungen bemerkbar macht.

Mineralische Rohstoffe. Derzeit werden im Gebiet des Kartenblattes keine mineralischen Lagerstätten ausgebeutet; in der Vergangenheit wurden jedoch Gips aus der Trias, Phosphat aus den «Grès verts jurassiens» sowie Eisen und Glassande aus dem Siderolithikum gewonnen. In der Ebene des Genevois und im Jura wurden aufgrund zahlreicher Kohlenwasserstoffindikationen (Imprägnationen, Gasindikationen) Prospektionskampagnen durchgeführt, die jedoch bis heute erfolglos geblieben sind.

Als mineralische Baustoffe werden quartäre Sande und Schotter sowie mesozoische Kalke zur Herstellung von Schotter und Splitt abgebaut. In früherer Zeit wurden Kalke und Molassesandsteine als Bausteine verwendet; Kalke wurden ausserdem zur Herstellung von gebranntem Kalk gebraucht. Verschiedene Tonlager lieferten Ziegeleirohstoffe, Zusatzstoffe für die Zementproduktion und Rohstoffe zur Herstellung feuerfester Materialien.

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

Le territoire de la feuille Saint-Julien-en-Genevois s'étend sur deux pays, deux départements français et deux domaines géographiques distincts :

– sur le plan de la géographie politique, une partie de l'Est de la feuille s'étend sur le canton de Genève, en territoire suisse. En territoire français, le Rhône marque la limite entre deux départements : l'Ain en rive droite et la Haute-Savoie en rive gauche ;

– sur le plan de la géographie physique, la feuille couvre deux domaines qui occupent chacun une moitié de la feuille : à l'Est, la plaine du Genevois (altitude moyenne 450 m) et à l'Ouest les montagnes du Jura méridional, relief montagneux abrupt qui culmine à 1 717 m au Reculet. L'angle sud-est de la feuille effleure la montagne du Salève.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Les deux domaines géographiques sur lesquels s'étend la feuille Saint-Julien-en-Genevois correspondent à deux entités géologiques : le Jura à l'Ouest et la molasse suisse (extrémité occidentale du plateau suisse) à l'Est, situées toutes deux dans l'avant-pays alpin.

D'orientation générale NE-SW, la chaîne du Jura forme un croissant à concavité vers le Sud-Est. Les domaines structuraux jurassiens couverts par la feuille Saint-Julien-en-Genevois sont, à l'Ouest, le Jura des plateaux (ou Jura externe), constitué de zones subtabulaires entrecoupées de faisceaux plissés et, à l'Est, la Haute-Chaîne (ou Jura interne) constituée de plis orientés NE-SW à NNE-SSW formant des reliefs qui dominent la dépression molassique suisse.

À l'Est, la dépression molassique suisse sépare les Alpes du Jura. Dans son coin sud-est, la feuille effleure le mont Salève, chaînon à caractère jurassien isolé dans cette plaine molassique.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs

Cartes régulières

La feuille Saint-Julien-en-Genevois empiète sur quatre cartes géologiques à 1/80 000 : Saint-Claude (2^e éd. : Dreyfuss, 1965), Thonon (2^e éd. : Gagnebin, 1950), Annecy (3^e éd. : Barbier *et al.*, 1969), et Nantua

(3^e éd. : Enay, 1964). Le bassin genevois est en partie couvert par les feuilles Chancy (Paréjas, 1938b) et Genève (Lombard, 1965) de l'Atlas géologique suisse à 1/25 000, les cartes géologiques et géotechniques du canton de Genève à 1/5 000 Pont-Butin et Lancy (Ruchat, 1980-1989). La feuille Saint-Julien-en-Genevois est aussi couverte par le coin sud-est de la carte géologique à 1/250 000 Chalon-sur-Saône (Chiron *et al.*, 1987).

Levés inédits

Des levés inédits à 1/20 000 et 1/25 000 des universités de Genève, de Lyon et de l'Institut français du pétrole ont servi de contrôle pour certaines zones de la carte. Ils sont cités dans les travaux consultés.

Principaux auteurs

• **Terrains anté-quaternaires.** Les ouvrages fondamentaux suivants nous ont servi de base : Mangold (1970) pour le Bathonien et le Callovien, Enay (1966) pour l'Oxfordien, Bernier (1984) pour le Kimméridgien et le Tithonien, Clavel *et al.* (1986a) pour le Néocomien, Conrad (1969) pour l'Urgonien, Krummenacher (1970, 1972) pour la tectonique générale.

Les travaux des géologues anciens, pionniers de la stratigraphie jurassienne, quoique réactualisés par les auteurs plus modernes, restent toujours des guides : on trouvera les références de A. Riche, P. Choffat, l'abbé Bourgeat, X. de Tsytoitch, dans les ouvrages cités ci-avant.

• **Terrains quaternaires : évolution des connaissances.** La géologie du Quaternaire genevois débute en 1841 : L.A. Necker distingue l'« alluvion ancienne », ainsi nommée pour sa ressemblance aux alluvions actuelles et le « terrain supérieur d'argile à blocs » (moraine). A. Falsan et E. Chantre (1877) émettent l'idée des phénomènes de déglaciation. A. Penck et E. Brückner (1907) distinguent trois limites des glaciers wurmiens dans le bassin genevois (5 : fort de l'Écluse, 6 : Laconnex, et 7 : Genève). Avec E. Paréjas (1938a) débute la véritable stratigraphie genevoise, avec la distinction de six unités : 1, moraine de fond du Riss ; 2, glacio-lacustre ancien et marnes à lignite (interglaciaire Riss-Würm) ; 3, alluvion ancienne attribuée à un fluvio-glaciaire ; 4, moraine de fond supérieure ; 5, glacio-lacustre récent et 6, alluvions des plateaux. La déglaciation wurmienne est particulièrement détaillée, tant lithologiquement (argile de fond, deltas, lessivage marginal) que paléogéographiquement, avec trois stationnements glaciaires accompagnés de lacs (au-dessus de 428 m, 428 m et 408 m).

M. Gignoux et D. Mathian (1950) décrivent les anciennes vallées anté-wurmiennes du Rhône et de la Valserine aussi profondément creusées que les actuelles, mais d'un tracé différent, dans lesquelles se situent les alluvions anciennes surmontées par les formations glaciaires wurmiennes (moraines et dépôts glacio-lacustres). Ensuite les conceptions subissent

une régression considérable avec la théorie « monoglaciale » et « unimorainique » de A. Jayet (1942), qui considère que tout le Quaternaire rhodanien est morainique et wurmien, avec la définition de onze stades de retrait (Jayet, 1966). En 1970, P. Gangloff revient à une stratigraphie plus réaliste en décrivant huit unités stratigraphiques dont deux complexes lacustres et conglomératiques encadrés par deux moraines, sans véritable chronologie. C. Reynaud en 1982, d'après des analyses sédimentologiques et palynologiques essentiellement de forages, distingue neuf unités stratigraphiques. Il reconnaît l'unité lacustre de Soral attribuée à un intervalle du Würm moyen (50-45 000 ans) et la réavancée glaciaire de Norcier (antérieure à 45 000 B.P.). Il date l'alluvion ancienne du début du Wurmien (65-60 000 a), certaines marnes à lignite d'interstades du début Wurmien (70-60 000 a) et la moraine de base du début du Wurmien ancien (75-70 000 a). Une chronostratigraphie, proposée pour la première fois, reste incomplète car ne prenant pas en compte, notamment, la formation interstade de Cartigny.

La stratigraphie genevoise est revue par R. Arn (1984) qui reconnaît neuf unités depuis la moraine de fond inférieure rissienne jusqu'à la moraine de fond supérieure de Cartigny, admet l'intervalle de Cartigny mais ignore celui de Soral. Il distingue trois avancées glaciaires wurmiennes dont la première n'aurait pas dépassé Genève et aurait provoqué le dépôt de l'alluvion ancienne, le tout parallélisé avec une chronologie wurmienne détaillée établie plus en amont dans le bassin lémanique.

Ce schéma est reproduit par D. Maystre et J. Vergain (1992) sans la duplication de la moraine supérieure (interstade de Cartigny). Le plus grand bouleversement depuis A. Jayet est apporté par S. Wegmüller *et al.* (1995) qui, d'après la seule analyse palynologique du second forage de Montfleury, attribue une première formation lacustre (Confignon) à un interglaciaire anté-holsteinien, une seconde formation lacustre (Montfleury) à l'interglaciaire holsteinien, définissant ainsi au moins deux glaciations anté-holsteiniennes et contestant la position stratigraphique traditionnelle de l'alluvion ancienne en postulant sa possible multiplicité.

La stratigraphie quaternaire des bassins de Genève et lémanique, complexe, est encore mal connue. L'interglaciaire Riss-Würm y a laissé des traces, de même que la glaciation rissienne. La glaciation wurmienne, multiple, a probablement plusieurs interstades. Il n'est pas certain que des formations anté-rissiennes soient présentes, notamment à Montfleury où les interprétations palynologiques conduisent à une stratigraphie locale peu vraisemblable. La complexité de la stratigraphie genevoise traduit la complexité du Quaternaire lémanique, notamment au niveau de la glaciation wurmienne et à cet égard les feuilles Saint-Julien-en-Genevois et Annemasse constituent une région-clé.

Conditions d'établissement de la carte

• **Pour la partie jurassienne de la feuille**, une grande partie des levés de détail (souvent à 1/10 000) a été assurée par des travaux de diplômés du département de géologie et de paléontologie de l'université de Genève depuis 30 ans. Pour le reste, une excellente collaboration s'est installée entre le BRGM et cet institut. La cartographie récente a été contrôlée par la diagnose en laboratoire d'environ 1 000 échantillons de roches et de fossiles, dont environ 800 lames minces pour micropaléontologie et microfaciès. Il faut noter que les discriminations sur le terrain ne sont souvent possibles que sur des critères microscopiques. La mototarière du BRGM a été utilisée dans les zones à fort recouvrement superficiel, surtout pour reconnaître l'extension des formations marneuses peu affleurantes, particulièrement dans le Crétacé supérieur et la molasse (campagne 1995 : 56 forages).

• **La cartographie du Quaternaire** a fait l'objet de levés originaux sur toute l'étendue de la feuille, avec l'aide de la photo-interprétation (photographies aériennes IGN, 1961). Nous avons largement utilisé la feuille Chancy, les cartes géologiques et géotechniques du canton de Genève (Amberger, 1983a,b, 1984), ainsi que les cartes inédites des diplômés des sciences de la Terre de l'université de Genève (Maystre, 1989 ; Vergain, 1989). Nous avons exploité, après réinterprétation, les nombreux forages du Code minier du Service cantonal de géologie de Genève pour le territoire suisse et les sondages de l'autoroute Blanche, au nombre de plusieurs centaines. 153 forages mototarière (BRGM) ont été exécutés en deux campagnes (1992 et 1993) dans le bassin genevois. Ceux prévus dans le bassin de Bellegarde n'ont pu être réalisés.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Terrains anté-quatérnaires

Le territoire de la feuille Saint-Julien-en-Genevois a été l'objet de sondages profonds et de percements de tunnels. La coupe du sondage Hamilly 2 est présentée en fin de notice (fig. 9, p. 124).

Terrains quaternaires

La stratigraphie du Quaternaire genevois étant très complexe, on a reconnu un certain nombre de formations non affleurantes par forages. Ces formations sont au nombre minimum de huit si l'on n'accepte pas les conclusions de S. Wegmuller *et al.* (1995), treize si on les accepte. En voici la liste avec les auteurs qui les ont étudiées pour la dernière fois :

1. Moraine inférieure (auteurs nombreux). Riss.
2. Formation palustre de Conignon 1 (Reynaud, 1982), Sous-Terre (Arn, 1984). Déglaciation Riss-Würm.
3. Moraine de Conignon 2 (Reynaud, 1982). Würm précoce.
4. Gravier inférieur de Montfleury (Arn, 1984). *Id.*
5. Formation glacio-lacustre de Montfleury (Arn, 1984). *Id.*
6. Formation palustre de Conignon 3 (Reynaud, 1982), Pont-Butin, marnes à lignite (Arn, 1984). Intervalle du Würm précoce.
7. Formation glacio-lacustre et lacustre de Soral (Reynaud, 1982). Würm moyen.
8. Formation palustre de Cartigny (Arn, 1984). Interstade Würm moyen-récent.

Si l'on accepte l'âge interglaciaire holsteinien de la formation de Montfleury, sous-jacente à l'alluvion ancienne (jusqu'ici attribuée au Würmien), il faut y ajouter (du plus récent au plus ancien) :

9. Formation lacustre de Montfleury (Wegmüller *et al.*, 1995). Interglaciaire holsteinien 1.
10. Formation glacio-lacustre de Montfleury (*Id.*). Glaciaire antérieur (= ?).
11. Formation lacustre analogue à Conignon 1 (*Id.*). Interglaciaire antérieur (= ?).
12. Formation glacio-lacustre de Seuget (*Id.*). Glaciaire antérieur (= ?).
13. Moraine inférieure « rissienne » (*Id.*). *Id.*

TERRAINS AFFLEURANTS

Dans la légende, la figure 1 (encart) et la description, les noms de formations lithologiques débutent par une majuscule, qu'ils soient formels ou consacrés par l'usage. Dans le premier cas, les références sont citées. Dans le second, le lecteur est renvoyé au lexique stratigraphique international et à la synthèse géologique du Sud-Est de la France (Debrand-Passard *et al.*, 1984).

Secondaire

Trias

t8-9. Trias terminal (Norien-Rhétien). Gypse, argiles noires, grès clairs. Le Trias n'est connu qu'en un seul point, près de Champfromier, sur la Sandézanne. Au centre d'une structure souvent improprement appelée « diapir de Champfromier », le gypse affleure. Au-dessus, on trouve une série de passage du Trias au Lias étudiée par M. Meyer (1995) et qui reste

un des rares témoins de cet épisode dans le Jura méridional interne. Nous la décrivons en détail, de la base au sommet.

- **Gypse massif** (6 m visibles), saccharoïde ou fibreux, avec de l'anhydrite, souvent très couvert mais relativement bien connu grâce aux travaux des mineurs (Tournier, 1897).

- **Alternances argilo-gypseuses** (environ 28 m) souvent noires mais aussi violacées, jaunâtres ou lie-de-vin, à fines laminations de tapis algaires.

- **Intervalle marno-dolomitique** (5 m) à prédominance marneuse, verdâtre, jaune-ocre en patine. À la base, quelques lits d'apparence bréchifiée.

Ces trois formations sont considérées comme du Norien par analogie de faciès avec d'autres séries du Jura.

- **Argiles noires à esthéries** (Rhétien), sur environ 3 m, finement litées, à patine rouille et quelquefois odeur de bitume. Certaines lamines sont pétries de petits crustacés branchiopodes (*Cysicus (Euestheria) minuta*) et de *Rhaetavicula contorta*, ainsi que de restes de poissons. D'autres contiennent jusqu'à 20 % de quartz fin.

- **Grès blonds** (Rhétien). Sur environ 18 m d'épaisseur, ils forment un ressaut dans la topographie. Ce sont des grès clairs (gris, blonds ou verdâtres), à ciment calcaire ou dolomitique, quelquefois très purs et très fins, utilisés comme pierre à aiguiser. Les bancs décimétriques montrent en surface des pistes d'animaux fouisseurs, des bivalves dont *Rhaetavicula contorta* souvent sous forme de moules, et des restes de poissons.

Cette série à faciès germanique illustre bien les prémices de la grande transgression marine du Lias, avec ses fluctuations de milieux très peu profonds, de salines et lagunes saumâtres sous influence terrigène probablement d'origine éolienne.

Jurassique

Jurassique inférieur (Lias) et base du Jurassique moyen (Aalénien)

Le Lias affleure autour du « diapir » de Champfromier dans la Sandézanne, au cœur de l'anticlinal complexe du crêt de Chalam, au fond du vallon des Étrées (combe des Ramas) et aux Magras. Comme pour le Trias, l'exiguïté des affleurements n'a pas permis de raffiner les subdivisions mais il est décrit en détail ci-dessous.

L'ensemble de la série liasique, de l'Hettangien au Toarcien, mesure 170 m d'épaisseur et se trouve maintenant bien datée par les ammonites grâce à M. Meyer (1995). La série liasique, qui est généralement assez tendre, forme successivement une barre dure de 40 m (englobant les Grès blonds du Rhétien), une combe d'une centaine de mètres pour le Lias moyen, une dalle échinodermique de 4 m pour le sommet du Domérien et une combe de 40 m pour le Toarcien.

Les faciès sont assez sombres : c'est le « Jura noir » des anciens auteurs. Ils illustrent bien la transgression marine liasique franche et rapide et ensuite une sédimentation de bassin.

l1-6. **Hettangien–Pliensbachien supérieur. Calcaires, marnes grises et noires** (120 m). De bas en haut :

- **Calcaires gréseux à Chlamys** (3,5 m). Ils traduisent l'ingression marine franche dès l'Hettangien basal, avec des calcaires en bancs centimétriques puis décimétriques, un peu jaunâtres, gréseux et échinodermiques, riches en bivalves (*Chlamys valoniensis*, *Plagiostoma giganteum*, *Pinna hartmanni*, *Cardinia* sp.). Ils ont livré à la base *Psiloceras* sp. et au sommet *Alsatites liasicus* avec *Waehneroceras* sp. En lame mince, le foraminifère fixé *Planinivoluta carinata* est un bon marqueur du faciès.

- **Calcaires à gryphées** (20 m), en bancs durs de 5-60 cm, à surface mamelonnée et interbancs marneux, noduleux par endroits. La roche est bleue à la cassure, gris-blanc en patine, légèrement gréseuse à la base. On y trouve bélemnites, entroques, bivalves dont *Plagiostoma* sp. et surtout *Gryphaea arcuata*. Les ammonites (*Schlotheimia* et ensuite *Pararnioceras* et *Coroniceras*) indiquent successivement la Zone à Angulata et la Zone à Bucklandi.

- **Calcaires argileux à cassure conchoïdale** (10 m). Ils sont souvent couverts par la végétation et les glissements de terrain. Calcaires argileux gris foncé ou ocreux, compacts, fracturés par des surfaces conchoïdales, en bancs mal délimités de 5-100 cm. Ammonites abondantes avec *Bifericeras*, *Hemimicroceras*, *Gleviceras*, *Oxynoticeras oxynotum*, de la Zone à Oxynotum jusqu'à la Zone à Raricostatum. Les taches pyriteuses ou ferrugineuses sont assez fréquentes.

- **Marnes calcaires à bélemnites** (5 m) en bancs décimétriques, jaunes à ocre à nombreuses ammonites des zones à Ibex et Jamesoni, bélemnites et *Steinmannia*.

- **Marnes à amalthées** (environ 30 m). Elles sont de couleur sombre, assez argileuses et sans banc calcaire, à noyaux centimétriques pyriteux ou ferrugineux. *Amaltheus margaritatus*, assez fréquente, indique la zone du

même nom dans le Domérien. En lavages, les foraminifères (nodosariidés dominants) et ostracodes sont abondants.

- **Marnes noires à nodules** (50 m). Très homogènes, noires, pyriteuses, finement litées, elles contiennent vers le sommet de gros nodules calcaires lenticulaires plats, de 1 m de long, proches des septarias. On trouve des terriers de type *Tisoa* mais la macrofaune, et en particulier les ammonites, fait défaut. En lavages, les nodosariidés sont abondants ainsi que les bolivines. L'âge est Domérien moyen et supérieur, par encadrement.

- **Dalle échinodermique ferrugineuse**. C'est un bon repère lithologique de 3,5 m d'épaisseur au sommet du Domérien. C'est un calcaire échinodermique grossier, en bancs de 20 à 60 cm, alternant avec des lits plus marneux rougeâtres, ferrugineux à croûtes siliceuses. Certaines surfaces de bancs, ravinées, sont tapissées de bélemnites (*Passaloteuthis paxillosus*) et montrent également des bivalves (*Modiolus*), des gastéropodes, des brachiopodes ainsi que l'ammonite *Pleuroceras spinatum* du Domérien supérieur.

17-8. **Toarcien-Aalénien p.p. « Schistes carton », alternances calcaréo-marneuses**. Cet intervalle très couvert est encore mal connu sur la feuille. Il forme une combe de 40 m d'épaisseur, englobant les faciès inconnus de l'Aalénien inférieur, surmontée par le ressaut des Calcaires gréséo-micacés à *Cancellophycus* de l'Aalénien supérieur. De bas en haut on trouve :

- **Schistes carton** (quelques mètres). Ce faciès, encore inconnu jusqu'alors sur le territoire de la feuille, a été découvert récemment dans le vallon des Étrées, au Nord de Forens. Il est daté uniquement par encadrement entre la Dalle échinodermique ferrugineuse du Domérien supérieur et les alternances micacées à bancs durs du Toarcien moyen. Ce sont des marnes brunâtres, très finement et régulièrement microlitées, qui se délitent en feuillets rigides plan-parallèles. Pour l'instant, aucune faune n'y est signalée à part quelques bélemnites.

- **Alternances micacées à bancs durs** (plus de 10 m). Elles montrent des bancs calcaires à grain moyen, pyriteux, foncés, de 30-50 cm, alternant avec des interbancs marno-micacés sombres de même épaisseur. On y trouve *Hildoceras bifrons* et *Haugia variabilis* du Toarcien moyen.

Le Toarcien supérieur et l'Aalénien inférieur n'ont pas été reconnus sur la feuille, probablement cachés dans une petite combe de 20 m sous le ressaut des Calcaires gréséo-micacés à *Cancellophycus* qui annonce la barre du Dogger.

11-8. **Lias indifférencié**. Un pointement de marno-calcaires sombres à l'extrémité sud de l'anticlinal du crêt de Chalam constitue un affleurement de très mauvaise qualité. Il a été cartographié en Lias indifférencié.

Jurassique moyen (Dogger)

jo. **Aalénien supérieur. Calcaires gréséo-micacés à *Cancellophycus*** (20 m). Cette formation, assez constante en faciès et en épaisseur dans tout le Jura méridional, est souvent recouverte par la végétation ou les éboulis quoiqu'elle forme un ressaut relativement résistant entre la combe du Toarcien et la barre calcaire du Bajocien. Elle affleure mal dans le cœur anticlinal de Ruty et un peu mieux à la Combe, au Sud de Trébillet et aussi dans la Sandézanne. On la retrouve dans l'anticlinal du crêt de Chalam, au fond du vallon des Étrés (combe des Ramas) et dans la combe des Magras où sont les meilleures coupes.

C'est une alternance de marnes calcaires sombres, micacées, schisteuses et de bancs (20-30 cm) ondulés, à miches ou nodules très durs, pyriteux et quelquefois siliceux. La patine est jaune-ocre moutarde, gris sale et la cassure bleu foncé noirâtre. La bioturbation, sous forme de pistes noirâtres, est abondante. Les *Cancellophycus* ne sont fréquents qu'aux Magras, tout comme *Posidonomya bronni*, seule macrofaune à côté de très rares ammonites.

En lame mince, le calcaire est finement gréseux (20 % de quartz fins bien classés), spongolitique, à *Ophthalmidium*, *Paleomiliolina* et *Planivolva carinata*, marqueur du faciès. En lavage, les marnes recèlent d'abondants nodosariidés (*Falsopalmula tenuistriata* et *Lenticulina dorbignyi*).

La formation est datée de l'Aalénien supérieur (Zone à Concavum) par l'espèce-indice aux Étrés et, hors de la feuille, à la combe d'Envers (Haute-Châine). Le milieu de dépôt, encore mal connu, doit se situer sur une pente relativement externe de mer ouverte, faisant transition entre le « bassin liasique » et la plate-forme carbonatée bioclastique du Bajocien.

Le problème du Bajocien. L'Aalénien décrit ci-dessus s'inscrit, tant sur le plan de l'évolution des milieux de dépôts que sur le plan morphologique (cartographique), au sommet de la combe du Lias marneux. Dans la série jurassienne, le Dogger forme la « première barre calcaire » (le « Jura brun » des anciens auteurs) d'une puissance approximative de 200 m. Il est encadré par la « combe du Lias » et la « combe oxfordienne », toutes deux essentiellement marneuses. Si la stratigraphie du Bathonien et du Callovien est maintenant bien connue grâce à C. Mangold (1970), il n'en est pas de même pour le Bajocien à cause de la rareté des ammonites et des variations rapides de faciès. Ainsi, le schéma stratigraphique proposé par M. Pelletier (1960) pour le Jura externe s'applique mal dans les chaînons internes.

Dans le Jura méridional, la série bajocienne communément admise (Mangold, 1984) comprend trois formations calcaires à entroques séparées

par deux niveaux à polypiers (Bajocien inférieur et moyen). Ce groupe est surmonté par des calcaires ou marnes à petites huîtres (*Praeexogyra acuminata* et *P. obscura*) suivis par des faciès plus variés, bioclastiques, échinodermiques, fréquemment oolitiques (Bajocien supérieur). Une lumaçelle à brachiopodes (*Ferrythyris ferryi*) marque la limite entre le Bajocien et le Bathonien.

Dans l'anticlinal Ruty-Communal, à l'Ouest de Champfromier, la situation est un peu différente : les polypiers sont absents et il n'est pas possible de distinguer clairement trois niveaux de calcaires à entroques. On n'y reconnaît qu'une formation de calcaires à entroques (8,5 m) surmontant des calcaires fins à silex (15 m). Elle est chapeauté par des calcaires argileux (8 m) qui passent progressivement aux marnes à *P. acuminata* vers le haut (Metzger, 1988).

Dans le compartiment Haute-Chaîne-crêt de Chalam, un ou deux horizons à polypiers sont présents. Les marnes à petites huîtres sont remplacées par des alternances calcaréo-marneuses.

Les fortes variations latérales de faciès et la présence probable de lacunes de sédimentation, encore à l'étude, ne permettent de présenter maintenant qu'une série provisoire pour l'aire couverte par cette feuille.

Sur le plan micropaléontologique, le caractère le plus frappant de toute cette série du Dogger est l'absence de tous les grands foraminifères complexes (grands « lituolidés ») de plates-formes carbonatées ainsi que des algues dasycladales qui sont, ailleurs, des outils importants pour la stratigraphie et la paléoécologie. Dans le Jura méridional, la microfaune comporte essentiellement des nodosariidés divers, des petits agglutinés simples (*Spirillina*, *Paalzowella*), des petits porcelanés (*Ophthalmidium*, *Paleomiliolina*, *Nubecularia*), *Callorbis* et *Archaeosepta*. Les épistomines, protoglobigérines et « *Discorbis* » sont plus rares et sporadiques. Mis à part les nodosariidés utilisables en stratigraphie dans les niveaux lavables (Wernli, 1971), une grande partie de cette microfaune est mal connue, surtout celle des calcaires. En section, seuls *Archaeosepta* et *Callorbis*, deux genres décrits dans cette région de Champfromier, sont de bons marqueurs. Les ostracodes et la palynologie n'ont pas fait l'objet d'études détaillées.

j1. **Bajocien. Calcaires échinodermiques s.l.** (90 m dans la région de Champfromier, 170 m au crêt de Chalam).

• **Calcaires siliceux** (15-25 m). Ce sont des calcaires échinodermiques fins à grossiers, spongolitiques, siliceux dans la masse et comportant de nombreuses chailles en lits ou verticales, en bâtons traversant les bancs. Aux Sapins, à l'Ouest de Communal, où il s'agit très probablement de terriers (de crustacés ?) silicifiés, ces chailles atteignent 1,5 m de long et perforent plusieurs bancs de calcaires. On trouve aussi des accidents

siliceux sphériques gros comme des melons. Le calcaire peut être fin, beige clair jaunâtre en cassure et gris en patine, poudreux, ou plus grossier à entroques. Très dur et compétent, il est souvent fracturé. Cette unité, très pauvre en coquilles, n'a livré qu'un *Teloceras* sp. de la Sous-zone à Blagdeni et un énorme *Lytoceras* sp. (1 m de diamètre) aux Sapins près de Communal (déterm. C. Mangold).

À la base des Calcaires siliceux on peut trouver, comme dans la Volférine, 1 m de calcaires gréseux à *Planiiinvoluta carinata* surmontés par un horizon bioclastique très riche en bryozoaires et bivalves.

• **Calcaires à entroques et niveaux à polypiers**

– Dans l'anticlinal Ruty–Communal, les polypiers sont absents. On distingue 10 m de calcaires à entroques moyens à grossiers, rugueux au toucher, stratifiés en dalles avec des figures de courants tidaux, et légèrement oolitiques dans la partie supérieure (Metzger, 1988). Dans ces faciès, les effets de l'hydrodynamisme sont clairs avec des alternances de courants de force variable bien attestés par des laminations fines à micrites et sables sparitiques, des foresets à angles moyens, tangentiels, des bancs à angles faibles se pinçant à la base, des surfaces de troncutures à grande longueur d'onde, des séquences granoclassées positives et ensuite négatives, et des foresets bidirectionnels et petits foresets sigmoïdes. Les corps sableux sont souvent séparés par des diasthèmes minces, à matériel plus argileux rougeâtre indiquant certainement des condensations ou des arrêts de sédimentation.

Les calcaires, très peu fossilifères, entroques mises à part, sont roux à beiges en patine et bleus au cœur (cassure bicolore). En lame mince c'est une biosparite-biomicrocrite, grainstone-packstone, à peloïdes, ooïdes et oncoïdes localement abondants, et à petits foraminifères porcelanés et microagglutinés. Parmi ces derniers, *Callorbis minor* semble être un bon marqueur pour différencier cette formation de celle des Calcaires échinodermiques supérieurs.

Au sommet on peut trouver, comme à Moulin-Dernier, une surface durcie un peu ferrugineuse avec *Caumontisphinctes (Infraparkinsonia) inferior* de la Sous-zone à Polygyralis (Zone à Subfurcatum, Bajocien supérieur ; déterm. C. Mangold).

– Dans le compartiment tectonique (et paléogéographique ?) Haute-Chaîne–crêt de Chalam, les Calcaires à entroques (80-100 m) sont entrelardés par un ou deux horizons de calcaires à polypiers. Ils forment des bandes épaisses de 15-20 m, gris blanchâtre, riches en coraux, surtout des formes lamellaires cerioides (*Isastreidae*), installées en biohermes plats, stratifiés mais discontinus. Le calcaire, en lits ondulés, est fin, gris bleuâtre à la cassure, dur, quelquefois saccharoïde, recristallisé et à taches ferrugineuses. On trouve aussi quelques coraux branchus et des silex.

En lame mince, la matrice est un wackestone spongolitique à micropellets et crachées échinodermiques. Ces faciès à polypiers sont totalement

dépourvus des grands foraminifères complexes et des algues dasycladales qui composent le cortège habituel des environnements récifaux et de lagon. Ces coraux plats, quelquefois en feuilletés millimétriques (Haute-Chaîne), sont au contraire des formes pionnières qui stabilisent les fonds boueux et qui pourraient indiquer des profondeurs allant jusqu'à 80 m (Lathuilière, 1982).

Au crêt de Chalam (moulin des Magras), l'horizon à polypiers (20 m) surmonte les Calcaires à entroques (30 m). Au sommet de l'ensemble on trouve *Garantiana baculata* et *Strenoceras niortense* du Bajocien supérieur basal (Loup, 1993 ; déterm. C. Mangold).

Dans la Haute-Chaîne, aux Arpines et au ruisseau des Rivières, on peut distinguer deux horizons à polypiers de 15 à 20 m chacun, au sein des calcaires à entroques (80 m).

j1a. Bajocien supérieur. Marnes à *Praeexogyra acuminata* (= Marnes de Champfromier, ou marnes à petites huîtres). Cette unité, en général très mal affleurante, sauf à Moulin-Dernier (40 m) et plus discrètement aux Sapins près de Communal, forme une combe bien marquée dans la topographie, occupée par les pâturages et soulignée par des sources en contre-haut.

À la base on trouve quelques mètres de calcaires en bancs de 20 à 40 cm, ondulés, pincés ou en grosses miches, alternant avec des marnes sombres feuilletées. Le calcaire est finement biodétritique très sombre, spongolitique et compact. La macrofaune est très rare sauf quelques gros nautilus du genre *Procymathoceras* (déterm. H. Tintant). Ensuite vient une série de marnes sombres fossilifères avec quelques bancs durs, décimétriques, ondulés, à débit en miches, très riches en brachiopodes et en petites huîtres. On récolte en abondance térébratules, rhynchonelles, bivalves divers dont *Trigonia*, *Pholadomya*, *Lima* et surtout *Praeexogyra acuminata*. En lavage, ces marnes sont riches en foraminifères (nodosariidés, lituolidés) décrits par R. Wernli (1971). Les derniers mètres de l'unité sont des alternances calcaire argileux-marnes grises, peu fossilifères hormis une éponge.

Dans la partie inférieure des marnes à petites huîtres, nous avons récolté *Garantiana garanti* et vers le sommet *Parkinsonia parkinsoni* (déterm. C. Mangold). L'unité est donc bien datée du Bajocien supérieur.

Cette formation ne se retrouve pas ailleurs sur la feuille sous son faciès typique. Au crêt de Chalam comme aux Arpines (Haute-Chaîne) on ne voit qu'un épisode d'alternances marno-calcaires sombres avec quelques brachiopodes mal datés, comme plus au Nord sur la Haute-Chaîne, dans la combe d'Envers près de Gex (feuille Saint-Claude : Guillaume *et al.*, 1971).

• **Calcaires échinodermiques supérieurs** (12-20 m). Le sommet du Bajocien est marqué par une récurrence de faciès échinodermiques mais plus riches en faunes, un peu oolitiques vers le haut et toujours dépourvus de silice. Dans la partie supérieure, un horizon décimétrique à plurimétrique très riche en brachiopodes – la Lumachelle à « *Terebratula ferryi* » (*Ferrythyris ferryi*) et rhynchonelles nacrées – reste le meilleur marqueur de la limite Bajocien/Bathonien sur le terrain. Au sein de cet horizon on trouve souvent un lit décimétrique, tendre et ferrugineux à nodules plats, surfaces durcies, ammonites (*Parkinsonia parkinsoni*, *P. cf. rarecostata*), oursins (collyritidés), gastéropodes (*Pleurotomaria*) *Myidae* et *Stegonconcha*.

Le calcaire est échinodermique moyen à grossier, spathique, gris-beige à roux, en bancs décimétriques à métriques, à surfaces ondulées et stratifications obliques. Le caractère le plus remarquable consiste en des trains de petits bancs noduleux à débits en petites miches donnant l'apparence de murs en boulets sableux. Ces horizons, mal cimentés et fortement bioturbés, sont facilement délitables en « fausses marnes ». Ils alternent avec des trains de bancs plus compacts. On en trouvera de bonnes coupes au Nord de Bordaz près de Champfromier et sur le chemin de Ruty au-dessus de Montanges.

En microfaciès ce sont des biopelmicrites-biopelsparites à petits foraminifères, oncoïdes et petites serpules abondantes. Elles représentent des barres sableuses dans un environnement hydrodynamique variable, sous influence tidale, de bathymétrie difficile à estimer.

j2. **Bathonien. Calcaires terreux** (80-90 m). Dans le Jura méridional, le Bathonien a été étudié en détail par C. Mangold (1970) sur le plan lithostratigraphique et biostratigraphique à l'aide des ammonites. Cependant, dans le cadre de cette feuille, les unités lithologiques proposées par cet auteur sont plus difficiles à discriminer car elles s'estompent vers l'Est pour passer à des alternances mal définies de calcaires argileux et de marnes assez monotones, que nous regroupons ici sous le terme de « Calcaires terreux ». L'unité forme une croupe assez conséquente dans le paysage mais moins bien affleurante que les calcaires bajociens.

Ce sont des calcaires biodétritiques fins, gris-beige, un peu argileux, dont la stratification est soulignée par des interbancs mal délimités marno-calcaires. Le passage bancs/interbancs est souvent graduel, donnant des têtes de bancs arrondies. Les bancs métriques à plurimétriques, à limites floues, montrent de grandes ondulations pluridécamétriques formant de grosses « baleines » dans le paysage (Ruty, Bordaz). Si la roche peut être dure selon les lits, elle se desquame en frites avec un aspect typiquement terreux à l'affleurement. On trouve de nombreuses surfaces ondulées (à l'échelle décimétrique) avec pistes de vers et endofaune assez abondante de lamellibranches fouisseurs (*Pholadomya*, *Homomya*, *Pleuromya*) et *Gervillia*, *Lopha*, *Modiolus*. Au sommet du tiers inférieur, on trou-

ve quelques horizons riches en oursins (*Pygorhytis analis*, *Holectypus*) et au deux tiers, quelques coraux isolés (*Montlivaltia*, *Anabacia*) en forme de pièces de monnaie. Vers la base, les térébratules et rhynchonelles sont fréquentes.

Les ammonites, bien étudiées par C. Mangold (1970), permettent de zoner en détail cette unité lithologique : à la base, *Procerites*, *Morphoceras*, *Zigzagiceras*, *Ebrayiceras* et *Gonolkites* marquent le Bathonien inférieur (40 m) ; plus haut, *Cadomites*, *Siemiradzka*, *Tullites*, *Bullatimorphites* et *Morrisiceras*, du Bathonien moyen (10 m) ; ensuite, *Oxycerites*, *Paroecostreaustes*, *Homeoplanulites*, *Parachoffatia* et *Wagnericeras*, du Bathonien supérieur (30 m). Si l'épaisseur des Calcaires terreux reste assez constante dans le cadre de la feuille, le Bathonien supérieur est lacunaire sur la Haute-Chaîne, aux Arpines et au Vuache à Entremont.

Le microfaciès, assez caractéristique, est un calcaire finement biodétritique à micropellets, petites milioles (*Paleomiliolina*, *Ophthalmidium*) et petits agglutinés (*Textularia*, *Verneulinoides*), nubéculaires souvent en balles et *Archaeosepta platierensis*.

La série bathonienne, essentiellement boueuse, représente des faciès de bassin ouvert moyennement profond.

j3. **Callovien. Faciès variés à oolites ferrugineuses** (0,5 à 2 m). L'étage Callovien, qui dure 6 millions d'années, est partout très condensé dans le Jura méridional et représenté par quelques mètres de sédiments seulement. Ce sont principalement des calcaires biodétritiques fins, des micrites à filaments, des alternances marnes-calcaires, des croûtes ferrugineuses et des horizons phosphatés, glauconieux ou à oolites ferrugineuses. Tous ces niveaux sont bien datés par les ammonites (Mangold, 1970). Sans entrer dans le détail et de manière informelle, se succèdent de bas en haut :

- Le **Callovien inférieur**, constitué par les Calcaires à rhynchonelles, spathiques, gris-bleu, quelquefois à ooïdes et souvent pétris de *Rhynchonelloidea varians* comme des noyaux de cerises (Zone à *Macrocephalus* à Zone à Patina). À l'Ouest et au Nord du secteur étudié (hors de la feuille), cette unité est remplacée par la Dalle nacrée, grossièrement échinodermique.

- Le **Callovien moyen** (Zone à Jason et Zone à Coronatum), représenté par les Calcaires d'Arnans, assez argileux, gris-bleu, glauconieux, phosphatés à oolites ferrugineuses, ammonites et bélemnites souvent brunes ou noires. Le faciès, très condensé peut se résoudre en « minerai de fer » sur la Haute-Chaîne.

- Le **Callovien supérieur** (Zone à Athleta et Zone à Lamberti), lacunaire, contient des lentilles de marnes à fossiles phosphatés (Champfromier), de

calcaires à « filaments » et glauconie (Grand-Colombier) et la pseudobrèche ferrugineuse de Saint-Claude (Haute-Chaîne et crêt de Chalam).

Les milieux de dépôt correspondent à des fonds importants, de mer ouverte, à surfaces durcies et sédimentation réduite. Le peuplement est particulier, avec un necton abondant (ammonites, bélemnites), plancton (protoglobigérines), microbenthos libre (épistomines) et diversité des microorganismes fixés (foraminifères, bryozoaires, stromatolites). Si les bons affleurements sont rares, les débris ferrugineux très caractéristiques de ces différents horizons du Callovien se retrouvent souvent en éboulis et signalent ainsi l'étage en contre-haut.

Bathonien-Callovien indifférenciés. Copeau tectonique du col du Sac (Nord du Grand-Crêt-d'Eau). Au col du Sac, jalonnant la faille du Vuache, un copeau tectonique contient le sommet des Calcaires terreux coiffés par un horizon callovien métrique à oolites ferrugineuses (Wernli et Jaquet, 1972). Il n'a pu être détaillé à l'échelle de la carte.

Jurassique supérieur (Malm)

Le Malm, bien affleurant sur la carte, se divise morphologiquement en deux ensembles : le premier (200 m), marneux, tendre, daté de l'Oxfordien supérieur (sans les Calcaires pseudolithographiques) forme une large combe (la combe oxfordienne) ; le deuxième (200-450 m), calcaire et résistant, forme une barre bien marquée dans le paysage (la 2^e barre calcaire) englobant les calcaires de l'Oxfordien supérieur terminal, le Kimméridgien et le Tithonien.

L'Oxfordien a été étudié par R. Enay (1966) sur le plan biostratigraphique (ammonites) et lithostratigraphique, les faciès à spongiaires par C. Gaillard (1983) et le Kimméridgien-Tithonien par P. Bernier (1984). Leur découpage sera repris ici avec quelques arrangements mineurs. Les roches sont plutôt de couleur claire : c'est le « Jura blanc » des anciens.

j4. **Oxfordien inférieur. Marnes à *Creniceras renggeri*** (0-10 m). Ces marnes argileuses à petits fossiles ferrugineux ou pyriteux, épaisses de 10 m au Nord-Ouest de la carte, disparaissent à l'Est de l'accident de Monnetier. Elles forment une combe, très couverte et humide, entre la barre du Dogger et le ressaut des Couches de Birmensdorf. Mais, même mal affleurantes, ces marnes se trahissent dans les sols délavés par de nombreux fossiles minuscules (quelques millimètres) principalement des gastéropodes, bivalves, bélemnites, entroques et ammonites. Parmi ces dernières on trouve *Creniceras renggeri*, des *Cardioceras*, *Peltoceras*, *Scaphitodites* et *Lissoceratoides*, des zones à Mariae et à Cordatum de l'Oxfordien inférieur (Enay, 1966).

On connaît ces marnes à Ruty-Sur-Montanges et dans le cirque des Avalanches à Champfromier. Elles sont absentes sur les deux flancs du crêt de Chalam et sur la Haute-Chaine où elles sont remplacées par l'horizon condensé de la pseudobrèche de Saint-Claude.

En lavage, la microfaune est très riche et bien conservée avec de nombreux *Ophthamidium* et *Spirillina*, à côté de *Nodobacularia* et de quelques nodosariidés.

j5. Oxfordien moyen. Couches de Birmensdorf (6-8 m) (= Couches à spongiaires, « Spongitién » *auct.*). C'est une formation assez constante en épaisseur et en faciès sur toute la feuille. À l'Ouest elle repose normalement sur les Marnes à *Creniceras renggeri* mais, à l'Est de la longitude de Champfromier, directement sur le Callovien. Dans ce cas elle participe géomorphologiquement à la barre du Dogger en formant son couronnement.

Ce sont des calcaires gris à gris clair, stratifiés mais noduleux ou grumeleux, en bancs décimétriques à litage souligné par de nombreuses éponges souvent plates. Ces dernières peuvent former des biohermes lenticulaires étudiés par C. Gaillard (1983). On y trouve les *Craticularia* et les *Stauroderma*, recouvertes de nombreux épizoaires comme les bryozoaires, les serpules et les brachiopodes, à côté des lamellibranches, oursins, crinoïdes et des ammonites nombreuses, particulièrement les périsphinctidés étudiés par R. Enay (1966). Au Troublery, aux Arpines et dans le cirque de Champfromier, *Taramelliceras callicerum*, *T. argoviense*, *T. dentostriatum*, *Perisphinctes wartae*, *P. rotoides*, *Glochiceras subclausum* et *Gregoryceras riasi* datent la formation de l'Oxfordien moyen (fin de la Zone à Plicatilis et Zone à Transversarium).

En lavage, les interlits plus marneux révèlent des *Spirillina* dominantes, à côté des petits porcelanés et *Lenticulina polypora* pour les foraminifères, et l'ostracode *Bairdia*.

j3-5. Callovien + Couches de Birmensdorf. À l'échelle de la carte, le Callovien forme un horizon très mince et remarquable mais souvent couvert. Il n'est pas toujours individualisé graphiquement. On l'a regroupé quelquefois avec les Marnes à *Creniceras renggeri* et les Couches de Birmensdorf (à spongiaires) sus-jacentes, sous la signature j3-5.

j6a. Oxfordien supérieur. Marnes d'Effingen, Couches du Geissberg et Calcaires lités (170-200 m). Nous regroupons trois formations de R. Enay (1966) qui ne sont pas faciles à reconnaître sur le terrain sans l'aide des ammonites. Elles forment la « combe oxfordienne », humide et couverte de pâturages. Les meilleures coupes se trouvent dans le cirque des Avalanches qui domine Champfromier et aux Arpines (difficilement accessible) au Sud-Ouest du Reculet.

Sur le plan micropaléontologique on ne possède que fort peu d'éléments diagnostiques à cause de la rareté des études. Mis à part les foraminifères et les ostracodes dégagés des marnes, il n'existe guère de marqueurs dans les calcaires. De bas en haut on trouve :

- **Marnes d'Effingen** (70-110 m). C'est un marno-calcaire gris-bleu à cassure très foncée lorsqu'elle est humide et à patine gris jaunâtre. La roche est litée par des horizons plus feuilletés et des bancs discrets à tête arrondie et débit polyédrique. De nombreux petits nodules pyriteux ou ferrugineux donnent des halos jaunâtres par altération. Les ammonites, fréquentes, essentiellement des oppeliidés lisses et des périsphinctidés dominés par les *Dichotomoceras*, indiquent la Zone à *Bifurcatus* de l'Oxfordien supérieur basal (Enay, 1966). À côté on trouve des térébratules, rhynchonelles, crinoïdes et bélemnites.

- **Couches du Geissberg** (0-30 m). Ce ressaut discret peut servir de repère au sein de la combe oxfordienne dans le secteur nord-ouest de la carte. Il contient un ou deux trains de bancs plus calcaires, relativement résistants, un peu grenus, gris clair à patine jaune et taches rouille. La faune est assez riche avec *Mactromya*, *Pholadomya*, *Goniomya*, *Arca*, *Gervillia*, *Trigonia*, *Lima* et des ammonites, dont de grands *Perisphinctes* (Zone à *Bifurcatus* ; Enay, 1966). Cette formation, qui s'installe presque au sommet des Marnes d'Effingen dans le cirque de Champfromier et plus au Nord-Ouest, s'effiloche à l'Est et n'est plus repérable sur la Haute-Chaîne.

- **Calcaires lités** (70-90 m). Cette série, mal nommée, est en réalité une alternance régulière de calcaires fins en bancs de 20-30 cm et de marno-calcaires de même épaisseur. Les bancs, regroupés en trains décimétriques plus ou moins marneux, forment de grandes marches d'escalier dans une topographie de talus pentus souvent couverts d'éboulis (Champfromier, Arpines, combe des Étrés).

Le calcaire est gris, fin, micritique à cassure conchoïdale et à nombreuses pistes de fousseurs dont des *Chondrites*. La patine est gris-beige, tirant sur le jaune ou le rosé autour des points ferrugineux qui sont omniprésents. Les marnes sont gris-bleu, feuilletées et délitables. La macrofaune est dispersée de manière sporadique, avec des *Lima*, *Pecten*, térébratules, rhynchonelles et des ammonites (*Ochetoceras*, *Orthosphinctes*, *Decipia*, *Microbiplices*) de la Zone à *Bimammatum* (Enay, 1966). Tout au sommet de la formation, un horizon décimétrique à térébratules et éponges de type *Cypelia* (« lumachelle à térébratules violettes ») souvent teintées de noir pyriteux ou de violet rosé, forme une bonne limite avec les Calcaires pseudolithographiques sus-jacents. Dans la région étudiée, les Calcaires lités ne comportent pas de biohermes à éponges bien développés, comme ceux décrits par C. Gaillard (1983) dans le Bugey.

En lavage, les marnes sont caractérisées par l'abondance de coprolites cannelés (*Coprulus*), spirillines, nodosariidés et *Ammobaculites coprolithiformis*.

j6b. **Oxfordien supérieur. Calcaires pseudolithographiques** (incluant au sommet les Calcaires d'Aranc = Calcaires à momies principales) (70 m à Champfromier, 140 m à la montagne des Moines). Cette unité forme la première barre dure de l'Oxfordien supérieur dans le paysage et s'exprime souvent par deux falaises décamétriques à patine jaunâtre. Elle est couronnée au sommet, au moins au Nord-Ouest de la feuille, par les Calcaires d'Aranc (5-10 m). C'est une épaisse série assez monotone de bancs calcaires fins, sublithographiques, bien stratifiés, d'épaisseur variable, le plus souvent de 20 à 50 cm mais quelquefois métriques. Les interbancs marneux ou délités sont minces et rares, ce qui distingue bien cette formation de celle des Calcaires lités sous-jacents. La limite inférieure de la série est donc placée au premier train de bancs à joints secs, sans interbancs marneux. À ce niveau on peut aussi y trouver quelques mètres de calcaires en plaquettes centimétriques. Dans le cirque de Champfromier, deux gros bancs métriques, remarquables par leur contenu en lamellibranches, brachiopodes et surtout coraux isolés, marquent le milieu de la formation. Le sommet de celle-ci est un peu plus marneux avec des bancs plus minces formant un talus pentu sous la corniche des Calcaires d'Aranc.

La roche, compacte, à cassure franche et conchoïdale, est gris-brun sur le frais et claire, beige crème, quelquefois rosée ou jaune rouille en patine. Les microbioturbations de type *Chondrites* sont fréquentes et quelques diastèmes à enduits et globules ferrugineux témoignent de surfaces durcies. En lame mince, c'est une micrite sombre, wackestone-mudstone, bioturbée et à pigments ferrugineux. La biophase est dispersée, à entroques, spicules d'éponges, nodosariidés, spirillines, épistomines, *Globochaete* et calcisphères, et indique un milieu ouvert assez profond à nette influence pélagique.

La macrofaune, assez pauvre, est représentée par quelques *Trichites* et des petites *Astarte supracorallina*. Les ammonites, peu fréquentes, indiquent la Zone à Planula, dernière de l'Oxfordien supérieur (Enay, 1966).

Juste au-dessus, les Calcaires d'Aranc (Bernier, 1984) ou « Calcaires à momies principales », forment un ressaut plus dur, décamétrique au Nord-Ouest et s'amenuisant en allant vers l'Est. Ils disparaissent au-delà d'une ligne Champfromier–Les Bouchoux et passent latéralement aux couches à *Ataxioceras*, plus marneuses, de la Zone à Platynota (Kimméridgien inférieur ; Enay, 1966) dans la Haute-Chaîne. Le faciès des Calcaires d'Aranc est plus varié, très riche en gros onchoïdes à côté de nombreux fragments de lamellibranches, gastéropodes et coraux. Tous ces fossiles sont dispersés dans une matrice fine à moyennement grossière, beige, quelquefois dolomitisée, en bancs épais pouvant atteindre 2 m. Les onchoïdes, très

caractéristiques, sphériques ou ovoïdes, de couleur beige foncé, brunâtres, mesurent fréquemment 3 cm de diamètre, avec des cortex bien visibles à la loupe. Ils possèdent souvent un débris coquiller comme nucleus. Dépourvus d'ammonites, les Calcaires d'Aranc sont datés de la Zone à Platynota par encadrement (Enay, 1966). Ils forment un excellent niveau repère de la limite Oxfordien/Kimméridgien sur le terrain.

En lame mince, la microfaune de bassin (épistomines, nodosariidés) est maintenant mêlée à des indicateurs moins profonds, de seuil en zone photique, tels que *Mohlerina* (= « *Conicospirillina* ») *basiliensis*, *Alveosepta jaccardi*, *Protopeneloplis striata*, *Parinvolutina aquitanica*, *Koscinobullina* et *Lithocodium* pour les foraminifères, à côté de *Cladocoropsis mirabilis*, *Thaumatoporella*, *Bacinella* et des solénopores.

j7-8C. Kimméridgien inférieur et supérieur pars. Couches à céphalopodes (50-80 m). Cette formation calcaréo-argileuse, relativement imperméable, forme une dépression topographique où s'installent les pâturages, entre la falaise des Calcaires pseudolithographiques de l'Oxfordien supérieur et la barre des Calcaires de Tabalcon du Kimméridgien supérieur. Les bancs de calcaires rognoneux sont assez épais (50-140 cm), à tête arrondie et surfaces mamelonnées, séparés par des interbancs plus minces, argilo-marneux et délitables. La roche est beaucoup plus foncée que celle des formations encadrantes. C'est une micrite grise ou beige foncée, montrant quelquefois des voiles noirâtres en cassure, mais à patine claire, beige ou gris clair.

Les ammonites, relativement fréquentes, marquent les zones à *Hypselocyclum*, *Divisum* et *Mutabilis-Acanthicum* (Kimméridgien inférieur et base du supérieur ; Enay, 1966). Le reste de la macrofaune est limité à quelques lamellibranches (*Pholadomya*, *Entolium*, *Lucina*, *Panopea*) et des gastéropodes dont *Aporrhais* qui indiqueraient des fonds de 250-400 m (MacSotay, in Bernier, 1984). De petites serpules en pelotons de 2 à 7 mm de diamètre (tube de 0,7 mm de diamètre) et à paroi souvent rousse, peuvent devenir fréquentes dès le milieu de la série. On note également des petits onchoïdes ferrugineux, omniprésents et quelquefois des grains glauconitiques.

Au microscope, les microfossiles de bassins ouverts sont caractéristiques avec des épistomines diverses (dont *Parinvolutina*), *Ammobaculites*, nodosariidés, spicules de démosponges pour le benthos, et protoglobigérines, saccocomidés, *Globochaete*, calcisphères et radiolaires pour le plancton.

j8T. Kimméridgien supérieur. Calcaires de Tabalcon (20-30 m). Cette formation, bien définie par P. Bernier (1984), est assez constante en faciès et en épaisseur sur le territoire de la feuille. Elle forme une barre dure (sauf en de rares endroits où elle est dolomitique) de 20-30 m d'épaisseur à la base du complexe récifal sus-jacent. C'est un calcaire finement bioclastique

beige, bien stratifié en bancs de 50-80 cm, secs ou séparés par des joints délités discrets. Les caractères diagnostiques sont : la présence de *Tubiphytes morronensis*, les serpules en pelotons et l'augmentation progressive de la phase bioclastique fine en montant dans la série. On quitte donc les micrites de bassin qui régnaient dans presque tout l'Oxfordien et une bonne partie du Kimméridgien. À la base de la formation, c'est encore une micrite beige qui se charge ensuite graduellement de crachées bioclastiques fines donnant à la cassure un aspect de purée de pommes. On passe donc d'un mudstone-wackstone à la base à un packstone très finement coquillier au sommet, qui illustre bien les filets distaux de décharges détritiques provenant d'une plate-forme carbonatée peu profonde en contre-haut. Ces faciès de pente contiennent encore à la base des indicateurs planctoniques de mer ouverte comme les « filaments calcaires », *Globochaete*, calcisphères, protoglobigérines, radiolaires, saccocomidés, et benthiques comme des éponges hexactinellides, petits onchoïdes ferrugineux, nodosariidés et épistomines. Plus haut, tout ceci laisse place à des faunes moins profondes : *Mohlerina* (= « *Conicospirillina* ») *basiliensis*, nubéculaires, trocholines, *Protopenneroplis* et débris de coraux.

Les *Tubiphytes*, foraminifères nubéculariformes symbiotiques avec une algue (cyanophycée?), sont un bon marqueur de la formation surtout dans les deux tiers supérieurs. Ils apparaissent à la loupe comme des flocons blancs submillimétriques, à paroi de miliole floue avec un œil central. Les serpules en pelotons sont identiques à celles signalées ci-avant dans les Couches à céphalopodes et deviennent omniprésentes dans les Calcaires de Tabalcon.

La macrofaune est rare, avec quelques éponges hexactinellides, brachiopodes, *Trichites*, entroques, et les ammonites restent exceptionnelles. La formation, diachrone, doit se situer peu ou prou dans la Zone à Eudoxus.

Dans certains secteurs bien délimités, les Calcaires de Tabalcon sont partiellement ou totalement dolomités : la barre devient alors vire ou gouttière étroite comme dans la montagne des Moines. La dolomie est massive, compacte, à gros grains et patine gris-jaune sale. La cassure, grise translucide, ne révèle plus aucun claste et la stratification est très effacée.

js. Kimméridgien supérieur. Complexe récifal indifférencié (30-130 m). Dans toute l'étendue de la feuille, la partie supérieure du Kimméridgien est représentée par des faciès récifaux, périrécifaux ou de lagon d'inter-récifs que nous regroupons sous le terme de « complexe récifal ». Il englobe les formations décrites par P. Bernier (1984) sous les termes de Calcaires construits de la Haute-Chaine, Couches de Prapont inférieures (Enay, 1965), Laminites bitumineuses, Calcaires lithographiques de Cerin, Calcaires en plaquettes *sensu lato* et *sensu stricto*, ainsi que les Calcaires de Landaise. Les variations de faciès latérales et verticales rapides ne permettent

pas de cartographier toutes ces unités dont l'intrication est assez complexe dans le détail.

Mis à part les secteurs restreints où règnent les faciès plaquetés, l'ensemble du complexe récifal forme une falaise blanchâtre, irrégulière, à grosses bosses, ou bien des zones très fortement mamelonnées à topographie chaotique et ruiniforme. Ces régions sont fortement lapiazées, à nombreuses dolines où la progression du piéton est difficile d'autant plus que, délaissées par les pâturages, elles sont envahies par la forêt, en tous cas en dessous de 1 300 m. La stratification, déjà très mal marquée à l'origine, est oblitérée par une intense fracturation très souvent perpendiculaire aux couches, ce qui rend l'évaluation des pendages difficile.

Les variations d'épaisseur sont fortes et les passages latéraux de faciès rapides, pour l'ensemble de l'unité comme au sein de celle-ci. En général, les faciès coralligènes construits ou à débris passent latéralement aux faciès de lagons, plaquetés, qui remplissent les dépressions inter-récifales. L'ensemble paraît couronné par une formation graveleuse, grainstone, mieux stratifiée et à onchoïdes, qui correspond aux Calcaires de Landaize de P. Bernier (1984). L'horizon des Calcaires de la Semine du même auteur, micritique à petites momies, n'est reconnaissable que sporadiquement.

Sur la carte nous avons distingué, dans la mesure du possible, le faciès récifal (j8R) construit ou à débris coralligènes, les Calcaires plaquetés (laminés, pluricentimétriques ou millimétriques, lithographiques, bitumineux ou non) (j8P) et les Calcaires de Landaize (j8L) bien stratifiés, grainstones, à oncoïdes, foraminifères complexes et biophase généralement granoclassée. Les Couches du Chailley, dolomitiques et à tubulures, qui sont regroupées dans cette note avec les Tidalites de Vouglans d'âge tithonien (j9), viennent généralement au-dessus des Calcaires de Landaize mais semblent par endroits passer latéralement à ceux-ci.

Ces différents termes vont être décrits successivement.

j8R. Faciès récifal : Calcaires construits de la Haute-Chaine, Couches de Prapont inférieures et Calcaires de la Semine. Cette notation rassemble les faciès construits à coraux ainsi que les faciès variés environnant les patch-reefs, à débris grossiers et mal stratifiés. La roche est blanc plâtreux, crayeuse, à cimentation sparitique très variable et vacuolaire, donnant une cassure très irrégulière et rugueuse. La patine est grise, souvent assez foncée. La stratification générale est difficilement visible, les corps sédimentaires élémentaires étant très lenticulaires, quelquefois à l'échelle décamétrique. On distingue çà et là quelques stratifications obliques. C'est un packstone-rudstone à grainstone, très mal classé, oolitique, onchoïdique, à pelleteïdes.

La phase bioclastique dérive des fossiles cités ci-dessous, à coquilles épaisses et fortement calcifiées typiques de l'environnement récifal. Ce sont des coraux en gerbe métriques, rameux (*Adelocoenia*, *Calamophylliopsis*, *Epistreptophyllum*, *Microsolena*, *Ovalastrea*, *Psammogyra*, *Pruvostastrea*, *Pseudocoenia*, *Stylina*, *Thecosmilia*), en boules ou lamellaires (*Euallocoenia*, *Pachygyra*, *Placogyra*, *Brachyceris*, *Edwardsoceris*, *Microphyllia*, *Microphylliopsis*, *Axophyllia*), à côté de stromatoporoïdes. La faune non madréporique comprend des *Diceras* et *Heterodiceras* souvent en nids au sommet des biohermes, *Pterocardium*, *Plagiostoma*, des néri-nées, *Cidaris*, brachiopodes, serpules et bryozoaires.

Les édifices construits sont relativement rares, petits (décamétriques à hectométriques) et disséminés, la plus grande partie de la formation étant composée de faciès à débris récifaux. Dans l'état actuel de nos connaissances, il n'y a pas d'installation de vraies barrières récifales. On trouve aussi des lentilles de calcaires fins, blanc-beige ou crème, mieux stratifiés mais peu fossilifères. Les zones dolomitisées forment des poches plus délitables et la diagenèse intense laisse des cavités de dissolution, des géodes de calcite et des figures géotropes. Les bouquets de madrépores (essentiellement aragonitiques à l'origine) sont plus fortement diagénisés et dolomitisés que les flancs récifaux ; ils apparaissent alors en creux à l'affleurement.

Le microfaciès et les microfossiles, relativement dispersés dans les faciès construits, sont difficiles à voir à la loupe. À part *Tubiphytes* et l'étrange et grand foraminifère calcicavicole *Troglotella* (Wernli et Fookes, 1992), on peut citer *Valvulina*, *Mohlerina* (= « *Conicospirillina* ») *basiliensis*, *Nubecularia* et des petites miliolles, ainsi que des espèces complexes dans les faciès plus abrités (*Parurgonina*, *Kurnubia*, *Kilianina*, *Labyrinthina*).

À Saint-Germain-de-Joux, R. Enay (1965) a signalé la seule ammonite connue dans ces faciès, *Aulacostephanus eudoxus*, indicateur de la zone du même nom, au milieu du Kimméridgien supérieur.

On trouve une bonne coupe de ce terme dans le cirque de Champfromier, sur la route de Monnetier à Sur-l'Auger et des affleurements fossilifères à la Raverette au Sud-Ouest de Giron et au Sud de la Haute-Crête sur le plateau de la forêt de Champfromier.

L'horizon des Calcaires de la Semine de P. Bernier (1984), correspondant au « banc à momies intermédiaires » de R. Enay (1965), est repérable sporadiquement surtout dans l'Ouest de la feuille. Il se place approximativement au sommet des faciès récifaux décrits ci-dessus. C'est un épisode peu épais (0-15 m) de calcaires micritiques riches en petits onchoïdes (subcentimétriques), algues et foraminifères complexes. Parmi ces derniers on peut citer *Valvulina lugeoni*, *Kurnubia palastiniensis*, *Labyrinthina mirabilis*, *Neokilianina rahonensis*, *Alveosepta jaccardi*, *Parurgonina caeli-*

nenis, *Lithocodium aggregatum*, et pour les algues, *Baccinella*, *Campbelliella*, *Salpingoporella*, *Petrascula*, *Clypeina*, *Thaumatoporella*, *Mari-nella*, des solénopores et *Cladocoropsis*. L'horizon peut montrer des indices d'émergence et des galets noirs.

jsP. Calcaires plaquetés (0-80 m). Sont regroupés sous ce terme les Calcaires en plaquettes, les Laminites bitumineuses et d'autres calcaires lithographiques type Cerin décrits par P. Bernier en 1984. Si, en épaisseur, ces faciès peuvent atteindre 80 m et compensent alors l'amincissement concomitant des faciès récifaux (jsR) auxquels ils passent latéralement, leur extension horizontale paraît assez limitée dans le cadre de cette feuille. On en trouve dans le Nord du Grand-Colombier et juste en face dans les Rochers de Beloz, au Cruchon, au Roc à l'Aigle, dans la Haute-Chaîne au Sorgia et au Grand-Crêt-d'Eau et dans le Vuache à Léaz. La barre des faciès récifaux passe alors latéralement à une combe d'autant plus marquée que les plaquettes sont fines ce qui peut rendre la lecture des paysages difficile en certains lieux.

Les Calcaires plaquetés les plus courants sont en bancs minces de 1-10 cm, réguliers, plan-parallèles. Il se développe çà et là des trains feuilletés à lamines millimétriques (1-10 mm) d'aspect varvé très régulier. C'est un calcaire fin, micritique, gris crème, quelquefois dolomitisé. La cassure n'est pas lithographique mais microgrumeleuse. Intercalés dans ces plaquettes on rencontre quelques gros bancs métriques dolomitisés, à patine gris-jaune sale, qui peuvent contenir quelques ostréidés costulés (*Lopha* ?). Ailleurs on peut aussi trouver en abondance, mais sporadiquement, des traces végétales de frondes de palmiers dont le plus fréquent est *Zamites feneonis*. Le reste des faciès paraît stérile macroscopiquement.

En lame mince, le microfaciès est une micrite microgrumeleuse à grains dolomitiques épars et microfaune rare avec quelques lituolidés de type *Ammobaculites*, des nodosariidés et des ostracodes. On distingue aussi des microlamines sombres de type stromatolitique. Ces faciès sont typiques d'un lagon bien protégé à fonds euxiniques par endroits, ce qui explique l'absence de benthos.

Quelques rares ammonites récoltées en dehors de la feuille, au Grand-Colombier par exemple, datent ces horizons de la Zone à Beckeri (Bernier, 1984).

En de rares endroits, ces calcaires feuilletés dégagent une odeur de bitume. Ils peuvent être plus foncés et qualifiés alors de laminites bitumineuses comme à Forens. Une dernière caractéristique de terrain remarquable de ces roches plaquetées est leur plissement tectonique en kinks très serrés, à angles droits dessinant des zigzags décimétriques.

jsL. **Calcaires de Landaize et Couches de Prapont supérieures** (0-30 m). Cette unité couronne et termine par une falaise dure l'ensemble du complexe récifal, sauf aux endroits où elle passe latéralement aux Couches du Chailley plus dolomitiques. En de rares secteurs, par exemple à la montagne des Moines, la base des Calcaires de Landaize paraît passer latéralement aux derniers épisodes des Calcaires plaquetés.

Les Calcaires de Landaize (Bernier, 1984) sont des sables grossiers, graveleux, bioclastiques et lithoclastiques, grainstone, bien stratifiés, quelquefois triés et granoclassés. Dans le présent travail, ils sont confondus avec les Couches de Prapont supérieures, qui, sous un faciès très similaire mais plus crayeux, se développent au Nord-Ouest de la feuille.

Comme le matériel bioclastique provient de la démolition du récif adjacent, on y trouve les débris millimétriques de fossiles divers (coraux, stromatopores, nérinées, lamellibranches, serpules, etc.), souvent roulés, et des galets pouvant atteindre le centimètre, à côté des oolites et des petits oncoïdes localement très abondants. La roche est beige rosé à la cassure, gris-blanc en patine, à bancs jointifs d'épaisseur variable (20-250 cm). Les ciments calcitiques sont une caractéristique originale de la formation : ciments ménisques, phréatiques, tests dissous, dus à des alternances de diagenèse marine, d'eaux douces ou vadoses. Ils donnent une couleur rosée ou brunâtre à la matrice en contraste avec les grains blancs. La roche est compacte sauf dans quelques horizons riches en oncoïdes où la matrice est micritique, grise et plus altérable.

Les fossiles entiers et bien conservés sont rares, à part quelques débris de coraux, de stromatopores et de nérinées, faciles à voir sur le terrain. Au microscope, l'abondance des algues et des foraminifères complexes est diagnostique. On trouve *Parurgonina*, *Kilianina*, *Kurnubia*, *Pseudocyclamina* et *Lithocodium* pour les grands foraminifères les plus importants, *Clypeina*, *Campbelliella* (vaginelles), *Salpingoporella* pour les algues dasycladales et *Bacinella*, *Thaumatoporella* pour les autres algues à côté de *Cladocoropsis* assez abondant.

Dépourvue d'ammonites, la formation est datée par encadrement du Kimméridgien supérieur terminal (Zone à *Autissiodorensis-Beckeri* probable), entre les Couches de Prapont inférieures (Zone à *Eudoxus*) et les *Gravesia* des Couches du Chailley.

Les Calcaires de Landaize paraissent plus épais à l'aplomb des faciès récifaux bien développés et s'amenuisent au droit des secteurs où se déposent les Calcaires plaquetés. Leur épaisseur réduite semble alors partiellement compensée par l'augmentation de celle des Couches du Chailley sus-jacentes.

Milieu de dépôt peu profond, de lagon de mer chaude, contre le flanc interne du récif, mais de relativement haute énergie et périodiquement à la limite de l'émersion, voire intertidal.

j9. **Tithonien. Couches du Chailley, Tidalites de Vouglans** (80-120 m). Avec le Tithonien on quitte les milieux de haute énergie (grainstones) pour entrer dans le domaine des boues micritiques calcaires ou dolomitiques. Les roches sont bien stratifiées, à grain fin et pauvres en bioclastes. La plus grande partie de la série est formée par les Tidalites de Vouglans (Bernier, 1984) qui ont comme semelle les Couches du Chailley (Enay, 1965) d'épaisseur variable (0-50 m). L'ensemble, bien lité, à dominante carbonatée, ne forme pourtant pas une barre nette ni une combe dans le paysage mais une zone plus tendre que les récifs et plus dure que le Purbeckien.

Dans les secteurs où l'on passe verticalement du Kimméridgien plaqueté au Tithonien, on reste constamment dans des calcaires fins et la limite peut devenir problématique si l'on ne reconnaît pas clairement les Couches du Chailley.

• **Couches du Chailley** (= Calcaires à tubulures *auct.*) (0-50 m). Cette unité calcaréo-dolomitique, plus épaisse au Nord-Ouest qu'au Sud-Est, passe latéralement aux Tidalites de Vouglans et n'est pas toujours distinguable sur la Haute-Chaine. Ce sont des calcaires micritiques, par endroits bioclastiques, à patine gris-beige, stratifiés en bancs de 20-100 cm jointifs. Localement, des horizons dolomitiques et des couches plus rougeâtres s'intercalent dans la formation. Les tubulures, bioturbations en forme de racines d'un diamètre de 0,5-3 cm, sont attribuées à des terriers de crustacés de type *Thalassinoides*. Elles sont remplies d'un matériel dolomitisé plus grossier et ressortent alors en creux. Ces traces bien visibles peuvent devenir très abondantes et envahir toute l'épaisseur des bancs et des interbancs.

La macrofaune n'est pas fréquente et dispersée le plus souvent en lits sur les surfaces des bancs les moins bioturbés. Ce sont des jonchées sporadiques de nérinées, petites huîtres, autres mollusques et petits brachiopodes. Les laminites cryptalgaires, les dolomies laminées, les crachées oolitiques, pelletoides, onchoïdiques et à petits galets noirs sont épisodiques. À part ces grains, on trouve au microscope, dans ces mudstones finement bioclastiques, *Paleomiliolina*, *Trocholina*, *Nautiloculina* et de rares *Everticyclamina*. *Clypeina*, *Favreina* (pellets fécaux) et *Campbelliella* (vaginelles) ; ces dernières, bien visibles à la loupe, peuvent être localement abondantes.

Quelques rares *Gravesia*, trouvées hors des limites de la carte, datent ces couches du Tithonien inférieur. Les milieux de dépôts sont peu profonds, subtidaux relativement abrités avec un hydrodynamisme faible mais permettant toutefois le transport épisodique des oolites et des onchoïdes.

• **Tidalites de Vouglans** (60-90 m). La plus grande partie du Tithonien est représentée par les Tidalites de Vouglans (Bernier, 1984). C'est une épaisse série hectométrique, monotone, bien stratifiée, de calcaires et calcaires dolomitiques fins, à séquences rythmiques typiques d'un milieu tidal de plaine d'estran. Les bancs sont jointifs, de 20-200 cm, souvent en trains d'environ 5 m d'épaisseur, séparés par des vires dolomitiques et terreuses plus tendres, d'épaisseur métrique ou plurimétrique qui affleurent mal. Ils sont gris sale, jaunâtres ou brunâtres souvent laminés. On trouve çà et là des poches terreuses, cavernueuses (fausses cargneules) dues à des dissolutions de pseudomorphoses de gypse, ou encore à des brèches de collapse. En majorité, ce sont des carbonates micritiques très fins et homogènes, sublithographiques, à cassure franche, de couleur grise, bleuâtre au cœur et beige rosé en patine. Les bancs calcaréo-dolomitiques sont jaunâtres. De grandes taches rougeâtres en flammes illustrent bien le terme de « Portlandien flammé » des anciens auteurs.

Les critères sédimentologiques caractérisent la formation. Ce sont des tapis stromatolitiques et des laminites cryptalgaires, ondulées ou crevasées par des fentes de dessiccation. Des horizons plus variés, minces de quelques centimètres, s'intercalent sporadiquement dans ces micrites monotones : calcaires à galets mous ou intraclastes, micrites à characées (oogones et tiges), structures fenestrées, ostracodes d'eau douce, brèches à cailloux noirs, lits riches en micropellets fécaux (*Favreina*) ou non, crachées d'oolites ou d'onchoïdes,... On rencontre donc déjà ici, sporadiquement, certains faciès qui vont devenir fréquents plus haut dans le Purbeckien, mais qui restent encore discrets et disséminés.

La macrofaune est pauvre avec quelques nérinées et bivalves, la microfaune et microflore également : petits foraminifères, *Clypeina* et vaginelles (*Campbelliella*) pouvant être abondantes à la base.

Les Tidalites de Vouglans, sans fossiles stratigraphiques marqueurs précis, sont datées par encadrement entre les *Gravesia* des Couches du Chailley et la série purbeckienne contenant les ammonites caractéristiques du Tithonien terminal–Berriasien basal.

j5-6, j5-9. **Malm indifférencié des glissements de Chézery–Forens**. Des glissements en masse affectent le versant Valserine de la Haute-Chaîne au niveau des villages de Chézery et Forens (cf. description des terrains quaternaires). Certains de ces glissements, dont le contenu lithologique, quoique perturbé, est encore reconnaissable, sont notés j5-6 et j5-9.

jP. Tithonien terminal–Berriasien inférieur (Purbeckien). Calcaires, marnes vertes, brèches à cailloux noirs (20-40 m). Pour les géologues jurassiens, le Purbeckien correspond à une formation lithologique complexe où prédominent des bancs calcaires décimétriques (rarement métriques) et dans laquelle s'intercalent des marnes verdâtres, des conglomérats avec ou sans galets noirs (« brèche multicolore » des auteurs), des calcaires plus ou moins dolomitiques et parfois des argiles. Bien que le

terme « Purbeckien » utilisé dans le Jura par G. Maillard (1884) soit discutable, sa priorité historique et son usage classique dans le Jura méridional prévalent sur la dénomination « Formation de Goldberg », définie par C. Haefeli (1966) dans le Jura bernois et employée par A. Strasser (1988) sur le territoire de la feuille.

L'ordonnance et l'épaisseur des différents faciès du Purbeckien varient suivant les régions, mais la formation se marque généralement dans la morphologie par une zone déprimée, très souvent couverte par la végétation. C'est pourquoi les auteurs parlent de « combe purbeckienne ». Celle-ci est d'autant plus repérable dans le paysage que les horizons argileux déterminent des zones humides où apparaissent parfois des sources.

Les faciès purbeckiens du Jura méridional correspondent à des paléo-environnements variés dans l'espace et dans le temps : marin peu profond (infralittoral à supratidal), saumâtre, palustre, lacustre, émerusif. Non seulement les lithologies témoignent de cette grande variabilité des milieux de dépôt (galets noirs, calcrètes : Strasser et Davaud, 1982 ; polygones de dessiccation : Joukowsky et Favre, 1913 ; évaporites : Strasser, 1988), mais également les associations paléontologiques composées d'ostracodes marins, saumâtres et lacustres, de charophytes, de foraminifères benthiques marins (*Lenticulina* sp., *Feurtillia frequens*, *Nautiloculina* sp., « *Siphovalvulina* » sp., *Paleomiliolina* spp., *Ophthalmidium* spp., *Pfenderina* spp.), de coprolites de crustacés (*Favreina salevensis*), de microgastéropodes, de dasycladacées, et même exceptionnellement de saccocomidés et d'ammonites.

Au Salève, le Purbeckien atteint 22 m, selon Q. Deville (1990), alors que E. Joukowsky et J. Favre (1913) lui attribuaient entre 40 et 43 m de puissance; mais ces auteurs y incluaient une partie des Tidalites de Vouglans, ce qui est bien compréhensible puisque, dans ce chaînon, le passage entre ces deux formations est progressif et qu'il n'existe donc pas de limite cartographiable nette. Dans la région du Pomier (bord de la feuille), des faciès calcaires riches en glauconie sont particulièrement bien développés.

Au Vuache, le Purbeckien présente une épaisseur d'une trentaine de mètres, selon T. Blondel (1990). En outre, cet auteur signale, dans la partie supérieure de la formation, le long de la route D 908a entre Chevrier et Arcine, des niveaux chenalisés à conglomérats à galets noirs, des figures de plage (« keystone vugs »), des « flat pebbles » et des horizons à traces de racines. Dans les niveaux marneux de ce gisement, des associations faunistiques et floristiques ont été identifiées (Mojon, *in* Blondel et Schroeder, 1986). Charophytes : *Clavator reidi*, *Dictyoclavator fieri*. *Flabellochara grovesi*, *Globator maillardi*, *Musacchiella maxima*, *Nodosoclavator bradleyi*, *Perimneste micranda*, *Porochara* cf. *hildesiensis* ; ostracodes : *Cypridea* sp., *Eoparacypris weedonensis*, *Fabanella bolonien-*

sis, *Mantelliana purbeckensis*, *Scabriculocypris trapezoides* ; gastéropodes : *Anisopsis fischeri*, *Proauricula* sp., *Valvata* sp.

Dans le tunnel de l'autoroute A 42 traversant le Vuache, J. Charollais (inédit) a observé de nombreux niveaux centimétriques à faciès purbeckien, caractérisés par des marnes vertes et des microconglomérats à galets noirs, intercalés au sein des Tidalites de Vouglans.

Dans la partie méridionale du Grand-Crêt-d'Eau, l'épaisseur du Purbeckien avoisine une trentaine de mètres, selon D. Guyonnet (1987). Par contre, sur son flanc septentrional, elle atteint 23 m (coupe de la Vie-des-Vaches) et peut-être 76 m (coupe de la route des Soies), d'après C. Nussbaumer (1995). Dans la Haute-Chaîne comme dans la région de la forêt de Champfromier, le Purbeckien débute souvent par un calcaire oolitique (« oolithe caramel ») : il s'agit d'un grainstone ou packstone composé d'ooïdes dont les noyaux sont fréquemment des coprolites. Ce faciès, interprété comme une dune oolitique, a une extension latérale limitée (Nussbaumer, 1995) : il atteint 17,5 m d'épaisseur le long de la route des Soies, mais ne semble pas exister dans la coupe de la Vie-des-Vaches. D'après P. Graezer (1995), dans la région de la montagne des Moines, la puissance du Purbeckien oscille entre 25 m (à l'Abergement) et une vingtaine à une trentaine de mètres (à l'extrémité sud-ouest du pré des Ruines, Sur-la-Roche).

Là où le Purbeckien débute par le faciès oolitique, la limite avec les Tidalites de Vouglans est facile à cartographier. C'est beaucoup moins évident dans les autres cas. Quant à la limite supérieure, elle se marque nettement par un changement de faciès (calcaire franchement marin) et se repère facilement dans la morphologie (ressaut topographique).

Quelques faciès particuliers du Purbeckien de cette feuille sont encore à signaler. Des marnes noires affleurent le long de la D 48, juste au Sud du pont sur la Semine ; des marnes grises apparaissent le long de la nouvelle route forestière reliant la région du Corps de Garde au château des Bois ; des calcaires verdâtres à glauconie, qui rappellent ceux du Pomier (Salève), ont été repérés au Nord-Est de Belleydoux, entre Gobet et Combe-d'Avis ; des calcaires fins (biomicrites) à saccocomidés ont été signalés par B. Clavel *et al.* (1986a), dans la partie supérieure du Purbeckien du versant oriental du synclinal de Menthrières.

Quelques très rares ammonites, recueillies dans la partie sommitale du Purbeckien, dans le Jura méridional et au Salève, permettent de l'attribuer aux zones à Jacobi-Grandis, qui correspondent au Tithonien terminal-Berriasiens basal. En effet, au Salève, au Sud-Est de la feuille, B. Clavel *et al.* (1986a) ont signalé *Pseudosubplanites lorioli*, *P. combesi* (probable) et, dans la partie méridionale du synclinal de Menthrières, *Pseudosubplanites* gr. *lorioli* et *Tirnovella* gr. *allobrogensis-suprajurensis*.

Crétacé

Crétacé inférieur

n1a. **Berriasien moyen. Formation de Pierre-Châtel : calcaires blancs** (30 à 50 m). La Formation de Pierre-Châtel, composée de bancs calcaires blancs généralement pluridécimétriques (rarement métriques), riches en dasycladales, détermine une barre bien repérable dans la morphologie. Définie par N. Steinhauser et A. Lombard (1969), elle correspond pratiquement aux Calcaires de Thoiry de M. Mouty (1966).

Cette formation carbonatée se compose de faciès variés, caractéristiques de la plate-forme interne, de milieux lagunaires ou marins peu profonds (bordure externe de lagons, soumise aux tempêtes et forts courants). Il s'agit de wackestones, packstones, grainstones bioclastiques et peloïdaux à foraminifères complexes et dasycladacées, de floatstones et rudstones bioclastiques, péloïdaux et lithoclastiques grossiers, de niveaux à madréporaires et d'accumulations d'huîtres, de grandes térébratules et de gastéropodes (nérinées). L'abondance des algues (*Clypeina* sp., *Thaumatoporella* sp., *Cayeuxia* sp.) caractérise cette formation, qui renferme de nombreux foraminifères benthiques : *Pseudocyclamina lituus*, *Paleomiliolina* spp., *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., ophthalmidiidés, *Conicospirillina basiliensis*, *Haurania* sp. ; *Protopenelopis trochangulata* et *Pseudotextulariella courtionensis* ne semblent apparaître que dans la partie supérieure de la formation (Zaninetti *et al.*, 1988). Des microstructures, telles les fenestras, confirment le caractère subémersif de certains faciès.

Les contacts entre la Formation de Pierre-Châtel et les formations qui l'encadrent sont bien marqués. En maints endroits, une lacune sédimentaire, matérialisée par un hardground ou une surface de ravinement, sépare la Formation de Pierre-Châtel de la Formation de Vions ; c'est notamment le cas dans les affleurements du bord de la route forestière du Grand-Crêt-d'Eau, au-dessus de Menhières (Clavel *et al.*, 1986a) et dans la montagne du Vuache (Blondel, 1990).

L'épaisseur de la Formation de Pierre-Châtel oscille entre 30 et 50 m sur le territoire de la feuille. Au mont Salève (au Sud-Est de la feuille), Q. Deville (1990) l'estime à 42 m, D. Guyonnet (1987) à 46 m dans la partie méridionale du Grand-Crêt-d'Eau, C. Nussbaumer (1995) à 49 m dans la portion septentrionale. Cette formation atteint 30 m au Vuache (Blondel, 1990) et à la montagne des Moines (sous les ruines de l'Abergement ; Graezer, 1995).

La base de la Formation de Pierre-Châtel doit être attribuée au sommet ou éventuellement au milieu du Berriasien moyen : au Grand-Salève, B. Clavel *et al.* (1986a) signalent dans la partie inférieure de cette formation *Subalpinites*, dont l'extension s'étend de la Sous-zone à Priva-

sensis (milieu du Berriasien moyen) jusqu'à la Sous-zone à Paramimou-num (base du Berriasien supérieur). Cette datation est confirmée par la découverte de *Berriasella* cf. *privasensis*, à l'extrême base de la formation, au-dessus du village de Thoiry (Waehry, 1989). D'après R. Busnardo (inédit), cette espèce couvre toute la Zone à Occitanica.

n1b. **Berriasien supérieur. Formation de Vions : marnes et calcaires gréseux** (environ 30 m). Dans la morphologie, la Formation de Vions apparaît souvent comme une zone herbeuse ou boisée (rappelant la « combe purbeckienne »), encadrée par les falaises calcaires des formations de Pierre-Châtel, à la base et de la Chambotte, au sommet. Définie (Steinhauser et Lombard, 1969) près du lac du Bourget, la Formation de Vions comprend une lithologie variée (calcaires plus ou moins argileux, calcaires fins, oolitiques ou bioclastiques, argiles, marnes, niveaux lenticulaires charbonneux), avec une seule constante : la présence de quartz détritique (0,05 à 0,2 mm) en plus ou moins grande proportion. Les bancs décimétriques à pluridécimétriques se débitent parfois en « pinch and swell ». Cette formation présente donc de fortes analogies avec le Purbeckien, mais elle s'en distingue cependant par plusieurs caractères :

- le Purbeckien recèle des niveaux conglomératiques à cailloux noirs (« brèche multicolore ») et des argiles vertes, généralement absents dans la Formation de Vions ; seul, Q. Deville (1990) signale de très rares galets noirs dans la Formation de Vions au Grand-Salève ;
- la proportion de quartz détritique est beaucoup plus importante dans la Formation de Vions que dans le Purbeckien ;
- à l'affleurement, les patines (brunâtres, ocre-rouille, violacées) sont généralement plus sombres dans la Formation de Vions que dans le Purbeckien ;
- la bioturbation dans certains niveaux de la Formation de Vions est telle qu'elle peut en effacer la stratification, ce qui n'est pas le cas dans le Purbeckien. Un des plus beaux exemples de bioturbation se trouve au Grand-Salève (au Sud-Est de la feuille), le long du sentier de la Corraterie, localité-type des Couches de la Corraterie (Mouty, 1966), équivalent partiel de la Formation de Vions.

La grande diversité lithologique de la Formation de Vions, souvent riche en matière organique et composée de fer, traduit une forte variabilité de paléoenvironnements : marins (toujours peu profonds, voisins de l'émer-sion) plus ou moins ouverts ou confinés, lacustres ou continentaux. Les associations paléontologiques reflètent également les différents paléomi-lieux. Parmi les très nombreux foraminifères benthiques mentionnés dans la littérature, il faut citer, dans la partie inférieure de la formation, *Pavlovecina* (*Keramosphaera*) *allobrogensis*, dont la grande taille permet une identification aisée sur le terrain ; cette espèce est souvent accompa-gnée par *Pseudotextulariella courtionensis*. D'autres formes, moins carac-téristiques, méritent pourtant d'être signalées : *Ammobaculites* sp., « Coni-

cospirillina » *basiliensis*, *Cornuspira* sp., *Earlandia?* *brevis*, *Haplophragmium* sp., *Haplophragmoides joukowskyi*, *Haurania* spp., *Lenticulina* sp., *Mesoendothyra* sp., *Montsalevia* sp.1. *Nautiloculina* sp., *Paalzowella* sp., *Paleomiliolina* spp., *Pfenderina* spp., *Pseudocyclammina* sp., *Trocholina* sp. Quant aux ostracodes, ils n'ont été identifiés par P. Donze (in Blondel et al., 1986a) que dans certains niveaux, au Vuache : *Asciocythere circumdata*, *A. montis*, *Cypridea* sp., *C. valdensis obliqua*, *Cythereis* aff. *mathura*, *Cythereis* sp., *Cytherella* sp., *C. turgida*, *Cythereloida* cf. *rehburgensis*, *Cytheropteron* sp., *Lycoprocypris sabaudia*, *Macrodentina* cf. *mediostriata*, *Neocythere* sp., *Protocythere maillardi*, *P.* cf. *mazenoti*, sp., *Schuleridea mediocaudata*, *S.* cf. *praethorenensis*. Les faciès lacustres renferment de nombreux charophytes parmi lesquels *Clavator* sp., *Globator nurrensis*, *G. trochiliscoides*, *Nodosoclavator* sp., *Prochara* sp. (O. Mojon, comm. écrite, 1990). Les algues marines sont, globalement, moins fréquentes que dans la Formation de Pierre-Châtel ; il a été déterminé *Thaumatoporella* sp., *Zergabriella embergeri* et *Terquemella* sp., *Clypeina* sp.

T. Blondel (1984, 1990) signale dans la Formation de Vions, à l'extrémité septentrionale du Vuache, des fragments de carapace osseuse de chéloniens et de nombreux restes de crustacés décapodes, en plus de terriers de type *Thalassinoides*. Enfin, en plusieurs points, notamment au Vuache (Blondel, 1990) et dans la partie septentrionale de l'anticlinal du Grand-Colombier, à l'Ouest de Vouvray (Aeschlimann, 1996), on peut observer au sein de cette formation des traces d'émersion, marquées par des racines fossiles et des hardgrounds lithophagés.

La Formation de Vions, généralement limitée à la base par une discontinuité bien visible, mais dont la transition avec la Formation de la Chambotte est plus discrète, présente de fortes variations d'épaisseur. D'une trentaine de mètres au Salève (Deville, 1990), elle n'a que 26 m au Vuache (Blondel, 1990) ; dans la partie septentrionale du Grand-Crêt-d'Eau, elle atteindrait 72 m (Guyonnet, 1987). Dans la région de la montagne des Moines, P. Graezer (1995) l'évalue à 40 ou 45 m ; cet auteur l'estime à une trentaine de mètres dans la coupe du Fond des Prés.

La base de la formation doit être attribuée à la partie inférieure du Berriasien supérieur, puisqu'au mont de Musières (au Sud de la feuille) un exemplaire de *Picteticeras* aff. *moesicum* y a été découvert (Clavel et al., 1986) ; cette forme est limitée à la Sous-zone à Paramimounum. Ainsi, la limite entre les formations de Pierre-Châtel et de Vions correspondrait approximativement à la limite entre le Berriasien moyen et le Berriasien supérieur. Ces datations sont confirmées par la découverte de *Calpionellopsis oblonga* (Berriasien supérieur ; Zone D), carrières de Monnetier (Zaninetti et al., 1988) et de *Calpionellopsis* sp. (Berriasien supérieur, Zone D), montagne de la Chambotte (Darsac, 1983).

La partie supérieure de la Formation de Vions n'a pas fourni jusqu'ici de critères de datation déterminants. D'après le découpage séquentiel, la limite des formations de Vions et de la Chambotte peut être placée à la fin du cortège de haut niveau de la Sous-zone à Callisto.

n1c. Berriasien sommital-Valanginien basal. Formation de la Chambotte inférieure : calcaires blancs (16 à 19 m). La Formation de la Chambotte, définie (Steinhauser et Lombard, 1969) près du lac du Bourget (au Sud de la feuille), désigne « une barre calcaire assez massive, quelquefois entrecoupée par une zone déprimée représentant le Membre du Guiers ». À la localité-type, la Formation de la Chambotte peut donc être divisée en « Chambotte inférieure », « Membre du Guiers » et « Chambotte supérieure ». Sur la feuille, n'apparaît que la Formation de la Chambotte inférieure, qui correspond assez exactement aux Calcaires du Val-de-Fier (Mouty, 1966).

Au Salève et au Vuache, la Formation de la Chambotte inférieure se distingue très facilement des formations qui l'encadrent puisque cette barre carbonatée blanche surmonte les faciès plus tendres et plus sombres de la Formation de Vions et supporte des « calcaires roux », ou parfois des niveaux marneux sombres, regroupés sous l'appellation « Complexe de marnes et calcaires roux ». Mais la Formation de la Chambotte inférieure présente des variations de faciès significatives sur le territoire couvert par la feuille Saint-Julien-en-Genevois, notamment dans la Haute-Chaîne et dans le Grand-Colombier, ce qui la rend plus difficile à cartographier.

Dans la région du Pomier (chaînon du Salève), comme au Vuache, la Formation de la Chambotte inférieure est homogène. Bien que partiellement couverte, elle offre les mêmes caractères lithologiques que ceux de la coupe relevée au Grand-Salève par Q. Deville (1990). Là, elle forme une barre massive, blanche, de 16 m de puissance, constituée de calcaires dépourvus de terrigènes et disposés en bancs métriques séparés par des joints discrets. Il s'agit de biomicrites (packstones) à la base et de biocalcarénites (grainstones) dans la partie supérieure, qui recèle également des « keystone vugs » (Salvini-Bonnard *et al.*, 1984). Ces faciès se sont donc déposés sur une plate-forme où la tranche d'eau d'abord faible devient nulle à certains moments (zone inter- à supratidale). Au Salève, le sommet de la formation est karstifié (Deville, 1990) et la présence, en de rares endroits, d'un réseau paléokarstique démontre l'importance de l'émergence qui a séparé cette formation des faciès roussâtres sus-jacents (« calcaires roux » *sensu lato*). Au Salève, la limite supérieure de la formation est donc facile à repérer sur le terrain, ce qui n'est pas le cas pour sa base où la transition avec la Formation de Vions s'avère discrète. Sur le versant oriental de la montagne du Vuache, le sommet de la Chambotte inférieure se termine par une surface durcie (hardground) à oxydes de fer et perforations de lithophages (Blondel, 1990).

Dans le Jura méridional, plus précisément dans la partie septentrionale du Grand-Crêt-d'Eau, la Formation de la Chambotte inférieure se marque dans le paysage par une barre, elle-même subdivisée en trois unités ; en effet, un niveau plus marneux s'intercale entre deux petites barres calcaires, formées de bancs décimétriques à pluridécimétriques, à patine gris clair à la base et rose à rougeâtre au sommet. Cette trilogie se retrouve dans la montagne des Moines où les petites barres sont constituées de calcaires bioclastiques grossiers, localement oolitiques et à peloïdes. P. Graezer (1995) relève que, dans cette région comme dans celle de la montagne du Crêt, les calcaires de la petite barre supérieure deviennent rouille-beige, oolitiques et prennent un débit en plaquettes. Dans ces cas, si la Formation de la Chambotte inférieure est directement surmontée par des « calcaires roux » (*sensu lato*) de la formation sus-jacente, il est difficile de fixer, avec certitude, la limite entre les calcaires plaquetés rouille-beige (sommet de Chambotte inférieure) et les « calcaires roux » plaquetés (parfois à structures obliques) de la formation sus-jacente. Au Grand-Crêt-d'Eau (route des Soies), C. Nussbaumer (1995) a observé un contact franc entre les formations de Vions et de Chambotte inférieure : le quartz disparaît brusquement et la texture passe de wackestones-packstones à des packstones-grainstones.

Les figures sédimentaires (mégarides, structures en auge), observées dans la Haute-Chaine, incitent à interpréter les faciès des deux petites barres de la Formation de la Chambotte inférieure comme des dépôts tidaux à subtidaux (Boeker, 1994). L'intervalle médian marneux, fossilifère, très bioturbé, correspondrait, selon C. Nussbaumer (1995), à un environnement marin protégé, à l'abri des courants, éventuellement à un lagon.

L'épaisseur de la Formation de la Chambotte inférieure, bien que variable sur le plan faciologique, semble assez constante sur l'ensemble de la feuille : 17 m au Vuache (Blondel, 1990), 19 m au Grand-Crêt-d'Eau (Nussbaumer, 1995), 18 m à la montagne des Moines (Graezer, 1995).

Moins riche en algues que la Formation de Pierre-Châtel, celle de la Chambotte inférieure renferme de nombreux foraminifères benthiques, parmi lesquels *Pfenderina neocomiensis*, facilement repérable à la loupe sur le terrain, est le plus significatif. Ces deux formations, qui présentent souvent de grandes similitudes lithologiques, renferment une microfaune assez comparable : miliolés, trocholines, nautiloculines, textulariidés, lenticulines, valvulines, nodosariidés, pseudocyclammes ; seule la présence de *Pfenderina neocomiensis* (qui apparaît déjà dans la Formation de Vions) permet de les départager. De plus, il semblerait (Nussbaumer, 1995) que les trocholines de la Formation de Pierre-Châtel soient plus petites, plus hautes et plus simples que celles de la Chambotte inférieure, qui sont plus grandes, plus basses et plus complexes avec présence de piliers. Enfin, jusqu'à présent, la présence de l'orbitolinidé *Valdanchella miliani* n'a été signalée que dans la Formation de la Chambotte.

Sur l'ensemble de la feuille, la Formation de la Chambotte inférieure renferme de nombreux fragments de macrofossiles, dont certains comme les nérinées ou les coraux témoignent d'un environnement marin peu profond. Dans la partie septentrionale du Grand-Crêt-d'Eau, C. Nussbaumer (1995) signale, dans la petite barre inférieure, un niveau à stromatopores, dans la petite barre supérieure, un horizon à *Trichites* sp. et, dans le niveau marneux médian, quelques pholadomyes ainsi que des térébratules et des rhynchonelles en « nids » lumachelliques.

Jusqu'à présent, aucun argument paléontologique déterminant ne permet d'attribuer un âge précis à la Formation de la Chambotte inférieure. Cependant, l'analyse séquentielle de plusieurs coupes, qui débordent largement du cadre de la feuille, ont conduit B. Clavel *et al.* (1986a) à rattacher cette formation au Berriasien terminal et au Valanginien basal, plus précisément à la partie supérieure de la Sous-zone à Callisto et à la partie inférieure de la Zone à Otopeta. Le sommet de la Formation de la Chambotte inférieure correspondrait donc approximativement à la limite Berriasien/Valanginien.

n2. Valanginien. Complexe de marnes et calcaires roux (environ 50 m). Les terrains compris entre le sommet de la Formation de la Chambotte inférieure et la base des Marnes d'Hauterive ont été regroupés sous l'appellation informelle de « Complexe de marnes et calcaires roux ». Il s'agit d'un ensemble d'unités lithologiques à prédominance de faciès carbonatés roux dont la trop faible épaisseur ne permet pas une cartographie individuelle. Ce complexe lithologique, assez mal connu dans le détail, comprend quelques minces niveaux marneux lenticulaires, des calcaires argileux métriques (assimilés à tort au Membre du Guiers), des barres calcaires roussâtres à structures obliques de puissance variable, d'ordre décimétrique, et des niveaux de calcaires roussâtres riches en huîtres d'extension limitée. Les différentes formations du Valanginien sont les suivantes :

- **Membre du Guiers.** Défini (Steinhauser et Lombard, 1969) à la cluse de Chailles comme une unité très variable en épaisseur et en faciès, le Membre du Guiers est constitué par des calcaires (intra- à oosparites) à patine roussâtre, plaquetés, souvent à stratifications obliques, avec parfois des lentilles siliceuses (chailles).

Nombre d'auteurs ont rattaché au Membre du Guiers des faciès carbonatés peu argileux roux qui surmontent directement la Formation de la Chambotte inférieure au Salève, au Vuache et dans le Jura méridional. Cette interprétation s'est avérée erronée : les résultats préliminaires des études palynologiques et de l'analyse séquentielle conduisent à rattacher le Membre du Guiers de la localité-type à la Zone à Otopeta (première zone du Valanginien inférieur) et à considérer les calcaires peu argileux roux (assimilés au Membre du Guiers, notamment au Salève et au Vuache) à la Zone à Pertransiens (deuxième zone du Valanginien inférieur) (Clavel et

Monteil, inédit). Ainsi, bien que la littérature géologique ait mentionné la présence du Membre du Guiers, notamment au Salève et au Vuache, il ne semble pas que cette unité lithologique figure sur le territoire couvert par la feuille Saint-Julien-en-Genevois.

• **Marnes d'Arzier.** Le terme « Marnes d'Arzier » a été introduit par A. Jaccard (1869) pour définir une « petite assise de marnes » (4,50 m d'épaisseur), que C. Lory (1858) avait observée en certains points du Jura, mais dont il avait déjà soupçonné le caractère lenticulaire. Plus tard, N. Steinhäuser (1969, inédit) constate avec regret, que les géologues jurassiens appliquent « cette dénomination à tout niveau marneux immédiatement sous-jacent au « Calcaire roux » : au Vuache et dans la Haute-Chaîne, on a souvent cité la présence des « Marnes d'Arzier ».

Au Vuache, T. Blondel (1990) rattache aux Marnes d'Arzier un niveau marneux de 2 m d'épaisseur, caractérisé par des foraminifères benthiques et des ostracodes. Mais une étude palynologique récente (Monteil et Charollais, à paraître) a démontré que ce niveau marneux est plus jeune que les Marnes d'Arzier de la localité-type ; en ce point, l'identification d'une cinquantaine d'espèces de dinokystes (Monteil, *in* Charollais et Wernli, 1995) permet de rattacher avec certitude les Marnes d'Arzier à la Zone à *Muderongia macwhaei* (Sous-zone à forme B), soit, en équivalent-zone à ammonites, à la Zone à Pertransiens (Valanginien inférieur).

Comme M. Mouty (1966), M. Septfontaine (1971) rattache aux Marnes d'Arzier des faciès marneux compris entre la Formation de la Chambotte inférieure et le Calcaire roux et affleurant sur le versant oriental de la Haute Chaîne, près du fort de l'Écluse et à Vesancy (au Nord de la feuille Saint-Julien-en-Genevois). Or, ces horizons marneux n'ont pas les mêmes associations faunistiques et floristiques que celles de la localité-type ; en plus leur âge est différent.

Ainsi, les niveaux marneux lenticulaires métriques qui surmontent directement la Formation de la Chambotte inférieure et dont la limite inférieure est marquée par une discontinuité majeure, sont cartographiés sous le sigle n2 sur la feuille. Ils ne correspondent pas aux Marnes d'Arzier ; ils en diffèrent par leur contenu paléontologique et leur âge.

• **Calcaires roux sensu lato** (35 à 45 m). Créé par A. Favre (1843) pour caractériser un calcaire « spathique » oolitique roux, riche en « matières ferrugineuses » et attribué à l'époque au « Néocomien inférieur », le terme « Calcaire roux » a été utilisé couramment par les géologues jurassiens pour désigner le « Valanginien supérieur » du Jura, alors que le lexique stratigraphique international semble restreindre cette dénomination aux chaînes subalpines. C'est dire la confusion que ce terme informel recèle ! Sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois, les calcaires roux *s.l.* (sigle n2) recouvrent deux ensembles lithologiques distincts séparés par une discontinuité sédimentaire, malheureusement souvent masquée sur le terrain.

– À la base se trouvent des bancs d'ordre décimétrique de calcaires, parfois argileux, bioclastiques et oolitiques roux, riches en débris de crinoïdes, d'échinides et de bryozoaires, avec rares délités marneux. Ce terme, toujours très peu quartzeux et montrant généralement des laminations planes parallèles, correspond *grosso modo* au « Valanginien supérieur marneux » de M. Mouty (1966) ; il a souvent été confondu avec le Membre du Guiers (Steinhauser et Lombard, 1969). À une association de foraminifères commune au Berriasien–Valanginien (trocholines, milioles, nautiloculines, textulariidés, lenticulines, orbitolinidés), s'ajoute une espèce plus déterminante : *Pseudotextulariella salevensis*.

Dans le Jura méridional, à la montagne des Moines, P. Graezer (1995) relève le caractère marneux de la partie inférieure des calcaires roux *s.l.* Celle-ci se caractérise, dans cette région, par une intense bioturbation et une disposition en bancs noduleux alternant avec des bancs plus marneux. De ce fait, la limite cartographique entre le sommet de la Formation de la Chambotte inférieure (= petite barre supérieure rouille beige, à débit en plaquettes) et la base des calcaires roux *s.l.*, n'est pas toujours aisée à déceler sur le terrain. Par contre, en d'autres points, comme au Salève, le sommet de la Formation de la Chambotte inférieure est marquée par une surface ravinée et karstifiée (Deville, 1990) ou, comme au Vuache et au fort de l'Écluse, cette formation est directement surmontée par des niveaux marneux (« Marnes d'Arzier » des auteurs) : dans ces cas, la limite cartographique ne pose pas de problème.

– Au sommet vient un ensemble de bancs centimétriques à décimétriques roux à stratifications obliques, de calcaires bioclastiques et oolitiques, dans lesquels le quartz détritique ne dépasse pas 5 %. Par endroits, la glauconie, toujours en faible proportion, se développe préférentiellement dans les réseaux perforés des fragments d'échinides et dans les loges des bryozoaires. Par place, des accidents siliceux (silex) peuvent apparaître. Cette unité lithologique, équivalente du « Valanginien supérieur calcaire » de M. Mouty (1966), correspond au « Calcaire roux » *sensu stricto* de la plupart des géologues jurassiens, caractérisé par sa couleur jaune rouille et ses nombreuses structures obliques et qui forme une petite barre dans la morphologie. Quant à la faune, elle présente de grandes similitudes avec celle de l'unité sous-jacente ; en plus de *Pseudotextulariella salevensis*, s'ajoutent *Haplophragmoides joukovskyi* et *Citaella favrei*, qui toutefois ne semblent pas être des espèces-indices.

L'ensemble des calcaires roux *s.l.* présente des structures en auges décimétriques. La partie inférieure, plus marneuse, riche en bioturbations (terriers ramifiés et en « U ») correspond à un milieu d'assez faible énergie, relativement protégé, peu profond, quoiqu'aucun critère paléontologique ne le démontre, si ce n'est l'absence de dasycladacées si fréquentes dans les formations berriasiennes sous-jacentes. Par contre, l'abondance des structures obliques du Calcaire roux *s.s.* témoigne d'un fort hydrodynamisme, ce qui plaiderait en faveur d'un environnement très peu profond ; les

bioclastiques et oolitiques roux pourraient alors s'interpréter comme des dunes sous-marines en zone subtidale.

L'épaisseur des calcaires roux *s.l.* avoisine une quarantaine de mètres, d'après la plupart des auteurs, qui y incluent également l'unité sus-jacente, le Calcaire à *Alectryonia rectangularis*. Au Salève, E. Joukowsky et J. Favre (1913) attribuent 44 m de puissance à tout cet ensemble, que T. Blondel (1990) évalue à 35 m au Vuache. Au Grand-Crêt-d'Eau, D. Guyonnet (1987) lui attribue une quarantaine de mètres dans sa partie méridionale et C. Nussbaumer (1995) 35 m dans sa portion septentrionale. À la montagne des Moines, P. Graezer (1995) l'estime entre 40 et 45 m.

Quant à l'âge des calcaires roux *s.l.*, il varie suivant les auteurs. Des résultats en grande partie inédits, basés sur des données paléontologiques (échinides, ostracodes) et sur l'analyse séquentielle, permettent cependant (Clavel et Donze, communication orale) d'apporter des précisions, en accord avec d'autres arguments déjà publiés, mais mal interprétés :

– à la base, les calcaires roux plus ou moins argileux sont à rapporter à la Zone à Pertransiens (Valanginien inférieur). Cette attribution concorde avec la découverte de *Tintinnopsella carpathica* et de *Calpionellites darderi*, au Salève par Q. Deville (1990), qui pensait les avoir trouvés dans le Membre du Guiers par suite d'une mauvaise interprétation de la lithostratigraphie, ce qui n'enlève rien au mérite de ce chercheur. En fait, ces calpionelles appartiennent à l'unité inférieure (calcaires roux *s.l.*), qui doit donc être rattachée à la partie inférieure de la Zone à Pertransiens.

Un lit marneux centimétrique à la base du Calcaire roux *s.s.* (Aeschlimann, 1996), versant oriental du Grand-Colombier, a livré une association de dinokystes rattachée avec certitude (Monteil, communication écrite, 1996) à la base de la Zone à Campylotoxum. Cette datation confirme des résultats inédits dans le Jura vaudois (gorges de l'Orbe) ;

– au sommet, le Calcaire roux *s.s.* devrait encore être attribué à la Zone à Campylotoxum, donc à la partie supérieure du Valanginien inférieur, bien qu'à l'heure actuelle nous ne disposions pas encore d'arguments paléontologiques. Il faut rappeler que cette unité est séparée de la précédente par une discontinuité, déjà remarquée et décrite à la Grande-Varappe (Grand-Salève), à l'Est de la feuille (Joukowsky et Favre, 1913).

• **Calcaire à *Alectryonia rectangularis*** (0 à 12 m). Sur la chaîne du Reculet–Vuache, H. Schardt (1891) décrit le « Calcaire à *Ostrea rectangularis* » comme un « terrain calcaire, jaune, de texture oolithique ou spathique (brèche échinodermique) se détachant en dalles, interrompu de quelques lits marneux jaunes ». D'ordre métrique à décamétrique (6,15 m au Vuache : Charollais *et al.*, 1989 ; 12 m au Salève : Deville, 1990), cette formation semble avoir une extension limitée au Nord, puisque déjà à la montagne des Moines, P. Graezer (1995) la suppose absente.

Les faciès de cette unité sont très proches de ceux des calcaires roux *s.l.* ; des bancs décimétriques de calcaires roux bioclastiques à texture grainstone sont séparés par des joints centimétriques plus argileux. En plus

des débris de crinoïdes, de bryozoaires, de serpules et de spongiaires, l'association faunistique comporte de nombreuses *Aetostreon*, caractérisant un environnement à la limite infralittoral/circolittoral. La microfauve est composée de nodosariidés, textulariidés, *Citaella favrei* et de nubéculaires encroûtantes. Le Calcaire à *Alectryonia rectangularis* renferme plusieurs surfaces durcies, taraudées par de nombreuses perforations.

En l'état actuel de nos connaissances, le Calcaire à *Alectryonia rectangularis* peut être rattaché au Valanginien supérieur. La découverte de *Pygopyrina incisa* dans ce niveau, au Grand-Salève, a incité Q. Deville (1990) à le rapporter à la Zone à Trinodosum. Au Vuache, dans les galeries du tunnel autoroutier A 42, le Calcaire à *Alectryonia rectangularis* se termine par deux bancs (1,40 m) de calcaires (biomicrites) lumacheliques, noduleux, à galets et fossiles encroûtés par des nubéculaires et perforés par des algues et des bivalves lithophages. J. Charollais *et al.* (1983) y décrivent des térébratules, nautilus, bélemnites, huîtres, échinides, bryozoaires, serpules, spongiaires et gastéropodes. Au sommet de ces deux bancs, couronnés par un hardground glauconieux et phosphaté, ces auteurs signalent *Teschenites* sp., qui pourrait correspondre à la Zone à Callidiscus (Valanginien terminal).

Le Calcaire à *Alectryonia rectangularis* caractérise le versant oriental de la faille du Vuache (Haute-Chaine, montagne du Vuache) ; sur son versant occidental (mont de Musièges, au Sud de la feuille), il est remplacé par des marnes, dans lesquelles J. Charollais *et al.* (1983) ont découvert *Teschenites* sp. et *Toxaster granosus*, échinide qui ne dépasse pas le sommet du Valanginien. Au Valanginien terminal, le rôle de la faille du Vuache semble donc déterminant dans la répartition des faciès sur les feuilles géologiques Saint-Julien-en-Genevois et Seyssel.

n3a. **Hauterivien inférieur indifférencié : « Marnes d'Hauterive » et « Pierre jaune de Neuchâtel »** (environ 100 m). Jusqu'à récemment, la plupart des géologues jurassiens admettaient que l'étage Hauterivien, défini dans le Jura neuchâtelois (Renevier, 1874) correspondait à une formation, qui, dans le Jura méridional, se subdivisait en deux unités : à la base, les Marnes d'Hauterive et, au sommet, la Pierre jaune de Neuchâtel. Cette conception, basée sur une confusion entre chrono- et lithostratigraphie, ne correspond pas aux données de terrain. Elle ne peut donc pas être appliquée telle quelle, sur le territoire couvert par la feuille, d'autant plus qu'à la suite d'une révision de l'étage Hauterivien à l'échelle du Jura, J. Remane *et al.* (1989) concluaient que dans le Jura méridional, le concept de « Marnes d'Hauterive » et de « Pierre jaune de Neuchâtel » devait être abandonné en tant qu'unités lithostratigraphiques.

Après avoir émis ces réserves sur le plan de la nomenclature formelle, il convient d'adopter une terminologie qui, d'une part, traduise la lithologie observée sur le terrain et d'autre part, tienne compte des termes historiques d'usage courant chez les cartographes jurassiens. C'est pourquoi « Marnes

d'Hauterive » et « Pierre jaune de Neuchâtel » seront utilisés dans cette notice (comme il a été fait dans la notice de la feuille Annemasse) pour définir des faciès et non pas des formations. En effet, des faciès de type « Pierre jaune de Neuchâtel » apparaissent déjà dans la partie inférieure de l'« Hauterivien » des auteurs, à prédominance marneuse et appelée « Marnes d'Hauterive » ; de même, des faciès de type « Marnes d'Hauterive » s'intercalent dans la partie supérieure de l'« Hauterivien » des auteurs, à prédominance carbonatée et classiquement dénommée « Pierre jaune de Neuchâtel ».

Dans leur monographie sur le Salève, E. Joukowsky et J. Favre (1913) avaient déjà adopté cette conception. En effet, ils avaient subdivisé leur « Hauterivien » en deux unités : « *une partie inférieure à faciès marneux* », de 59 m de puissance, composée de marnes et de marno-calcaires à céphalopodes et spicules de spongiaires, dans lesquels s'intercalent des niveaux parfois décamétriques de biocalcarénites quelquefois oolitiques, et « *une partie supérieure à faciès calcaire* » de 35 m d'épaisseur, comprenant un ensemble de bancs de biocalcarénites jaune-roux, parfois oolitiques, plus ou moins riches en quartz et glauconie avec silicifications fréquentes ; entre ces bancs, qui présentent en certains points des stratifications obliques, s'intercalent, surtout vers la base, quelques niveaux biomitiques à spicules de spongiaires.

Sur le plan lithologique, les faciès de type « Marnes d'Hauterive » correspondent à des marnes grésoglaucוניeuses sombres, plus ou moins carbonatées, déposées en milieu circalittoral, ce qu'atteste la présence de nombreux céphalopodes (ammonites, bélemnites, nautilus), huîtres (*Exogyra couloni*), échinides (*Toxaster amplus*), spongiaires. Les faciès de type « Pierre jaune de Neuchâtel » se présentent sous forme d'ensemble de bancs calcaires grésoglaucוניeux pluridécimétriques à patine jaunâtre à roussâtre, soit à débit en miches (généralement vers la base de la formation n3a), soit à structures obliques ; dans certains cas, ce type de faciès peut passer à de véritables biocalcarénites (rudstones et grainstones) à oolites et ainsi simuler certains faciès de type « calcaire roux » (Valanginien), si ce n'est une teneur en glauconie généralement plus forte.

En première approximation, ce qui est cartographié sous le sigle n3a sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois peut se subdiviser en deux sous-ensembles appelés provisoirement : « Complexe des Marnes d'Hauterive », à la base et « Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel » au sommet. En réalité, la formation, correspondant à n3a et dénommée classiquement « Hauterivien », comprend, selon B. Clavel et J. Charollais (1989), trois séquences, chacune marneuse à la base et calcaire au sommet et limitées par des discontinuités. Se basant sur une abondante littérature et sur les travaux de F. Vieban (1983) et de J. Charollais *et al.* (1989), ces auteurs ont pu dater chacune de ces séquences et mettre en évidence leurs varia-

tions de faciès et d'épaisseur. De bas en haut, ils distinguent, dans le Jura méridional :

– *une séquence inférieure*, où prédominent les marnes (= Complexe des Marnes d'Hauterive *pro parte*), appartenant à l'Hauterivien basal (Zone à Radiatus) et à l'extrême sommet du Valanginien supérieur (Zone à Callidiscus) ;

– *une séquence moyenne*, composée, comme la précédente, de marnes à la base et de calcaires au sommet, attribuée au sommet de la Zone à Radiatus et à la Zone à Loryi. Cette séquence a encore été placée dans le Complexe des Marnes d'Hauterive en raison de sa forte proportion en marnes, quoiqu'elle soit plus carbonatée que la séquence inférieure ;

– *une séquence supérieure*, toujours marneuse à la base, mais à forte prédominance calcaire au sommet, correspondant à la Zone à Nodosoplicatum. C'est le Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel, qui est séparé de l'Urgonien jaune sus-jacent par une discontinuité.

Lorsque les affleurements sont suffisamment développés sur la feuille, les séquences inférieure et moyenne sont cartées sous le sigle n3a1 et la séquence supérieure, n3a2, soit :

n3a1. Complexe des marnes d'Hauterive

n3a2. Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel

En conclusion, l'« Hauterivien » des géologues jurassiens, cartographié sur la feuille sous le sigle n3a, ne correspond, en réalité, qu'aux trois premières zones de l'Hauterivien inférieur.

Vu les variations d'épaisseur et de faciès au sein des trois séquences de l'Hauterivien inférieur, regroupées sous n3a, il n'est pas possible d'en présenter une coupe-type. Après la monographie de H. Schardt (1891) sur le Jura méridional, une série de travaux récents, très détaillés, ont été entrepris à l'extrémité septentrionale de la montagne du Vuache ; ils démontrent la grande variabilité latérale de ces séquences (Blondel, 1984, 1990 ; Charollais *et al.*, 1983, 1989). Dans les galeries de l'autoroute A 42, le Complexe des Marnes d'Hauterive atteint 67 m et le Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel 39 m, soit une épaisseur totale de 106 m pour l'ensemble de la formation (Charollais *et al.*, 1989). Le long de la route D 908a, reliant Vulbens à Arcine, celle-ci n'atteint que 90 m (Blondel, 1990), alors que ces deux sites ne sont séparés que de 3,5 km. Dans la partie septentrionale du Grand-Crêt-d'Eau, C. Nussbaumer (1995) lui attribue entre 45 et 50 m, tandis que P. Graezer (1995) estime son épaisseur entre 80 et 110 m dans la montagne des Moines. Dans la région de Champfromier, le long de la route D 14, à l'extrémité méridionale du bois des Écretaz, elle avoisine 75 m (Mouty, 1966).

Dans un affleurement situé à l'Est de la prolongation de la faille du Vuache, le long de la route D 16 reliant Confort à Menthrières, F. Vieban

(1983) décrit une coupe qui montre une surépaisseur de marnes (~ 100 m) dans le Complexe des Marnes d'Hauterive, par rapport aux mesures faites sur le compartiment oriental de cette fracture majeure. Cette différenciation de faciès et d'épaisseur de part et d'autre de la faille du Vuache a été mentionnée par J. Charollais *et al.* (1983) dans une étude comparative du mont de Musièges et de la montagne du Vuache.

Les milieux de dépôt de la formation n3a, s'ils restent délicats à interpréter dans le détail, montrent cependant à grande échelle une bathymétrie décroissante, de la base vers le haut. En effet, les faciès marneux de la base, tant par leur faciès que par leur faune (ammonites, nautilus, bélemnites, *Toxaster amplus* très fréquents), suggèrent un milieu circalittoral, tandis que les bancs calcaires du sommet de la séquence supérieure (faciès de type Pierre jaune de Neuchâtel) se sont déposés dans la zone infralittorale, voire subtidale. Depuis le Valanginien sommital (Zone à *Callidiscus*) en certains points et depuis la base de l'Hauterivien (Zone à *Radiatus*) en toutes régions, jusque vers la fin de l'Hauterivien inférieur, la plate-forme jurassienne se comble graduellement mais irrégulièrement, permettant ainsi la mise en place des faciès urgoniens *sensu lato* sus-jacents (Urgonien jaune). Cette irrégularité du comblement, liée aux variations eustatiques et peut-être aussi à une subsidence saccadée, se traduit par une alternance de niveaux marneux riches en spicules de spongiaires, caractéristiques d'un milieu circalittoral de faible énergie et de barres calcaires bioclastiques, plus ou moins oolitiques à nombreuses structures obliques, traduisant un fort hydrodynamisme. Dans ces faciès, P. Graezer (1995) et C. Nussbaumer (1995) signalent des rides de courant et des « hummocky-cross-stratifications », structures typiques des tempestites.

La reconstitution des paléoenvironnements de l'Hauterivien inférieur peut aussi s'appuyer sur les faunes, notamment les échinides, fréquents à cette époque dans le Jura méridional et étudiés en plusieurs points de la feuille Saint-Julien-en-Genève (Salève, Vuache, Grand-Crêt-d'Eau) par B. Clavel (1989). La macrofaune des faciès de type Marnes d'Hauterive est très abondante et diversifiée ; la base de la formation n3a représente certainement un des horizons les plus fossilifères de la feuille. De nombreux fossiles, issus de ces terrains mais souvent mal repérés du point de vue stratigraphique, sont déposés au Muséum d'histoire naturelle de Genève. Au Vuache, dans les galeries de l'autoroute A 42, la séquence inférieure a livré *Acanthodiscus radiatus*, *Leopoldia leopoldina*, *Leopoldia* sp. ind., *Saynella neocomiensis*, *Olcostephanus* sp., *Cymatoceras neocomiensis*, *Toxaster amplus*. Dans la séquence supérieure, J. Charollais *et al.* (1989) signalent, en plus de fréquentes *Exogyra couloni*, *Saynella clypeiformis*, *Lyticoceras inaequicostatum*, *Leopoldia* sp., *Cymatoceras pseudoelegans*.

nU. Hauterivien supérieur–Barrémien inférieur–Bédoulien p.p. Calcaires urgoniens (environ 130 m). La Formation des Calcaires urgoniens *sensu lato*, qui débute dans la partie sommitale de l'Hauterivien inférieur, a

été cartographiée sous le sigle nU pour plus de simplicité. Cette notation, cependant, ne préjuge pas de l'âge de la formation, qui est controversé (cf. plus bas). Il devrait s'écrire n3b-5a1 selon l'interprétation retenue ici (Clavel *et al.*, 1986b). C'est une formation qui constitue une barre d'une centaine de mètres de puissance, assez homogène du point de vue morphologique, bien repérable dans le paysage, mais qui sur le plan stratigraphique se subdivise en trois unités lithostratigraphiques qu'il est difficile de faire apparaître à l'échelle du 1/50 000. De bas en haut, il est possible de distinguer :

- l'Urgonien jaune (sommet de l'Hauterivien inférieur) : 12 à 22 m ;
- l'Urgonien blanc (Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur *p.p.*)¹, au sein duquel le Membre des Calcaires marneux de la Rivière est particulièrement bien développé sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois : environ 100 m ;
- le Bédoulien inférieur *p.p.* : environ 15 m.

• **L'Urgonien jaune** des géologues jurassiens, ou Calcaire jaune urgonien, (Campiche et Tribollet, 1858), correspond à ce que H. Schardt (1891) a appelé « marnes et calcaires jaunes de la Russille », dans sa monographie sur la chaîne du Reculet-Vuache, par analogie avec les marnes de la Russille (ou Russilien) décrites par A. Jaccard (1869) dans le Jura vaudois ; celles-ci représentent un équivalent latéral de l'« Urgonien inférieur » décrit dans le Jura par E. Desor et A. Gressly (1859).

L'Urgonien jaune, qui atteint une douzaine de mètres d'épaisseur au Vuache et environ 22 m dans la partie septentrionale du Grand-Crêt-d'Eau, forme une barre constituée de calcaires jaune roussâtre, oolitiques, en bancs décimétriques noduleux mal définis. Au Vuache, sa base repose sur la surface durcie du toit du faciès Pierre jaune de Neuchâtel (sommet de n3a), par l'intermédiaire d'un niveau métrique de marnes et de marno-calcaires verdâtres à beiges. Dans la région du Vuache analysée en détail par T. Blondel (1990), le sommet de l'Urgonien jaune est complètement dolomitisé ; seuls quelques encroûtements algaires ou cyanobactériens de type « algal-balls » sont identifiables. Les dépôts de l'Urgonien jaune, qui se termine par un hardground riche en rhynchonelles et annélides, sont caractéristiques d'un milieu marin subtidal.

Outre une microfaune peu utile pour la datation (milioles, nautiloculines, textulariidés, trocholines, lenticulines), B. Clavel *et al.* (1994) signalent, avec de rares orbitolinidés sans valeur chronostratigraphique, *Praedictyorbitolina claveli* dans l'Urgonien jaune de la localité-type (Nord-Est de la feuille). La présence de cette forme, qui débute dans la

¹ Tous les auteurs ne sont pas unanimes sur les attributions chronostratigraphiques de l'Urgonien jaune et de l'Urgonien blanc. Celles-ci sont basées sur les orbitolinidés, dont les critères de détermination et les attributions stratigraphiques varient selon les auteurs. Ainsi, pour certains spécialistes, notamment de l'école grenobloise, l'Urgonien blanc et la partie supérieure de l'Urgonien jaune doivent être rattachés au Barrémien supérieur (Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991).

Zone à Cruasense, et les résultats de l'analyse séquentielle de B. Clavel *et al.* (1994), conduisent à rattacher l'Urgonien jaune du Jura méridional et du Vuaché au sommet de l'Hauterivien inférieur (Zone à Cruasense) et à la base de l'Hauterivien supérieur (Zone à Sayni). Cette attribution chronostratigraphique est en accord avec celle de F. Vieban (1983), qui signale dans l'Urgonien jaune de Mennières *Protocythere triplicata*, un ostracode qui ne dépasse pas l'Hauterivien inférieur.

• L'**Urgonien blanc**, séparé de l'Urgonien jaune par un hardground ferrugineux, forme une partie de l'ossature des chaînons jurassiens. Facile à repérer dans la morphologie par son aspect massif et sa couleur blanche ou gris blanchâtre comme au pont des Pierres, l'Urgonien blanc se compose de bancs métriques à décimétriques de calcaires à faciès variés, souvent bioclastiques à micritiques, parfois oolitiques.

Au sein de cette unité, M.A. Conrad (1969) a défini le **Membre des Calcaires marneux de la Rivière**, dont l'extension spatiale semble assez limitée. Dans la vallée de la Valserine, ce membre, qui atteint une trentaine de mètres d'épaisseur à la localité-type, se réduirait à 8 m (Conrad, 1969) et à 20 m (Blondel et Schroeder, 1986) à l'extrémité septentrionale de la montagne du Vuache, plus précisément à la douane du fort de l'Écluse. Sur le plan faciologique, il s'agit de biomicrites et de biopelmicrites plus ou moins argileuses, parfois de biocalcarénites, de couleur grisâtre, à nodules siliceux et très riches en *Heteraster couloni*. Les associations de dasycladacées et de foraminifères benthiques sont proches de celles de l'Urgonien blanc ; les orbitolinidés les plus fréquents ou les plus typiques sont les suivants : *Palaeodictyoconus cuvillieri*, *Valserina broennimanni*, *Paracoskinolina hispanica*, *P. maynci*.

Sur le terrain, dans le cas d'affleurements isolés ou dans certaines zones tectonisées, il est parfois difficile de distinguer l'Urgonien blanc des deux formations sous-jacentes (n1a et n1c). Pourtant, l'Urgonien blanc renferme quelques foraminifères spécifiques (*Praereticulinella cuvillieri*, *Choffatella decipiens*, *Eclusia decastroi*) et surtout des orbitolinidés, parmi lesquels (Schroeder, *in* Blondel et Schroeder, 1986) *Palaeodictyoconus cuvillieri*, « *P.* » *glanensis*, *Dictyorbitolina ichnusae*, *Valserina primitiva*, *V. broennimanni*, *V. charollaisi*, *Paracoskinolina maynci*.

Se basant sur la nouvelle biozonation à orbitolinidés de R. Schroeder (*in* Clavel *et al.*, 1994), la partie inférieure de l'Urgonien blanc (y compris les Calcaires marneux de la Rivière) peut être attribuée à l'Hauterivien supérieur (zones à Balearis et Angulicostata) et au Barrémien inférieur (zones à Hugii et Compressissima *pro parte*). Dans la vallée de la Valserine, au rocher des Hironnelles, la limite Hauterivien/Barrémien se situerait au sein de l'Urgonien blanc, environ une dizaine de mètres au-dessous des Calcaires marneux de la Rivière.

• Le « **Bédoulien inférieur** » *pro parte*, qui apparaît en plusieurs points sur la feuille, surmonte, selon M.A. Conrad (1969), des biocalcarénites à

orbitolinidés (*Palaeodictyoconus* sp., *Orbitolinopsis* sp., *Palorbitolina* sp.), *Urgonina* sp., *Melathrokerion praesigali*, dasycladacées (= calcaires à ptérocères). Il débute par un banc (0,40 m) de calcaires grésos-argileux jaunâtres à charophytes, lui-même surmonté d'un ensemble (9 m) de calcaires gréseux, marnes et argiles à *Holaster oblongus*, *Harpagodes pelagi*, très riches en *Palorbitolina lenticularis*.

Les faciès à prédominance marneuse du « Bédoulien inférieur » *p.p.* de la région de Bellegarde se terminent par des argiles subazoïques, où l'holotype de *Palorbitolina lenticularis* a été décrit pour la première fois (Blumenbach, 1902). Comme en témoignent les niveaux à charophytes, la sédimentation a été particulièrement discontinue pendant cette période, sans qu'il soit possible d'en préciser actuellement toutes les étapes.

nsb-c1. Bédoulien supérieur-Albien. Grès verts jurassiens. Cette formation, appelée Grès verts jurassiens par analogie aux Grès verts helvétiques (Delamette *et al.*, 1997), regroupe une lithologie complexe où prédominent des sables verts glauconieux ; ils n'affleurent que très rarement, cependant ils ont été reconnus en plusieurs points grâce à des forages à la tarière. Dans la région de Bellegarde, M. Delamette (inédit) a établi une coupe synthétique de cette formation à partir d'observations faites dans les tranchées de reconnaissance pour l'implantation des piliers du viaduc autoroutier, près de la Futie et dans les galeries d'une ancienne exploitation de phosphates à Mussel.

Selon cet auteur, au-dessus du calcaire lumachelique à *Palorbitolina lenticularis* se développent, sur quelques décimètres, des argiles noires à bleu sombre bourrées de *P. lenticularis*, avec quelques *Heteraster peroni* et surmontées par une douzaine de mètres d'alternances de grès et de sables, plus ou moins carbonatés ou argileux, comprenant quelques rares bancs plus calcaires. Par-dessus ces terrains, attribués au Bédoulien inférieur et couronnés par un hardground remarquable, apparaissent 5,5 m de sables jaune-roux à verdâtres, à *H. peroni* et rares ammonites, caractéristiques de la Zone à *Bowerbanki* (Bédoulien supérieur).

Enfin, la série bédoulienne se poursuit par un banc calcaire (1,5 m) à fossiles silicifiés et dragées de quartz, riche en bryozoaires et spongiaires, avec quelques brachiopodes, bivalves et échinides (Bédoulien sommital ?).

Les Grès verts jurassiens se terminent par 5 m de sables glauconieux verdâtres à fossiles et nodules phosphatés, parmi lesquels M. Delamette (inédit) a reconnu des témoins de plusieurs zones de l'Albien, notamment les zones à *Tardefurcata* et *Mammillatum* de l'Albien inférieur et la Zone à *Dentatus* de l'Albien moyen.

Actuellement, il serait présomptueux d'interpréter cette succession de faciès en terme de paléoenvironnements. Les affleurements sont trop frag-

mentaires et trop rares pour pouvoir en décoder l'évolution stratigraphique, même à l'échelle de la feuille.

Crétacé supérieur

c3. **Turonien s.l. Calcaires crayeux à silex.** (0 à 9 m). La présence du « Crétacé supérieur » des anciens auteurs a été découverte pour la première fois dans le Jura méridional près de Chézery. Il s'agit de calcaires crayeux (biomicrites), blanc crème à jaunâtres, bien stratifiés et d'aspect feuilleté, riches en silex et renfermant des niveaux décimétriques grésoglaucieux. Les silex, de couleur gris rosé, correspondent à des remplissages de terriers et possèdent un cortex blanchâtre. Dans ces calcaires, où les pithonelles pullulent à côté de spicules d'éponges, de prismes d'inocérames et d'*Aptychus*, les foraminifères planctoniques sont plus ou moins fréquents (*Hedbergella* spp., *Heterohelix* sp., *Dicarinella primitiva*, *Whiteinella archaeoretacea*, *Helvetotruncana praehelvetica* ?, *Marginotruncana marginata*). Le faciès et le contenu paléontologique sont tout à fait identiques à ceux des Calcaires de Seewen définis en Suisse centrale et bien connus dans tout le domaine delphino-helvétique. Ils caractérisent le Turonien supérieur.

Bien que la feuille Saint-Julien-en-Genevois ne comporte que deux affleurements de cette formation, très limités spatialement aux environs du hameau de la Rivière (l'un sous le pont enjambant le ruisseau de la Rivière, l'autre dominant la D 991, à l'Ouest du front de chevauchement de Roche-Franche), il faut admettre que ces calcaires se sont très probablement déposés sur l'ensemble du Jura méridional, au Vuache et au Salève. En effet, comme l'a relevé E. Paréjas (1938b), il reste un témoin de « Crétacé supérieur » dans la partie méridionale du chaînon du Salève, à Bromines (au pied de la montagne de la Balme). De plus, les calcaires à globotruncanidés abondent à l'état de galets dans la partie inférieure des poudingues de Mornex (Oligocène inférieur ?) et dans toutes les gompholites tertiaires du pied du Jura méridional ; A. Jayet (1926) les a notamment signalés dans la région de Bellegarde. Les faciès des Calcaires crayeux à silex, observables soit dans les rares affleurements isolés soit dans les galets des gompholites tertiaires, correspondent tous à des dépôts de mer ouverte à microfaune planctonique : cette partie du Jura méridional se trouvait loin donc des côtes au Turonien.

La présence de globotruncanidés bicarénés dans les Calcaires crayeux à silex de la vallée de la Valserine permet de rattacher cette formation au Turonien s.l.

Tertiaire

e. **Bartonien ?-Priabonien ? Grès sidérolitiques** (0 à quelques mètres). Le sidérolitique, qui remplit des poches karstiques et des fractures au sein des formations mésozoïques (Kimméridgien à Barrémien), est représenté par des grès fins à moyens, de couleur variable (jaune, rouge, vert, brunâtre), parfois à concrétions ferrugineuses ; les niveaux argileux rougeâtres sont plus rares. Ces faciès, considérés comme des dépôts continentaux, résultent du démantèlement partiel des séries crétacées, spécialement albiennes. Le quartz détritique proviendrait donc de l'érosion des formations gréseuses du « Crétacé moyen » et, peut-être aussi, de l'érosion du socle du Massif central français et de sa couverture gréseuse triasique. L'absence de figures sédimentaires dans les grès sidérolitiques rend difficile l'interprétation du milieu de dépôt (Charollais *et al.*, 1988).

Le sidérolitique reconnu sur la feuille n'a fourni aucun fossile. L'âge proposé ici repose sur des datations faites dans le Jura plus au Nord-Est : dans le Jura vaudois (les Alleveys-La Sarraz, Mormont-Eclépens, Mormont-Enteroches), M. Weidmann (1984) a découvert dans le sidérolitique des restes de mammifères, caractéristiques du Bartonien et du Priabonien.

Au Salève, les grès sidérolitiques sont parfois assez riches en oxydes de fer pour avoir alimenté des fonderies médiévales voire romaines. De nombreuses scories peuvent encore y être trouvées. Par contre, lorsque les grès sont purs (quartzarénites), ils ont donné lieu à des exploitations pour la verrerie.

La disposition et l'organisation des grès sidérolitiques apportent de précieux renseignements sur l'état structural de la région couverte par la feuille Saint-Julien-en-Genève. En effet, lors du percement des galeries de l'autoroute A 42, P. Bienfait (*in* Blondel, 1984) a étudié une poche karstique d'environ 3 m de diamètre, remplie par des dépôts argilo-gréseux rouges sidérolitiques et traversant les formations du Crétacé inférieur. La stratification des couches mésozoïques encaissantes présentait un paléopendage de 20° vers le Nord-Est, une fois les dépôts sidérolitiques remis à l'horizontale, ce qui démontre le début de la structuration du Vuache, avant le dépôt des grès sidérolitiques. De même, l'examen du substratum de ces grès permet de démontrer le bombement et la fracturation précoce du Salève, déjà imaginés par E. Paréjas (1938b). En effet, au faite de la structure actuelle de ce chaînon, E. Joukowsky et J. Favre (1913) avaient signalé l'existence de poches karstiques remplies de grès sidérolitiques, ravinant les formations de l'Hauterivien inférieur, alors que sur les flancs actuels du Salève, ces poches n'affectent que les Calcaires urgoniens du Barrémien inférieur.

Le mode de dépôt (remplissage de poches karstiques et de fissures) des grès sidérolitiques peut compromettre la stabilité des terrains, lors de

grands travaux de génie civil. Par exemple, lors du percement des galeries de l'autoroute A 42, le chantier a dû être interrompu à plusieurs reprises pour permettre la vidange de certaines poches karstiques remplies d'argiles et de grès rougeâtres.

g3a. Oligocène supérieur (Chattien inférieur *auct.*). Marnes et grès bariolés (250 à 1 000 m). Dans le bassin genevois et le Jura méridional, les faciès sidérolitiques sont généralement surmontés par des conglomérats, appelés communément « *gompholites* » par les géologues jurassiens et « *Poudingues de Mornex* » au Salève. Ces gompholites, dont l'âge et le paléoenvironnement restent encore discutés, sont souvent recouvertes par les dépôts quaternaires ; bien que n'affleurant pas sur la feuille, elles ont été rencontrées en forage et elles apparaissent en plusieurs points sur les feuilles adjacentes (Annemasse, Seyssel, Saint-Claude).

Depuis le XIX^e siècle (Studer, 1825 ; Necker, 1841), les géologues s'accordent pour subdiviser les dépôts de la *Molasse d'eau douce inférieure* (Untere Süßwasser Molasse, U. S. M. des germanophones) dans le bassin genevois, en deux grandes formations. Les appellations varient suivant les auteurs. V. Angelillo (1987) propose une terminologie qui reflète la stratigraphie du bassin molassique genevois, composé :

- à la base, des marnes et grès bariolés (g3a) ou marnes bariolées (Kissling, 1974) ou Molasse rouge (Rigassi, 1957) ; c'est le « Chattien inférieur » des anciens auteurs ;
- au sommet, des marnes et grès gris à gypse (g3b) ou marnes grises à gypse (Rigassi, 1957) ; c'est le « Chattien supérieur » des anciens auteurs ;
- il faut ajouter, tout au sommet, quelques témoins de la « molasse aquitanienne » des anciens auteurs, qui correspond à des dépôts fluviatiles bariolés et qui n'apparaissent qu'à la faveur de fouilles ou de sondages.

• **Calcaires d'eau douce inférieurs.** Dans le bassin genevois, les marnes et grès bariolés (g3a) débutent souvent (Rigassi, 1957), par une série de calcaires d'eau douce et de brèches (Calcaires de Grilly), dénommée « Calcaires d'eau douce inférieurs » par D. Kissling (1974) et V. Angelillo (1987). Ces faciès carbonatés de la base de la Molasse d'eau douce inférieure (« Chattien basal » des anciens auteurs) n'affleurent pas sur la feuille, mais ont été souvent traversés par les sondages, notamment ceux de Challex, de Peissy, ainsi que par plusieurs puits de reconnaissance implantés par le Centre européen de recherches nucléaires (CERN) avant le creusement de l'anneau souterrain du projet LEP. Comme ces Calcaires d'eau douce inférieurs n'apparaissent pas en surface, ils ont été regroupés sous le sigle g3a.

Dans un des forages du CERN (SPM5) situé près de Sergy (au Nord-Est de la feuille), J.P. Berger *et al.* (1987) ont reconnu dans les Calcaires d'eau douce inférieurs, qui en ce point atteignent une quinzaine de mètres, des gastéropodes d'eau douce, des ostracodes, des otolites de poissons, des

varanidés, des bivalves et des fruits (*Cladocarya* sp., *Zanthoxylum tertiarium*), des dents de mammifères (*Pseudocricetodon incertus*, *Eomys major*, *E. zitteli*, *Eucricetodon dubius*, cainotheriidé indéterminé.), ainsi qu'une association de charophytes (*Chara* gr. *microcera-notata* avec vraies *microcera*, *Hornichara lagenalis*, *Nitellopsis* (*Tectochara*) gr. *meriani*, *Rhabdochara* sp. A., *R.* gr. *praelangeri-major*, *Sphaerochara* sp.,? *Stephanochara cavelleri*).

Le fait d'avoir trouvé dans les Calcaires d'eau douce inférieurs, *Eucricetodon dubius*, qui n'est pas signalé dans les niveaux plus anciens que Boningen-Gaimersheim, semble indiquer que cette unité lithologique de la base de la Molasse d'eau douce inférieure débiterait dans l'Oligocène déjà élevé, à un niveau attribué par B. Engesser *et al.* (1984) au sommet du « Chattien inférieur » des auteurs (niveaux d'Aarwangen 1-Boningen). Cette datation pose un problème, car la présence d'*Eomys major* semblerait prouver un âge nettement plus jeune, puisque ce taxon caractérise la Zone de Fornant 6 (base du « Chattien supérieur » des auteurs), selon B. Engesser et N.A. Mayo (1987). Cette discordance dans les résultats biostratigraphiques pourrait résulter d'une superposition anormale de terrains dans le forage SPM5 (chevauchements).

L'étude des charophytes des Calcaires d'eau douce inférieurs permet de les rattacher à la Zone à *Chara microcera*. En effet, dans cette partie du Jura méridional, cette formation renferme des *Rhabdochara* du groupe *praelangeri-major* uniquement non ornés et des *Chara microcera*, ce qui confirmerait son attribution à la Zone d'Aarwangen 1, voire même à une zone légèrement plus ancienne (vers la limite des zones Mümliswil-Hardberg/Wynau 1).

Les Calcaires d'eau douce inférieurs des sondages de Peissy (6 km à l'Ouest d'Avanchet) et de Challex (9 km au Sud-Ouest) ont été datés (Kissling, 1974) de la partie inférieure de la Zone d'Antoingt. Ces résultats concordent bien avec ceux de J.P. Berger *et al.* (1987), exception faite du problème posé par *Eomys major*. Les Calcaires d'eau douce inférieurs s'amincissent vers le Sud-Est.

Sur le plan écologique, la présence de *Zanthoxylum* dans les Calcaires d'eau douce inférieurs indique le développement d'une forêt mésophytique subtropicale. Dans les synclinaux du Jura méridional, tout au moins sur la feuille, ces Calcaires d'eau douce inférieurs n'ont jamais été rencontrés ni mentionnés en forages ; pourtant, sur rive droite de la Valserine, près du camping du Chézery, un affleurement de calcaires blanchâtres pourrait en faire partie.

• **Marnes et grès bariolés** (250 à 955 m). D'une épaisseur de 250 à 300 m dans la région de Challex et Peissy (Heim, 1922 ; Lagotala, 1935, 1947) et de 955 m à Thônex (Jenny *et al.*, 1995), cette formation constituée essentiellement de marnes et de grès (molasse) présente un aspect bigarré où prédomine la couleur lie-de-vin, et qui résulte (Angelillo, 1987) d'une diagenèse précoce (pédogenèse). Les variations du niveau de la nappe

phréatique dans les sédiments déposés en milieu subaérien ont provoqué la remobilisation puis la précipitation d'hydroxydes de fer dans les marnes et les sables, particulièrement dans les zones bioturbées et les fentes de dessiccation. Ces phénomènes se traduisent dans le sédiment par des taches de couleurs différentes, indépendantes de la stratification ou de la granulométrie (Fasel, 1986).

La lithologie, la faune et la flore de cette formation correspondent à des dépôts de plaine d'inondation parcourue par un système fluvial méandrique ; ils se sont accumulés dans un bassin fortement subsident, sous un climat tropical à tendance sèche.

Au sein des marnes et grès bariolés, dans la Roulavaz près de Dardagny ont été récoltés (Mojon, *in* Angelillo, 1987) outre des gastéropodes (*Helix* (*Wenzia*) *ramondi*), des restes de reptiles (*Ophisaurus* sp.), des charophytes (*Hornichara* (*Krassavinella*) *lagenalis*) et des mammifères (*Eomys major*, *Plesiosminthus promyarion*). L'association mammologique permet de rattacher ce gisement à la Zone de Fornant 6 (base du « Chattien supérieur » des auteurs).

Au sommet des marnes et grès bariolés du Nant d'Avanchet, aujourd'hui complètement urbanisé, ont été découverts (Rolfo, *in* Angelillo, 1987), en plus de nombreuses charophytes (*Nitellopsis meriani*, *Rhabdochara* gr. *praelangeri-langeri*) et d'*incertae sedis* (*Calcicarpinum fallax*), de nombreuses dents de mammifères significatives sur le plan biostratigraphique : *Pseudotheridomys* n. sp., *Rhodanomys* cf. *huguenayae*, *Microdyromys praemurinus*, *Peridyromys* sp., *Eucricetodon collatus*, *Pseudocricetodon* cf. *thaleri*, *Plesiosminthus schaubi*, *Amphilagus* sp. En ce point du bassin genevois, le sommet des marnes et grès bariolés doit donc être attribué à la Zone de Küttigen, (sommet du « Chattien supérieur » des auteurs), soit au sommet de l'Oligocène.

g3b. Oligocène sommital-Miocène basal (Chattien supérieur Aquitanien basal *auct.*). Marnes et grès gris à gypse (0 à 364 m). Les marnes et grès gris à gypse, qui atteignent une puissance de 364 m à Thônex (Jenny *et al.*, 1995), ont une lithologie très variée, avec des faciès détritiques fins (60 %), grossiers (20 %) et évaporitiques (20 %). Les premiers se sont déposés dans des milieux lacustres à palustres, ce qu'attestent les associations faunistiques et végétales : reptiles (lézards, tortues, crocodiles), amphibiens, poissons (eurhyhalins et d'eau douce), mammifères (petits rongeurs, insectivores, castors, gros herbivores), gastéropodes terrestres et lacustres, ostracodes (*Hemicyprideis genavensis*), charophytes, fruits de végétaux palustres et lacustres, prêles (Angelillo, 1987). Les dépôts détritiques grossiers correspondent à des lobes de crevasses ou des couches de tempête, tandis que les faciès évaporitiques, d'origine exclusivement continentale, sont constitués de dolomie et d'anhydrite. Cette dernière résulte d'une pseudomorphose du gypse au cours de la diagenèse, liée à l'enfouissement. Les évaporites, bien qu'elles renferment exceptionnellement des foraminifères (rotalidés découverts au Nant d'Avanchet en

1952 : Meyer de Stadelhofen, *in* Rigassi, 1957), témoignent d'environnements salins à hypersalins de type « playa ».

Au Nant d'Avanchet, les marnes et grès gris à gypse se présentent (Angelillo, 1987) comme un ensemble essentiellement marneux, de teinte grise, dans lesquelles s'individualisent des bancs plus clairs, d'ordre décimétrique, de calcaires plus ou moins dolomitiques, marneux et silteux. Le gypse se présente sous forme de rosettes ou de lentilles gypsarénitiques ; les premières attestent que le plan d'eau a subi une intense évaporation, les secondes montrent que des croûtes évaporitiques ou des efflorescences ont pu être remaniées sporadiquement par des rivières, avec remise momentanée des sels en solution. Après quoi, ils reprécipitent en même temps que se déposent les terrigènes apportés par les rivières.

Le passage des marnes et grès bariolés (g3a) aux marnes et grès gris à gypse (g3b) se fait graduellement, en tout cas dans la région du Nant d'Avanchet, où il a fait l'objet d'une étude particulière par V. Angelillo. Cet auteur, dans son travail de 1987, différencie les marnes et grès bariolés (MGB) (g3a) des marnes et grès gris à gypse (MGGG) (g3b) par les critères suivants :

- les grès verdâtres à bariolés, souvent moyens à grossiers, sont fréquents dans MGB, alors qu'ils sont gris, fins et peu fréquents dans MGGG ;
- les bancs gréseux de MGB ont une faible extension latérale tandis que celle-ci est large pour MGGG ;
- la base des bancs gréseux est souvent érosive dans MGB, et non dans MGGG ;
- les marnes sont bariolées dans MGB ; elles sont grises dans MGGG ;
- les niveaux carbonatés sont surtout calcaires dans MGB et dolomitiques dans MGGG ;
- les évaporites, absentes dans MGB, sont fréquentes dans MGGG.

Dans la région du Nant d'Avanchet, V. Angelillo (1987) signale, dans la partie inférieure des marnes et grès gris à gypse, un assemblage paléontologique significatif du point de vue biostratigraphique. À part les planorbes, limnées, ostracodes (*Hemicyprideis genavensis*) et fruits (*Cyperaceae*: *Cladocarya trebovensis* ; *Nymphaeaceae* : *Brasenia* sp.), cet auteur cite des charophytes (*Stephanoceras ungeri*, *Chara* gr. *microcera-notata*, *Nitellopsis (Tectochara)* gr. *meriani*) et des mammifères (*Glirudinus glirulus*, *Peridromys* cf. *murinus*, *Eucricetodon* sp.). Cette association correspond aux zones à *S. ungeri* et à *C. notata* (charophytes). Toutefois, le contexte régional permet d'attribuer les marnes et grès gris à gypse à la Zone à *C. notata* et d'exclure la Zone à *S. ungeri*. Ainsi, dans la région d'Avanchet, la partie inférieure des marnes et grès gris à gypse appartiendrait à l'Oligocène terminal (Zone de Küttingen).

Plus haut dans cette même formation et toujours au Nant d'Avanchet, ont été récoltés (Angelillo, 1987) dans un paléosol palustre riche en débris

charbonneux, en plus de fruits de *Cyperaceae* et de *Nymphaeaceae*, des planorbes et des limnées, des débris de reptiles (*Ophisaurus* sp., *Geckos* ? sp.), des otolites (*Cyprinodontidarum symmetricus*, *Dapalis rhomboidalis*, *Dapalis* aff. *rhomboidalis*, *Umbridarum dentifer*, *Cyprinidarum* sp.), des dents pharyngiennes (*Leuciscus blicca*, *Rutilus* sp.), des charophytes (*Rantzieniella nitida*, *Chara notata*, *Sphaerochara* sp.), des dents de mammifères (*Eucricetodon longidens*, *Rhodanomys* sp., *Melissiodon* sp., *Talpidae* indéterminé, lagomorphe indéterminé). Les charophytes inciteraient à situer cette partie de la formation vers la limite « Chattien »/« Aquitanien » des auteurs, mais l'association de mammifères (Engesser, in Angelillo, 1987) conduit à la rattacher au niveau de Boudry 2, c'est-à-dire à la base de l'Agénien (« Aquitanien » des auteurs).

Dans une autre partie du bassin genevois, à Choulex, une association mammologique, recueillie par V. Angelillo (1987) dans les marnes et grès gris à gypse, est également caractéristique du niveau de Boudry 2 (base de l'Agénien) ; elle se compose de *Paratalpa* sp., *Rhodanomys* cf. *transiens*, *Pseudotheridomys* cf. *schaubi*, *Pseudotheridomys* n. sp., *Eucricetodon* sp., *Steneofiber* sp., *Amphilagus ulmensis*.

En conclusion, les marnes et grès gris à gypse s'étendent, tout au moins dans le bassin genevois, de la base de la Zone de Küttingen (Oligocène terminal) à la Zone de Boudry 2 (Agénien basal ou partie basale de l'« Aquitanien » des auteurs.). Dans la vallée de la Valserine, cette formation cartographiée sous le sigle g3-m (cf. ci-dessous) semble avoir été identifiée. En effet, à 1 km au Sud-Ouest de Forens, dans une ancienne carrière, un affleurement de « molasse » grise, à niveaux marneux gris-vert à gypse en rosettes, a été étudié par M. Weidmann (inédit). Outre de nombreux fragments de mollusques d'eau douce, des otolites, des dents pharyngiennes de poissons d'eau douce et des charophytes, cet auteur signale (communication écrite, 1992) *Calcicarpinum* sp. et *Plesiosminthus* sp. D'après J.P. Berger (1986), ces marnes et grès gris à gypse appartiendraient à la Zone à *C. notata* et à la base de la Zone à *R. nitida*, c'est-à-dire aux zones de Küttingen et de Boudry 2, soit à l'Oligocène sommital et au Miocène basal.

g3-m. Oligocène supérieur-Miocène. Molasses des synclinaux du Jura. Plusieurs pointements de « molasses » ont été repérés dans la vallée de la Valserine et au synclinal de Menthrières, sans qu'il ait été possible de les identifier et de les dater. Ils ont été regroupés sous la notation g3-m.

m1. Aquitanien auct. Grès et marnes bariolées (0 à 30 m). Dans le bassin genevois, l'« Aquitanien » des auteurs, qui marque dans la Molasse d'eau douce inférieure le retour à des conditions de dépôts fluviatiles, n'a été reconnu qu'en de très rares points par D. Rigassi, notamment dans le sondage de Perly (6 km au Sud-Ouest de Genève), à Cologny (1981) et à Vandœuvres (Angelillo, 1987). L'« Aquitanien », qui s'est certainement

déposé dans tout le bassin genevois, n'a donc été conservé qu'en de rares régions ; de plus il semble être toujours couvert par les dépôts glaciaires et n'apparaît donc pas à l'affleurement.

Y. Arikian (1964) décrit l'« Aquitanien » de la région de la 'perte du Rhône, comme un ensemble de marnes, marno-calcaires, calcaires plus ou moins gréseux et grès. Visible sur une trentaine de mètres d'épaisseur, cette formation présente des couleurs grises, bleues, verdâtres, violacées, rouges, brunes et jaunes.

m2. Burdigalien. Conglomérats et grès bioclastiques (plus de 200 m). La Molasse marine supérieure (Obere Marine Molasse, O. M. M. des auteurs germanophones) est absente dans le bassin genevois ; par contre elle est bien développée dans le bassin de Bellegarde et dans certains synclinaux du Jura interne (synclinal d'Évuaz, région de la Pesse, au Nord de la feuille). Cette formation est transgressive sur différents terrains mésozoïques (Urgonien blanc, Grès verts jurassiens, Calcaires crayeux à silex) et tertiaires (« Aquitanien » des auteurs). Sa base est conglomératique et les galets souvent perforés proviennent du démantèlement des séries sous-jacentes ; les galets à faciès urgonien (Barrémien inférieur), à faciès crayeux et siliceux du Crétacé supérieur sont particulièrement abondants. Dans le bassin de Bellegarde, Y. Arikian (1964) décrit la Molasse marine supérieure comme un ensemble de plus de 200 m d'épaisseur constitué de grès molassiques glauconieux jaunâtres et grisâtres alternant avec des lits marneux. Des grès plus grossiers apparaissent avec des lits conglomératiques fossilifères.

De nombreux fossiles attestent du caractère marin de cette formation : dents de squales (*Lamna (Odontaspis)* sp.), huîtres, pectinidés, bryozoaires, échinides. Jusqu'à présent, aucune faune ou flore significative permettant la datation de la Molasse marine supérieure, n'a été signalée. D. Rigassi (1957), s'appuyant sur des arguments paléogéographiques, pense que dans le bassin de Bellegarde, la base de la Molasse marine supérieure doit être « aquitanienne ».

Quaternaire

La quasi-totalité des dépôts quaternaires est d'origine glaciaire : moraines et alluvions glacio-lacustres diverses (de fond de lac, latéraux et de surface, deltas) car la totalité de la feuille a été envahie par les glaciers, à savoir :

– le glacier du Rhône (ou glacier alpin) en provenance du Valais par la dépression du lac Léman, qu'il a surcreusé plusieurs centaines de mètres en dessous du niveau de la mer et dont le niveau lors de la dernière glaciation (Wurmien) était d'environ 1 200 m. Il était donc contenu dans le bassin par la chaîne Reculet–Grand-Crêt-d'Eau (ou Haute-Chaîne du Jura), mais

franchissait la montagne du Vuache et le mont de Sion pour s'écouler vers le Sud dans la dépression d'Annemasse, le long de la chaîne jurassienne du Grand-Colombier ;

– le glacier du Jura (ou glacier local) qui remplissait la vallée de la Valserine, débordait le plateau de Champfromier, s'écoulait par la Semine en direction de Nantua, recevait le renfort des glaciers locaux du Reculet–Grand-Crêt-d'Eau qui s'écoulaient de part et d'autre de la crête, et confluaient avec le glacier du Rhône au Nord de Bellegarde.

Ces glaciers, en se retirant, ont laissé des moraines, rhodaniennes et jurassiennes, qui tapissent irrégulièrement les versants jusqu'aux sommets les plus élevés. Leur disparition a été accompagnée de phénomènes de déglaciation (essentiellement obturations glacio-lacustres) dus à la particularité du relief et à la dynamique de la glace.

La déglaciation se faisant surtout par la fusion sur place des glaciers, il s'ensuit que les masses les plus importantes, notamment par leur épaisseur, subsistent plus longtemps, même coupées de leur glacier originel (glace morte). Ainsi, la dépression surcreusée du Bourget et surtout celle du Léman contenaient les plus grands volumes de glace. À la fin de la déglaciation wurmienne, une importante masse de glace morte a subsisté dans le bassin du Bourget alors que le glacier du Rhône stationnait dans le Léman, tandis que la vallée du Rhône intermédiaire était libérée. Il s'y est alors établi un vaste lac, dans lequel des matériaux glacio-lacustres de fond (argiles litées, silts, sables), latéraux et de surface (deltas graveleux) se sont déposés, remplissant partiellement ou totalement le, puis les lacs de déglaciation.

Dans un premier temps, seule la dépression de Bellegarde a été libérée, le glacier du Rhône occupant entièrement le bassin lémanique jusqu'au fort de l'Écluse, et le glacier jurassien, la vallée de la Semine et les sommets encadrants. Un lac s'établit dans la vallée du Rhône entre le défilé et le Bourget, à une altitude d'environ 800 m. Il s'y déposa l'énorme delta gravelo-sableux de Lancrans au Nord-Est de Bellegarde, culminant à près de 800 m, alimenté à la fois par le glacier jurassien et celui du Rhône et, dans le centre du lac, une sédimentation très argileuse de fond dépassant de peu 500 m sur le plateau de la Semine (feuille Seyssel : Donze et Enay, 1972). Le lac de la Semine ne s'est pas entièrement comblé. Il a disparu surtout par érosion probablement rapide de son barrage aval, la masse de glace morte du Bourget.

Ensuite le glacier du Rhône recula, libérant progressivement le bassin de Genève qui fut aussitôt occupé par un lac, retenu en aval par la montagne de Sion et le delta de Lancrans qui obturait le défilé de l'Écluse. Son niveau était réglé par ces deux obstacles : inférieur à 850 m pour le delta et à 625 m pour la montagne de Sion (couloir de Dingy). L'effluent de ce lac, la source locale du Rhône, était comme aujourd'hui le défilé de l'Écluse.

Le premier lac, ou lac de Valleiry, d'altitude décroissante de 850-800 m à 650 m, appartient à la troisième étape de la déglaciation rhodanienne, laquelle se poursuit par sept étapes successives caractérisées par l'abaissement du niveau de ce lac, son découpage et l'apparition d'étendues lacustres indépendantes plus petites, jusqu'à l'étape 10 (lac de Genève d'altitude 410 m). Puis les lacs disparaissent, le Rhône s'établit dans sa vallée actuelle en déposant des alluvions fluviales découpées en terrasses, comme celles de ses principaux affluents, l'Allondon et la Valserine.

Les **grandes unités géologiques quaternaires** de cette feuille sont :

- l'« alluvion ancienne de haut niveau », qui n'existe que dans le bassin de Bellegarde en formant une nappe alluviale fossilisée sous les dépôts morainiques et glacio-lacustres wurmiens et ravinée par la formation alluviale suivante ;
- l'« alluvion ancienne » proprement dite, ou de bas niveau, emboîtée en contrebas (100 m) de l'alluvion ancienne de haut niveau, présente dans tout le bassin de Genève sous les moraines et alluvions fluviales wurmiennes et n'existant dans le bassin de Bellegarde que sous le plateau d'Éloïse (feuille Seyssel) où elle fossilise une ancienne vallée interglaciaire Riss-Würm du Rhône, à l'Est de la vallée épigénique actuelle entre Éloïse et Seyssel ;
- les moraines rhodaniennes et jurassiennes qui tapissent tous les versants jusqu'aux plus hauts sommets, en placages irréguliers sauf dans le bassin de Genève ;
- les alluvions glacio-lacustres de fond (argiles litées, silts, sables), latérales et superficielles (deltas sablo-graveleux) qui se disposent en deux ensembles :
 - les plateaux de centre du bassin genevois, étagés entre les cotes 450 m et 410 m,
 - le plateau très disséqué de Lancrans (750 m) et le plateau argileux d'Éloïse, Chatenay et Musinens (500-450 m), extrémité nord du plateau de la Semine (feuille Seyssel) ;
- les alluvions torrentielles formant de grands éventails de piémont en bas des versants du Jura, dans les bassins de Genève et de Bellegarde ;
- les alluvions fluviales de fond de vallée formant les terrasses du Rhône essentiellement ;
- les dépôts de versants, subdivisés en deux unités principales :
 - les éboulis remaniés du versant jurassien au Nord-Est de Péron,
 - les terrains glissés, superficiellement ou en masse, localisés principalement sur le versant jurassien de Chézery-Forens.

Il s'y ajoute une série d'alluvions fluvio-glaciaires, dépôts lacustres et palustres, éboulis, colluvions diverses et travertins qui ne couvrent que des surfaces limitées et disséminées ne jouant qu'un rôle mineur parmi les formations quaternaires de la feuille.

La **topographie du substratum infra-quaternaire** (fig. 2 : encart) du bassin de Genève et de l'Arve aval a été reconnue grâce à une multitude de forages et traduite sur une carte des isohypses du contact molasse/Quaternaire à 1/25 000 due au Service cantonal de géologie de Genève.

Axes hauts. Le substratum molassique apparaît dans des alignements NE-SW qui sont, d'Ouest en Est, les collines de Chouilly (505 m), Challex (510 m), Bernex (503 m) et Cologny (501 m). Celui du Monthoux (577 m) est d'orientation NNE-SSW. Les trois premiers alignements sont parallèles à la Haute-Chaîne du Jura, au Salève et au lac. Ces collines dominent un plateau subhorizontal d'altitude 400-450 m (lac à 372 m) et sont les émergences des axes topographiques hauts qui sont :

- l'axe Moëns-Chouilly-Challex, passant légèrement au Nord des collines susdites, d'altitude 470 m en amont et 480 m en aval ;
- l'axe central Genève (350 m)-Bernex (480 m)-Laconnex (320 m), interrompu en amont par le surcreusement du lac et relayant deux axes latéraux du Petit-Lac : Grand-Saconnex (450 m) à l'Ouest, prolongé par l'axe secondaire Vernier-Loëx (350 m), Cologny (480 m) à l'Est, prolongé par le diverticule divergent de Chêne-Bourg (370 m).

En amont du Salève, outre le Monthoux, deux points hauts existent sur Gy (430 m) et Prémige (450 m) sans constituer d'alignement continu.

Axes bas. Les axes hauts et les montagnes délimitent des axes bas ou « sillons ». Au Nord-Est, ils sont au nombre de quatre. En aval (Sud-Ouest), au niveau de Chancy, ils n'en forment plus qu'un seul. Ce sont :

- le sillon de Saint-Genis (420 m en amont, 330 m en aval) qui conflue à Confignon avec :
 - le sillon Ferney-Cartigny-Chancy, 350-300 m, présentant une dépression à 280 m en amont de Cartigny, le plus profond et le plus continu,
 - le sillon Genève-Certoux-Soral-Chancy, axé sur le Petit-Lac (250 m), se relevant progressivement vers l'aval jusqu'au seuil de Certoux (330 m), puis s'abaissant très faiblement jusqu'à Chancy où il conflue avec le sillon précédent,
 - le sillon Jussy-Gaillard-Veyrier-Bardonnex, débutant bifide vers 380-390 m, aboutissant dans une dépression \leq 340 m vers Annemasse et se poursuivant, peu marqué, par le seuil de Veyrier (350 m), puis par un parcours subhorizontal vers 300 m pour confluer avec le précédent au niveau de Certoux, après avoir reçu le diverticule Eaux-Vives-Troinex (300 m) ;
- la vallée de l'Arve présente deux sillons de niveaux très différents aboutissant dans la dépression d'Annemasse : sillon de l'Arve proprement dit (400 m en amont au niveau de l'Écule) et sillon de la Menoge au Nord du Monthoux (440 m à Cranves-Salles) ;

– en aval de Chancy, l'unique sillon collecteur n'est plus connu faute de données suffisantes mais il suit probablement le Rhône en passant par le défilé de l'Écluse jusqu'à Bange d'où il se dirige vers le Sud sur le plateau de Clarafond, 6 km à l'Est du Rhône actuel.

Les profils longitudinaux et transversaux de ces sillons sont assez différents. Le sillon Ferney–Cartigny–Chancy est le plus rectiligne, le plus profond et le plus étroit avec celui de l'Arve (le sillon du Petit-Lac a été approfondi davantage par le surcreusement glaciaire en amont). Il est tentant d'y voir un axe fluvial ancien du Rhône retouché par l'érosion glaciaire, rejoint par une ancienne Arve. Les autres, larges et accidentés de dépressions dont la plus importante est celle du lac, sont manifestement le résultat de l'érosion glaciaire.

En général, ces sillons se situent une centaine de mètres ou plus sous la surface topographique actuelle. Ils peuvent avoir été le réceptacle des premiers dépôts quaternaires conservés dans le secteur du bassin lémanique.

Rissien, Wurmien : « alluvion ancienne »

Ce terme local consacré par l'usage, surtout en Suisse, désigne une formation gravelo-sableuse à galets et blocs, parfois limoneuse, de faciès alluvial « fluvio-glaciaire », recouverte par la moraine wurmienne « récente », d'où son nom. Elle n'affleure jamais en surface, sauf localement le long des berges escarpées du réseau hydrographique.

Dans le bassin de Genève, en amont du défilé de l'Écluse, l'« alluvion ancienne » semble former une unité lithostratigraphique unique, antérieure à la moraine wurmienne sus-jacente. Mais en aval, dans le bassin de Bellegarde, cette « alluvion ancienne » correspond à deux nappes distinctes paléogéographiquement et par leur niveau supérieur sous-morainique :

– une « alluvion ancienne » correspondant au prolongement aval de l'alluvion genevoise, de même niveau, fossilisant un talweg ancien de profondeur analogue ou supérieure à l'actuel (d'où son âge probablement interglaciaire Riss-Würm), situé à l'Est du Rhône actuel. C'est l'« alluvion ancienne » de bas niveau, wurmienne ;

– une « alluvion ancienne » de faciès voisin, plus fréquemment et densément consolidée, dont la surface culmine une centaine de mètres plus haut. Elle est de base plus large et moins profonde, située entre le Rhône et l'« alluvion ancienne » wurmienne qui y est emboîtée. Antérieure à l'interglaciaire Riss-Würm, c'est l'« alluvion ancienne » de haut niveau, attribuable par conséquent au Rissien, mais sans préciser davantage.

Dans le bassin de Genève l'« alluvion ancienne » (sans autre précision, elle désigne exclusivement la formation wurmienne) suit les sillons de la molasse, qu'elle déborde largement à la manière d'une nappe fluviale débordant un talweg. En amont d'Avully, elle constitue trois nappes séparées

par les collines molassiques de Satigny et de Bernex. Ce sont les nappes de l'Allondon, du Rhône et de l'Arve. En aval d'Avully, ces trois nappes confluent en une seule qui se dirige vers le défilé de l'Écluse d'où, en aval, elle prend une direction plein Sud sous le plateau d'Arcine en bordure du Vuache, 6 km environ à l'Est du Rhône actuel.

L'extension de l'« alluvion ancienne » est bien connue sur le territoire suisse grâce à la carte des isohypses du toit de l'« alluvion ancienne » à 1/25 000 du Service cantonal de géologie de Genève (fig. 2). Son toit se situe à 440 m en amont de Pouilly, 390 m à Ferney-Voltaire, 360 m à Genève, 400 m à Veyrier. Vers l'aval il remonte irrégulièrement jusqu'à 410 m à Perney et Eau-Morte, 440 m à Vernier et 470 m au Sud à la Croix de Pezon vers Collonges-sous-Salève. De là il s'abaisse progressivement jusqu'à 380 m vers Chancy et 365 m sous Léaz-Arcine. Il dessine donc comme un ensellement méridien combiné avec un dôme amont-aval selon un axe transversal Meyrin-Vernier-Collonges, dû manifestement à l'érosion par le glacier du Rhône. Cette érosion se manifeste par une lacune de surcreusement du Petit-Lac à Laconnex et sous Avusy, dans le prolongement du surcreusement du lac Léman.

Côté Arve, on sait qu'une alluvion sous-morainique de nature et de position stratigraphique analogues existe sous le cours lui-même en amont de la pointe nord du Salève. Il est probable mais non démontré qu'une continuité existait entre cette nappe et celle du Genevois comme à Veyrier, du fait d'une lacune au niveau du détroit d'Etrembières. Plusieurs forages montrent en effet une forte épaisseur (30 m ou plus) de sédiments glaciolacustres et morainiques wurmiens postérieurs, ce qui pourrait indiquer une lacune locale de l'« alluvion ancienne » par érosion glaciaire et colmatage par des sédiments glaciaires imperméables, produisant une discontinuité à ce niveau. Un argument en faveur de cette hypothèse réside dans le caractère artésien de plusieurs puits exploitant la nappe aquifère de l'« alluvion ancienne » dans la vallée de l'Arve en amont.

Fx. « Alluvion ancienne » de haut niveau (attribuée au Riss). Elle n'existe que dans le bassin de Bellegarde où elle semble former la base des dépôts quaternaires. Elle repose sur le substratum, disposée en une nappe alluviale entre les cotes approximatives 350 et 520 m. Elle présente deux faciès : « Valserine » ou jurassien, « rhodanien » ou alpin.

• **Faciès jurassien.** Cailloutis hétérométrique à galets centimétriques à pluridécimétriques (moyenne 0,2-0,3 m) bien arrondis et émoussés, matrice sablo-gréseuse interstitielle. Composition : presque exclusivement calcaires blancs, très rares siliceux (quartzites) et exceptionnellement éléments alpins remaniés (un bloc d'amphibolite altérée, anguleux, métrique, à gauche de la station BP de Coupy). Vers la base, inclusions de blocs anguleux plurimétriques de grès molassiques du substratum. Ensemble lité

horizontalement (quelques litages obliques), homogène, consolidé sur les fronts des coupes grâce à une matrice sablo-gréseuse claire, peu limoneuse.

C'est à l'évidence une alluvion provenant de la Valserine, de type torrentiel plutôt que fluvio-glaciaire, qui affleure surtout en rive droite du Rhône entre Grésin et Bellegarde et en de rares points rive gauche où elle s'interstratifie avec le faciès alpin. Épaisseur visible : environ 100 m entre les cotes 350 m (Bellegarde) et 450 m (Vanchy).

• **Faciès alpin.** Cailloutis hétérométrique de même calibre, texture et structure que le précédent, de composition pétrographique variée : nombreux éléments siliceux, cristallins et cristallophylliens, calcaires sombres dominants, quelques clairs, grès calcaires ou non, dolomies,... de faciès presque identique à l'« alluvion ancienne » wurmienne. On le rencontre depuis le ravin de Rochefort (Nord de Léaz), sur une épaisseur apparente de 170 m.

C'est une alluvion fluviale ou fluvio-glaciaire d'un Rhône antérieur au Würm, la vallée n'étant pas aussi creusée qu'aujourd'hui, ou à l'interglaciaire Riss-Würm, car les points bas sont vers 350 m.

Cette « alluvion ancienne » forme une nappe alluviale importante nourrie par un Rhône venant du défilé de l'Écluse et une Valserine sensiblement située sur son tracé actuel et se dirigeant vers le Sud dans une vallée du Rhône fossile dont le talweg se situerait vers 350 m. La partie supérieure, recouverte par la moraine et érodée par le glacier wurmien, n'est pas connue, de sorte qu'on n'en connaît pas l'épaisseur initiale. Elle est attribuée à un Rissien non précisé car antérieure à un réseau hydrographique interglaciaire Rhône-Valserine, aussi creusé que l'actuel, qui la ravine, et est fossilisée par l'« alluvion ancienne » de bas niveau, wurmienne.

FGya. « Alluvion ancienne » de bas niveau. La formation caillouteuse dite « alluvion ancienne » dans le Genevois est ainsi désignée parce qu'elle est sous-jacente à la moraine de fond rhodanienne, donc antérieure. C'est un cailloutis à galets arrondis ou émoussés, d'aplatissement médiocre, de taille moyenne (jusqu'à 0,20-0,25 m), dont l'hétérométrie et le calibre augmentent fortement dans la partie supérieure où l'on trouve de gros blocs métriques. La matrice, gravelo-sableuse, peut former des lentilles ou bancs d'épaisseur métrique. Dans sa partie inférieure apparaissent des intercalations de matériaux fins, sables et silts, plus ou moins argileux, rubanés (1 ou 2 m ?), plastiques (Joukowsky, 1941). L'ensemble est agencé en lits massifs mal individualisés subhorizontaux à structure chenalisée typiquement fluviale. Des zones cimentées pluridécimétriques s'observent à tous niveaux. Composition pétrographique : cristallins 35-45 % (5-8 % de roches vertes), calcaires divers 30-40 % en majorité sombres, quartzites 10 %, grès et brèches 10 % (Reynaud, 1982).

D'après cet auteur, l'« alluvion ancienne » s'apparente à un sandur dont le glacier est supposé stationner dans le Petit-Lac, l'alluvionnement se terminant dans un lac de cote minimale 420 m. L'épaisseur de cette formation est considérable. Elle atteint 104,4 m au maximum sur une même verticale dans le forage 2859 de Crache, au Sud de Norcier. La base connue la plus profonde est à 307 m au forage 7-6 de Moissay (Sud de Pougny), son sommet à l'affleurement est à 500 m au château d'Ogny, au Sud de Saint-Julien, soit une puissance cumulée de près de 200 m. Mais d'autres affleurements atteignent un niveau bien plus élevé : 610 m au Sud de Feigères, 630 m au Nord du Chable. Cependant, les formations alluviales considérées, bien que sous-morainiques, ne sont pas nécessairement le sommet de l'alluvion ancienne, mais pourraient être une alluvion de même faciès d'âge différent, peut-être plus récent (kames wurmiens ?).

Dans le bassin de Bellegarde l'alluvion ancienne affleure à 370 m dans les berges du Rhône et sa base est sous la cote 307 m (forage 6-41 de Bange) : épaisseur minimale 63 m.

L'alluvion ancienne a une vaste aire d'affleurement : tout le long (ou presque) des berges du Rhône. Après l'interruption du plateau d'Éloïse on en retrouve un peu au Sud de Bellegarde. En amont elle remonte jusque vers Saint-Genis-Pouilly, dans la vallée de l'Allodon rive droite et vers le Chable dans les ravins des nants de Feigères et de Ternier.

Wurmien : formations morainiques, glacio-lacustres et fluvio-glaciaires

Description des faciès

Les dépôts wurmiens de la feuille se présentent essentiellement sous trois faciès principaux : morainique, glacio-lacustre et fluvio-glaciaire, à l'exception des « alluvions anciennes » (de faciès fluvio-glaciaire), des alluvions fluviales et torrentielles (de faciès voisin du fluvio-glaciaire) et des dépôts de fonds de vallées et de versants. Ces dépôts se répartissent en huit étapes de déglaciation, le glacio-lacustre étant le seul entièrement représenté. Les faciès étant les mêmes d'une étape à l'autre, nous décrirons d'abord les trois types répétitifs, puis leurs particularités lors de chaque étape de déglaciation.

Formations morainiques. Deux faciès : rhodanien ou alpin et jurassien ou local.

• **Faciès rhodanien.** La moraine du Rhône est une moraine de fond, à matrice argilo-sablo-graveleuse gris sombre à noire abondante, massive, sans structure, emballant des éléments roulés, peu d'anguleux, dont des calcaires striés, de taille jusqu'à 0,3 m, sans blocs. Matériel surtout calcaire

(sombre) puis gréseux, peu d'éléments cristallins (dont roches vertes) et quelques quartzites. D'après C. Armand (1978), le spectre moyen est : calcaires 50-55 %, cristallins 20-30 %, grès 15-20 %, plus quartzites, roches vertes et brèches du Chablais. Selon R. Achard et A. Jayet (1967), les proportions sont : cristallins 51 %, calcaires 36 %, grès 9 %. Ces chiffres diffèrent selon les auteurs, peut-être parce que les analyses de C. Armand ont été faites près du confluent de l'Arve, donc avec un certain apport de ce bassin. Les roches caractéristiques du Rhône sont les quartzites, roches vertes et brèches du Chablais, espèces toujours faiblement représentées.

L'épaisseur est variable : maximum reconnu supérieur à 40 m au forage 5681 de Russin. La moraine alpine s'étend dans le bassin de Genève, à l'exception du versant du Reculet, dans le bassin de Bellegarde jusqu'à Confort vers le Nord, où s'étend la moraine locale jurassienne.

• **Faciès jurassien.** Il se présente aussi comme une moraine de fond, avec une matrice argilo-sableuse abondante, constituant 50-80 % de l'ensemble, de couleur blanc-beige ou crème, très claire, incluant des éléments de morphologie variable (arrondis, émoussés, anguleux, certains striés), de taille variable également (0,2-0,3 m, quelques blocs). Leur nature est presque exclusivement calcaire (blanc, gris-beige plus ou moins foncé, brun clair), avec quelques éléments résistants (amphibolites, quartzites). À Confort, ce matériel s'enrichit quelque peu en éléments alpins à proximité de la moraine rhodanienne.

Épaisseur très variable mais bien inférieure à celle de la moraine alpine : jusqu'à décamétrique, rarement plus. Cette moraine constitue de vastes placages dans la vallée de la Valserine, depuis le sommet jusqu'à une altitude minimale de 500 m ou moins vers Châtillon-de-Michaille et 650 m environ sur le versant genevois du Reculet.

Formations glacio-lacustres. Deux faciès sédimentaires principaux : un faciès de fond de lac, fin (décantation), généralement argileux, limoneux à sableux ; un faciès latéral et superficiel deltaïque, sablo-gravello-caillouteux.

• **Faciès de fond.** Il s'agit d'argile, silt et sable mélangés ou séparés, à structure finement litée horizontale « varvée », localement à éléments lâchés (par des glaces flottantes) comme des cailloutis, striés ou non et des blocs rocheux ou de moraine isolés. Excepté la structure litée, le sédiment est très homogène tant latéralement que verticalement. Il peut présenter des déformations, essentiellement par glissement sous-aquatique (slumps).

L'épaisseur est très variable et fonction essentiellement du relief du substratum. Maximum reconnu : 70 m environ à Russin (forage 205 et versant de l'Allondon). Si la topographie de la base est très irrégulière, par contre celle du sommet est régulière (fond de lac) et forme actuellement de

vastes plateaux argileux subhorizontaux comme ceux de la Semine (au Sud de Bellegarde), de Valleiry, d'Aire-la-Ville, Meyrin par exemple.

• **Faciès deltaïque.** Il consiste en graviers, galets, quelques blocs isolés, à matrice sablo-graveleuse généralement pas ou peu limoneuse, propre (lavée), à structure litée obliquement (éboulis sous-aquatiques) dans la masse (plurimétrique à pluridécamétrique), sauf au sommet où elle devient horizontale sur quelques mètres (faciès subaérien d'émersion, marquant le niveau du lac). Des déformations affectent souvent le litage, par glissement sous-aquatique (slumps). Le passage avec le sédiment fin de fond est progressif, tant granulométriquement que structuralement (litages plus ou moins inclinés jusqu'à rejoindre l'horizontale), alors que le contact des deux litages supérieurs est net. Le matériel caillouteux est le plus souvent polygénique, « alpin », sauf très localement sur la bordure jurassienne où il est calcaire.

Le faciès deltaïque est beaucoup plus localisé que le faciès de fond. Il n'existe qu'au débouché de paléocourants puissants, soit du Rhône et de la Semine (delta de Lancrans), soit de chenaux marginaux glaciaires (deltas de Cartigny, Russin). Les deltas forment de grandes plaines sablo-caillouteuses subhorizontales (Cartigny, Russin) ou des masses de forte épaisseur à topographie presque entièrement remaniée par l'érosion torrentielle (Lancrans). Épaisseur généralement décamétrique à pluridécamétrique, parfois beaucoup plus (300 m à Lancrans).

Formations fluvio-glaciaires. Cailloutis à galets hétérométriques bien arrondis, à matrice sablo-graveleuse grossière souvent limoneuse, contenant parfois des blocs anguleux ou non (0,5 m ou plus), litage horizontal chenalisé. Composition pétrographique polygénique alpine, comme les moraines encadrantes. Épaisseur variable, plurimétrique à décamétrique.

Ces formations, déposées en bordure de glaciers ou par des effluents fluvio-glaciaires importants, se disposent soit en affleurements localisés (Morene, Challex) soit en plateaux ou terrasses (Saint-Genis-Pouilly), soit dans des chenaux fossiles (Arande, Saint-Julien-en-Genevois).

Chronologie

L'histoire quaternaire de la feuille est surtout celle de la déglaciation wurmienne : fusion et disparition progressive des glaciers avec les phénomènes induits, glaciaires, glacio-lacustres puis lacustres, fluvio-glaciaires. Mais avant il y eut l'englaciation, matérialisée essentiellement par le dépôt de l'« alluvion ancienne » et la glaciation proprement dite, période d'extension maximale et de stabilisation des glaciers, avec des sous-phénomènes d'érosion (surcreusement) et de dépôt (moraines), au cours de laquelle tout le territoire a disparu sous les glaces.

Huit étapes de déglaciation ont été distinguées, basées essentiellement sur des dépôts glacio-lacustres surtout deltaïques (fig. 3), car les deltas caractérisent un niveau de stabilisation des lacs et des glaciers et sont aisément reconnaissables, à l'exception de la première (1), basée sur la stratigraphie et des deux dernières (7 et 8) basées sur la paléogéographie des moraines de fond. Ne leur correspondent que 6 niveaux morainiques et dépôts fluvio-glaciaires car, à partir de l'étape 7, le glacier du Rhône s'était retiré vers l'Est en dehors de la feuille. Deux domaines de déglaciation correspondent aux deux domaines glaciaires : le domaine rhodanien où les dépôts sont au complet, et le domaine jurassien dans la vallée de la Semine, en amont de Châtillon-de-Michaille, où ils sont beaucoup moins nombreux. Les huit étapes de déglaciation sont évidemment locales. Elles ne préjugent pas du nombre d'étapes qui ont nécessairement existé entre le maximum d'extension glaciaire wurmienne de Béligneux et le domaine genevois situé plus de 100 km en amont. Elles définissent une chronopaléogéographie relative sur une période relativement brève, à une époque encore inconnue de la complexe déglaciation wurmienne : soit à la fin (Wurmien récent, stade isotopique 2 : 22-18 000 ans) selon l'opinion générale exprimée pour la dernière fois par D. Maystre et J. Vergain (1992), soit beaucoup plus tôt, au Wurmien moyen (après 40 000 B.P.) selon les hypothèses de G. Monjuvent et G. Nicoud (1988a).

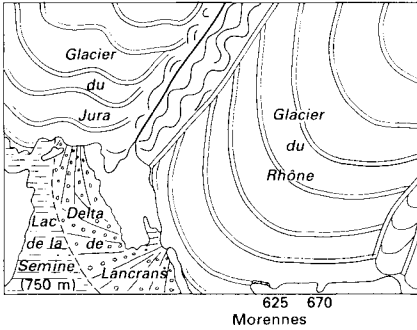
L'étape 9, enfin, est essentiellement fluviale, avec dégagement de trois terrasses étagées visibles en rive droite du Rhône.

Étape 1

Lors de cette première étape, les glaciers Alpes et Jura ne formaient qu'une seule masse ennoyant les reliefs et recouvrant les formations quaternaires antérieures – « alluvion ancienne » *s.s.* et *s.l.* et dépôts plus anciens – ainsi que le substratum. Les moraines correspondantes ne sont reconnaissables que lorsqu'elles recouvrent l'« alluvion ancienne » ou le substratum. Ailleurs, en surface notamment, elles se confondent avec les moraines de la ou des étapes ultérieures. On y a aussi rapporté les dépôts glacio-lacustres inférieurs.

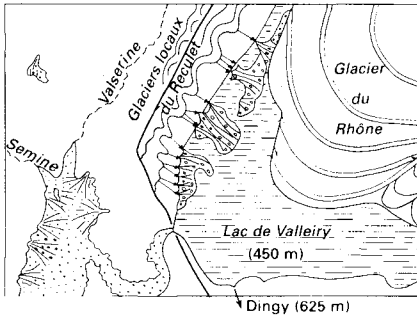
Gy1. Moraine inférieure. La moraine inférieure se trouve stratigraphiquement immédiatement au-dessus de l'alluvion ancienne. Elle existe essentiellement dans le bassin de Bellegarde où elle est recouverte par le glacio-lacustre de Bellegarde-Éloïse (GLy₁) et son épaisseur, très irrégulière, peut atteindre une soixantaine de mètres (bois d'Arlod). Cette moraine rhodanienne existe aussi dans le bassin de Genève, notamment en aval sous la formation glacio-lacustre GLy₁ à Collonges-les Isles. Plus en amont, dans les berges du Rhône et de ses principaux affluents, elle se confond avec la ou les moraines basales d'étapes ultérieures, notamment Gy₂. Dans la vallée de la Valserine une moraine inférieure locale existe à

Étape 2 : Bellegarde 750 m



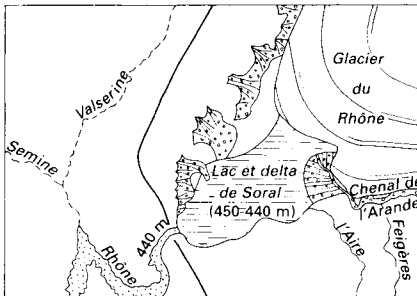
Les glaciers du Rhône et du Jura ne sont plus jointifs dans la vallée, mais seulement sur le versant rhodanien du Reculet - Grand-Crêt-d'Eau. Le bassin de Bellegarde, déplacé, est occupé par un lac de haut niveau (environ 800 m) à dépôts d'alluvions glacio-lacustres (notamment, delta de Lancrans). Le glacier du Rhône stationne au niveau du Vuache - montagne de Sion, tandis que le front du glacier jurassien se termine dans le lac au niveau de Confort - Châtillon-de-Michaille.

Étape 3 : Valleiry 625-450 m



Le glacier du Rhône abandonne le versant Grand-Crêt-d'Eau - Vuache, laissant place à un lac (Valleiry) s'abaissant de 625 m (difffluence de Dingy) à 450 m. Le glacier jurassien a disparu, sauf les appareils locaux du Reculet qui alimentent une série de cônes deltaïques en bordure du lac. Le réseau hydrographique du Rhône (qui naît comme effluent du lac) et de la Valsérine se creuse jusqu'au niveau 450 m, avec étalement de grands cônes torrentiels au pied du crêt du Nu.

Étape 4 : Soral 440 m

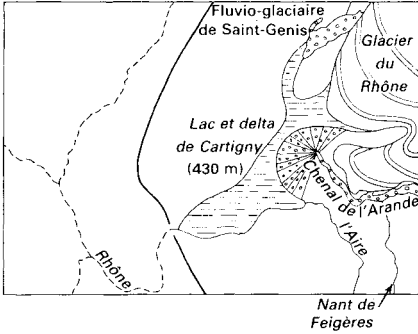


Le lac Léman s'établit à la cote 440 m. Le cône deltaïque de Soral s'y dépose, en bordure du glacier du Rhône en léger retrait, alimenté par le chenal marginal fluvio-glaciaire de l'Arande en provenance du front arvien de Bossey (feuille Anne-masse). De grands cônes torrentiels s'étaient au pied du Grand-Crêt-d'Eau - Reculet, alluvionnés par les dernières glaces du Jura. Le Rhône étale une plaine alluviale à 440 m. C'est aussi la naissance du réseau hydrographique du bassin de Genève.

Fig. 3 - Les huit étapes de déglaciation et les deux étapes post-glaciaires du bassin genevois et du Jura (G. Monjuent)

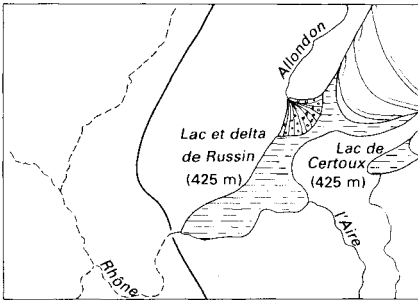
L'étape 1 n'a pas été représentée : les glaciers des Alpes et Jura ne formaient qu'une seule masse ennoyant les reliefs

Étape 5 : Cartigny 430 m



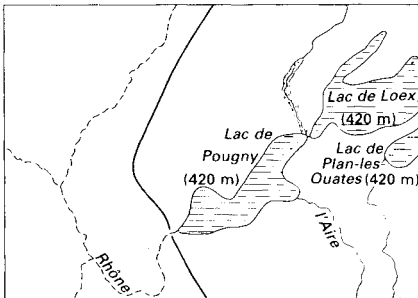
Le lac Léman s'abaisse à la cote 430 m, altitude du grand delta de Cartigny, emboîté en contrebas de celui de Soral, toujours alimenté par l'Arande. Le glacier du Rhône recule et se divise en deux langues de part et d'autre des collines molassiques de Satigny - Bernex. Un diverticule du lac envahit la basse vallée de l'Allondon, en amont de laquelle se dépose la nappe fluvio-glaciaire de Saint-Genis. Le réseau Rhône - Valsérine semble se creuser de façon continue jusqu'à l'étape 8 incluse.

Étape 6 : Russin 425 m



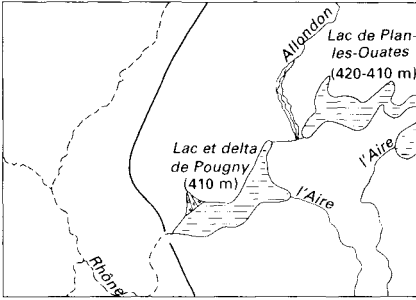
Le lac s'abaisse jusqu'à 425 m en se rétrécissant et s'allongeant suite au recul du glacier, avec dépôt du delta du Russin alluvionné par le chenal fluvio-glaciaire de l'Allondon. La langue glaciaire secondaire du Petit-Lac libère la dépression de Certoux, en amont du front morainique de Laconnex, où apparaît un lac de même niveau. Le chenal de l'Arande est abandonné et devient vallée morte.

Étape 7 : Loex 420 m



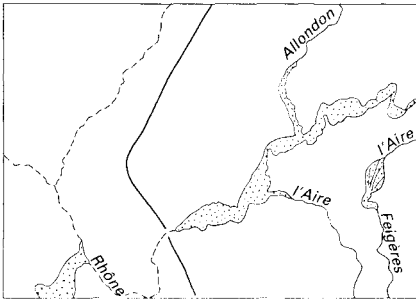
Le glacier se retire en amont de la feuille Saint-Julien-en-Genevois, tandis que les lacs s'abaissent à la cote 420 m, le lac principal ayant tendance à se scinder en deux au niveau de l'Allondon, où une dernière nappe fluvio-glaciaire se dépose dans les lacs de Pougny et de Loex, le lac de Certoux devenant le lac de Plan-les-Ouates.

Étape 8 : Plan-les-Ouates 410m



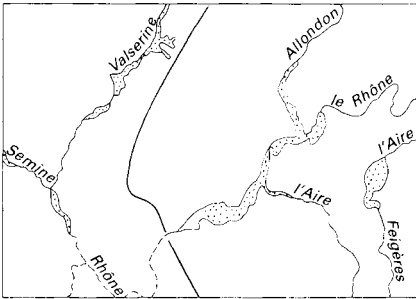
C'est la dernière étape de déglaciation dans le cadre de cette feuille. Les trois lacs se sont abaissés au niveau 410 m. Le lac de Plan-les-Ouates s'est réuni au lac de Loex tandis qu'en aval le lac de Pougny est le siège d'un ultime dépôt deltaïque.

Étape 9 : basses terrasses fluviales



Les lacs de déglaciation ont disparu, laissant en surface de vastes plateaux sablo-graveleux (deltas) et argilo-sableux (fonds de lacs). Dans la vallée du Rhône, le fort courant en provenance du lac Léman en cours d'abaissement provoque un intense creusement avec dégagement de trois terrasses fluviales, sauf dans l'étroit canyon entre le défilé de l'Écluse et Bellegarde.

Étape 10 : plaine d'inondation



C'est l'étape d'alluvionnement des lits majeur et mineur du Rhône et de la Valseyrine, sauf dans les sections trop encaissées du Rhône, en aval de l'Écluse et en amont de Verbois.

la base des dépôts glacio-lacustres sous-jacents à la moraine Gy2 de Forens. Épaisseur visible 2-3 m, réelle inconnue.

GLy1. Glacio-lacustre inférieur (Viry, Feigères, Forens). Le glacio-lacustre inférieur existe sous deux faciès : de fond, surtout argileux dans le bassin de Genève, et deltaïque dans la Valserine.

Dans le bassin de Genève on l'a reconnu sous la moraine Gy2 dans les berges du Rhône aval (épaisseur > 31 m au forage 6-4 de la gare de Collonges), dans le ravin de l'Aire au Sud de Viry (épaisseur > 24 m au forage 8-21) et dans celui du Nant de Feigères au niveau de cette localité (épaisseur > 26 m au forage 8-11).

Dans la Valserine, un delta à matériel calcaire grossier à la base et sableux au sommet repose sur la moraine locale Gy1 de Forens et sous la moraine Gy2, sur une épaisseur visible d'environ 10 m. Cette formation se retrouve aussi rive gauche sous le Grand-Essert.

Étape 2

Lors de cette deuxième étape, les glaciers du Rhône et du Jura n'étaient plus jointifs dans la vallée, mais ils l'étaient encore sur le versant rhodanien du Reculet-Grand-Crêt-d'Eau. Le bassin de Bellegarde était déplacé et occupé par un lac de haut niveau (environ 800 m) dans lequel se déposaient des alluvions glacio-lacustres et notamment le delta de Lancrans. Le glacier du Rhône s'était retiré juste en amont du défilé de l'Écluse et stationnait au niveau du Vuache-montagne de Sion tandis que le front du glacier jurassien se terminait dans le lac au niveau de Confort-Châtillon-de-Michaille. Cette étape comprend donc des dépôts morainiques très étendus, des dépôts glacio-lacustres très importants aussi, mais encore des alluvions fluvio-glaciaires, fluviales et torrentielles jalonnant des secteurs déglacés.

Gy2. Moraines du mont de Sion, du Jura. Moraines rhodaniennes sur et au pied du mont de Sion, sur la base du versant rhodanien du Reculet-Grand-Crêt-d'Eau au-dessous de l'altitude 750-700 m environ. Épaisseur très variable, métrique au moins à 33 m maximum reconnue au forage 7-1 de Bellosy (commune de Vers).

Les moraines jurassiennes forment des placages étendus mais beaucoup plus discontinus, directement sur le substratum le plus souvent, dans le bassin de la Valserine-Semine et sur le versant est de la Haute-Chaine au dessus de l'altitude 750-700 m environ. Épaisseur inconnue faute de forages, probablement métrique à décimétrique, voire plus.

GLy2. Alluvions glacio-lacustres de Bellegarde, Saint-Jean-de-Gonville, Murcier. Les alluvions glacio-lacustres de cette étape sont très impor-

tantes dans le bassin de Bellegarde où elles forment l'essentiel de la masse des dépôts quaternaires. Ailleurs elles ne sont présentes que par quelques affleurements peu étendus sur le versant du Reculet au-dessus de Saint-Jean-de-Gonville et sur la montagne de Sion (Murcier).

• **Dépôts du bassin de Bellegarde.** Les dépôts glacio-lacustres de Bellegarde comprennent l'ensemble des dépôts glacio-lacustres : de fond sur les plateaux d'Éloise et de Musinens et à la base du delta de Lancrans, deltaïques divers dans cet énorme delta. Leur épaisseur totale cumulée est supérieure à 400 m, entre leur base proche de la surface de l'« alluvion ancienne » (365 m) et leur sommet approchant les 800 m au Nord de Grange-Pillet sous le Sorgia.

Les *dépôts de fond* (argiles litées, silts, sables) constituent le recouvrement du plateau d'Éloise au Sud du Rhône, prolongement nord du plateau de la Semine (feuille Seyssel), de celui de Musinens à l'Ouest de Bellegarde et le soubassement du delta de Lancrans. Ils sont minces sous Bellegarde et s'épaississent dans sa partie orientale (Léaz). Épaisseur maximum reconnue par forage de 40 m au C11 de Fiolaz (Sud de Bellegarde), mais maximale de 180 m sous Arcine dans le plateau d'Éloise, 150 m sous le delta de Lancrans à Léaz.

Les *dépôts deltaïques* constituent essentiellement l'énorme *delta de Lancrans* qui se développe au Nord de la boucle du Rhône entre le Nord de Bellegarde et Longeray. On y distingue les niveaux suivants, de la base vers le sommet :

- cailloutis et sables inférieurs à litage oblique (entre les cotes 380 et 485 m) ;
- sables et silts lités horizontalement (485-505 m) ;
- sables et cailloutis à litage oblique (505-530 m) ;
- cailloutis grossiers et sables à litage \pm horizontal (530-550 m) ;
- sables à rares lentilles graveleuses et litage \pm horizontal (550-580 m) ;
- cailloutis à lits sableux et litage oblique (580-680 m) ;
- cailloutis grossier gravelo-sableux à litage horizontal (680-710 m), correspondant au sommet de la coupe de la gravière de Ballon.

Cette formation est affectée de quelques aplanissements, notamment cote 745 m sous Grange-Pillet et surtout à près de 800 m sous le sommet du Sorgia.

L'essentiel de ce delta est formé de cailloutis rhodaniens de faciès polygénique « alpin », le faciès local n'existant qu'à la base en amont de Lancrans, le pendage des lits obliques étant ouest ou nord-ouest. Ce delta a été presque exclusivement nourri par le glacier du Rhône stationnant au niveau du défilé de l'Écluse, le glacier jurassien ne contribuant que faiblement.

Le plan d'eau du lac de Bellegarde a atteint au minimum l'altitude de 680 m, mais il est possible qu'il ait été plus élevé, les coupes du delta ne permettant pas de préciser davantage.

Le delta de Lancrans a été profondément érodé par le ravinement postérieur du Rhône. Il semble qu'il se prolongeait rive gauche, au Sud, où des cailloutis deltaïques rhodaniens existent entre 580 et 620 m au Nord d'Arcine. Un delta est une formation très localisée, surtout dans ce cas où il était nourri par un glacier en récession, par conséquent éphémère. Donc il n'est pas certain que le lac de Bellegarde se soit entièrement rempli. Il est plus probable qu'il ait été partiellement colmaté par des sédiments fins (plateau de la Semine), localement deltaïques grossiers (Lancrans) et ait disparu plus par abaissement de son plan d'eau que par comblement.

• **Deltas de Saint-Jean-de-Gonville.** Sur le versant est du Reculet à l'Ouest de Saint-Jean-de-Gondeville, trois formations deltaïques ont été reconnues vers 580-600 m, 700-710 m et 900 m : cailloutis grossiers calcaires à matrice sableuse claire, litage oblique vers l'Est d'épaisseur décamétrique. Il s'agit de formations deltaïques déposées au contact du glacier rhodanien en récession par des affluents locaux de versant. Le delta intermédiaire est intéressant car il repose sur une formation torrentielle et est recouvert par une moraine locale, prouvant une légère réavancée du glacier jurassien du Reculet.

• **Delta de Murcier.** En limite sud de la feuille, lieu-dit le Bouchet au Sud de Dingy-en-Vuache, un delta complexe sablo-graveleux et caillouteux est exploité sur une dizaine de mètres d'épaisseur au hameau de Murcier, commune de Jonzier-Épagny (feuille Seyssel). Ce matériel rhodanien (pendage sud), situé vers 630 m d'altitude au débouché du chenal de Dingy (625 m), est recouvert par une mince pellicule morainique (1 à quelques mètres). Cela atteste d'une légère oscillation du glacier du Rhône, après dépôt de ce delta très local.

FGy2. Alluvions fluvio-glaciaires de Morennes, Tacon. Les alluvions fluvio-glaciaires de cette étape se rencontrent en deux sites : Morennes sur le versant nord du mont de Sion au Sud de Valleiry, formant un ressaut cote 650 m, caractérisées par leur consolidation, d'épaisseur décamétrique ou plus ; et Tacon sur la rive droite de la Semine en limite de la feuille Nantua, sous la forme d'une terrasse de cote 480 m, à matériel particulièrement grossier (nombreux blocs arrondis jusqu'à 1 m ou plus), d'épaisseur pluridécamétrique.

Fy2. Alluvions fluviales de Grésin. On a attribué cette notation à la formation de cailloutis sableux qui constitue l'aplanissement (ou terrasse) taillé à l'altitude 600 m dans le versant du delta de Lancrans au-dessus de Grésin. Il s'agit très probablement d'une surface d'aplanissement à mince pellicule alluviale façonnée par le Rhône pendant qu'il ravinait le matériel deltaïque après l'édification du delta. D'autres surfaces du même type existent plus haut, cote 750 et 770 m à Grange-Pillet, mais n'ont pas été dessinées car d'extension trop limitée.

Jy2. Alluvions torrentielles de Saint-Jean-de-Gonville. Cailloutis, galets et blocs calcaires plus ou moins émoussés, hétérométriques, matrice sablo-limoneuse beige clair, litage faiblement incliné vers l'Est. Ils forment des éventails remaniés sur le versant du Reculet, spécialement au débouché et le long du ravin de la Louvatière, au-dessus de Saint-Jean-de-Gonville (cotes 600 et 700 m). Épaisseur plurimétrique ou décamétrique. Alluvions probablement nourries par les glaces locales et déposées en bordure du glacier du Rhône en cours d'abaissement.

Étape 3

Elle est marquée par le retrait partiel du glacier du Rhône dans le bassin genevois, libérant ainsi un espace occupé par un lac (Valleiry), retenu en aval par le delta de Lancrans et dont le niveau s'établit rapidement mais temporairement à 625 m, altitude du chenal fluvio-glaciaire le plus bas du mont de Sion (Dingy). Dans le bassin de Bellegarde, le Rhône prenant sa source au défilé de l'Écluse ravine les dépôts deltaïques de Lancrans sur près de 200 m (800-625 m), tandis que des effluents fluvio-glaciaires se dirigent par les cols diffluent du mont de Sion (785 m), Bellossy (672 m), Jurens (650 m) et Dingy (625 m) vers la vallée des Usses au Sud (feuille Seyssel). Le glacier du Jura se retire dans le cirque du Reculet.

Gy3. Moraines de Sergy, Lathoy, Neydens, Reculet. Les moraines rhodaniennes de cette étape constituent quelques placages peu étendus dans les secteurs de Sergy, Saint-Jean-de-Gonville, Viry, Saint-Julien-Lathoy où elles sont remarquablement aplanies. Épaisseur variable : jusqu'à 28,5 m reconnue au forage 2-20 d'Allemogne (Sergy).

Les moraines jurassiennes se limitent au cirque sud-est du Reculet, 1 527-1 338 m, de faciès grossier (blocs plurimétriques), à beaux vallums.

GLy3. Alluvions glacio-lacustres de Valleiry, Giron. Dans le bassin de Genève, il s'agit d'alluvions argileuses de fond de lac qui font de grands placages au pied des reliefs entre Saint-Jean-de-Gonville (Nord-Ouest), Collonges et Saint-Julien (Sud-Est). Épaisseur variable : maximum reconnu de 15 m au forage 3-9 de Greny, commune de Péron. Dans le secteur jurassien, un delta gravelo-sableux de peu d'étendue colmate partiellement la dépression de Mures (Sud de Giron), entourée de moraine locale. Épaisseur inconnue mais probablement faible (plurimétrique).

FGy3. Alluvions fluvio-glaciaires de Thoiry, Challex. Deux formations fluvio-glaciaires d'extension limitée :

– à Thoiry, une nappe alluviale à galets alpins s'étend de Sergy (Sud de Thoiry) à la base du versant du Reculet, où elle forme une terrasse (490-470 m) au-dessus des formations environnantes, ravinée par les cônes torrentiels de l'étape suivante. Épaisseur inconnue, probablement plurimétrique jusqu'à décamétrique. Elle s'est déposée en bordure du glacier ;

– la colline de Challex (510 m) est couronnée par une formation conglomératique grossière qui ne peut être qu'une alluvion fluvio-glaciaire, plus précisément sous-glaciaire vu sa position topographique. Épaisseur inconnue, probablement plurimétrique à décamétrique.

Fy3. Alluvions fluviatiles de Grésin, Longeray. Accrochées au versant du delta de Lancrans, de petites terrasses caillouteuses s'échelonnent de Longeray (450 m) à Grésin (440 m) et Vanchy (440 m), sur une épaisseur allant jusqu'à 20 m à Longeray. Il s'agit de témoins du lit alluvial du Rhône un moment stabilisé au cours de son enfoncement.

Jy3. Alluvions torrentielles de Confort. La base du versant du Grand-Crêt-d'Eau et du crêt du Nu est garnie de grands cônes d'alluvions torrentielles ravinant et recouvrant les alluvions glacio-lacustres de Bellegarde. Ce sont des cailloutis plus ou moins arrondis, hétérométriques, avec blocs pouvant atteindre 1 m, à matrice gravelo-sablo-limoneuse, issus des ravins du versant et formant de vastes plans inclinés d'épaisseur plurimétrique s'affinant en aval. Elles jalonnent un niveau de la Valserine rejoignant le Rhône vers 400 m au droit de Bellegarde.

Étape 4

Elle est caractérisée par l'édification du delta de Soral impliquant un lac de cote 440 m, dont les matériaux ont été véhiculés par un chenal marginal au glacier qui est actuellement la vallée de l'Arande, passant par Saint-Julien-en-Genevois et dont l'origine se situe au front morainique à matériel arvien de Bossey (feuille Annemasse). Le glacier du Rhône occupait l'espace limité par ce chenal et la demi-aile du delta de Soral puis aboutissait dans le lac. Sa marge latérale droite longeait la base du Jura au niveau de Saint-Genis-Pouilly.

Comme les précédentes, cette étape a vu le dépôt de moraines, alluvions glacio-lacustres, fluvio-glaciaires, fluviatiles et torrentielles, presque exclusivement dans le bassin de Genève. Le bassin de Bellegarde et le Jura étaient un domaine d'érosion fluviale.

Gy4. Moraines de Laconnex. Les moraines de cette étape forment un croissant débutant au Sud de Saint-Genis-Pouilly, dessinant un front à Laconnex souligné par des vallums terminaux, recouvrant la colline de Bernex, se poursuivant par Saint-Julien-en-Genevois et Bardonnex où se dessinent aussi quelques vallums latéro-frontaux. Épaisseur variable, maximum reconnu par forage : 31,5 m au 254 de Peissy, cumulée possible 60 m dans le front de Laconnex. À Cartigny, la moraine sous-jacente au delta GLy5, épaisse de 26 m, contient une couche sableuse à débris de lignite et de mollusques de 4,4 m d'épaisseur, à une profondeur de 40 m (forage 1825), pouvant être attribuée à un interstade Würm moyen-supérieur (Arn, 1984).

GLy4. Alluvions glacio-lacustres de Soral. Les alluvions glacio-lacustres comprennent les dépôts de fond et le delta de Soral. Les dépôts de fond dessinent un croissant extérieur aux moraines de cette étape entre Sergy et Dardagny et de longs plateaux rive gauche du Rhône depuis le défilé de l'Écluse jusqu'à Soral, sous le niveau 440 m. Épaisseur variable mal connue, plurimétrique à décamétrique. Le delta de Soral forme une plaine alluviale sablo-caillouteuse à l'Ouest du village, altitude 440-450 m, comprenant une nappe graveleuse sommitale de 5 à 10 m d'épaisseur d'aval en amont, passant en profondeur à des sables fins puis à des argiles sur une épaisseur d'une dizaine de mètres (forage 4254 de Soral-Champs-Pointus).

FGy4. Alluvions fluvio-glaciaires de Laconnex, Allemogne. Sous Thoiry, une nappe alluviale alpine s'étend de Sergy au Sud de Thoiry, formant une terrasse légèrement étagée d'altitude 490-470 m, ravinée par les cônes torrentiels de l'étape suivante. Épaisseur inconnue, probablement plurimétrique à décamétrique. C'est une formation de bordure de glacier. À Laconnex, un cailloutis consolidé apparaît vers le sommet de la moraine, cote 465 m côté amont, sur une épaisseur visible plurimétrique. Il s'agit probablement d'une différenciation faciologique locale au sein de la moraine essentiellement argileuse.

Fy4. Alluvions fluviales de Léaz. Ces cailloutis constituent la petite terrasse de la Platière, au Sud de Léaz, altitude 395-385 m, façonnée dans les dépôts fluvio-lacustres inférieurs de Lancrans. Épaisseur inconnue, probablement plurimétrique à décamétrique.

Jy4. Alluvions torrentielles de Saint-Jean-de-Gonville. Le pied de la chaîne du Reculet-Grand-Crêt-d'Eau est recouvert, entre Sergy et Collonges, par une série de cônes d'alluvions jointifs issus des ravins du versant, recouvrant et ravinant les dépôts glacio-lacustres et morainiques antérieurs. Constitués de cailloutis calcaires plus ou moins émoussés, de calibre très variable avec blocs et matrice gravelo-sablo-limoneuse claire, ils ont une épaisseur faible (quelques mètres) sauf localement (16 m au Nord d'Asserans, commune de Fays).

Étape 5

Pendant cette cinquième étape, le delta de Cartigny se construit légèrement en contrebas du delta de Soral, par progradation-ravinement à un niveau inférieur du lac (430 m), toujours alimenté par le chenal de l'Arande et le glacier de l'Arve au niveau de Bossey. C'est aussi l'époque du dépôt de la nappe fluvio-glaciaire de Saint-Genis-Pouilly en marge du glacier du Rhône. Ce glacier s'est retiré en amont et divisé en deux langues de part et d'autre de la colline à substrat molassique de Bernex : la langue principale au Nord, la langue de Norcier au Sud. Cette étape ne comprend que des alluvions morainiques, glacio-lacustres et fluvio-glaciaires.

Gy5. Moraines de Norcier, Saint-Julien. Ces moraines ne sont bien caractérisées qu'à Norcier, à l'intérieur du front morainique de Laconnex où elles dessinent quelques vallums terminaux, ainsi qu'à Saint-Julien. Une autre vaste plage d'affleurement existe de Prévessin au CERN (Centre européen de recherches nucléaires) et une autre peu en aval (Bourdigny-Dessous). Épaisseur inconnue à Norcier, probablement du même ordre pluridécamétrique qu'à Laconnex ; décamétrique voire moins à Prévessin, sauf au forage 2138 du CERN : 22,5 m.

GLy5. Glacio-lacustre de Cartigny. Le delta de Cartigny forme une vaste plaine alluviale sablo-caillouteuse au Nord-Ouest du delta de Soral, d'altitude 430 m en bordure du Rhône, définissant ainsi le niveau du plan d'eau du lac. Il est constitué de la séquence glacio-lacustre complète : dépôts de fond fins, dépôts de surface grossiers reposant sur la moraine du stade antérieur :

- argiles et silts inférieurs, épaisseur maximale reconnue (e.m.r.) 45,5 m au forage 3608 d'Avuzy ;
- sables ± limoneux intermédiaires d'e.m.r. 12,6 m au forage 3541 d'Athenaz ;
- graviers deltaïques supérieurs minces (e.m.r. 4,3 m au forage 3540 d'Athenaz).

De vastes affleurements de sédiments argileux de fond recouvrent les plateaux de bordure du Rhône au Nord de Valleiry-Vulbens, à Dardagny et vers Prévessin. Épaisseur très variable, plurimétrique à Prévessin jusqu'à pluridécamétrique ailleurs.

FGy5. Fluvio-glaciaire de Saint-Genis, Arande. Les alluvions fluvio-glaciaires de cette étape constituent la plaine alluviale caillouteuse de Saint-Genis et le fond du chenal de l'Arande, sous les limons superficiels. Épaisseur plurimétrique à Saint-Genis (7,4 m au forage 4-17) ; dans le chenal de l'Arande, il est difficile de l'évaluer car les alluvions y sont superposées à l'« alluvion ancienne » de même faciès (épaisseur totale 22 m au forage 1661 de Bardonnex).

Étape 6

Cette étape est marquée par l'alluvionnement du delta de Russin dans le lac qui s'est abaissé à 425 m et dont le matériel grossier provient de la vallée de l'Allondon. Le glacier a encore reculé, mais surtout dans sa branche Norcier qui s'est stabilisée au niveau de Grand-Lancy, dégageant la dépression de Perly-Certoux transformée en lac dans lequel se déposent des sédiments de fond. Aucun alluvionnement fluvio-glaciaire n'existe alors, de sorte que cette étape n'est représentée que par des niveaux morainiques et glacio-lacustres.

Gy6. Moraines de Grand-Lancy. Elles se réduisent à la partie nord-est de la feuille à Grand-Lancy et sur le plateau de Meyrin–Vernier. Épaisseur relativement régulière d'une vingtaine de mètres ou un peu moins (nombreux forages, par ex. 4-27 de Ferney).

GLy6. Glacio-lacustre de Russin. Il forme une jolie plaine alluviale sablo-graveleuse en éventail de Russin à Dardagny, dont la structure est peu connue du fait de l'absence de gravières et du petit nombre de forages. Les dépôts argilo-sableux de fond semblent très épais (plus de 51 m au forage 205 de Russin), le faciès sableux n'est pas reconnu et le faciès graveleux superficiel est mince (4 à 9 m aux forages 7613 et 8212 de Dardagny). Aucun affleurement argileux n'a été repéré en aval de Russin car les dépôts de fond de cette étape se confondent avec ceux de l'étape suivante. Des affleurements réduits de faible épaisseur existent cependant sur les moraines de l'étape antérieure sur le plateau de Meyrin (CERN, Prévessin).

Étape 7

Elle n'est représentée que par des dépôts glacio-lacustres, le glacier s'étant retiré en amont de Genève, hors des limites de la feuille. Ces dépôts existent à une altitude inférieure à 420 m, niveau du lac, sur les deux rives du Rhône et dans la dépression de Certoux où ils se confondent avec ceux de l'étape suivante et dernière dans le cadre de cette feuille.

GLy7. Glacio-lacustre de Loex. Ce glacio-lacustre forme de vastes étendues argileuses sur les plateaux de Loex et de Meyrin en amont du delta de Cartigny–Russin, d'épaisseur modérée (maximum reconnu : 12,9 m au forage 6423 de Lignon près de Genève) et d'étroites banquettes rive droite du Rhône de Dardagny à Pougny (épaisseur maximum reconnue supérieure à 14 m au forage de Pergy, commune de Pougny). Un faciès sablo-graveleux fin apparaît au sommet de la colline de Charmilly, commune de Challex.

Étape 8

Lors de cette dernière étape de déglaciation locale, les lacs se sont abaissés jusqu'à la cote 410 m avec des dépôts essentiellement de fond, sauf à Pougny, sur les plateaux de Loex et de Pougny (bord du Rhône) où subsiste un petit delta alimenté par l'Arnay, et dans la dépression de Certoux.

GLy8. Glacio-lacustre de Plan-les-Ouates–Pougny. Faciès argileux de fond : épaisseur maximale reconnue 20,6 m au forage 5395 de Loex, 4 m au forage 57 de Pougny, 35 m au forage 3272 de Certoux. Faciès sablo-graveleux deltaïque : deux petits plateaux isolés de part et d'autre de l'Arnay à Pougny et le Crey, d'épaisseur métrique.

Étape 9

Étape essentiellement fluviale. Les lacs de déglaciation ont disparu, laissant en surface et latéralement des plateaux sablo-graveleux (deltas) et argilo-sableux (fonds de lacs). Elle se caractérise par le creusement de la vallée du Rhône dans le bassin de Genève, avec alluvionnement fluviale et dégagement de trois terrasses étagées de quelques mètres ou dizaines de mètres, indice d'un très fort courant venant du lac Léman en cours d'abaissement (cf. feuille Annemasse). Il se produit aussi un étalement d'alluvions sablo-graveleuses dans la partie amont de la dépression de Certoux en provenance du Nant de Feigères.

Fy9. Alluvions fluviales des basses terrasses du Rhône. Au Sud de Bellegarde, rive droite, trois étroits niveaux de terrasses s'étagent à 370 m (Fy9(11)), 360 m (Fy9(21)) et 340 m (Fy9(31)). Leur matériel superficiel visible dans l'ancienne gravière des Palines au Sud d'Arlod est formé de galets et graviers polygéniques rhodaniens très grossiers, avec blocs arrondis jusqu'à 0,5 m et plus et matrice sableuse grossière, d'épaisseur plurimétrique. Le matériel alpin recouvre une formation deltaïque constituée de petits galets bien arrondis, de calibre inférieur à 0,1 m, uniquement de calcaire clair (origine Valserine), à matrice sableuse claire et litage oblique vers l'Ouest. Épaisseur inconnue, plurimétrique.

Étape 10

Les sept étapes de déglaciation (2 à 8) et l'étape 9, fluviale, sont immédiatement consécutives au retrait du glacier et antérieures au déglacement du lac Léman, lui-même très largement antérieur au Tardiglaciaire (Monjuvent et Nicoud, 1988b). Elles appartiennent selon toute probabilité au stade isotopique 2 qui s'étend de 22 000 à 18 000 B.P. environ.

L'étape 10, enfin, est celle de l'alluvionnement des lits majeur et mineur du réseau hydrographique.

Holocène et antérieur non daté : formations de fonds de vallées et de versants

Les dépôts ainsi désignés sont les derniers à s'être formés, généralement après la déglaciation wurmienne, de sorte qu'ils couvrent toute la durée entre cette déglaciation et l'époque actuelle, certains étant même contemporains (dépôts de pente notamment). Ils se disposent en deux ensembles : dans les fonds de vallées (alluvions fluviales et torrentielles, palustres, limons) et sur les versants (éboulis, colluvions et terrains glissés divers, travertins) où ils forment de vastes surfaces, notamment sur les pentes du Jura.

Fonds de vallées

Deux niveaux de nappes alluviales de fond de vallée existent le long du Rhône et de ses principaux affluents, Allondon et Valserine : un niveau supérieur consistant en une série de basses terrasses étagées quelques mètres au-dessus du niveau inférieur, plaine d'inondation ou lit majeur. Côté genevois l'alluvion est constituée par un cailloutis à galets alpins hétérométriques et matrice sablo-graveleuse grossière de faciès analogue au fluvio-glaciaire ou à l'« alluvion ancienne », mais toujours meuble bien qu'il puisse être compact ; côté Valserine, il s'agit de cailloutis semblables mais uniquement calcaires.

Fz[1], Jz[1]. Alluvions des basses terrasses supérieures. Le long du Rhône quelques basses terrasses s'échelonnent entre le confluent de l'Allondon et le défilé de l'Écluse. L'épaisseur, reconnue par forages, est supérieure à 8 m à la Plaine (plusieurs forages) ; 18 m à Pougny (8039) mais il est probable que cette épaisseur cumule l'alluvion de la basse terrasse avec l'« alluvion ancienne » éventuellement sous-jacente, les faciès ne pouvant être différenciés.

Dans la basse vallée de l'Allondon, série de petites terrasses discontinues d'épaisseur réduite (1,6 m au 4029 de Dardagny).

Dans la Semine, ces alluvions constituent des terrasses étendues à matériel très épais dans le bassin de Chézery-Forens, où le cône torrentiel de la Rivière a une puissance pluridécamétrique et un faciès particulièrement grossier.

Fz[2], Jz[2]. Alluvions fluviales des lits majeurs. Le long du Rhône elles forment une série de très basses terrasses peu au-dessus du plan d'eau en aval d'Aire-la-Ville. Épaisseur supérieure à 26 m au forage 207 de Pougny, avec les mêmes réserves que pour Fz[1]. Dans la basse Allondon c'est une plaine d'inondation en surface de laquelle le torrent méandre. Épaisseur supérieure à 18 m au 1722 de Malval, avec les mêmes réserves. Dans l'Albarine et la Semine ces alluvions sont d'épaisseur inconnue faute de forages.

CE. Limons de l'Arande. La vallée morte (chenal) de l'Arande est colmatée en surface par un ensemble de limons d'épaisseur décimétrique (8,2 m à la tuilerie de Bardonnex) reposant sur les cailloutis fluvio-glaciaires sous-jacents. Ces limons ont été étudiés en détail par C. Reynaud (1982) auquel nous empruntons les résultats suivants.

Il s'agit de limons légèrement sableux, localement très sableux et argileux de teinte jaune-ocre à rougeâtre, à concrétions calcaires tendres disséminées, quelques petits graviers localisés, présentant deux niveaux or-

ganiques (sols fossiles) à 3,1 et 6,8 m de profondeur, à nodules de fer, rhizolites, pseudo-slumps, charbons de bois et débris de mollusques.

Sédimentométrie : limons (0,04-0,004 mm) dominants, en moyenne 50 % ; argile (< 0,001 mm) répartie de façon assez homogène, en moyenne 30 % ; sable (2,0-0,64 mm) très irrégulièrement réparti de 0 à 80 %, en moyenne 10 %.

Calcimétrie : 10 à 30 % de Ca CO₃.

Morphoscopie des grains de quartz (0,25-0,125 mm) : émoussés-mats 65 à 85 %, le reste non usé.

Palynologie : aucun pollen conservé sauf entre 3,2 et 4,2 m de profondeur : surtout pin, quelques feuillus, âge probable Alleröd (cohérent avec les dates ¹⁴C).

Dates ¹⁴C : à 3,1 m de profondeur : 9 720 ± 370 B.P. (B-3641), 10 980 ± 150 B.P. (Lu-1953).

Il s'agit donc de limons essentiellement éoliens (morphoscopie), avec un mélange colluvial (grossier) palustre (argile, niveaux organiques) dont les zones sommitales sont holocènes (postérieures à 10 000 B.P. environ), les 5 m inférieurs tardiglaciaires et peut-être wurmiens. On ne sait pas quand ces limons ont cessé de se déposer.

Pz. Dépôts palustres. Un seul site existe sur cette feuille, dans le Jura 2 km au Sud-Ouest de Champfromier : dépression de 300 m x 150 m, à 790 m, aux Sauges. La surface est constituée de tourbe mais le reste est inconnu : probablement de la craie lacustre, puis de l'argile lacustre comme dans toutes les tourbières de cette région. Épaisseur métrique à plurimétrique.

X. Dépôts anthropiques, remblais. Particulièrement étendus et épais sur le territoire suisse où ils comblent d'anciennes gravières et sablières (deltas de Soral et de Cartigny par exemple, basses terrasses du Rhône), moins largement des ravins (Aire-la-Ville), ils sont aplanis puis mis en culture de sorte qu'ils ne sont plus, par la suite, distinguables en surface.

Versants

Les dépôts de versants intéressent surtout la chaîne du Jura à cause des fortes pentes et de la lithologie où d'épaisses formations marneuses arrivent à l'affleurement. Ce sont des éboulis divers (de gravité avec ou sans blocs, ruisselés), colluvions avec ou sans blocs et travertins.

E. Éboulis de gravité. Cailloutis calcaires anguleux pluricentimétriques à pluridécimétriques, à matrice gravelo-sableuse interstitielle, parfois limoneuse, déposés généralement en lits parallèles à la pente topographique, de calibre croissant du sommet vers la base. Épaisseur très variable, pluri-

métrique à pluridécamétrique. Les éboulis les plus importants se situent sur les pentes de la Haute-Chaîne, versant Valserine (Grand-Crêt-d'Eau, Reculet), autour du plateau de Champfromier (cirque des Avalanches au Sud, Roche Fauconnière au Nord) et à la combe d'Orvaz. Des éboulis s'observent également dans le lit de la Semine (notamment entre sa confluence avec la Valserine et la limite ouest de la feuille).

EJ. Éboulis ruisselés. Cailloutis calcaire anguleux de même faciès que les éboulis de gravité, à matrice gravelo-sablo-limoneuse généralement plus abondante, formant de vastes nappes en forme d'éventail sur les basses et moyennes pentes du Reculet versant genevois, de pente beaucoup moins forte que les éboulis (10 à 20°). Épaisseur très variable, métrique à pluridécamétrique (112,5 m au forage 3-22 de Sergy), incluant des couches morainiques, des blocs calcaires anguleux et des éléments cristallins ou calcaires non jurassiens (remaniement de moraine alpine) jusqu'à la profondeur de 98,5 m.

C. Colluvions. Mélange de produits de décomposition du substrat (limons plus ou moins sableux et argileux de couleur brun clair) et de cailloutis calcaires anguleux centimétriques à décimétriques, parfois corrodés en proportions variables, sans structure et de cohésion faible, garnissant les basses pentes et les dépressions du Jura, essentiellement sur le versant Bellegarde du plateau du Retord où c'est un faciès à blocs métriques, rarement plurimétriques.

U. Travertins. Une masse travertineuse plus ou moins sablo-argileuse apparaît sur le versant nord du mont de Sion au Sud de Valleiry où elle a probablement été nourrie par des écoulements provenant des alluvions fluvio-glaciaires des Moreennes. Épaisseur plurimétrique.

Terrains glissés divers. Des terrains glissés divers se rencontrent dans les montagnes du Jura, plus localement dans le bassin genevois. Ils se répartissent en deux catégories : glissements par gravité, glissements d'origine tectonique (au moins *pro parte*) possible.

Glissements gravitaires. Côté Jura, le versant Valserine du Reculet est le siège d'importants glissements en masse, dans certains desquels la superposition stratigraphique des terrains reste plus ou moins conservée. Les glissements sont favorisés par le pendage redressé à vertical des couches de l'anticlinal de la Haute-Chaîne, ainsi que par les marnes oxfordiennes, siège du niveau de décollement. Ceux dans lesquels le contenu lithologique est encore reconnaissable sont notés j5-6 et j5-9 (voir p. 37). Un effondrement à pans de falaises de calcaires récifaux du Kimméridgien s'observe au Sud de Forens où il est repéré par un figuré spécial.

Côté genevois, les glissements, quoique plus modérés, posent des problèmes pour les constructions et les voies de communication (notamment à

Pouigny). Ils impliquent généralement des moraines à matrice argileuse, mobilisables même sur faible pente quand elles sont gorgées d'eau. Ils se situent sur les communes de Pouigny et d'Asserans et en aval de Choudans, sur le versant du Jura (Sud-Ouest de Saint-Jean-de-Gonville). Des glissements affectent aussi les berges des cours d'eau, principalement le Rhône.

Glissements d'origine tectonique (*pro parte*) possible. Il s'agit de deux glissements dans le Jura.

Le *glissement (ou collapse) de Lachat* (extrémité nord du Reculet, versant Valserine) implique au sommet des terrains du Kimméridgien supérieur redressés (complexe récifal) reposant sur du Kimméridgien inférieur à faible pendage (Couches à céphalopodes) et, à la base, des glissements gravitaires de Kimméridgien supérieur (Calcaires de Tabalcon). J.M. Jaquet (1966) a observé, à la semelle du collapse, une brèche à ciment de calcite qu'il interprète comme impliquant des températures plus élevées que celles développées par un simple glissement gravitaire. Il suggère donc que ce collapse pourrait avoir, au moins *pro parte*, une origine tectonique en liaison avec le plissement de la Haute-Chaîne.

Le *glissement (ou collapse) de Montanges* se situe au Nord du bassin de Bellegarde à l'extrémité orientale de la faille de Trébillet, au contact du rétrochevauchement de Monnetier. Le collapse est interprété par G. Hutin (1966) comme le décoiffement de l'anticlinal à cœur de Dogger situé entre les plateaux du Retord et de Giron sud. Le mécanisme serait lié au jeu conjoint de la faille de Trébillet et du rétrochevauchement de Monnetier (cf. « Évolution tectonique »).

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Dans le cadre strict de la feuille et à partir des terrains affleurants, l'histoire géologique débute au Keuper. Mais les informations données par la géophysique, les forages et les régions adjacentes permettent d'évoquer la paléogéographie antérieure.

Le ***substratum anté-triasique***, ou socle, est composé de séries anté-carbonifères affectées par le métamorphisme et la granitisation de l'orogénèse varisque. Celle-ci structure le bâti en fossés (« synclinaux ») d'orientations SW-NE à WSW-ENE qui seront comblés par les séries limniques du Houiller (Stéphaniens) et détritiques rouges attribuées au Permien. Ensuite arasé, ce socle va recevoir les dépôts de plate-forme épicontinentale du Trias.

Au ***Trias*** s'installe une série de type germanique, mais avec un Buntsandstein mal défini ou aminci (Humilly 2), suivi par le Muschelkalk, la Lettenkohle et le Keuper sur une épaisseur totale de 500 m. À la fin du

Keuper et au Rhétien, les lagunes à fleur d'eau reçoivent des épandages de quartz fins probablement éoliens.

Au **Lias**, la transgression marine franche est rapide (Meyer, 1995). On trouve les premiers céphalopodes (un nautilus) 1 m au-dessus des Grès blonds du Rhétien et 1 m plus haut les premières ammonites de l'Hettangien. Le bassin subsident qui collecte les terrigènes fins s'installe alors sur la région durant tout le Lias, avec un seul et court épisode bioclastique échinodermique au Domérien supérieur.

Au **Dogger**, le comblement s'accroît par des faciès de pente à l'Aalénien supérieur et on passe dès le Bajocien à un régime de vaste plate-forme bioclastique échinodermique. Si ces sables de grandes dunes hydrauliques sont bien sous influence tidale, rien n'indique des émergences ni même la zone photique de manière péremptoire. Les biohermes plats à coraux, dans un environnement de boue spongolitique, pourraient déjà fixer les fonds comme pionniers, à 80 m de profondeur. Entre ces dunes souvent limitées par des discontinuités sédimentaires, s'étalent des flaques plus argileuses à petites huîtres qui seront à nouveau envahies par des sables bioclastiques un peu oolitiques à la fin du Bajocien. Au Bathonien, le bassin est plus boueux, argileux et plus ouvert, jusqu'aux faciès très réduits de bordure de plate-forme du Callovien (condensation, minéralisation).

Au **Malm**, à l'Oxfordien inférieur, un bassin (Marnes à *Creniceras rengerii*) perdure à l'Ouest alors que le seuil se maintient sur la Haute-Chaine sans sédimentation.

Un renversement de subsidence (Enay, 1966) se produit alors et installe les couches à spongiaires (Couches de Birmensdorf) sur toute la région dans des fonds avoisinants les 150-200 m (Gaillard, 1983). L'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien inférieur restent ensuite en régime de bassin subsident assez profond et ouvert, à sédimentation fine, argileuse puis plus calcaire. On note juste une tentative avortée d'installation de plate-forme carbonatée au niveau des Calcaires d'Aranc, mais qui ne restera qu'un haut-fond sous l'influence des courants.

Il faut attendre le Kimméridgien supérieur pour voir l'établissement d'une vaste plate-forme carbonatée récifale précédée par les faciès de talus distaux et proximaux des Calcaires de Tabalcon (Bernier, 1984). Mais dans le territoire étudié, rien n'indique l'édification d'une grande barrière récifale séparant clairement un domaine d'arrière-récif d'un autre d'avant-récif : les levés de terrain donnent plutôt l'impression de patch-reefs disséminés et, dans ce semis de petites constructions et d'accumulations de débris, de petits lagons se comblent de boues calcaires très fines quelquefois en milieux anoxiques (Calcaires plaquetés, bitumineux). Ce régime récifal se termine soit par des sables de haute énergie (Calcaires de Landaize), soit par des boues calcaréo-dolomitiques à la limite de l'émer-

sion (Couches du Chailley), pour passer ensuite au grand estran, boueux carbonaté fin, des Tidalites de Vouglans. Cette mégaséquence se termine au Purbeckien avec son intrication de lagunes d'eau douce ou marines sub-émersives.

Le **Crétacé inférieur** est marqué par une nouvelle transgression marine, en plate-forme carbonatée bioclastique peu profonde, avec de nombreuses oscillations. Il s'y dépose essentiellement des sables bioclastiques, alternant avec des épisodes terrigènes (Formation de Vions). On peut distinguer des faciès clairs, bien oxygénés, en zone photique, donnant des formations calcaires assez mimétiques (Pierre-Châtel, Chambotte, Urgonien) et des sables bioclastiques essentiellement échinodermiques à bryozoaires (calcaires roux, Pierre jaune de Neuchâtel) rappelant ceux du Bajocien et posant les mêmes problèmes de milieux de dépôts. À la limite du Valanginien et de l'Hauterivien, un net approfondissement affecte la plate-forme jurassienne ; la tranche d'eau diminue pendant tout l'Hauterivien inférieur et les premiers faciès urgoniens apparaissent dès l'Hauterivien supérieur. Ils se développent pendant une bonne partie du Barrémien inférieur. Au Barrémien supérieur le domaine jurassien est émergé. Cette vaste plate-forme calcaire est alors soumise à l'érosion, avec formation de vallées dans lesquelles pénétreront les premières invasions marines du Bédoulien. La région est de nouveau immergée au Bédoulien supérieur-Albien ; les faciès carbonatés du Bédoulien seront remplacés par des terrigènes caractéristiques des « Grès verts » qui occupent la marge européenne.

Après cette épisode, au début du **Crétacé supérieur** où prédominent les détritiques, la sédimentation carbonatée pratiquement dépourvue de terrigène s'installe sur la plate-forme jurassienne : dans ces faciès crayeux à silex, la microfaune planctonique est riche et diversifiée

À l'**Éocène**, une émergence générale, liée à une phase tectonique majeure affecte le secteur externe des Alpes occidentales. Dans la région couverte par la feuille, l'érosion des formations mésozoïques est importante, puisque la majeure partie des calcaires du Crétacé supérieur et des Grès verts jurassiens a disparu. Dans les grottes, cavernes et galeries creusées dans les formations carbonatées de la plate-forme jurassienne, s'accumulent des sables plus ou moins ferrugineux (sidérolitique).

À l'**Oligocène inférieur**, les ébauches de reliefs qui bordent le bassin genevois sont attaquées par l'érosion de torrents qui déposent blocs et galets provenant du démantèlement des diverses formations mésozoïques (gompholites). À l'**Oligocène supérieur**, les zones hautes plissées et fracturées (Jura méridional, Vuache, Salève) sont séparées par des lacs où se déposent des calcaires d'eau douce ; ils seront vite remblayés. Alors se développent des bassins marécageux, parcourus de rivières méandriformes et dans lesquels s'accumulent de puissantes séries détritiques (Molasse d'eau douce inférieure) grâce à un taux élevé de subsidence. Suivant le

climat, se déposent successivement des marnes et grès bariolés, puis des marnes et grès gris à gypse.

Au **début du Miocène** (« Aquitanien »), les zones déprimées de la région couverte par la feuille correspondent encore à de vastes plaines d'inondation où se déposent grès et marnes bariolées ; ce n'est qu'au **Burdigalien** qu'une nouvelle transgression marine affectera le bassin de Bellegarde et les synclinaux jurassiens (Molasse marine supérieure). Il s'agit là des derniers dépôts tertiaires connus avant l'arrivée des glaciers quaternaires. Ces derniers laissent des dépôts reposant directement sur la molasse marine supérieure, ce qui représente une lacune d'une quinzaine de millions d'années.

Au **Pléistocène**, pendant l'**interglaciaire Riss-Würm**, le réseau hydrographique du Rhône et de ses affluents, essentiellement jurassiens ici, se creuse par incision fluviale jusqu'à un niveau inférieur à celui du Rhône actuel. Le réseau correspondant est mal connu, fossilisé sous les dépôts wurmiens et fortement affecté par les surcreusements glaciaires ultérieurs. Le paysage était très proche de l'actuel. Dans le bassin de Bellegarde, la vallée du Rhône entre Bange et Bellegarde n'existait pas car elle longeait le pied ouest du Vuache, le réseau Valserine était tel qu'aujourd'hui. Dans le bassin de Genève, aucun détail n'est connu. Le lac Léman était probablement plus étendu qu'aujourd'hui, avec quelques dépressions marécageuses dont celle de Confignon.

Au début du **Würm ancien**, une première avancée glaciaire attestée par la moraine de Confignon 2 (Reynaud, 1982). On ne connaît pas son extension en aval du bassin de Genève. Puis se produit un important retrait pendant lequel se forment des dépôts limniques connus sous le nom de « marnes à lignites » à Confignon 3 et Pont-Butin notamment.

Cet épisode tempéré est suivi d'une nouvelle avancée glaciaire qui n'aurait pas dépassé Genève vers l'aval et qui a déposé la grande nappe fluvio-glaciaire de l'« alluvion ancienne » *s.s.*, comblant les sillons sous-glaciaires du Genevois et les vallées interglaciaires du bassin de Bellegarde. Cette alluvion est ensuite recouverte par le glacier qui continue à avancer et y dépose sa moraine tandis qu'il la surcreuse jusqu'au substrat dans l'axe du lac. Le glacier atteint l'Est lyonnais (moraines internes). Cette avancée majeure est attribuée soit au Würm ancien (Arn, 1984), soit au Würm moyen (Reynaud, 1982).

Puis le glacier recule, sans se retirer très en amont. Le bassin de Bellegarde, libéré, est transformé en lac (complexe fluvio-glaciaire de Lancrans, étape 2 de la fig. 3). Dans le bassin de Genève, partiellement déglacé, un lac profond s'établit, où se dépose le complexe argilo-sableux de Soral-Morillon sous un climat de type boréal correspondant vraisemblablement aux interstades du **Würm moyen** (Reynaud, 1982).

Une dernière avancée glaciaire dépose une moraine sur les sédiments interstadias de Soréal. Elle ne dépasse pas ou peu le défilé de l'Écluse, étant essentiellement confinée au bassin de Genève. Cette avancée est probablement double car entrecoupée d'un épisode interstadaire à dépôts organiques (Cartigny ; Arn 1984). Elle se placerait vers la fin du Würm moyen.

Vient enfin la déglaciation générale, au cours de laquelle le glacier du Rhône va abandonner progressivement le bassin de Genève et dont les étapes sont illustrées figure 3.

ÉVOLUTION TECTONIQUE

(fig. 4, fig. 5 A - D : encart)

Dans le Jura, les éléments structuraux sont généralement observables à l'affleurement. Dans la plaine molassique, ils sont masqués et nécessitent une approche géophysique.

DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION DES STRUCTURES

Le domaine jurassien²

Le domaine jurassien est traversé du SSE vers le NNW par la faille complexe du Vuache et ses structures associées, qui le divisent en deux compartiments de style tectonique différent (Blondel, 1984; Guyonnet, 1988 ; Nussbaumer, 1995) :

- le *compartiment occidental* forme une région de plateaux. Il comprend du Sud au Nord les plateaux de Bellegarde et de l'extrémité orientale du Retord, de Giron-forêt de Champfromier et de Belleydoux-Orvaz-Mon-telet. Ces plateaux sont structurés en plis coffrés à charnières de type kink d'orientation NNE-SSW, associés ou non à des accidents longitudinaux. Ils sont recoupés par des accidents transverses ;
- le *compartiment oriental* est une région plissée, comprenant les systèmes anticlinaux chevauchants du Reculet et du crêt de Chalam.

La faille complexe du Vuache et les structures associées

La faille du Vuache est une structure de grande ampleur qui déborde largement le cadre de la feuille Saint-Julien-en-Genévois. La trace de ce linéament s'étend en effet depuis la cluse subalpine séparant les Bornes des Bauges jusqu'au front chevauchant du Jura sur la Bresse (Chauve *et al.*, 1980 ; Wildi *et al.*, 1991), reliant ainsi le front du Jura au front alpin (Signer et Gorin, 1995. Cf. aussi les feuilles géologiques à 1/250 000

² L'évolution tectonique de la partie jurassienne est développée dans un article de M. Donzeau *et al.* (à paraître).

Chalon-sur-Saône : Chiron *et al.*, 1987 ; Annecy : Debelmas *et al.*, 1979, et à 1/80 000 Saint-Claude).

Sur la feuille, la zone faillée du Vuache comporte trois segments qui sont, du Sud au Nord :

- le monoclinale de la montagne du Vuache, qui donne son nom à la faille ;
- le relais de failles Léaz-Champfromier³;
- les failles en échelon de la Haute-Crête.

• **Monoclinale de la montagne du Vuache.** Le monoclinale du Vuache, cartographié en 1891 par H. Schardt, a été étudié par T. Blondel (1984). Il comprend à l'affleurement des couches du Malm et du Crétacé inférieur à pendage de 40 à 70° vers l'Est. Le passage de l'accident sur le flanc occidental se traduit par plusieurs grands miroirs de faille verticaux en échelon senestre qui tranchent les formations récifales du Kimméridgien en de grandes falaises, dont l'une est visible au-dessus de l'entrée du tunnel autoroutier du Vuache en direction de Genève. Il induit des rejets tant verticaux qu'horizontaux importants :

- décalage vertical de 600 à 700 m, matérialisé par les marqueurs suivants : Urgonien du village d'Arcine (compartiment occidental) et limite Oxfordien/Kimméridgien (compartiment oriental) ;
- décalage senestre entre les structures à l'Est de la faille du Vuache et leurs homologues dans le relais de failles Léaz-Champfromier (chiffrage : cf. ci-après, p. 96).

• **Relais de failles Léaz-Champfromier.** Les limites de ce triangle montagneux sont les suivantes :

- pointe sud : rocher de Léaz ;
- limite orientale : accident complexe NNW-SSE, localement chevauchant, qui se suit depuis la montagne du Vuache jusqu'à la faille subméridienne de Foren-les Étrés. Il est visible à la décharge de Forens et passe par le col du Sac (Arikan, 1964 ; Blondel, 1984 ; Blondel *et al.*, 1988 ; Graezer, 1995 ; Guyonnet, 1987, 1988 ; Nussbaumer, 1995 ; Tripet, 1966 ; Vilpert, 1996 ; Wernli et Jaquet, 1972) ;
- limite occidentale (ou axe Léaz-Sandézanne) : abaissement du relief contre le plateau de Bellegarde. Sous les formations quaternaires qui recouvrent le plateau, elle rejoint au Nord-Ouest la faille courbe de la Sandézanne, cassure annexe à jeu vertical et décrochant senestre faisant apparaître le Trias (Meyer, 1995) ;
- limite nord : accident rétrochevauchant en tresse de Monnetier orienté NE-SW, qui relie les deux branches du système du Vuache et jalonne la limite entre Jura plissé et Jura « des plateaux ». Sa limite sud-ouest est marquée par une fracture dextre conjuguée de la faille de la Sandézanne.

³ Le terme « relais de failles » sera explicité plus loin, après la partie descriptive (p. 97-99).

Le relais de failles Léaz–Champfromier contient du Sud au Nord les écaillés du rocher de Léaz, l'anticlinorium complexe du Grand-Crêt-d'Eau, et plusieurs plis jusqu'à l'accident de Monnetier. Ces derniers correspondent tous, par delà la branche orientale de la faille du Vuache, à des structures décalées situées dans le compartiment oriental de la zone faillée (« Jura plissé »). Ce sont, du Sud vers le Nord :

- le synclinal de Menthières ;
- l'anticlinal de la montagne du Crêt ;
- le plateau du Ladai ;
- l'anticlinal faillé complexe du roc à l'Aigle.

Le **rocher de Léaz** comporte dans sa partie nord une série de trois plis écaillés hectométriques déversés au Nord-Ouest. Il est limité à l'Ouest par une faille SE-NW verticale formant falaise et prolongeant les miroirs de faille du Vuache. Sous le recouvrement superficiel, les écaillés paraissent buter à l'Ouest contre cet accident, tandis qu'à l'Est elles se coincent contre une faille dextre qui décale l'accident principal. Le rocher de Léaz forme la pointe méridionale de l'anticlinorium du Grand-Crêt-d'Eau. Avec ce dernier, il délimite le flanc ouest d'un anticlinal dont le flanc oriental est formé par la montagne du Vuache (Blondel *et al.*, 1988).

L'**anticlinorium du Grand-Crêt-d'Eau** constitue le cœur du relais de failles. Étudié au Sud par D. Guyonnet (1987), au Nord par J.P. Tripet (1966), il a fait l'objet d'une synthèse par C. Nussbaumer (1995). Cette structure sigmoïde senestre est bordée à l'Est par un synclinal écaillé à cœur berriasien jalonnant la branche orientale du Vuache. Au Nord-Est s'y associe la « faille senestre oblique du Sac » qui détermine une zone plissée étroite parallèle à l'accident principal. Le cœur de l'anticlinorium contient des plis sigmoïdes traversés par un système de fractures verticales conjuguées à bissectrice E-W. Le flanc occidental, affecté de plis en série inverse, se raccorde au **synclinal de Menthières** dont le flanc oriental, inverse également, traduit un déversement des deux structures vers l'Ouest (fig. 5 B et C).

À sa terminaison sud (Sorgia), le flanc occidental de l'anticlinorium du Grand-Crêt-d'Eau subit un pincement, une rotation axiale, une fracturation longitudinale et un écaillage contre le plateau de Bellegarde (fig. 5 D), en conformité avec un jeu senestre.

L'**anticlinal de la montagne du Crêt**, étudié par J.P. Tripet (1966), décalé en son milieu par un décrochement courbe, est une structure simple qui s'enchaîne avec le synclinal de Menthières. Ils butent tous deux au Nord-Est contre l'accident Vuache–Forens (branche orientale du Vuache). Il se raccorde au Nord par une torsion axiale faillée à l'anticlinal du roc à l'Aigle. Il est en contact abrupt à l'Ouest avec la dalle urgonienne subhorizontale du plateau du Ladai.

Le *plateau du Ladai* est une dalle urgonienne fracturée en un damier irrégulier de blocs par un réseau de cassures NNW et ENE (Loubat, 1963; Mage, 1983). Selon J.P. Tripet (1966) et R. Mage (1983) cette dalle, du fait de son épaisseur et de sa rigidité, ne s'est pas plissée. Elle s'est décollée au niveau des argiles hauteriviennes en une amorce de rétrochevauchement (vers le Sud-Est) sur l'anticlinal de la montagne du Crêt (fig. 5 B). Au Nord-Ouest, le plateau du Ladai est chevauché par l'anticlinal de Trias-Dogger de Communal : rétrochevauchement de Monnetier, marquant la limite nord-occidentale du relais de failles Léaz-Champfromier.

L'*anticlinal du roc à l'Aigle*, étudié par R. Copson (1984), est limité à l'Est par la branche orientale du système Vuache (accident Vuache-Forens) et au Nord-Ouest par l'accident en tresse de Champfromier-crêt de Chalam. Un réseau de failles dextres E-W induit une torsion axiale de N-S à NE-SW. La branche orientale du système Vuache le décale en senestre de son homologue, l'anticlinal du crêt de Chalam.

L'*amplitude du décalage senestre le long de la branche orientale du système du Vuache (décrochement Vuache-Forens)* peut s'apprécier par la correspondance entre les structures homologues situées de part et d'autre :

- le synclinal de Menthrières correspond au synclinal de Chézery-Forens-la Rivière (ou synclinal de la Valserine ; Jaquet, 1966 ; Vincienne, 1932a), fortement masqué par les formations superficielles et les glissements en masse (Koehn, 1970) (Valserine rive gauche) ;
- les anticlinaux de la montagne du Crêt et du roc à l'Aigle correspondent à celui du crêt de Chalam (Vilpert, 1996).

Dans les deux cas, le décalage senestre est de l'ordre de 2 km. C'était l'ordre de grandeur déjà proposé par certains auteurs (Graezer, 1995 ; Rigassi, 1977 ; Schardt, 1891). Un décalage vertical de 500 m peut se mesurer au niveau du contact Urganien/Hauterivien entre les synclinaux de Menthrières et de Chézery-Forens-la Rivière. C'est le compartiment ouest qui est surélevé, contrairement à ce qui se passe dans la région d'Arcine (cf. plus haut, p. 94).

L'*amplitude du décalage senestre le long de la branche occidentale (faille de la Sandézanne)* se mesure dans l'anticlinal de Trias (Meyer, 1995), ainsi qu'à la limite ouest de la feuille, où elle décale un accident antérieur d'orientation NNE. Le déplacement est de 500 m.

L'*amplitude totale du décalage senestre actuellement mesurable le long de la faille du Vuache* au Sud du relais de failles Léaz-Champfromier est plus important car il faut en plus tenir compte de la flèche du chevauchement de la Haute-Chaîne. En additionnant tous les décalages (le long des deux branches et la flèche de la Haute-Chaîne), on arrive à chiffrer le décalage senestre total à 6,5 km sur la feuille Saint-Julien.

• **Failles en échelon de la Haute-Crête.** Au Nord du relais de failles, à la Haute-Crête, des failles verticales en échelon senestre à décalage pluri-hectométrique se poursuivent vers le Nord (feuille Saint-Claude) en direction des Bouchoux. L'orientation NNW de ce système diverge d'avec celle, NNE, du chevauchement du crêt de Chalam. Entre les deux s'individualise le synclinal de la combe d'Évuaz, à cœur d'Urgonien et de molasse, partiellement masqué par des formations superficielles, chevauché sur son flanc oriental par les écailles du crêt de Chalam.

Les failles en échelon senestre de la Haute-Crête–Les Bouchoux forment l'annexe septentrionale du relais de failles Léaz–Champfromier. Plus au Nord, l'accident Vulvoz–Molinges prolonge la branche orientale de la faille du Vuache (fig. 6).

• **Interprétation structurale.** La faille du Vuache est une cassure du socle dont l'activité, enregistrée dans la sédimentation depuis les temps permocarbonifères⁴, est sporadique jusqu'à l'actuel (Amato, 1985 ; Blondel, 1984 ; Blondel *et al.*, 1988 ; Charollais *et al.*, 1983 ; Enay, 1966 ; Gorin *et al.*, 1993 ; Guyonnet, 1987 ; Krummenacher, 1970 ; Sambeth, 1984 ; Signer et Gorin, 1995).

De caractère senestre, elle présente, sur la feuille Saint-Julien, une disposition en « queue de cheval » : d'abord orientée NW-SE (montagne du Vuache), elle se divise en une branche orientale principale NNW décrochante senestre de 2 km (branche Vuache–Forens) et une branche occidentale subordonnée, de forme courbe NW puis WNW, décrochante senestre de 500 m (faille de la Sandézanne). À la division s'observent des plis sigmoïdes écaillés en décrochement senestre (Grand-Crêt-d'Eau). La limite nord-ouest rétrochevauchante (accident de Monnetier) relie les deux branches. Au Nord-Est, la branche orientale passe aux écailles chevauchantes du crêt de Chalam.

La branche orientale du système Vuache forme la **rampe latérale du chevauchement du crêt de Chalam** et la limite latérale de celui du Reculet, qui appartiennent de fait à la « nappe du Risoux–Haute-Chaine » (Aubert, 1971 ; Llac et Meurisse, 1971 ; Wildi *et al.*, 1991). Contrairement aux interprétations de W. Wildi *et al.* (1991) cependant, la faille de la Sandézanne ne passe pas au Nord à un « chevauchement de Belleydoux », mais s'infléchit vers l'Ouest et se poursuit sur la feuille adjacente Nantua (Mangold, levés inédits). Cela recule légèrement vers l'Est la limite de la « nappe du Risoux–Haute-Chaine », telle que postulée par W. Wildi *et al.* (1991). Le raccourcissement horizontal mesuré au crêt de Chalam (fig. 5 A) est du même ordre que le coulissement senestre le long de la faille Vuache orientale (2 km dans les deux cas). *Tout semble se passer comme s'il y avait blocage du jeu en décrochement senestre le long de la faille du*

⁴ Cf. « Description des terrains ».

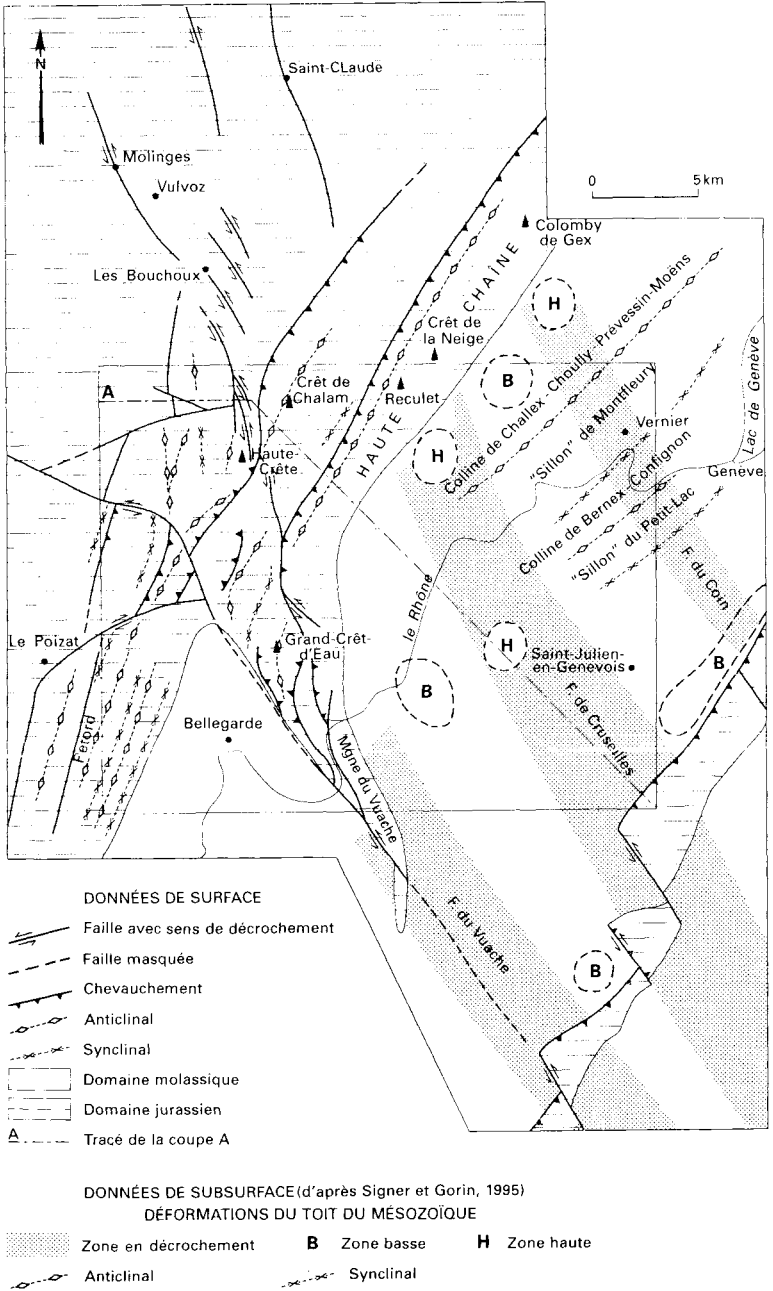


Fig. 6 - Schéma tectonique
(M. Donzeau)

Vuache et transfert, d'une part à la structure mineure de la branche occidentale (Sandézanne) et d'autre part, à la branche orientale et au chevauchement du crêt de Chalam. Le relais transpressif Léaz-Champfromier, siège d'une compression induite par le coulisement, effectue ce transfert. Ceci explique notamment la surélévation du Grand-Crêt-d'Eau, siège d'une compression induisant des plis et des écailles, par rapport au Vuache, siège d'un mouvement surtout coulissant (Nussbaumer, 1995).

Dans ce schéma, quelques incertitudes demeurent encore :

– quelle est l'organisation de la branche occidentale du système Vuache sous le recouvrement superficiel du plateau de Bellegarde ? S'agit-il d'un accident majeur de trajectoire « simple », relié à la faille de la Sandézanne (Nussbaumer 1995) ? S'agit-il au contraire d'un accident composite, formé par autant de lobes du relais transpressif ?

– quelle est la structure profonde de l'anticlinal de la montagne du Crêt ? Est-il, comme on l'observe en surface, rétrochevauché par le plateau du Ladaï ? Pourrait-il en profondeur, chevaucher le plateau du Ladaï, la structure de surface restant superficielle (fig. 5 B) ?

– l'accident de Monnetier est encore mal connu. Nous l'avons interprété comme un rétrochevauchement simple, responsable du décalage vertical important (1 000 m minimum) entre les compartiments ouest et est, ainsi que de la culmination anticlinale de Communal (fig. 5 B). M. Meyer (1995) privilégie une interprétation plus complexe impliquant l'inversion tectonique d'une structure distensive. D'abord, une distension (d'âge oligocène ?) individualiserait un horst faillé à l'emplacement futur de l'anticlinal de Communal. Lors de la compression, une inversion réactiverait le flanc ouest de ce horst en un rétrochevauchement important responsable du décalage vertical actuellement observé. Le flanc oriental serait ensuite réactivé en chevauchement faible, masquant le rétrochevauchement principal. C'est la trace de ce deuxième accident que traduirait de nos jours l'accident de Monnetier qui, dans cette interprétation, serait *chevauchant* (vers l'Ouest) et non rétrochevauchant (vers l'Est).

La faille du Vuache est ponctuée de relais, tels ceux de Léaz-Champfromier et de la Haute-Crête-Les Bouchoux. Ces relais dans la couverture sédimentaire, entre des portions de failles bien exprimées, indiquent probablement, au niveau du socle antémésozoïque, des discontinuités de l'accident. Ce dernier pourrait bien être disposé en échelon vertical senestre, sur une partie de son trajet au moins, à l'échelle de la chaîne du Jura.

Le compartiment oriental de la faille du Vuache : région plissée

Le compartiment oriental de la faille du Vuache comprend deux plis d'axe NNE chevauchants vers l'Ouest, séparés par un synclinal : d'Est en Ouest, les chevauchements du Reculet (ou de la Haute-Chaîne) et du crêt de Chalam. Ils sont limités à l'Ouest par la zone faillée du Vuache et sépa-

rés par le synclinal de Forens-la Rivière (ou synclinal de la Valserine, cf. ci-dessus) en grande partie masqué par des formations superficielles.

Le flanc est de l'anticlinal du crêt de Chalam, monoclinale, descend jusqu'à la Valserine.

Le chevauchement du Reculet forme l'ossature de la Haute-Chaîne. Son flanc oriental, en retombée monoclinale, s'ennoie sous la molasse du Genevois. La partie nord du flanc occidental est recouvert par le collapse de Lachat qui pourrait avoir une origine tectonique, au moins *pro parte* (Jaquet, 1966) (cf. p. 89).

• **Interprétation structurale.** Le profil ÉCORS (étude de la croûte continentale et océanique par réflexion et réfraction sismique) à travers le Jura et les Alpes, dont le trajet a traversé la Haute-Chaîne dans la feuille Saint-Julien, a permis de montrer que les plis de la Haute-Chaîne du Jura sont induits par des failles peu pentées, ou rampes, enracinées au toit du socle (Guellec *et al.*, 1990). Le décollement socle/couverture serait favorisé par le comportement ductile du Trias gypsifère. La coupe (fig. 5 A) permet de chiffrer le raccourcissement horizontal induit par le jeu de ces rampes de respectivement 4 km (Reculet) et 2 km (crêt de Chalam).

Ces deux chevauchements s'amortissent contre la faille du Vuache, qui forme la rampe latérale de ces structures.

Le Salève, effleuré par le coin sud-est de la feuille Saint-Julien-en-Genevois, résulte du même type de déformation. Sa position paraît liée à un haut-fond du socle (Gorin *et al.*, 1993). Il n'est cependant pas limité latéralement par la faille du Vuache, mais décalé en jeu senestre à la Balme de Sillingy (feuille Seyssel).

Le compartiment occidental de la faille du Vuache : région des plateaux

Le compartiment occidental de la faille du Vuache consiste en plusieurs plateaux séparés par des accidents décrochants qui délimitent, du Sud vers le Nord, les plateaux de Bellegarde et de la terminaison orientale du Retord, de Giron-forêt de Champfromier et de Belleydoux-Orvaz-Montelet.

La déformation consiste en une succession d'anticlinaux et de synclinaux à sommet plat, étroits et rectilignes, d'axe NNE à N-S, qui se raccordent entre eux par des flancs raides parfois déversés vers l'Ouest ou faillés, à charnières en kink.

• **Plateau de Bellegarde.** Le plateau de Bellegarde est une dalle calcaire urgonienne subhorizontale, déterminant une zone basse entre les reliefs de la faille du Vuache à l'Est et ceux du Retord à l'Ouest.

• **Plateau du Retord.** Seule son extrémité orientale concerne la feuille. Il contient quatre plis qui se raccordent en « marches d'escalier » au plateau de Bellegarde. Il est limité au Nord, au niveau de la Semine, par la faille dextre de Trébillet qui fait apparaître le Dogger et le sépare du plateau de Giron.

La faille ENE de Trébillet (« faille de la forêt du Moment » ; Bienfait 1981) se greffe vers l'Ouest (feuille Nantua ; Mangold *et al.*, à paraître), sur un accident NNE au niveau du Poizat (Bienfait, 1981 ; Enay, levés inédits). Elle est interrompue à l'Est par la faille de la Sandézanne. À son extrémité orientale, le collapse de Montanges, masse glissée de Malm reposant sur la dalle urgonienne, est interprété (Hutin, 1966) comme le décroiffement de l'anticlinal de Ruty. Le mécanisme serait lié au jeu conjoint de la faille de Trébillet et du rétrochevauchement de Monnetier.

• **Plateau de Giron–forêt de Champfromier.** Le plateau de Giron–forêt de Champfromier est recoupé par la faille de la Sandézanne.

Dans sa *partie méridionale*, (Hutin, 1966), il s'inscrit entre les accidents décrochants respectivement dextre et senestre de Trébillet au Sud et de la Sandézanne au Nord. À l'Est, il est chevauché par l'anticlinal de Ruty (Meyer, 1995). Sa limite ouest est soulignée par un double accident d'orientation NNE qui chevauche un pli à cœur de Crétacé inférieur déversé vers l'Ouest, bien développé sur la feuille Nantua (Mangold, levés inédits). Le plateau consiste en deux plis assez larges recoupés par un réseau conjugué de failles répliques des deux principales. Le synclinal de la combe du Collet, dans la partie est du plateau, est localement déversé vers l'Ouest, sous le chevauchement de Ruty.

Dans sa *partie septentrionale*, il se limite au Sud à la faille de la Sandézanne et au Nord à l'accident dextre ENE Semine–Orvaz, de même famille que celui de Trébillet. Il bute à l'Est contre le système faillé du Vuache et à l'Ouest contre l'accident NNE bordier du plateau de Giron sud, décalé de façon senestre par la faille de la Sandézanne. La faille Semine–Orvaz induit un décalage dextre d'environ 500 m, mesuré entre les anticlinaux d'Orvaz et de la roche Fauconnière. Elle bute à l'Est contre le système Vuache et s'ennoie à l'Ouest sous des formations superficielles (feuille Nantua) où elle paraît interrompue par le prolongement de la faille de la Sandézanne (Mangold, levés inédits). Le plateau consiste en quatre plis localement déversés vers l'Ouest. Le synclinal de Cottin, structure pincée formée par deux kinks conjugués et faillés, sépare les deux anticlinaux amples du plateau de Champfromier. Au Sud-Est, l'anticlinal de Communal d'axe nord-est (lié au rétrochevauchement de Monnetier) est transverse aux structures du plateau.

• **Plateau Belleydoux–Orvaz–Montelet.** Le plateau Belleydoux–Orvaz–Montelet, limité au Sud par l'accident dextre Semine–Orvaz et à l'Est par

les failles en échelon de la Haute-Crête, consiste en quatre plis : d'Est en Ouest, un petit anticlinal bordant les failles de la Haute-Crête, le synclinal du Montelet, l'anticlinal d'Orvaz et le synclinal de Gobet. Le synclinal de Gobet et l'anticlinal d'Orvaz sont séparés par l'accident de Belleydoux, dont l'importance est mal connue : s'agit-il d'une rampe chevauchante enracinée au toit du socle (Wildi *et al.*, 1991), d'une faille oligocène inversée, d'une cassure mineure à la retombée de l'anticlinal d'Orvaz ? La dernière interprétation est retenue à la coupe de la fig. 5 A. Le plateau se poursuit vers l'Ouest par une dalle de calcaires Tithoniens.

• **Interprétation structurale de la région des plateaux.** Sur le territoire de la feuille Saint-Julien-en-Genevois, trois directions structurales interviennent dans le plissement et/ou le découpage des plateaux :

- NNE : axes du plissement général et des grands accidents longitudinaux ;
- ENE : failles dextres de Trébillet et de la Semine-Orvaz ;
- WNW : faille senestre de la Sandézanne.

Le plissement des plateaux présente deux formes :

- des plis superficiels en kink dus à des glissements banc sur banc. Ces plis, facilités par des horizons marneux tels ceux du Purbeckien ou de l'Hauterivien, disparaissent généralement en profondeur. D'amplitude décimétrique, avec une continuité axiale variant de l'hectomètre à quelques kilomètres, ils présentent généralement un caractère de symétrie ;
- des plis dont l'emplacement et la géométrie sont induits par des accidents NNE de couverture. Ils s'interprètent comme d'anciennes failles normales d'âge oligocène, réactivées en failles inverses lors de la compression alpine (« plis-failles » de L. Glangeaud, 1944, 1947 ; Bienfait, 1981). Leurs propriétés géométriques de surface sont semblables à celles des plis superficiels, mais d'amplitude plus grande et soulignés par des accidents NNE. Plus ou moins fortement déversés ou chevauchants vers l'Ouest, leur continuité axiale peut atteindre 10 km.

La *fracturation transverse* est régie par les directions ENE et WNW. Les failles dextres de Trébillet et de la Semine-Orvaz sont des accidents verticaux de faible continuité axiale, reliant des accidents plus importants (système Vuache, accidents NNE). Elles induisent cependant des déformations de forte intensité et correspondent à la conjuguée dextre de la famille senestre représentée par la faille de la Sandézanne. Ce système conjugué à bissectrice E-W s'observe au Grand-Crêt-d'Eau, aux anticlinaux de la montagne du Crêt et du roc à l'Aigle, dans la région des plateaux (Giron sud, Belleydoux-Orvaz-Montelet). Il est plus discret dans les plis de la Haute-Chaîne.

Le domaine de la plaine molassique

La plaine molassique, largement masquée par les formations quaternaires, montre peu d'affleurements du substratum. Les recherches menées pour le pétrole et la géothermie nous permettent d'accéder à la subsurface : les données de la géophysique (profils de sismique-réflexion continue, tirés par Esso-Rep, Elf-Aquitaine Production, SNEA(P), Triton-France, Coparex, RWE-DEA), étalonnées par les affleurements et les grands sondages, donnent une image de la structure profonde du Genevois (Gorin *et al.*, 1993 ; Signer et Gorin, 1995).

L'architecture tectonique du Genevois est régie par deux directions principales, SW-NE et SE-NW (fig. 6). Ces directions dans la couverture, héritées de structures du socle anté-alpin, coïncident en profondeur avec des linéaments permo-triasiques. Elles ont joué jusqu'à l'actuel.

• La **direction SW-NE** est celle du Salève et de la Haute-Chaîne et plus au Sud-Est (hors de la feuille), celle du chevauchement frontal alpin. Dans le socle, elle correspond à l'allongement de demi-grabens permo-triasiques. Dans la couverture, sous les formations quaternaires, elle souligne des flexures de faible amplitude. Les hauts forment les collines molassiques typiques du paysage genevois (Paréjas, 1938b) : ce sont du Nord-Ouest vers le Sud-Est, les quatre structures suivantes :

- colline de Challex-Chouilly-Prévessin-Möens ;
- « sillon » de Montfleury ;
- colline de Bernex-Confignon ;
- « sillon » du Petit-Lac.

• La **direction SE-NW** est celle des grands décrochements senestres (faille du Vuache), dont la continuité se suit en subsurface et qui forment des hauts structuraux dans les séries mésozoïques. Sur le schéma tectonique de la fig. 6, ce sont d'Ouest en Est : les failles du Vuache, de Cruseilles et du Coin. Les affleurements de molasse sont hachés par de petites fractures-répliques des grands décrochements (Paréjas, 1938b).

Si la faille du Vuache marque d'une forte empreinte le paysage jurassien, les autres ont une expression plus discrète. Ils pourraient être responsables des culminations topographiques dans la Haute-Chaîne : Reculet, crêt de la Neige (faille de Cruseilles), Colomby-de-Gex (faille du Coin).

ÉVOLUTION STRUCTURALE

L'évolution structurale est dominée par celle du système Vuache qui constitue un élément permanent de l'histoire post-varisque locale. Celle-ci peut se résumer comme suit (pour la partie jurassienne, cf. Blondel *et al.*,

1988 et Nussbaumer, 1995 ; pour la molasse, cf. Gorin *et al.*, 1993 ; Paréjas, 1938b ; Rigassi, 1957 ; Schroeder, 1957 ; Signer et Gorin, 1995) :

– *jeu précoce synsédimentaire des grands accidents NW-SE*, dans un contexte distensif E-W à NW-SE (rifting alpin) ;

– *au Paléocène-Eocène*, dans le Jura, amorce de bombements dans un contexte compressif d'orientation mal connue⁵ : exondation, érosion plus au moins complète du Crétacé supérieur, karstification à remplissages sidérolitiques des calcaires urgoniens et même kimméridgiens. Ébauche du Salève : les sables sidérolitiques éocènes reposent sur l'Urgonien et l'Hauterivien déjà plissés (Paréjas, 1937, 1938b). Le pli du Vuache était amorcé, comme l'atteste le paléopendage du Crétacé inférieur encaissant une poche de grès sidérolitique (reconnue lors du percement des galeries de l'autoroute A 42 ; Bienfait, *in* Blondel, 1984). Suite à l'érosion paléocène-éocène, la molasse se déposera sur des substrats variés ;

– *à l'Oligocène*, néoformation (?)⁶ de failles normales sub- N-S, en régime distensif E-W, deuxième épisode de remplissages sidérolitiques, ébauche du bassin molassique ;

– *à partir du Miocène inférieur*⁷ (*post-Burdigalien*) jusqu'à l'actuel, régime compressif SE-NW (orogénèse alpine), responsable des structures suivantes :

• **Bassin molassique**

– émergence précoce du Salève ;

– tronçonnement du Salève par les grands accidents senestres (failles du Vuache, de Cruseilles, du Coin,...) encore actifs actuellement ;

– formation de plis de couverture parallèles aux grands chevauchements : « reliefs molassiques » du Genevois.

• **Jura**

– jeu décrochant senestre, localement inverse, de la faille du Vuache et fonctionnement du relais transpressif Léaz–Champfromier probablement sur une discontinuité de la faille au niveau du socle. Formation de la montagne du Vuache et « virgation de la Haute-Chaîne » ;

– le décrochement du Vuache s'accompagne de l'émergence des plis de rampe de la Haute-Chaîne, pour lesquels il forme une rampe latérale ;

⁵ Une compression éocène N-S a été reconnue dans la partie centrale du Jura externe (Homberg *et al.*, 1994).

⁶ Selon C. Homberg *et al.* (1994), certaines fractures oligocènes seraient des réactivations de failles issues de la compression éocène.

⁷ L'âge précis de la déformation principale est encore sujet à débat : déformation miocène ou plio-pléistocène ? (Jouanne *et al.*, 1995). Pour Y. Rangheard *et al.* (1990), une régression marine à la fin du Burdigalien est probablement liée au soulèvement du Jura. En tout état de cause, les premières déformations sont apparues dès l'Éocène.

– la région des plateaux est le siège d'un plissement flexural de style kink dû au rejeu inverse des failles oligocènes, accompagné du plissement pelli-culaire de la couverture ;

– des fractures conjuguées à bissectrice E-W décalent les structures plis-sées.

Les affleurements de molasse perchée indiquent que le relief du Jura s'est formé dans les 20 derniers millions d'années.

L'activité sismique de la faille du Vuache se poursuit encore aujourd'hui (Amato, 1988 ; Blondel *et al.*, 1988 ; Dorel *et al.*, 1983).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'évolution structurale de la région concernée par la feuille Saint-Julien-en-Genevois s'intègre dans une histoire plus vaste concernant le Jura et la plaine molassique. Ces deux régions appartenant à l'avant-pays alpin, leur structuration dépend *in fine* de l'orogénèse alpine.

Celle-ci commence par une *phase d'extension* (rifting, puis océanisation) débutant dès le Trias et se poursuivant jusqu'au Crétacé.

Vient ensuite une *phase de compression*, aboutissant à la fermeture de l'océan alpin, puis à la collision de ses bordures au Crétacé supérieur. Les structures distensives précédentes sont reprises en compression (tectonique d'inversion ; Lemoine, 1984).

Au front du relief alpin se développe le bassin molassique (Mugnier, 1984, Mugnier et Vialon, 1986), rattrapé par la compression alpine après le Burdigalien (Miocène inférieur).

La compression se fait sentir dès l'Éocène, avec le paroxysme au Miocène⁸. La région est encore actuellement soumise à un champ de contraintes compressives.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Elle est régie par la rémanence du système compressif alpin, responsable de phénomènes néotectoniques : activité sismique, mouvements topogra-phiques (mesurés par comparaisons des points de nivellement dans le temps), déformations des terrains quaternaires.

Sur le plan *sismique*, la compression alpine génère une activité histo-rique et actuelle (Amato, 1983, 1988 ; Blondel *et al.*, 1988 ; Dorel *et al.*, 1983 ; Pavoni, 1975, 1983 ; Sambeth, 1984 ; Sambeth et Pavoni, 1988).

⁸ Sur l'âge de la déformation principale, cf. « Évolution structurale ».

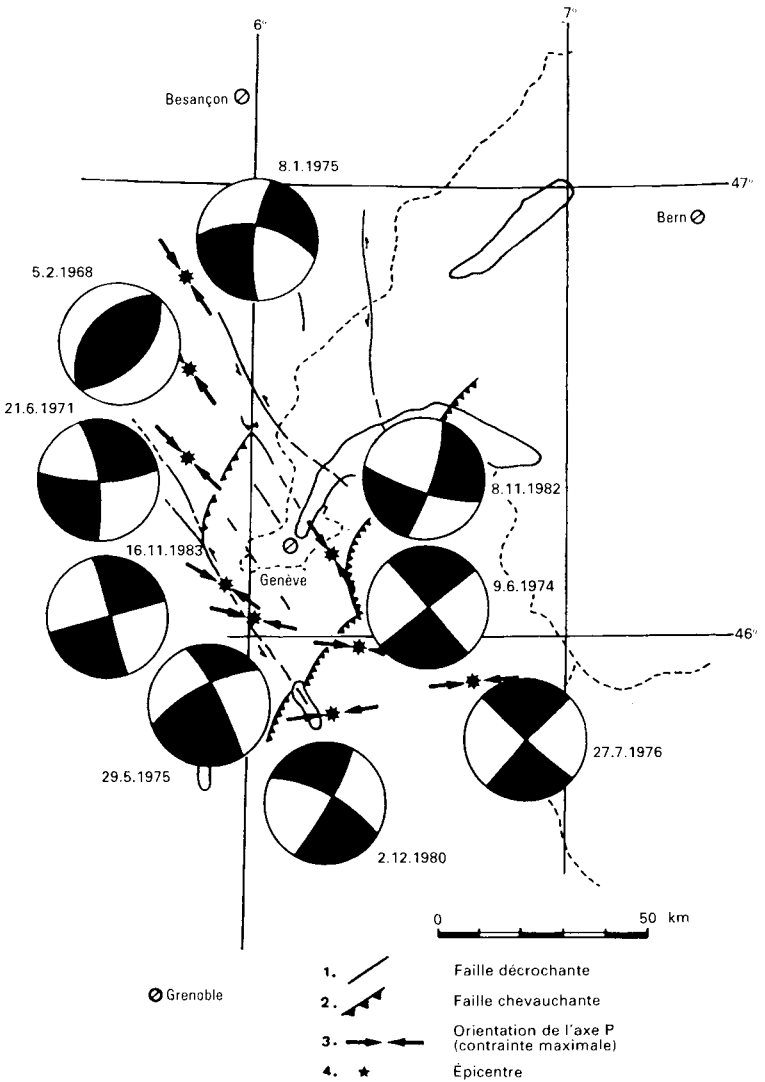


Fig. 7 - Localisation et mécanismes au foyer des séismes ressentis dans la région genevoise durant les vingt dernières années (d'après Sambeth, 1984)

E. Amato (1988) a répertorié 150 séismes de 1322 à 1988. Les mécanismes au foyer de 10 séismes de magnitude 2,6 à 4,4 ont été analysés par l'université de Grenoble et l'École polytechnique de Zurich (fig. 7 et tabl. 1). Les épïcêtres, peu profonds (2 à 5 km), sont principalement distribués sur les fractures décrochantes NW-SE : failles du Vuache et de l'Arve. Cette dernière, située sur la feuille Annemasse, a bougé le 3 mai 1984 dans la région de Bonneville. Celle du Vuache a récemment bougé deux fois : le 9 avril 1995 à Léaz (magnitude 1,8 ; F. Thouvenot, communication écrite) et le 15 juillet 1996 dans la région d'Annecy (magnitude 5,2). L'étude des mécanismes au foyer indique un jeu en décrochement senestre. Un séisme a été ressenti à Genève le 14 décembre 1994 et des dégâts dans les immeubles ont été constatés à La Clusaz en Haute-Savoie. La direction de raccourcissement obtenue par l'étude des mécanismes au foyer tourne de NNW-SSE au Nord à E-W au Sud.

Date	Heure (GMT)	Lat. N degr.	Long. E degr.	Magnitude ML	Axe P Az/Incl	Axe T Az/Incl	Profondeur estimée (km)
05.02.1868	02:28:49	46,60	5,80	3,5	134/07	314/83	?
21.06.1971	07:25:29	46,40	5,80	4,4	315/32	54/14	1 à 6
09.06.1974	00:18:09	45,98	6,35	3,6	276/00	6/00	5
08.01.1975	09:12:45	46,80	5,78	3,7	146/24	238/04	0
29.05.1975	00:32:39	46,04	6,02	4,2	106/06	199/23	0
27.07.1976	17:51:56	45,90	6,70	3,1	265/00	355/00	0
02.12.1980	05:58:14	45,83	6,28	4,3	258/13	167/07	1 à 10
08.11.1982	13:02:33	46,15	6,27	3,8	320/13	49/00	10
16.11.1983	00:02:42	46,02	5,98	2,3	124/00	34/00	5 à 10
16.11.1983	00:27:58	46,03	5,96	2,6	124/00	34/00	

Tableau 1 - Séismes récents de la région genevoise (mécanismes au foyer) (d'après Sambeth, 1984) ; profondeurs estimées d'après F. Thouvenot

La **comparaison des points de nivellement** (Jouanne *et al.*, 1995) montre des soulèvements actuels dans le Jura interne et le Salève (2 mm/an). Ils sont interprétés comme résultant du déplacement horizontal des rampes chevauchantes de la Haute-Chaîne et du Salève (respectivement de 4 et 2 mm/an). Il y a subsidence active (maximale près d'Annecy) le long de la faille du Vuache, avec abaissement relatif du compartiment sud.

Des **fractures récentes** s'observent dans des formations interglaciaires stratifiées du Würm, notamment dans les carrières de sables et graviers de Lancrans (Est de Bellegarde) et de la Balme-de-Sillingy (carte Seyssel), jalonnant la faille du Vuache. On y observe des fractures normales ou inverses d'orientation 130° à 150°, parallèles à la faille du Vuache, interprétées comme montrant son rejeu récent. À Lancrans, des directions 20° à 40° (parallèles aux chevauchements de la Haute-Chaîne) existent également. Il convient cependant d'être prudent lorsqu'il s'agit d'évaluer la déformation tectonique de dépôts glaciaires récents, non entièrement consolidés (Delaunay et Rampoux, 1981). Les arguments de continuité verticale des fractures à travers les sédiments, d'orientation (parallèlement aux accidents du Vuache ou de la Haute-Chaîne), de position (près d'un accident majeur : à la Balme-de-Sillingy, les fractures s'atténuent à 10-

15 m de l'accident), de jeu parfois inverse à rejet cumulé important, militent tous en faveur de l'origine tectonique de la déformation (Delaunay, 1977 ; Lozes, 1977). Car on connaît à Lancrans des failles normales dues à la fusion de poches de glace fossile (Goguel, 1943), déformations dont la morphologie diffère de celles d'origine tectonique.

Dans le Nord-Ouest de la feuille (fig. 4), au ravin des Étrés (lieu-dit Pierre-Longue), des aiguilles de calcaires berriasiens forment un relief aigu. Hautes de plusieurs dizaines de mètres, intimement fracturés en blocs décimétriques à métriques, elles jalonnent la branche orientale de la faille du Vuache (Vilpert, 1996), au Nord de l'accident de Monnetier. L'aspect fragile de cette « mylonite », prête à s'écrouler, suggère une tectonique récente.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RISQUES NATURELS

Mouvements de terrain

Les mouvements de terrain menacent surtout les pentes dominant le Rhône et la berge orientale de la Valserine. Ils sont mobilisés par les horizons lithologiques meubles ou tendres.

Horizons géologiques à risque de glissement potentiel

Dans le Jura, des horizons argileux, marneux ou marno-calcaires constituent des zones à risque potentiel de glissement, en raison de leurs caractéristiques mécaniques et de leur capacité à retenir l'eau (horizons imperméables). Ce sont, de la base vers le sommet :

- marnes du Lias moyen et supérieur ;
- marnes à petites huîtres (Bajocien) ;
- marnes et marno-calcaires de l'Oxfordien inférieur et moyen (Marnes à *C. renggeri*, formations Effingen–Geissberg). Elles constituent le principal horizon à risques ;
- marnes du Purbeckien ;
- marnes de l'Hauterivien inférieur ;
- marnes du Crétacé supérieur ;
- formations glaciaires du bassin de Bellegarde et de la vallée du Rhône.

Dans la plaine genevoise, le glaciaire de composition argileuse (moraines limono-argileuses, argiles de fonte glaciaire), déposé sur les pentes du substratum rocheux (et la zone de contact glaciaire/substratum), constitue le risque de glissement.

Glissements anciens

Ce sont des manifestations spectaculaires de l'érosion ayant accompagné le retrait des glaciers wurmiens. Les plus remarquables se situent sur la commune de Chézery. Ils mobilisent le marno-calcaire du Jurassique moyen et supérieur.

Des mouvements étendus se sont produits également dans la couverture quaternaire, sur les pentes de molasse (Choudans, sur le flanc oriental de la Haute-Chaîne ; Raclaz au Sud de Vulbens, au pied du flanc oriental du Vuache) et du Jurassique marneux (Langarde au Sud de Chézery, dans la vallée de la Valserine).

Les glissements anciens sont en général stabilisés.

Glissements récents

Dans le Jura, ils sont nombreux dans le glaciaire qui recouvre la molasse entaillée par le Rhône entre Bellegarde et le défilé de l'Écluse. Certains causent des désordres sur les routes (combe Gerle à l'Est de Vanchy, Grésin, les Népliers) et à proximité d'habitations (Léaz).

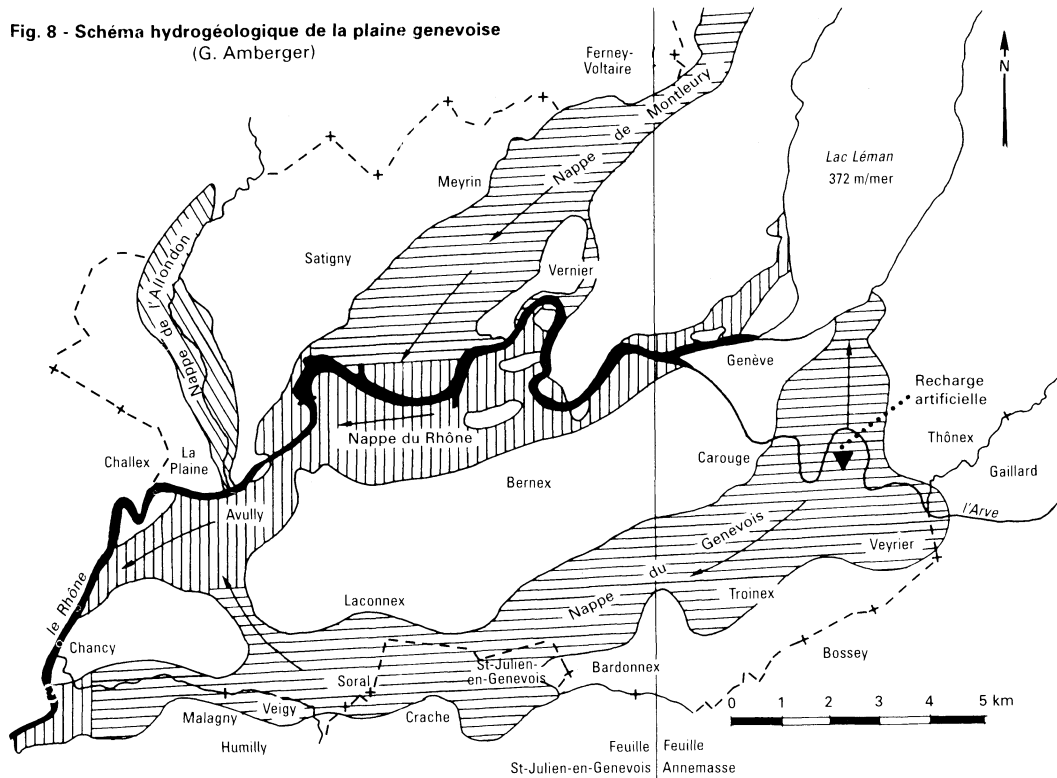
Dans le bassin lémanique, les mouvements sont plus diffus dans les formations glaciaires variées et épaisses : pied du Jura, vallées des cours d'eau (Rhône et Allondon).

Les communes de Collonges, Farges et surtout Pougny sont touchées par des glissements actifs qui se développent dans des terrains sablo-argileux peu consistants et souvent saturés en profondeur. Ils créent de nombreux désordres sur les routes et dans les constructions. La voie ferrée Lyon-Genève fait l'objet de travaux de confortement importants depuis une vingtaine d'années au droit d'un glissement profond (20 m d'épaisseur) à l'Est de Pougny. Sur la rive gauche du Rhône, le village de Chancy est atteint. L'instabilité des terrains proches du Rhône est attribuée à la diminution du débit solide du fleuve sous l'effet des barrages hydroélectriques de Verbois et Chancy-Pougny et des dragages de l'Arve.

Éboulements, chutes de rochers

Épisodiques au pied des falaises élevées et fracturées, ils menacent les voies de communications (défilé de l'Écluse, falaise occidentale du Vuache, vallée de la Valserine). Un éboulement rocheux ancien s'est produit au Sud-Est de Baumont (bois des Fées) au pied du Salève.

Fig. 8 - Schéma hydrogéologique de la plaine genevoise
(G. Amberger)



Risques d'inondations

Dans le Jura, des coulées torrentielles se produisent en rive gauche de la Valserine, entre Forens et la Rivière. Les ravins abrupts ou encaissés qui se développent dans des formations peu consistantes (glaciaire, éboulis, marnes de l'Oxfordien) sont le siège de crues qui transportent des matériaux en grande quantité. Certaines coulées torrentielles, par la soudaineté de leur apparition et leur violence, constituent une menace pour les riverains et sont toujours responsables de dommages importants. Une coulée historique de blocs a détourné la Valserine de son cours actuel, en aval du village de la Rivière (Graezer, 1995).

Dans le Genevois, la plaine de l'Aire à Genève a été souvent inondée. L'Aire se jette dans l'Arve, près de sa jonction avec le Rhône. Dès 1930, elle a été canalisée de Saint-Julien jusqu'au Verjus près de Lancy. L'urbanisation régionale et la construction de l'autoroute A 40, ont considérablement augmenté la surface de reprise des eaux pluviales et les pointes d'orages ont provoqué des inondations. Le canal s'est trouvé sous-dimensionné. Un déversoir d'orage, raccordé à une galerie souterraine située sous Onex, permet une restitution directe au Rhône.

Risque sismique

Le risque de tremblements de terre se localise principalement près des deux grandes directions tectoniques : NW-SE (décrochements du Vuache, de Cruseilles, du Coin, de l'Arve) et également, mais avec une fréquence moindre semble-t-il, NE-SW (chevauchements du Salève, Haute-Chaîne).

RESSOURCES EN EAU

Bassin genevois

Dans le bassin genevois, l'extension des nappes souterraines principales est dictée par la morphologie du toit de la molasse à la fin du Tertiaire. En particulier, les nappes d'eau sont contrôlées par la géométrie des sillons : les anciens talwegs peuvent atteindre la cote 300 m. Les nappes ont des axes SW-NE sauf celle de l'Allondon qui est NW-SE. Elles sont jalonnées par les localités suivantes (fig. 8) :

- nappe dite de Montfleury : aéroport de Genève-Cointrin, Vernier, Peney ;
- nappe du Rhône : Verbois, Avully, Chancy ;
- nappe du Genevois : Carouge, Troinex, Soral, Veigy, Athenaz ;
- nappe de l'Allondon : Malval, la Plaine.

Dans la topographie, les sillons sont peu marqués, étant presque entièrement comblés par les formations glaciaires quaternaires. Les aquifères

les plus productifs sont des graviers sableux à lentilles de sable, limons et argiles à blocs. Localement, ils comportent des niveaux à ciment de calcite donnant des bancs de poudingues. La perméabilité de Darcy est ainsi très variable : en moyenne elle s'élève à $1-2 \cdot 10^{-3}$ m/s mais peut atteindre $5 \cdot 10^{-7}$ à $3 \cdot 10^{-2}$ m/s.

Depuis le siècle passé la formation aquifère est dénommée « alluvion ancienne » bien qu'on y trouve de nombreux cailloux striés d'origine glaciaire. Ce n'est donc pas une véritable formation fluviatile (cf. p. 67). Elle est généralement recouverte par des argiles qui diminuent l'infiltration efficace des eaux météoriques, mais présentent l'avantage d'une protection naturelle, en cas de fuites de produits pétroliers ou de pesticides agricoles.

Les nappes d'eau souterraine principales utilisées pour l'eau potable sont les suivantes.

Nappe du Genevois

Elle s'étend du quartier des Eaux-Vives à Genève jusqu'à Veigy (Haute-Savoie) et passe par Carouge, Troinex, Arare, Perly, Saint-Julien. D'une longueur de 15 km, sa largeur varie entre 1,5 et 5 km. L'épaisseur de la zone saturée est de 10 à 40 m. De Genève à Veigy, le gradient hydraulique n'est que de 0,4 ‰. Elle est utilisée par 6 puits en Haute-Savoie et 12 puits en Genevois. Certains de ces ouvrages ont des capacités de pompage de 100 m³/h.

À la suite d'une surexploitation dans les années soixante, les quantités pompées ont dépassé les apports naturels (infiltrations de l'Arve et du pied du Salève, identifiées par les teneurs en oxygène 18 de l'eau souterraine). Un abaissement de la nappe de plus de 8 m a été constaté. Plusieurs puits ont été dénoyés. Pour faire face à cette situation, le préfet de la Haute-Savoie et le gouvernement genevois ont adopté la recharge artificielle. Une station a été construite à Vessy en bordure de l'Arve où l'eau de la rivière est désablée, flocculée, filtrée et désinfectée. Cette eau de qualité est infiltrée vers la nappe par un réseau de drains inversés de 5 km de développement. La station, mise en service en 1980, permet un apport artificiel de 200 m³/h. Pour 1994, les prélèvements sont les suivants : Genève 13,8 Mm³, Haute-Savoie 2 Mm³, total 15,8 Mm³, apports artificiels 7,8 Mm³. La nappe reste stabilisée à 372 m.

Nappe d'accompagnement du Rhône

Elle s'étend de Vernier au fort de l'Écluse. Son niveau moyen a été très perturbé par les constructions des barrages hydroélectriques sur le fleuve. À Verbois le niveau de la nappe s'est élevé par le bief amont de 15 m, créant ainsi une recharge artificielle imprévue. À Chancy-Pougny le niveau s'est élevé de 3 m et à Pougny-l'Estournel le remous du barrage de

Génissiat est perceptible. Le comportement actuel de la nappe est particulier : en période sèche, la totalité des eaux du fleuve sont turbinées et les déversoirs de crues sont fermés. Elle atteint alors son niveau maximum. En période pluvieuse, déversoirs ouverts, le niveau des biefs baisse ainsi que celui de la nappe. La production par sept puits d'eau industrielle est utilisée en grande partie par le Centre européen de recherche nucléaire (CERN). Le volume capté annuel est de 6 Mm³.

Nappe de l'Allondon

Elle débute à la confluence de l'Allemogne. En aval, la rivière alimente la nappe à travers les alluvions récentes reposant sur l'« alluvion ancienne ». La nappe n'est exploitée qu'en période sèche, par le puits de Russin. En 1994, 0,3 Mm³ ont été prélevés.

Aquifères locaux

Plusieurs aquifères locaux sont liés au fluvio-glaciaire du retrait wurmien. Le plus étendu est dans le delta de Soral, Laconnex, Cartigny, Avusy. À Ternier (Saint-Julien), dans les formations du même type, la nappe est captée par trois puits. À Chancy, l'aquifère local a pour siège les alluvions de terrasse du Rhône. Sur les flancs nord du Vuache et du mont de Sion, 26 sources sont captées par les communautés locales de Dingy-en-Vuache jusqu'au Chable.

Jura


Dans les montagnes du Jura, les caractéristiques hydrogéologiques sont déterminées par la nature essentiellement calcaire, fissurée et karstifiée, très perméable, des formations ; par la structure plissée et faillée, donc très compartimentée ; par le relief très accidenté. Les formations glaciaires et fluvio-glaciaires, en placages sur les autres formations, jouent un rôle important. Le climat de moyenne montagne préserve les précipitations abondantes (1 500 à 2 000 mm/an dont une part sous forme de neige), réparties tout au long de l'année.


Hydrologie et relief

Le secteur n'est traversé que par trois cours d'eau importants. Ils s'écoulent dans des vallées profondes sur 500 à 1 000 m de dénivelée. Ils s'écoulent globalement vers le Sud et constituent ainsi les drains des unités hydrogéologiques, soit indirectement en recevant les ruisseaux issus des exutoires perchés, soit directement par les sources qui sortent au fond de leurs vallées. Ce sont :

	Stratigraphie	Puissance	Lithologie	Observations
	Dépôts glaciaires et fluvio glaciaires (argiles à blocs, graviers, galets) en plaques sur les autres formations (puissance 0 à 40-50 m)			
	Tertiaire Turonien Cénomanién Albien	0 à 40-50 m	Grès, marnes, calcaires, molasses en niveaux de 2 à 15 m de puissance	En lambeaux préservés par l'érosion sur le calcaire urgonien ou en cœur de synclinaux
	Sommet de l'Urgonien érodé et karstifié (émersion anté-albienne)			
	Barrémien inférieur, Hauterivién supérieur et moyen	100 à 130 m	Calcaire, dont environ 70 m de calcaires massifs du faciès urgonien (Barrémien inférieur)	
	Marnes d'Hauterive Hauterivién inférieur et Valanginién supérieur	100 m	Plusieurs niveaux de 10 à 20 m de puissance, alternativement calcaires et marneux	
	Valanginién inférieur, Berriasien, Tithonien Kimméridgien, sommet de l'Oxfordien	500 à 600 m	Calcaires	Quelques niveaux de marnes (10 à 20 m) au Valanginién inférieur et au Tithonien (marnes de Vions, Purbeckien)
	Oxfordien supérieur	170 m	Alternances de marnes et de calcaires	
	Bathonien moyen et Bajocién	250 m	Calcaires	Un niveau marneux (10 m) : Bajocién moyen
	Lias		Argiles et marnes	

Tableau 2 - Comportement hydrogéologique des formations géologiques du Jura

 Formation perméable

 Formation peu perméable

- la Semine, affluent de la Valserine, qui pénètre sur la feuille à l'altitude de 1 060 m et conflue avec la Valserine à Châtillon-en-Michaille à l'altitude de 370 m ;
- la Valserine, affluent du Rhône, qui pénètre sur la feuille à 700 m d'altitude et conflue avec le Rhône à Bellegarde à l'altitude de 331 m ;
- le Rhône, dont le niveau est artificiellement maintenu à l'altitude de 331 m par la retenue du barrage de Génissiat.

En 8 ans (période 1962-1969) la Valserine, à la station du moulin de Métral (1,5 km avant son confluent avec le Rhône ; bassin-versant : 363 km²), a eu un débit moyen annuel de 17,7 m³/s soit 49 l/s/km² (Krummenacher, 1972), témoin de la forte pluviométrie sur la région.

Caractéristiques hydrogéologiques générales

Le tableau 2 montre le comportement hydrogéologique de la succession géologique.

• **Formations secondaires et tertiaires.** Les réservoirs calcaires (très accessoirement gréseux dans le Crétacé supérieur ou le Tertiaire) voient leur géométrie conditionnée par les structures suivantes :

- synclinaux à fond constitué d'un niveau peu perméable (ex. : synclinal crétacé de la combe du Collet, synclinal à cœur tertiaire de Menthrières) ;
- panneaux monoclinaux étendus : est de la Haute-Chaîne, du crêt de Chalam, du Retord.

Les réservoirs ainsi constitués sont cependant toujours de petite taille (kilométrique) car ils sont recoupés par des failles transversales ou entamés par l'érosion. Les exutoires, du fait de cette structure très compartimentée, sont assez nombreux et à débit très moyen (hors période pluvieuse). La plupart de ces sources doivent leur pérennité aux précipitations abondantes et bien réparties. Elles apparaissent là où la surface topographique recoupe le toit (sources de déversement) ou le mur (sources de débordement) d'un des niveaux peu perméables. Elles alimentent des ruisseaux dont certains se perdent dans les calcaires à l'aval.

Voici des mesures de débit sur deux sources captées pour l'alimentation en eau potable (A.E.P.), commune de Montanges :

- source de Saume : 71 m³/j (0,8 l/s) en août 1976, 230 m³/j (2,6 l/s) en juin 1977, 170 m³/j (2 l/s) le 3/10/1978, 77 m³/j (0,9 l/s) le 8/12/1978 ;

– source des Quarts (n° BSS⁹ : 653-1-0015). Sort des calcaires bathoniens au mur des marnes du Bajocien supérieur : 57 m³/j (0,6 l/s) le 3/10/1978, 26 m³/j (0,3 l/s) le 4/12/1978.

En période pluvieuse, ces réservoirs se remplissent en quelques jours et donnent des exurgences temporaires parfois très haut sur les versants, formant des cascades parfois spectaculaires (ex. : cascade de la roche Fauconnière au Nord de la forêt de Champfromier). Elles se tarissent vite (quelques jours à quelques semaines) après cessation des précipitations. Ce fonctionnement témoigne d'une karstification bien développée et assez générale.

La karstification est plus développée dans les calcaires du Kimméridgien–Tithonien des hautes surfaces (forêt de Champfromier, Reculet, Grand-Crêt-d'Eau) et les calcaires urgoniens.

En forêt de Champfromier, les gouffres sont nombreux. On y observe également des lapiez dénommés lézines dans le massif jurassien, développés par exemple sur les calcaires du Kimméridgien du flanc nord-ouest du Truchet. L'eau de pluie infiltrée dans les calcaires ressort par des exurgences au contact de l'Oxfordien marneux (recouvert d'éboulis) des cirques des Avalanches et de la roche Fauconnière. Le réseau karstique de la forêt de Champfromier a été étudié par la section spéléologie de la M.J.C. de Bellegarde (cf. Bienfait, 1984).

La Valserine et le Rhône entaillent les calcaires urgoniens en des gorges très étroites qui deviennent en deux points des canyons très resserrés à parois surplombantes dénommés pertes : pertes de la Valserine à l'amont de Bellegarde et du Rhône à l'amont du confluent de la Valserine (ces dernières aujourd'hui noyées sous la retenue du barrage de Génissiat).

Les expériences de coloration sont rares sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois ; on peut citer l'injection au gouffre de la Calame (feuille Saint-Claude au Nord) à 1 400 m d'altitude dans les calcaires kimméridgiens avec réapparition aux sources de l'Allemagne situées au pied de la Haute-Chaîne à 490 m d'altitude et à l'aval-pendage des calcaires urgoniens. Ce traçage montre que la circulation a traversé plusieurs écrans, notamment celui des Marnes d'Hauterive. Ce phénomène a été mis en évidence en d'autres lieux du massif jurassien notamment sur la retombée orientale du massif du Retord où un traçage a montré une traversée de l'Oxfordien marneux, probablement par des failles transversales (Enay, 1982). Ces discontinuités tectoniques, ou autres, des « écrans » marneux semblent fréquentes dans le massif jurassien.

⁹ BSS : banque de données du sous-sol du BRGM, ouverte au public et consultable au service géologique régional du BRGM à Lyon (pour la région Rhône-Alpes) et au Service géologique national à Orléans (pour la France entière). Elle contient en archives les données concernant les forages effectués sur le territoire français (métropole et DOM-TOM).

L'existence d'un karst noyé à des cotes voisines du fond des vallées des trois principaux cours d'eau semble vraisemblable. Il reçoit son alimentation des unités aquifères sus-jacentes et est drainé ou soutenu par ces trois cours d'eau. On signale, sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois, une dizaine de sources karstiques permanentes au fond des vallées de la Semine, de la Valserine et du Rhône, avec des débits approximatifs de plusieurs dizaines à plus de 100 l/s :

- fontaine Noire d'Orvaz (exutoire de la forêt de Champfromier) à Belleydoux (n° BSS : 653-1-0010) ;
- source du moulin de Trébillet (exutoire de la combe du Collet) à Montanges (120 l/s) ;
- source de Coz à Montanges (captée par la ville de Bellegarde) sortant des calcaires valanginiens (120 à 200 l/s) (n° BSS : 653-5-0013) ;
- source vauclusienne de la Buna, au bord du Rhône et au pied du fort de l'Écluse (400 l/s) exutoire des infiltrations sur le massif du Grand-Crêt-d'Eau, etc.

Les niveaux artésiens rencontrés dans les formations glaciaires et fluvio-glaciaires du pays de Gex seraient attribuables à une mise en charge par un karst noyé développé dans les formations du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur de la retombée sud-est de la Haute-Chaîne.

• **Formations quaternaires (glaciaires et fluvio-glaciaires).** Les variations de faciès y sont fréquentes. Des sources apparaissent dans les vallons qui entaillent ces formations. Elles ont des débits de quelques litres ou dizaines de litres par minute à quelques litres par seconde, les débits les plus importants s'observant dans le fluvio-glaciaire.

Ces formations ne se développent bien que dans le bassin de Bellegarde (triangle Châtillon-en-Michaille, Grand-Crêt-d'Eau et Retord) où de nombreuses sources sont captées, notamment pour Bellegarde. Ce bassin consiste en un soubassement de calcaire urgonien à faible pendage sud-est recouvert de lambeaux de Crétacé supérieur et de molasse tertiaire puis de glaciaire *s.l.* Le recouvrement de l'Urgonien doit être considéré comme un même système aquifère multicouche, à changements de faciès fréquents et porosité d'interstices. Son alimentation est assurée par infiltration directe des précipitations, mais aussi latéralement et de bas en haut par drainance des circulations provenant des calcaires du Retord et du Grand-Crêt-d'Eau. Les sources à plus gros débit s'observent dans le cône fluvio-glaciaire de Lancrans, déposé au pied du Grand-Crêt-d'Eau, au Nord-Est de Bellegarde : 60 à 100 m³/j (environ 1 l/s) en étiage.

Hors du bassin de Bellegarde, les formations glaciaires et fluvio-glaciaires sont peu développées. Elles ont donné lieu à quelques recherches d'eau par forage, par exemple :

– Menthrières (n° BSS : 653-5-0044) : forage de 8,80 m ; niveau aquifère (graviers, galets et blocs) à 4,50-7,60 m, reposant sur des argiles bleues (calcaire glauconieux atteint à 8,60 m) et captif sous des limons imperméables ; pompage d'essai en mars 1980 : débit 8,5 m³/h, rabattement en 4 h : 1,53 m (non stabilisé) ;

– Trébillet (n° BSS : 653-5-0016), dans la vallée de la Semine : forage de 30 m ; graviers et blocs de 0 à 27 m, puis argile sableuse ; pompage d'essai : débit 7,5 m³/h, rabattement : 20 m.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Les zones urbanisées du Genevois français, du pays de Gex et du canton de Genève entraînent une forte demande en matériaux. Les substances utiles principales sont les granulats pour le génie civil et la construction. La période d'urbanisation et de construction autoroutière (1960-1990) a nécessité l'extraction de près de 100 Mt de granulats. Ces prélèvements ont été exécutés dans les gisements de sable et de gravier du retrait wurmien, du fluvio-glaciaire plus ancien (« alluvion ancienne ») et dans les alluvions des terrasses du Rhône, ainsi que dans les éluvions de piémont du Salève et du Jura gesien.

Actuellement, les réserves exploitables de granulats sont devenues minimes, tant à cause des prélèvements que des contraintes environnementales. Les substances utiles exploitées sur le territoire de la feuille Saint-Julien-en-Genevois sont les sables et graviers d'origine alluvionnaire ou fluvio-glaciaire et les calcaires en roche massive ou en éboulis.

Carrières actives

• **Sables et graviers.** Les carrières de sables et graviers actives en France sont situées en rive droite du Rhône (département de l'Ain). Dans la plaine du Genevois, à Pougny (deux carrières, aux lieux-dits Queue-d'Ane et Sous-Conflan) et à Challex (une carrière, lit du Rhône), on exploite les alluvions de la basse terrasse du Rhône, à proximité ou dans le lit du fleuve.

À Genève, deux carrières sont actives à Montfleury et à Bardonnex. Dans cette dernière, des lœss argileux sont aussi exploités pour la fabrication de briques et tuiles.

Dans le Jura à Lancrans (une exploitation à Ballon) et Bellegarde-sur-Valserine (deux exploitations, à Copsy et au crêt des Marches), on exploite le delta fluvio-glaciaire du retrait des glaciers wurmiens.

- **Calcaires massifs.** Trois carrières, situées dans le département de l'Ain :
 - Collonges (lieu-dit En-Terravoire, Nord-Ouest de la douane de l'Écluse) dans l'Urgonien ;
 - Saint-Germain-de-Joux (feuille Nantua, les Mars près de Tacon) dans le Malm ;
 - Thoiry (lieu-dit Basse-Ruche), une carrière dans l'Urgonien, une en réaménagement.
- **Éboulis (Malm).** Trois carrières, dans le flanc occidental du Vuache (rive gauche du Rhône, en Haute-Savoie), commune de Clarafond (village situé au Sud de la feuille) au Nord du village d'Arcine, le long de la D 908a, entre le défilé de l'Écluse et le Sud d'Entremont.
- **Autres exploitations.** Des emprunts locaux intermittents de sables et graviers et de calcaires existent un peu partout, surtout dans les communes montagnardes semi-isolées du Jura : sables et graviers fluvio-glaciaires (Giron), alluvions de la Valserine (rive gauche, au Sud du lieu-dit les Iles, à l'Est de Champfromier). Calcaires : éboulis et dalles du Berriasien ou du Tithonien situées près des routes.

Exploitations abandonnées

- **Pierre à bâtir.** De nombreux horizons ont été exploités anciennement pour la pierre à bâtir :
 - calcaires à entroques du Bajocien à Longera (Ouest du défilé de l'Écluse) ;
 - jusqu'à récemment, le niveau supérieur des calcaires berriasiens (Formation de la Chambotte) à Ardon au pied du Retord : pierre à bâtir prisée, appelée « pierre d'Ardon » ;
 - calcaire urgonien des environs de Thoiry et de Fenières, au pied du Jura.

Dans le Jura, les calcaires ont fait l'objet d'emprunts pour les constructions isolées dans la montagne, murettes et empièchement des chemins d'accès. La trace de ces « mini-carrières » est souvent oblitérée de nos jours par la végétation. Les habitations étant bâties près des sources d'eau, ce sont les niveaux calcaires proches des horizons imperméables qui ont été exploités (calcaires urgoniens et berriasiens-valanginiens encadrant les marnes hauteriviennes ; ceux du Berriasien et du Tithonien encadrant le Purbeckien ; grès molassiques,...).

Dans le Genevois, les grès molassiques du Chattien inférieur étaient exploités dans le ruisseau des Foges au Sud d'Humilly, à Bernex (Suisse), Challex,... Ils fournissaient une pierre qui, quoique gélive, était tendre, facile à travailler et de bel aspect. On voit les grès molassiques sur les maisons anciennes (villages, ville de Genève). Dans le Jura (Sud de Forens), une ancienne carrière sur la branche orientale de la faille du Vuache, trans-

formée en décharge, exploitait la molasse en contact faillé avec les calcaires du Malm.

- **Pierre à chaux.** L'Urgonien de Saint-Maurice, près de Vouvray au pied du Retord, a été exploité pour la chaux. Les anciens fours sont encore visibles à proximité de la carrière.
- **Sables et graviers.** Dans le Genevois (France et Suisse), les exploitations de sables et graviers fluvio-glaciaires sont rattrapées par l'urbanisation. Elles sont en réaménagement.
- **Argile.** Les formations glacio-lacustres du Genevois ont été exploitées comme mélange pour ciment au Nord du bois des Frères (Est de Vernier, Suisse); pour tuilerie et briqueterie près de la station ferroviaire de Pougny-Chancy, à Chancy, à Vernier. Des argiles réfractaires étaient exploitées en Suisse à Montfleury (Sud de Meyrin) et à Arare (Nord de Bardonnex).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Gîtes minéraux divers

Il n'existe actuellement aucune exploitation active sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois.

- **Gypse.** Le petit gisement du Keuper de la Sandézanne (Sud de Champfromier) a été anciennement exploité pour le plâtre (à Prébasson), depuis le XIX^e siècle au moins. On y fabriquait des panneaux de plâtre de 1 x 2 m et de 4 cm d'épaisseur avec une armature de roseaux. Ils étaient transportés par le tram jusqu'à l'actuelle caserne des pompiers de Bellegarde, qui était à l'époque le terminus. L'exploitation, ainsi que le tram, se sont arrêtés avec le début de la crise, en 1936-1937 (cf. Meyer, 1995). Le gypse de la molasse chattienne a été exploité dans le Genevois : anciennes exploitations du coteau de Bernex et à Choully (Suisse) et au Sud-Ouest de Saint-Julien. Il était utilisé pour le plâtre et en amendement agricole. Le gypse fibreux du Nant d'Avanchet (affluent rive droite du Rhône à l'Est de Vernier, Suisse) a été recherché pour les collections minéralogiques.
- **Fer.** Le Callovien et le sidérolitique sont susceptibles de contenir localement des poches de fer en quantités exploitables artisanalement.
- **Phosphate.** Des niveaux dans les Grès verts du Crétacé supérieur, à Bellegarde, ont été exploités en souterrain (Mussel et sortie est de Bellegarde, sous la N 206 à la perte du Rhône).

- **Verre.** Une verrerie, à Forens, exploitait des poches de sable pur du sidérolitique.

Asphaltes et hydrocarbures

Seule la recherche d'hydrocarbures pourrait éventuellement déboucher sur des enjeux industriels. On connaît des indices d'hydrocarbures dans le Jura et la plaine du Genevois : calcaires plaquetés kimméridgiens à odeur de pétrole, imprégnations des calcaires asphaltiques urgoniens, des grès molassiques oligocènes, suintements de pétrole ou sources de gaz ont attiré l'attention des pétroliers. Depuis le siècle dernier, des travaux de recherches pour pétrole et charbon ont été menés.

Les indices seraient la trace du piège constitué par le biseau sédimentaire des séries lithologiques entre le domaine épicontinental (Jura, Salève) et le domaine pélagique, profond, de la fosse alpine. Il bloquerait la migration latérale et ascendante des hydrocarbures issus de la maturation des matières organiques dans la fosse alpine (Schroeder, 1957 ; Rigassi, 1957).

On connaît trois petits gisements d'imprégnation asphaltique dans le Jura. Dans la plaine du Genevois, plusieurs indices à hydrocarbures dans la molasse chattienne (imprégnations bitumineuses et un suintement de pétrole ; Paréjas, 1938b; Schroeder 1957) sont groupés dans les affleurements et subaffleurements de cette dernière, entre la rive droite du Rhône et les localités de Challex, Dardagny, Satigny, Chouilly, sur la frontière franco-suisse. En France, des indices s'observent près de Vulbens au pied du Vuache (dans la molasse), à Thoiry et Sergy au pied de la Haute-Chaîne du Jura (dans l'Urgonien) (Schroeder, 1958).

- **Gîtes d'imprégnations bitumineuses.** Il y a trois gîtes anciennement exploités ou explorés à Chézery-Forens et Confort.

Forens nord. En rive gauche du torrent de Forens (NNW de Forens), deux couches de calcaire urgonien montrent des imprégnations irrégulières de bitume (3 % à 6 %). La couche inférieure a été exploitée à ciel ouvert, puis par piliers abandonnés et galeries. La couche supérieure, surtout à ciel ouvert. Extraction jusqu'à 1900 : 30 000 t de calcaire bitumineux. Les calcaires imprégnés étaient moulus puis chauffés après adjonction d'un peu d'asphalte pur de Trinidad. L'asphalte ainsi obtenu était coulé en pains et servait pour les routes.

Forens sud. De part et d'autre du torrent de Forens, au Nord-Ouest de Forens, ce gisement est le prolongement méridional du précédent et consiste en un banc de calcaire urgonien imprégné épais de 5 m. L'exploitation, petite, a livré 1 090 t de calcaire bitumineux avant 1900, par deux galeries (20 m et 90 m), dont l'une est indiquée en grotte sur le fond topographique. Le gisement de Forens sud est séparé par la faille de

Forens-vallon des Étrés (branche orientale du système Vuache) des calcaires plaquetés du Kimméridgien à odeur de pétrole, situés dans le compartiment occidental de la faille.

Confort. Au cœur du synclinal de Menthrières, ce gisement comprend trois horizons sableux imprégnés d'épaisseur métrique, à la base de la molasse oligo-miocène. Les calcaires urgoniens sont aussi irrégulièrement imprégnés. Ce gisement, fortement masqué par les formations quaternaires, serait reconnu sur 5 km environ, soit toute la longueur du synclinal. Il n'a jamais été vraiment exploité, seuls quelques travaux de recherches ayant été exécutés : des tranchées, une galerie en travers-bancs de 100 m. Les derniers travaux ont été exécutés en 1948.

• **Recherches d'hydrocarbures et de charbon.** Les recherches pour charbon et surtout hydrocarbures ont fait l'objet de plusieurs vagues d'activité depuis la fin du siècle dernier. Un premier sondage, effectué à la fin du siècle précédent, était suivi d'un deuxième entre les deux guerres. Il faut attendre la fin des années 50-60 pour les deux forages d'Humilly. Une dernière campagne de sondages a lieu au début des années quatre-vingts. Entre 1958 et 1990, 300 km de profils géophysiques (sismique-réflexion continue) sont effectués pour le pétrole et la géothermie. Les sondages sont les suivants (localisation S1 à S12 sur la carte ; le premier en territoire suisse, les onze autres en France) :

S1 Peissy (Suisse, 1944-1945). Sondage d'environ 300 m, dans la zone d'indices de Satigny-Dardagny. H. Lagotala (1947) y relève 32 m de graviers quaternaires surmontant 262 m de molasse chattienne, dont certains horizons sont imprégnés de bitumes comme ceux affleurants plus à l'Ouest dans le ruisseau de la Roulavaz.

S2 (BSS : 653-3-0005). Sondage de 225,15 m (1887) au lieu-dit Gaillardin, à l'Est de Challex près de la frontière suisse, pour recherche de charbon dans la molasse chattienne sous le recouvrement quaternaire (sondage de Challex ; Manigler, 1887). E. Paréjas (1938b) en donne une coupe synthétique : glaciaire (Quaternaire) 120 m ; Molasse d'eau douce inférieure (Chattien) 360 m ; Urgonien 60 m ; Hauterivien (Calcaires échinodermiques) 10 m.

S3 (653-3-0004). Sondage de 267,90 m (1918-1920) dans la molasse chattienne environ 100 m au Sud-Ouest du précédent (Heim, 1922).

S4 (653-7-0001). Humilly 1 (905,00 m, 1958, PREPA) à l'Ouest de Bellossy. Il s'est arrêté dans l'Hauterivien après avoir traversé l'Urgonien karstifié.

S5 (653-7-0003). Humilly 2, 1 km à l'Ouest de Viry (1968-69, SNPA). Sondage profond (3 051,00 m), arrêté dans le Permo-carbonifère, après avoir traversé toute la série mésozoïque jusqu'au Trias. Il demeure la série de référence régionale (fig. 9).

S6 et 7 (653-3-0031 et 0032). Commune de Challex, de 291,50 m et 294,00 m. Arrêtés dans l'Urgonien à sommet karstifié, atteint à 284,50 m et 278,40 m.

S8 (653-3-0033). Nord de Saint-Genis-Pouilly, 403,20 m. Pas de log disponible.

S9 et 10 (653-4-0008 et 0009). Nord-Ouest de Prévessin (3 km Ouest de Ferney-Voltaire), de 256,00 m et 290,50 m. Arrêtés respectivement dans l'Oligocène et dans l'Hauterivien karstifié supposé.

S11 (653-7-0010). Lieu-dit les Rippes, Nord de Chancy, frontière suisse, 560,00 m de profondeur. Arrêté dans les grès éocènes sans avoir atteint le Crétacé.

S12 (653-7-0009). 800 m à l'Est de Malagny (au Sud de Veigy), près de la frontière suisse méridionale. Arrêté à 422,00 m, atteint l'Urgonien à 411,00 m.

Les sept derniers forages ont été réalisés par la compagnie BP en 1982-1983.

• **Résultats des recherches pour hydrocarbures.** Plusieurs sondages ont atteint des indices de gaz ou d'huile, les imprégnations faisant parfois la centaine de mètres. Les réservoirs potentiels seraient à la base de la molasse et au sommet de l'Urgonien, comme ceux des gîtes d'imprégnation de surface, une partie de ces formations étant maintenant érodées (Schroeder, 1958). Les recherches n'ont pas débouché sur un gisement important.

• **Origine du bitume et des hydrocarbures.** Toutes les possibilités sur l'origine du bitume imprégnant les roches ont été envisagées. On a invoqué tour à tour : la genèse *in situ* dans les calcaires urgoniens, servant à la fois de roche-mère et de roche-magasin (Jaccard, 1890, 1892) ; la migration ascendante depuis les terrains triasiques ; H. Schardt (1909-1910) fait remarquer, dans le cas des gisements de Forens, la proximité de ceux-ci avec les calcaires bitumineux en plaquettes du Kimméridgien (cf. ci-dessus), invoquant une possible migration vers le haut ou latéralement (autres roches-mères possibles : Lias marneux et particulièrement schistes cartons du Toarcien) ; M. Gignoux (1927) et M. Gignoux et L. Moret (1926) sur la foi d'absence de traces laissées par les bitumes lors de leur migration ascendante dans les terrains intermédiaires, suggèrent une migration *per descensum* depuis des terrains molassiques maintenant érodés. À ce point de vue, le gisement de Confort représenterait un gisement primaire. Enfin, le rôle des accidents tectoniques dans la migration des hydrocarbures a été discuté (Schardt, 1909-1910 ; Schroeder, 1957 ; Vincienne, 1932b, 1939). Une revue des différentes observations et hypothèses concernant l'origine, les réservoirs et les migrations possibles des hydrocarbures est présentée et discutée par J.W. Schroeder (1957).

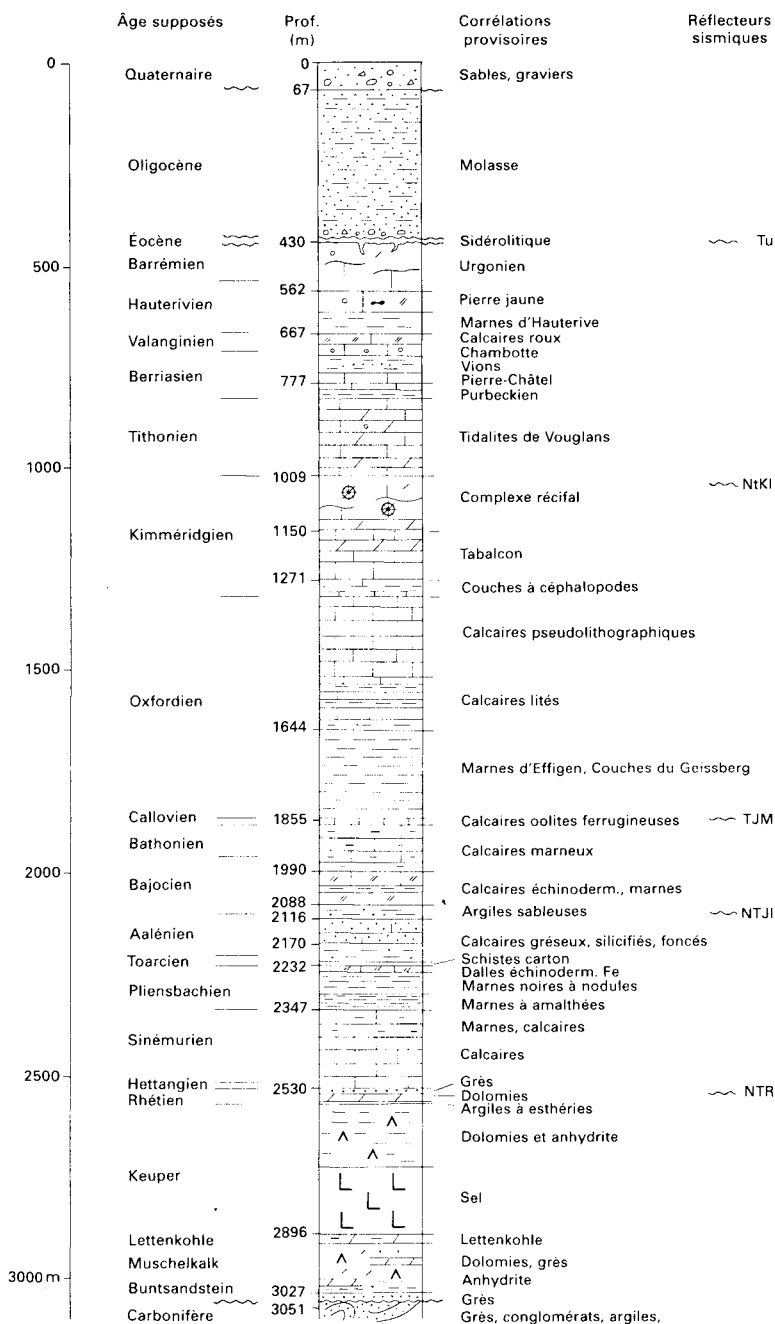


Fig. 9 - Sondage de reconnaissance d'hydrocarbure Humilly 2
Réinterprétation R. Wernli et G. Gorin

• **Travaux de recherches récents.** Les travaux de recherches récents, couverts par le secret industriel, ne peuvent être mentionnés dans le cadre de cette notice.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

COUPES DE SONDAGES ET TUNNELS

Le territoire de la feuille a fait l'objet de travaux souterrains. Outre la recherche d'hydrocarbures, de nombreux sondages ont été effectués pour l'hydraulique, la géothermie et l'aménagement (notamment le CERN). Les voies de communication ont donné lieu à des excavations. Ces travaux améliorent notre connaissance du sous-sol, soit sur le plan stratigraphique et lithologique, soit structural. Nous présentons la coupe du sondage Humilly 2 et celle du tunnel SNCF du Grand-Crêt-d'Eau, qui éclairent la compréhension géologique régionale.

Le **sondage Humilly 2** (S5 sur la carte géologique ; BSS : 653-7-0003), traverse les terrains jusqu'au Permo-Carbonifère. La coupe (fig. 9) est une réinterprétation inédite (1996) d'après les descriptions lithologiques (R. Wernli) et les diagraphies (G. Gorin), mais sans réexamen des cuttings et carottes. Les attributions d'âge sont supposées, les corrélations avec les formations et unités lithologiques connues à l'affleurement dans le Vuache et le Jura (Haute-Chaine et Valserine) provisoires. Les réflecteurs sismiques importants sont indiqués.

La banque de données du sous-sol (BSS) du BRGM, consultable à Lyon, fournit des données plus complètes concernant les forages effectués sur la feuille.

Le **tunnel SNCF du Grand-Crêt-d'Eau**, sur la ligne Bellegarde-Genève, dévoile la géologie du bassin de Bellegarde sous le recouvrement superficiel (fig. 10) : sur le prolongement présumé de la faille de Léaz, les couches du Crétacé sont très redressées. L'accident pourrait évoluer en flexure, pour se résoudre vers le Nord en une série d'écaillés (cf. fig. 5 D).

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Guides géologiques régionaux

Des itinéraires géologiques en voiture ont été proposés par J. Charollais et H. Badoux (1990) dans le guide géologique régional « Suisse, pays de Genève et Chablais ». Les n° 3 et 4 passent par le territoire de la feuille. Dans la même série, le guide du Jura nous mène à la bordure nord-ouest de la feuille (itinéraire Saint-Germain-de-Joux-Saint-Claude), la cluse de la

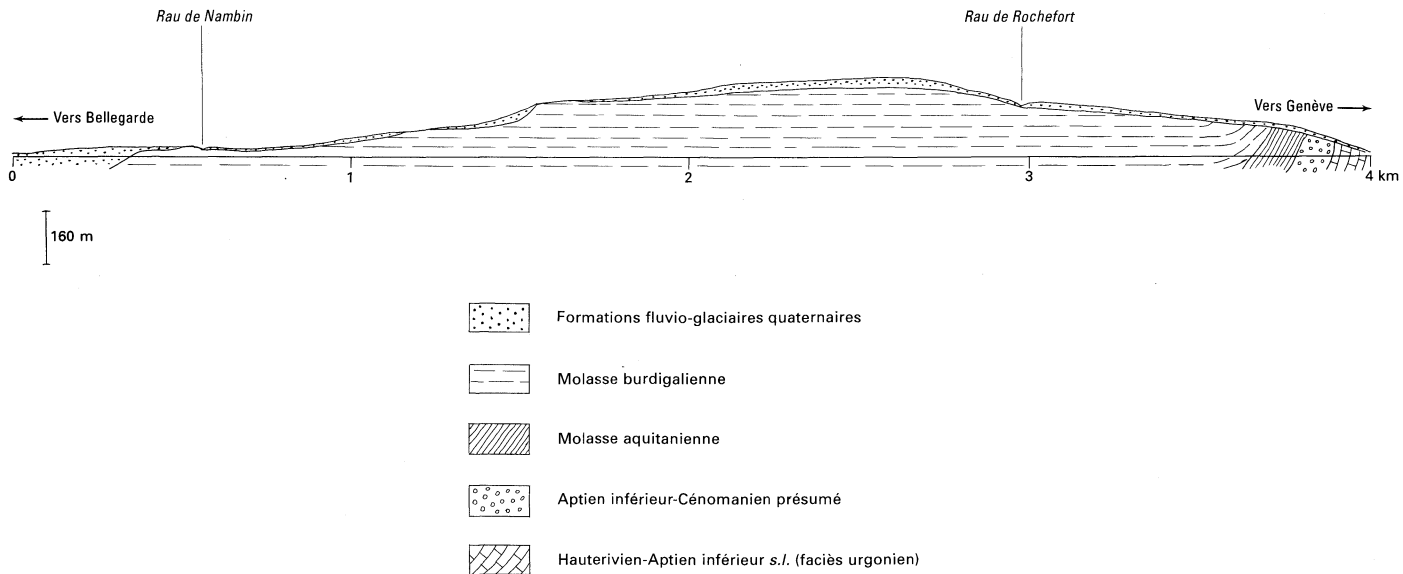


Fig. 10 - Coupe du tunnel SNCF du Crêt-d'Eau (M. Donzeau)
 Avec l'autorisation de la SNCF

Semine, la Michaille et le bassin de Bellegarde. Nous proposons ci-dessous un itinéraire à pied depuis le crêt de Chalam jusqu'à Champfromier par le vallon des Étrés.

Itinéraire à pied crêt de Chalam–Forens–Champfromier

Depuis la Borne-au-Lion (feuille Saint-Claude) on monte au crêt de Chalam en traversant la combe liasique des Magras par le chemin qui va aux ruines de la Grou. Avant de passer le ruisseau, les Calcaires grésomiacés à *Cancellophycus*, ici un peu terreux, montrent des faciès à *Posidonomya bronni*. Le gué boueux se trouve dans les marnes à *Tisoa siphonalis* (Domérien) dont on trouve de multiples rondelles (« fromages du père Lambert ») dans le lit du ruisseau. En remontant celui-ci, on peut admirer des empreintes de *Cancellophycus* sur des blocs éboulés. Reprenant le chemin, on grimpe sur les Calcaires à entroques, coraux et silex de l'arête du crêt de Chalam. Des horizons discontinus de calcaires blanchâtres coralligènes sont visibles sur le sentier, au col de l'Encoche par exemple ou près du Molard, 150 m au Nord-Est.

Du sommet du crêt de Chalam (du celtique *calma*, sommet dénudé, non boisé), on domine une vaste étendue, sombre et peu habitée, qui apparaît comme une immense forêt montagneuse (c'est le sens même du mot Jura, du latin *juris*) :

- au Nord, le crêt au Merle (terrain mouillé) ferme l'anticlinal des Magras ;
- à l'Ouest les ondulations à perte de vue des chaînons jurassiens, jusqu'en Bresse ;
- au Sud, les chaînons (Haute-Chaine et Grand-Colombier) laissent place au plateau de Bellegarde qui dégage la vue jusqu'au Grand-Faoug et le front des chaînes subalpines ;
- au levant, la falaise dominant le cœur éventré de la Haute-Chaine, qui se termine aux Arpines sous le Reculet. Dans ce cirque on distingue bien le noyau dur du Dogger et les pentes raides de l'Oxfordien marneux couronnées par la barre calcaire du Kimméridgien. Là, les pâturages des hauts sont installés sur les Couches à céphalopodes. Quelques îlots rocheux plus clairs, tout au sommet, représentent les Calcaires de Tabalcon.

Depuis le crêt de Chalam on descend sur la croupe des Calcaires à entroques et silex pour atteindre la ruine de la Crête installée presque sur la limite avec les Calcaires terreux du Bathonien. Un peu en contrebas, à main droite, débute le grand chemin horizontal qui court à 1 250 m d'altitude, en pénétrant le cœur anticlinal du Chalam du côté sud. Au début de ce chemin, aménagé en plate-forme à cet endroit, on découvre la Lumachelle à *Ferrythyris ferryi* du Bajocien supérieur et après une zone tendre équivalente probable des Marnes à *Praeexogyra acuminata*, la succession des grandes dalles verticales des Calcaires à entroques. Plus loin, on passe le cœur liasique marneux, avec ses glissements de terrain et on

retrouve le flanc ouest de l'anticlinal, avec les Calcaires à entroques lardés de bandes à coraux un peu écrasées.

En reprenant depuis la ruine du Crêt, on continue la descente sur l'arête bajocienne avec vue sur le versant occidental du vallon des Étrés. Planté au milieu de la pente abrupte se dresse la Pierre-Longue, minaret en lame de couteau de 50 m de haut: c'est un copeau de Malm et de Berriasien qui jalonne le décrochement Vuache-Forens-Les Bouchoux (Vilpert, 1996 ; cf. « Géodynamique récente »). Sur ce flanc, la géologie est très complexe, formée essentiellement d'écaillés de Malm et de Crétacé inférieur étirées le long de l'accident. Elle contraste avec la structure simple du flanc sur lequel nous nous trouvons. En continuant la descente par la ruine du Grand-Manet (ancien poste de garde) et le chalet du Petit-Manet, on rejoint le torrent de la combe des Ramas par une passerelle de béton. De là, une courte incursion dans le cœur anticlinal du crêt de Chalam, en remontant le cours du torrent montre en rive gauche le contact Calcaires grésomiacés à *Cancellophycus*/Calcaires à entroques et plus en amont, le seul pointement de schistes carton (Toarcien inférieur) connu sur cette feuille. Sur l'autre rive, vers le virage du chemin qui monte à Chaboux, d'énormes blocs de calcaires à empreintes de *Cancellophycus* dévalent la pente sous Pierre-Longue. Ce grand talus offre une coupe des Calcaires grésomiacés à *Cancellophycus* (datés ici par *Graphoceras concavum*, Aalénien supérieur) jusqu'aux Calcaires à entroques du Bajocien.

Nous reprenons notre descente depuis la passerelle. Peu après, en aval, un petit sentier sur la gauche mène à la cascade des Étrés, (ruine de la Douche) qui franchit la barre bathonienne. À 30 m en aval de la chute, un bon contact Dogger/Malm affleure dans le lit du ruisseau. On distingue les Calcaires à rhynchonelles, les Calcaires d'Arnans, la pseudobrèche ferrugineuse de Saint-Claude, le tout sur 1,5 m, surmonté directement par les Couches de Birmensdorf, toutes ces couches plongeant à 50°E.

De retour sur le sentier des Étrés, on chemine dans la topographie molle des glissements de terrains humides de la « combe » oxfordienne jusqu'à l'Enclave. Ici on franchit un éperon de Calcaires pseudolithographiques (Oxfordien supérieur) qui montrent de spectaculaires kinks. La surface des bancs exhibe des figures tectoniques sinusoïdales en « nappe plissée ». Le décrochement du Vuache (branche orientale) passe juste à l'Ouest de ce rocher et on le suivra sur quelques centaines de mètres. Sur ce trajet, l'accident longe la rivière. Il met en contact le Bathonien terreux de l'anticlinal du Pré-Brun en rive droite avec la série kimméridgienne de la montagne des Moines en rive gauche (Graezer, 1995). Plus bas, le chemin goudronné franchit la cluse entaillée dans la barre urgonienne avec ses anciennes galeries d'exploitation d'asphalte. Visibles sans grand danger, mais avec éclairage, on y pénètre sur une trentaine de mètres pour observer les suintements d'hydrocarbures et les taches foncées de calcaires asphaltiques.

Depuis Forens, on chemine sur la route jusqu'à la décharge du village. Ici, on peut mettre la main sur le décrochement de Vuache-Forens : la falaise de Calcaires de Tabalcon, plâtrée par les mylonites, montre des figures tectoniques de décrochement subhorizontales (stries, cannelures, rainures, fibres de calcite en escalier). Contre ce grand miroir, la molasse grise à gypse écrasée émerge en deux endroits parmi les éboulis de pente. On y trouve quelques mollusques d'eau douce, de rares charophytes (Berger, 1986), des restes de poissons et les molaires d'un *Plesiosminthus*, du sommet de l'Oligocène (Reichenbach et Weidmann, 1992).

Depuis la décharge, on tourne le regard vers le Sud sur les flancs de la Haute-Chaîne, pour suivre dans le paysage la trace du décrochement jusqu'au col du Sac. De part et d'autre de cette ligne le changement de topographie est manifeste : à main gauche, les flancs ondulés, mous, de la série oxfordienne et des buttes de collapses et de moraines ; à main droite, la lèvre occidentale, marquée par des éperons rocheux de Malm et de Crétacé inférieur. Haut perché, le synclinal de Menthrières, épaulé par la montagne du Crêt, bute par le biais du décrochement Vuache-Forens contre l'anticlinal chevauchant de la Haute-Chaîne à cœur de Dogger, avec un décalage senestre d'environ 2 km. On se trouve donc sur la frontière structurale majeure entre le bloc Haute-Chaîne-crêt de Chalam à l'Est et le relais de faille Léaz-Champfromier.

Sur la route Forens-Champfromier, on contourne la retombée sud-est de l'anticlinal du roc à l'Aigle, un peu tectonisée (Copson, 1984). On n'oubliera pas d'examiner les Calcaires plaquetés à odeur de bitume du Kimméridgien 1,2 km après la décharge de Forens. On pénètre ensuite dans le cœur anticlinal (pt. topo. 652 m) de calcaires lités froissés et ensuite la route nous offre une des meilleures coupes pour l'observation de la série Malm-Crétacé inférieur sur plus de 600 m d'épaisseur : les couches y sont subverticales, approximativement N-S et la succession s'avère très didactique (attention cependant à la circulation automobile !). Les barres dures et les « combes » conditionnent les lacets de la route d'après lesquels on pourra se repérer. La série du Kimméridgien-Tithonien illustre bien une succession stratigraphique que l'on peut utiliser comme modèle paléogéographique : on passe du bassin à la pente récifale (Calcaires de Tabalcon), on franchit le récif pour atterrir de l'autre côté dans le lagon des Tidalites de Vouglans jusqu'aux faciès subémersifs du Purbeckien.

Cette succession peut s'étudier, plus au calme, en contrebas de la route, sur l'ancienne voie du tram Bellegarde-Chézery, aménagée en sentier touristique. De la base au sommet de la série, c'est-à-dire d'Est en Ouest, en allant vers Champfromier, on reconnaît :

– les Calcaires pseudolithographiques de l'Oxfordien supérieur en bancs de 20-30 cm et ensuite métriques (350°/60°W), à rares interbancs marneux à ammonites (périsphinctidés) ;

- les Couches à céphalopodes du Kimméridgien, cachées dans une tranchée non affleurante de 25 m de large ;
- les Calcaires de Tabalcon, formant une falaise verticale, avec ses faciès fins au début se chargeant progressivement en crachées finement bioclastiques (serpules en peloton et *Tubiphytes*). Le faciès devient plus grossier, de talus récifal, à l'approche du complexe récifal du Kimméridgien ;
- le complexe récifal, construit, à coraux, stromatopores, nérinées, dicera-tidés, etc., mal stratifié ;
- les Calcaires de Landaize, mieux stratifiés, à onchoïdes, nérinées et grands foraminifères complexes d'arrière-récif ;
- les Tidalites de Vouglans, montrant bien, sur une épaisseur de 120 m, les calcaires flammés, les tapis algaires, des pseudomorphoses de gypse et des intervalles dolomitiques jaunâtres, pourris et vacuolaires ;
- le Purbeckien, formant combe mal affleurante, dont seuls quelques pointements sont conservés vers le haut : calcaires fins gris, à *Chara*, brèche multicolore à cailloux noirs et oolite fine beige-roux annonçant Pierre-Châtel ;
- la Formation de Pierre-Châtel, massive, claire, avec de nombreux petits foraminifères (milioles, trocholines, textulariidés, verneuilinidés) et des pseudocyclammines, initiant la transgression marine. Les derniers 4 m de la barre, wackstone-packstone, à taches rosées, contiennent *Keramosphaera allobrogensis*, gros foraminifère porcelané sphérique ;
- la Formation de Vions, formant combe entre les deux petites barres de la « trilogie » berriasiennne. On y trouve quelques pointements de calcaires biodétritiques beige moutarde, gréseux, à cassure très sombre ;
- la Formation de la Chambotte, calcaire biodétritique, oolitique à stratifications obliques, clair à la base, roux au sommet. Le toit est souligné par une surface dure, ferrugineuse et fossilifère, (brachiopodes, nérinées du genre *Cossmanea* ?) et 80 cm de marnes grises (Marnes d'Arzier ?) ;
- les calcaires roux (?), mal définis sur cette coupe. Quelques mètres de calcaires oolitiques, bioclastiques, devenant plus terreux en passant à la combe hauterivienne ;
- les Marnes d'Hauterive, cachées dans une combe d'environ 50 m de large et probablement écrasées, dans le lacet de la route rentrant au Nord ;
- la Pierre jaune de Neuchâtel, calcaire jaune, échinodermique, glauconeux, en petits bancs verticaux presque parallèles à la route. Au sommet, plusieurs surfaces dures, noduleuses, fossilifères (huîtres, oursins) ;
- l'Urgonien, formant barre dure, (épaisse de 130 m ?), contournée par le lacet sortant au Sud et traversée par le tunnel de l'ancienne voie du tram. À la base, petite oolite rousse des Couches de la Russille, suivie par les calcaires massifs, blancs, bioclastiques et cristallins. Cette barre urgonnienne verticale forme ensuite un synclinal étroit, suivi d'un anticlinal dont on voit la tête au bord de la route au lieu-dit Domplomb, puis redevient plate sous le village de Champfromier (pont d'Enfer, sur la Volférine).

BIBLIOGRAPHIE

- ACHARD R., JAYET A. (1967) - Sur l'extension respective des glaciers du Rhône et de l'Arve, au cours de la période wurmienne, au voisinage du mont Salève. *C.R. Soc. phys. hist. nat. Genève*, t. 2, fasc. 3.
- AESCHLIMANN A. (1996) - Géologie du Grand-Colombier septentrional (Ain, France). Dipl. ing. géol., dpt. géol. paléont. univ. Genève (inédit).
- AMATO E. (1983) - Étude de la séismicité historique de la faille du Vuache (Haute-Savoie, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève (1^{re} partie) (inédit).
- AMATO E. (1985) - Étude de la séismicité historique de la partie méridionale du mont Vuache (Haute-Savoie, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève (2^e partie) (inédit).
- AMATO E. (1988) - La faille du Vuache (Jura méridional) : un accident géologique pas si tranquille. *Le Globe, Soc. géogr. Genève*, tome 128, p. 39-61.
- AMBERGER G. (1983a) - Isohypes du toit de l'alluvion ancienne. Carte à 1/25 000, Service cantonal de géologie, Genève (inédit).
- AMBERGER G. (1983b) - Isohypes du contact Molasse/Quaternaire. Carte à 1/25 000, Service cantonal de géologie, Genève (inédit).
- AMBERGER G. (1984) - Isohypes du toit des formations attribuées au Riss. Carte à 1/25 000, Service cantonal de géologie, Genève (inédit).
- ANGELILLO V. (1987) - Les marnes et grès gris à gypse (« Molasse grise ») du bassin genevois. Géologie, sédimentologie, stratigraphie. Diplôme ing. géol., Genève, 183 p. (inédit).
- ARIKAN Y. (1964) - Étude géologique de la chaîne du Grand-Crédo-Vuache (Ain, Haute-Savoie, France). *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 57, n° 1, p. 1-74, 2 pl.
- ARMAND C. (1978) - Régime des eaux souterraines et paléomorphologie, géologie et hydrogéologie de la basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie). Thèse 3^e cycle, univ. sci. et méd. Grenoble (inédit).
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A. (1991) - Les calcaires urgoniens des massifs subalpins septentrionaux et du Jura (France) : âge et discussion des données stratigraphiques. *Géologie alpine*, 68, p. 13-56.
- ARN R. (1984) - Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique. Thèse, Lausanne. 1 vol., 307 p., 54 fig., 17 tabl. (inédit).
- AUBERT D. (1971) - Le Risoux, un charriage jurassien de grandes dimensions. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 64, n° 1, p. 151-156.
- BARBIER R., CHAROLLAIS J., DONDEY D., FEUGUER L., GAGNEBIN E., GOGUEL J., LOMBARD A. (1969) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Annecy (3^e éd.). Orléans : BRGM.

- BERGER J.P. (1986) - Biozonation préliminaire des charophytes oligocènes de Suisse occidentale. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 79, n° 3, p. 897-912.
- BERGER J.P., CHAROLLAIS J., HUGUENEY M. (1987) - Nouvelles données biostratigraphiques sur la Molasse rouge du bassin genevois. *Arch. Sci.*, Genève, vol. 40, fasc. 1, p. 77-95.
- BERNIER P. (1984) - Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Tithonien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. Documents lab. géol. Lyon, n° 92, 442 p.
- BIENFAIT P. (1981) - Géologie appliquée aux tunnels routiers de la cluse de Nantua (Jura méridional) : étude stratigraphique, structurale et géotechnique. Thèse 3^e cycle, Lyon I, 127 p. (inédit).
- BIENFAIT P. (1984) - Grotte de la Roche Fauconnière, Belledune, Ain. *Spelunca*, 16, p. 32-35.
- BLONDEL T. (1984) - Étude tectonique de la partie septentrionale de la montagne du Vuache (Haute-Savoie, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève (2^e partie), 115 p. (inédit).
- BLONDEL T. (1990) - Lithostratigraphie synthétique du Jurassique et du Crétacé inférieur de la partie septentrionale du Vuache (Jura méridional, Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 43, fasc. 1, p. 175-191.
- BLONDEL T., SCHROEDER R. (1986) - Jura méridional. Excursion à la montagne du Vuache (Haute-Savoie) - fort de l'Écluse (Ain, France). In T. Blondel, J. Charollais, B. Clavel, R. Schroeder : « Excursion du congrès Benthos '86. Jura méridional et chaînes subalpines, 27 septembre 1986 ». Livret-guide excursion n° 1. Publ. dpt. géol. paléont. univ. Genève, sér. guides géol., n° 5, p. 6-55.
- BLONDEL T., CHAROLLAIS J., SAMBETH U., PAVONI N. (1988) - La faille du Vuache (Jura méridional) : un exemple de faille à caractère polyphasé. *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, vol. 79, fasc. 2. p. 65-91.
- BLUMENBACH T. (1802) - Abbildungen naturhistorisches Gegenstände. H. Dietrich, Göttingen, pt. 8, n° 80, p. 2.
- BOEKER E. (1994) - Interprétation des milieux de dépôts et recherche des discontinuités sédimentaires dans une coupe de la Haute-Chaîne à la limite Berriasien/Valanginien. Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, 43 p. (inédit).
- CHAROLLAIS J., BADOUX H. (1990) - Suisse lémanique, pays de Genève et Chablais. Guides géologiques régionaux, Paris : Masson.
- CHAROLLAIS J., WERNLI R. (1995) - 23^e Colloque européen de micropaléontologie. Canton de Genève et régions voisines (Suisse et France), 24-30 septembre 1995. Publ. dpt. géol. paléont. univ. Genève, sér. guides géol., n° 7, 141 p.

- CHAROLLAIS J., CLAVEL B., AMATO E., ESCHER A., BUSNARDO R., STEINHAUSER N., MACSOTAY O., DONZE P. (1983) - Étude préliminaire de la faille du Vuache (Jura méridional). *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, vol. 79, fasc. 3. p. 217-256.
- CHAROLLAIS J., BUSNARDO R., CARDIN M., CLAVEL B., DECROUEZ D., DELAMETTE M., LEPILLER M., MONDAIN P.H., ROSSET J., VILLARS F. (1988) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Annecy-Bonneville (678). Orléans : BRGM, 139 p. Carte géologique par J. Charollais *et al.* (1986).
- CHAROLLAIS J., CLAVEL J., BUSNARDO R., MAURICE B. (1989) - L'Hauterivien du Jura du bassin genevois. *Mém. Soc. neuch. sci. nat.*, t. XI, p. 49-72.
- CHAUVE P., ENAY R., FLUCK P., SITTLER C. (1980) - Vosges-Fossé Rhénan-Bresse-Jura. *Ann. sci. univ. Besançon, Géologie*, 4^e sér., 1, 114 p.
- CHIRON J.C., FLEURY R., KERRIEN Y. (1987) - Carte géol. France (1/250 000), feuille Chalon-sur-Saône. Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. Chiron, R. Fleury, Y. Kerrien (1987), 62 p.
- CLAVEL B. (1989) - Échinides du Crétacé inférieur jurassien : stratigraphie, paléoécologie, paléontologie. *Mém. Soc. neuch. sci. nat.*, t. XI, p. 149-182.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J. (1989) - Corrélation des formations hauteriviennes du Jura méridional au Jura neuchâtelois. *Mém. Soc. neuch. sci. nat.*, t. XI, p. 29-305.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R., LE HÉGARAT G. (1986a) - Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 79, n° 2, p. 319-341.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R. (1986b) - Chronologie de la mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 302, sér. II, n° 8, p. 583-589.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R., SCHROEDER R. (1994) - Biozonation de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur en domaine de plate-forme carbonatée. *Publ. dpt. géol. paléont. univ. Genève*, n° 14, p. 1-14.
- CONRAD M.A. (1969) - Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 62, n° 1.
- COPSON R. (1984) - Étude géologique du massif du roc à l'Aigle près Chézery (Valserine, Ain, France). *Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève* (inédit).
- DARSAC C. (1983) - La plate-forme berriasio-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpains (Ain, Savoie). *Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie, paléogéographie, micropaléontologie*. Thèse, Grenoble (inédit).

- DEBELMAS J., BELLIERE J., RAUMER J. (VON), ROSSET J., CHAROLLAIS J., BARFÉTY J.C., LEMOINE M., CARON J.M., ELLENBERGER F., CABY R., ELTER P., DAL PIAZ G.B., NICOLAS A., MONJUVENT G., CARRARO F. (1980) - Carte géol. France (1/250 000), feuille Annecy. Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Debelmas, J. Desmons, F. Carraro, P. Giraud, G. Monjuvent, R. Sacchi (1979), 56 p.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHART M.J. et coll. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, n° 125-126.
- DELAMETTE M., CHAROLLAIS J., CARON M., DECROUEZ D. (1997) - Les Grès verts helvétiques (Aptien moyen à Albien supérieur) et la base des Calcaires de Seewen (Aptien supérieur à Cénomanién supérieur). Analyse stratigraphique et inventaire paléontologique en Haute-Savoie, Vaud et Valais (Alpes occidentales franco-suissees). Publ. dpt. géol. paléont. univ. Genève, n° 23, 410 p.
- DELAUNAY A. (1977) - Sur les déformations des dépôts quaternaires dans les Bauges et la Chartreuse. Rapport BRGM « Projet sismotectonique - France » (inédit).
- DELAUNAY A., RAMPNOUX J.P. (1981) - Les déformations au front des massifs des Bornes et des Bauges : analyse de la tectonique cassante de l'avant-pays savoyard (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXIII, n° 2, p. 203-212.
- DESOR E., GRESSLY A. (1859) - Études géologiques sur le Jura neuchâtois. Mém. Soc. neuch. sci. nat., 4, p. 1-159.
- DEVILLE Q. (1990) - Chronostratigraphie et lithostratigraphie synthétiques du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la partie méridionale du Grand-Salève (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 43, fasc. 1, p. 215-235.
- DONZE P., ENAY R. (1972) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Seyssel (677). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Donze, R. Enay (1972), 16 p.
- DONZEAU M., WERNLI R., CHAROLLAIS J. (à paraître) - Interprétation nouvelle de l'accident du Vuache dans le Jura méridional. Le système Vuache-Les Bouchoux et le relais de failles transpressif senestre Léaz-Champfromier (Ain, France). *Géologie de la France*.
- DOREL J., FRECHET J., GAGNEPAIN, BEYNEX J., HAESSLEK H., LACHAIZE M., MADARIAGA R., MODIANO T., PASCAL G., PHILIP H., ROULAND D., WITTLIGER G. (1983) - Focal mechanisms in metropolitan France and the Lesser Antilles. *Annales Geophysicae*, 1, 4-5, p. 299-306.
- DREYFUSS M. (1965) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Saint-Claude (2^e éd.). Paris : Service de la Carte géologique de la France. Notice explicative par M. Dreyfuss, 8 p.

- ENAY R. (1964) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Nantua (3^e éd.). Paris : Service de la Carte géologique de la France. Notice explicative par R. Enay, 8 p.
- ENAY R. (1965) - Les formations coralliennes de Saint-Germain-de-Joux (Ain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 7, t. 7, p. 23-31.
- ENAY R. (1966) - L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. Étude stratigraphique. *Nouv. arch. muséum hist. nat. Lyon*, fasc. VIII, 2 t., 624 p., 40 pl.
- ENAY R. (1982) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Rambert-en-Bugey (676). Orléans : BRGM, 84 p. Carte géologique par R. Enay *et al.* (1981).
- ENGESSER B., MAYO N.A. (1987) - Eine biozonierung der schweizer Molasse mit Fossilien Säugetieren.
- ENGESSER B., MAYO N.A., WEIDMANN M. (1984) - Nouveaux gisements de mammifères dans la Molasse subalpine vaudoise et fribourgeoise. *Mém. suisse paléont.*, 107, p. 1-39.
- FALSAN A., CHANTRE E. (1877) - Monographie géologique des anciens glaciers et des terrains erratiques de la moyenne vallée du bassin du Rhône. Lyon : Pitrat aîné, 2 vol., 672 p., 42 fig. + 672 p., 147 fig.
- FASEL J.M. (1986) - Sédimentologie de la Molasse d'eau douce subalpine entre le Léman et la Gruyère. Thèse, Fribourg, n° 907, 142 p. (inédit).
- FAVRE A. (1843) - Considérations géologiques sur le mont Salève et sur les terrains des environs de Genève. *Mém. Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 10, 114 p.
- GAGNEBIN E. (1950) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Thonon (2^e éd.). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- GAILLARD C. (1983) - Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Documents lab. géol. Lyon*, n° 90, p. 1-427.
- GANGLOFF P. (1970) - Le bassin de Genève. Géomorphologie et Quaternaire. Thèse 3^e cycle, Strasbourg (inédit).
- GIGNOUX M. (1927) - Sur l'origine des asphaltes du Jura méridional et sur les migrations descendantes des hydrocarbures. *Trav. lab. géol. fac. sci. Grenoble*, vol. 14, n° 2, p. 65-75.
- GIGNOUX M., MATHIAN D. (1950) - Les conditions géologiques de l'aménagement hydroélectrique du Rhône entre Genève et Seyssel (barrage de Génissiat). *La Houille Blanche*, h.-s., 39 p., 12 fig., 20 photos. Grenoble : Impr. générale.
- GIGNOUX M., MORET L. (1926) - Sur l'origine des asphaltes du Jura méridional et sur les migrations descendantes des hydrocarbures. *Ann. univ. Grenoble*, t. 3, n° 2.
- GLANGEAUD L. (1944) - Le rôle des failles dans la structure du Jura externe. *Bull. Soc. hist. nat. Doubs*, n° 51, p. 17-38.

- GLANGEAUD L. (1947) - Le rôle du socle dans la tectonique du Jura. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 73, p. 57-94.
- GOGUEL J. (1943) - Dislocations dans le Quaternaire près de Bellegarde (Ain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, XIII, p. 261-262.
- GORIN G.E., SIGNER C., AMBERGER G. (1993) - Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 86, n° 3, p. 693-716.
- GRAEZER P. (1995) - Géologie de la montagne des Moines (Ain, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, 118 p. (inédit).
- GUELLEC S., MUGNIER J.L., TARDY M., ROURE F. (1990) - Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of Ecors-data and balanced cross-section. In F. Roure, P. Heitzmann, R. Polino (eds) : « Deep structure of the Alps ». *Mém. Soc. géol. Fr.*, 156 ; *Mém. Soc. géol. suisse*, 1 ; vol. spéc. *Soc. Geol. It.*, 1, p. 165-184.
- GUILLAUME A., GUILLAUME S., LLAC F., MEURISSE M. (1971) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Claude (628). Orléans : BRGM. Notice explicative par A. Guillaume, S. Guillaume, F. Llac, M. Meurisse (1971), 15 p.
- GUYONNET D. (1987) - Analyse tectonique de la montagne du Grand-Crédo (Ain, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève (2^e partie), 85 p. (inédit).
- GUYONNET D. (1988) - La structure de la montagne du Grand-Crédo (Ain, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 41, fasc. 3, p. 393-408.
- HAEFELI C. (1966) - Die Jura/Kreide - Grenzsichten im Bieler Seegebiet (Kt. Bern). *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 59, p. 565-696.
- HEIM A. (1922) - Le sondage pour la recherche du pétrole à Challex (Ain) *Eclog. Geol. Helv.*, vol. XVII, n° 1, p. 115-123.
- HOMBERG C., ANGELIER J., BERGERAT F., LACOMBE O. (1994) - Nouvelles données tectoniques dans le Jura externe : apport des paléo-contraintes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 318, sér. II, p. 1371-1377.
- HUTIN G. (1966) - Étude géologique de la région de Montanges (Ain, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, 88 p. (inédit).
- JACCARD A. (1869) - Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. *Mat. Carte géol. Suisse*, 6, 336 p.
- JACCARD A. (1890) - Études géologiques sur l'asphalte et le bitume au Val de Travers, dans le Jura et la Haute-Saône. *Bull. Soc. sci. nat. Neuchâtel*, XVII, p. 108-112.
- JACCARD A. (1892) - L'origine de l'asphalte, du bitume et du pétrole. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. II, p. 87-153.
- JAQUET J.M. (1966) - Étude géologique de la région du Reculet. Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, 133 p. (inédit).

- JAYET A. (1926) - Étude stratigraphique de la perte du Rhône près de Bellegarde (Ain, France). *Eclog. Geol. Helv.*, 20/2.
- JAYET A. (1942) - Atlas géologique de la Suisse à 1/25 000, feuille 1281 : Coppet. Berne : Kümmerly et Frey.
- JAYET A. (1966) - Résumé de géologie glaciaire régionale. Genève : Chapuis, 1 vol., 53 p.
- JENNY J., BURRI J.P., MURALT R., PUGIN A., SCHEGG R., UNGEMACH P., VUATAZ F.D., WERNLI R. (1995) - Le forage géothermique de Thônex (canton de Genève) : aspects stratigraphiques, tectoniques, diagénétiques, géophysiques et hydrogéologiques. *Eclog. Geol. Helv.*, 88/2, p. 365-396.
- JOUANNE F., MENARD G., DARMENDRAIL X. (1995) - Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura Mountains: Data from leveling comparisons. *Tectonics*, vol. 14, n° 3, p. 606-616.
- JOUKOWSKY E. (1941) - Géologie et eaux souterraines du pays de Genève. Genève : Kundig, 1 vol.
- JOUKOWSKY E., FAVRE J. (1913) - Monographie géologique et paléontologique du Salève. Mém. Soc. phys. hist. nat. Genève, 37, 4, p. 295-523.
- KISSLING D. (1974) - L'Oligocène à l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu sédimentologique. Thèse, Genève, n° 1648, 94 p. (inédit).
- KOEHN P.R. (1970) - Géologie de la région de Chézery. Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, 49 p. (inédit).
- KRUMMENACHER R. (1970) - Géologie du bassin de la Valserine. Thèse, Genève, n° 1159, 95 p., 21 pl. (inédit).
- KRUMMENACHER R. (1972) - Hydrogéologie du bassin de la Valserine. *Bull. BRGM* (2^e sér.), sect. III, n° 2, p. 27-36.
- LAGOTALA H. (1935) - Les roches bitumineuses de Peissy (Genève). *Le Globe, Soc. géogr. Genève*, t. 87, p. 1-48.
- LAGOTALA H. (1947) - Quelques résultats du sondage de Peissy (Genève), sédimentation et bituminisation. *C.R. Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 64, n° 3, p. 73-81.
- LATHUILIÈRE B. (1982) - Bioconstructions bajociennes à madréporaires et faciès associés dans l'île Crémieu (Jura du Sud, France). *Géobios*, n° 5, fasc. 4, p. 491-504.
- LLAC F., MEURISSE M. (1971) - Tectonique de la feuille Saint-Claude au 1/50 000 et de ses abords (Jura). *Bull. BRGM* (2^e sér.), sect. 1, n° 1, p. 53-75.
- LEMOINE M. (1984) - La marge occidentale de la Téthys ligure. In G. Boillot (éd.) : « Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France ». Paris : Masson, p. 155-248.

- LOMBARD A. (1965) - Atlas géologique de la Suisse à 1/25 000, feuille 1301 : Genève. Berne : Kümmerly et Frey.
- LORY C. (1858) - Mémoire sur les terrains crétacés du Jura. Mém. Soc. émul. dépt. du Doubs, 3/2, p. 2-235.
- LOUBAT H. (1963) - Étude géologique de la région de Champfromier (Ain, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, 37 p. (inédit).
- LOUP B. (1993) - Étude géologique du crêt de Chalam et de la combe des Magras (Ain, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, p. 1-75, inédit.
- LOZES J. (1977) - Étude néotectonique de la vallée du Rhône entre Lyon et Genève. Rapport BRGM, « Projet sismotectonique - France » (inédit).
- MAGE R. (1983) - Étude géologique de la région de Montanges (Ain, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, 26 p. (inédit).
- MAILLARD G. (1884) - Étude sur l'étage Purbeckien dans le Jura. Diss. univ. Zürich.
- MANGOLD C. (1970) - Stratigraphie des étages Bathonien et Callovien du Jura méridional. Documents lab. géol. fac. sci. Lyon, n° 41, fasc. 1-2.
- MANGOLD C. (1984) - Jura méridional. In S. Debrand-Passard *et al.* : « Synthèse géologique du Sud-Est de la France ». Mém. BRGM, n° 125.
- MANGOLD C., ENAY R., BOURSEAU J.P., MONTJAMONT M. (DE), MONJUVENT G. (à paraître) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Nantua (652). Orléans : BRGM.
- MANIGIER A. (1887) - Le sondage de Challex. *Bull. Sté BSIM ind. minér.* 1 (3), p. 397.
- MAYSTRE D. (1989) - Cartographie et sédimentologie des dépôts glaciaires dans la partie occidentale du bassin genevois entre Chancy, Cartigny et Soral, Suisse. Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléontol. univ. Genève, 83 p. (inédit).
- MAYSTRE D., VERGAIN J. (1992) - Les dépôts glaciaires et proglaciaires dans la partie occidentale du bassin genevois : genèse et chronologie. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 85, n° 1, p. 169-194.
- METZGER J. (1988) - Les calcaires à entroques du Bajocien de Champfromier (Ain, France) : sédimentologie, paléontologie et pétrographie. Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléontol. univ. Genève, 74 p. (inédit).
- MEYER M. (1995) - Géologie du « diapir » de Champfromier et stratigraphie du Lias (Ain, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, 103 p. (inédit).

- MONJUVENT G., NICOUD G. (1988a) - Interprétation de la déglaciation rhodanienne au Wurm, des moraines « internes » à la cuvette lémanique. *Bull. A.F.E.Q.*, 2^e sér., n° 34-35, p. 129-140.
- MONJUVENT G., NICOUD G. (1988b) - Modalités et chronologie de la déglaciation wurmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français : synthèse et réflexion. *Bull. A.F.E.Q.*, 2^e sér., n° 34-35, p. 147-157.
- MOUTY M. (1966) - Le Néocomien dans le Jura méridional. Thèse Genève, n° 1369, 256 p. (inédit).
- MUGNIER J.L. (1984) - Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne de collision. Méthodes d'étude et modélisation - Exemple du Jura. Thèse doct. ing. I.R.G.M., univ. sci. et méd. Grenoble.
- MUGNIER J.L., VIALON P. (1986) - Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. *J. Struct. Geol.*, 8, 3/4, 373-387.
- NECKER L.A. (1841) - Étude géologique dans les Alpes. Paris : Langlois et Leclerc, 492 p.
- NUSSBAUMER C. (1995) - Étude géologique du Grand-Crédo septentrional (Ain, France). Cartographie géologique, stratigraphie, tectonique. Dipl. ing. géol., dpt. géol. paléont. univ. Genève, 135 p. 19 pl., 3 annexes (inédit).
- PARÉJAS E. (1938a) - Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève. *Rev. fac. sci. univ. Istamboul*, t. 3, fasc. 2, p. 44-48.
- PARÉJAS E. (1938b) - Atlas géologique de la Suisse à 1/25 000, feuille 1300 : Chancy. Commission géologique de la Soc. helv. sci. nat. Berne : A. Francke S.A.
- PAVONI N. (1975) - Zur Seismotektonik des Westalpendogens. *Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik, Fachblatt*, III/IV, p. 185-187.
- PAVONI N. (1983) - In R.H. Gabrielsen, J.B. Ramberg (eds) : « Seismotectonic studies in Switzerland ». Proc. 4th Conf. Basement Tectonics. (Oslo, 1981), vol. 4.
- PELLETIER M. (1960) - Contribution à l'étude stratigraphique de la première série calcaire du Jura méridional. Trav. lab. géol. Lyon, n.s., n° 4, p. 1-109.
- PENCK A., BRÜCKNER E. (1907) - Les Alpes françaises à l'époque glaciaire (trad. Schaudel). Trav. lab. géol. univ. Grenoble, t. 8, p. 111-267, 8 fig., 2 cartes.
- RANGHEARD Y., DEMARCQ G., MÜLLER C., POIGNANT A., PHARISAT A. (1990) - Données nouvelles sur le Burdigalien du Jura interne : paléobiologie, biostratigraphie et évolution structurale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. VI, n° 3, p. 479-486.
- REICHENBACH B., WEIDMANN M. (1992) - Fisch-Otolithen aus der oligomiozänen Molasse der West-Schweiz und der Haute-Savoie (Frankreich). *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, ser. B, Nr. 184, p. 1-83.

- REMANE J., BUSNARDO R., CHAROLLAIS J., CLAVEL B., THIEULOY J.P. (1989) - Description de profils dans l'Hauterivien de la région neuchâtoise du Mont-de-Chamblon et des environs de Sainte-Croix (cantons de Neuchâtel et de Vaud, Suisse). *Mém. Soc. neuch. sci. nat.*, t. XI, p. 19-48.
- RENEVIER J. (1874) - Mémoire géologique sur la perte du Rhône et ses environs. *Nouv. Mém. Soc. helv. sci. nat.*, n° 14.
- REYNAUD C. (1982) - Étude stratigraphique, sédimentologique et palynologique des dépôts du Pléistocène supérieur au Sud du bassin genevois. Thèse, Genève (inédit).
- RIGASSI D. (1957) - Le Tertiaire de la région genevoise et savoissienne. *Bull. Ver. Schweizer. Petrol. Geol. u. Ing.* vol. 24, n° 66, p. 19-34.
- RIGASSI D. (1977) - Encore le Risoux. *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, 73, p. 379-413 (B. 352).
- RUCHAT C. (1980-1989) - Carte géologique et géotechnique du canton de Genève à 1/5 000, feuilles 38 : Pont-Butin, 39 : Lancy, 52 : Pont-de-Carouge, 58 : Cologny.
- SALVINI-BONNARD G., ZANINETTI L., CHAROLLAIS J. (1984) - Les foraminifères dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen - Valanginien inférieur) de la région de la Corraterie, Grand-Salève (Haute-Savoie, France) : inventaire préliminaire et marques stratigraphiques. *Rev. Paléobiol.*, 3/2, p. 175-184.
- SAMBETH U. (1984) - Seismotektonische Untersuchungen im Gebiet des Genfer Beckens. Diplomarbeit, I.G.A.N.-E.T.H., Zürich, 116 p.
- SAMBETH U., PAVONI N. (1988) - A seismotectonic investigation in the Geneva Basin, southern Jura Mountains. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 81, n° 2, p. 433-440.
- SCHARDT H. (1891) - Étude géologique sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura (Chaîne du Reculet - Vuache). *Bull. Soc. vaud. sci. nat.* XXVIII, p. 69-158 (B. 103).
- SCHARDT H. (1909-1910) - Note sur les gisements asphaltifères du Jura. *Bull. soc. neuch. sci. nat.*
- SCHROEDER J. W. (1957) - Géologie du pétrole des régions lémanique, genevoise et savoyarde (bassin molassique périalpin). *Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing.* vol. 23, n° 65, p. 17-32.
- SCHROEDER J. W. (1958) - Géologie du pays de Genève. *Le Globe, Soc. géogr. Genève*, t. XCVII, p. 51-87 (publication du Centenaire).
- SEPTFONTAINE M. (1971) - *Eclusia moutyi* gen. et sp. nov., un foraminifère nouveau du Valanginien du Jura méridional. *Arch. Sci.*, Genève, 24/2, p. 285-298.
- SIGNER C., GORIN G.E. (1995) - New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area, as derived from reflection seismic data. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 88, n° 2, p. 235-265.

- STEINHAUSER N., LOMBARD A. (1969) - Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). *C.R. Soc. phys. hist. nat. Genève*, n. s., vol. 14, n° 1, p. 100-113.
- STRASSER A. (1988) - Enregistrement sédimentaire des cycles astronomiques dans le Portlandien et Purbeckien du Salève (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 41, fasc. 1, p. 85-97.
- STRASSER A., DAVAUD E. (1982) - Les croûtes calcaires (calcrètes) du Purbeckien du mont Salève (Haute-Savoie, France). *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 75, p. 287-301.
- STUDER B. (1825) - Beiträge zu einer Monographie der Molasse. Berne, 427 p.
- TOURNIER J. (1897) - Notes géologiques sur le département de l'Ain. *Bull. Soc. sci. nat. arch. Ain*, n° 9, p. 101-109.
- TRIPET J.P. (1966) - Étude géologique de la région de Menthieres (Ain, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, 116 p., 3 pl. (inédit).
- VERGAIN J. (1989) - Cartographie du Quaternaire et sédimentologie de l'alluvion ancienne entre la « Moraine de Champel » et la région de Cartigny, Genève, Suisse. Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléontol. univ. Genève, 77 p. (inédit).
- VIEBAN F. (1983) - Installation et évolution de la plate-forme urgonienne (Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux chaînes subalpines (Ain, Savoie, Haute-Savoie). Sédimentologie, stratigraphie, minéralogie et paléontologie. Thèse, Grenoble, 222 p.
- VILPERT J. (1996) - Étude géologique du vallon des Étrées (Ain, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, 118 p., 11 fig., 30 pl., 1 carte (inédit).
- VINCIENNE H. (1932a) - Un type de décollement dans le Jura méridional au Nord de Chézery (Ain). Sa signification au point de vue de la genèse tectonique de la chaîne. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, tome V, p. 233-243.
- VINCIENNE H. (1932b) - Les décrochements horizontaux dans le Jura méridional. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 194.
- VINCIENNE H. (1939) - Sur la structure des anticlinaux des hautes chaînes du Jura méridional. *C.R. Acad. Sci.*, Paris.
- WAEHRY A. (1989) - Faciès et séquences de dépôts dans la Formation de Pierre-Châtel (Berriasien moyen, Jura méridional, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, 83 p. (inédit).
- WEGMULLER S., AMBERGER G., VERNET J.P. (1995) - La Formation de Montfleury près de Genève : étude palynologique et sédimentologique d'une séquence du Pléistocène moyen. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 88, n° 3, p. 595-614.

- WEIDMANN M. (1984) - Le Sidérolitique et la Molasse basale d'Orbe (Vaud). *Bull. Soc. vaud. sci. nat.*, 366/77, p. 135-141.
- WERNLI R. (1971) - Les foraminifères du Dogger du Jura méridional (France). *Arch. Sci.*, Genève, vol. 24, fasc. 2, p. 305-364.
- WERNLI R., FOOKES E. (1992) - *Troglotella incrustans*, n.g., n.sp., un étrange et nouveau foraminifère calcicavicole du complexe récifal kimméridgien de Saint-Germain-de-Joux (Ain, France). *Bull. Soc. Paleont. Ital.*, n° 31/1, p. 95-103.
- WERNLI R., JAQUET J.M. (1972) - Le Bathonien et le Callovien du col du Sac (Gd.-Crédo, Ain, France). *C.R. Soc. phys. hist. nat. Genève*, 1/7, p. 23-30.
- WILDI W., BLONDEL T., CHAROLLAIS J., JAQUET J.M., WERNLI R. (1991) - Tectonique en rampe latérale à la terminaison occidentale Haute-Chaine du Jura. Compte rendu de l'excursion de la Soc. géol. suisse du 2 oct. 1990. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 84, n° 1, p. 265-277.
- ZANINETTI L., CHAROLLAIS J., CLAVEL B., DECROUEZ D., SALVINI-BONNARD G., STEINHAUSER N. (1988) - Quelques remarques sur les fossiles du Salève (Haute-Savoie, France) : (1) Note sur *Heterodicerias luci* et *Natica leviathan* ; (2) Micropaléontologie dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen-supérieur) des carrières de Monnetier, d'après le matériel de Joukowsky et Favre, 1913. *Arch. Sci.*, Genève, vol. 41, fasc. 1, p. 43-63.

Documents cartographiques consultés

- CANAPLE J. (1952) - Étude géologique des environs de Chézery (carte à 1/20 000 Saint-Julien-en-Genevois n° 2). Dipl. ét. sup., ENSP - univ. Lyon (inédit).
- HANAPPIER J.J. (1952) - Étude géologique d'une partie du Jura méridional (NW de Bellegarde). Feuille Saint-Julien-en-Genevois n° 5 (à l'exception de l'extrémité sud) et feuille Saint-Julien-en-Genevois n° 1 (angle sud-ouest). Dipl. ét. sup., ENSP - univ. Lyon (inédit).
- KILCHENMANN P. (1991) - Étude géologique et géotectonique de la région de Belleydoux (Ain, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, 69 p. (inédit).
- LOUBAT H. (1963) - Étude géologique de la région de Champfromier (Ain, France). Dipl. sci. Terre, dpt. géol. paléont. univ. Genève, 37 p. (inédit).
- MANGOLD C. - Feuille géologique Saint-Julien-en-Genevois, levés inédits à 1/20 000.
- POUJOL P. (1952) - Saint-Julien-en-Genevois n° 6. Dipl. ét. sup. ENSP - univ. Lyon (inédit).
- UNIVERSITÉ DE GENÈVE (1990 à 1995) - Levés inédits des camps de terrain d'étudiants (encadrement J. Charollais et R. Wernli).

VEYRETOUT P. (1952) - Étude stratigraphique et tectonique de la région Champfromier - Giron (feuilles à 1/20 000 Saint-Julien-en-Genevois n° 1 et 2). Dipl. ét. sup. ENSP - univ. Lyon (inédit).

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Rhône-Alpes, 29, bd du 11-novembre, BP 2059, 69616 Villeurbanne Cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Les auteurs ont traité les parties suivantes de la notice :

– M. DONZEAU, ingénieur géologue au BRGM : aperçu géographique et cadre géologique régional, évolution tectonique, synthèse géodynamique régionale, géodynamique récente (contribution de G. Amberger), risque sismique, substances utiles (contribution de G. Amberger), indices et gîtes minéraux ;

– R. WERNLI, J. CHAROLLAIS, professeurs à l'université de Genève : travaux antérieurs, conditions d'établissement de la carte (contribution de G. Monjuvent), description et conditions de formation des terrains anté-quadernaires, données complémentaires (sondages, sites et itinéraires d'excursion) ;

– G. MONJUVENT, directeur de recherche au CNRS : description et conditions de formation des terrains quaternaires, contributions aux paragraphes « Aperçu géographique », « Travaux antérieurs - Conditions d'établissement de la carte ».

Avec la collaboration de :

– G. AMBERGER, géologue cantonal au Service cantonal de géologie, République et Canton de Genève, pour l'hydrogéologie du bassin genevois ; contributions aux chapitres « Géodynamique récente », « Substances utiles » et « Risques naturels » ;

– D. JAUFFRET, ingénieur géologue au BRGM, pour l'hydrogéologie du Jura ;

– A.M. MALATRAIT, ingénieur géologue au BRGM, pour les mouvements de terrain (avec contribution de G. Amberger).

Coordination : M. DONZEAU.

Remerciements. Les auteurs souhaitent remercier les personnalités et institutions suivantes pour leur collaboration : MM. les professeurs C. Mangold (université Claude-Bernard - Lyon I) pour la détermination d'ammonites du Dogger et la fourniture de levés cartographiques inédits,

R. Enay (université Claude-Bernard - Lyon I) pour la détermination d'ammonites du Malm et la fourniture de levés cartographiques inédits, R. Busnardo (université Claude-Bernard - Lyon I) pour la détermination d'ammonites du Crétacé, B. Clavel pour la détermination d'échinides du Jurassique et du Crétacé, M. le professeur R. Schroeder pour la détermination d'orbitolinidés du Crétacé inférieur et le Dr. M. Weidmann pour des données inédites sur la molasse.

J.P. Ecoffey (université de Genève) a indiqué des affleurements de Callovien ; C. Meister (Muséum d'histoire naturelle de Genève) a déterminé des ammonites du Lias ; le Dr. J.L. Mugnier (CNRS, université Joseph-Fourier, Grenoble) a revu les chapitres sur la tectonique ; le Dr. F. Thouvenot (IRIGM, Grenoble) a fourni des données sismiques sur la feuille Saint-Julien. La SNCF a fourni la coupe géologique du tunnel ferroviaire du Grand-Crêt-d'Eau. M. le professeur J. Debelmas (université Joseph-Fourier, Grenoble) et le Dr. D. Vaslet (BRGM) ont revu le manuscrit de la notice.

Enfin, les auteurs remercient le Fonds national suisse de la recherche scientifique (20-37089.93, 2000-046719.96) pour son soutien financier.

Présentation au CCGF : 11 décembre 1995

Acceptation de la carte et de la notice : 20 septembre 1996

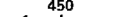

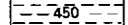

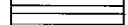
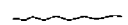
Impression de la carte : 1997

Impression de la notice : décembre 1997

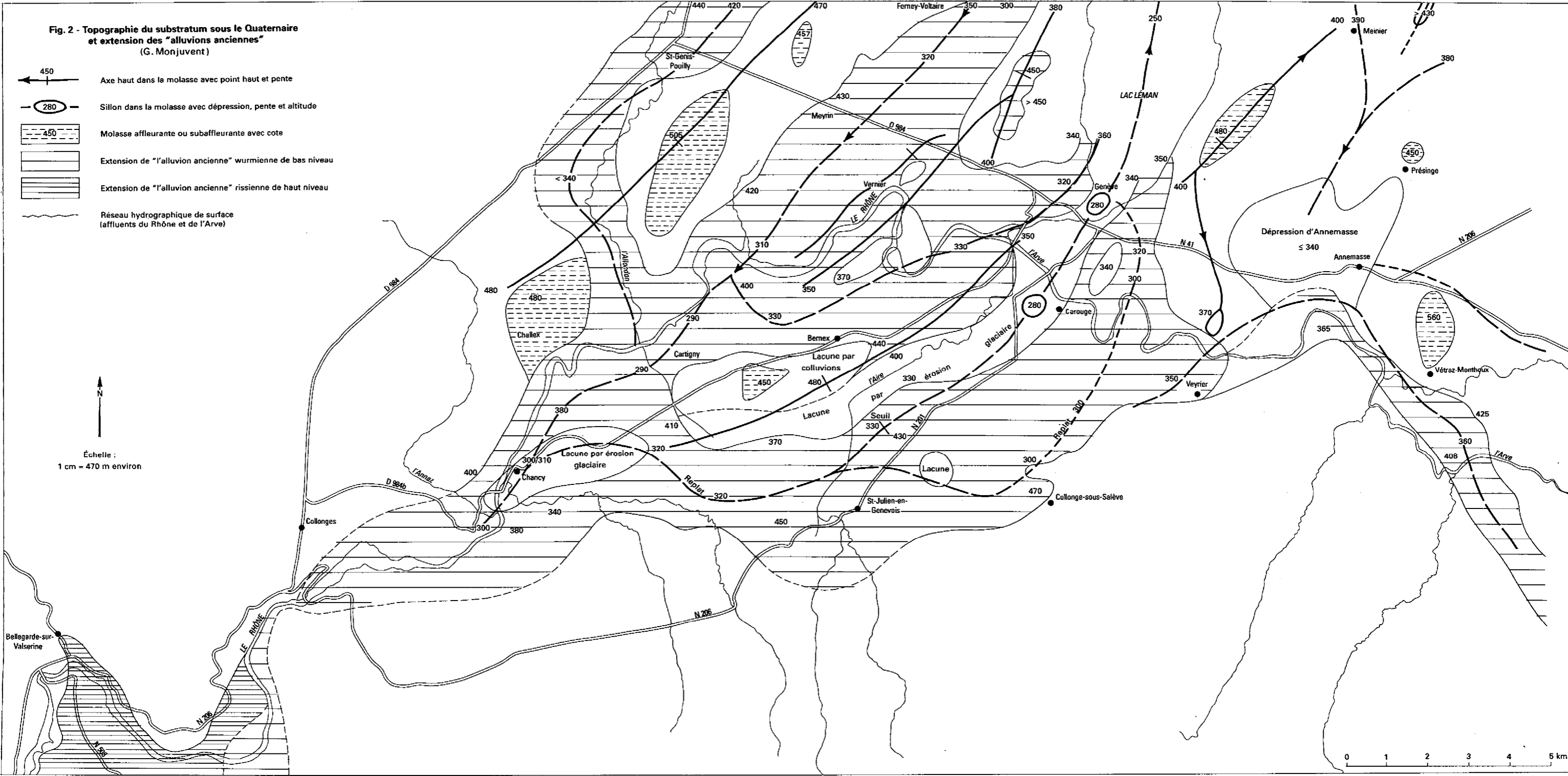
impression imprimerie nouvelle

Dépôt légal : décembre 1997

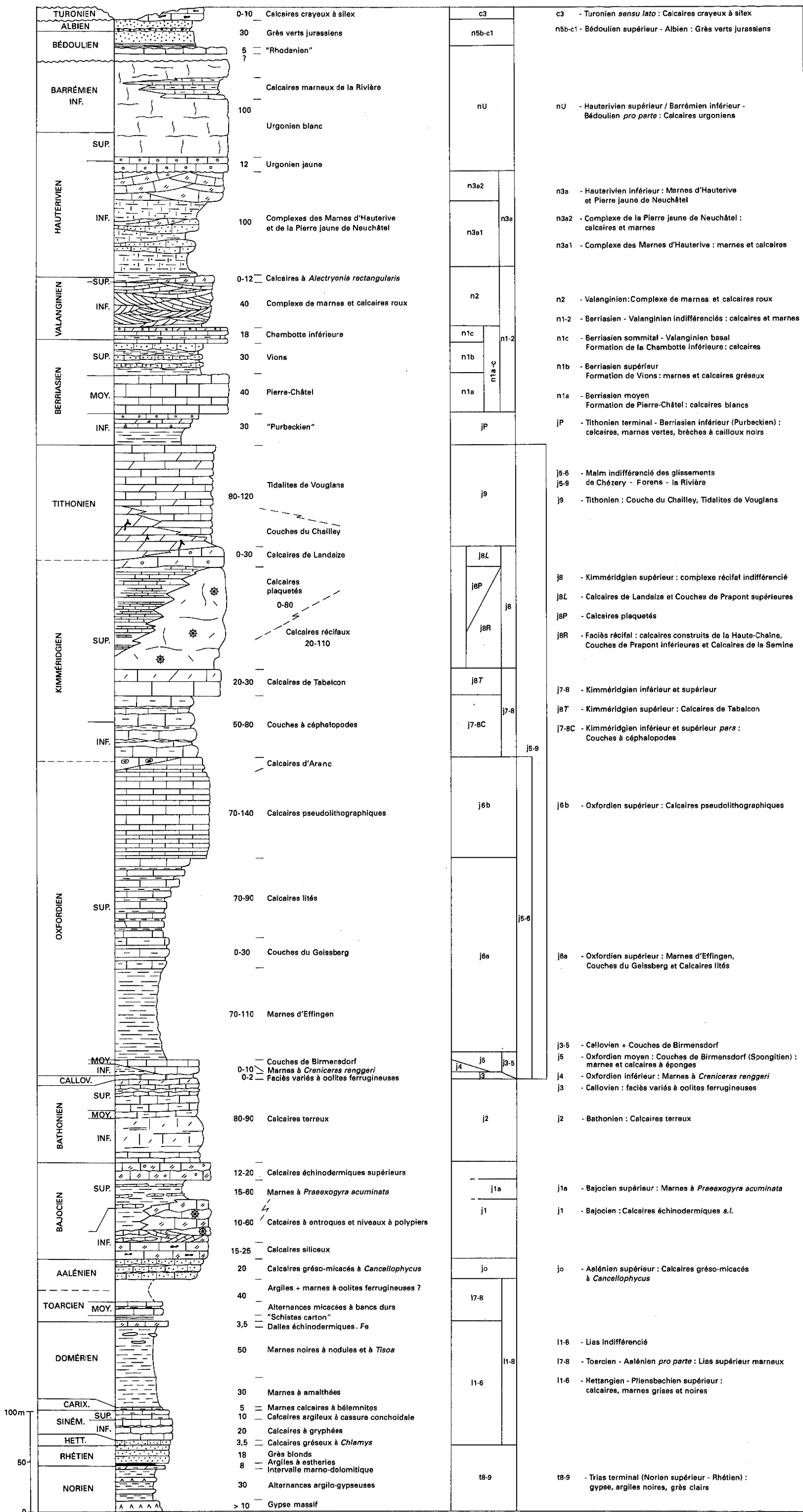
Fig. 2 - Topographie du substratum sous le Quaternaire et extension des "alluvions anciennes" (G. Monjuvent)

-  450
Axe haut dans la molasse avec point haut et pente
-  280
Sillon dans la molasse avec dépression, pente et altitude
-  450
Molasse affleurante ou subaffleurante avec cote
- 
Extension de "l'alluvion ancienne" wurmienne de bas niveau
- 
Extension de "l'alluvion ancienne" rissienne de haut niveau
- 
Réseau hydrographique de surface (affluents du Rhône et de l'Arve)

Échelle :
1 cm = 470 m environ

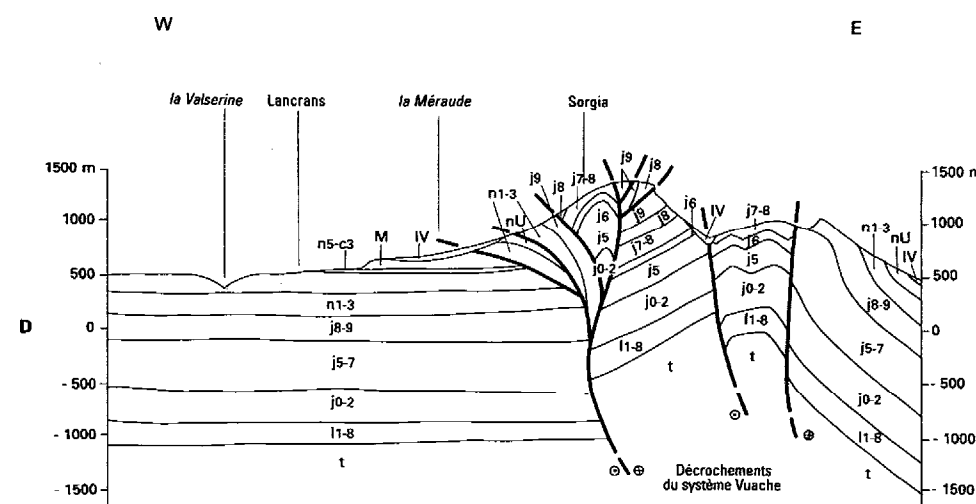
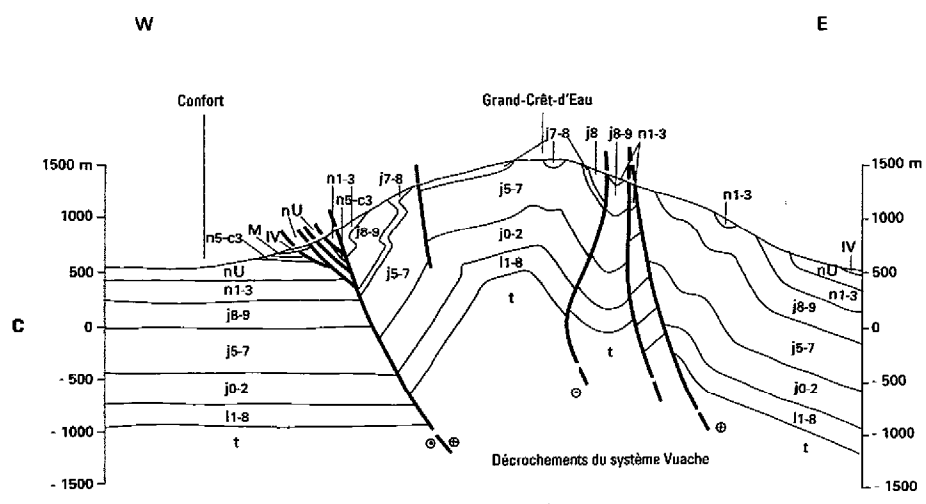
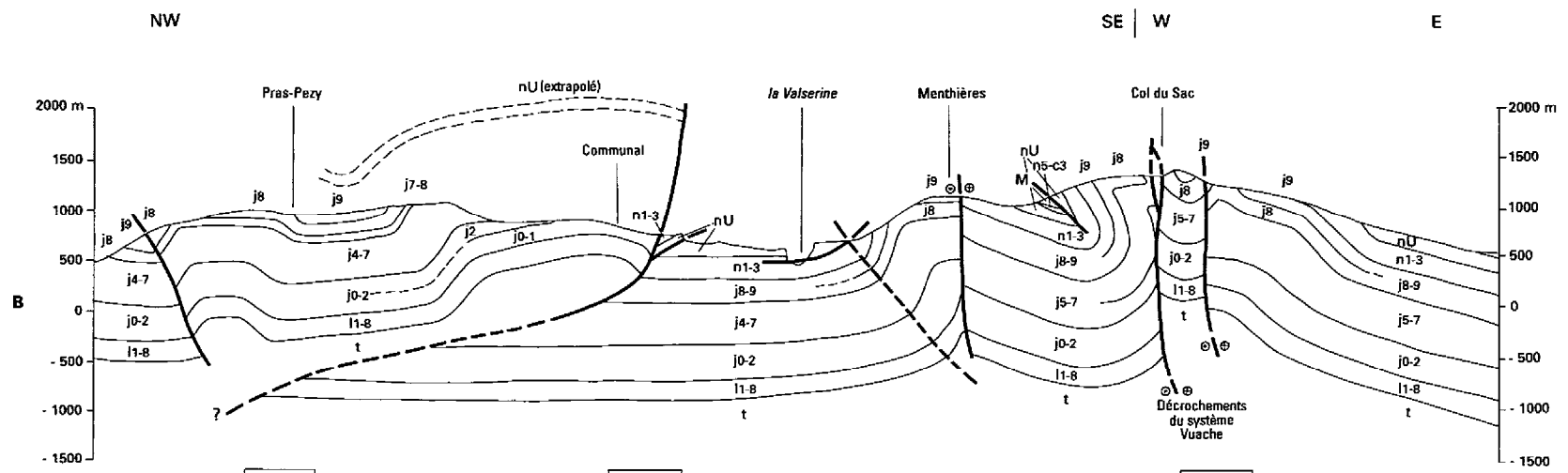
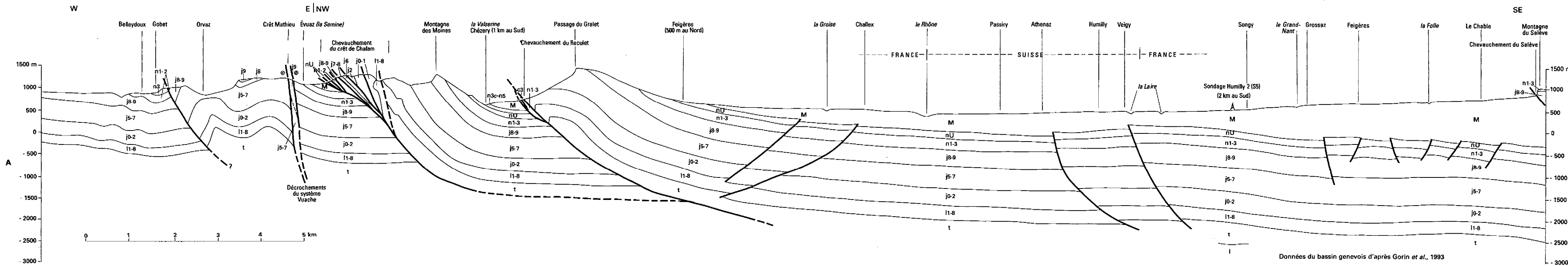


0 1 2 3 4 5 km



L'établissement d'une seule colonne stratigraphique synthétique, même schématique, pour cette feuille est délicat à cause des variations de faciès et surtout d'épaisseurs d'un secteur à l'autre. Pour chaque formation nous avons choisi une épaisseur moyenne. Dans le cas de fortes variations de faciès et de passages latéraux, comme dans la barre du Bajocien ou celle du Kimméridgien supérieur, un compromis graphique tente d'illustrer la situation sur le terrain approximativement d'Ouest en Est, mais sans pouvoir respecter les isochrones ni les épaisseurs

Fig. 1 - Coupe lithostratigraphique synthétique du Mésozoïque (Trias et Jurassique par R. Wernli, Crétacé par J. Charollais)



- | | | | | | |
|-------|---------------------------|------|--|------|-----------------------|
| IV | Formations superficielles | n1-3 | Calcaires, argiles | l1-8 | Marno-calcaires |
| M | Molasse indifférenciée | j8-9 | Calcaires, au sommet : calcaires argileux "Purbeckien" | t | Trias gypsifère |
| n5-c3 | Calcaires, marnes, grès | j5-7 | Marno-calcaires | l | Paléozoïque |
| nU | Calcaires | j0-2 | Calcaires, marnes | ↙ ↘ | Décrochement senestre |

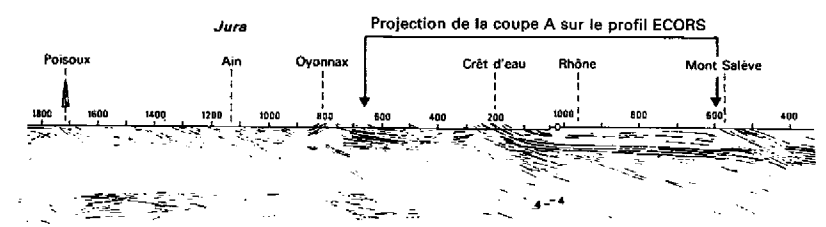
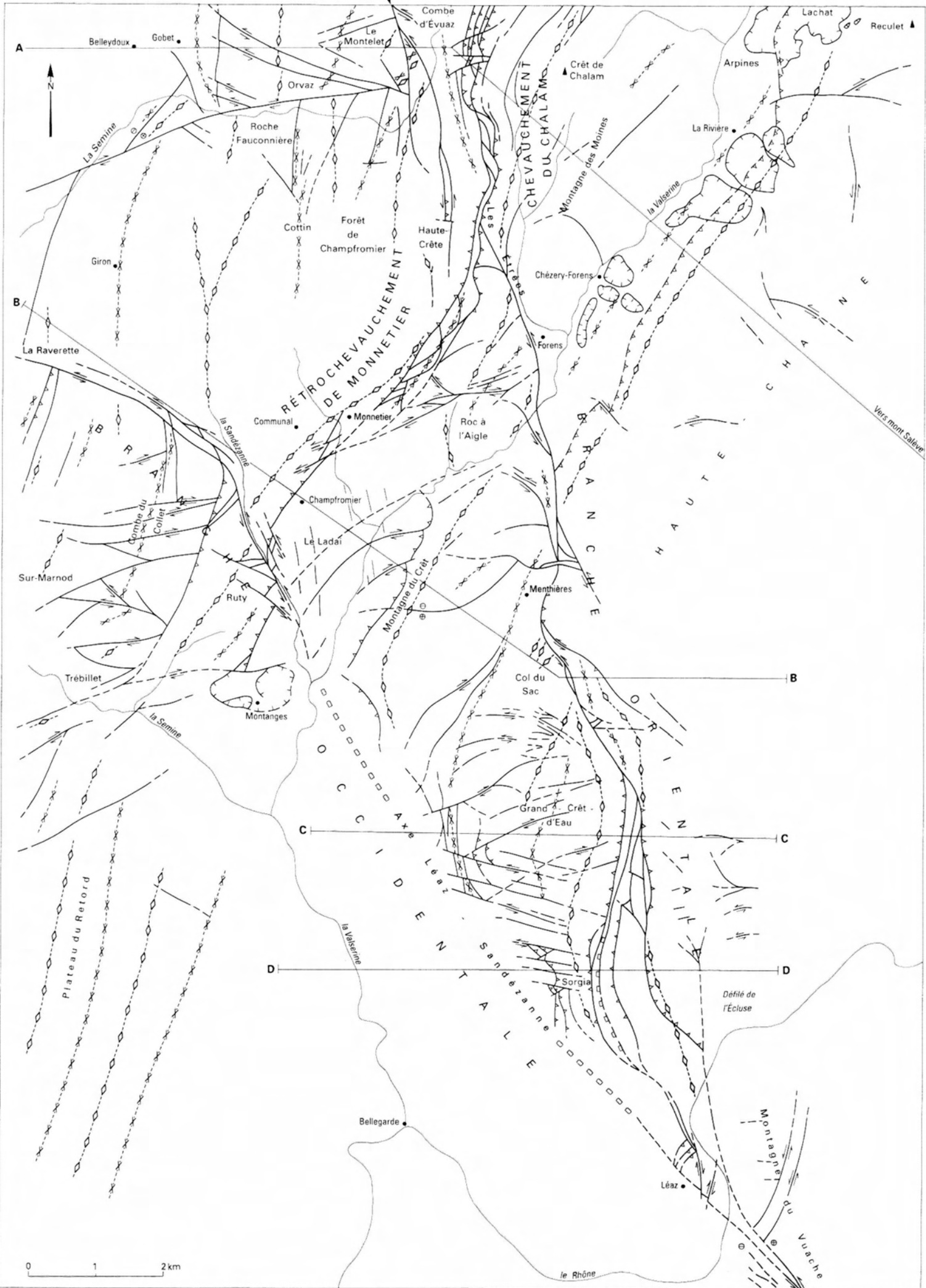


Fig. 5 - Coupes géologiques (M. Donzeau)

FAILLES EN ÉCHELON DE LA HAUTE-CRÊTE



- | | | | | | |
|---------------------------------------|-------------------------------------|--|---|--|---|
| | Anticlinal | | Chevauchement
a - observé, b - supposé | | Décalage vertical
a - compartiment abaissé
b - compartiment soulevé |
| | Synclinal | | Faille
a - observée, b - supposée | | Masse glissée |
| | Décrochement avec sens de mouvement | | Faille inclinée
a - observée, b - supposée | | Réseau hydrographique |
| Éléments principaux du système Vuache | | | Axe Léaz - Sandézanne | | |

Fig. 4 - Esquisse tectonique de la partie jurassienne de la feuille Saint-Julien-en-Genève (M. Donzeau)

A, B, C, D, Trace des coupes (fig. 5)