

Zeitschrift: Archives des sciences [2004-ff.]
Herausgeber: Société de Physique et d'histoire Naturelle de Genève
Band: 59 (2006)
Heft: 1

Artikel: La Molasse marine supérieure de la Combe d'Evuaz et de la Pesse (Jura méridional, France)
Autor: Charollais, Jean / Wernli, Roland / Du Chene, Roger Jan
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-738312>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 30.03.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

La Molasse marine supérieure de la Combe d'Evuaz et de la Pesse (Jura méridional, France)

Jean CHAROLLAIS¹, Roland WERNLI², Roger Jan DU CHENE³, Katharina VON SALIS⁴, Florian STEINER⁵

Ms. Reçu le 11.12.2005, accepté le 14.4.2006

Abstract

The Upper Marine Molasse of the Combe d'Evuaz-la Pesse (Southern Jura Mts, France). - In the syncline of Combe d'Evuaz-la Pesse (Jura Mountains), the stratigraphy of 350m-thick marine molasse was deciphered by detailed field mapping. Planktonic and benthic foraminifera as well as calcareous nannofossils and dinocysts analyses indicate a Late Burdigalian age (N5-7, NN4 biozones) for the largest part of the section. At its upper part poorly dated marine conglomerates and argillaceous silts could possibly belong to the Early Langhian. The slight diachronism between this molasse and the Swiss plateau molasse suggests a SE-NW migration of the NW foreland alpin basin subsidence. This could explain the lack of Chattian continental molasse in the Evuaz-la Pesse area as well as in the other more external synclines. The strong thickness of the studied molasse, now perched at 1200 a.s.l., and its relations with the Mesozoic substratum (incised valleys) represent a key-information to better understand the Mediterranean-Paratethys seaway to the North-West of the rising Alps during the Burdigalian.

Keywords: Burdigalian, Combe d'Evuaz, planktonic foraminifera, palynostratigraphy, Jura méridional, La Pesse, Upper Marine Molasse, calcareous and siliceous nannofossils

Résumé

La Molasse marine supérieure du synclinal jurassien de la Combe d'Evuaz - la Pesse, d'une épaisseur de 350 m, appartient au Burdigalien supérieur (biozones N5-7, NN4). Sa partie supérieure pourrait éventuellement être attribuée au Langhien inférieur. Ces datations reposent sur l'étude des foraminifères benthiques et planctoniques, de la nannoflore et des dinokystes. Le léger diachronisme entre l'âge de cette Molasse marine et celle du Plateau suisse est probablement lié à la migration de la subsidence du bassin molassique d'avant-pays. L'altitude actuelle de la Molasse marine de la Combe d'Evuaz - la Pesse, voisine de 1.200 m et ses relations avec le substratum mésozoïque (notamment vallée incisée), en font un point clef pour la compréhension des relations Méditerranée - Paratéthys au Burdigalien.

Mots-clés: Burdigalien, Combe d'Evuaz, foraminifères planctoniques, palynostratigraphie, Jura méridional, La Pesse, Molasse marine supérieure, nannofossiles calcaires et siliceux, silicoflagellés

Introduction

L'extension de la mer burdigalienne sur le Plateau suisse et dans le Jura interne est un fait admis depuis longtemps, comme en témoigne, par exemple, la carte paléogéographique de Heim (1919, fig. 13), auteur de la synthèse exhaustive

sur la géologie de la Suisse. Dans «Geology of Switzerland» de Trümpy (1980, fig. 7, IV), Bürgisser & Schlanke présentent une carte paléogéographique au Burdigalien, sur laquelle l'aire marine apparaît ininterrompue entre les lacs de Genève et de Constance et du front des Alpes au Jura externe.

¹ Département de géologie et de paléontologie, Section des Sciences de la Terre, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, CH - 1211 Genève 4. e-mail: jdcharollais@bluewin.ch

² Département de géologie et de paléontologie, Section des Sciences de la Terre, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, CH - 1211 Genève 4. e-mail: roland.wernli@terre.unige.ch

³ Laboratoire de géologie des Bassins sédimentaires, UPNC, 4, place Jussieu, F - 75252 Paris Cedex 05. e-mail: rdjc@ccr.jussieu.fr

⁴ 9, via Maistra, CH - 7513 Silvaplana. e-mail: vonsalis@dplanet.ch

⁵ 161, chemin des Princes, CH-1253 Vandoeuvres. e-mail: durbec@sezeneve.ch

Plus récemment, Strunck & Matter (2002, p. 218) estiment que l'envahissement général de la mer burdigalienne dans tout le bassin suisse a eu lieu à 20,2 MA ($\pm 0,1$ MA), entraînant la communication entre la Paratéthys centrale et occidentale et la Méditerranée occidentale; toutefois, conformément à Berger et al. (2005a), ce n'est que plus tard que la mer burdigalienne a envahi le N du Jura, soit vers 18 MA. Si la communication entre la Méditerranée et la Paratéthys a pu s'effectuer grâce à un étroit couloir périalpin reliant la vallée du Rhône au Plateau suisse, elle n'a pourtant jamais été formellement prouvée, puisqu'une importante lacune d'affleurement de Burdigalien et d'Aquitainien *pro parte* affecte tout le bassin genevois entre la faille du Vuache, au S, et au-delà de Lausanne (Mont Jorat) au NE (Fig. 1). La communication a pu aussi se faire par le Jura interne, puisque aujourd'hui encore on trouve une certaine continuité d'affleurements de Molasse marine dans les synclinaux du Jura méridional. Parmi ces derniers, celui de la Combe d'Evuaz - la Pesse (Figs. 2, 3) est particulier car il se trouve à un point clef de liaison entre les grands épandages burdigaliens du bassin de Bellegarde au S, et le semis de petits témoins dispersés de Molasse marine jurassienne plus au N. C'est également le plus haut perché, aux environs de 1.200 m. C'est pourquoi nous lui avons consacré de nouvelles études sur le terrain et en laboratoire, dont les résultats les plus originaux font l'objet de cette note.

La carte géologique à 1/50.000, Saint Julien-en-Genevois, récemment levée par Donzeau et al. (1997), complète les données de la feuille Saint-Claude (Meurisse & Llac 1971), ce qui permet d'avoir une vue d'ensemble sur le synclinal de la Combe d'Evuaz - la Pesse, qui se trouve à cheval sur ces deux feuilles géologiques. De plus Steiner (2000), lors d'un levé cartographique de détail à 1/10.000, a découvert de nombreux affleurements nouveaux (Fig. 4), ce qui lui a permis de reconstituer une série stratigraphique synthétique largement sous-estimée dans la littérature. Cette forte épaisseur dépassant 350 m ressort clairement du profil tectonique (Fig. 5) basé sur la mesure de nombreux pendages.

Le but de cette note est double: décrire pour la première fois la série lithologique détaillée de la Molasse marine supérieure du synclinal de la Combe d'Evuaz - la Pesse et d'en donner une datation mieux argumentée que celle de la littérature. En effet l'étude de trois groupes de microfossiles (foraminifères, palynomorphes et nannoflore), couplée avec l'analyse séquentielle, permet d'affiner l'âge de cette formation attribuée au Burdigalien (parfois même avec encore plus de précision) par nos prédécesseurs, qui s'appuyaient sur des analogies de faciès ou sur des données paléontologiques fragmentaires.

Après un bref historique suivi de la description du cadre géologique du synclinal de la Combe d'Evuaz - la Pesse, cette note comprend quelques commentaires sur les récentes cartes géologiques détaillées, puis un court rappel sur les formations mésozoïques transgressées par la Molasse marine supérieure. Un important chapitre sera consacré à la stratigraphie de la Molasse marine du synclinal de la Combe d'Evuaz et de la Pesse, suivi de nouvelles observations sur la base de cette formation à la Mya et de certaines données sur des affleurements plus septentrionaux cités dans la littérature. Après une révision rapide de la Molasse marine supérieure des synclinaux jurassiens plus interne (Valserine) et plus externes (Cinquétral - Longchaumois, Frasnoy - Narlay), nous ferons le point sur l'unique et hypothétique affleurement de Molasse marine burdigalienne de Loisin qui, bien que sur territoire savoyard, appartient au bassin genevois sur le plan géologique. Après cet inventaire, un chapitre sera consacré à la biostratigraphie et plus succinctement à l'analyse séquentielle. Enfin les conclusions porteront sur l'évolution des bassins molassiques jurassiens et d'avant-pays.

■ Historique

Quelques rappels essentiellement focalisés sur la Molasse marine supérieure de la Combe d'Evuaz - la Pesse permettent de résumer brièvement les principaux résultats obtenus par nos prédécesseurs. Au XIX^e siècle déjà, Benoît (1858, 1859) avait parfaitement reconnu la Molasse marine du Jura méridional et bien replacé celle de la Combe d'Evuaz (Evoaz) dans un profil tectonique remarquablement correct pour l'époque (*op. cit.*, 1859, pl. 4, fig. 9). Plus tard, dans la notice explicative de la feuille géologique Saint-Claude à 1/80.000, Bourgeat (1892) signale que «la mollasse (marine) se trouve à l'état de poulingues et de sables à dents de *Lamna*. La formation gréseuse et micacée se trouvant au-dessous est rattachée à la molasse d'eau douce». En 1895 il cite nommément la Combe d'Evuaz et décrit brièvement les faciès, notamment des grès verts noirâtres assez riches en bryozoaires et polypiers. Plus tard, Révil (1911, p. 584) signale dans «la Combe d'Evoaz (= Evuaz) près du Crêt à Chalam», un affleurement de Molasse marine reposant directement sur l'Urgonien.

Pierçon (1932) étudie la molasse des différents synclinaux de la Haute-Chaine, dont celui de la Pesse (Embossieux), et donne une description des faciès: grès molassiques verdâtres, glauconieux, à grain fin, sans fossiles. Rigassi (1957) dans sa synthèse sur le Tertiaire de la région genevoise et savoissienne mentionne, dans les environs de la Pesse, la Molasse marine transgressant sur l'Urgonien. Il relève qu'un

peu plus à l'E (coord.:148,36/871,8), elle repose sur le Portlandien: c'est l'affleurement dit de la Mya. Il pense que "les communications générales de la mer miocène entre Bellegarde et le bassin suisse, n'ont pu se faire que par le bassin de Genève, même si tout y est érodé, car les faciès des hauts synclinaux jurassiens comme à la Pesse sont tout à fait côtiers excluant une communication Bellegarde - Jorat limitée au domaine jurassien" (*op.cit.*, p.26).

De 1964 à 1969, des écoles de terrain dirigées par S. et A. Guillaume (Paris) repèrent dans les synclinaux jurassiens bon nombre d'affleurements de Molasse marine supérieure qui figurent aujourd'hui sur les feuilles au 1/50 000ème: Champagnole (Guillaume & Guillaume 1965a), Morez - Bois d'Amont (Guillaume & Guillaume 1968), St Claude (Meurisse & Llac 1971). Sur cette feuille, Meurisse & Llac (1971) reportent les principaux affleurements de Molasse marine (indice «m»: conglomérats à Pectinidés burdigaliens; molasse vindobonienne) dans le N de la Combe d'Evuaz et dans la région de la Pesse. En 1977, Rigassi relève qu'à la Pesse, «le Burdigalien transgressif (non documenté paléontologiquement) serait d'épaisseur réduite, et serait très rapidement surmonté par une série argilo-gréseuse». C'est précisément dans cette série argilo-marneuse que Guillaume et al. (1965b) avaient déjà décrit, une microfaune de foraminifères assez diversifiée du Karpatien-Sallomancien, c'est à dire du Burdigalien élevé; leurs prélèvements avaient été effectués à 4 km au NW de la Pesse, aux Grandes Molunes et à la Balie. Mudry & Rosenthal (1977) dans leur mémoire sur "la "Haute-Chaîne du Jura entre Morez, St Claude et la Pesse", apportent un grand nombre de données stratigraphiques sur la Molasse et son substratum, en plus d'une étude détaillée de la fracturation et de son incidence sur l'hydrogéologie.

En 1975, Aubert publie un important article sur l'évolution du relief jurassien, dans lequel il dresse des cartes paléogéographiques du Jura interne entre Bellegarde et Delémont, à l'Eocène, à l'Oligocène et au Miocène. L'intérêt de cette publication basée sur de nombreuses observations de terrain et la cartographie détaillée de certains secteurs (vallée de Joux [Custer et Aubert, 1935; Aubert, 1941, 1943]; région Orbe - Vallorbe [Aubert, 1963, Aubert & Dreyfuss, 1963]), est de pouvoir replacer la zone de la Combe d'Evuaz et de la Pesse dans un contexte régional plus vaste. Pour Aubert (1975, p. 31), «la mer miocène jurassienne n'était en réalité qu'un détroit reliant Bellegarde à Bienne, séparé de la mer molassique par une terre émergée». Pour cet auteur, ce «grand sillon» est dû à une tectonique miocène. La thèse de Berger (1985) sur "la transgression de la Molasse marine supérieure en Suisse occidentale" offre un

bon bilan des connaissances, mais est principalement axée sur les Molasses du Plateau suisse entre Lausanne et Berne. L'auteur y discute les liaisons paléogéographiques probables entre la Méditerranée et la Paratéthys.

Plus récemment, Rangheard et al. (1990) se basent sur l'étude de la nannoflore calcaire pour attribuer au Burdigalien (NN4) certains affleurements de la Combe d'Evuaz et de la Balie. Ils tirent également des conclusions paléogéographiques intéressantes à partir de l'analyse des pectinidés. Enfin, il faut citer les cartes du bassin molassique suisse de Berger (1996) et de Berger et al. (2005a), sur lesquelles il intègre les connaissances acquises sur le Tertiaire des synclinaux du Jura interne dans un cadre paléogéographique général.

Les levés de Steiner (2000) démontrent une extension des affleurements molassiques beaucoup plus large que ne l'avaient notée les auteurs des feuilles à 1/50.000. En effet la Molasse marine affleure pratiquement partout: dans le lit des ruisseaux (même temporaires), dans les caniveaux, dans les fondations d'ouvrages d'art ou de bâtiments, etc. Steiner (2000) y a effectué un échantillonnage systématique dans le synclinal de la Pesse; il a été complété par la suite lors de plusieurs campagnes de terrain.

Les dépôts glaciaires sont extrêmement réduits et les sols se développent directement sur les faciès marneux et gréseux de la Molasse. Sur la feuille St-Julien-en-Genevois, Montjuvent (*In* Donzeau et al. 1997) a distingué dans la Combe d'Evuaz des dépôts morainiques jurassiens (Gy2: étape 2 de Montjuvent) surmontés au centre de la combe par des alluvions fluviales (Fz) liées aux divagations de la Semine; malheureusement les éboulis de pied de parois, qui masquent souvent les contacts entre la Molasse marine et le substratum mésozoïque ne figurent pas. Dans la région de la Pesse, qui se trouve sur la feuille Saint-Claude, Meurisse & Llac (1971) ne mentionnent que le «glaciaire jurassien» (Gx).

■ Cadre géologique

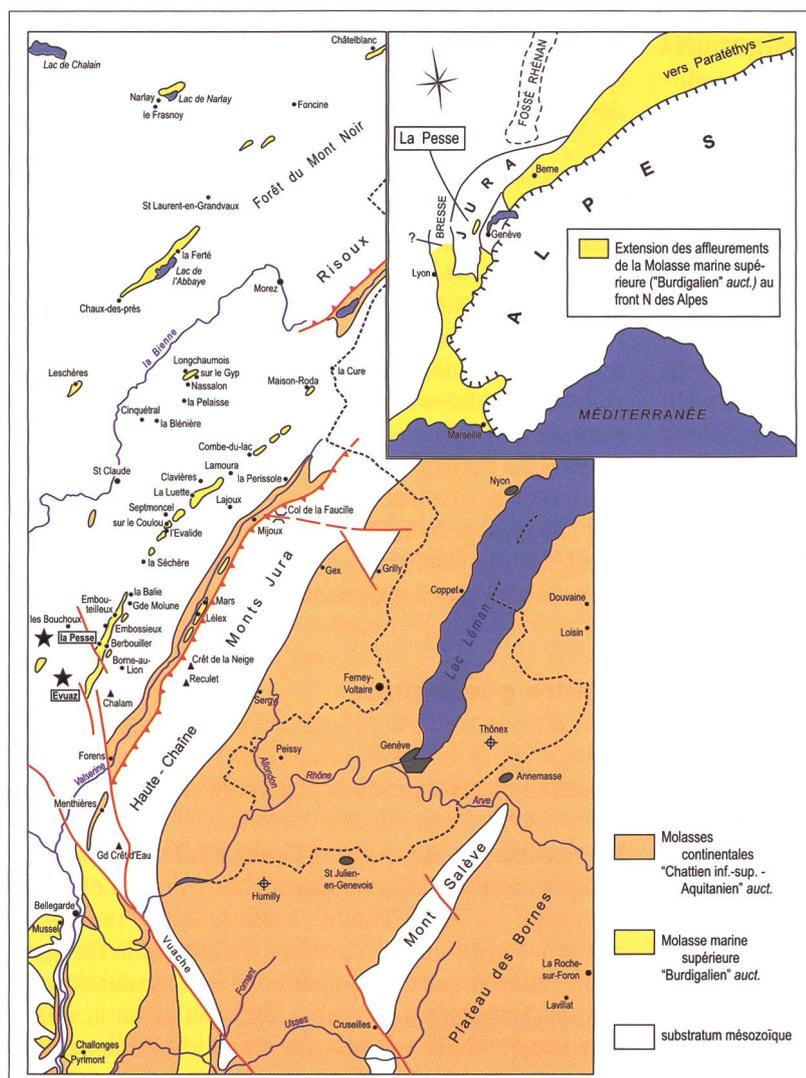
Structure du synclinal de la Combe d'Evuaz – la Pesse

Le synclinal de la Combe d'Evuaz - la Pesse est situé dans le Jura méridional interne, au front du chevauchement du Crêt Chalam (Figs. 1, 2, 3), deuxième structure antiforme en partant du bassin de Genève, la première étant formée par celle du Reculet dans la Haute Chaîne. Si les combes d'Evuaz et de la Pesse constituent deux entités bien individualisées sur le plan géographique, elles correspondent toutefois à

une même gouttière synclinale, réduite aujourd'hui à moins d'un kilomètre de large. Le synclinal de la Combe d'Evuaz – la Pesse est limité au S par la «branche principale» du décrochement complexe du Vuache (Donzeau et al. 1998). Ce synclinal se poursuit au NE jusqu'à Septmoncel, où il s'élargit et se subdivise à partir de Lamoura.

Une des singularités les plus spectaculaires de la Molasse marine de la Combe d'Evuaz – la Pesse est certainement son altitude actuelle: environ 1.050 m dans la Combe d'Evuaz, 1.150 à un peu plus de 1.200 m dans la région de la Pesse, Grande Molune et la Balie. Ces altitudes contrastent avec celles du bassin de Bellegarde où cette même formation affleure au-dessous de 400 m (château de Mussel), soit 800 m plus bas. Cette situation résulte de la poussée du compartiment Haute-Chaine – Crêt Chalam (Donzeau et al. 1998); il est donc possible de quantifier l'ampleur de la composante verticale des déplacements post-burdigaliens induits par le décrochement VFB, ce qui a nécessité des gradients de vitesse assez exceptionnels.

Fig. 1. Plan de situation et répartition géographique des principaux affleurements de Molasses continentales et de Molasse marine supérieure dans le Jura méridional franco-suisse, dans les bassins molassiques genevois et savoyard, d'après la carte du «Bassin molassique sud-occidental» (Rigassi 1978. In P. Jung, 1982) et les feuilles géologiques françaises à 1/50.000 suivantes (peu modifiées): Champagnole (Guillaume & Guillaume 1965); Morez – Bois d'Amont (Guillaume & Guillaume 1968); St Claude (Meurisse & Llac 1971); Seyssel (Donze 1972); Annecy - Bonneville (Charollais 1986); Douvaine (Olive et al. 1987); St.-Julien-en Genevois (Donzeau et al. 1997); Annemasse (Kerrien et al. 1998). Seules certaines grandes fractures utiles à la lecture du texte ont été reportées sur cette carte. Les traces de dépôts continentaux signalés dans la prolongation septentrionale du synclinal de la Combe d'Evuaz – la Pesse et attribués par analogie de faciès à l'Oligocène ne sont pas mentionnés sur cette figure; il en est de même pour les rares témoins considérés comme continentaux dans le synclinal de Cinquétral – Longchaumois.



La structure du synclinal molassique de la Combe d'Evuaz semble relativement simple, comme l'avait déjà présenté Schardt (1894; Exc. I, fig. 3: profil de la Combe d'Evuaz à La Roche). Suivant le profil tectonique (Fig. 5), il s'agit d'un synclinal dissymétrique, dont le flanc occidental est redressé à la verticale (sauf à son extrémité méridionale) et dont le flanc oriental est chevauché par une série d'écaillés crétacées et jurassiques. Dans la région de la Pesse, des variations de pendage dans les faciès marno-silteux traduisent une disharmonie probable entre le substratum mésozoïque compétent et les faciès molassiques beaucoup plus ductiles. Ces variations peuvent également être induites par le jeu du décrochement sénestre affectant le synclinal de la Combe d'Evuaz – la Pesse (Fig. 1) et passant par la ferme de sur la Semine (Fig. 3).

Sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois à 1/50.000, Donzeau et al. (1997) figurent les couches mésozoïques du flanc oriental du synclinal de la Combe d'Evuaz chevauchant très clairement le synclinal molassique, ce qui n'apparaît pas sur la feuille Saint-Claude (Meurisse et Llac 1971) pour le synclinal de la Pesse. Pour Donzeau et al. (1997), tout se passe comme si le contact entre la Molasse marine supérieure et les couches mésozoïques était tectonique tandis que pour Meurisse et Llac



Fig. 2. Vue aérienne du synclinal de la Combe d'Evuaz – la Pesse. 1: cascade de la Combe d'Evuaz. 2: point 1.032,2 m. 3: ruisseau de l'Enquerne. 4: route départementale D48A. 5: Bief brun. 6: sous la Semine. 7: l'Embossieux. 8: l'Embouteilleux. 9: Grande Molune.

elles s'alignent sur une direction NW – SE. Par contre sur la feuille Saint-Claude, dans la région de la Pesse, Meurisse & Llac (1971) figurent toute une série de décrochements NW – SE, qui affectent le substratum et traversent le bassin molassique. Nous sommes plus réservés sur cette hypothèse, car aucun argument de terrain ne la démontre, si ce n'est pour le décrochement passant par la ferme de sur la Semine (Fig. 3). Celui-ci pourrait alors subdiviser la gouttière synclinale étudiée ici en deux «sous-bassins»: au S, le bassin de la Combe d'Evuaz et, au N, celui de la Pesse.

Enfin, la gouttière synclinale de la Combe d'Evuaz – la Pesse est brusquement interrompue au S par un décrochement N160, qui fait partie du système décrochant Vuache-Forens-Les Bouchoux (VFB) décrit par Donzeau et al. (1998). Cette limite méridionale est bien visible dans la falaise de la cascade de la Combe d'Evuaz (Fig. 2), où la Molasse marine transgresse directe-

(1971), il serait stratigraphique, concept d'ailleurs partiellement repris par Mudry & Rosenthal (1977). Dans l'hypothèse de Donzeau et al. (1997), hypothèse que nous privilégions, le sommet de la Molasse marine supérieure n'apparaîtrait pas à l'affleurement mais serait masqué par le chevauchement du flanc oriental du synclinal de la Combe d'Evuaz – la Pesse. D'ailleurs les levés de détail de Steiner (2000) ont confirmé le caractère chevauchant du flanc oriental mésozoïque sur le synclinal molassique, non seulement dans la Combe d'Evuaz (comme l'avaient proposé Donzeau et al. 1997), mais également dans la région de la Pesse, d'où le caractère disymétrique de ce synclinal.

D'autre part, sur la feuille Saint-Julien-en-Genevois, Donzeau et al. (1997) ne relie pas à travers le synclinal molassique de la Combe d'Evuaz, les failles de type décrochant dessinées sur ses deux flancs. Nos observations confirment ce point de vue, d'autant plus que sur le flanc oriental les fractures ont une orientation plus ou moins E – W, alors que sur le flanc occidental

ment sur les Calcaires urgoniens (Hauterivien supérieur), qui plongent faiblement (15°) vers l'E. Directement au sud de cet accident, aucun affleurement de Molasse marine n'a été repéré jusqu'ici, malgré une exploration intensive, particulièrement le long du décrochement VFB en direction du bassin de Bellegarde, où la Molasse marine burdigalienne sub-horizontale transgresse sur des formations molassiques continentales attribuées par les auteurs au Chattien et à l'Aquitaniens. Au N, la gouttière synclinale se poursuit bien au delà de la Pesse mais les affleurements deviennent plus dispersés.

Substratum mésozoïque de la Molasse marine supérieure

Le synclinal de la Combe d'Evuaz – la Pesse *stricto sensu* ne comprend pas de molasses continentales généralement attribuées au Chattien et à l'Aquitaniens *pro parte*. Par contre plus au NNE,



Fig. 3. Vue aérienne sur le synclinal de la Pesse. 1: au Berbouiller. 2: «paléovallée incisée» dite de la Mya. 3: transformateur 1.185,2 m. 4: route départementale D25E4. 5: sur la Semine. 6: route départementale D25. 7: début de la coupe stratigraphique de la Molasse marine supérieure de la Pesse (derrière un hangar). 8: conglomérat dans le vallon des Coïtes. 8': conglomérat le long de la route reliant la Pesse au Berbouiller. 9: sommet de la coupe stratigraphique.

Mudry & Rosenthal (1977) signalent des calcaires verdâtres dans le vallon de l'Embouteilleux, des conglomérats à la Séchère, à l'Evalide, aux Clavières, en aval de la Combe du Lac et à Maison Roda ainsi que des marnes versicolores près de Sur le Coulou; se basant sur des analogies de faciès mais ne disposant pas de critères paléontologiques, ces auteurs rattachent tous ces dépôts à l'Oligocène («Chattien» des auteurs). Dans la Combe d'Evuaz et à la Pesse, la Molasse marine supérieure transgresse directement le substratum mésozoïque. Celui-ci est représenté par les Tidalites de Vouglans et le Purbeckien à la Mya, la Pierre jaune de Neuchâtel dans le village de la Pesse et par les Calcaires urgoniens près de la cascade de la Combe d'Evuaz. Ce sont les trois seuls points où le contact entre la Molasse marine supérieure et le substratum mésozoïque est observable; partout la discordance angulaire est faible, de l'ordre de 0 à 5°.

Comme les légendes des feuilles à 1/50 000 Saint-Claude (Meurisse & Llac 1971) et Saint-Julien-en-Genevois (Donzeau et al. 1997) présentent certaines divergences (notamment nomenclature et variations de faciès et d'épaisseur des formations), il paraît utile

de rappeler brièvement la lithologie et les âges de ces formations sur lesquelles la Molasse marine est transgressive. Pour plus de détail, le lecteur se rapportera au travail de Clavel et al. (1986) et à la notice explicative de la feuille à 1/50 000 St. Julien-en-Genevois (Donzeau et al. 1997).

■ **Calcaires de Tabalcon - Complexe récifal - Tidalites de Vouglans.** De ces trois formations essentiellement calcaires et d'âge kimméridgien et tithonien d'environ 200 m de puissance, seules les Tidalites de Vouglans forment à la Mya le substratum d'une vallée incisée. La Molasse marine supérieure, représentée ici que par des faciès conglomératiques, comprend de nombreux galets issus du démantèlement de formations tithoniennes et crétacées, en plus de fragments d'huîtres.

■ **Le Purbeckien.** A la Mya, cette vallée incisée entaille également le Purbeckien, attribué généralement par les auteurs au Tithonien terminal et au Berriasien inférieur. Les divers faciès de cette formation (calcaires fins gris-bleu, microbrèches à galets noirs, calcaires plus ou moins argileux à charophytes, marnes grises), généralement couverts, se marquent dans la morphologie par une combe humide, assez étroite, bien repérable sur le terrain.

Pierre Châtel – Vions – Chambotte – Calcaires roux.

Dans la Combe d'Evuz et de la Pesse, aucun contact n'est visible à l'affleurement entre la Molasse marine supérieure et la trilogie berriaso-valanginienne ou les Calcaires roux valanginiens. Par contre, les lithologies de ces quatre formations ont été identifiées dans certains galets des conglomérats de la base de la Molasse marine à la Mya et au sein de celle-ci (conglomérats dit des Coïtes), grâce aux foraminifères qu'ils renferment: abondance de pseudocyclammes dans la formation de Pierre-Châtel, présence de *Pavlovecina allobroensis* (= "*Keramosphaera*" *auct.*) dans sa partie sommitale et au sein de la formation de Vions, associée à *Pseudotextulariella courtionensis*; fréquence de *Pfenderina neocomiensis* dans la formation de la Chambotte, déjà présente dans la formation de Vions. Quant aux galets de Calcaires roux, ils sont aisément identifiables grâce à leur faciès très échinodermique, parfois riche en bryozoaires, et à leur couleur rousse.

Complexe Pierre jaune de Neuchâtel et Marnes d'Hauterive.

Dans le village de la Pesse, la Molasse marine transgresse sur le faciès «Pierre jaune de Neuchâtel», terme sommital d'un complexe de 70 à 100 m d'épaisseur, qui appartient à l'Hauterivien inférieur, et formé d'une prédominance de marnes à la base («Marnes d'Hauterive») et de calcaires glauconieux à bryozoaires au sommet («Pierre jaune de Neuchâtel»).

Calcaires urgoniens. La «barre urgonienne» bien repérable dans le paysage, d'épaisseur d'ordre décamétrique dans ce secteur du Jura, est constituée de calcaires blancs de plate-forme, riches en nombreux foraminifères benthiques, dont

des orbitolines caractéristiques ici de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien basal. Un contact entre les Calcaires urgoniens et la Molasse marine supérieure est bien observable légèrement en amont de la cascade de la Combe d'Evuz (Fig. 2). Au front du chevauchement du Crêt Chalam, cette formation calcaire est dilacérée en écailles.

Grès verts jurassiens et Calcaires crayeux à silex.

Dans la Combe d'Evuz et la région de la Pesse, les Grès verts jurassiens («Bédoulien» [= Aptien inférieur] supérieur - Albien) semblent avoir été complètement érodés; les faciès les plus résistants, grès quartzo-glauconieux et silex, se retrouvent en abondance à l'état de galets dans les conglomérats de la Molasse marine supérieure.

Stratigraphie de la Molasse marine supérieure: lithologie et paléontologie

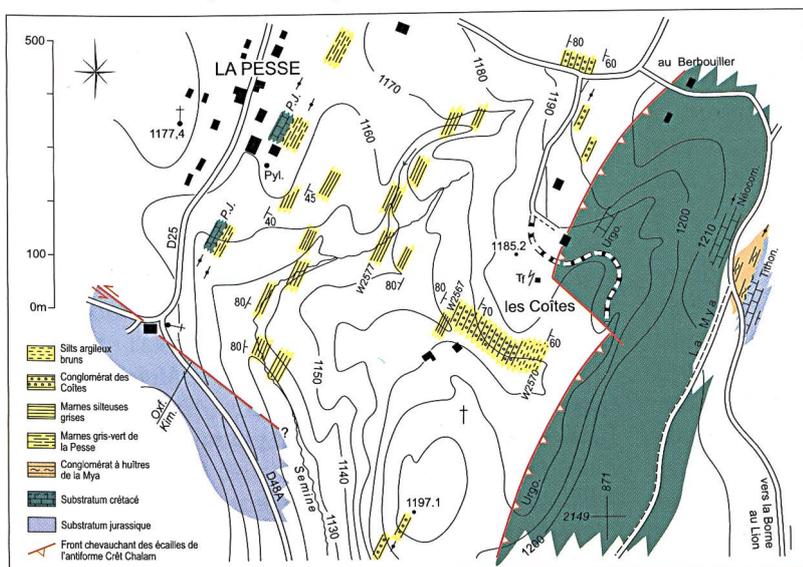
La meilleure coupe de la Molasse marine supérieure se trouve dans la combe de la Pesse (Figs. 4, 5). Sa description détaillée (Fig. 6), sera suivie de celles de la Combe d'Evuz et de la région de la Mya. Puis nous présenterons quelques résultats publiés ou inédits sur d'autres synclinaux du Jura. Pour faciliter la compréhension des résultats biostratigraphiques des divers groupes fossiles et leurs corrélations, un tableau résume l'état de connaissances actuelles pour le Miocène inférieur et moyen (Fig. 7).

Coupe de la Molasse marine supérieure du synclinal de la Pesse

Si la présence de la Molasse marine supérieure d'âge burdigalien a été reconnue depuis longtemps dans la région de la Pesse, son épaisseur, sa lithostratigraphie, sa biostratigraphie et son découpage séquentiel n'avaient jamais été établis en détail. La nouvelle carte de Steiner (2000) et le relevé minutieux de toute une série de portions d'affleurements (Fig. 4) permet aujourd'hui la reconstitution d'une coupe lithologique synthétique d'environ 350 m d'épaisseur, représentative de la Molasse marine de la Pesse (Fig. 6).

C'est dans le village de la Pesse (Figs. 3, 4), qu'à la faveur de travaux de génie civil en 1996 derrière un grand hangar (coord.: 2148,95 / 870,60), nous avons pu observer dans d'excellentes conditions le contact stratigraphique entre le

Fig. 4. Carte détaillée des affleurements de Molasse marine dans le synclinal de la Pesse. Les numéros W2567, W 2570 et W2577 se rapportent à des échantillons repères (voir Fig. 6). Sur cette carte le substratum mésozoïque est très schématique. Oxf.: Oxfordien; Kim.: Kimméridgien; Tithon.: Tithonien; Néocom.: Néocomien; P.J.: Pierre jaune de Neuchâtel; Urgo.: Urgonien.



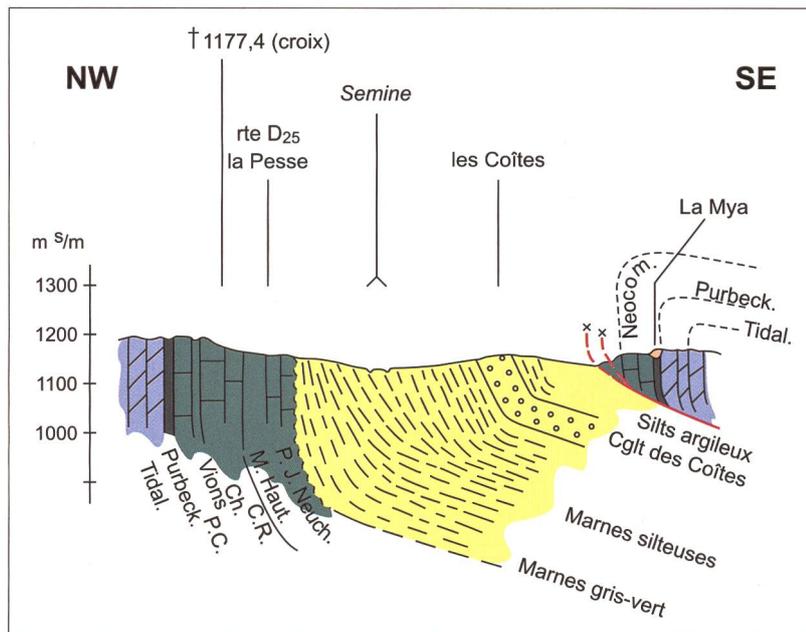


Fig. 5. Profil tectonique dans le synclinal de la Pesse. Tidal.: Tidalites de Vouglans; Purbeck.: Purbeckien; P.C.: Formation de Pierre-Châtel; Vions: Formation de Vions; Ch.: Formation de la Chambotte; C.R.: Calcaires roux; M. Haut.: Marnes d'Hauterive; P.J.: Pierre jaune de Neuchâtel.

faciès sommital de la Pierre Jaune de Neuchâtel et la base de la Molasse marine supérieure, représentée par des marnes vertes dans lesquelles s'intercalent de minces niveaux lenticulaires conglomératiques. La coupe peut se poursuivre en descendant dans la combe le long des ruisseaux qui forment les sources de la Semine, et dans le lit desquels affleurent des marnes silteuses grises (Figs. 3, 4). Dans ce secteur, les directions N25° restent constantes mais les couches montrent des variations de pendages qui reflètent la présence de quelques plissements d'importance mineure, à notre avis; l'ensemble de la succession ne paraît pas trop perturbé. En continuant vers le SE et en empruntant le fond du ruisseau temporaire encadré par les collines 1.185,2 (au N) et 1.197,1 (au S), affleurent des conglomérats dits des Coïtes qui se prolongent vers le NNE où ils réapparaissent dans le talus N de la route reliant la Pesse au Berbouiller. La coupe se termine par des marnes silteuses brunes qui disparaissent dans une dépression marécageuse.

Directement sur la partie supérieure de la Pierre jaune de Neuchâtel en pendage inverse N25°/80°, apparaissent une quarantaine de mètres de marnes vertes, subverticales et de direction N25°. Il n'y a donc pas ici de discordance visible entre le substratum crétacé et la Molasse marine supérieure; la transgression de cette Molasse marine débute directement par des faciès à foraminifères planctoniques, à la base desquels s'insère sur quelques décimètres un conglomérat de base très peu développé. Pour alléger le

texte, le détail des assemblages palynologiques découverts dans la Molasse marine de la Pesse (coupe de la Fig. 6) est donné sur la Fig. 8.

De bas en haut, la succession est la suivante:

■ Marnes gris-vert de la Pesse: 41 m

-1 m: Sables marneux glauconieux, graveleux, conglomératiques, à galets de calcaires crétacés (Urgonien notamment), de silex noirs turoniens, souvent bioperforés et vernissés. Le faciès conglomératique d'épaisseur décimétrique disparaît 200 m plus au SW.

-40 m: Marnes sableuses vertes glauconieuses devenant grises et silteuses au sommet et comprenant de rares bancs plus calcaires. Les derniers mètres de la formation sont nettement plus argileux et microli-

tés. Tout l'ensemble est finement alternant silts/marnes, microchenalisé et bioturbé. Les faciès marneux verdâtres affleurent également dans une tranchée face à la fruitière de La Pesse. Sur la douzaine d'échantillons meubles prélevés dans cet ensemble, ceux de la base sont très pauvres en microfossiles mais non significatifs alors que les 2/3 supérieurs sont nettement plus riches.

Pes 3: *Helicosphaera ampliaperta* et *Sphenolithus heteromorphus* indiquent la biozone NN4.

St 14: franche apparition des foraminifères benthiques, abondance de spicules d'éponges (dont géodidés), diatomées, silicoflagellés, débris carbonneux.

De St 14 à St 20

- Foraminifères benthiques: l'association relativement diversifiée compte une trentaine d'espèces dont *Spiroplectammmina carinata*, *Textularia graminum*, *Bolivina crenulata trunensis*, *Lenticulina* spp., *Bulimina* spp., *Uvigerina* spp., *Stilostomella* sp., *Valvulineria* sp., *Cibicides lobatulus*, *Cibicoides pseudoungerianum*, *C. ungerianum*, *Hanzawaia boueana*, *Melonis* sp., *Gyroidina* sp., *Florilus* sp., *Ammonia* spp., *Elphidium fichtellianum*. Apparaissent plus rarement *Elphidium ortenburchense*, *Uvigerina bononiensis primiformis*, *Bolivina fastigia*, *Rosalina globularis semiporata*, qui sont des espèces connues dans l'Éggenburgien-Ottangien de la

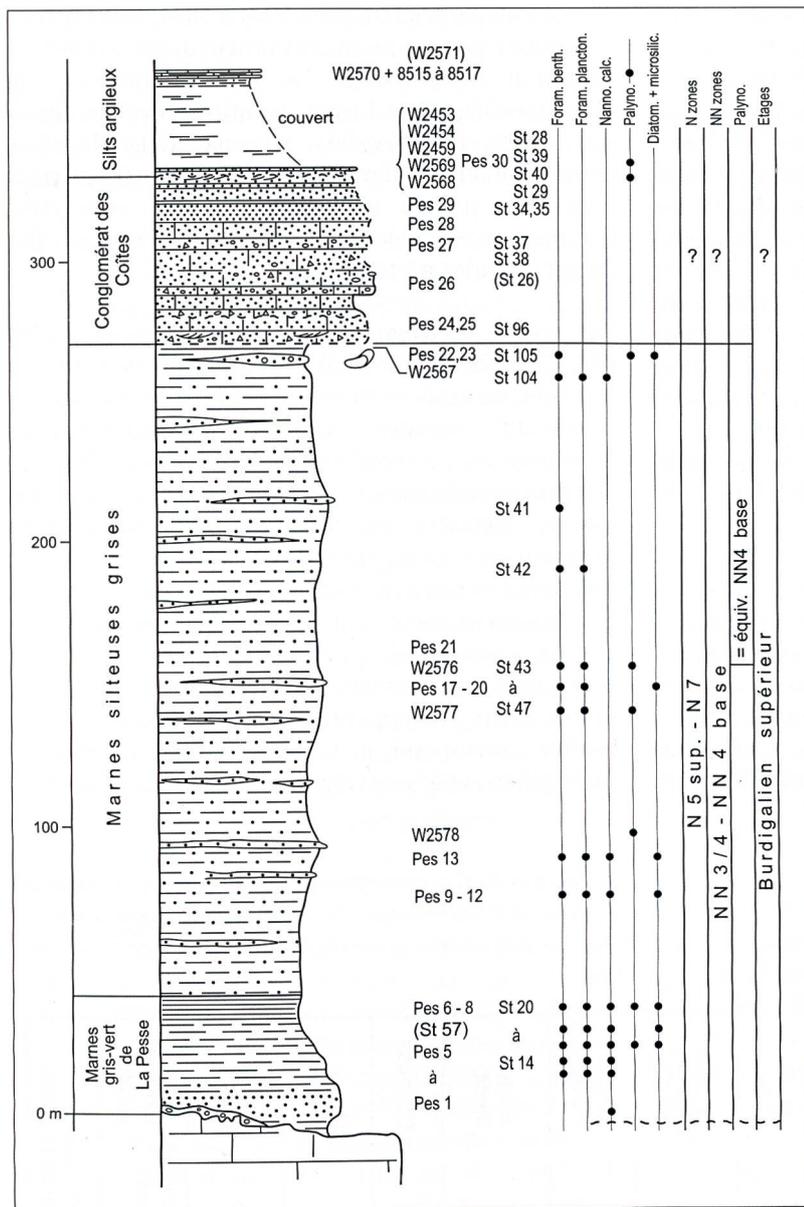


Fig. 6. Coupe lithologique de la Molasse marine supérieure du synclinal de la Pesse. A droite de la colonne lithologique: numéros d'échantillons avec leur contenu fossilifère, biozones (foraminifères planctoniques, nannoflore, diatoflagellés), étage.

Paratéthys. Un seul exemplaire d'*Archaias angulatum* a été détecté pour la première fois au NW des Alpes.

- Foraminifères planctoniques: l'association planctonique est très pauvre et peu diversifiée, mais caractéristique de l'Ottngien de la Paratéthys (de N5 à la partie supérieure de N7): *Globigerina lentiana*, *G. ottngiensis*, *G. praebulloides*, *Turborotalia* spp., *Turborotalita quinqueloba?*, *Tenuitellinata angustumbricata*, *T. sp. gr. clemenciae-munda*. Cette association est accompagnée d'espèces remaniées du Crétacé supérieur (*Globigerinelloides* sp.) et de l'Eocène moyen (*Acarinina* sp.).

- Nannofossiles calcaires (St 15 à St 20): l'association, *Helicosphaera scissura* et *H. ampliaperta* indique la biozone au plus jeune NN4; elle est accompagnée de *Sphenolithus heteromorphus*, *S. belemnos?* ainsi que d'un grand nombre d'espèces remaniées de l'Eocène moyen à l'Oligocène.

- Dinokystes (St 17, 20): *Apteodinium emslandense*, *Cribroperidinium tenuitabulatum*, *Distatodinium paradoxum* ont été reconnus; ces espèces disparaissent au sommet du Burdigalien. A côté, on trouve des formes remaniées du Crétacé, de l'Eocène et de l'Oligocène.

- Microfossiles siliceux (Pes 5 à 8): diatomées relativement abondantes, rares silicoflagellés, archéomonadiènes et spicules d'éponges mal conservés, souvent cassés; pas de radiolaires.

Dans une tranchée à 400m au NNE de l'église de la Pesse, sur un décrochement N150 en face de la fruitière, des marnes verdâtres (St 57) révèlent une association peut-être un peu plus jeune (limite Burdigalien-Langhien?) avec de fréquents *Palaeocystodinium golzowense*, rares *Sumatradinium* spp. et *Selenopemphix* spp.

Au vu de ces résultats micropaléontologiques basés sur les foraminifères benthiques et planctoniques, la nannoflore calcaire et les dinokystes, il est possible de rattacher les Marnes gris-vert de la Pesse, base de la Molasse marine supérieure, au Burdigalien supérieur (biozones N5 [partie supérieure] à N7; NN2 à NN4 [Fig. 7]).

■ **Marnes silteuses grises: 230 m**

Ces marnes n'affleurent que sporadiquement dans la combe de la Pesse, dans le lit de multiples ruisselets d'où sourd la Semine; la proximité des affleurements autorise la corrélation des différentes portions de coupes et de reconstituer ainsi la succession stratigraphique (Figs. 4, 6). La série relativement monotone de marnes silteuses grises, d'une épaisseur de

230 m, présente des structures de type «flaser», avec passées très finement bioclastiques, des poches ou lentilles plus sableuses, en plus de rares bancs plus indurés. Les Marnes silteuses montrent parfois sur quelques mètres une série répétitive, avec à la base, un banc de grès relativement induré, suivi d'un banc gréseux à forte concentration de glauconie, surmonté de marnes silteuses avec une proportion de glauconie décroissante. Ce même type de succession s'observe à la base des Silts argileux, au contact du Conglomérat des Coïtes (voir ci-dessous). Cet arrangement lithologique suggère des bases transgressives de séquences de troisième ordre ou de paraséquences d'ordre inférieure (*sensu* Vail et al. 1991). Une lumachelle à huîtres (10 cm) est repérable quelques mètres en dessous de la base du Conglomérat des Coïtes.

Une vingtaine d'échantillons indurés a été récoltée: la moitié ne renferme que des microfossiles remaniés. Dans la partie inférieure des Marnes silteuses grises, les spicules d'éponges (géodidés) et les diatomées sont parfois très abondants; ils se raréfient au-dessus. Tout au sommet des Marnes silteuses grises, des faciès carbonatés argilo-micritiques, bioclastiques et quartzo-micacés contiennent des débris de bivalves, de bryozoaires, d'échinides et d'éponges (hexactinellides); quelques foraminifères benthiques (*Cibicides* sp., *Elphidium* sp., petits buliminidés, miliolés, verneuulinidés) accompagnent de rares foraminifères planctoniques indéterminables.

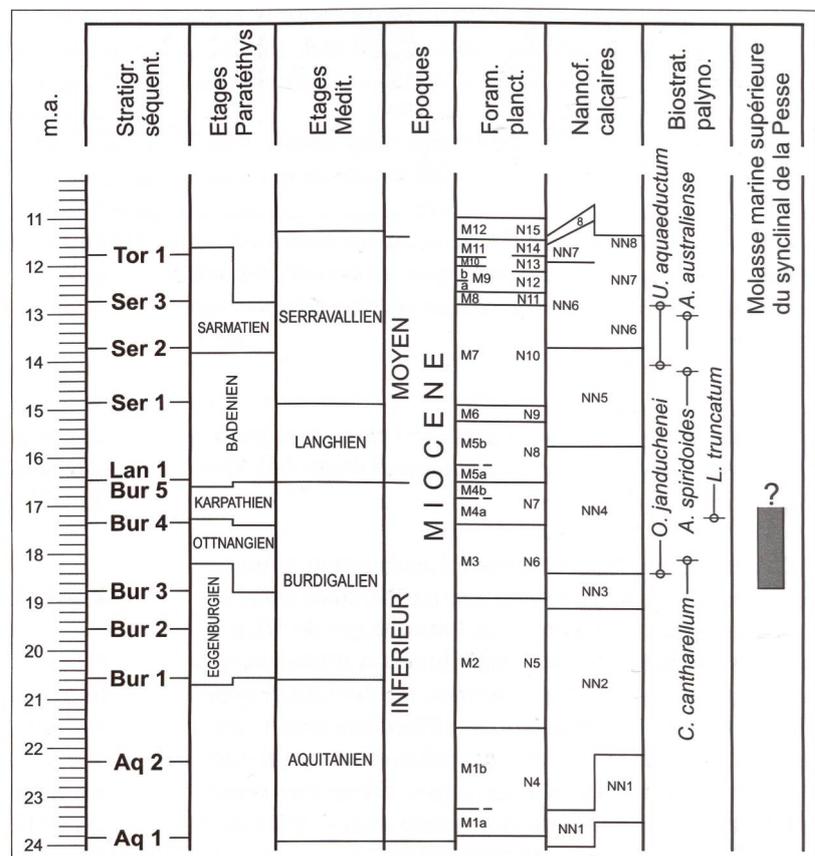
Les lavages de marnes montrent que les foraminifères benthiques sont omniprésents, mais plus rares que dans les Marnes gris-vert de la Pesse, leur association est similaire. Tout au sommet de la série, juste en dessous du Conglomérat des Coïtes, *Uvigerina bononiensis primiformis*, *Elphidium fichtellianum*, *Ammonia* sp. ont été observés. Les foraminifères planctoniques sont distribués très sporadiquement dans la série; leur association est identique à celle des Marnes gris-vert de la Pesse, mais reste toujours très pauvre en individus comme en espèces. Elles caractérisent les biozones comprises entre N5 (partie supérieure) et N7.

Parmi la nannoflore calcaire, *Helicosphaera ampliapertura* a été repérée à la base (Pes 10, Pes 13) comme au sommet (Pes 22, Pes 23),

ce qui indique les biozones NN2 à NN4. Les espèces remaniées sont fréquentes et proviennent du Crétacé supérieur (Santonien à Maestrichtien), de l'Eocène-Oligocène. Les préparations révèlent également des microfossiles siliceux (silicoflagellés, archéomonadidés, ébriédiens et diatomées), qui peuvent être parfois abondants et bien conservés, comme par exemple dans Pes 22. Ils n'ont pas fait l'objet d'études particulières.

Par contre la palynoflore est abondante et variée (W2578, W2576, W2577, W2567). Elle révèle parmi les nombreuses espèces citées sur la Fig. 8, les dinokystes significatifs suivants: *Apteodinium australiense lemslandense*, *Pentadinium laticinctum*, *Distatodinium paradoxum*, *Cribroperidinium tenuitabulatum*, *Apteodinium tectatum*, *Operculodinium janduchenei*. La majorité des espèces régulièrement reconnues et souvent dominantes dans les niveaux du Burdigalien inférieur sont rares ou absentes. En revanche, la présence d'*Operculodinium janduchenei* pourrait être déterminante. Selon Hardenbol et al. (1998, Chart 3), l'apparition stratigraphique de cette espèce correspond à la base de NN4, dans le Burdigalien supérieur (Fig. 7). Elle est reconnue dans

Fig. 7. Echelle stratigraphique du Miocène inférieur et moyen selon Berger et al. (2005). Palynostratigraphie d'après Williams et al. (In Hardenbol et al. 1998, chart 3). L'âge de la base de l'Aquitanien a été récemment défini à 23.03 MA par Gradstein & Ogg (2004).



les échantillons W2576 et W2567, soit juste au-dessous de la barre composite du Conglomérat des Coïtes qui semble correspondre à une limite de séquence importante telle que SB Bur 4 ou Bur 5 / Lan 1 (ou les deux superposées dans cet ensemble complexe) de Hardenbol et al. (1998, Chart 1 & 3).

Dans toute la série les diatomées sont omniprésentes, quelquefois fréquentes (Pes17–Pes20); les silicoflagellés, archéomonadines et spicules d'éponges plus rares. Pas de radiolaires, par contre un ébriédien à St18.

■ Conglomérat des Coïtes: 67 m

Cette unité lithologique, qui forme une butte bien visible dans la morphologie (Fig. 3), n'affleure que sur la route reliant la Pesse au Berbouiller (coord.: 871,05 / 2149,0) et dans le vallon des Coïtes (non indiqué sur la feuille IGN Saint-Claude à 1:25 000, 3328 ouest), près des fermes des Coïtes (coord.: 878,8 / 2148,5), où elle atteint 67 m de puissance. Elle est constituée par une superposition d'au moins deux ensembles stratonomiques, tous deux caractérisés par une base dominée par des grès grossiers glauconieux à microconglomérats polygéniques à ciment calcaire et à faune marine, comprenant des galets dispersés pouvant atteindre 1cm. Les bancs généralement dépourvus de granoclassement, montrent quelques figures sédimentaires rappelant des figures de marées: chenaux, structures en auge, galets mous à foraminifères benthiques, herring bones (?). En outre quelques lits à stratifications planes parallèles pourraient évoquer des niveaux de plage, d'autant plus qu'en lame mince, P. Kindler (communication orale, 1999) a observé un grainstone avec une première génération de ciment fibreux, suivi par une seconde de type drusique. La partie supérieure de ces deux ensembles stratonomiques composant le Conglomérat des Coïtes est dominée par des sables glauconieux très altérés (grès décalcifiés?) formant des interbancs. Ces sables glauconieux en bancs métriques, souvent couverts par la végétation, alternent avec des bancs décimétriques de microconglomérats dont les éléments peuvent parfois atteindre 3cm. La transition avec les Silts argileux relativement rapide, est caractérisée par des niveaux très glauconieux; quelques bancs de calcaires coquilliers à galets de silex et des drapages marneux suggèrent des environnements tidaux (W2453).

Les lithoclastes du Conglomérat des Coïtes peuvent atteindre 1,5 cm de diamètre; abondants dans la partie inférieure de l'unité, ils se raréfient plus haut. Généralement très arrondis, ils sont pour 20% d'entre eux perforés par des lithophages. Les plus gros éléments ont une origine locale: 75% de silex noirs (Calcaires crayeux à silex du Turonien; calcaires à

pithonelles du Crétacé supérieur), 5% de calcaires clairs (Formations de Pierre-Châtel, de la Chambotte, Calcaires urgoniens), 20% de grès (Molasse marine). Dans le ciment, la glauconie, quelquefois abondante, provient probablement de l'érosion des Grès verts jurassiens. Parmi les plus gros lithoclastes, nous n'avons pas observé d'éléments d'origine alpine. Par contre en lame mince, J. Bertrand (communication orale, 2003) a reconnu dans des grès fins, (Pes 23), des fragments de quartzites micacés, de micaschistes, de granites, de roches volcaniques acides (rhyolites, dacites), des plagioclases déformés parfois séricitisés, des muscovites, des biotites, des chloritites, des microclines perthitiques et de l'épidote métamorphique. Ce cortège est significatif de sources allochtones, mais n'indique pas une source terrigène précise (Alpes, Massif Central français, Vosges – Forêt Noire).

La biophase macroscopique est composée essentiellement de bryozoaires branchus ou massifs en balles, de bivalves le plus souvent dissouts, de brachiopodes, de crinoïdes, d'ostreidés vésiculeux (pyncnodontes?) et de débris d'échinides. Les dents de squales sont fréquentes. Certains faciès très riches en «balles» de bryozoaires (grosses comme des pois) confèrent à la roche un aspect «onchoïdique» remarquable (W2454). Les zoarium massifs et réniformes qui forment ces «balles», quoique parfaitement conservés, ne sont pas en position de vie, ce qui indique un léger déplacement synsédimentaire. Une lame mince (St 26) renferme un débris de discocycline, dont la provenance ne peut être recherchée que dans des domaines alpins, vraisemblablement helvétiques *lato sensu*, ce qui est en accord avec une érosion des nappes de ce domaine paléogéographique au Burdigalien supérieur.

Les niveaux gréseux fins (W 2454) renferment, en plus des quartz et de la glauconie, des fragments de bryozoaires, d'échinodermes, des lithothamniums, de rares foraminifères planctoniques indéterminables et quelques benthiques (*Elphidium* sp., Anomaliniidae et gros Verneulinidae). Les lavages dans les interbancs silteux n'ont pas donné de microfaune et nanoflore significatives.

Aucune faune ou flore caractéristiques n'a été découverte dans le Conglomérat des Coïtes, qui ne peut être daté que par les formations encadrantes.

■ Silts argileux: environ 30 m

Cette unité d'une trentaine de mètres d'épaisseur, mal affleurante, surmonte le Conglomérat des Coïtes avec un contact stratigraphique relativement brutal. Ces silts mal consolidés comprenant des lits

décimétriques argileux plus brunâtres disparaissent sous une zone marécageuse à l'E de la butte des Côites. En lavage, ils ne révèlent que du quartz fin, anguleux ou arrondi, de la glauconie et beaucoup de micas.

La biophase très altérée n'a fourni que de rares foraminifères et des nannofossiles remaniés et pas de microfossiles siliceux. En revanche la palynoflore est abondante et variée (W2568, W2569, W2570); elle est très similaire à celle des Marnes silteuses grises et ne renferme pas de marqueur déterminant (Fig. 8). De ce fait, l'âge du sommet de la Molasse marine supérieure de la Pesse reste encore imprécis; toutefois le Langhien inférieur n'est pas à exclure. Des remaniements du Permo-Trias sont enregistrés dans les Silts argileux, où sont présents quelques pollens disaccates de type *striatiti*. Cependant, il est possible que des pollens disaccates non striés et provenant du Permo-Trias soient également présents dans d'autres niveaux. L'état de préservation et la coloration de nombreux pollens disaccates (similaires aux *striatiti* répertoriés) semblent conforter cette hypothèse.

Au sommet de la coupe de la Molasse marine supérieure du synclinal de la Pesse apparaît un affleurement isolé

Fig. 8. Répartition des palynomorphes autochtones et remaniés dans la coupe du synclinal de la Pesse (voir Figs. 4 et 6). Les dinoflagellés remaniés proviennent de formations du Permo-Trias (P-T), du Mésozoïque indifférencié (M), du Jurassique (J), du Crétacé (C) et du Paléogène (T).
St17, St20: échantillons des Marnes gris-vert (voir Fig. 6);
W2576 à W2578 et W2567: échantillons des Marnes silteuses grises (voir Figs. 4 et 6);
W2568 à W2570: échantillons des Silts argileux (voir Figs. 4 et 6);
W2571: échantillon des Calcaires blanchâtres (au-dessus de la coupe de la Pesse, Fig. 6).

LA PESSE	St 17	St 20	W2578	W2577	W2576	W2567	W2568	W2569	W2570	W2571
DINOFLAGELLES										
Dinokystes indéterminés										
Lingulodinium machaerophorum										
Spiniferites spp.										
Hystrichokolpoma spp.										
Operculodinium spp.										
Spiniferites ramosus										
Impagidinium patulum										
Deflandreaeaceae type										
Systematophora placacantha										
Spiniferites pseudofurcatus										
Reticulatosphaera actinocoronata										
Operculodinium centrocarpum										
Glaphrocysta spp.										
Batiacasphaera spp.										
Polysphaeridium zoharyi										
Tuberculodinium vancampoeae										
Subtilisphaera type										
Hystrichokolpoma rigaudiae										
Homotryblium spp.										
Dapsilidinium pseudocolligerum										
Impagidinium spp.										
Melitasphaeridium choanophorum										
Cribroperidinium tenuitubulatum										
Palaeocystodinium gozowense										
Selenopemphix spp.										
Pentadinium laticinctum										
Distatodinium paradoxum										
Areoligera type spp.										
Batiacasphaera sp. (type verruqueux)										
Apteodinium australiense/emslandense										
Nematosphaeropsis labyrinthea										
Cordosphaeridium cantharellum										
Operculodinium janduchenei										
Operculodinium sp. (courtes épines)										
Impagidinium "microgranuleux"										
Impagidinium aculeatum										
Nematosphaeropsis lemniscata										
Brigantidium spp.										
Heterulacacysta spp.										
Homotryblium aculeatum										
Impagidinium sphaericum										
Pyxidinospis sp. (vermiculé)										
Cordosphaeridium minimum										
Hystrichosphaeropsis obscurum										
Apteodinium teclatum										
DIVERS										
Leiosphaeridia spp.										
Tithodiscus spp.										
Test chitineux de foraminifères										
Scolécodontes										
Crassosphaera spp.										
Botryococcus spp.										
POLLEN ET SPORES										
Carya type										
Inaperturopollenites hiatus										
Pinus diploxylon type										
Pinus haploxylon type										
Tricolpate-tricolporate indifférenciés										
Triatriopollenites engelhardtoides										
Triatriopollenites coryloides										
Leiotriletes spp.										
Polypodiaceasporites spp.										
Alnipollenites spp.										
Laevigatosporites spp.										
Triatriopollenites platycarioides										
Chenopodiaceae type										
Abiespollenites spp.										
Ephedripites spp.										
Ulmus type										
Tilia type										
Monoporites annulatus (Graminées)										
Pterocarya type										
Piceapollenites spp.										
Ericaceaeapollenites spp.										
REMANIEMENTS										
Deflandrea phosphoritica	T									
Deflandrea oebisfeldensis	T									
Wetzeliella spp.	T									
Thalassiphora pelagica	T									
Chatangiella-isabelidinium type	C									
Surculosphaeridium spp.	C									
Oligosphaeridium complex	C									
Muderongia spp.	C									
Cicatricosisporites spp.	C									
Normapollis (pollens)	C									
Cribroperidinium spp.	C									
Cyclonephelium spp.	C									
Appendicisporites spp.	C									
Coronifera oceanica	C									
Pilosporites spp.	C									
Gonyaulacysta jurassica	J									
Stephanelytron spp.	J									
Gonyaulacysta dualis	J									
Meiurogonyaulax spp.	J									
Rhynchodiniopsis cladophora	J									
Classopollis spp.	M									
Gleicheniidites senonicus	M									
Disaccate striatiti (Permo-Trias)	P-T									

de **Calcaires blanchâtres**, peut-être d'origine lacustre (W2571), dont il est difficile de savoir quelle est sa relation avec les formations sous-jacentes.

La Molasse marine supérieure de la Combe d'Evuaz

La Combe d'Evuaz (Fig. 2) recèle beaucoup de petits affleurements éparpillés et discrets, le plus souvent dans le lit de la Semine ou de ses affluents, ce qui rend guère possible la reconstitution d'une coupe synthétique de la Molasse marine, d'autant plus que les pendages sont très variables. A l'extrémité méridionale de la combe d'Evuaz, près de la cascade (point 1, Fig. 2), la Molasse marine supérieure transgresse directement sur les Calcaires urgoniens (10N/20E), dont le sommet est vernissé, ferrugineux et perforé (\emptyset des bioperforations: 5 à 8 mm), avec une discordance angulaire de quelques degrés (5°). Rappelons que G. Carbonnel (*In* Mudry & Rosenthal 1977; p. 61) avait déterminé dans des marnes de la partie inférieure de la Molasse marine de la Combe d'Evuaz une «microfaune de foraminifères et d'ostracodes datée du Burdigalien».

Sous un faciès marno-sableux glauconieux à bryozoaires et débris de bivalves, la Molasse marine de la Combe d'Evuaz affleure notamment dans le talus de la route D48a. Ici, le faciès relativement grossier passe latéralement à des marnes silteuses grises ou gris-bleu renfermant quelquefois de gros galets mous et qui ont livré de nombreux foraminifères planctoniques aplatis du Paléogène. Vers la confluence de la Semine et du Bief Brun, Rangheard et al. (1990) signalent une nannoflore de la biozone NN4. A 600 m plus au N, la Molasse marine, dont les couches sont renversées (70 NW), montre sur 30 m d'épaisseur des grès à laminations obliques (planar cross beddings) et hering bones suivis progressivement par des alternances de marnes silteuses et grès fins verdâtres finement bioclastiques. Tous ces faciès du fond de la Combe d'Evuaz et de son flanc occidental sont comparables aux Marnes gris-vert ou aux Marnes silteuses grises du synclinal de la Pesse.

Le flanc oriental de la Combe, chevauché par l'antiforme du Crêt Chalam, présente quant à lui quelques faciès inconnus dans la région de la Pesse, particulièrement dans le ravin de l'Enquerne (Fig. 2). En remontant le ruisseau, au-dessus de la D48a, affleure une vingtaine de mètres d'une série molassique grise à faciès particulier; aucune figure sédimentaire ne permettant de définir sa polarité. Cette série plonge en général vers l'W mais, avec de bas en haut du ravin, des directions progressivement changeantes qui vont de 10E/60W à 30E/55W et 70E/40NW; cette

disposition est certainement en liaison avec le charriage du Crêt Chalam. Il s'agit de marnes argilo-silteuses gris-brun, micacées et glauconieuses, contenant çà et là des boulets décimétriques plus ou moins indurés en partie remaniés. Certains d'entre eux sont des grès fins bioclastiques très pauvres en microfaune et d'origine inconnue. L'un de ces galets a montré en lame mince un microbioclaste à *Calpionella alpina*, ce qui prouve très certainement son origine alpine; la présence de calpionelles étant très exceptionnelle dans les calcaires berriasio-valanginiens du Jura. D'autres galets renferment des lithoclastes de biomicrites à *Hedbergella* sp. et *Ticinella* sp., qui proviennent du démantèlement des Calcaires crayeux à silex (Turonien) du Jura; enfin quelques galets contiennent des colonies de gros tubes agglutinés d'hermelles, probablement burdigaliennes. Les résidus de lavage des marnes sont très variés d'un niveau à l'autre: soit une biophase à bryozoaires, oursins, crinoïdes et rares spicules de spongiaires, soit essentiellement du quartz et du mica, soit encore une abondance de débris carbonneux. Aucun ne révèle de foraminifères autochtones; par contre certains horizons (W2450, W2451) recèlent des nannofossiles calcaires de la biozone NN4: *Sphenolithus heteromorphus* et *Helicosphaera ampliapertura*.

D'autre part, dans le ravin de l'Enquerne, des bancs lenticulaires, parfois à allure «contournée» et aux contacts mal définis avec la matrice marneuse silto-glauconieuse ne sont pas sans rappeler certains faciès rencontrés au fond de la combe du synclinal de la Pesse, à l'E de la croisée des routes D25 et D25E4 (croix 1161,7).

Base de la Molasse marine supérieure à La Mya

Le long de la route reliant la Pesse à la Borne au Lion, à 300 m au S du Berbouiller, à la jonction de cette route avec le chemin forestier du Crêt à la Mya (coord.: 871,18 / 148,36; point 2 [Fig. 3] et Fig. 4), la Molasse marine conglomératique à grosses huîtres, à pendages subverticaux, repose apparemment en légère discordance stratigraphique sur le Purbeckien et les Tidalites de Vouglans, subverticaux, comme l'avait déjà signalé Rigassi (1957, p. 25; 1977, p. 382-383). Mudry & Rosenthal (1977) ont relevé, probablement dans de meilleures conditions d'affleurement, une importante discordance estimée entre 40 et 45°, ce qui ne concorde pas avec nos observations, ni avec celles de Rigassi (1977). Ces auteurs écrivent que «dans le même secteur, plus au NNE, le même faciès burdigalien (= Molasse marine supérieure) repose sur le Berriasien supérieur et plus au SSE, il repose sur la limite Portlandien – Berriasien inférieur. Ces observations témoignent d'une importante phase de plissement et d'érosion avant le Burdigalien».

Un rafraîchissement récent du talus de la route permet d'observer le sommet des Tidalites de Vouglans karstifiées et lithophagées, sur lesquelles transgressent la Molasse marine supérieure. Le conglomérat de base de cette Molasse est composé de gros galets de calcaires tithoniens et crétacés également lithophagés et d'origine locale, ainsi que d'abondants silex turoniens. Il est surmonté par une molasse jaunâtre, grossièrement bioclastique, avec de grandes huîtres, des pectens, gastéropodes, échinides, bryozoaires, foraminifères (notamment miliolles). Les huîtres fragmentées, dont la coquille peut atteindre 5 cm d'épaisseur, pourraient appartenir à *Crassostrea gryphoides*, espèce généralement mentionnée dans le Burdigalien. En lame mince, on observe des ciments drusiques.

Cet affleurement remarquable illustre bien la présence de vallée incisée dans le Jura interne et suggère une surrection précoce de l'antiforme du Crêt Chalam avant le Burdigalien, puisque l'érosion liée à la phase continentale fin Crétacé – début Tertiaire (Sidérolithique) a pu «éventrer» cette structure alors subhorizontale jusqu'au Tithonien.

La Molasse marine supérieure de la partie septentrionale du synclinal de la Combe d'Évuaz – la Pesse

Bien que notre étude soit spécialement focalisée sur la zone de la Combe d'Évuaz – la Pesse, il n'est pas inutile de rappeler les observations antérieures, notamment celles de Mudry & Rosenthal (1977), relevées dans la partie septentrionale du synclinal complexe de la Pesse – Septmoncel – Lamoura, «une des structures majeures du Jura central interne», selon l'expression de Guillaume et al. (1965). Entre la Pesse et l'Embouteilleux, plusieurs de nos prédécesseurs ont déjà signalé des affleurements de marnes, de grès glauconieux et de conglomérats identiques à ceux décrits dans la coupe de la Pesse. De plus, Mudry & Rosenthal (1977) présentent à la fin de leur ouvrage, les résultats d'une prospection électrique et d'une campagne de forages entreprises entre la Pesse et la Grande Molune pour la recherche d'eau potable, il y a une trentaine d'années. Il ressort de cette étude que le vallon de l'Embouteilleux comprend des argiles verdâtres et des grès fins glauconieux de même type que ceux de la Pesse, très probablement sur une grande épaisseur d'après les profils de résistivité. Ces faciès sont rattachés à la Molasse marine supérieure, mais n'ont été carottés que sur une quinzaine de mètres (sondage S1). Par contre, un autre sondage (S2) situé à 400 m au NW de S1, a traversé 11,40 m de «calcaires verts» verticaux que Mudry & Rosenthal (1977) rattachent avec doute au «Chattien».

Dans la région de la Grande Molune et de la Balie, Guillaume et al. (1965) décrivent des marnes gréseuses gris bleu ou verdâtres, des grès fins jaunâtres,

des grès glauconieux et un conglomérat grossier, polygénique. D'après ces auteurs, «ces formations détritiques possèdent un cortège minéralogique (déterminations S. Duplaix) caractérisé par un fort pourcentage en épidote (50 à 67%) et en grenat (19 à 38%)»; ils en concluent que ce spectre minéralogique à fort taux de minéraux de métamorphisme permet de les rattacher au Burdigalien. Dans l'une des dolines situées entre les fermes de la Balie et de la Grande Molune, Mudry & Rosenthal (1977) ont relevé une coupe de plus de 35 m dans des marnes plus ou moins carbonatées gréso-glauconieuses gris bleuté, des grès et sables glauconieux et des conglomérats. Dans la phase détritique, ces auteurs signalent, outre des quartz détritiques et parfois néoformés, des plagioclases, des pyroxènes, des micas blancs. En plus des fragments d'huîtres, de bryozoaires, de lamellibranches, d'entrouques et des dents de poissons, ces auteurs signalent dans les faciès marneux, des foraminifères; ces derniers ont été étudiés par Guillaume et al. (1965) qui en donnent la liste suivante:

- pour le benthos: *Spiroplectammina arenasuturata*, *S.* cf. *expansa*, *Reussella* aff. *tumida*, *Trifarina bradyi*, *Turrilina* sp., *Bolivina scalprata* var. *miocenica*, *Caucasina elongata*, *C. subulata*, *Bolivinoidea concinna*, «*Loxostomium*» *limbata*, *Uvigerina bononiensis compressa*, *U.* aff. *bononiensis primiformis*, *Plectofrondicularia poststriata*, *P.* aff. *mansfieldi*, *Cassidulina cruysi*, *C.* aff. *laticamerata*, *Cibicides pseudoungerianus*, *C. boueanus*, *Nonion stachei*, *Elphidium crispum*, *E.* aff. *excubitor*, *E. macellum*, *E.* cf. *rugosum* var. *atschiensis*, *E.* cf. *multicamerum*, *Ammonia becarii*.
- pour le plancton: *Cassigerinella chipolensis*, *Globigerinoides triloba*, *Globigerina* cf. *pozonensis*, *G.* aff. *quadrilobata*, *G.* aff. *angustumillicata*.

D'après ces auteurs, il semble que les composants principaux du benthos (*Elphidium*, *Rotalia*, *Buliminidae*) «coexistaient dans des conditions de vie assez défavorables (les *Bolivina*, en particulier, sont de taille anormalement petite). L'association planctonique correspond à une faune pauvre en espèces et en nombre; la taille très réduite des individus montre également que le milieu ne leur convenait pas». Parmi les foraminifères planctoniques, la présence de *Cassigerinella chipolensis* est à relever; en effet, cette espèce disparaît à la base de la biozone NN5 en Paratéthys et dans la biozone N14 en basse latitude. En outre, G. Carbonnel (In Guillaume et al. 1965) signale les ostracodes suivants: *Leguminocythereis* (?) *sallomacensis* ?, *Cnestocythere truncata*, *Loxoconcha punctatella*, *L.* n. sp. mns., *Hemicysterura* n. sp. mns.

Plus au N, au-delà de l'affleurement conglomératique de la Luette attribué par Mudry & Rosenthal (1977) au «Burdigalo-Vindobonien», ces auteurs décrivent der-

rière la station d'épuration du village de Lamoura, un affleurement (S des Clavières) plus ou moins disloqué montrant des marnes bleu verdâtre, surmontées par un «calcaire blanc crayeux à aspect noduleux» et couronnées par des «marnes ligniteuses et lignite à gastéropodes». Ces dernières renferment, selon P. Mein (*In* Mudry & Rosenthal, 1977, p. 62): *Pseudocricetodon* sp., cf. *Vasseuromys* sp, *Rhodanomys schlosseri* évolué, *Peridyromys* sp., *Glirudinus* sp. D'après ce spécialiste, cette association caractérise la zone de Paulhiac (= Aquitainien ancien). Pharisat & Rangheard (1986) reprennent l'âge «Aquitainien ancien» établi par les déterminations de Mein dans un travail sur le Miocène inférieur de la Haute Chaîne, dans lequel ils donnent une bonne description et un profil (fig. 54) du gisement de Clavières-Septmoncel. En avril 1997, Marc Weidmann a échantillonné l'affleurement et a pu isoler, dans l'intervalle 1,8 - 2,3 m de la coupe de Pharisat & Rangheard (1986, fig. 54), une faunule de micromammifères (environ 60 dents) que Burkhardt Engesser (Bâle) a déterminée. Marc Weidmann nous a fort aimablement fourni ces données inédites (communication écrite, février 2006). Il s'agit de *Plesiosminthus myarion*, *Pseudoheridomys bernensis*, *Rhodanomys transiens* (42 dents !), *Peridyromys* cf. *occitanus*, *Peridyromys murinus*, *Bransatoglis* cf. *fugax*, *Erinaceidae* indéterminé et *Caenotherium* sp. Cette association correspond à l'Aquitainien basal, plus précisément à la Zone de Boudry 2 (= MN1 inférieur). Selon cet auteur, les restes de mammifères étaient accompagnés par de nombreux os de tortue, des hélicidés à pigmentation conservée, divers mollusques et ostracodes d'eau douce, quelques dents pharyngiennes de poissons (*Tarsichtys* sp.) et de rares charophytes indéterminables, ainsi que de nombreux pellets charbonneux attribués à des termites xylophages.

Il est intéressant de relever, au sein du synclinal de la Combe d'Evuaz – la Pesse – Septmoncel – Lamoura, entre le substratum mésozoïque et la Molasse marine supérieure, la présence d'une Molasse continentale dans sa partie septentrionale, alors que les secteurs méridionaux et centraux en sont totalement dépourvus, excepté les «calcaires verts» traversés par forage dans le vallon de l'Embossieux et attribués avec doute au «Chattien» par Mudry & Rosenthal (1977).

Nouvelles données sur la Molasse marine supérieure de quelques synclinaux du Jura interne

Il a semblé utile de faire un bref inventaire des connaissances déjà publiées dans la littérature et d'apporter quelques nouvelles données sur les synclinaux jurassiens encadrant celui de la Combe d'Evuaz – la Pesse. Des comparaisons seront tentées avec la

Molasse marine supérieure d'un synclinal plus interne, celui de la Valserine et d'un autre plus externe, celui de Cinquétral – Longchaumois. Enfin, de nouvelles observations sur l'affleurement de la Molasse de Loisin (bassin franco-genevois), considérée comme burdigalienne par certains auteurs, terminera ce chapitre.

Synclinal de la Valserine

Chevauché par la Haute-Chaîne – Reculet, le synclinal de la Valserine offre peu d'affleurements de Molasse marine. Un des seuls reconnus par les auteurs de la feuille Saint-Claude (Meurisse & Llac 1971) est celui des Mars, au N de Lélex, en contre-haut de la D991, près d'un captage (coord.: 878,20 / 151,90).

Contrairement à ce qui a été observé dans le synclinal de la Combe d'Evuaz – la Pesse, le synclinal de la Valserine et celui encore plus interne de Menthnières, renferment de nombreux affleurements de molasses continentales: Marnes et Grès gris à gypse, dans lesquelles Michel (1955) signale *Haplocytheridea* aff. *dacica* dans un affleurement le long de la route reliant Mijoux au col de la Faucille. D'après cet auteur «l'âge de ces marnes est donc chattien et non aquitainien, comme le pensait Schardt au siècle dernier». Par contre, s'appuyant sur des découvertes inédites de charophytes par Marc Weidmann, Donzeau et al. (1998) les attribuent à l'Oligocène sommital et au Miocène basal (voir plus loin). Signalons encore les marnes de la Périssode, au NE de Mijoux, étudiées par Mudry & Rosenthal (1977), dans lesquelles G. Carbonnel a découvert une population monospécifique de *Hemicyprideis genavensis*, indiquant un milieu saumâtre de l'Oligocène, probablement du Chattien supérieur (Zone à *C. notata* et base de la zone à *R. nitida*; biozonation de Berger [1986]).

Aux Mars (Fig. 1), la Molasse marine supérieure, qui surmonte une molasse continentale non visible, affleure sur une dizaine de mètres; elle se présente en gros bancs sableux gris-vert alternant avec des lits plus marneux. Ces bancs peu cimentés, microconglomératiques, polygéniques, glauconieux, à stratifications planes parallèles ou obliques, avec des marques de dessous de bancs, renferment de petits silex turo-niens, des gros galets mous, des boulettes algaires et des débris de pectens, de bryozoaires et d'échinides. Une association de foraminifères planctoniques a été extraite par lavage des niveaux marneux et des galets mous; elle comprend: *Tenuitellinata angustiumbilitata*, *Catapsydrax* sp., *Globigerina praebulloides*, *G. ottmangiensis*, *G. lentiana* et *Globigerinoides altiapertura*? Cette association comportant des *Catapsydrax* qui s'éteignent à la limite N6-N7, carac-

térise les biozones N5 *part* - N6 du Burdigalien. En conséquence, il semblerait bien que la Molasse marine supérieure des Mars soit plus précoce que celle de la Combe d'Evuaz – la Pesse. En plus des foraminifères planctoniques, quelques rares coccolites mal conservées (W2444: *Coccolithus pelagicus* et petites Prinsiaceae) accompagnent des formes remaniées du Crétacé supérieur et de l'Eo-Oligocène.

Synclinal de Cinquétral-Longchaumoisi

Guillaume et al. (1972) signalent dans leur notice explicative de la feuille géologique Saint-Claude, «un gros bloc de conglomérat à galets exotiques, découvert sur le Barrémien près de Cinquétral (la Blénière)», au NE de St.-Claude; ces auteurs le rattachent avec prudence à la base du Miocène. Par contre, Mudry & Rosenthal (1977) attribuent à l'Oligocène le conglomérat de Nassalon (S de Longchaumoisi), «par analogie au poudingue chattien du Lieu (feuille de Mouthe)» ainsi qu'un «curieux calcaire recristallisé, à silex» découvert près de La Pelasse. En conclusion, le synclinal de Cinquétral - Longchaumoisi ne serait peut-être pas complètement dépourvu de traces de molasses continentales, mais à part ces quelques rares affleurements rattachés à l'Oligocène par analogie de faciès, il est reconnu que la Molasse marine supérieure transgresse directement sur les calcaires crétacés. C'est notamment le cas près de Sur le Gyp (Fig. 1), où les Calcaires urgoniens sont directement surmontés, en apparente accordance selon Mudry & Rosenthal (1977), par des grès et conglomérats à fragments de bryozoaires, lamellibranches et algues.

Synclinal du Frasnois – Narlay

A la limite du Jura interne et du Jura externe (ou «Jura des plateaux»), le synclinal du Frasnois recèle des affleurements de Molasses cartographiés et décrits par Guillaume & Guillaume (1965a, b). Ce synclinal est séparé de celui de Cinquétral-Longchaumoisi, par un vaste synclinorium complexe qui débute près de Leschères et se poursuit au NE vers la Chaux-des-Prés, St.-Laurent-du-Jura, Foncine et au-delà de Châtelblanc (Fig. 1).

Juste au sud du lac de Narlay situé à 15km au NW de Morez, la Molasse marine supérieure renversée transgresse sur les marnes et calcaires fins à globotruncanidae du Turonien supérieur. Elle comprend 2 m de grès bioclastiques grossiers surmontés par au moins 5 m de marnes argilo-silteuses à petits débris de silex, comparables à ceux de la Pesse. En lavage, la bio-phase révèle des débris d'échinides, d'ophiures, de bryozoaires, de crinoïdes et de crabes. Les forami-

nifères sont représentés uniquement par quelques formes benthiques (*Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., *Haplophragmoides* sp.); aucun foraminifère planctonique n'a été observé. Les coccolites (W2465, W2466), très mal conservés, sont tous remaniés et proviennent du démantèlement des formations du Crétacé supérieur.

Dans le synclinal du Frasnois – Narlay, Guillaume & Guillaume (1969) citent dans la région du lac de Narlay (Fig. 1), de nombreux affleurements de «molasse burdigalienne» représentée par des calcaires gréseux glauconieux à huîtres et *Pecten* et des niveaux franchement conglomératiques. A une cinquantaine de km au NE du lac de Narlay, entre les Verrières et le Frambourg, Carla Müller (*In* Rangheard et al. 1990, p. 480) a reconnu une association de nannofossiles dans un silt argileux, qu'elle rapporte à la zone NN4 du Burdigalien (tiers supérieur): «il s'agit de la zone à *Helicosphaera ampliaperta*». Plus au SW, à la Ferté (NE du lac de l'Abbaye), Rangheard et al. (1990) signalent, outre des échinides (*Echinolampas scutiformis*) et des lamellibranches (*Chlamys* cf. *restitutensis*, *C. praescabriuscula*, *C. radians*, *Pecten subbenedictus*), des «argiles grises», qui pourraient rappeler certains faciès de la région de la Combe d'Evuaz – la Pesse et de la région du lac de Narlay.

Enfin, dans le secteur de Saint-Martel-de-Bavel (partie méridionale du Jura interne) situé à 50 km au S de la Combe d'Evuaz, Rangheard et al. (1990), confirment encore une influence orientale dans les associations de foraminifères benthiques associés à une nannoflore NN4.

Synforme du bassin genevois: affleurement de Loisin

Le bassin franco-genevois *lato sensu*, zone comprise entre le décrochement du Vuache et la région lausannoise ne renferme aucun témoin de Molasse marine supérieure, si ce n'est celui que Jayet (1964a) a figuré sur la carte géologique suisse «Coppet» à 1/25.000, près de Loisin, au SE de Douvaine (Fig. 1). En effet, en ce point (coord.: 512,4/127), l'auteur indique au pied des Voirons un affleurement de Molasse marine burdigalienne. Dans la notice explicative de la carte, Jayet (1964b, p.11) y décrit 5 m de grès et conglomérats polygéniques à débris de radiolarites, quelques grains de glauconie et des fragments de rotaliidés, qui surmontent quelques mètres de molasse marneuse noire à «débris d'*Helix* probablement *Plebecula ramondi*,» considéré comme du Chattien. Plus tard, Rigassi (*In* Jung, 1982), auteur d'une carte géologique du bassin molassique sud-occidental élaborée en 1978, rattache cet affleurement à un faciès conglomératique de «l'Aquitainien».

Nous avons revisité et échantillonné (W829, W830, W2556 à W2559) cet affleurement de Loisin partiellement couvert; il consiste en une série essentiellement marno-gréseuse d'environ 25 m d'épaisseur. A sa base comme à son sommet, les bancs montrent le même microfaciès: il s'agit d'un grès microbréchiq ue et polygénique presque sans matrice, dépourvu de glauconie. Les lithoclastes sont très variés (radiolarites, spongolites, schistes cristallins, calcaires divers) ainsi que des bioclastes mal conservés et de toute évidence remaniés: discocyclines, nummulites, milioles, *Cibicides* sp., globotruncanidés, acarinines, globigerinidés dont *Globigerina* sp. et *Turborotalia* sp. A notre avis, l'affleurement de Molasse de Loisin ne présente aucun indice de Burdigalien; il semblerait logique de l'attribuer à «l'Aquitanien», selon la proposition de Rigassi (1978) malgré l'absence de critères paléontologiques déterminants.

Commentaires biostratigraphiques

Foraminifères

Les associations de foraminifères planctoniques identifiées dans les synclinaux du Jura interne méridional comprennent essentiellement des espèces connues jusqu'à présent en Paratéthys; aussi avons-nous choisi l'échelle biostratigraphique proposée par Rögl (1994), qui a intégré ses données de 1985 (Rögl *in* Bolli et al. 1985) et ses résultats acquis sur les faunes de l'Ottományien d'Autriche (Rögl 1969).

Selon l'échelle la plus récente (Berger et al. 2005b) rappelée sur la Fig. 7, les foraminifères planctoniques récoltés dans la Molasse marine supérieure du synclinal de la Pesse indiquent les biozones N5 (partie supérieure) à N7. A la Pesse, aucune différence faunistique n'apparaît entre la base et le sommet de la série marnosilteuse, comprise entre le substratum crétacé et le Conglomérat des Coïtes. Ce dernier ainsi que les Silts argileux du sommet de la coupe de la Pesse ne sont pas datés par des critères micropaléontologiques. Il faut donc rester très prudent quant aux attributions chronostratigraphiques, car les microfaunes sont pauvres et peu diversifiées. De plus si les espèces récoltées sont maintenant bien connues en Paratéthys centrale, elles n'avaient jamais été citées au NW des Alpes, dans le bassin molassique suisse, le Jura ou dans la vallée du Rhône. La valeur biostratigraphique de ces associations faunistiques doit donc être encore contrôlée dans ces régions.

A la Balie, 4 km au NE de la Pesse (Fig. 1), Guillaume et al. (1965) ont signalé une association de foraminifères planctoniques assez différente de la nôtre avec *Cassigerinella chipolensis*, *Globigerinoides triloba*, *G.* aff. *quadrilobata*, *G.* aff. *angustiumbili-*

cata et *Globigerina* cf. *pozonensis* (considérée actuellement comme synonyme de *Globoquadrina altispira globosa*). L'assemblage ne donne pas un âge très précis mais les foraminifères benthiques associés correspondraient selon les auteurs aux étages Karpatien et Sallomacien de la Paratéthys, placés à l'époque «dans un équivalent des zones à *insueta* et *fohsi*». Sans une révision du matériel il est difficile actuellement d'évaluer ces données car les concepts taxinomiques ainsi que les échelles biostratigraphiques et chronologiques ont fortement changé depuis 1965. Cependant les auteurs considèrent que ces microfaunes présentent une affinité certaine avec celles de la Paratéthys. En 1990, Rangheard et al. réétudient les gisements de la Balie et confirment leurs relations avec la Paratéthys, en s'appuyant sur les associations de foraminifères benthiques. La nanoflore, qui leur est associée, caractérise la zone NN4 (Burdigalien supérieur, voire base du Langhien) et se compose des espèces suivantes: *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Helicosphaera ampliaperta*, *H. carteri* et *Reticulofenestra pseudoumbilica*. En outre, ces auteurs signalent une association similaire au Berbouiller (à l'E de la Pesse) dans les marnes sableuses du Conglomérat des Coïtes, et dans la Combe d'Evuaz, à 300m en aval de la confluence du Bief Brun et de la Semine (Fig. 2).

Dans la vallée de la Valserine, aux Mars (Fig. 1), la présence de petits *Catapsydrax* sp. (probablement *C. unicavus*) permet d'exclure la zone N7, ce qui semble être confirmé par la présence de *Tenuitellinata angustiumbilitata*, qui s'éteint selon Rögl (1985) à la limite N6/N7; mais les études subséquentes (Rögl, 1994) montrent que l'âge de cette extinction varie suivant les lieux.

Palynologie

L'étude palynologique de la Molasse marine supérieure du synclinal de la Combe d'Evuaz - la Pesse révèle de riches associations diversifiées de microfossiles organiques, incluant de très nombreux pollens et dinoflagellés. Les dinoflagellés sont relativement mal préservés, souvent cassés ou pliés, et de nombreux spécimens restent par conséquent indéterminables. Les remaniements sont également abondants, diversifiés et recouvrent une partie importante de l'échelle stratigraphique, du Permo-Trias au Paléogène.

Les assemblages continentaux sont fortement dominés par les pollens disaccates de type *Pinus haploxyylon* et *Pinus diploxyylon*, ainsi que par des espèces subtropicales à tempérées telles que *Carya*, *Pterocarya*, *Engelhardtia*, etc., ainsi que par des pollens tricolpés tricolporés diversifiés. Ces assemblages sont typiques des niveaux néogènes européens.

Dans la coupe du synclinal de la Pesse (Figs. 6, 8), les associations de dinoflagellés incluent de nombreuses espèces communes dans le Tertiaire européen: *Lingulodinium machaerophorum*, *Spiniferites* spp., *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites pseudofurcatus*, *Systematophora placacantha*, *Operculodinium* spp., *Reticulosphaera actinocoronata*, *Melitasphaeridium choanophorum*, etc. Ces associations varient peu de la base au sommet de la coupe, où il n'est pas reconnu d'apparitions stratigraphiques importantes. Par contre des différences sont suggérées par une succession de disparitions entre la base et le sommet de la section étudiée, sans qu'il soit possible de les attribuer à une évolution stratigraphique ou à des différences de qualité entre les échantillons.

Il semble néanmoins évident que la majorité des espèces régulièrement reconnues et souvent abondantes dans les niveaux du Burdigalien inférieur sont absentes: *Apteodinium tectatum*, *Apteodinium spiridoides*, *Dapsilidinium pseudocolligerum*, *Distatodinium paradoxum*, *Cordosphaeridium cantharellum*, *Homotryblidium aculeatum*, *Homotryblidium floripes*, *Palaeocystodinium golzowense*, etc. sont rares ou absents. La présence de *Operculodinium janduchenei* pourrait être déterminante, selon Hardenbol et al. (1998, chart 3), car son apparition correspond à la base de NN4, dans le Burdigalien supérieur. On la trouve juste au-dessous de la barre composite des Conglomérats des Côtes qui pourrait correspondre à une limite de séquence importante telle que SB Bur 4 ou Bur 5 / Lan 1 (ou les deux superposées dans cet ensemble complexe).

Les remaniements sont nombreux et variés. Seules les formes les plus caractéristiques et les plus fréquentes sont répertoriées dans le tableau de répartition (Fig. 8).

Les remaniements du Permo-Trias ne sont enregistrés que dans l'échantillon W2570, où sont présents quelques pollens disaccates de type *striatiti*. Cependant, il est possible que des pollens disaccates non striés et provenant du Permo-Trias soient également présents. L'état de préservation et la coloration de nombreux pollens disaccates (similaires aux *striatiti* répertoriés) semblent confirmer cette hypothèse.

Les remaniements d'origine jurassique (probablement jurassique supérieur) sont également indiscutables avec *Gonyaulacysta jurassica*, *Gonyaulacysta dualis*, *Stephanelytron* spp., *Meiourogonyaulax* spp., *Rhynchodiniopsis cladophora*, etc. Le Crétacé est fortement représenté avec de nombreux spécimens du complexe *Chatangiella* – *Isabellidinium* spp., *Oligosphaeridium* complex,

Muderongia spp., *Coronifera oceanica*, etc. Enfin le Paléogène est également présent avec *Deflandrea phosphoritica*, *Deflandrea oebisfeldensis*, *Wetzelia* spp., et probablement quelques spécimens d'espèces ayant une extension stratigraphique couvrant l'ensemble du Cénozoïque.

Nannofossiles calcaires

En général les nannofossiles calcaires sont rares et mal conservés. Les assemblages comprennent une part abondante de formes remaniées depuis le Jurassique jusqu'à l'Oligocène. Certaines espèces remaniées comme *Micula decussata* du Santonian-Maastrichtien proviennent soit du démantèlement de roches appartenant à des unités alpines soit du remaniement de sédiments déposés dans cette aire du Jura. A ce titre, il faut se rappeler que le Maastrichtien à grands foraminifères est connu à Alfermée dans le Jura bernois. Les marqueurs du NN4, *Helicosphaera ampliaperta*, *H. scissura* et *Sphenolithus heteromorphus* sont peu fréquents mais omniprésents dans les Marnes gris-vert de la Pesse et dans les Marnes silteuses grises. Plus haut dans le Conglomérat des Côtes et les Silts argileux la nannoflore absente ou très pauvre ne donne pas d'âge précis.

A une centaine de km plus au NE de la Pesse, dans le Jura neuchâtelais (synclinal des Ponts de Martel), Kälin et al. (2001) ont décrit récemment le sommet de la Molasse marine supérieure, représenté par des silts argileux gris ou gris bleu, des grès fins à grossiers glauconieux verts, des conglomérats polygéniques, à fragments d'huîtres, de bryozoaires, d'échinides et de lamellibranches (*Cardium* sp.). En ce point, la Molasse marine supérieure, directement surmontée par une molasse continentale (= «Molasse d'eau douce supérieure»), présente donc des faciès identiques à ceux de la Combe d'Evuaz – la Pesse; en outre elle renferme, en plus de quelques foraminifères, une riche nannoflore déterminée par Carla Müller (In Kälin et al. 2001, p. 84). D'après cette spécialiste, «la fréquence de *Sphenolithus heteromorphus* (qui apparaît dès NN4), l'absence de *Helicosphaera ampliaperta* (dont la disparition marque la fin de NN4) et la présence de *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (qui apparaît au cours de NN5) permettent d'attribuer sans ambiguïté cet assemblage à la zone NN5». Cette datation confirmée a encore été affinée par Becker (2003) dans les synclinaux jurassiens septentrionaux. Au vu de ces résultats, deux hypothèses sont envisageables: soit la Molasse marine supérieure de la Pesse est plus ancienne que celle des Ponts de Martel (migration de la subsidence), soit le synclinal de la Pesse ne recèle plus la partie sommitale de la Molasse marine (érosion post-dépôt).

Microfossiles siliceux

Les microfossiles siliceux observés dans les mêmes frottis que les nannofossiles calcaires sont seulement signalés mais n'ont pas fait l'objet d'une étude particulière. Les assemblages souvent mal préservés comportent de nombreux tests cassés; pourtant certains échantillons révèlent des formes délicatement conservées, particulièrement chez les diatomées. Dans l'ensemble les diatomées sont omniprésentes, quelquefois fréquentes dans les Marnes gris-vert du synclinal de la Pesse et dans les Marnes silteuses grises, alors que les silicoflagellés, archéomonadines et spicules de spongiaires sont plus sporadiques. On relève également de très rares ébriédiens. Il est évident qu'une analyse plus détaillée de cette microflore apporterait des arguments des plus intéressants sur la connaissance de la paléoécologie et de la paléobiogéographie de la Molasse marine supérieure.

Analyse séquentielle

Le Conglomérat des Coïtes et les Silts argileux de la Molasse marine supérieure de la Pesse correspondent au sommet du Burdigalien, éventuellement à la base du Langhien. La forte épaisseur de cette Molasse, due à un taux de subsidence important, explique entre autres la dilution de la microfaune. En outre, le jeu de la tectonique locale a certainement joué un rôle non négligeable. En effet, le synclinal de la Combe d'Evuaz - la Pesse se situe exactement sur la flèche de culmination maximum des structures du Haut Jura, le Crêt Chalam étant de loin le «haut» structural le plus important avec un Lias porté à 1450 m d'altitude.

Dans la série analysée plusieurs affleurements révèlent une séquence lithologique de quelques mètres, qui semblent se répéter au moins dans une partie de la série des Marnes silteuses grises, avec à la base, un banc de grès relativement induré, suivi d'un banc gréseux fortement glauconieux, surmonté de marnes silteuses avec une proportion de glauconie décroissante. Cette succession, également présente à la base des Silts argileux, suggère des bases transgressives de séquences de troisième ordre ou de paraséquences d'ordre inférieur (*sensu* Vail et al. 1991).

Le Conglomérat des Coïtes inclut probablement une succession d'événements pouvant correspondre à une superposition de séquences de troisième ordre (Bur 4 et/ou Bur 5 / Lan 1), ou au moins de paraséquences. Cette succession d'événements (ou cet événement), liée à une chute rapide du niveau relatif, provoque un rééquilibrage de tout le réseau hydrographique; un tel schéma est bien illustré par Besson et al. (2005) dans le Burdigalien du domaine rhodano-provençal. Selon de Graciansky et al. (*In* Hardenbol et al. 1998) l'inter-

valle Burdigalien supérieur - Langhien est marqué par de rapides variations du niveau marin relatif dans une phase transgressive générale de deuxième ordre, elle-même amplifiée régionalement par un fort taux de subsidence. Dans cet intervalle, la chute la plus brutale correspond à la séquence Bur 5 / Lan 1, dont la limite inférieure se situe pratiquement à la limite Burdigalien - Langhien.

La succession lithologique particulière de la base des Silts argileux et leur richesse en dinokystes démontrent le caractère marin et transgressif de cette formation.

Conclusions

L'étude stratigraphique et micropaléontologique de la Molasse marine supérieure du synclinal de la Combe d'Evuaz - la Pesse et le bref rappel de certaines données sur les dépôts molassiques de quelques synclinaux du Jura interne permettent de proposer des âges basés sur des associations de foraminifères, de dinoflagellés et de nannoflore, donc mieux documentés paléontologiquement que ne pouvaient le faire nos prédécesseurs. Nos résultats biostratigraphiques sont calés sur les récentes échelles données par Berger et al. (2005b). D'autre part, ces âges peuvent encore être affinés grâce à l'analyse séquentielle, qui autorise la corrélation de certains faciès, notamment le Conglomérat des Coïtes, liés à des événements eustatiques globaux bien datés dans des régions voisines comme en domaine rhodano-provençal (Besson et al. 2005). Enfin, cette étude micropaléontologique apporte des éléments nouveaux sur les relations entre la Téthys et la Paratéthys, donc sur la paléomorphologie du Jura interne au Miocène.

L'analyse minéralogique (minéraux lourds, argiles, etc.) de la Molasse marine supérieure du synclinal de la Combe d'Evuaz - la Pesse et des synclinaux qui l'encadrent ou le prolongent, n'a pas fait l'objet d'une recherche spécifique. Les auteurs conscients de l'apport de ces techniques, mais qui ont dû se limiter à une étude biostratigraphique détaillée, renvoient donc le lecteur aux nombreux travaux déjà publiés dans ce domaine et figurant, pour la plupart, en bibliographie de Berger et al. (2005b).

Migration de la subsidence du bassin molassique

Un âge burdigalien supérieur a été reconnu à la base de la série molassique du synclinal de la Pesse. Or, l'ensemble des recherches biostratigraphiques effectuées sur le Plateau suisse (notamment Berger 1985; Schoepfer 1986; Keller 1989, Schoepfer et Berger 1989, Schlunegger et al. 1997, Strunck & Matter 2002, Becker 2003, etc.) démontrent que la base de la

Molasse marine supérieure du Plateau suisse est nettement plus ancienne que celle des synclinaux du Jura interne. Ces faits prouvent que la transgression marine burdigalienne a débuté plus tôt sur le Plateau suisse que dans les synclinaux du Jura interne. Ce fait vient encore d'être argumenté très en détail par Becker (2003) dans la partie septentrionale du Jura suisse. Cette hétérochronie reconnue sur le bord occidental du Plateau suisse et dans les synclinaux jurassiens méridionaux et septentrionaux peut s'expliquer par la migration de la subsidence du bassin molassique suivant un vecteur orienté SE - NW.

Dans le bassin molassique situé au N de la faille du Vuache (et au S des accidents du col de la Faucille et de la région de Vesancy), cette migration a déjà été partiellement mise en évidence (Charollais et al. 1981) entre le front des chaînes subalpines septentrionales (plateau des Bornes) et le synclinal de la Valserine, c'est-à-dire sur une distance originelle de l'ordre d'une cinquantaine de km. En effet, la Molasse rouge du plateau des Bornes, près de la Roche-sur-Foron (gisement de Lavillat; Fig. 1), débute dans la biozone de Montalban ou à la base de la biozone de Heimersheim (= ± MP 24). Plus au NW, dans le bassin genevois, à Peissy, la base de la Molasse rouge appartient à zone de Oensingen (= MP 26 [base]) ou à celle de Mümliswil (= MP 26 [sommet]) selon Kissling (1974). Encore un peu plus au NW, près de Sergy (forage SPM5), au pied du Jura gessien, Berger et al. (1987) signalent dans la partie basale de la Molasse rouge ou plus exactement dans les Calcaires d'eau douce inférieurs, des mammifères et des charophytes de l'intervalle compris entre les zones d'Oensingen (= MP 26 [base]) et de Wynau (= MP 27). Une révision en cours de ce forage (par l'un de nous [J. C.] et Marc Weidmann) remet provisoirement en cause la datation de Berger et al. (1987), en raison d'un écaillage tectonique possible.

Encore plus à l'W, au-delà de la Haute-Chaîne, dans le synclinal molassique de la Valserine, le plus interne du Jura plissé, à 1 km au SW de Forens, Marc Weidmann (inédit; in Donzeau et al. 1997, p. 62) a découvert dans des grès et marnes gris à gypse des charophytes que Berger (1986) place dans la Zone à *C. notata* et à la base de la Zone à *R. nitida*, c'est-à-dire dans les zones de Küttigen (= MP 30 [base]) et de Boudry 2 (= MN 1 [base]), soit à l'Oligocène sommital et au Miocène basal. En outre, Marc Weidmann nous signale (communication écrite, février 2006) qu'il avait trouvé en 1982, dans des marnes gypseuses vertes de cet affleurement, 11 molaires de *Plesiosminthus* sp., appartenant vraisemblablement à l'espèce *schaubi*, ce qui correspondrait à la Zone de Küttigen (Zone MP 30 [base]). En outre, il y avait découvert des dents pharyngiennes (*Tarsichtys* sp.) et des otolithes de poissons d'eau saumâtre (*Palaeolebias? subtrigonus*,

Eleotridarum aff. *sectus* (Reichenbacher & Weidmann 1992). En revanche, les âges oligocènes basés uniquement sur une seule espèce d'ostracodes, proposés par Michel (1955) et Mudry & Rosenthal (1977) et évoqués plus haut, ne peuvent pas être pris en considération.

Au vu de ces résultats, il est logique d'imaginer que le gradient de subsidence, orienté et dirigé du SE vers le NW, ait poursuivi sa migration en direction des synclinaux molassiques du Jura interne. Cette hypothèse permet d'expliquer, d'une part, l'antériorité de la transgression marine burdigalienne sur le Plateau suisse par rapport à celle datée dans les synclinaux jurassiens et, d'autre part, l'âge de plus en plus jeune des Molasses continentales chattienne et aquitaine de la Haute-Savoie en direction du Jura, ainsi que l'absence de ces molasses continentales à la Combe d'Evuaz - la Pesse et leur quasi-absence plus au NNE («calcaires verts» du vallon de l'Embossieux (?), marnes à micromammifères de Lamoura), comme c'est aussi le cas dans les synclinaux jurassiens plus externes. En effet, les molasses continentales, dont l'épaisseur est encore d'ordre hectométrique dans le synclinal de la Valserine, manquent quasiment complètement dans les synclinaux de la Combe d'Evuaz - la Pesse, de Cinquétral - Longchaumois et de La Chaux-des-Prés - St.-Laurent-du-Jura - lac de Narlay; la Molasse marine supérieure transgresse généralement directement sur le substratum mésozoïque.

Ces conclusions s'accordent avec celles des auteurs qui ont travaillé plus au N de notre secteur d'étude. C'est le cas, par exemple, de Becker (2003, p. 144) qui constate dans le Jura central que «à la fin de MN2b (Vully 1) [= Aquitanien terminal] la Molasse marine supérieure a déjà envahi l'essentiel du Plateau, mais certains secteurs de sa côte Nord semblent encore être émergés, notamment par un relief jurassien pré-existant. A MN3a (Brüttelen 2) [= Burdigalien inférieur], le Plateau est complètement inondé et la Molasse marine supérieure atteint les premiers synclinaux jurassiens du Sud-Est entre Le Locle et Moutier». Et cet auteur de poursuivre: «Durant la période MN4 probablement [= Burdigalien supérieur], la Molasse marine supérieure atteint des régions plus nordiques, notamment le synclinal de Delémont».

Cette notion de subsidence, probablement encore très active durant tout le Burdigalien (et peut-être au Langhien) dans la région de la Combe d'Evuaz - la Pesse, n'a pas jusqu'ici été suffisamment prise en compte, par méconnaissance de la lithostratigraphie de la Molasse marine. Vu sa grande épaisseur (350 m), il est indéniable que le taux de subsidence en ce point du Jura interne a été considérable durant toute cette période.

Dans le bassin molassique de Bellegarde situé au S de la faille du Vuache, Rigassi (1957) a également démontré cette migration de la subsidence du SE vers le NW, entre Lovagny, où la base de la Molasse est attribuée au Rupélien supérieur, et le secteur Pyrimont – Challonges, où les faunes découvertes dans la partie inférieure de la Molasse appartiennent à la zone de Fornant 11 (= MN 1; Aquitaniens inférieurs, non basal).

Evolution régionale

Allen & Bass (1993) s'accordent à reconnaître aux associations faunistiques (notamment foraminifères et lamellibranches) découvertes dans la Molasse marine supérieure de la Combe d'Evuaz – la Pesse, certaines affinités avec celles de la Paratéthis, comme l'avait déjà suggéré Vavra (1982) à partir de l'étude des bryozoaires. De telles affinités s'observent également avec les faunes de la Molasse marine de tous les autres synclinaux du Jura interne situés de part et d'autre de la région de la Combe d'Evuaz et de la Pesse, sur une centaine de km de longueur, entre les Verrières (au NE) et Saint-Martin-de-Bavel (au SW). Ces conclusions infirment, tout au moins en partie, celles de Chauve (1975), qui reflétait l'opinion de nombreux auteurs de son époque et qui pensait que «le Miocène est caractérisé par une transgression venant du Sud affectant la plaine suisse et la Haute-Chaîne, le Sud du Jura et la bordure de la Bresse jusqu'à la latitude de Lons-le-Saunier. Le Jura devait former à cette époque une sorte de cap séparant la mer suisse du golfe bressan».

D'après Homewood et al. (1989, p. 311), «il est difficile de reconstituer l'évolution structurale du bassin molassique et de son voisinage, du Miocène au Quaternaire (...). Dans l'Oligocène supérieur et le Miocène, quelques paléodirections et la géométrie de certains corps sableux pourraient suggérer de minimes ébauches des structures SW – NE, aujourd'hui prédominantes (...). En gros, le Jura et les fossés rhénan et bressan sont restés relativement stables jusqu'aux grands événements tardi- et post-miocènes». Nous souscrivons en partie à ces propos, car il faut tout de même admettre la présence de bombements significatifs, ou en tout cas d'une paléomorphologie accidentée, pour expliquer, d'une part, les ravinements très différentiels du socle mésozoïque à l'époque des dépôts sidérolithiques et, d'autre part, la variabilité des formations transgressées par les molasses, quelles soient continentales ou marines.

Il est bien difficile de prouver que la mer jurassienne était relativement isolée de celle du plateau suisse, comme l'ont supposé bon nombre d'auteurs tel Aubert (1975, p. 31). Rangheard et al. (1990) ne croient pas en «une barrière géographique». Ces auteurs écrivent à ce propos: «s'il existe bien des îles et hauts-fonds cor-

respondant à certains anticlinaux déjà esquissés dans ce qui deviendra plus tard la Haute-Chaîne (à la phase compressive du Miocène terminal), ceux-ci ne constituent pas un alignement continu». La présence dans la Molasse marine de la Pesse, de lithoclastes à *Acarinina* sp. (Marnes gris-vert) et de fragments de discocycline (Conglomérat des Coïtes), ainsi que de bioclastes à *Calpionella alpina* dans la Molasse marine du vallon de l'Enquerme, renforce cette hypothèse, car leur origine est indubitablement alpine.

Les résultats biostratigraphiques que nous avons obtenus dans le synclinal de la Combe d'Evuaz – la Pesse ainsi que dans les régions voisines, semblent bien vouloir appuyer l'hypothèse déjà pressentie par plusieurs de nos prédécesseurs, à savoir que les synclinaux jurassiens ont certainement permis la communication des mers téthysienne et paratéthisienne. Quant à savoir s'ils représentent le seul point de communication, le champ nos investigations limité à une étude micropaléontologique sur un territoire restreint (sans analyses minéralogiques), ne permet pas d'y répondre, d'autant plus que le bassin franco-genevois ne comporte aujourd'hui aucun témoin de Molasse marine supérieure.

Il est curieux de constater que, dans la littérature, il n'est pas fait mention de blocs erratiques appartenant à la Molasse marine supérieure, sur toute la surface du bassin franco-genevois, entre le Vuache et la région lausannoise. Or les dépôts quaternaires de cette région comporte quelques blocs erratiques provenant du démantèlement de la Molasse continentale inférieure («Chattien» et «Aquitaniens» *auct.*). Cette constatation plaiderait en faveur de l'hypothèse de certains anciens auteurs, à savoir le non-dépôt de la Molasse marine supérieure dans le bassin franco-genevois. En revanche depuis le milieu du XX^{ème} siècle, la plupart des géologues (Schegg 1993, Martel et al. 1994, Jenny et al. 1995, Wildi & Pugin 1998 [fig. 2], Kuhlemann & Kempf 2002, Berger et al. 2005a [fig. 12, 13], etc.) se rallient à l'hypothèse de Rigassi (1957, Pl. III; Rigassi & Charollais, 1961) qui, dans sa reconstitution paléogéographique du bassin molassique genevois et savoyard, admet dans le bassin genevois, le dépôt de la Molasse marine supérieure burdigalienne avant son érosion. S'appuyant sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite d'un échantillon de la Molasse marneuse à gypse et de huit échantillons de la Molasse gréseuse bariolée, récoltés dans le forage de Thônex (canton de Genève), Schegg (*In* Jenny et al. 1995, p. 383) estime que le Canton de Genève a subi l'érosion d'une épaisse couche post-Oligocène de l'ordre de 2.000 m. Pour cet auteur, il s'agirait de l'ablation de la Molasse marine supérieure, voire peut-être d'une partie de la Molasse d'eau douce supérieure. Pour les forages Essertines 1 et Courtion 1, Lemcke (1974) est arrivé à des valeurs d'érosion post-dépôt comparables, respectivement de 2.500 m et de 1.600 m.

Au sein même des synclinaux du Jura interne, les lithofaciès des différents affleurements de la Molasse marine supérieure sont assez variables sur de courte distance: c'est le cas entre la série molassique de la Combe d'Evuaz et celle de la région de la Pesse, par exemple. Rangheard et al. (1990), qui avaient déjà fait cette observation, l'expliquaient «probablement en raison d'une paléogéographie non homogène du milieu marin côtier et d'un hydrodynamisme très variable». La mer burdigalienne a pénétré dans les synclinaux du Jura interne, dont l'évolution structurale était en gestation. Il faut donc imaginer des bras de mer séparés les uns des autres par des bombements, mais communiquant entre eux à la faveur d'ensellement ou de vallées incisées, comme à la Mya. Dans de tels environnements, il serait extrêmement hasardeux de vouloir en estimer la bathymétrie éminemment variable, à partir des critères faunistiques utilisés habituellement en mer ouverte, tel que le rapport planctono-benthique. Ces conditions particulières caractérisent des paléoenvironnements dont on a guère de modèles à l'heure actuelle. Il faut rappeler que Homewood & Allen (1981, fig. 2) ont signalé des figures de marées dans les dépôts burdigaliens de la Molasse fribourgeoise, ce qui a incité Homewood et al. (1986) à en déduire que la mer burdigalienne ne dépassait guère 40 m de profondeur dans le sillon péri-alpin; quant à la côte jurassienne, ces auteurs l'imaginaient «rocheuse, caractérisée par des eaux claires et agitées, à pholades, bryozoaires, etc.».

Quant aux sources du détritisme qui alimentent la Molasse burdigalienne des synclinaux du Jura interne, elles semblent différentes de celles qui sont à l'origine de la Molasse burdigalienne du Plateau suisse, qui, rappelons-le, est certainement un peu plus ancienne que la Molasse marine jurassienne. Certains auteurs ne semblent pas exclure cette hypothèse. Ainsi, Rangheard et al. (1990) estiment que les paléoreliefs jurassiens ont certainement joué « un rôle certain dans la délimitation des faciès (notamment des venues détritiques) et des paléomilieus, en particulier en protégeant les secteurs jurassiens des courants marins de provenance NE qui caractérisent le bassin helvétique ». A ce propos, il semblerait logique de rechercher les sources du détritisme de la Molasse marine jurassienne, encore plus au N, c'est-à-dire dans la région du massif de la Forêt-Noire. Ce point de vue concorde avec ceux de Homewood et al. (1989, p. 303), qui suggèrent qu'une partie du matériel pourrait avoir une origine assez lointaine telle que «Forêt-Noire, Massif central, Bohême». Quoiqu'il en soit et comme il a été écrit plus haut, la Molasse marine supérieure de la Pesse renferme des éléments d'origine alpine (lithoclastes à *Acarinina* sp., fragments de discocycline), tout comme celle de l'Enquerne (*Calpionella alpina*).

Finalement, les résultats de l'étude présentés ici restent encore fragmentaires. Le levé lithostratigraphique mériterait d'être affiné malgré les conditions d'affleurement assez défavorables suivant les saisons. Il serait également indispensable de multiplier le nombre d'échantillons destinés à une étude palynologique, car ils sont souvent très riches mais leur préservation est médiocre. Les prélèvements devraient se faire de préférence dans les marnes situées juste au-dessus des bancs glauconieux (condensation transgressive). Pour compléter ces recherches, il s'avère indispensable de procéder à des investigations géophysiques analogues à celles que viennent d'entreprendre Valley et al. (2004) dans le Jura central: il deviendrait alors possible de comprendre la géologie de subsurface du synclinal de la Combe d'Evuaz – la Pesse et d'évaluer avec précision l'épaisseur de la Molasse marine supérieure.

Remerciements

Nous remercions vivement nos collègues de Genève, le Prof. P. Kindler et le Dr. M. Meyer pour nous avoir accompagnés sur le terrain et nous avoir fait profiter de leur expérience, ainsi que le Prof. J. Bertrand pour ses déterminations pétrographiques du matériel cristallin et métamorphique. Nous témoignons notre gratitude au Dr. Á. Görög (Université de Budapest) pour ses informations bibliographiques, au Dr. F. Rögl (Musée de Vienne) qui nous a obligeamment fourni une collection de foraminifères planctoniques de la Paratéthys pour comparaison avec notre matériel. L'examen préliminaire des microfossiles siliceux a été effectué très obligeamment par le Dr. R. Gersonde de Bremerhaven, que nous remercions chaleureusement. Enfin, nous adressons nos remerciements à Jacques Metzger, géologue-graphiste, pour son aide dans l'iconographie et le Dr. J.-M. Jacquet pour la révision de l'abstract.

Le Dr. Marc Weidmann a bien voulu relire notre manuscrit avec attention. Il nous a fait profiter de sa grande expérience dans sa connaissance sur la Molasse en nous faisant de nombreuses remarques constructives et nous livrant des résultats inédits. Nous lui en sommes très reconnaissants. Le Prof. Jean-Pierre Berger a également accepté de faire une lecture très attentive de ce texte; qu'il soit remercié pour ses nombreux commentaires documentés et pertinents, dont les auteurs ont tenu compte.

Les lames minces, les résidus de lavages et les préparations palynologiques sont déposés au Département de géologie et de paléontologie de l'Université de Genève.

Références

- ALLEN A, Bass JP. 1993. Sedimentology of the Upper Marine Molasse of the Rhône-Alp Region, Eastern France: Implications for Basin Evolution. *Eclogae geol. Helv.*, Basel, 86/1: 121-172.
- AUBERT D. 1941. Notice explicative de la feuille Vallée de Joux. Atlas géol. Suisse. Comm. géol. suisse, Berne, 24 p.
- AUBERT D. 1943. Monographie géologique de la Vallée de Joux (Jura vaudois). Mat. Carte géol. Suisse, nlle sér., 78^e livr., Berne, 134 p.
- AUBERT D. 1963. Notice explicative de la feuille Orbe. Atlas géol. Suisse. Comm. géol. suisse, Berne, 20 p.
- AUBERT D. 1975. L'évolution du relief jurassien. *Eclog. geol. Helv.*, Basel, 68/1: 1-64.
- AUBERT D, DREYFUSS M. 1963. Feuille 1202 Orbe, 1:25.000. Atlas géol. Suisse, Berne.
- BECKER D. 2003. Paléoécologie et paléoclimats de la Molasse du Jura (Oligo-Miocène): apport des Rhinocerotidea (Mammalia) et des minéraux argileux. *Geofocus 9*, Dép. Geosciences, Géol. & Pal., Univ. Fribourg, 327 p.
- BENOIT E. 1858. Esquisse de la carte géologique et agronomique de la Bresse et de la Dombes. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 15: 315-344.
- BENOIT E. 1859. Note sur la Molasse du département de l'Ain. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 16: 369-381.
- BERGER JP. 1985. La transgression de la molasse marine supérieure (OMM) en Suisse occidentale. *Münchner Geowiss. Abh., Reihe A Geol. und Paläontol.*, 5: 1-174.
- BERGER JP. 1986. Biozonation préliminaire des charophytes oligocènes de Suisse occidentale. *Eclog. geol. Helv.*, Basel, 79/3: 897-912.
- BERGER JP. 1996. Cartes paléogéographiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur – Miocène moyen). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, Stuttgart, 202/1: 1-44.
- BERGER JP, CHAROLLAIS J, HUGUENEY M. 1987. Nouvelles données biostratigraphiques sur la Molasse du bassin genevois. *Arch. Sci.*, Genève, 40/1: 77-95.
- BERGER JP, REICHENBACHER B, BECKER D, GRIMM M, GRIMM K, PICOT L, STORNI A, PIRKENSEER C, DERER C, SCHAEFER A. 2005a. Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 94: 697-710.
- BERGER JP, REICHENBACHER B, BECKER D, GRIMM M, GRIMM K, PICOT L, STORNI A, PIRKENSEER C, DERER C, SCHAEFER A. 2005b. Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 94: 711-731.
- BESSON D, PARIZE O, RRUBINO J-L, AGUILLAR J-P, AUBRY M-P, BEAUDOIN B, BERGGREN WA, CLAUZON G, CRUMEYROLLE P, DEXCOTE Y, FIET N, IACCARINO S, JIMENEZ-MORENO G, LAPORTE-GALAA C, MICHAUX J., VON SALIS K, SUC J-P, REYNAUD J-Y, WERNLI R. 2005. Un réseau fluvial d'âge Burdigalien terminal dans le Sud-Est de la France: remplissage, extension, âge, implications.-C.R. Geosciences, Paris, 337: 1045-1054.
- BOLLI HM, SAUNDERS JB, PERCH-NIELSEN K. 1985. *Plankton stratigraphy*. Ed. Cambridge University Press, Cambridge, 1032 p.
- BOURGEAT E. 1892. Carte géologique de France (1/80.000), feuille Saint-Claude. *Serv. Carte géol. France*, Paris. 2^{ème} éd. 1965.
- BOURGEAT E. 1895. Quelques observations nouvelles sur les lapiez, le glaciaire et la molasse dans le Jura. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 33: 414-420.
- CHAROLLAIS J. 1986. Feuille 678 Annecy-Bonneville. Carte géologique de la France à 1/50 000. BRGM, Orléans
- CHAROLLAIS J, GINET C, HUGUENEY M, MÜLLER JP. 1981. Sur la présence de dents de mammifères à la base et dans la partie supérieure de la Molasse rouge du plateau des Bornes (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, Basel, 74/1: 37-51.
- CHAUVÉ P. 1975. Jura. Guides géologiques régionaux. Ed. Masson & Cie, Paris, 216 p.
- CLAVEL B, CHAROLLAIS J, BUSNARDO R, LE HEGARAT G. 1986. Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. *Eclogae geol. Helv.*, Basel, 79/2: 319-341.
- COUËFFE R, MARIDET O. 2003. Découverte de deux gisements à micromammifères du Burdigalien supérieur dans la Molasse marine du Bassin de Digne (Alpes de Haute-Provence, SE France): implications stratigraphiques et tectoniques. *Eclog. geol. Helv.*, Basel, 96/2: 197-207.
- CUSTER W, AUBERT D. 1935. Feuille 300-303, Mont-la-Ville – La Sarraz – Montricher – Cossonay, 1:25.000. Atlas géol. Suisse, Berne.
- DEMARCO D, SCHOEPFER P. 1988. La rencontre de la Téthys et de la Paratéthys en Suisse occidentale: témoignage des Pectinidés burdigaliens. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, II: 1305-1308.
- DONZE P. 1972. Feuille 677 Seyssel. Carte géologique de la France à 1/50 000. BRGM, Orléans
- DONZEAU M, WERNLI R., CHAROLLAIS J. 1998. Interprétation nouvelle de la géométrie de l'accident du Vuache dans le Jura méridional: le relais de failles transpressif sénestre Léaz – Champfromier (Ain). *Géol. France*, Orléans, 2: 25-45.
- DONZEAU M, WERNLI R, CHAROLLAIS J, MONJUVENT G. 1997. Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653). Orléans: BRGM.

- **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.
- **GRADSTEIN F, OGG J, SMITH A.** 2004. A Geologic Time Scale. University Press, Cambridge, 589 p.
- **GUILLAUME S, GUILLAUME A.** 1965a. Carte géologique détaillée de la France, feuille Champagnole. Serv. Carte géol. France. Paris
- **GUILLAUME S, GUILLAUME A.** 1965b. Notice explicative de la Carte géologique au 1/50 000, Champagnole, XXXIII-26. Serv. Carte géol. France. Paris. 12 p.
- **GUILLAUME S, GUILLAUME A.** 1968. Carte géologique détaillée de la France, feuille Morez – Bois d'Amont. B.R.G.M., Orléans.
- **GUILLAUME A. & GUILLAUME S.** 1969. Notice explicative. Carte géologique au 1/50 000. Morez – Bois d'Amont, XXXIII-XXXIV-27. B.R.G.M., Orléans, 17 p.
- **GUILLAUME A, GUILLAUME S, LLAC F, MEURISSE M.** 1972. Notice explicative. Carte géologique au 1/50 000. St.-Claude, B.R.G.M., Orléans, 15 p.
- **GUILLAUME S, SIGAL J, GUILLAUME A.** 1965. Sur le Tertiaire du synclinal de La Pesse (Jura). C. R. Acad. Sci., Paris, 261: 4466-4468.
- **HARDENBOL J, THIERRY J, FARLEY MB, JACQUIN T, DE GRACIANSKY PC, VAIL PR.** 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. *In* Graciansky de P.C., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail P.R.: Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. Soc. Econ. Paleont. Miner., spec. public., 60.
- **HEIM A.** 1919. Geologie des Schweiz. Band I. Molasseland und Juragebirge. Leipzig, Ed. Chr. Herm. Tauchnitz, 704 p.
- **HOMEWOOD P, ALLEN P. A.** 1981. Wave-, Tide-, and Current-Controlled Sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. Tucson, 65 (12): 2534-2545.
- **HOMEWOOD P, ALLEN PA, WILLIAMS GD.** 1986. Dynamics of the molasse basin of Western Switzerland. Int. assoc. Sedimentol., Spec. publ., Boulder, 8: 199-217.
- **HOMEWOOD P, RIGASSI D, WEIDMANN M.** 1989. Le Bassin molassique Suisse. *In* Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Livre-jubilare en l'honneur de Mme Y. Gübler. Assoc. Sédim. français, Ed. Technip, Paris, p. 299-315.
- **JAYET A.** 1964a. Feuille 1281 Coppet. Atlas géologique de la Suisse, 1: 25 000. Comm. géol. suisse, Ed. Kümmerly & Frey, Berne.
- **JAYET A.** 1964b. Feuille 1281 Coppet. Notice explicative. Atlas géologique de la Suisse, 1: 25 000. Comm. géol. suisse, Ed. Kümmerly & Frey, Berne, 30 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. *Eclogae geol. Helv.*, Bâles, 88/2: 365-396.
- **JUNG P.** 1982. Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique, depuis le Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie. *Docum. Lab. géol. Lyon, H.S.7:* 91 p.
- **KÄLIN D, WEIDMANN M, ENGESSER B, BERGER J-P.** 2001. Paléontologie et âge de la Molasse d'eau douce supérieure (OSM) du Jura neuchâtelois. *Mém. suisse Paléont.*, Bâle, 121: 63- 99.
- **KELLER B.** 1989. Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse zwischen Napf und Bodensee. Thèse, Univ. Berne, 302 p.
- **KERRIEN Y, TURREL C, MONJUVENT G, CHAROLLAIS J, LOMBARD A, BALMER F, OLMARI F, PAPILLON R, FONTANNAZ L, AMBERGER G, RUCHAT C, GREBERT Y, MARTHALER M.** 1998. Carte géol. France (1/50 000), feuille Annemasse (654). BRGM, Orléans.
- **KISSLING D.** 1974. L'Oligocène à l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu sédimentologique. Thèse 1648, Univ. Genève, 94 p.
- **KUHLEMANN A, KEMPF O.** 2002. Post-eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin an dits response to Alpine tectonics. *Sediment. Geol.*, 152: 45-78.
- **LEBRUN J.** 1970. Etude géologique de la région comprise entre Saint-Claude et les Bouchoux (Jura). Thèse, Fac. Sci. Univ. Besançon, 151 p.
- **LEMCKE K.** 1974. Vertikalbewegungen des vormesozoischen Sockels im nördlichen Alpenvorland vom Perm bis zur Gegenwart. *Eclog. geol. Helv.*, Basel, 67: 121-133.
- **MARTEL A, ALLEN PA, SLINGERLAND R.** 1994. Use of tidal-circulation modeling in paleogeographical studies: an example from the Tertiary of the Alpine perimeter. *Geology*, 22: 925-928.
- **MEURISSE M, LLAC F.** 1971. Carte géologique détaillée de la France, feuille St.-Claude. Ed. BRGM., Orléans.
- **MICHEL R. C.** 1955. Observations sur la géologie de la vallée de la Haute-Valserine. *Cahiers géol.*, Thoiry, 32: 1-5.
- **MUDRY J, ROSENTHAL P.** 1977. La Haute-Chaîne du Jura entre Morez, Saint-Claude et La Pesse (Etude géologique et hydrogéologique). Thèse Univ. Franche-Comté (Besançon) 270: 1-205.
- **OLIVE P, VIAL R, ALAIN Y.** 1987. Carte géol. France (1/50 000), feuille Douvaine (629). BRGM. Orléans.
- **PHARISAT A, RANGHEARD Y.** 1986. Analyses granulométriques de sédiments du Miocène inférieur de la Haute - Chaîne jurassienne. *Ann. scient. Univ. Franche-Comté Besançon, Géologie, 4ème sér., fasc. 7:* p. 3-33.

- **PIERÇON M.** 1932. Le Miocène de la Haute-Chaîne du Jura. Bull. Soc. Hist. nat. Doubs, 41: 54-85.
- **RANGHEARD Y, DEMARCO G, MÜLLER C, POIGNANT A. & PHARISAT A.** 1990. Données nouvelles sur le Burdigalien du Jura interne: paléobiologie, biostratigraphie et évolution structurale. Bull. Soc. géol. France, Paris, 8, VI/3: 479-486.
- **REICHENBACHER B, WEIDMANN M.** 1992. Fisch-Otolithen aus der oligo-miozänen Molasse der West-Schweiz und der Haute-Savoie (Frankreich). Stuttgarter Beitr. Naturk., ser. B., Nr. 184: 1-83.
- **REVIL J.** 1911. Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. Chambéry, t. I, 627 p.
- **RIGASSI D.** 1957. Le Tertiaire de la région genevoise et savoissienne. Bull. Ver. schweiz. Petroleum – Geol. u. –Ing., Basel, 24, 66: 19-34.
- **RIGASSI D.** 1977. Encore le Risoux. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. Lausanne, 352/73: 379-413.
- **RIGASSI D.** 1978. Bassin molassique sud-occidental. Carte géologique interprétative (sans Quaternaire). In P. Jung. Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique, depuis le Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie. Docum. Lab. géol. Lyon, H.S.7: 91p.
- **RIGASSI D, CHAROLLAIS J.** 1961. Geologische Profile und Karten, ausgeteilt anlässlich der Jahresversammlung der Vereinigung Schweizerische Petroleum - Geologen und – Ingenieure in Genf. Inédit.
- **RÖGL F.** 1969. Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (OberÖsterreich)-Ottngangien (UnterMiozän). N kd. Jb. Stadt Linz, p. 213-234.
- **RÖGL F.** 1985. Late Oligocene and Miocene planktic foraminifera of the Central Paratethys. In Bolli H. M., Saunders J. B., Perch-Nielsen K. 1985. Plankton stratigraphy. Ed. Cambridge University Press, p. 315-328.
- **RÖGL F.** 1994. *Globigerina ciperoensis* (Foraminiferida) in the Oligocene and Miocene of the Central Paratethys. Ann. Naturhist. Mus.Wien, 96A: 133-159.
- **SCHARDT H.** 1894. Excursion géologique dans le Jura méridional. Excursion I. Extr. Livret-Guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse. Ed. Payot, Lausanne, p. 1-10.
- **SCHEGG R.** 1993. Thermal maturity and history of sediments in the North Alpine Foreland Basin (Switzerland, France). Thèse, Univ. Genève, Publ. Dépt. Géol. Paléont. Genève, 15, 194 p.
- **SCHLUNEGGER F, LEU W, MATTER A.** 1997. Sedimentary sequences, seismic facies, subsidence analysis, and evolution of the Burdigalian Upper Marine Molasse Group, Central Switzerland. A. A. P. G. Bull., vol. 81/7: 1185-1207.
- **SCHOEPFER P.** 1986. Sur l'âge de l'«Helvétien» du Guggisberg (BE): premières données micropaléontologiques. Eclogae geol. Helv., Basel, 79/3: 913-916.
- **SCHOEPFER P. & BERGER J. P.** 1989. Burdigalian and Helvetian in western Switzerland. Geol. Carpathica, Bratislava, 40/1: 17-21.
- **STEINER F.** 2000. La Molasse marine du bassin de la Pesse – Evuaz (Haut-Jura, Ain, France). Dipl. Etud. sup. Ing. géol., Sect. Sci. Terre Univ. Genève, 197 p. (inédit).
- **STRUNCK P, MATTER A.** 2002. Depositional evolution of the western Swiss Molasse. Eclogae geol. Helv., Basel, 95: 197-222.
- **TRÜMPY R.** 1980. Geology of Switzerland. A guide-book. Part A: An outline of the Geology of Switzerland. Schweizer. Geol. Kommission, Ed. Wepf & Co, Basel, 104 p.
- **VAIL PR, AUDEMARD F, BOWMAN SC, EISNER PN, PEREZ-CRUZ G.** 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentation. In Einsele G., Ricken W., Seilacher A. (eds.): Cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, p. 617-659.
- **VALLEY B, BURKHARD M, SCHNEGG P.-A.** 2004. Dépliage 3-D des anticlinaux bordant le synclinal fermé de la vallée des Ponts, Jura central, Suisse. Eclog. geol. Helv., Basel, 97/2: 279-291.
- **VAVRA N.** 1982. Bryozoa. Docum. Lab. Géol. Lyon, H.S., 7: 31-34.
- **WILDI W, PUGIN A.** 1998. Histoire géologique du relief du bassin lémanique. Archs. Sci. Genève, 51/1: 5-12.

