

Stratigraphie du Lias de Champfromier (Ain)*

Michel MEYER (1)
Christian MEISTER (2)
Roland WERNLI (3)

Stratigraphy of the Champfromier Lias (Ain)

Géologie de la France, n° 1, 2000, pp. 47-57, 4 fig.

Mots-clés : Keuper, Rhétien, Lias, Ain, Jura chaîne.

Key words: Keuper, Rhetian, Lias, Ain, Jura Mountains.

Résumé

Le pointement singulier de Trias supérieur et de Lias de Champfromier, appelé faussement diapir dans la littérature, offre un jalon des plus précieux pour la connaissance de ces roches qui affleurent mal dans le Jura méridional. La cartographie détaillée de cette structure, et l'établissement d'une série quasi complète de Lias de 170 m d'épaisseur bien datée par ammonites est présentée et un premier inventaire paléontologique les accompagne.

Le Keuper apparaît tout d'abord sous la forme d'un complexe argilo-gypseux surmonté d'un intervalle marno-dolomique pour ensuite faire place au faciès argileux à Estheridés graduellement remplacé par les grès blonds rhétiens marquant le retour à un milieu plus franchement marin.

La transgression liasique très franche dépose les Calcaires gréseux à Chlamys, les Calcaires à gryphées et les Calcaires marneux à cassure conchoïdale du Lias inférieur. Les Marnes calcaires à bélénites, les Marnes à Amalthèes, les Marnes noires à nodules et la Dalle échinodermique représentent le Lias moyen.

Le Lias supérieur comprend les Schistes cartons (invisibles ici mais affleurants un peu plus au nord) et les alternances micacées à bancs durs. L'Aalénien est représenté par les Calcaires gréso-

micacés mais son contact avec le Toarcien est inconnu.

Cette série corrélable avec les autres très rares affleurements du Jura méridional, s'intègre bien dans un schéma paléogéographique conditionné essentiellement à cette époque par une zone de faible subsidence appelée éperon lyonnais.

Abridged English version

The Triassic and Liassic outcrops of Champfromier (Prébasson) have been known for a long time; they were worked for gypsum in the past and feature in 19th Century literature (Favre, 1879; Tournier, 1887, 1897; Riche, 1894).

The studied outcrops are located in the small Sandézanne valley southwest of the village of Champfromier, which is 8 km north of Bellegarde-sur-Valserine and 25 km west of Geneva (Fig. 1). The area belongs to the southern Jura mountains fold and thrust belt.

The detailed stratigraphic study of the Champfromier Lias provides a precise key to understanding the history of the Jura mountains at that time. In this tectonically complex area, the description of an almost complete stratigraphic sequence, well dated by ammonites, corrects the assumptions of Bovier (1931) as well as a hypothetical log of Wernli in Charollais and Badoux (1990, Fig. 39) and for the first time offers for these units

correct thickness measurements that are the sole basis for reconstructing reliable balanced profiles.

The Champfromier Lias forms the core of the faulted NE-SW-trending Monnetier anticline and is truncated by the left-lateral strike-slip Sandézanne Fault (Figs. 1 and 2).

This remarkable Triassic and Liassic valley is mostly covered by vegetation, but locally shows some scattered outcrops that previously gave the impression of a diapiric structure, hence the appearance of the term "Champfromier diapir" in the literature (Wernli in Charollais and Badoux 1990). Previous work by Meyer (1995) revealed that it is not a diapir, but a complicated structure that implies major shortening linked to thrusting.

The stratigraphic description below relates to the Late Triassic and Liassic formations. The remaining Jurassic and Early Cretaceous units shown on the detailed geological map of Figure 2 are referred to in the explanatory notes to the geological map of Saint-Julien-en-Genevois (Donzeau et al., 1997) from which the cartographic indices are taken.

Triassic formations

The study of the Triassic formations is in places incomplete because of local landslides. Our observations, in conjunction with those of Tournier (1897), provide a good insight to these poorly known

* Manuscrit déposé le 6 octobre 1999, et accepté le 9 avril 2000.

(1) Département de Géologie et Paléontologie, Université de Genève, 13 Rue des Maraîchers, CH-1211 Genève.

(2) Muséum d'Histoire naturelle de Genève, Département de Paléontologie des Invertébrés et de Géologie, C.P. n°434, 1 Route de Malagnou, CH-1211 Genève.

(3) Département de Géologie et Paléontologie, Université de Genève, 13 Rue des Maraîchers, CH-1211 Genève.

units. Tournier (1897) describes 6 m of metre-thick gypsum layers separated by thin clay intervals, overlain by some 28 m of coloured clays showing very thin gypsum laminations. The clays can be black, red, green or yellow, and in places seem related to cyanobacterial flats. These levels can still be partly observed in an ancient quarry. These two units may be Keuper in age on the basis of facies analogies with some wells in the external part of the Jura mountains.

In the uppermost Keuper and the Rhaetian, various facies show a gradual trend from a continental environment to marine facies. We observe a 5 m-thick azoic dolomitic marl facies overlain by 3 m of thinly laminated black clays with abundant Estherids (*Cyzicus [Euestheria] minuta* [VON ZEITEN]); Rhaetavicula contorta (PORTLOCK) also occurs in this Keuper brackish environment. This fine-grained facies is gradually replaced by Late Rhaetian massive sandstone.

Liassic formations

The Hettangian is well represented by 3.5 m of sandy Chlamys limestone. The quartz content gradually decreases from 60% to 0% and is inversely proportional to the echinoderm content. The ammonites Psiloceras sp., Alsatites liasicus (d'ORBIGNY) and Waehneroceras sp. are common, as are the bivalves Pinna hartmanni ZIETEN, Plagiostoma giganteum (SOWERBY) and Chlamys valoniensis (DEFRANCE), indicating an Early to Middle Hettangian age for this unit.

Farther up, we observe 20 m of the well-known Gryphaea arcuata LAMARCK limestone in a succession of 5- to 60-cm-thick undulating layers; it is a bioclastic muddy facies with bivalves (Gryphaea arcuata), echinoderms and ammonites (Schlotheimia sp., Pararnioceras sp. and Coroniceratina sp.), indicating a Late Hettangian to Sinemurian age. The Late Sinemurian is composed of 10 m of hard, blue-grey to ochre marly limestone, commonly showing conchoidal fracture. The ammonites (Bifericeras sp., Hemimicroceras sp., Gleviceras sp., Oxynoticeras oxynotum [QUENSTEDT]) indicate that this formation extends from the Oxynotum to the Raricostatum ammonite zone.

The Pliensbachian is represented by 5 m of Carixian marly facies with abundant belemnites and ammonites (Ibex to Jamesoni ammonite zones) and continues upwards with the thick Domerian units. The latter comprise 30 m of Amaltheus marl, which is dark, very homogenous and rich in ammonites (mainly Amaltheus margaritatus DE MONFORT), followed by approximately 50 m of black marl. The abundant microfauna include foraminifers (Nodosariids) and ostracods. The black marl, which is rich in ferruginous nodules that gradually increase in size from the base to the top of the formation, represents a distal marine environment. The upper levels of the Domerian show an important change in lithology with the abrupt passage into coarse bioclastic limestone showing ferruginous incrusted levels containing belemnites and ammonites (*Pleuroceras spinatum* [BRUGUIERE]).

The Toarcian is incomplete because of the lack of outcrops of Early Toarcian "Paper shales" and seems to be mainly represented by regular alternations of black marl and mica-rich limestone in which some Middle Toarcian ammonites such as *Hildoceras bifrons* (BRUGUIERE) and *Haugia variabilis* (d'ORBIGNY) were found. The Late Aalenian facies is very similar but shows a higher quartz content and abundant sponge spicules.

Discussion

The described vertical succession shows a well-defined second-order sea-level trend that can easily be correlated with the charts. Nevertheless, some local particularities are superimposed onto this trend and influence the facies distribution. The sedimentation of the Liassic units was controlled by a low-subsidence zone known as the "éperon lyonnais" or "Lyonnaise spur" (Mouterde et al., 1984). Deposition of the Liassic units was therefore linked to an inherited topography with differential subsidence that controlled the sedimentation rate and the facies type (Fig. 4). The studied outcrops are paleogeographically situated in the northeastern part of this spur.

Introduction

Le pointement triasique et liasique de Champfromier (Prébasson) est connu depuis fort longtemps puisqu'il a fait

l'objet d'exploitation de gypse dans le passé, et a été signalé dans la littérature dès le XIX^e siècle par Favre (1879), Tournier (1887) et Riche (1894).

Si les faciès salifères n'ont jamais été étudiés de manière détaillée, les affleurements de Lias aux alentours ont connu une certaine célébrité par les travaux de Bovier (1931) qui a remis en cause ici la théorie hémérale de Buckmann en proposant de s'en tenir au zones d'Oppel. Pour lui, les hemerae ont une valeur locale et définissent des coupures stratigraphiquement trop petites. Depuis lors, on ne trouve aucune révision sur les ammonites de ce célèbre gisement qui est un des très rares sites où on peut étudier le passage du Trias au Lias dans le Jura méridional. En effet, au sud de Lons-le-Saunier, on ne compte guère que quelques pointements où affleure cette limite et seule la région de Champfromier donne des informations sur le Jura interne.

L'étude stratigraphique détaillée du Lias de Champfromier offre donc un jalon des plus précieux pour la compréhension de l'histoire du Lias jurassien. Dans cette aire tectoniquement complexe, l'établissement d'une série stratigraphique quasi complète, bien zonée par les ammonites, corrige les hypothèses de Bovier (1931) ainsi qu'un log hypothétique de Wernli in Charollais et Badoux (1990, fig. 39), et offre pour la première fois des mesures d'épaisseur correctes qui seules permettent la construction de profils tectoniques fiables.

En effet, si la remontée de Trias en surface a intrigué depuis longtemps les géologues, son interprétation tectonique restait des plus hypothétiques sans une bonne connaissance de la stratigraphie du Lias.

Les récents travaux cartographiques, stratigraphiques et tectoniques de Meyer (1995) à 1/10 000 complétés par ceux de la nouvelle carte géologique à 1/50 000 (feuille Saint-Julien-en-Genevois, Donzeau et al., 1997) ainsi que les travaux de Donzeau et al. (1998) permettent maintenant une meilleure approche structurale de ce « faux diapir » ; les conclusions sont à paraître dans une prochaine publication.

Dans la présente note, nous n'abordons que la lithostratigraphie et la biostratigra-

phie par ammonites du Lias ainsi que des comparaisons avec les très rares autres gisements du Jura méridional.

Contexte géologique

Le terrain d'étude se situe dans le valon de la Sandézanne juste au sud-ouest du village de Champfromier, à 8 km au nord de Bellegarde-sur-Valserine et à 25 km à l'ouest de Genève (fig. 1). On se trouve ici sur la ceinture de chevauchement du Jura méridional interne, recoupée par la branche secondaire (occidentale) – appelée ligne Léaz-Sandézanne par Donzeau *et al.* (1997) – du grand décrochement du Vuache. Le Trias et le Lias de Champfromier forment le cœur de l'anticlinal faillé de Monnetier, d'axe SW-NE. Il est décroché de manière sénestre au niveau de la Sandézanne, par la faille du même nom qui prolonge au nord-ouest la ligne Léaz-Sandézanne (fig. 1 et 2). Cet anticlinal de Monnetier, moulé au nord (jusqu'à Moulin Dernier) comme au sud (vers Ruty) par une barre de Dogger relativement régulière, est adossé à l'est au plateau du Ladai dont il chevauche la dalle urgonienne. Sur le flanc ouest, l'anticlinal chevauche les parois verticales de Kimméridgien-Tithonien de la montagne de Cruchon.

Ce pointement remarquable de Trias, auréolé d'affleurements épars de Lias et ponctué de glissements de terrain, donnait jusqu'alors l'impression d'une structure diapirique, d'où le terme passé dans la littérature de « diapir » de Champfromier (Wernli *in Charollais et Badoux, 1990*). Les travaux détaillés de Meyer (1995) montrent qu'il n'en n'est rien, mais la remontée en surface de roches si anciennes implique très certainement un (ou des) volumes cachés en profondeur pour combler l'espace jusqu'au socle, qui dans cette aire est situé à environ 1 500 m de profondeur. Cette hypothèse tectonique sera développée et mieux argumentée dans une publication en préparation.

Description des unités lithologiques

La description stratigraphique qui suit concerne les formations du Trias supérieur et du Lias. Pour les autres unités du Jurassique et du Crétacé inférieur citées sur l'esquisse géologique de la figure 2,

Situation géographique et géologique

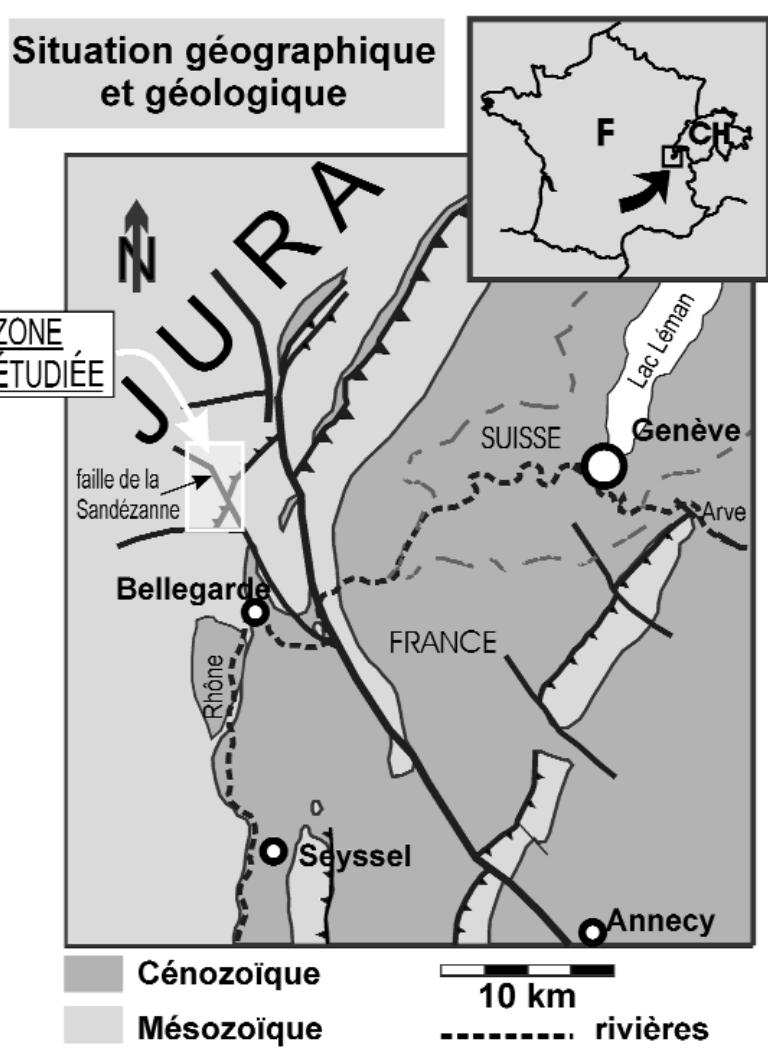


Fig. 1.- Situation géographique et géologique du terrain étudié.

Fig. 1.- Geographical and geological setting of the studied area.

nous renvoyons à la notice explicative de la feuille géologique Saint-Julien-en-Genevois (Donzeau *et al.*, 1997) à laquelle nous empruntons les indices cartographiques. De bas en haut, on trouve les formations ci-après.

Gypse massif : (Keuper),
indice cartographique t3

Cette formation n'affleure guère plus actuellement que par quelques blocs non en place, et nos informations sont essentiellement tirées de Tournier (1897) qui a levé 6 m de série durant l'exploitation. Il note sept bancs massifs, de 50 à 150 cm d'épaisseur séparés par des interbancs d'argiles rouges ou lie-de-vin de 10 à 60 cm. Les bancs gypseux sont blancs, blanc grisâtre, noirâtres terreux ou rosés, massifs

saccharoïdes ou fibreux et comportent des noyaux d'anhydrite très durs. Cette unité évaporitique est attribuée au Keuper par analogie de faciès avec les forages du Jura (Courel *et al.*, *in Debrand-Passard *et al.*, 1984*).

Alternance argilo-gypseuse :
(Keuper), indice cartographique t3

Cette formation qui produit un creux topographique et des paysages ruiniiformes est souvent recouverte de végétation variée et en particulier de mousses très vertes. L'eau qui ruisselle en surface est rougeâtre et laiteuse et trouble la Sandézanne en aval des anciennes mines.

C'est une alternance centimétrique à millimétrique d'argiles souvent noires ou

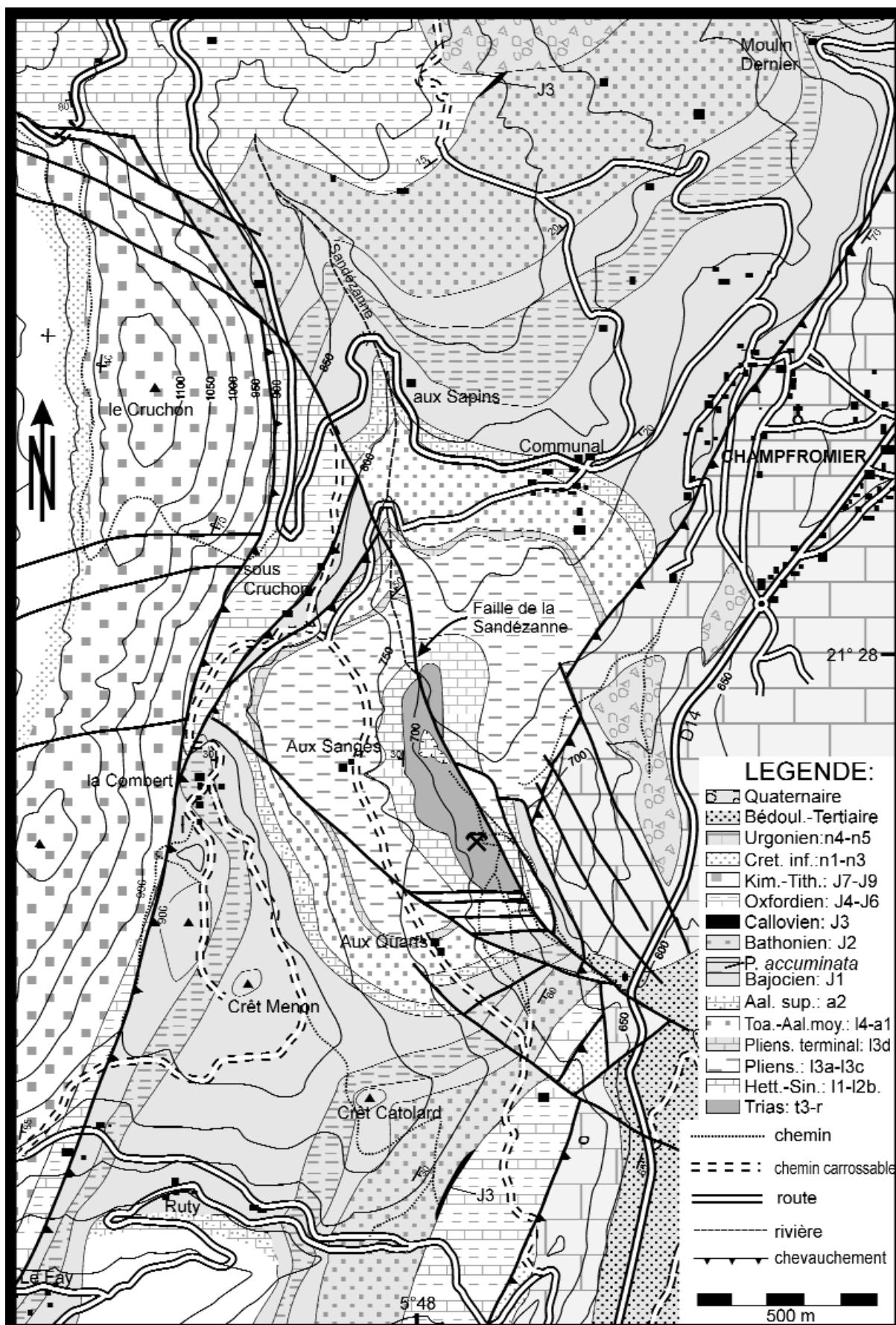


Fig. 2.- Carte détaillée des environs du « diapir » de Champfromier.

Fig. 2.- Detailed map of the Champfromier "diapir" area.

lie-de-vin, et de lits gypseux blanchâtres. Certains de ces bancs gypseux clairs montrent de fines lames grisâtres verdâtres, avec des chevauchements typiques de tapis cyanobactériens ou de micro tepee. Tournier (1897) qui a pu mieux observer cette formation au siècle passé a noté que la série est plutôt violacée à la base et jaunâtre au sommet. Sa puissance est d'environ 28 m. Cet environnement typique de sebkha est attribué au Keuper par analogie de faciès avec les Marnes irisées des forages du Jura (Courel *et al.*, in Debrand-Passard *et al.*, 1984).

Intervalle marno-dolomitique :
(Keuper ou Rhétien),
indice cartographique t3-t9

D'une épaisseur de cinq mètres, ce niveau à prédominance marneuse ressort mal dans le paysage ; néanmoins sa teinte jaune-ocre aide à sa localisation. Il est composé de marnes jaune-vert à l'aspect quelquefois bréchifié dans lesquelles s'intercalent quelques bancs dolomitiques finement varvés d'une vingtaine de centimètres. Ceux de la base ont un aspect pseudobréchique dû probablement à des phases de dessiccation. Ces niveaux azoïques sont datés par encadrement et appartiennent soit au Keuper soit au Rhétien.

Argiles noires à Estheridés :
(Rhétien),
indice cartographique t9

Ce niveau épais d'environ trois mètres repose directement sur l'Intervalle marno-dolomitique et sa couleur noire contraste fortement avec le jaune-ocre de son substratum. Ces argiles se délitent facilement en lames millimétriques et entre ces feuillets, la présence d'auréoles bariolées ainsi qu'une forte odeur de bitume traduisent la présence d'hydrocarbures. Ces mêmes interfaces à taches rouillées exhibent parfois des valves du minuscule crustacé branchiopode *Cyzicus (Eustheria) minuta* (VON ZEITEN) typique d'un milieu saumâtre. A côté, on trouve aussi *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK) et de rares tronçons de mâchoires de poisson. Ces argiles acceptent localement l'intercalation de lits gréseux slumped, et peuvent être ailleurs un peu plus massives se déli-

tant alors de manière conchoïdale. La série est soulignée à mi-hauteur par un banc gréseux, et son sommet exhibe une fugace récurrence du faciès de type Intervalle marno-dolomitique.

Les résidus de lavage peuvent contenir jusqu'à 20 % de quartz très arrondis (diamètre supérieur à 125 μ) ainsi que des arêtes et des dents de poisson. Les fossiles cités plus haut indiquent un âge rhétien probable et cette unité peut être mise en correspondance avec la base des Argilites et grès rhétiens décrits dans plusieurs forages jurassiens (Courel *et al.*, in Debrand-Passard *et al.*, 1984).

Les grès blonds : (Rhétien),
indice cartographique t9

Actuellement, seul le sommet de cette formation est affleurant mais Tournier (1897) note qu'ils se développent sur 18 mètres d'épaisseur et reposent en contact stratigraphique sur les Argiles noires à Estheridés. Ils forment un ressaut dur dans la topographie mais participent fréquemment à des masses glissées.

Ces grès blonds, parfois verdâtres et grisâtres, à patine blonde, en bancs de 2 à 15 cm alternent à la base avec des niveaux plus argileux et montrent ensuite une stratocroissance vers le haut. De très fins et très purs à la base, ils tendent à devenir plus hétérogènes et chargés en bioclastes calcaires. Le ciment est généralement calcaire, quelquefois dolomitique. Dans ces niveaux, les passées gréseuses en plaquettes millimétriques à centimétriques étaient exploitées comme pierres à aiguiser. On trouve quelques lits plus marnogréseux et pointillés de rouge avec parfois des lumachelles de bivalves. Parmi ces fossiles tous en moules, seul *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK) a été reconnu.

Dans les niveaux argileux de la base de la série, les lavages livrent de nombreuses arêtes de poisson ainsi que des sphérolites pyriteuses. Au sommet, on retrouve des moules internes de bivalves indéterminés, des pistes de vers et autres traces de reptation à la surface des bancs. Dans le même intervalle, quelques figures sédimentaires montrent des laminations issues de tractions bidirectionnelles.

Le bas de la série est probablement lacustre ou saumâtre alors que le sommet

est clairement marin tidal. Ces grès blonds comme ailleurs dans le Jura sont d'âge Rhétien mais trouvent peut-être leur sommet dans l'Hettangien. En effet, la limite Trias-Jurassique n'a pas pu être clairement définie par la biostratigraphie.

Les calcaires gréseux à Chlamys :
(Hettangien),
indice cartographique ll

Cette unité lithologique marque le passage des faciès tidaux rhétiens à un environnement de mer ouverte. Elle se développe sur 3,5 m et est représentée par des calcaires bioclastiques fins bleutés qui montrent une diminution graduelle puis une disparition de la composante gréseuse corrélativement à une augmentation des échinodermes. Les premiers bancs gréseux (60 % de quartz) sont bien lités plans parallèles ou montrent des stratifications entrecroisées. Ils sont centimétriques puis deviennent décimétriques, ont également été exploités comme pierres à aiguiser et alternent avec de fins niveaux sableux fluidaux qui disparaissent vers le haut. A un mètre de la base de la série, un niveau à nombreux bivalves se remarque et 20 cm au-dessus un nautile a été récolté. Quatre vingts centimètres plus haut, les bancs supérieurs plus calcaires montrent l'arrivée des ammonites avec respectivement *Psiloceras* sp. de la zone à *Planorbis* puis *Alsatites liasicus* (d'ORBIGNY) et enfin *Waehneroceras* sp. de la zone à *Liasicus*. Dans les bancs à *Alsatites liasicus*, on peut noter la présence de nombreux bivalves dont *Pinna hartmanni* ZIETEN, *Plagiotoma giganteum* SOWERBY et surtout *Chlamys valoniensis* DEFRENCE.

En lames minces, les faciès les plus gréseux montrent d'abondantes *Planiinvoluta* sp. très vite suivies par les *Ophthalmidium* sp. involutes alors que les Nodosariidae ne s'installent qu'une fois que le quartz se fait plus rare.

Ces dépôts côtiers à la base montrent rapidement l'installation de la mer ouverte et l'établissement d'une plate-forme carbonatée. Ils sont clairement datés par *Psiloceras* sp., *Alsatites liasicus* et *Waehneroceras* sp. de l'Hettangien inférieur et moyen selon la synthèse biostratigraphique du Jurassique ouest-européen et méditerranéen (Mouterde et Coria *in* Cariou et Hantzpergue, 1997). Ils sont très

proximes des dépôts du même âge de la Côte-d'Or appelés Choin batard ou plus généralement définis comme Lumachelle de Bourgogne ou encore de la formation des Pierres folles du Beaujolais (Elmi et Rulleau, 1993).

Les calcaires à gryphées :
(Hettangien supérieur-Sinémurien supérieur),
indice cartographique l1b-2a

Reposant directement sur les Calcaires gréseux à *Chlamys*, les Calcaires à gryphées sont représentés par 20 m de calcaires bioclastiques fins, bleus à la cassure et à patine blanche. Les bancs décimétriques à surfaces mamelonnées, sont séparés par des interbancs marneux noirs qui prennent de l'importance en montant dans la série, ce qui estompe le caractère massif de l'unité vers le haut. Les bancs calcaires peuvent se pincer (pinch and swell) et devenir noduleux. La stratonomie semble montrer une cyclicité dans les premiers mètres montrant quatre séquences statocroissantes d'environ deux mètres chacune. Ces calcaires de type wackestone ou packstone, riches en débris divers, ont toujours une matrice micritique.

Les premières gryphées (*Gryphaea arcuata* LAMARCK) apparaissent dans les bancs marneux avant d'envahir progressivement les bancs calcaires. En surface de bancs, on décèle à part ces huîtres, des plagiostomes (*Plagiotoma* sp.), des bélémnites, des entroques (*Pentacrinus* spp.) ou encore quelques rares ammonites (*Schlotheimia* sp., *Paranioceras* sp., *Coroniceras* sp.). Ces ammonites appartiennent respectivement à la zone à *Angulata*, dernière zone de l'Hettangien, puis à la zone à *Bucklandii*. Cependant, il est fort probable que ce faciès persiste jusqu'à la zone à *Obtusum* où il devient plus marneux.

Les résidus de lavage sont souvent oxydés et la microfaune mal conservée, mais on peut reconnaître *Ichtyolaria* spp., *Lenticulina* sp., *Pseudonodosaria* sp. La base de cette formation de plate-forme externe (Grüner, 1997) appartient encore à l'Hettangien terminal (Mouterde et Corne in Cariou et Hantzpergue, 1997) alors que son sommet est certainement compris dans la zone à *Obtusum* comme pourrait

l'attester les quelques *Asteroceras* sp. cités par Bovier (1931) que nous n'avons pas retrouvés.

Les calcaires marneux à cassure conchoïdale (Sinémurien supérieur),
indice cartographique l2b

Cet ensemble d'une dizaine de mètres d'épaisseur est composé de bancs de calcaires marneux gris à la base, ocre en son milieu, puis à nouveau gris. Les strates y sont très riches en ammonites mais leur extraction est assez difficile. En effet, les bancs sont très compacts et se fracturent de manière conchoïdale sous le marteau. Leur épaisseur oscille entre cinq centimètres et un mètre. Ils sont souvent teintés de pyrite. Les bancs terminaux sont certainement les plus riches en ammonites, formant parfois des niveaux lumachelliens, mais la diversité spécifique y est très faible.

Stratigraphiquement, nous observons *Bifericeras* sp., *Oxynoticeras oxynotum* (QUENSTEDT), *Hemmicroceras* sp., *Gleviceras* sp. et des formes intermédiaires entre *Paltechioceras cf. charpentieri* SCHAFFHAULT et *Leptechioceras* sp.. Les trois premières formes sont de la zone à *Oxynotum* alors que les dernières appartiennent à la zone à *Raricostatum* (Corne *et al.*, in Cariou et Hantzpergue, 1997). Le microfaciès très homogène et monotone de cette unité de plate-forme externe livre quelques débris échinodermiques, des ostracodes ainsi que de rares nodosaires.

Les marnes calcaires à bélémnites : (Carixien),
indice cartographique l3a

Cette alternance décimétrique de marnes et de calcaires marneux anguleux a une puissance d'environ cinq mètres et se caractérise par sa richesse en bélémnites [surtout *Passalotheutis paxillosus* (LAMARCK)]. On y trouve aussi des columnales de crinoïdes (*Pentacrinus basaltiformis* MILLER) ainsi que des bivalves Inoceramidae. Elle a une couleur jaune-ocre avec parfois des passées plus calcaires et plus grisâtres. La base est composée de bancs gris riches en ammonites bituberculées [*Platypuroceras brevispina* (SOWERBY)] puis cette unité

tend à devenir plus marneuse et plus colorée. Des taches rougeâtres suintent en surface de quelques zones ferrugineuses oxydées. Les bancs supérieurs ont successivement livré les ammonites *Tropidoceras* sp., *Acanthopleuroceras valdani* (d'ORBIGNY), *Beaniceras* sp., *Aegoceras* sp. et *Lytoceras* sp. Le microfaciès offre en lavages de nombreux foraminifères dont *Marginulina prima* (d'ORBIGNY), *Ichtyolaria* sp., *Ichtyolaria bicostata* (d'ORBIGNY), *Nodosaria* spp., *Nodosaria quadrilatera* (TERQUEM), *Nodosaria fontinensis* TERQUEM, *Pseudonodosaria* spp., *Pseudonodosaria pupoides* (BORNEMANN), *Dentalina* spp., *Lenticulina* spp., *Lenticulina vetusta* (d'ORBIGNY), *Lenticulina pulchra* (TERQUEM), *Ammodiscus* sp. et des *Annulina metensis* TERQUEM en grands nombres. On y trouve aussi beaucoup d'ostracodes dont *Bairdia* spp., *Polycope* spp., *Polycope pumicosa* APOSTOLESCU, *Polycope cincinnata* APOSTOLESCU, *Ogmoconcha contractula* TRIEBEL et *Ogmoconcha intercedens* DREYER. On relève encore des plaques d'oursins, des articles d'ophiures et de crinoïdes, des sclérètes d'holothuries dont *Theelia* sp. ainsi que des coprolites de type *Bactryllum*.

Toutes les zones d'ammonites du Carixien sont représentées. Nous n'avons pas retrouvé d'ammonites de la sous-zone à *Figulinum* ce qui peut correspondre soit à une lacune de dépôt soit à une lacune d'observation.

Les marnes à Amalthèes (Domérien),
indice cartographique l3b

Ces marnes micacées marquent une diminution flagrante de la teneur en calcaire. En effet, plus aucun banc massif n'y est visible. L'épaisseur des marnes à Amalthèes est difficile à estimer ici car les affleurements sont entrecoupés de failles et cette unité affleure souvent sous la forme de lobes de glissement de terrain. Néanmoins, en construisant des profils, on peut penser qu'elle atteint environ 30 m d'épaisseur. Elle montre un enrichissement graduel en argiles vers le haut mais reste globalement assez homogène. On y retrouve fréquemment des noyaux pyritieux arrondis certainement issus d'organismes diagénétés. Les fossiles sont pyritisés sauf au sommet de l'unité où ils sont généralement aplatis et mal préservés. L'ammonite caractéristique de cette unité est *Amaltheus*

margaritatus (DE MONFORT). Elle permet une subdivision assez fine dans ces marnes homogènes car elle est représentée soit par *Amaltheus margaritatus subnodosus* (YOUNG, BIRD) (sous-zone à Subnodosus) ou par *Amaltheus margaritatus gibbosus* (SCHLOTHEIM) (sous-zone à Gibbosus). Elles peuvent être associées à d'autres ammonites comme *Juraphilites* sp., *Amauroceras* sp. ou encore *Protogrammoceras (Fieldingiceras) depresso-sus* (QUENSTEDT). Contrairement au faciès sous-jacent, ces marnes ne montrent ni entroques ni bélémnites en grands nombres. On note un petit oursin régulier (*Pedina* sp.).

Les résidus de lavages, assez sombres avec des taches rougeâtres, forment des agrégats micacés circulaires et plats. Les foraminifères y sont nombreux et très bien préservés. On y reconnaît *Lenticulina* spp., *Marginulina sigma* TERQUEM, *Lenticulina vetusta* d'ORBIGNY, *Ichtyolaria* spp., *Ichtyolaria bicostata* (d'ORBIGNY), *Dentalina* spp., *Dentalina exilis* FRANKE, *Dentalina primaeva* d'ORBIGNY, *Marginulina* spp., *Marginulina prima*, *Nodosaria* spp., *Nodosaria quadrilatera* (TERQUEM), *Pseudonodosaria* spp. et *Annulina metensis*. Les ostracodes comprennent *Bairdia* spp., *Fabalyciparis* sp., *Polycopis* sp., *Paracypris redcarenensis* BLAKE, *Liasina* sp., *Pseudohedalia* sp., *Ogmoconcha* sp. Les articles d'ophiures, de minuscules columnales de crinoïdes et les épines d'oursins sont fréquents.

Les ammonites ainsi que la microfaune donnent un âge Domérien moyen (partie moyenne à supérieure de la zone à *Margaritatus*) à cette unité bassinale (Dommergues *et al.*, *in* Cariou et Hantzpergue, 1997).

Les marnes à nodules (Domérien supérieur), indice cartographique l3c

Cette unité particulière affleure très bien le long de la Sandézanne et a une épaisseur d'environ 50 m. Elle présente un faciès très proche du sommet des marnes à Amalthèes mais montre une teneur en argiles encore plus élevée. De teinte noire et finement litée, elle est très homogène dans son ensemble bien que les nodules ferrugineux et la taille de ceux-ci augmentent graduellement vers le

haut. Ces nodules aplatis sont centimétriques à la base et métriques au sommet et sont certainement issus de processus diagénétiques ; ils montrent parfois des minéralisations de type septaria. Dans la partie médiane de cette unité, on observe sur une épaisseur d'environ dix mètres des terriers de type *Tisoa*. Le microfaciès montre que l'apparence feuillettée est due à l'arrangement des grains de mica qui sont très nombreux et tous orientés dans la même direction. La faune y est rare car certainement diluée par un taux de sédimentation élevé. Etrangement, aucune ammonite n'y a été retrouvée et la microfaune y est peu nombreuse. On y a tout de même relevé *Marginulina sigma*, *Lenticulina* sp., *Dentalina* sp., *Nodosaria hortensis* TERQUEM, *Marginulina* sp. et *Bolivina* sp. ainsi que quelques ostracodes, des articles d'ophiures et des radioles d'oursins. La rareté de la faune ainsi que la couleur très sombre des sédiments n'est pas l'expression d'un milieu anoxique car le palynofaciès nous indique un environnement oxygéne (pas de matière organique amorphe), de faible énergie et distal.

En effet, quelques comptages palynologiques montrent un résidu qui comprend environ 27 % de dinoflagellés avec une assez grande diversité spécifique, 38 % de pollens bissacates, 6 % de spores et pollens monosaccates, 4 % de vitrinite, 11 % d'inertinité équidimensionnelle et 14 % d'inertinité en bâtons.

Cette formation est datée par encadrement du Domérien moyen à supérieur.

La dalle échinodermique ferrugineuse (sommet du Domérien), indice cartographique l3d

Cette mince unité calcaire biodétritique n'excède pas 3,50 m d'épaisseur mais marque un changement brutal de lithologie. Cette dalle est certainement issue d'une régression eustatique importante, car on lui trouve des équivalents en d'autres lieux (dans le Lyonnais et en Bourgogne par exemple), avec les mêmes types de calcaires bioclastiques grossiers. Des bancs grumeleux compris entre 20 et 60 cm d'épaisseur y alternent avec des niveaux plus marneux. Un de ces interbancs tendres repose clairement sur un banc calcaire ondulant raviné et est com-

posé à la base presque essentiellement de fossiles de bélémnites empilés dans les creux avec une orientation préférentielle. Au-dessus de ce niveau fossilifère qui varie en épaisseur (entre 0 et 50 cm), on observe une arrivée détritique fluidale ferrugineuse sous la forme d'un encroûtement terieux à stratifications obliques, lui aussi d'épaisseur variable. Les bélémnites semblent pour la plupart, correspondre à l'espèce *Passalotheutis paxillosus* (LAMARCK). On y trouve aussi fréquemment les brachiopodes *Homeorhynchia acuta* (SOWERBY), *Tetraphynchia tetraedra* (SOWERBY), *Lobothyris jauberti* (DES-LONGCHAMPS), le bivalve *Modiolus scalprum* SOWERBY ainsi qu'un grand nombre d'ammonites de l'espèce *Pleuroceras spinatum* (BRUGUIERE).

Ce wackestone-grainstone très échinodermique montre généralement un ciment sparitique avec des enrichissements diffus en oxyde de fer qui donnent localement une couleur rouge à la roche. Les résidus de lavages sont très clairs et échinodermiques et montrent quelques foraminifères le plus souvent altérés. Néanmoins, nous y avons retrouvé des *Lenticulina* spp., des *Dentalina* spp., des *Nodosaria* spp. ainsi que des *Glomospirella* sp.

Cette formation comprend l'ammonite de zone *Pleuroceras spinatum* et appartient donc au sommet du Domérien (Dommergues *et al.*, *in* Cariou et Hantzpergue, 1997). Ce faciès très particulier a de nombreux équivalents dans la littérature dont entre autres la lumachelle à *Harpax* du Lyonnais (Mouterde, 1952 ; Vitry, 1982) ou les Calcaires à entroques et brachiopodes de la bordure vivaro-cévenole (Colongo, 1980).

Les alternances micacées à bancs durs (Toarcien moyen), indice cartographique l4

Les fameux schistes cartons de la base du Toarcien n'ont pas pu être observés le long de la Sandézanne. Ils sont visibles quelques kilomètres plus au nord dans le vallon des Etréas (Vilpert, 1995).

Les premiers affleurements Toarcien non couverts se présentent sous la forme d'alternances régulières calcaire-marne en strates de 30 à 50 cm d'épaisseur. Les calcaires sont biodétritiques fins, très durs et de couleur bleue. Les marnes sont

terreuses, noires et micacées. Les bancs ont livré les ammonites *Hildoceras bifrons* (BRUGUIERE) et, cinq mètres plus haut, *Haugia variabilis* (d'ORBIGNY). Dans les résidus de lavage, certains grains ont une oxydation de couleur rouge très marquée. La faune y est abondante mais la diversité spécifique y est moins importante qu'au Pliensbachien. Nous y avons retrouvé les foraminifères *Nodosaria* spp., *Pseudonodosaria* spp., *Lenticulina dorbignyi* (ROEMER), *Falsopalmula deslongchampsi* (TERQUEM) ainsi que les ostracodes *Cytheropteron* sp., *Cytherelloidea* sp., *Preaschuleridea gallemannica* MALZ, *Hungarella* sp. et *Polycope* sp.

Hildoceras bifrons est l'ammonite marqueur de la troisième zone du Toarcien alors que *Haugia variabilis* nous indique la zone suivante. Ces dépôts de plate-forme externe sont donc datés du Toarcien moyen.

Les calcaires gréso-micacés à *Cancellophycus* (Aalénien sup.), indice cartographique a2

Une nouvelle lacune d'observation existe ici entre les faciès du Toarcien moyen et ceux, remarquables, de l'Aalénien supérieur.

Sur le plan stratomorphologique, cette unité ressemble beaucoup à l'unité toarcienne précédente. En effet, il s'agit d'alternance calcaire-marne à bancs calcaires biodétritiques siliceux fins très durs et marnes micacées le tout très sombre. L'ensemble, lorsqu'il est soumis à l'altération météorique prend une patine blanche et se recouvre d'un enduit farineux. En lames minces, le microfaciès montre une spongolite à ciment calcaire avec de fins grains de quartz et de mica. Par endroits, dans les bancs durs, la teneur en spicules d'éponges peut avoisiner les 80 %. Les fameux *Cancellophycus* (= *Zoophycos*) sont ici pratiquement absents alors que quelques kilomètres plus au nord (au vallion des Etréees et aux Magras) ou encore légèrement plus au sud (Trébillot), ils sont très abondants. Par contre, on y a rencontré de nombreuses *Bositra* sp. et d'autres bivalves du genre *Plagiostoma* sp. La microfaune est principalement composée de *Planilinvoluta carinata* LEISCHNER décrites par Wernli

(1971), d'*Ophthalmidium* et de spicules d'éponges.

Cette formation de plate-forme particulière est datée aux Etréees et dans la combe d'Envers (Faucille) par l'indicateur de la zone à *Concavum*.

Le passage au Bajocien se fait par les faciès échinodermiques de plate-forme externe. Le reste des unités rencontrées est décrit dans le détail dans la notice explicative de la carte Saint-Julien-en-Genevois (Donzeau *et al.*, 1997).

Discussions

Les dépôts de l'intervalle Trias supérieure-Lias de la région de Champfromier montrent une belle séquence de deuxième ordre (fig. 3). En effet, de faciès émersifs, nous passons graduellement à un environnement marin ouvert voir bassinal avant de retrouver des conditions plus proximales au Pliensbachien terminal. Ces observations sont facilement corrélables avec les courbes eustatiques de référence. Néanmoins certaines particularités tectoniques régionales influent aussi sur les dépôts.

Pour l'Hettangien, Corna (1985) corrèle d'autres coupes du Jura méridional entre-elles. Elles montrent clairement des faciès variés tant au niveau de leur sédimentologie que dans leurs épaisseurs. Ces variations sont liées à une structure héritée qui forme un haut topographique lors des dépôts hettangiens. Mouterde *et al.* (1984) nomment cette structure éperon lyonnais ; elle a une orientation sud-ouest/nord-est, va de la région lyonnaise au Jura central, et a plusieurs dizaines de kilomètres de large. Notre coupe de Champfromier s'insère très bien dans ce schéma paléogéographique (fig. 4) en montrant une série légèrement plus dilatée qu'à Bolozon ou Saint-Rambert mais moins épaisse qu'à Chazey-Bons. Les dépôts étudiés ici se trouvaient alors sur la marge nord-est de l'éperon lyonnais en position plus profonde que Saint-Rambert ou Bolozon mais moins profonde qu'à Chazey-Bons. Cette zone à faible subsidence qu'est l'éperon lyonnais influencera certainement encore la sédimentation tout au cours du Jurassique.

Jusqu'au Carrien, les dépôts sont peu épais mais dès le Domérien et surtout dans la zone à *Margaritatus* le taux de

sédimentation devient plus important. Ce fort et soudain apport sédimentaire est certainement lié à une subsidence soudainement plus forte.

Bien que les informations régionales concernant le Lias soient peu nombreuses, il est important de remarquer que les variations latérales de faciès et d'épaisseur sont grandes. En effet, que ce soit en sismique (Signer, 1992 ; Signer et Gorin, 1995), en forages ou encore sur les autres affleurements du même âge du Jura méridional (Blaison, 1973 ; Bloos, 1985 ; Corna, 1985, 1986 ; Corna et Guiffrey, 1985, 1988 ; Guiffrey, 1986 ; Guiffrey et Corna 1985 ; Rulleau, 1997) de nombreuses différences apparaissent. Elles sont conditionnées par la morphologie du substrat sur lequel ces sédiments se sont déposés. La phase d'extension qui précède a certainement faillé le socle en isolant des hauts-fonds et en impliquant des phénomènes de subsidence différentielle. Si la sédimentation liasique a comblé en partie les zones basses, les faciès de plate-forme carbonatée du Dogger ne se font certainement pas sur une surface dénudée de tout relief.

Les différences d'épaisseurs du Lias doivent être prises en considération lors de l'établissement de profils et de travaux d'équilibrage structural. De plus, les importants niveaux marneux du Domérien ont certainement joué le rôle de niveaux de décollement préférentiels lors de la structuration tertiaire. Sous ce nouvel éclairage, ils ont une importance non négligeable dans les phénomènes de la structuration disharmonique évidents en certains endroits du Jura (Aubert, 1971). En effet, la zone de décollement basale qu'est le complexe évaporitique Keuper associée à la barre dure de la base du Lias et à son épais sommet marneux permet certainement des duplex et des bourrages au cœur des structures anticlinales ou au front des rampes de chevauchement. Ce problème sera traité avec plus de détails et d'arguments lors d'une publication à venir.

Paléogéographie des ammonites

Cette partie du Jura est durant tout le Lias moyen à la limite entre la Téthys méditerranéenne et le domaine boréal. Les populations d'ammonites indiquent que la province euro-occidentale dans laquelle nous nous trouvons est principa-

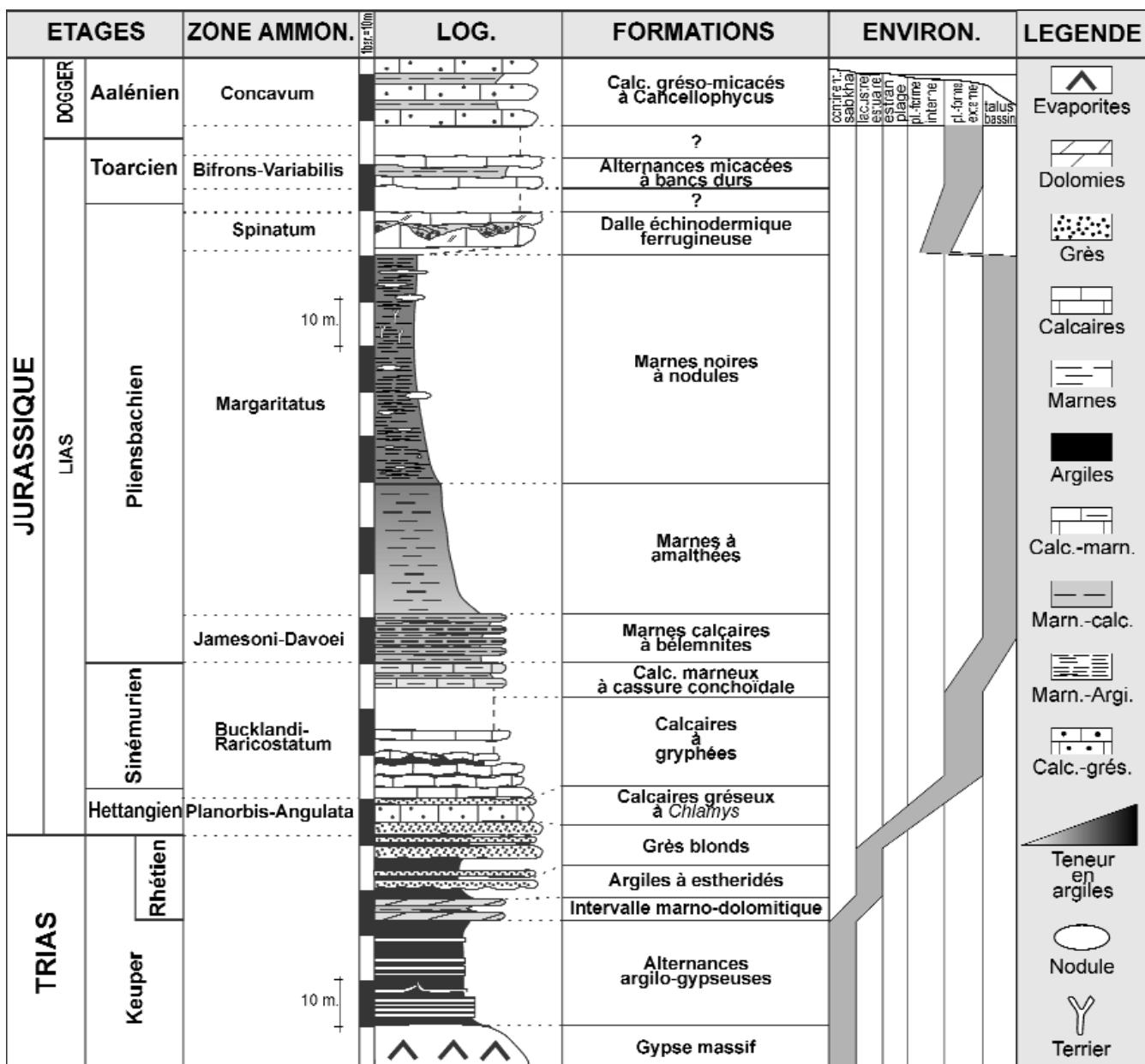


Fig. 3.- Série stratigraphique du Trias et du Lias observée dans le vallon de la Sandézanne.

Fig. 3.- Triassic and Liassic stratigraphic succession observed in the Sandézanne valley.

lement sous influence boréale mais que quelques formes d'obédience téthysienne (*Juraphyllites* sp. et *Phylloceras* sp.) montrent que quelques rares échanges entre ces deux domaines pouvaient temporairement exister.

Comme décrit par Dommergues et Meister (1991), la paléogéographie du Pliensbachien dessine des bassins individualisés par des hauts fonds qui ne favorisent absolument pas les échanges faunistiques et qui participent au provincialisme des espèces d'ammonites.

Conclusions

Cette étude a porté sur des affleurements divers et dispersés, répartis de manière chaotique sur un terrain assez couvert. Elle a permis la mise en évidence d'une structure complexe par une cartographie détaillée et une stratigraphie quasi complète du Trias supérieur et du Lias. Une publication à venir montrera d'ailleurs un découpage très précis au niveau de l'horizon dans la biozonation à ammonites du Sinémurien moyen au Pliensbachien moyen.

Le Lias offre des faciès intéressants au contenu faunistique riche et varié. Il a une épaisseur d'environ 170 m mais celle-ci peut montrer de variations importantes dans le Jura méridional. Sa stratigraphie montre clairement une séquence sédimentaire majeure de deuxième ordre. Assorti aux informations lithologiques et aux datations par ammonites, nous donnons un bref et premier inventaire microfaunistique du Lias de Champfromier.

Paléogéographiquement, cette série comparée à d'autres du Jura méridional

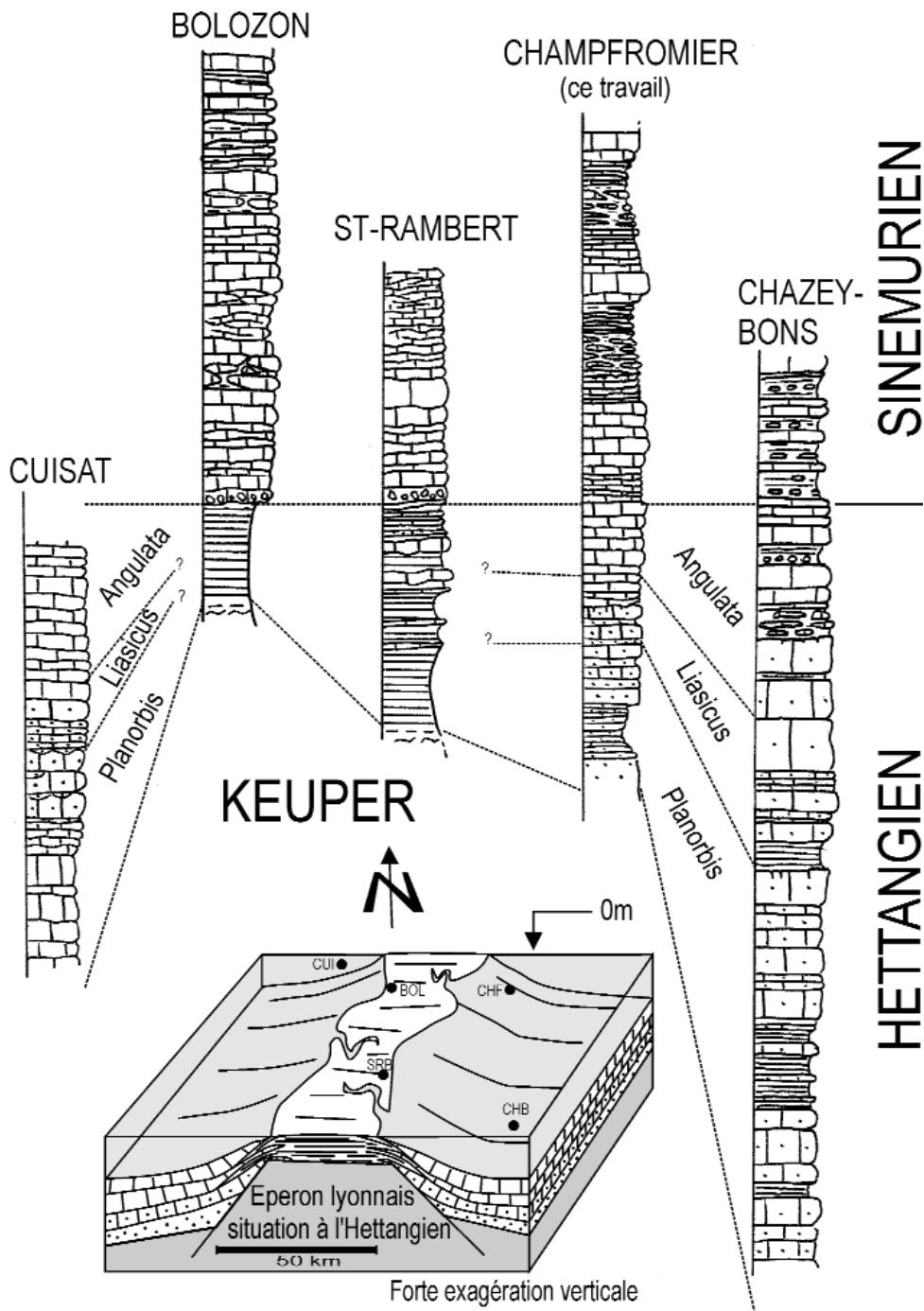


Fig. 4.- Coupes du Lias du Jura méridional et situation paléogéographique de celles-ci à l'Hettangien. CUI: Cuisat, BOL: Bolozon, CHF: Champfromier, SRB, Saint-Rambert-en-Bugey, CHB: Chazey-Bons. Modifié d'après Corna (1985).

Fig. 4.- Liassic succession in the Southern Jura mountains and their paleogeographical location during Hettangian. CUI: Cuisat, BOL: Bolozon, CHF: Champfromier, SRB, Saint-Rambert-en-Bugey, CHB: Chazey-Bons. Modified after Corna (1985).

place la région de Champfromier sur la marge nord-est d'une ancienne structure positive héritée. Celle-ci, nommée éperon lyonnais, influence la répartition des faciès à l'Hettangien déjà et dirige certainement encore la sédimentation plus tard.

Remerciements

Nous remercions vivement le Dr. Henri Oertli pour la détermination des ostracodes ainsi que le Prof. Georges Gorin et le Dr. Susan Wood pour l'analyse

des palynomorphes. Ce travail s'inscrit dans le cadre d'un projet du Fond National Suisse de la recherche scientifique (n°2100-050644-97/1, R. Wernli) que nous remercions cordialement.

Références

- Aubert D. (1971) - Le Risoux, un charriage jurassien de grande dimension. *Elogae geol. Helv.*, **64**, n° 1, 151-156.
- Blaison J. et al. (1973) - Le Lias inférieur et le Carixien du Jura bisontin (1^{ère} partie: révision de la coupe de Misere-Salines (Doubs). *Ann. Sci. Univ. Besançon*, (3), n° 18, 313-339.
- Bloos G. (1985) - Les couches basales du Sinémurien, une révision stratigraphique. *Cah. Inst. cathol. Lyon*, n° 14, 59- 67.
- Bovier E. (1931) - Note sur le Charmouthien de Prébasson (2e chaîne du Jura, au nord de Bellegarde, Dép. Ain, France). *Elogae geol. Helv.*, **24**, n° 2, 266-270.
- Cariou E., Hantzpergue P. (1997) - Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Groupe français d'étude du Jurassique. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Mém. 17, 422 p.
- Charollais J., Badoux H. (1990) - Suisse lémanique, Pays de Genève et Chablais. Guide géol. Régional, Ed. Masson, 223 p.
- Colongo M. (1980) - Tectonique synsédimentaire et corrélations lithostratigraphiques dans une région de bordure : l'exemple d'un secteur de la marge cévenole au début du Jurassique (région de Saint-Ambroix, Saint-Paul-Le-Jeune, Les Vans, Gard-Ardèche). Thèse Doct. Spéc., Lyon, inédit, 138 p.
- Corna M. (1985) - L'Hettangien du Jura méridional. *Cah. Inst. cathol. Lyon*, n° 14, 135-143.
- Corna M. (1986) - Approche biostratigraphique du Lias de Bolozon (Ain, Jura méridional). *Bull. Soc. Nat. Arch. Ain*, nouv. sér., n° 6, 31-36.
- Corna M., Guiffrey A. (1985) - Les associations fauniques du calcaire à gryphées de Saint-Rambert en Bugey (Jura méridional). *Bull. Soc. Nat. Arch. Ain*, nouv. sér., n° 5, 43-49.
- Corna M., Guiffrey A. (1988) - Le Lias inférieur de Turgon (Jura). *Bull. Soc. Nat. Arch. Ain*, nouv. sér., n° 8, 1988, 43-45.
- Corna M., Dommergues J.L., Meister C., Mouterde R. (1997) - Sinémurien. In: Cariou, E. et Hantzpergue P. (coord.) - Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Mém. 17, 9-14.
- Courel L. et al. (1984) - Trias. In: Debrand-Passard et al. - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM . Fr., n° 125, 61-119.
- Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M.J. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM. Fr., n° 125.
- Dommergues J.L., Meister C. (1991) - Area of mixed marine faunas between two major paleogeographical realms, exemplified by the Early Jurassic (Late Sinemurian and Pliensbachian) ammonites in the Alps. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **86**, 265-282.
- Dommergues J.L., Meister C., Mouterde R. (1997) - Pliensbachien. In: Cariou, E. et Hantzpergue P. (coord.) - Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Mém. 17, 15-23.
- Donzeau M., Wernli R., Charollais J., Montjuvent G. (1997) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653). Orléans : BRGM.
- Donzeau M., Wernli R., Charollais J., Montjuvent G. (1997) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653). Orléans : BRGM, 144 p.
- Donzeau M., Wernli R., Charollais J. (1998) - Interprétation nouvelle de la géométrie de l'accident du Vuache dans le Jura méridional: Le relais de faille transpressif sénestre Léaz-Champfromier. *Géologie de la France*, n° 2, 25-45.
- Elmi S., Rulleau L. (1993) - Le Jurassique du Beaujolais méridional, bordure orientale du Massif central (France). *Géobios*, Mém. sp. 15, 139-146.
- Grüner M. (1997) - Dynamische Paläökologie und taxinomische Bearbeitung des Unterjura (Hettangium bis unteres Sinemurium) auf des Schwäbischen Alb. Profil 11, 1-198.
- Guiffrey A. (1986) - Etude biostratigraphique d'une coupe du passage Carixien-Domérien près de Boyeux-Saint-Jérôme (Ain, Jura méridional). *Bull. Soc. Nat. Arch. Ain*, nouv. sér., n° 6, 1986, 23-30.
- Guiffrey A., Corna M. (1985) - Biostratigraphie du Pliensbachien du Jura méridional. *Cah. Inst. cathol. Lyon*, n° 14, 145-151.
- Meyer M. (1996) - Géologie du « diapir » de Champfromier et stratigraphie du Lias (Ain, France). Dipl. Univ. Genève, 169 p., inédit.
- Mouterde R. (1952) - Etudes sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français. *Bull. Serv. géol. Fr.*, 236/50, 63-521.
- Mouterde R. et al. (1984) - Jurassique inférieur : Lias. In: Debrand-Passard et al. - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, Fr., n°125, 119-121.
- Mouterde R., Corna M. (1997) - Hettangien. In: Cariou E. et Hantzpergue P. (coord.) - Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Mém. 17, 7-8.
- Riche A. (1894) - Etude stratigraphique du Jurassique inférieur du Jura méridional. *Ann. Univ. Lyon*, 6/3, 104 p.
- Rulleau L. (1997) - Nouvelles observations sur le Toarcien inférieur de la région lyonnaise. Comparaison avec les régions voisines. *Géologie de la France*, n°2, 13-22.
- Signer C. (1992) - Interprétation sismique structurale et sismostratigraphique entre Jura et Front alpin dans la région genevoise. Diplôme, Univ. Genève, inédit.
- Signer C., Gorin G. (1995) - New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area, as derived from reflection seismic data. *Elogae geol. Helv.*, 88/2, 235-266.
- Tournier J. (1887) - Notes géologiques sur le département de l'Ain. Feuille des jeunes Naturalistes.
- Tournier J. (1897) - Esquisse géologique de quelques terrains remarquables du département de l'Ain. *Bull. Soc. Sci. nat. Arch. Ain*, n° 9, 101-109.
- Vilpert (1995) - Etude géologique du vallon des Etrées (Ain, France). Dipl. Dépt. Géol. Paléont. Univ. Genève, 118 p., inédit.
- Vitry F. (1982) - La bordure orientale du Massif central au Lias inférieur dans le Mont d'Or lyonnais et le Bas-Beaujolais (rhône). Sédimentation, diagenèse et paléogéographie. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Claude-Bernard Lyon, 173 p.
- Wernli R. (1971) - Planiinvoluta carinata Leischner, 1961 (foraminifère) de l'Aalénien supérieur du Jura méridional. Arch. Sciences, Genève, 24/2, 219-226.