

Présentation d'une nouvelle carte géologique du Vuache et du Mont de Musièges (Haute-Savoie, France) : stratigraphie et tectonique

Autor(en): **Charollais, Jean / Wernli, Roland / Mastrangelo, Bruno**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Archives des sciences [2004-ff.]**

Band (Jahr): **66 (2013)**

Heft 1

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-738474>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Présentation d'une nouvelle carte géologique du Vuache et du Mont de Musièges (Haute-Savoie, France) stratigraphie et tectonique

Jean CHAROLLAIS¹, Roland WERNLI², Bruno MASTRANGELO³, Jacques METZGER⁴

Robert BUSNARDO⁵, Bernard CLAVEL⁶, Marc CONRAD⁷, Eric DAVAUD²,
Bruno GRANIER⁸, Michel SAINT MARTIN⁹, Marc WEIDMANN¹⁰

Ms. reçu le 6 mai 2013, accepté le 1^{er} juillet 2013

Abstract

Presentation of a new geological map for the Vuache and Musièges Mountains (Haute-Savoie, France): stratigraphic and structural geology. – *New geological field mapping at a 1/10 000 scale of the Mont de Musièges and the southern part of the Vuache Mountain (Haute-Savoie, France), as well as a revision of the existing geological mapping of its northern part, have been carried out. This study has produced numerous new stratigraphical and tectonic data. In addition, a new geological map at a 1/25 000 scale of this Jura mountain ridge has been produced. On this map, the colours do not correspond to ages as for most existing geological maps of this area, but they represent lithological units, which makes this new map compatible with the modern rules of geological mapping. This paper is intended to be the explanatory notes of the geological map. It presents an update of the litho- and bio- stratigraphy that complements the present-day knowledge of the southern Jura. Folds, kinks and numerous faults associated with the major left lateral strike-slip fault zone of the Vuache ("faille du Vuache" auct.) have also been mapped in the field. These tectonic features give a better understanding of the complexity of this Jura mountain ridge: for instance, they show how it is structurally linked at near-surface level with the French and Geneva Molasse basins. Although extrapolation of these surface data to the subsurface is not straight-forward, published data of nearby seismic sections, as well as surface data north of the Vuache Mountain, appear to confirm the interpretation of this ridge as a flower structure.*

Keywords: Dogger, Lower Cretaceous, Fault zone of the Vuache, French Jura, Malm, Molasse, Mont de Musièges, Montagne du Vuache, Oligocene

Résumé

Un nouveau relevé géologique à 1/10 000 du Mont de Musièges et de la partie méridionale du Vuache ainsi que la révision de la cartographie de sa partie septentrionale ont été l'occasion de récolter de nombreuses données stratigraphiques et tectoniques originales. Sur la nouvelle carte géologique de ce chaînon jurassien publiée sur un fond topographique à 1/25 000, les couleurs ne correspondent pas à des « âges » comme sur la plupart des anciennes cartes de ce secteur, mais à des « unités lithologiques ». Cela confère à ce document un caractère conforme aux directives modernes de cartographie géologique.

¹ Sciences de la Terre et de l'Environnement, Université de Genève, 13, r. Maraîchers, CH-1211 Genève 4; Suisse.
E-mail: jdcharollais@bluewin.ch

² Sciences de la Terre et de l'Environnement, Université de Genève, 13, r. Maraîchers, CH-1211 Genève 4; Suisse

³ 4, ch. du Crêt-de-la-Tour, CH-1248 Hermance, Suisse

⁴ 25, quai Charles-Page, CH-1205 Genève, Suisse

⁵ ch. Meruziñ, F-69370 St Didier au Mont d'Or, France

⁶ 24, ch. des Champs d'Amot, F-74140 Messery, France

⁷ 71, ch. de Planta, CH-1223 Cologny, Suisse

⁸ Department of Ecology and Evolutionary Biology, The University of Kansas, 1200 Sunnyside Av., Lawrence, Kansas 66045 (USA).

⁹ BRGM-SGR Rhône-Alpes, 151, Bd. Stalingrad, F-69626 Villeurbanne Cedex, France

¹⁰ 3, sentier du Molard, CH-1805 Jongny, Suisse

Dans cette note rédigée dans l'esprit d'une notice explicative, les auteurs présentent une mise au point de la litho- et de la biostratigraphie, qui précisent et complètent les connaissances actuelles dans le Jura méridional. Sur le plan structural, le nouveau relevé de nombreuses failles annexes au décrochement sénestre du Vuache (« faille du Vuache » auct.), la découverte de plis et de « kinks » permettent de mieux saisir la complexité de ce chaînon jurassien et de son raccord structural avec le bassin franco-genevois, sans toutefois pouvoir pressentir sa complexité en profondeur.

Mots-clés: Crétacé inférieur, Dogger, Faille du Vuache, Jura méridional, Malm, Molasse, Mont de Musièges, Montagne du Vuache, Oligocène

Table des matières

I. INTRODUCTION	3
II. DESCRIPTION DES TERRAINS DU JURASSIQUE MOYEN	5
1. Les Calcaires à entroques: Bajocien inférieur (Bj)	
2. Les Marnes des Monts d'Ain (Calcaires terreux auct.): Bathonien moyen (Bt)	
3. Les Calcaires d'Arnans: Callovien (Cal)	
III. DESCRIPTION DES TERRAINS DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR	13
1. Les Couches de Birmensdorf: Oxfordien moyen (Bir)	
2. Les Calcaires lités: Oxfordien supérieur (Clt)	
3. Les Calcaires pseudolithographiques: Oxfordien terminal (Cps)	
4. Les Couches à Céphalopodes: Kimméridgien inférieur et base du Kimméridgien supérieur (Cph)	
5. Les Calcaires de Tabalcon: Kimméridgien supérieur <i>lato sensu</i> (Tab)	
6. Le Complexe récifal: Kimméridgien supérieur <i>lato sensu</i> (R)	
6.1. Les Calcaires récifaux (Rf)	
6.2. Les Calcaires plaquetés <i>lato sensu</i> (Plq)	
6.3. Les Calcaires de Landaize (La)	
7. Les Tidalites de Vouglans: Tithonien <i>lato sensu</i> (Tv)	
IV. DESCRIPTION DES TERRAINS DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR	21
1. La Formation de Goldberg: Berriasien inférieur (Pu)	
2. La Formation de Pierre-Châtel: Berriasien moyen (Pc)	
3. La Formation de Vions: Berriasien supérieur <i>pro parte</i> (Vi)	
4. La Formation de la Chambotte inférieure: Berriasien supérieur <i>pro parte</i> (Chb)	
5. Le Membre du Guiers?	
6. Les Marnes d'Arzier: Valanginien basal	
7. Les Calcaires roux auct.: Valanginien inférieur (Cr)	
8. Les Calcaires à <i>Alectryonia rectangularis</i> : base du Valanginien supérieur	
9. Le « Complexe des Marnes d'Hauterive » auct.: Valanginien sommital – Hauterivien inférieur basal (Mh) et le « Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel » auct.: Hauterivien inférieur – Hauterivien supérieur basal (Pj)	
10. Les Calcaires urgoniens auct.: Hauterivien supérieur – Barrémien inférieur (Ur)	
V. DESCRIPTION DES TERRAINS DE L'ÉOCÈNE ET DE L'OLIGO-MIOCÈNE	32
1. Les Grès sidérolithiques: Eocène supérieur? (Si)	
2. Les Poudingues de Mornex: Oligocène inférieur <i>lato sensu</i>	
3. Les Molasses: Oligocène supérieur – Miocène inférieur (Mr, Mg, Ml, Mm)	
4. Les terrains quaternaires (Q, E)	
VI. DESCRIPTION TECTONIQUE	37
1. Massif du Grand Crêt d'Eau et Combe de l'Enfer	
2. Entre le Défilé de l'Ecluse et l'autoroute A40	
2.1. Versant SW du Vuache	
2.2. Versant NE du Vuache	

3. Rocher de Léaz et région d'Arcine
4. Entre l'autoroute A40 et Cortagy
 - 4.1. Crête du Vuache
 - 4.2. Versant NE du Vuache
5. Entre Cortagy et Chaumont
 - 5.1. Versant SW du Vuache
 - 5.2. Versant NE du Vuache
6. Région du Malpas
7. Mont de Musièges

VII. CONCLUSIONS

49

I. INTRODUCTION

La géologie du Vuache et du Mont de Musièges (ou du Mont) figure sur deux feuilles éditées par le Bureau de Recherches géologiques et minières (BRGM) à l'échelle 1/50 000: pour la partie méridionale, sur la feuille «Seyssel» (Donze 1972) et, pour la partie septentrionale, sur celle de St-Julien-en-Genevois (Donzeau et al. 1997a). Ces deux feuilles relevées et publiées à 25 ans d'intervalle, montrent des disparités liées à des concepts cartographiques différents.

Plus récemment, a paru une nouvelle carte géologique du Vuache et du Mont de Musièges au 1/25 000 (Mastrangelo et al. 2009), en annexe d'une brochure de vulgarisation à tirage limité et consacrée à ces deux montagnes (Bordon & Charollais 2009). Sur cette carte, la géologie basée sur de nouveaux relevés de terrain à 1/10 000 par l'un d'entre nous (B. M.) a été reportée sur un fond topographique à 1/25 000 commandité par le Syndicat Intercommunal de Protection et de Conservation du Vuache (SIPCV), avec une équidistance des courbes de niveau de 20 m. Ce fond diffère quelque peu de celui des cartes topographiques de l'Institut géographique national (IGN) à courbes de niveau équidistantes de 10 m, notamment dans la représentation graphique des parois. De ce fait, il nous a été difficile de placer avec précision les limites des formations lithologiques dans les régions escarpées, tout spécialement sur le versant occidental de l'extrémité septentrionale du Vuache, entre l'oratoire Ste. Victoire et le Golet du Pey (et non «Pais», qui fait référence à la notion de passage, comme indiqué par erreur sur la carte géologique).

Il nous a paru également nécessaire de publier en plus de la carte géologique, un plan de situation (Fig. 1) dessiné à partir des trois feuilles topographiques IGN à 1/25 000: 3329 ouest (Bellegarde-sur-Valserine), 3330 ouest (Seyssel), 3330 est (Cran-

Gevrier) pour noter tous les repères topographiques et les lieux-dits mentionnés dans cette note. Sur les bords de ce plan de situation, nous avons reporté, en bleu, les latitudes et longitudes en grades rapportées au système géodésique français et, en noir, les coordonnées citées dans le texte; ces dernières ont été arrondies et correspondent aux coordonnées métriques UTM – WGS 84, qui figurent sur la carte IGN 3330 OT (version 2007).

Ces dernières années, une révision de la carte géologique de Mastrangelo et al. (*in* Bordon & Charollais 2009) nous ayant apporté de nouvelles données, il nous a paru utile de publier une nouvelle carte à 1/25 000 qui, pour des raisons de coût d'impression, a dû être imprimée en trois parties (Figs. 2A,B,C). Les auteurs de cette nouvelle carte ont bénéficié, en plus des travaux de Donzeau et al. (1997a), de levés inédits (Blondel 1984, Guyonnet 1987, Widmer 2001).

Sur les figures 3 et 4, le lecteur trouvera les logs lithologiques synthétiques des séries mésozoïques et oligo-miocènes, avec les symboles utilisés sur la nouvelle carte géologique (Figs. 2A, B, C). Les couleurs reportées sur les «logs» correspondent à celles des ensembles lithologiques de la carte: «formations», voire «membres», s'ils sont peu épais. Les descriptions succinctes en regard des «logs» présentent sommairement les caractéristiques pétrographiques et paléontologiques de chacune des formations et/ou des membres. En plus des nombreuses données déjà publiées dans la littérature, elles incluent les résultats originaux de nos propres travaux recueillis au cours de notre levé géologique sur le terrain et de ceux partiellement inédits de mémoires de diplômés du Département de géologie et de paléontologie de l'Université de Genève: Scolari (1956), Wagner (1962), Blondel (1984), Guyonnet (1987), Metzger (1988), Ecoffey (1994), Nussbaumer (1995), Peigneux (1998), Widmer (2001). Elles sont complétées par un rappel sur leurs rapports et différences avec d'autres formations définies et rencontrées au

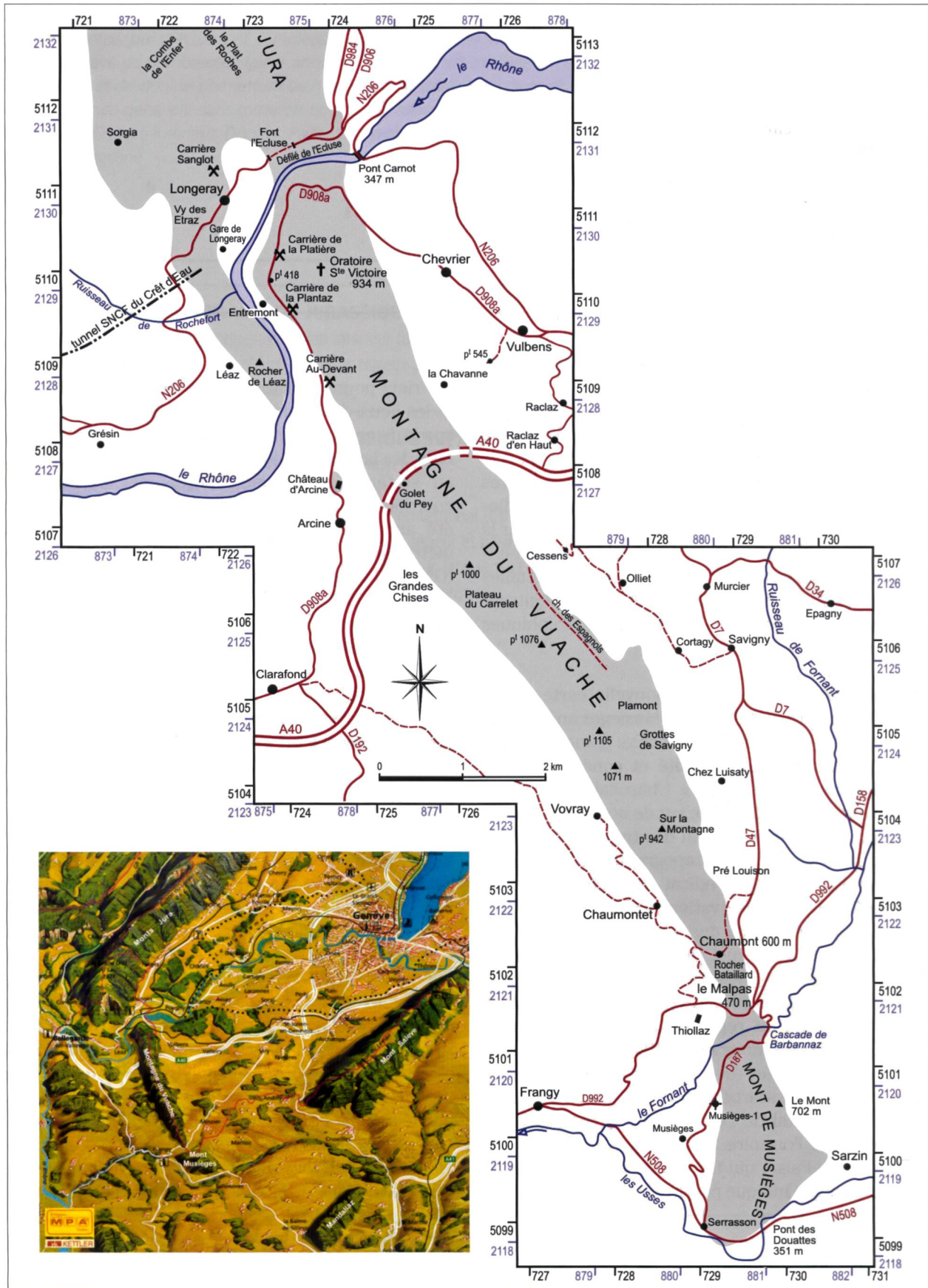


Fig. 1: Plan de situation. En gris: terrains mésozoïques de la partie méridionale du Grand Crêt d'Eau, du Vuache et du Mont de Musièges. En bleu, coordonnées Lambert (citées dans les anciens travaux); en noir, coordonnées UTM-WGS 84 (utilisées dans le texte).

Vuache ou dans d'autres chaînons jurassiens. Les définitions originales des «formations» et/ou des «membres» au sens formel du terme, ainsi que leur historique, ne sont pas discutés ici.

Cette nouvelle carte géologique du Vuache et du Mont de Musièges à 1/25 000 (Figs. 2A-C), objet de cette note, est accompagnée d'un texte rédigé dans l'esprit d'une notice explicative et non pas de celui d'une monographie. Sauf en ce qui concerne la carte géologique elle-même, l'historique des travaux antérieurs sur ce secteur ne sera pas abordé, car il a déjà été publié antérieurement (Charollais et al. 1983: 219-229).

Après cette brève introduction sur la carte géologique, nous décrivons les différentes formations du Jurassique moyen et supérieur, du Crétacé inférieur et de l'Oligo-Miocène, en les illustrant par des photos de paysage, d'affleurements ou de microfaciès. Après la partie stratigraphique, qui constitue l'essentiel de cette note, un chapitre sera consacré à nos observations structurales originales, qui apportent un nouvel éclairage sur la tectonique du Vuache et du Mont de Musièges.

Comme le montre la vue sur le Vuache prise depuis le Plat des Roches au-dessus du Fort l'Ecluse (Fig. 5), la succession stratigraphique de la quasi-totalité des terrains du Mésozoïque de cette montagne (Fig. 3) affleure et peut être levée le long de la D908a au sommet du trapèze que dessine cette route entre Chevrier et Arcine (Fig. 1A). Les formations oligo-miocènes du Mont de Musièges (Fig. 4) sont particulièrement bien visibles dans le ravin du Fornant, en aval de la cascade de Barbannaz.

III. DESCRIPTION DES TERRAINS DU JURASSIQUE MOYEN

Comme la carte géologique du Vuache déborde sur la rive droite du Rhône (Fig. 2A), la description des terrains du Jurassique moyen commence par celle des affleurements attribués au Bajocien inférieur, qui ne sont présents que sur la rive droite du Rhône (carrière Sanglot, gare de Longeray).

1. Les Calcaires à entroques: Bajocien inférieur (Bj)

Les Calcaires à entroques sont les roches les plus anciennes qui affleurent sur rive droite du Rhône à l'aplomb du Crêt d'Eau (l'orthographe exacte devrait être «Grand Crêt d'Aulp»). Nos nouvelles observations sur ces terrains contribuent à une meilleure vision de la structure du cœur de cette antiforme complexe très pauvre en affleurements (Donzeau et al. 1997b, 1998). En outre, comme ces terrains jusqu'alors mal connus occupent la position la plus interne du Jura méridional, ils offrent un jalon des plus importants pour les reconstitutions paléogéographiques et la compréhension de l'évolution des faciès en direction des bassins alpins.

Parmi les nombreuses formations bajociennes décrites dans le Jura, seuls les Calcaires à entroques ont été identifiés dans le périmètre de notre carte géologique sur rive droite du Rhône; ils affleurent dans la carrière Sanglot et près de la gare de Longeray (Fig. 2A).

La carrière Sanglot

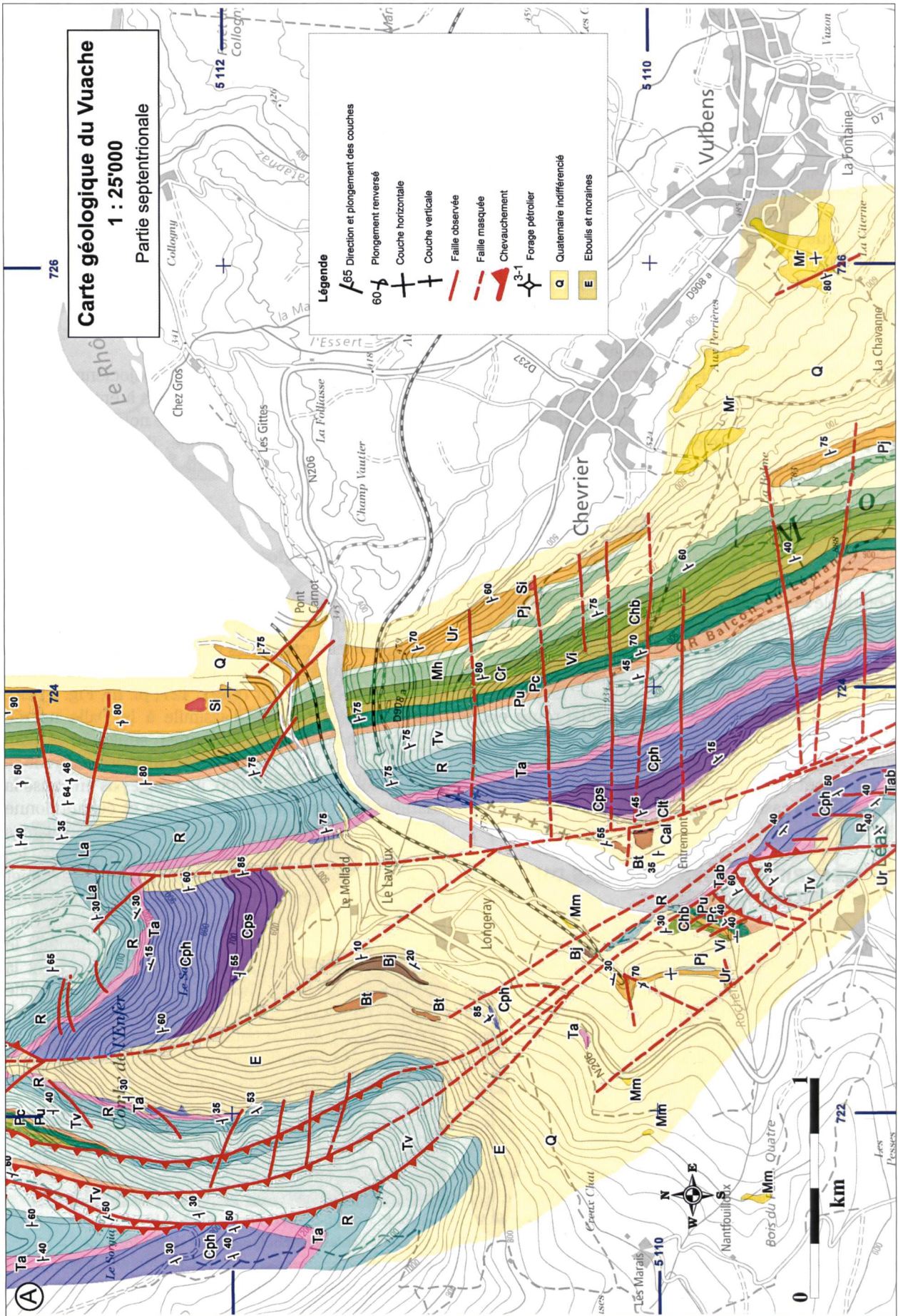
Trois cents mètres au nord de Longeray, l'ancienne carrière Sanglot (Figs. 1, 2A), offre une bonne coupe des Calcaires à entroques (Fig. 6A), qui dessinent un pli asymétrique d'axe nord-sud (coord.: 722 700 E; 5 111 350 N). Schardt (1891: 127; pl. III, Fig. 6) cite cet affleurement mais l'assimile à la Dalle nacrée attribuée à l'époque au Bathonien supérieur. Arian (1964: 6; Fig. 1; pl. III) figure cet affleurement sur sa carte géologique à 1/25 000, ne remet pas en cause la datation de son prédécesseur, lève et échantillonne une coupe détaillée, dont nous avons revu les lames minces. Mangold (1970: 171) y reconnaît les Calcaires à entroques du Bajocien. Puis Guyonnet (1987, 1988), auteur d'une carte géologique inédite à 1/10 000 de la montagne du Grand Crêt d'Eau, démontre que ces Calcaires à entroques forment le cœur du massif Sorgia – Grand Crêt d'Eau, dont la structure est beaucoup plus complexe que celle décrite dans la littérature d'alors. D'après Guyonnet (1987, 1988), elle est constituée par deux antiformes dont l'une chevauche l'autre en direction ouest avec une flèche d'ordre kilométrique.

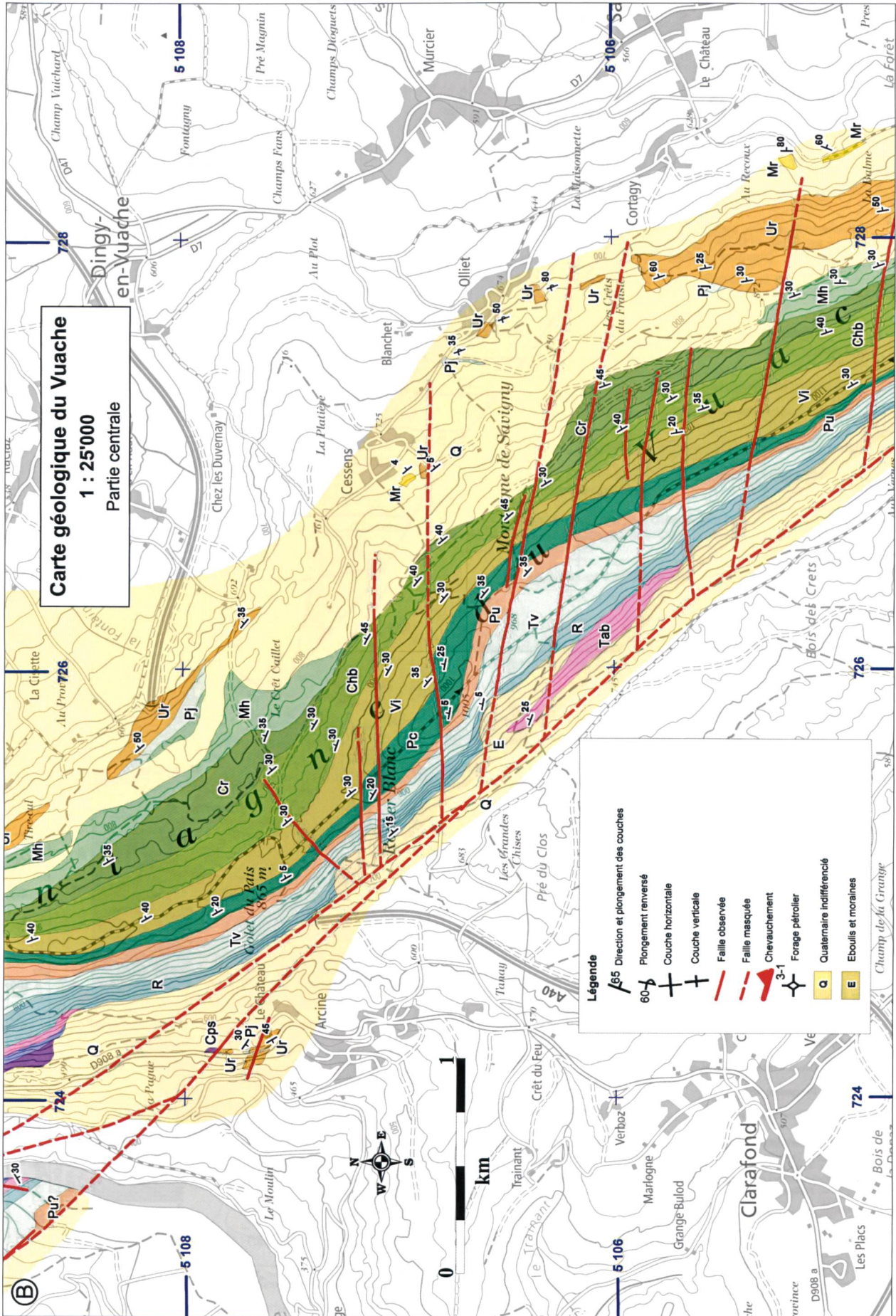
Fig. 2: Carte géologique de la Combe de l'Enfer, du Vuache et du Mont de Musièges à 1/25 000.

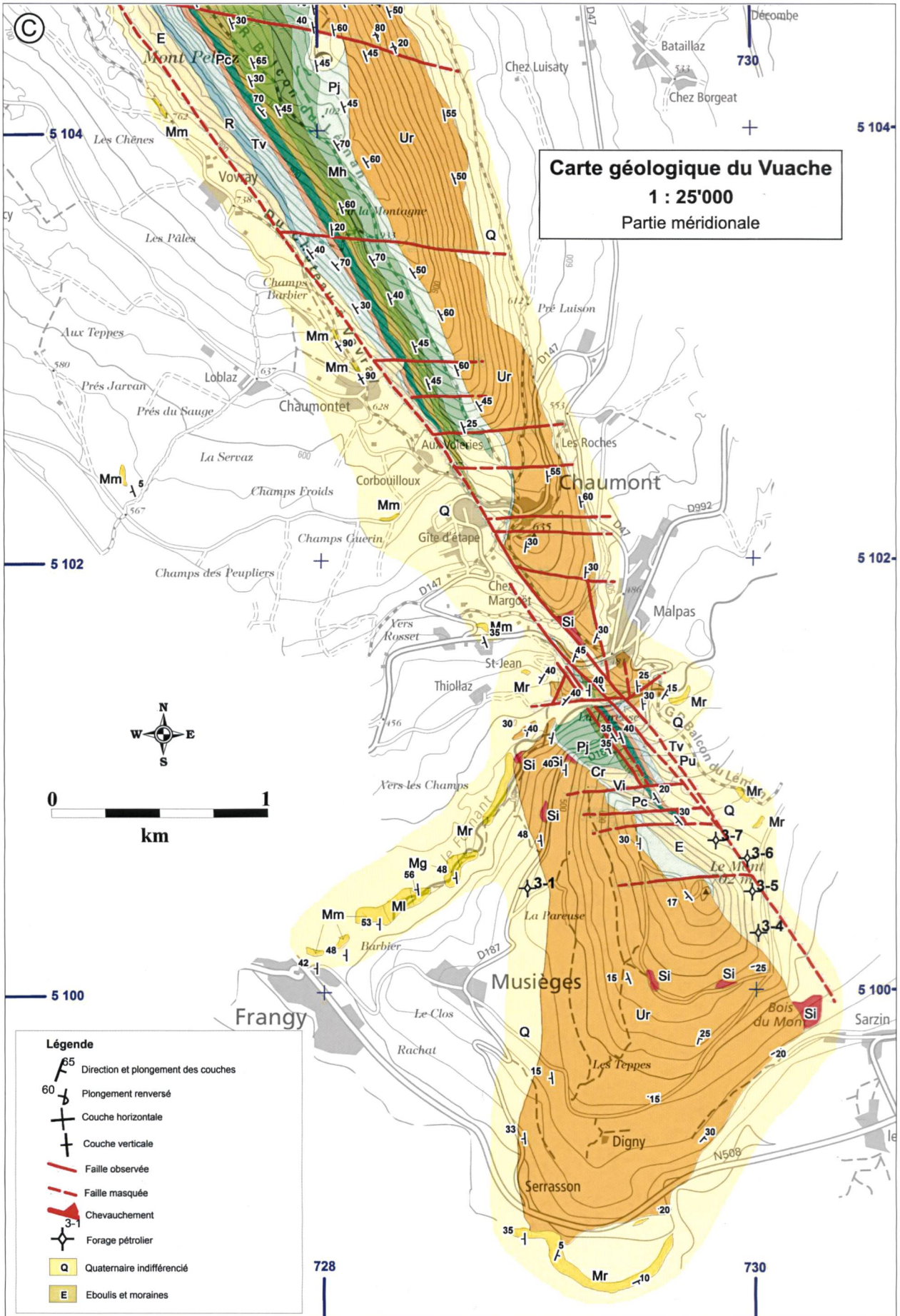
2A: Combe de l'Enfer et partie septentrionale du Vuache, d'après les levés de T. Blondel (1984), D. Guyonnet (1987), M. Donzeau et al. (1997a), F. Widmer (2001). Révision: B. Mastrangelo, R. Wernli, J. Charollais (2009-2012).

2B: Partie centrale du Vuache, d'après les levés partiels de T. Blondel (1984) et les levés originaux de B. Mastrangelo (2006-2009). Révision: B. Mastrangelo, R. Wernli, J. Charollais (2009-2012).

2C: Partie méridionale du Vuache et Mont de Musièges d'après les levés originaux de B. Mastrangelo (2006-2012) avec la collaboration de R. Wernli et J. Charollais.







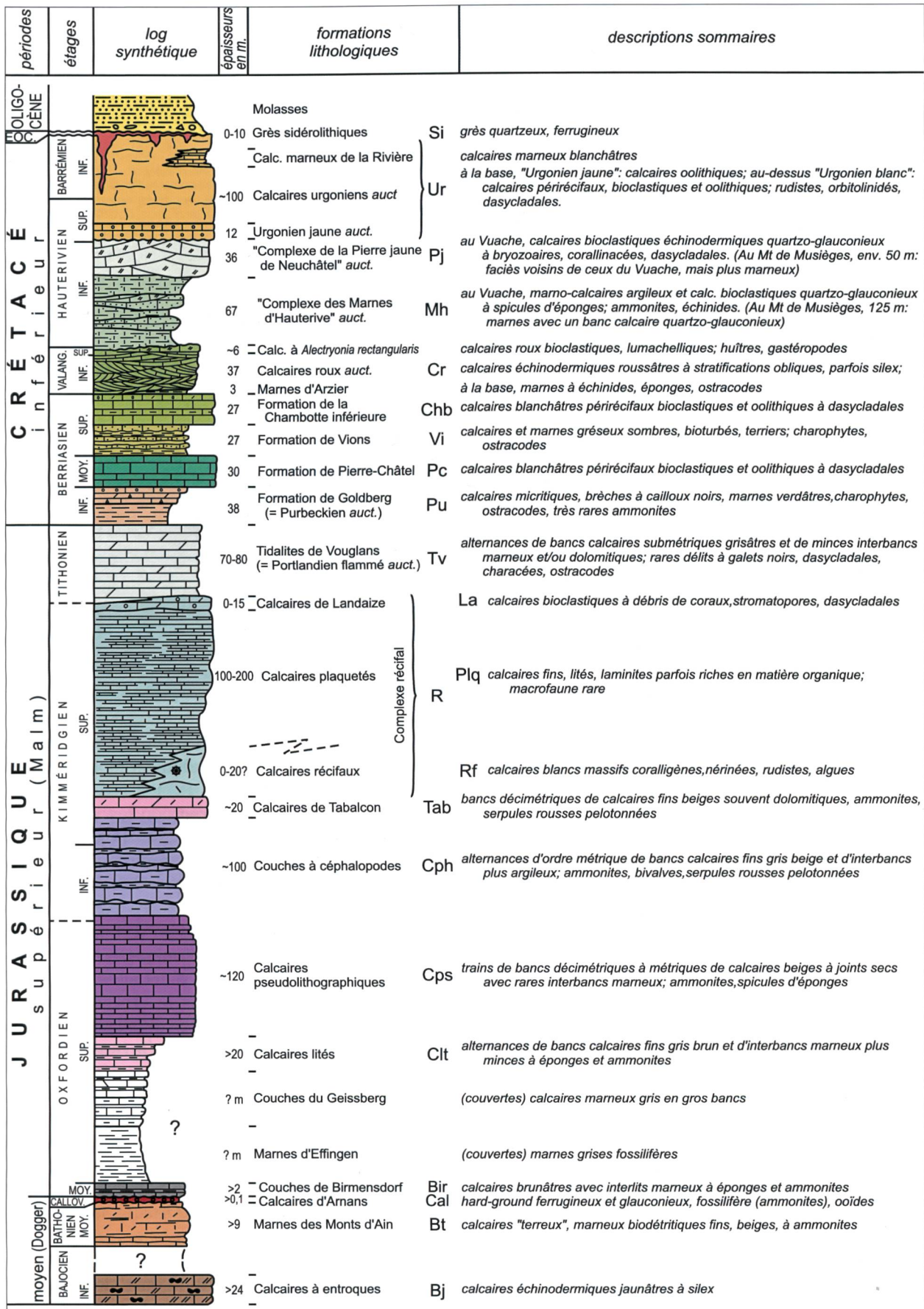


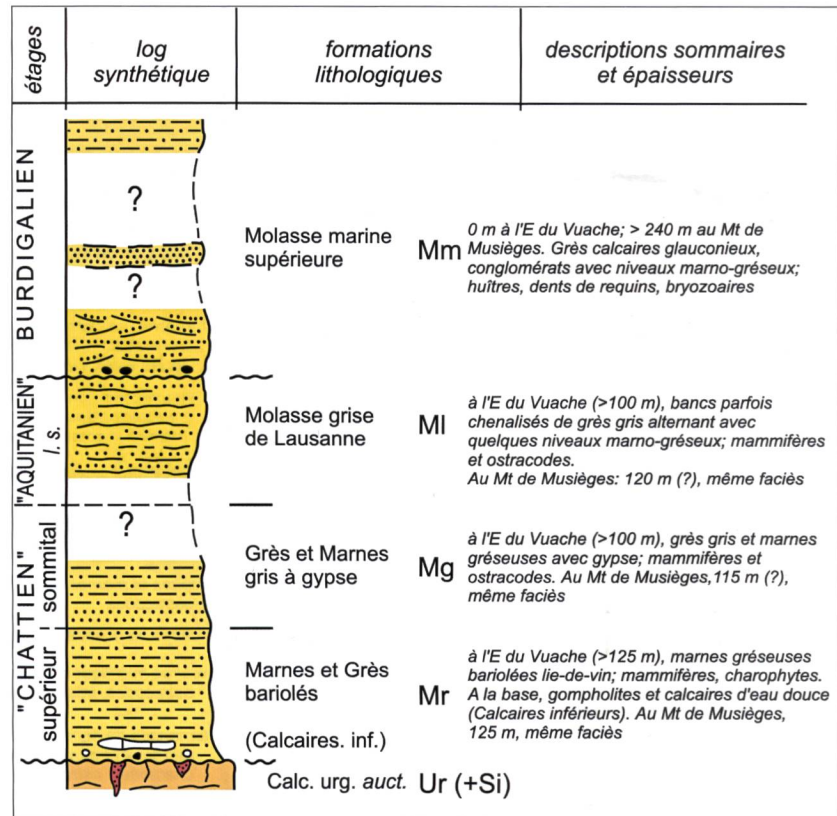
Fig 3: Log lithologique synthétique des séries mésozoïques de la Combe de l'Enfer, du Vuache et du Mont de Musièges: chrono- et lithostratigraphie; description sommaire des formations; symboles utilisés sur la carte géologique (Figs. 2A, 2B, 2C).

Fig. 4: Log lithologique synthétique des séries oligo-miocènes du Vuache et du Mont de Musièges: chrono- et lithostratigraphie; description sommaire des formations; symboles utilisés sur la carte géologique (Figs. 2A, 2B, 2C).

A l'échelle macroscopique, cette formation visible sur 24 m de puissance dans la principale carrière Sanglot montre des calcaires échinodermiques fins à moyens, plus ou moins siliceux, à patine jaunâtre et à cassure gris foncé, avec des lits de silex (Fig. 6A). A la base, les bancs «mamelonnés» et siliceux de 10 à 30 cm d'épaisseur (Fig. 6B) deviennent plus grossiers et plus épais (30 à 60 cm) vers le haut où s'observent des stratifications obliques. Seuls, les 4 derniers mètres du sommet renferment réellement des entroques, dont la taille n'atteint guère plus de 2 à 3 mm. Les bancs limités par de rares joints onduleux marno-calcaires, présentent fréquemment des hard grounds, témoins de discontinuités sédimentaires.

A l'échelle microscopique, à la base de la série, le microfaciès correspond à une spiculite très finement échinodermique à petits pelloïdes et petits foraminifères, bioturbée, avec quelques filaments; les silex renferment de très nombreux gros spicules de spongiaires. La teneur en quartz détritique très fin ne dépasse pas 1%. En montant dans la série, les fragments échinodermiques dominent la biophase; le microfaciès est un packstone très compact, quasiment dépourvu de matrice, à ciment syntaxial, avec quelques intraclastes micritiques. Contrairement à ce qu'a indiqué Arikani (1964), les microfaciès de ces Calcaires à entroques ne renferment pas d'oïdes, ni de pseudoolithes, ni de radiolaires. La taille des fragments d'échinodermes augmente de bas en haut de la série, où les ossicules de crinoïdes sont entiers mais ne dépassent pas 2 mm.

La microfauune, relativement constante dans toute la série, comprend essentiellement des nubéculaires, *Ophthalmidium lateseptatum*, *O. caucasicum*, des spirillines, des Nodosariidae, et des ostracodes. Les Verneulinidae, Textulariidae, *Planinivoluta?* sp., *Haplophragmoides?* sp. sont rares ainsi que les débris de bryozoaires, de bivalves, de gastéropodes et de brachiopodes. L'association des foraminifères porcelanés ainsi que le cortège micropaléontologique



général correspondent bien à ceux que Wernli (1971), Clerc (2005) et Piuze (2004) ont décrits au sein de cette formation dans le Jura méridional.

La macrofaune est quasi-absente, nonobstant quelques brachiopodes, pholadomies et bélemnites signalés par Schardt (1891: 127). Cette faune ne permet pas de dater avec précision les Calcaires à entroques de la carrière Sanglot. Pourtant, ces mêmes faciès se retrouvent à Champfromier dans les unités lithologiques dénommées «Calcaires fins à silex» et «Calcaires à entroques *pro parte*», attribuées au Bajocien basal (Metzger 1988; Wernli & Metzger 1990). Sur le plan tectonique (et probablement paléogéographique), ces deux sites sont compris dans le triangle formé par le «relais de failles transpressif Léaz-Champfromier» défini par Donzeau et al. (1998). Des faciès similaires à ceux observés dans la carrière Sanglot sont connus dans le cœur anticlinal des Arpines entre Chésery et La Rivière, où ils sont surmontés par des calcaires à polypiers. Ils se retrouvent dans le Gros Crêt, derrière le Plateau du Retord (Mangold & Enay 2004).

La gare de Longeray

Deux cents mètres au SW de la gare de Longeray (Figs. 1, 2A), dans le talus amont de la voie ferrée, les Calcaires à entroques intensément replissés, faillés et diaclasés affleurent dans une position structurale

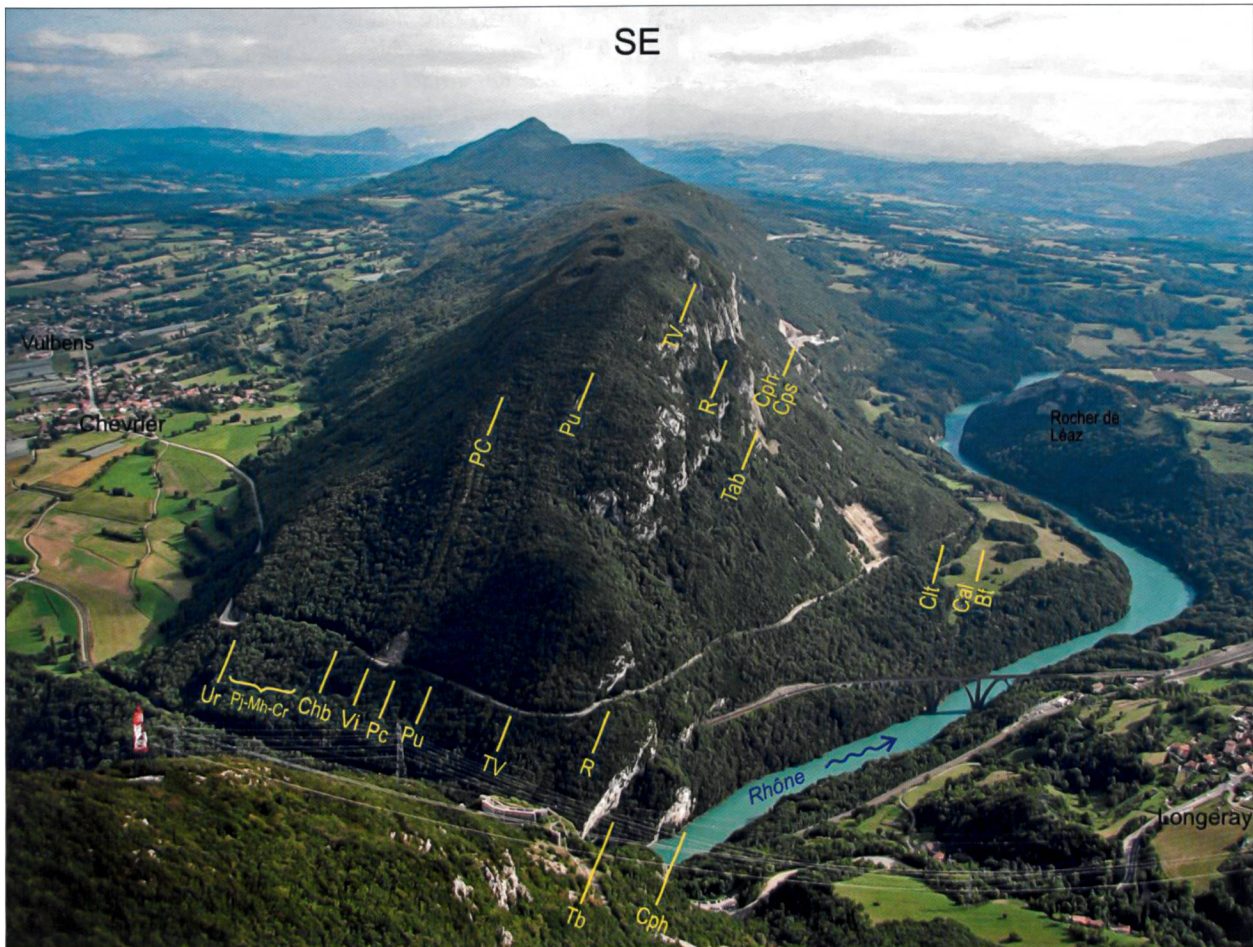


Fig. 5: Vue en direction du SE, sur la partie septentrionale du Vuache depuis le Plat des Roches, au-dessus du Fort l'Ecluse (photo D. Ernst). Position des affleurements de la série mésozoïque le long de la D908a, entre Chevrier et Arcine.

Bt: Marnes des Monts d'Ain (Bathonien moyen); Cal: Calcaires d'Arnans (Callovien); Clt: Calcaires lités (Oxfordien supérieur); Cps: Calcaires pseudolithographiques (Oxfordien terminal); Cph: Couches à céphalopodes (Kimméridgien inférieur – base du Kimméridgien supérieur); Tab: Calcaires de Tabalcon (Kimméridgien supérieur l. s.); R: Complexe récifal (Kimméridgien supérieur l. s.); Tv: Tidalites de Vouglans (Tithonien l. s.); Pu: Formation de Goldberg (Berriasien inférieur); Pc: Formation de Pierre-Châtel (Berriasien moyen); Vi: Formation de Vions (Berriasien supérieur p. p.); Chb: Formation de la Chambotte inférieure (Berriasien supérieur p. p.); Cr: Calcaires roux auct. (Valanginien inférieur); Mh: «Complexe des Marnes d'Hauterive» auct. (Valanginien sommital – Hauterivien inférieur basal); Pj: «Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel» auct. (Hauterivien inférieur – Hauterivien supérieur basal); Ur: Calcaires urgoniens auct. (Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur).

complexe (coord.: 722 800 E; 5 110 370 N). L'affleurement d'environ 200 m² peut être divisé en trois panneaux subtriangulaires écrasés et séparés par des failles 120°/90° et 0°/40°W. Le panneau supérieur plissé en chevrons est onduleux (longueurs d'ondes de 30 cm et d'axes 120°/50°SE); le panneau médian forme un pli serré d'axe 170°/30°N à flancs très plissotés; le panneau oriental similaire au premier, en est séparé par une faille verticale de direction 120°.

Si les faciès des Calcaires à entroques de la gare de Longéray sont comparables à ceux de la carrière Sanglot, la déformation et la tectonisation intenses des roches ne peuvent s'expliquer que par la pré-

sence d'un accident majeur décrochant (et peut-être chevauchant), séparant ces deux sites et orienté approximativement N-NW.

2. Les Marnes des Monts d'Ain (Calcaires terreux auct.): Bathonien moyen (Bt)

L'étage bathonien est représenté par les Calcaires terreux auct., qui sont à rapporter aux Marnes des Monts d'Ain selon Mangold (1970). Ils affleurent, sur rive gauche du Rhône, à Entremont (coord.: 723 200 E; 5 110 100 N) à l'extrémité nord du Vuache (Fig. 7) et, sur rive droite, en contre-haut de la carrière Sanglot, près de Longéray (coord.: 722 650 E; 5 111 300 N).

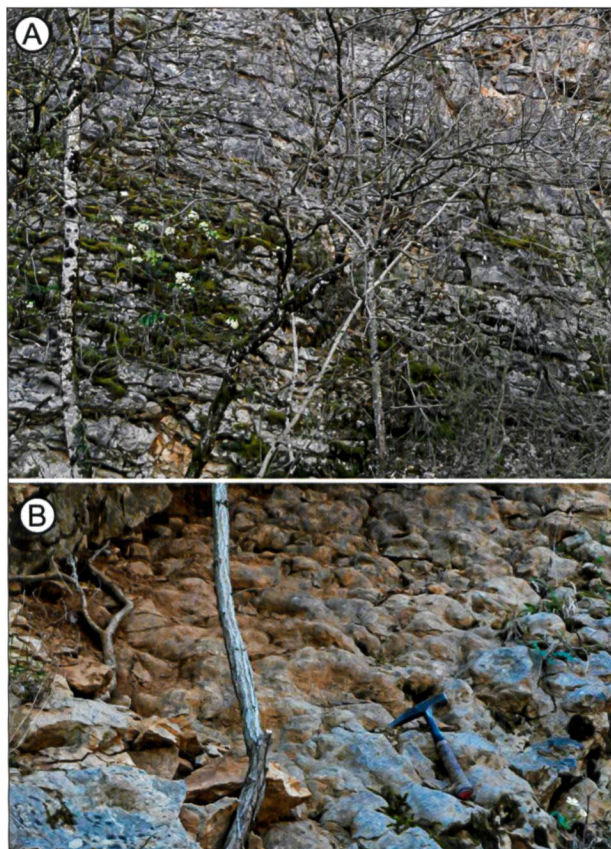


Fig. 6: Carrière Sanglot.

6A: affleurement de Calcaires à entroques du Bajocien inférieur. 6B: surface de banc «mamelonnée» caractéristique des Calcaires à entroques.

A Entremont, le gros épaulement du pied du Vuache, qui courbe le lit du Rhône et sur lequel est installé le hameau d'Entremont, marque bien sur le plan morphologique la «première barre calcaire» correspondant au «Jura brun» (Dogger) de la série stratigraphique jurassienne. Il ne s'agit donc pas d'une moraine comme l'avait interprétée Arikian (1964). Dans le flanc de la petite butte boisée, où trônent deux gros blocs erratiques de gneiss, affleurent sur 9 m d'épaisseur des bancs de 40 cm mal délimités de calcaires «marno-terreux» brun foncé ou gris beige, à bivalves et rhynchonelles, alternant avec des marno-calcaires. Blondel (1984) y a récolté des ammonites, qui ont été déterminées par Mangold (1970: 198). L'association reconnue comprend: *Wagnericeras* sp., *W.* cf. *pseudosubtile*, *Procerites* (*Siemiradzka*) sp., *Paroecostrustes* (*Nodiferites*) aff. *munieri* et *Choffatia* (*Subgroussouvria*) aff. *uriniacensis*. Elle indique l'horizon terminal du Bathonien moyen (sous-zone à Morrissi, horizon à *Wagnericeras*).

Les roches de cet affleurement fossilifère sont directement surmontées par les niveaux ferrugineux caractéristiques du Callovien, ce qui implique une lacune de tous les terrains du Bathonien supérieur. Il serait donc plus logique de les attribuer au «Terme calcaire supérieur» ou aux Calcaires de la Haute-Chaine de Mangold (1970).

Un autre affleurement de Calcaires terreux *auct.*, situé à 100 m au NW du premier (décrit ci-dessus), en est séparé par un accident E-W. Ici, les bancs de Marnes des Monts d'Ain sont constitués de calcaires finement biodétritiques, à micropellets, «filaments» et petits foraminifères (*Archeosepta platierensis* [Pl. 1, Fig. 1]), *Labalina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Spirillina* sp., Textulariidae, Verneuilinidae, Nodosariidae). Certains bancs renferment des spicules de spongiaires assez abondants; le quartz fin est très rare.

Sur rive droite du Rhône, près de Longeray, en contre-haut de la carrière Sanglot, mais sans continuité stratigraphique, les Marnes des Monts d'Ain affleurent sporadiquement à la cote 600 m (coord.: 722 650 E; 5 111 300 N), en direction sud, presque jusqu'au chemin du captage (Vy des Etraz; Fig. 1).

3. Les Calcaires d'Arnans: Callovien (Cal)

Le seul affleurement de terrains d'âge callovien se trouve près de l'ancienne grange d'Entremont (coord.: 723 300 E; 5 110 050 N), dans la butte boisée aux deux blocs erratiques citée ci-avant (Fig. 7). En lisière est du bosquet, les Marnes des Monts d'Ain du Bathonien moyen supportent sporadiquement et directement des débris de croûtes ferrugineuses stromatolithiques, des faciès riches en ooïdes glaucוניeuses, noirâtres ou gris verdâtre, des croûtes à *Terebellina* sp. (Pl. 1, Fig. 2). Tous ces faciès caractérisent les Calcaires d'Arnans (Mangold 1970) du Callovien moyen, ici très condensés sur quelques centimètres.

Il y a lacune du Callovien inférieur (Dalle nacrée) et du Callovien supérieur, car se trouvent directement plaqués sur les Calcaires d'Arnans, quelques lambeaux (2 m) de calcaires fins à protoglobigérines (Pl. 1, Fig. 3), typiques des Couches de Birmensdorf («Spongitiens») de l'Oxfordien moyen (Enay 1966, 1969). Les affleurements sont limités du côté est par des failles (300°/90°). A Entremont, la limite stratigraphique Dogger/Malm apparaît donc comparable à celle déjà connue au SW du Reculet: Arpines, Les Hautes, Troublery (Mangold 1970, Ecoffey 1994).

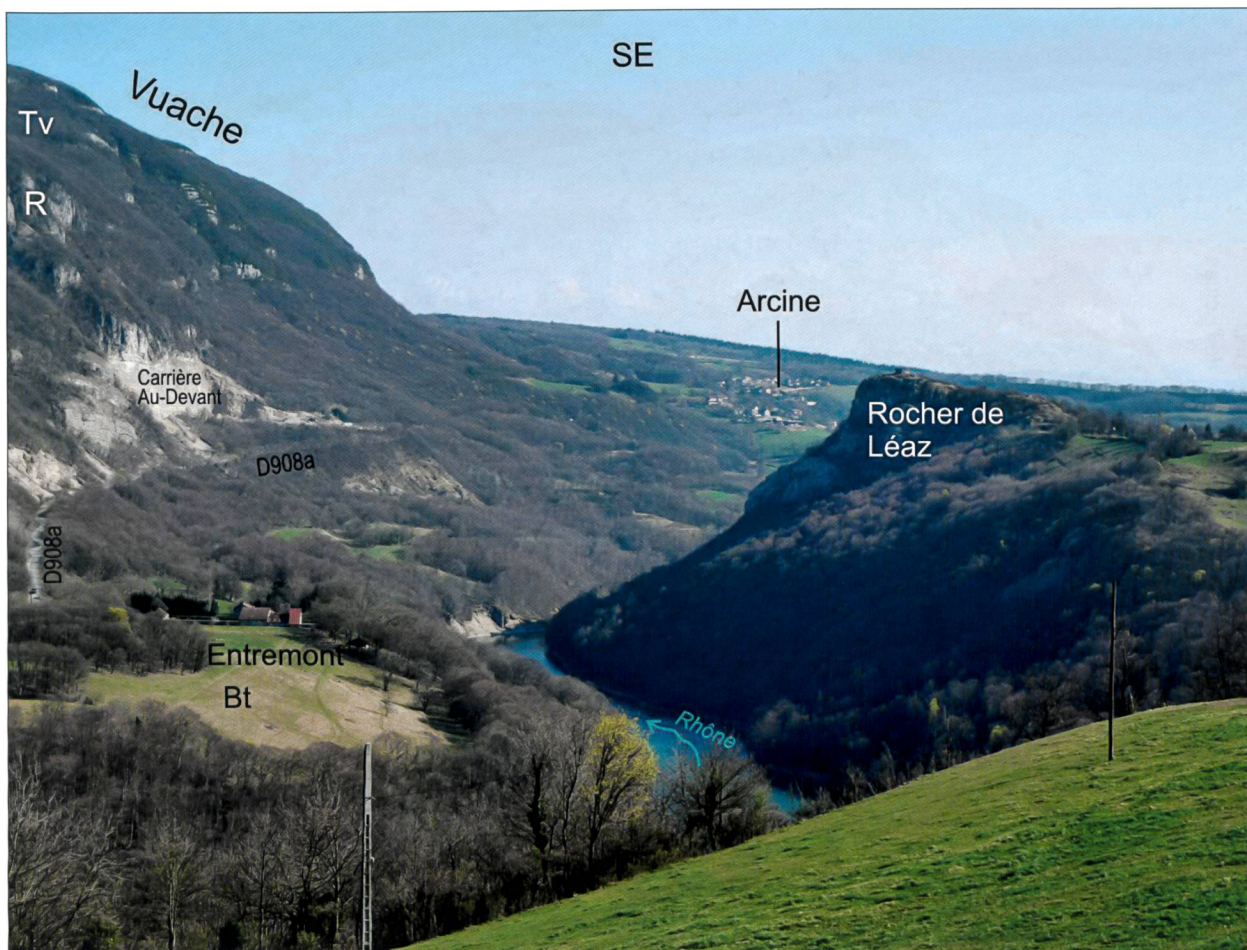


Fig. 7: Vue en direction du SE, sur la vallée du Rhône depuis les hauts de Longeray.

Sur rive droite du Rhône, au deuxième plan: le Rocher de Léaz. Sur rive gauche, vue sur les terrains compris entre les Marnes des Monts d'Ain (Bt) du Bathonien moyen, près de la grange d'Entremont, et sur les Tidalites de Vouglans (Tv) du Tithonien l. s., affleurant sur la crête du Vuache. R: Complexe récifal du Kimméridgien supérieur l. s.

La branche principale du décrochement sénestre du Vuache passe dans le lit du Rhône entre le Rocher de Léaz et la butte boisée d'Entremont, tandis qu'une branche secondaire s'enfile entre la paroi du Vuache et Entremont, à la hauteur de la D908a.

III. DESCRIPTION DES TERRAINS DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR

Excepté pour les Couches de Birmensdorf (Oxfordien moyen), les Marnes d'Effingen, les Couches de Geissberg et une grande partie des Calcaires lités (Oxfordien supérieur), tous les terrains du Jurassique supérieur du Vuache affleurent dans le talus de la D908a reliant Vulbens à Arcine (Fig. 8). La lithostratigraphie ainsi que la datation des formations oxfordiennes du Vuache sont essentiellement basées sur les travaux d'Enay (1966, 1969), complétés par ceux de Bernier (1984), qui s'est plus spécialement concentré sur le «Kimméridgien et le Portlandien du Jura méridional». Récemment, dans leur notice explicative de la feuille à 1/50 000 «Nantua», Mangold & Enay (2004) présentent les dernières données sur la stratigraphie de ces terrains dans le Jura méridional interne. Au Vuache, il y a lacune stratigraphique de l'Oxfordien inférieur.

Dans ce travail, les épaisseurs ont été établies à partir de nos propres observations, en tenant compte des données très variables de nos prédécesseurs, principalement Schardt (1891), Arikani (1964), Blondel (1990), Donzeau et al. (1997b).

1. Les Couches de Birmensdorf: Oxfordien moyen (Bir)

Les Couches de Birmensdorf de l'Oxfordien moyen ne se trouvent qu'en lambeaux plaqués directement sur les terrains du Callovien de la butte de la grange d'Entremont (coord.: 723 300 E; 5 110 050 N). Visibles sur une épaisseur de 2 m, elles sont représentées par des calcaires fins, gris, noduleux et grumeleux, à stratification onduleuse. Elles renferment quelques spongiaires, des protoglobigérines et des ammonites mal conservées (*Taramelliceras* sp., *Glochiceras* sp.). L'extrême base des Couches de Birmensdorf remanie des terrains d'âge callovien.



Fig. 8: Depuis la rive droite du Rhône, vue sur la série jurassique du versant NW du Vuache.

Cps: Calcaires pseudolithographiques; Cph: Calcaires à céphalopodes; Tb: Calcaires de Tabalcon; R: Complexe récifal; Tv: Tidalites de Vouglans.

2. Les Calcaires lités: Oxfordien supérieur (Clt)

Entre la D908a et la butte boisée de Dogger près d'Entremont, les couvertures morainique et végétale masquent le substratum mésozoïque. Compte tenu des pendages, l'espace entre ces deux points est insuffisant pour y placer les Marnes d'Effingen, les Couches de Geissberg et une partie des Calcaires lités. Ces formations bien connues dans le Jura méridional (Enay 1966) sont probablement laminées par l'important accident N-S, qui passe au pied du Vuache et se poursuit au nord sur le Fort l'Ecluse (Fig. 7), comme l'avaient déjà pressenti Enay (1969), Blondel (1984) et Blondel et al. (1988).

Seule la partie supérieure des Calcaires lités visible sur 20 m d'épaisseur, affleure dans le talus amont de la D908a, dans un coude de la route (point topographique: 418 [Fig. 1]; 420 [Fig. 2A]) en face de la butte boisée d'Entremont. Elle est constituée par une alternance régulière de bancs de 30 à 50 cm de calcaires fins gris brun et d'interbancs un peu plus minces, plus marneux, gris (Fig. 9). Outre des éponges dispersées, les ammonites assez rares caractérisent la zone à *Bimammatum* d'après Enay (1969: 70).

Le microfaciès est une biomicrite (mudstone) très fine à pigments pyriteux et/ou ferrugineux. Divers bioclastes dispersés dans la matrice (entroques, tuberoïdes, débris de brachiopodes, de bryozoaires, de Pinnidae, de réseaux d'éponges hexactinellides et calcaires) sont associés à de petits *Nodosariidae*, *Nubeculariidae*, épistomines et *Labalina* sp. Les interbancs marneux révèlent en lavages de rares miliolles, *Ammobaculites* spp., *Nubeculinella* sp. *Lenticulina quenstedti*, *L. tricarinella*, *L. ectypa costata*, *Citharina flabellata* pour les foraminifères principaux, en plus des *Theelia* sp., débris de crinoïdes, coprolithes (*Coprulus grammanni*) et ostracodes.

Juste en dessous de l'horizon à spongiaires, à quelques mètres du sommet de la formation, un banc calcaire biodétritique jaunâtre poreux, d'aspect scoriacé, présente un faciès inhabituel. En lame mince, c'est un wackestone à nombreux fragments de coquilles fines de bivalves, d'échinodermes (crinoïdes, ophiures), de brachiopodes et de bryozoaires, pigmentés par de la pyrite et/ou des oxydes de fer. La microfaune comprend des lenticulines costulées (*Lenticulina quenstedti*?, *L. tricarinella*?), *Labalina* sp., *Glomospira* sp., *Cadosina* sp. et *Eothrix* sp.



Fig. 9: Près d'Entremont, le long de la D908a: alternances de calcaires et de marnes caractéristiques des Calcaires lités (Oxfordien supérieur).

3. Les Calcaires pseudolithographiques: Oxfordien terminal (Cps)

Au Vuache, les Calcaires pseudolithographiques affleurent bien le long de la D908a, dans des carrières (Fig. 10) censées exploiter seulement la groize, mélange de dépôts glaciaires et d'éboulis locaux (Joukowsky & Favre 1913: 351). Dans le paysage, ils forment le plus souvent une paroi gris jaunâtre, raide, où les bancs calcaires bien réglés à joints secs et d'épaisseurs variables (0,10 à 1 m) sont regroupés en trains caractéristiques. Les interbancs marneux sont rares. Le calcaire micritique très fin (mudstone), beige rosé, montre peu de grains visibles à la loupe. Les figures sédimentaires, mis à part les bioturbations et quelques dessous de bancs ondulés ou mamelonnés, sont quasi absentes ou peu significatives.

A la base, cette formation, qui atteindrait 120 m selon Blondel (1990, Fig. 1), débute «par une brèche intraformationnelle d'une dizaine de mètres d'épaisseur qui affleure en petits bancs de 10 à 30 cm», que Arian (1964: 10 et Fig. 3) a relevée le long de la D908a.

La macrofaune très dispersée comprend quelques ammonites, bélemnites, entroques et bivalves. Dans le Jura méridional, les Calcaires pseudolithogra-

phiques sont bien datés et attribués par Enay (1966) à la zone à Planula (Oxfordien terminal). Peigneux (1998), qui a levé une coupe détaillée dans la carrière de la Plantaz pour y étudier le microfaciès et la micropaléontologie, a récolté (déterminations R. Enay) des Perisphinctidae *l. s.*, *Idoceras (Subnebrodites)* gr. *proteron* à la base de cette formation, et *Metahaploceras cf. strombecki* à l'extrême sommet.

La microfaune dispersée comprend, outre de rares calcisphères, des serpules, des ostracodes, des spicules d'éponges hexactinellides et des aptychi, une association de foraminifères composée de quelques petits agglutinés simples, de *Labalina* sp., de Nubeculariidae, de Nodosariidae, de spirillines, d'épistomines (dont «*Parinvolutina*» *aquitamica*), de *Bullopore tuberculata* et de *Rectocyclammina chouberti*.

Au Vuache, les Calcaires d'Aranc (Bernier 1984; Calcaire à momies principal [Enay 1965]) manquent, alors qu'ils représentent un marqueur pratique à la limite Oxfordien/Kimméridgien plus à l'ouest dans le Jura.

4. Les Couches à céphalopodes: Kimméridgien inférieur et base du Kimméridgien supérieur (Cph)

Les Couches à céphalopodes à prédominance marnocalcaire, d'une centaine de mètres d'épaisseur, plus tendres que celles qui l'encadrent, génèrent une bande déprimée plus sombre et végétalisée, remarquable dans la paroi SW du Vuache (Fig. 8). En fait, il s'agit d'une alternance de bancs et d'interbancs d'ordre métrique: bancs rognonneux de calcaires fins, gris beige foncé à la cassure, et interbancs plus argileux à patine beige blanchâtre, aux limites floues. Altérées à l'affleurement, les têtes de bancs présentent un arrondi typique de cette formation. Bancs et interbancs délitables recèlent de fréquentes ammonites, bélemnites et bivalves à coquilles minces. Le faciès et la faune des Couches à céphalopodes sont caractéristiques de dépôts de bassin assez profond, relativement ouvert. Les Couches à céphalopodes sont bien datées; elles appartiennent à la base de la zone à Platynota, base du Kimméridgien (Enay 1969) et montent peut-être jusqu'à la base du Kimméridgien supérieur (Bernier 1984).

Au microscope, les calcaires fins micritiques (mudstones) foncés, homogènes, riches en matière organique et pigments pyriteux, renferment quelques grains de glauconie et de petits oncoïdes brunâtres. Les bioclastes très petits et dispersés sont des fragments d'échinodermes (échinides, ophiures, sclérites d'holothuries) et de réseaux de spicules d'éponges hexactinellides, des filaments (bivalves à coquilles



Fig. 10: Carrière de la Plantaz: plissements dans les Calcaires pseudolithographiques (Oxfordien terminal).

extrêmement fines) et des petites serpules rousses en pelotons. Les foraminifères benthiques sont représentés par des *Nodosariidae* (dont *Lenticulina* sp.), *Glomospira* sp., *Rectocyclammina* sp., des spirillines, de rares *Textulariidae* et des *Verneuulinidae*. Le plancton est composé de *Globochaete*, *Saccocoma*, calcisphères et quelques protoglobigérines.

Au pied du Rocher de Léaz, les Couches à céphalopodes affleurent en une longue écharpe très replissée et tectonisée le long de la rive droite du Rhône (Widmer 2001). Elle a pu être observée jusqu'à 6 m en dessous du niveau actuel de l'eau grâce à la vidange du Rhône en mai 2000. Les couches très redressées, subverticales (avec des directions variées: 50°, 160°, 0°) jalonnent un faisceau de failles décrochantes. Celles-ci se prolongent jusqu'à l'affleurement tectonisé de Calcaires à entroques du Bajocien de la gare de Longera y et se poursuivent en lames chevauchantes dans le flanc ouest de l'antiforme complexe Sorgia – Grand Crêt d'Eau.

5. Les Calcaires de Tabalcon: Kimméridgien supérieur lato sensu (Tab)

Les Calcaires de Tabalcon (Bernier 1984) apparaissent dans la morphologie comme une barre dure d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, où ils forment généralement la semelle du Complexe récifal, sauf en de rares endroits où celle-ci est dolomitique et se marque par une vire (Fig. 8). Les Calcaires de Tabalcon se caractérisent par de gros bancs de 50 à 80 cm de calcaires compacts beiges séparés par des joints secs assez discrets. A leur base, les bancs micritiques à petits bioclastes dispersés, beiges à la cassure, sont un peu plus minces. En montant dans la formation, le faciès se charge progressivement en bioclastes, donnant à la loupe une apparence de purée de pomme. Enfin, au sommet, le calcaire devient bioclastique, compact, riche en débris provenant du démantèlement d'une plate-forme carbonatée avec fragments de coraux, dicératidés, pectinidés, avec plus rarement des bivalves, gastéropodes

et entroques. Ci et là se trouvent quelques silex gris bleuté, cortiqués, en boules qui sont des éponges.

Sur le terrain, deux marqueurs sont à rechercher à la loupe dans les faciès fins (wackestones) des Calcaires de Tabalcon: les petites serpules rousses en peloton (Pl. 1, Fig. 4), déjà signalées dans les Couches à céphalopodes, et les *Tubiphytes morronensis* (Pl. 1, Fig. 5). A la loupe, les *Tubiphytes* apparaissent comme des flocons blancs porcelanés submillimétriques avec un «œil central», ou quelques loges pyri-formes allongées, alors qu'en lames minces ils sont gris foncé. *Tubiphytes morronensis* est un foraminifère nubéulariforme vivant en symbiose avec une cyanophycée. La base de la formation renferme peu de plancton (*Globochaete* sp., «filaments», protoglobérines, Saccocomidés), qui diminue vers le haut au profit du benthos (*Mohlerina basiliensis*, *Labalina* sp., *Trocholina* sp., *Protopeneroplis striata*). En outre la présence de *Salpingoporella pygmaea* marque la zone photique.

Au pied du Rocher de Léaz, les Calcaires de Tabalcon affleurent mal en plusieurs points et leurs relations avec les roches encadrantes sont peu claires; les contacts sont, soit masqués par le couvert végétal, soit tectonisés. En plus des microfaunes citées précédemment, Widmer (2001) signale *Epistomina* sp., *Bullopora tuberculata* et *Paalzowella* sp. à la base, et au sommet, *Terebella* sp. et *Clypeina sulcata*.

Au Vuache, les Calcaires de Tabalcon sont souvent fortement dolomités, particulièrement à la latitude des Grandes Chises, à l'ENE de Clarafond, comme l'ont bien cartographié Donze & Enay (1972). La roche est alors gris sombre, granuleuse, sans figures sédimentaires ni fossiles, sauf quelques fantômes de bivalves. Ce faciès caractérise la moitié supérieure des Calcaires de Tabalcon, à l'extrémité nord du Vuache, le long de la D908a (au sud du point topographique: 418 [Fig. 1]; 420 [Fig. 2A]), là où l'épaisseur de cette formation est réduite par tectonique.

Au Vuache, les Calcaires de Tabalcon ne sont pas datés; par contre, dans le Jura méridional interne, Bernier (1984) les place approximativement dans la zone à Eudoxus du Kimméridgien supérieur. Les faciès de cette formation sont interprétés comme des dépôts de pente reliant le bassin à des zones récifales de plate-forme.

6. Le Complexe récifal: Kimméridgien supérieur lato sensu (R)

Sous le terme de *Complexe récifal* (R), nous englobons les *Calcaires récifaux* (Rf), les *Calcaires plaquetés* (Plq) et les *Calcaires de Landaize* (La), for-

mations caractéristiques de milieux récifaux et/ou para-récifaux. Les deux premières formations présentent, outre de très rapides passages latéraux de faciès, d'importantes variations d'épaisseurs et des imbrications très complexes, un fort diachronisme. Elles sont chapeautées par les Calcaires de Landaize plus minces.

Dans la morphologie, le Complexe récifal dans son ensemble forme généralement une paroi blanchâtre, abrupte, discontinue, avec un toit onduleux d'une longueur d'onde d'ordre kilométrique. Comme l'avait déjà observé Schardt (1894; voir profils [Figs. 5, 6; pl. I]), l'épaisseur du Complexe récifal est variable suivant les secteurs, ce qui explique les différences d'estimation suivant les auteurs. Blondel (1990: 183, Fig. 1), qui a parcouru la partie septentrionale du Vuache, attribue 188 m de puissance à l'ensemble de cette formation, tandis qu'Arikan (1964: 12) qui l'a observée également dans la chaîne du Crêt d'Eau l'évalue à 250 m. Nous estimons que son épaisseur maximale est de l'ordre de 200 m. Cette formation constitue une partie de l'ossature du flanc SW du Vuache dans sa moitié supérieure (Fig. 8). Les Calcaires récifaux, massifs et mal stratifiés, sont burinés perpendiculairement à la stratification, par des gorges, cannelures et rigoles liées à la fracturation. Ainsi, la paroi méridionale du Vuache est découpée en grands panneaux verticaux aux sommets arrondis et flanqués de piliers et cheminées remarquables. Des balmes et des cavités géantes de type tafoni sont fréquentes et résultent de l'altération de zones dolomitiques ou poreuses.

Dans la face méridionale du Vuache, la raideur des parois dans le Complexe récifal en rend l'accès difficile ainsi que le report de toutes les unités qui le composent, sur un fond topographique à 1/25 000. Toutefois, quatre passages sont possibles: par le sentier, qui part d'Arcine, par celui qui passe au Golet du Pey à l'aplomb du tunnel de l'autoroute A40, par l'étroite sente qui monte des Grandes Chises et aboutit au Carrelet et, encore plus au sud, grâce à un sentier entre Vovray et Chaumontet, menant au point topographique 942, au lieu-dit Sur la Montagne (Fig. 1). Au pied des parois, de gros blocs blancs éboulés offrent de bonnes conditions d'observation. En revanche, le long de la D908a au nord du Vuache, le Complexe récifal est réduit et atypique, ce qui pourrait être dû à des accidents que masquerait la végétation. Ici, dans ce secteur, il est relativement bien stratifié et comprend des passages latéraux et des indentations de Calcaires plaquetés, des faciès de lagon et des passées dolomitiques. Meyer (2000) y signale des niveaux émerifs.

L'âge du Complexe récifal et des unités lithologiques qui le composent, est difficile à déterminer avec précision vu l'absence d'ammonites et le taux de fiabilité accordé aux foraminifères complexes et aux dasycla-

dales. L'utilisation des dinoflagellés ouvre des voies prometteuses (Jan du Chêne *in* Meyer 2000) mais n'a été appliquée pour l'instant que dans des zones plus externes. Dans leur notice explicative de la feuille géologique à 1/50 000 «Nantua», Mangold & Enay (2004) apportent de nouvelles données stratigraphiques, qui concernent tout le Jura méridional interne.

6.1. Les Calcaires récifaux (Rf)

Cette unité lithologique, qui peut atteindre parfois quelques dizaines de mètres d'épaisseur, correspond *pro parte* aux Calcaires construits de la Haute Chaîne définis par Bernier (1984). Les Calcaires récifaux sont constitués de calcaires blancs, compacts, mal stratifiés à grande échelle, de faciès variés correspondant à des environnements récifaux: calcaires construits (boundstones à coraux, diceratidés, nérinées, stromatopores, etc.), calcaires dolomitiques gris jaunâtre, calcaires micritiques en gros bancs, calcaires bioclastiques grossiers (rudstones). En fait, comme l'a bien montré Meyer (2000), les faciès les plus fréquents ne sont pas les bouquets coralliens, mais les «mud mounds». Ce sont des masses boueuses mal stratifiées, riches en microbialites, croûtes micritiques stromatolitiques ou leiolitiques, passées péloïdales thrombolitiques et nombreux microencroûteurs: structures microbiennes de type *Bacinella*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Tubiphytes* sp., *Terebella* sp. et serpules. Les foraminifères pas très abondants comprennent: *Kurnubia palastiniensis* (Pl. 1, Fig. 6), *Labalina* sp., *Nubecularia* sp., *Hungarillina* sp., *Mohlerina basiliensis*, *Bullopore?* sp., *Troglotella incrustans*, petits agglutinés. Cette association compte de rares autres espèces également présentes dans les Calcaires de Landaize, où elles sont plus abondantes.

6.2. Les Calcaires plaquetés *lato sensu* (Plq)

Cette unité lithologique, aisément reconnaissable par son litage très fin et à débit en plaquettes ou en feuillets, comprend plusieurs faciès (Bernier & Enay 1972, Bernier 1984): laminites bitumineuses à feuillets millimétriques, laminites à cristaux de gypse ou de halite, laminites planes parallèles ou ondulées, lits plus ou moins dolomitiques et bancs centimétriques à décimétriques de calcaires en plaquettes. Leur extension horizontale est assez limitée, mais l'épaisseur très variable de l'ensemble pourrait atteindre presque 200 m, là où ils sont le plus développés, compensant alors l'amincissement des Calcaires récifaux, auxquels ils passent latéralement. Les Calcaires plaquetés, quoique plus délitables et générant souvent des rentrants, forment dans la paroi méridionale du Vuache, des murs impressionnants correspondant à de multiples miroirs de failles NW-SE, liés au grand accident décrochant Vuache-Forens (Donzeau et al. 1998). En revanche, cette

formation peut se traduire dans la morphologie par des combes ou des dépressions en raison de la délitescence des roches qui la composent.

Au Rocher de Léaz, les Calcaires récifaux représentés par un faciès «mud-mounds» affleurent à la base de la paroi de la statue de la Vierge, où ils passent latéralement aux Calcaires en plaquettes. Les passages latéraux entre les Calcaires plaquetés et les Calcaires récifaux sont parfois tellement brutaux, comme au Rocher de Léaz par exemple, qu'il serait tentant de supposer que ces deux formations puissent être séparées par des failles. Cette disposition provient du fait qu'au Kimméridgien supérieur, les Calcaires plaquetés se sont installés dans des dépressions interrécifales et peuvent même envahir tout l'espace compris entre les Calcaires de Tabalcon, à la base, et les Tidalites, au sommet. Dans ce cas, la cartographie devient problématique, car la barre des Calcaires récifaux, bon repère géomorphologique, n'existe pas.

Au Rocher de Léaz, les Calcaires plaquetés forment une paroi abrupte, qui correspond à un miroir de faille. En ce point, à l'aplomb de la statue de la Vierge, Widmer (2001) a pu démontrer les relations géométriques entre les trois unités lithologiques composant le Complexe récifal. En effet, à la base de la paroi, les Calcaires récifaux forment une bosse de 25 m de hauteur surmontés par 20 m de Calcaires plaquetés. En se déplaçant 100 m plus au sud, les Calcaires récifaux s'amincissent et passent latéralement aux Calcaires plaquetés. Plus au nord, à l'embouchure du ruisseau de Rochefort, les Calcaires récifaux disparaissent et les Calcaires plaquetés, ici à faciès microlaminés bitumineux, reposent directement sur les Calcaires de Tabalcon.

Les Calcaires plaquetés se plissent aisément sous les contraintes tectoniques en formant des «kinks» aigus d'amplitude centimétrique, décimétrique ou métrique. Les blocs éboulés en livrent de beaux exemplaires.

La macrofaune extrêmement rare comprend quelques bivalves, des gastéropodes, des ophiures, des fragments d'échinides et des frondes de palmiers (*Zamites feneonis*). A cette association s'ajoutent sporadiquement des spicules d'éponges, des *Globochaete* sp., *Everticyclammina* sp., des calciphères, des spirillines et des serpules à paroi rousse. Les milioles, Textulariidae et Verneulinidae, tous de petite taille, ainsi que les fragments de dasycladales dans de fines crachées biodétritiques proviennent du démantèlement des récifs environnants.

Sous le microscope, la micrite est laminée à l'échelle inframillimétrique. Selon Bernier & Enay (1972), des lamines sombres riches en matière organique

(blooms de dinoflagellés) alternent avec des lamines plus claires (blooms de coccolithes), parsemées de grains dolomitiques et pratiquement dépourvues de benthos. Ce type de faciès correspond à des dépôts de bassins à eaux stratifiées et fonds dysoxyques.

6.3. Les Calcaires de Landaize (La)

Cette formation définie par Bernier (1984) généralement assez mince, variable en épaisseur mais pouvant atteindre une quinzaine de mètres d'épaisseur, sert de repère sur le terrain grâce à son litage bien marqué (Fig. 11), son faciès de type grainstone bien trié, homogène, l'abondance des algues, des foraminifères complexes et de *Cladocoropsis* sp. Formant une petite falaise, les Calcaires de Landaize couronnent les Calcaires récifaux et les Calcaires plaquetés, auxquels ils peuvent passer latéralement.

Les bancs de 0, 2 à 2,5 m d'épaisseur ont une patine gris clair à blanche et une cassure beige rosé. Dans une biosparite claire, les bioclastes variés et bien visibles à la loupe sont arrondis, souvent cortiqués et granoclassés allant de diamètres millimétriques à centimétriques. La macrofaune est constituée de débris de coraux, de stromatopores, de mollusques et d'échinides; seuls les nérinées et les *Cladocoropsis* restent entiers.



Fig. 11: Calcaires de Landaize montrant des figures de glissements synsédimentaires caractéristiques de dépôts de pente issus du démantèlement du récif (Rf). Versant SW du Vuache, en bordure du plateau du Carrelet.

Les dasycladales sont particulièrement diversifiées avec *Clypeina sulcata*, *Salpingoporella annulata*, *Campbelliella striata* à côté de structures microbiennes de type *Cayeuxia*, *Bacinella* et *Thaumato-porella parvovesiculifera*. Parmi les «grands» foraminifères complexes bien visibles sur le terrain à la loupe, citons: *Redmondooides (Valvulina auct.) lugeoni*, *Parurgonina caelinensis*, *Kilianina rahonensis*, *Kurnubia palastiniensis* et *Pseudocyclammina lituus*. Ils sont associés à *Nautiloculina oolithica*, *Trocholina* sp., *Ammobaculites* sp., aux miliolles, Verneulinidae et Textulariidae. Ce cortège paléontologique du Kimméridgien supérieur (voire du Tithonien basal), caractérise un environnement de lagon peu profond, subémersif et de haute énergie.

7. Les Tidalites de Vouglans: Tithonien lato sensu (Tv)

Les Tidalites de Vouglans définies par Bernier (1984) estimées à 52 m d'épaisseur par Blondel (1990: 183, Fig.1), ont été relevées sur plus de 60 m dans les tunnels autoroutiers de l'A40. Bien qu'aucune coupe n'ait été étudiée en détail sur le terrain, leur puissance pourrait atteindre 70 à 80 m. Elles sont constituées par une alternance monotone de bancs calcaires submétriques et d'interbancs plus minces marneux ou dolomitiques (Figs. 12, 13). Les bancs souvent regroupés en séquences décamétriques sont séparés par des combes marneuses ou dolomitiques. Elles couronnent pratiquement toute la crête de la partie septentrionale du Vuache jusqu'au Golet du Pey, puis elles s'abaissent vers la plaine en direction du SE laissant la place aux formations néocomiennes. Sur le sentier de crête, elles sont limitées côté Genève par la «combe purbeckienne» (Formation de Goldberg) d'une trentaine de mètres de largeur, elle-même bordée par la petite barre calcaire de la Formation de Pierre-Châtel. Les Tidalites de Vouglans se plissent très facilement.

Hormis quelques traces de terriers à la base des Tidalites de Vouglans, les Couches du Chailley définies par Bernier (1984), bien caractérisées par leur faciès de «calcaires à tubulures» (terriers de Thalassinoïdes), n'ont jusqu'ici pas été repérées au Vuache.

Le faciès largement dominant des Tidalites de Vouglans est un calcaire gris blanchâtre micritique, faiblement pyriteux, homogène, à cassure conchoïdale. A patine grise à gris jaunâtre avec des taches violacées, ce calcaire sublithographique présente une couleur bleutée à la cassure fraîche: c'est le «Portlandien flammé» des anciens auteurs. Les critères d'identification de ce calcaire déposé en milieu tidal sont la présence de tapis algaires associés à

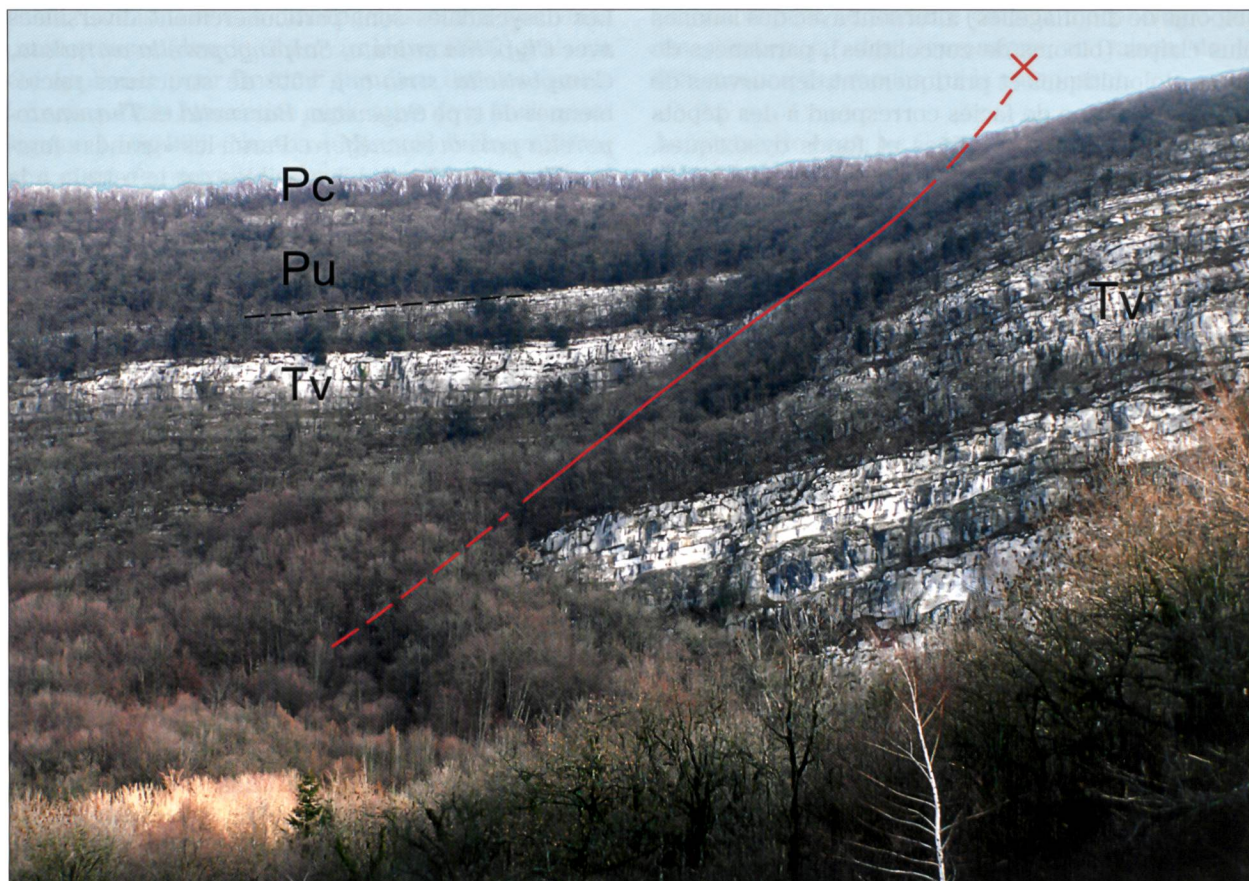


Fig. 12: Vue sur la paroi SW du Vuache depuis le portail sud de l'autoroute A40; fracture sénestre bien visible sur la photo. Tv: Tidalites de Vouglans; Pu: Formation de Goldberg; Pc: Formation de Pierre-Châtel.

d'autres caractères typiques d'un paléoenvironnement de plaine d'estran: fentes de dessiccation, fenestreae, pseudomorphoses de gypse, brèches de dissolution, d'effondrement ou de collapse.

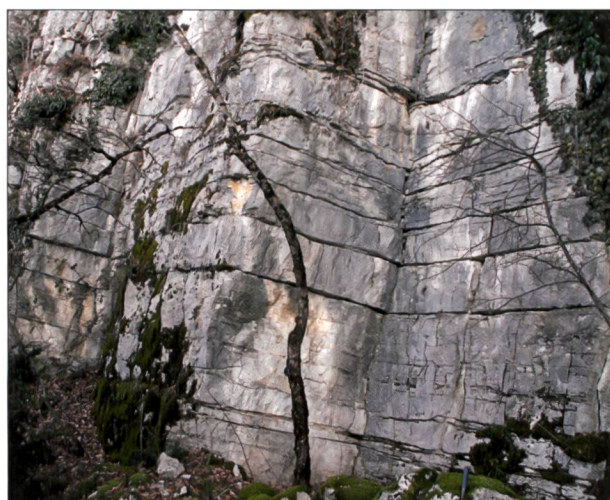


Fig. 13: Tidalites de Vouglans (Tithonien l. s.). Versant SW du Vuache, près du départ du sentier menant au Golet du Pey, proche du portail sud du tunnel autoroutier de l'A40.

Dans les Tidalites de Vouglans s'intercalent sporadiquement de minces «crachées» détritiques, de microbrèches à cailloux noirs et multicolores, d'oolithes, d'oncoïdes, de micropellets, de petits galets mous, des oogones de characées (dont *Porochara fusca*) et des ostracodes. Ces microlites détritiques deviennent plus fréquents vers le haut de la formation, en s'approchant des faciès dits «purbeckiens» (= Formation de Goldberg). Dans la galerie de reconnaissance doublant les deux tunnels autoroutiers de l'A40, qui traversent le Vuache, ces faciès «purbeckiens» apparaissent sur 3 m d'épaisseur, à une soixantaine de mètres au-dessous de la limite «cartographique» adoptée par les auteurs entre la Formation de Goldberg et celle des Tidalites de Vouglans. Seuls, quelques nérinées (surtout à la base) et des bivalves ont été découverts dans les Tidalites de Vouglans, pauvres en macrofaune, mais qui ont livré plus au nord, à Plagne, la plus longue piste d'Europe d'empreintes de dinosaures.

En lames minces, les microfossiles sont très dispersés dans une micrite homogène ou microzonée et microlaminée. En revanche, les «crachées» détritiques renferment des associations plus riches et variées

comprenant des algues (*Campbelliella striata* [Pl. 1, Fig. 7], *Salpingoporella* sp., *Clypeina* sp., «calcaires à vaginelles» *auct.* surtout à la base), des foraminifères (*Redmondoides lugeoni*, Textulariidae, Verneulinidae, miliolae, trocholines), des coprolithes (*Favreina* sp.) et des ostracodes.

Dans le Jura méridional, la formation des Tidalites de Vouglans, dépourvue de fossiles biostratigraphiques significatifs, est datée par encadrement, entre les *Gravesia* des Couches de Chailley sous-jacentes et les ammonites caractéristiques du Tithonien terminal – Berriasien basal récoltées dans la Formation de Goldberg sus-jacente (Donzeau et al. 1997: 37). Au Vuache, les Tidalites de Vouglans peuvent donc être attribuées au Tithonien *lato sensu*.

■ IV. DESCRIPTION DES TERRAINS DU CRÉTACE INFÉRIEUR

Alors que les terrains du Jurassique moyen et supérieur n'affleurent que sur le versant occidental du Vuache, les terrains du Crétacé inférieur *pro parte* sont observables sur ses deux versants ainsi qu'au Mont de Musièges (Figs. 2A, B, C). Rappelons que le décrochement sénestre du Vuache (= «faille du Vuache» *auct.*) a joué un rôle majeur au Valanginien supérieur et à l'Hauterivien inférieur où les faciès et les épaisseurs diffèrent de part et d'autre de cet accident (Charollais et al. 1983). À l'Hauterivien supérieur *pro parte* (zone à *Ligatus*), Conrad & Clavel (2008) font état d'une différence d'épaisseur d'un niveau à structures microbiennes de type *Bacinella* de part et d'autre de ce décrochement. En revanche, la formation de Goldberg (Häfeli 1966), comme les formations de Pierre-Châtel, Vions et Chambotte inférieure (Steinhauser & Lombard 1969), sont identiques des deux côtés de cet important accident.

À l'exception des «Marnes d'Hauterive» recouvertes par la végétation, toutes les formations comprises entre le Berriasien et le Barrémien inférieur, affleurent à l'extrémité septentrionale du Vuache, le long de la D908a entre Chevrier et Entremont (Fig. 5), où Schardt (1891, pl. V) les avaient déjà relevées et figurées au 1/500^e, puis Arikani (1963) et Blondel (1984, 1990). Elles sont également partiellement observables au Mont de Musièges, au bord de la D187 reliant le Malpas à Musièges; mais là, une portion des affleurements est en partie couverte par la végétation et fortement perturbée par des failles, comme l'avaient illustrée Charollais et al. (1983: 236, Fig. 7). La seule coupe complète des terrains compris entre le Tithonien et l'Hauterivien supérieur, qui pourrait servir de référence, a été levée banc par banc (Charollais et al. 1978) lors du percement à l'explosif de la galerie de reconnaissance et des deux tubes autoroutiers de

l'A40. Sans accidents tectoniques majeurs, comme le montre le profil prévisionnel de Coyne & Bellier (1978, *in* Charollais et al. 1983: 232, Fig. 4), cette coupe aujourd'hui inaccessible parce que bétonnée, a été échantillonnée minutieusement. Un log lithologique au 1/100^e, des échantillons de roches, des fossiles et des lames minces déposés au Muséum d'Histoire naturelle de la Ville de Genève sont aisément consultables. Quelques fossiles seulement ont été mis en collection à Lyon avec la numérotation de la Faculté des Sciences de Lyon (FSL).

1. La Formation de Goldberg: Berriasien inférieur (Pu)

Seule la partie supérieure des faciès dits «purbeckiens» de la Formation de Goldberg définie par Häfeli (1966) affleure au défilé de l'Ecluse le long de la D908a (coord.: 723 850 E; 5 111 150 N) et au Mont de Musièges, notamment au bord de la D187 (coord.: 729 380 E; 5 101 220 N), où elle est replissée. Blondel (1990: 181) avait estimé son épaisseur à une trentaine de mètres le long de la D908a entre Chevrier et Entremont. Dans les tunnels du Vuache, cette formation atteint 38 m. En général, les faciès extrêmement variés de cette formation, à prédominance marneuse, déterminent une combe bien repérable dans la morphologie. Elle est encadrée, à la base, par la barre calcaire des Tidalites de Vouglans (Tithonien) et par celle de Pierre-Châtel (Berriasien moyen *l. s.*), au sommet (Fig. 14). Lors du percement des tubes autoroutiers de l'A40, les différents faciès de la Formation de Goldberg sont apparus dans des conditions optimales, ce qui n'est jamais le cas sur le terrain; c'est pourquoi nous en avons figuré les plus caractéristiques (Pls. 2, 3).

Des photos prises dans la galerie de reconnaissance montrent la bréchification de bancs micritiques liée à la dessiccation des vases carbonatées et à la pédogenèse (Pl. 2, Figs. a-c). Les marnes vertes de la Formation de Goldberg au sommet des séquences émerives sont constituées d'un mélange d'illite et de smectite alumino-ferrifère. Ces dépôts résultent à la fois d'apports détritiques provenant de l'érosion de sols développés en climat chaud à forts contrastes saisonniers de l'humidité et de transformations *in situ* (Deconinck & Strasser 1987). Les galets noirs très fréquents et caractéristiques de la Formation de Goldberg sont constitués de mudstones et packstones péritidaux. La coloration noire est due à l'imprégnation du sédiment en milieu réducteur par de la matière organique dissoute et/ou colloïdale d'origine végétale fixée par adsorption à la surface des microcristaux carbonatés (Strasser & Davaud 1983). Le caractère polygénique des brèches de la Formation de Goldberg est bien visible sur la section polie (Pl. 2, Fig. d); ces brèches rassemblent à la fois des galets noirs, des clastes de micrite à laminations algaires et



Fig. 14: Vue sur la série berriaso-valanginienne à l'extrémité méridionale du Vuache, au-dessus de Chaumontet. De la base au sommet: Tidalites de Vouglans (Tv), Formation de Goldberg (Pu), Formation de Pierre-Châtel (Pc), Formation de Vions (Vi), Formation de la Chambotte inférieure (Chb), Calcaires roux auct. (Cr) recouverts par la forêt. A l'aplomb des maisons, faille N-S à très faible rejet.

des fragments de micrites calcrétisées. Une autre section polie (Pl. 2, Fig. e) permet de voir le développement d'une croûte calcrétisée sur une micrite azoïque; le fin niveau granulaire observable à la base de la calcrète est constitué de glaebules; les tubes sinueux irréguliers visibles dans la calcrète (Pl. 2, Fig. e en haut à droite) sont des manchons rhizolithiques. Ces niveaux calcrétisés qui se retrouvent dans tout le Jura méridional témoignent d'émersions majeures et durables et confirment l'existence d'un climat chaud caractérisé par l'alternance de périodes sèches et humides (Davaud et al. 1983).

En conclusion, la présence de galets noirs, de rhizolithes, de fissures circumgranulaires et de faciès partiellement calcrétisés traduisent des phases d'émer-sion durable au cours desquelles commencent à se développer des paléosols.

Ces émer-sions se manifestent à l'échelle microscopique par plusieurs types de faciès (Pl. 3, Figs. a-d):

- mudstone à birdseyes, galets noirs et tiges et oogones de charophytes (Pl. 1, Figs. 8, 9; pl. 3, Fig. a);
- mudstone à birdseyes; les planchers micritiques situés à la base des cavités proviennent de l'effondrement du toit des cavités alors que le sédiment n'était pas encore lithifié (Pl. 3, Fig. b);
- mudstone avec manchon rhizolithique à l'intérieur duquel se développent de fines cloisons micritiques liées à l'activité microbienne (*alveolar structure*; Klappa 1980) (Pl. 3, Fig. c);

- mudstone à gastéropodes à fissures circumgranulaires; ces fissures résultent de la rétraction de la vase carbonatée lors de l'alternance saisonnière de phases de déshydratation et d'humectation (Pl. 3, Fig. d);
- packstone à peloïdes et foraminifères (Pl. 3, Fig. e) présentant une matrice intergranulaire brunâtre qui traduit un début de calcrétisation;
- rudstone à agrégats (*lumps*) (Pl. 3, Fig. f) à la base desquels se développent des ciments stalactitiques qui révèlent une diagenèse précoce en milieu vadose.

Les faciès de la Formation de Goldberg, extrêmement variés verticalement et latéralement (calcaires oolithiques, bioclastiques, à oncoïdes, pelletoides; marnes vertes; brèches à cailloux noirs; évaporites, etc.), s'expliquent par la variabilité des environnements de dépôts: lacs côtiers d'eau douce, estrans, plages, lagons saumâtres, hypersalins ou à salinité normale, barres oolithiques ou bioclastiques.

Une vue aérienne actuelle de la baie de Floride (Pl. 2, Fig. f) correspond à un environnement présentant de fortes analogies avec celui qui prévalait lors du dépôt des faciès de la Formation de Goldberg: vaste baie à salinité très variable, à hydrodynamisme très faible, segmentée par des chaînes d'îlots, sur lesquels se développent des mares d'eau douce.

Au Vuache et au Mont de Musièges, la Formation de Goldberg n'a pas fourni d'ammonites jusqu'ici. En revanche, dans le synclinal de Menthrières, situé à quelques kilomètres plus au NNW, Clavel et al. (1986:

326) ont découvert vers le sommet de cette formation, *Pseudosubplanites* gr. *lorioli* et *Tirnovella* gr. *allobrogensis-suprajurensis*, qui permettent de rapporter la Formation de Goldberg au Berriasien inférieur, aux zones à Jacobi/Grandis et à la base de la sous-zone à Subalpina (Clavel et al. 1986, Blondel 1990, Charollais et al. 2008). Cette datation est confirmée par d'autres ammonites (*Pseudosubplanites* gr. *lorioli*, *Ps. combesi*) récoltées dans des régions voisines, au Salève et à la cluse de Chailles. Cet âge est en accord avec les données fournies par les associations de dasycladales, de charophytes et d'ostracodes (Mojon *in* Blondel et al. 1986: 10; Mojon & Strasser 1987; Mojon 2002).

2. La Formation de Pierre-Châtel: Berriasien moyen (Pc)

Facilement repérable dans la morphologie du Vuache (Fig. 14), la barre calcaire blanchâtre de la Formation de Pierre-Châtel atteint une trentaine de mètres d'épaisseur dans une carrière anciennement exploitée au bord de la D908a (coord.: 723 880 E; 5 111 150 N), à l'extrémité septentrionale du Vuache, en face de Fort l'Ecluse (Fig. 5). Egalement bien visible au Mont de Musièges, le long de la D187 (coord.: 729 360 E; 5 101 230 N), elle y mesure environ 25 m. Dans le tunnel de l'A40, où la Formation de Pierre-Châtel atteint 29 m d'épaisseur, des poches et filons remplis de Grès sidérolithiques tertiaires traversent les bancs calcaires. La base et le toit de la Formation de Pierre-Châtel sont tous deux marqués par une surface de ravinement et/ou par un hard ground (Blondel 1990: 182).

Affleurant largement dans tout le chaînon du Vuache et du Mont de Musièges, la Formation de Pierre-Châtel est constituée de bancs d'ordre décimétrique à métrique composés de calcaires micritiques et bioclastiques, parfois oolithiques, riches en foraminifères benthiques, dasycladales (*Salpingoporella annulata*, *Clypeina solkani*, *C. sulcata*, *Linoporella capriotica*, *Actinoporella* gr. *podolica*) et fragments d'organismes caractéristiques d'un environnement de plate-forme péri-récifal (coraux, rudistes, nérinées). Parmi les foraminifères, la fréquence de grands foraminifères complexes, telles que *Pseudocyclammmina lituus* (Pl. 1, Fig. 10), bien détectables à la loupe sur le terrain, permet d'identifier cette formation, qui présente beaucoup d'affinités faciologiques avec celle de la Chambotte ou même parfois avec les Calcaires urgoniens. En effet, ces trois formations, qui se sont déposées dans des environnements identiques, renferment des associations de foraminifères communes, bien repérables à la loupe, comme des miliolidés, des trocholines, des textulariidés, des nautiloculines, etc.

La base de la Formation de Pierre-Châtel datée notamment grâce à la découverte au Grand Salève de *Subalpinites* sp., appartient aux deux tiers supé-

rieurs de la sous-zone à Subalpina (= base du Berriasien moyen). De plus, l'analyse séquentielle a permis de scinder la Formation de Pierre-Châtel en deux séquences (Be3 et Be4), dont l'inférieure a fourni *Berriasella* cf. *privasensis* près du Crozet situé à une vingtaine de kilomètres au NNE du Vuache (Charollais et al. 2007: 36). Ces deux séquences sont séparées par une surface de discontinuité qui se suit sur toute la plate-forme jurassienne, notamment à 25 km au nord du Vuache, près de Gex, où Charollais et al. (2007) ont découvert des empreintes de dinosaures.

Le sommet de la Formation de Pierre-Châtel n'a pas fourni jusqu'ici d'ammonites; il est attribué par encadrement à la sous-zone à Paramimounum (base du Berriasien supérieur). Toutes ces datations en accord avec celles fournies par les dasycladales et les charophytes, ont été confirmées par Charollais et al. (2008: 200, Fig. 2) dans leur étude sur la biostratigraphie et le découpage séquentiel des formations du Crétacé inférieur de la plate-forme jurassienne.

3. La Formation de Vions: Berriasien supérieur pro parte (Vi)

La Formation de Vions, encadrée par les deux barres calcaires des formations de Pierre-Châtel à la base et de la Chambotte inférieure au sommet (Fig. 14), pourrait être éventuellement confondue avec la Formation de Goldberg de par sa diversité des faciès et sa traduction morphologique dans le paysage (combe). Pourtant elle s'en distingue assez facilement par ses couleurs variées suivant les degrés d'oxydation allant du roussâtre au gris bleuâtre (Fig. 15), sa teneur toujours significative en quartz détritique et par certains faciès bioturbés comme le montrent les nombreux terriers de type *Thalassinoides*.

Au Vuache, au défilé de l'Ecluse le long de la D908a, là où la Formation de Vions est la plus accessible (coord.: 723 930 E; 5 111 150 N), elle atteint 26 m d'épaisseur. Dans sa partie centrale, dans les tunnels de l'A40, elle a été reconnue sur 27 m. Les alternances de bancs décimétriques à métriques de calcaires plus ou moins argileux et de niveaux décimétriques marneux présentent des lithologies très variées. De nombreux hard grounds avec encroûtements ferrugineux, et parfois perforations de lithophages, soulignent plusieurs discontinuités et témoignent de nombreux arrêts de sédimentation, comme l'ont démontré Charollais et al. (2007: 37, Fig. 5).

Au Mont de Musièges, le long de la D187 (coord.: 729 350 E; 5 101 220 N), la Formation de Vions amputée de sa partie supérieure par un plan de faille (Charollais et al. 1983: 236, Fig. 7), n'apparaît que sur



Fig. 15: Dans le Défilé de l'Ecluse, ancienne carrière actuellement abandonnée au bord de la D908a, entaillée dans la Formation de Vions. C'est ici dans ces alternances de calcaires bioturbés et de marnes gréseuses et ferrugineuses que Blondel (1984) a récolté des restes de crustacés décapodes et des fragments de carapace osseuse de chéloniens.

14,50 m d'épaisseur. Les faciès et associations paléontologiques de la portion visible à l'affleurement correspondent à celles observées à l'extrémité septentrionale du Vuache et dans les tunnels de l'A40.

La Formation de Vions a fourni de nombreux fossiles: ammonites (seulement à la base), calpionelles, charophytes, ostracodes, dinokystes, fragments de chéloniens, crustacés décapodes (avec leurs terriers caractéristiques), bivalves, gastéropodes, dents de poissons, débris de charbon, etc. Parmi les foraminifères, *Pavlovecina allobrogensis* (Pl. 1, Fig. 11) est un marqueur biostratigraphique important. Relativement fréquent vers la base de la formation, il est de surcroît visible à la loupe sur le terrain et souvent associé à *Pseudotextulariella courtionensis* (également présente dans la Formation de Pierre-Châtel sous-jacente).

Au Mont de Musièges, la partie inférieure de la Formation de Vions a livré (Clavel et al. 1986: 330) *Pictetoceras* aff. *moesica* / aff. *jauberti* (Pl. 4, Fig. 1) caractéristique des sous-zones à Paramimounum et à Picteti. Plus au nord, dans une carrière de la région du Crozet, cette formation a également fourni (Charollais et al. 2007: 36) *Mazenotoceras broussei*, ammonite de la partie inférieure de la sous-zone à Paramimounum. Au Salève, autre chaînon jurassien proche du Vuache, Zaninetti et al. (1988: 59) ont décrit dans la Formation de Vions (carrières de Monnetier) *Calpionellopsis oblonga*, qui apparaît dans la sous-zone à Picteti. Plus au sud, à la montagne de la Chambotte, Darsac (1983) mentionne, en plus de *Calpionellopsis* sp., *Lorenziella hungarica*, qui débute dans la sous-zone à Alpillensis. L'attribution de la Formation de Vions au Berriasien supérieur (zone à Boissieri *pro parte*) est donc forte-

ment argumentée (Charollais et al. 2008: 200, Fig. 2). Elle est en accord avec les résultats fournis par les ostracodes (Donze *in* Blondel et al. 1986: 41, pl. 13), les charophytes (Mojon *in* Blondel et al. 1986: 16) et les dinokystes (Monteil, inédit).

4. La Formation de la Chambotte inférieure: Berriasien supérieur *pro parte* (Chb)

La barre calcaire à patine blanche de la Formation de la Chambotte inférieure, particulièrement bien visible dans la morphologie au-dessus de Chaumontet (Fig. 14), est beaucoup plus discrète à l'extrémité septentrionale du Vuache, où seule la base de la Formation affleure dans une ancienne carrière en bordure de la D908a. Le long de cette route, Blondel (1990) lui attribue une épaisseur totale de 17 m, mais ce secteur (coord.: 723 950 E; 5 111 150 N) partiellement recouvert par la végétation recèle quelques failles. En revanche, dans le tube sud de l'A40, nous l'avons observée sur 27 m, ce qui correspond à l'évaluation de Schardt (1891: 72), qui l'avait reconnue sur 25 m. Ces différentes estimations peuvent résulter de plusieurs facteurs: limites de faciès floues, fracturation, mode de dépôt originel.

Le passage entre les lithologies des formations de Vions et de la Chambotte inférieure n'étant pas clairement tranché, leurs limites sont difficiles à fixer. En effet, comme l'écrit Blondel (1990: 183), la partie supérieure de la Formation de Vions se caractérise «par un appauvrissement en éléments quartzueux et un enrichissement en carbonates, en débris bioclastiques et en ooïdes». D'autre part, dans la Formation de la Chambotte inférieure traversée par le tube sud de l'A40, nous avons relevé des plans de failles dont les rejets sont malaisés à évaluer, comme c'était aussi le cas dans la galerie de reconnaissance (voir profil géologique du rapport de Coyne & Bellier [1978], *in* Charollais et al. 1983: 232, Fig. 4). Enfin, des variations originelles d'épaisseur caractérisent certainement cette formation composée d'un matériel carbonaté déposé sur une plate-forme au gré des courants, comme le prouve la tempestite (Figs. 16A, B) découverte sur le versant SW du Vuache, au NW de Chaumont, au lieu-dit Sur la Montagne (coord.: 728 300 E; 5 103 280 N).

Au Mont de Musièges, la Formation de la Chambotte inférieure, limitée par des plans de faille, est extrêmement réduite (Charollais et al. 1983: 237, Fig. 8).

Les faciès de la Formation de la Chambotte inférieure rappellent ceux de la Formation de Pierre-Châtel; ils correspondent à un environnement péri-récifal de plate-forme marine peu profonde. Parmi les nombreux foraminifères qu'ils renferment (Blondel et al.

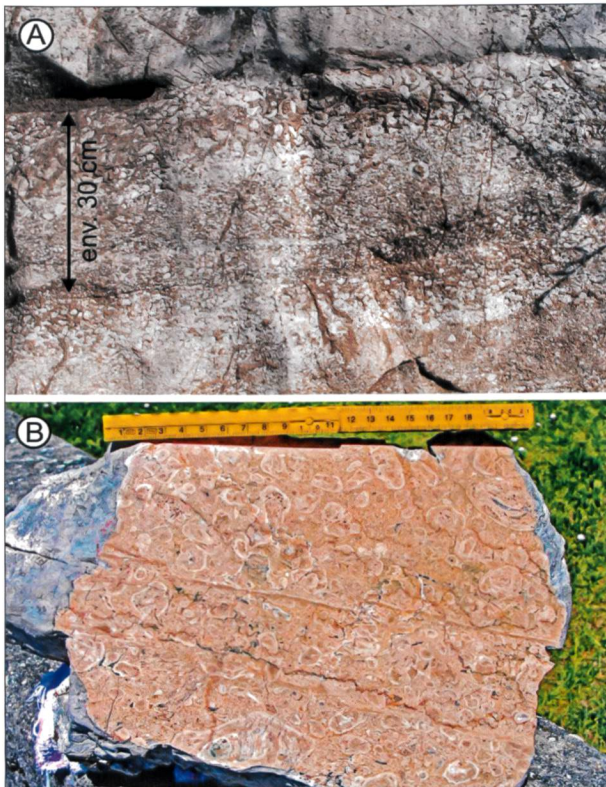


Fig. 16: Tempestite dans la Formation de la Chambotte inférieure. Versant SW du Vuache, au lieu-dit Sur la Montagne, au NW de Chaumont.

16A: vue de l'affleurement; 16B: section polie montrant des bio- et des intraclastes encroûtés par des onchoïdes, ce qui prouve la mise en place du dépôt en deux temps.

1986: 41, pl. 13), l'un d'entre eux, *Pfenderina neocomiensis* (Pl. 1, Fig. 12), bien visible à la loupe, permet d'identifier facilement la Formation de la Chambotte inférieure. Rappelons toutefois que ce foraminifère apparaît déjà dans la partie supérieure de la Formation de Vions (Salvini-Bonnard et al. 1984). D'autre part, *Pseudocyclammina lituus* (Pl. 1, Fig. 10) relativement fréquente dans la Formation de Pierre-Châtel se trouve également, mais plus rarement, dans la Formation de la Chambotte inférieure (Salvini-Bonnard et al. 1984: 179, tab. 2).

Datée par les formations qui l'encadrent, la Formation de la Chambotte inférieure appartient à la zone à Otopeta (Berriasien supérieur). Une lacune sédimentaire marquée par un hard-ground à perforations de lithophages, déjà observée sur le versant oriental du Vuache par Blondel (1990: 183), la sépare des Marnes d'Arzier sus-jacentes.

5. Le Membre du Guiers?

Bien développé dans tout le Jura méridional au sud du Vuache, le Membre du Guiers n'a pas été reconnu à

l'affleurement sur le territoire couvert par la carte géologique (Figs. 2A, B, C). Dans la galerie de reconnaissance et dans les tunnels autoroutiers de l'A40 (Charollais et al. 1978), la zone comprise entre le sommet de la Formation de la Chambotte inférieure et la base du Calcaire roux est fracturée comme le montre la coupe géologique du rapport de Coyne & Bellier (1978, *in* Charollais et al. 1983: 232, Fig. 4); aussi convient-il d'être prudent sur la présence ou l'absence de cette unité lithologique dans ce secteur du Vuache. Blondel (1990: 185) mentionne également le long de la D908a, des faciès qui pourraient se rapporter au Membre du Guiers, sans toutefois l'affirmer avec certitude.

Dans le sondage Musièges-1 (coord. Lambert: 880,335/119,650) foré par PREPA en 1961-1962, N. Steinhauser (communication orale) avait cru identifier le Membre du Guiers entre la Formation de la Chambotte inférieure et les Calcaires roux *auct.* Mais, la description de la lithologie du log de forage n'est pas assez précise pour se prononcer avec certitude.

6. Les Marnes d'Arzier (Valanginien basal)

Au Vuache comme dans tout le Jura méridional, les affleurements de Marnes d'Arzier sont généralement masqués par le couvert végétal. Toutefois, dans la partie septentrionale du Vuache, sans en préciser son lieu de prélèvement, Blondel (1990: 184) cite un affleurement de Marnes d'Arzier «visible sur environ 2 m», dans lequel il a recueilli des éponges calcaires, de rares échinides, des foraminifères (dont *Choffatella pyrenaica*), des ostracodes, parmi lesquels *Valendocythere helvetica* et *Cythereis matura* (Mojon *in* Blondel 1990: 184). Schardt (1891: 71) avait déjà signalé cette unité lithologique très fossilifère, qu'il estimait «de 2 à 2,50 m» d'épaisseur, le long de la D908a, entre Chevrier et Entremont. Dans le tube sud de l'A40, directement sous les Calcaires roux *auct.*, des faciès marneux ont été observés sur une épaisseur de 3 m (Charollais et al. 1978); ils pourraient correspondre aux Marnes d'Arzier. Sur la carte géologique à 1/25 000 (Figs. 2A, B, C), cette unité lithologique n'a pas été représentée en raison de sa trop faible épaisseur. Rappelons que Septfontaine (1971) a décrit dans les Marnes d'Arzier près du tunnel routier du Fort de l'Ecluse (Mouty 1966: 59), *Echusia moutyi* reconnue dans cette unité lithologique en plusieurs points du Jura méridional et sud-vaudois (Mojon 2006).

Lors des relevés de terrains, deux d'entre nous (B. M. et R. W.) ont observé sur deux mètres d'épaisseur, des faciès marneux, qui pourraient se rapporter aux Marnes d'Arzier, au-dessus d'Olliet à la cote 875 m, à environ 130 m en contrehaut du chemin des Espagnols (coord.: 727 150 E; 5 105 950 N).

Au Mont de Musièges, les Marnes d'Arzier ont été reconnues avec certitude grâce à leur association d'échinides (dét. B. Clavel, inédit): *Acrosalenia patella*, *Goniopygus decoratus*, *Plegiocidaris* cf. *pustulosa*, *Polydiadema grasi*, *Trochotiara caroli*, *T. pusilla* (Charollais et al. 1983: 236). Leur épaisseur n'est pas mesurable car elles affleurent dans un contexte tectonique complexe (Charollais et al. 1983: 237, Fig. 8).

Datée par dinokystes (E. Monteil 1991, inédit) à la localité-type (carrière de la Violette, près St.-Cergues), les Marnes d'Arzier *stricto sensu* appartiennent à la base de la zone à Pertransiens (Valanginien inférieur basal). Dans un article récent, Mojon (2006) rappelle la grande richesse paléontologique de cette unité lithologique, dont l'épaisseur varie de 0 à quelques mètres, comme l'avait démontré Mouty (1966).

7. Les Calcaires roux auct.: Valanginien inférieur (Cr)

Au Vuache, les Calcaires roux *auct.* représentent une formation facilement identifiable et cartographiable. Non définie formellement, cette unité lithologique composée d'un ensemble de bancs centimétriques à décimétriques, souvent à structures obliques, comprend des calcaires bioclastiques à patine rousse, plus ou moins quartzeux et peu glauconieux, riches en

oxydes de fer, d'où la patine rousse (Fig. 17). Les débris d'échinides constituent la majorité des bioclastes, qu'accompagnent parfois de nombreuses oolithes. Ces grainstones déposés en des milieux de haute énergie comprennent également des fragments de bryozoaires, de crinoïdes, de spongiaires et de bivalves. Au Vuache, la partie inférieure de cette formation est riche en silex. Estimés à 35 m d'épaisseur par Blondel (1990: 185) à partir d'affleurements de surface, les Calcaires roux ont été observés sur 37 m, lors de nos relevés dans la galerie de reconnaissance de l'A40 (Charollais et al. 1978). En revanche, Schardt (1891) les avait évalués à 22,50 m.

Au Mont de Musièges, l'absence de l'ensemble des Calcaires roux *auct.*, représentés par un seul banc de 0,50 m, le long de la D187 (Charollais et al. 1983: 237, Fig. 8) et plus haut dans la pente à 550 m, est due à une fracturation importante liée au passage du grand décrochement sénestre du Vuache (Charollais et al. 1983; 236, Fig. 7). En revanche dans le forage Musièges-1, les Calcaires roux *auct.* ont été clairement identifiés sur plus de 10 m d'épaisseur.

Au Vuache et au Mont de Musièges, les Calcaires roux *auct.* n'ont pas fourni de fossiles significatifs sur le plan biostratigraphique. Rappelons que dans la coupe stratotypique de Valangin, l'un de nous (B. C.) a découvert *Platylenticeras gevrilianum* dans la partie supérieure des Calcaires roux de cette coupe



Fig. 17: Affleurement de Calcaires roux auct. sur «le chemin des Espagnols», à l'W d'Olliet.

(Busnardo & Thieuloy, 1989: 113), ce qui permet de rattacher cette formation au Valanginien inférieur (zone à Pertransiens et base de la zone à Compylotoxus). Cette datation est en accord avec celle de Baumberger (1901, 1903-1910), qui a recueilli et figuré de nombreuses ammonites dans cette formation. Les dinokystes et ostracodes reconnus dans les Calcaires roux *auct.* d'autres régions du Jura, confirment encore leur attribution au Valanginien inférieur (Charollais et al. 2008: 200, Fig. 2).

8. Les Calcaires à *Alectryonia rectangularis*: base du Valanginien supérieur

Au Vuache, les Calcaires à *Alectryonia rectangularis*, dont les faciès sont très proches de ceux des Calcaires roux *auct.*, ont été regroupés avec ces derniers sur notre carte géologique (Figs. 2A, B, C). En effet, cette unité lithologique estimée à 6,15 m dans les tunnels de l'A41 par Charollais et al. (1989) et que Schardt (1891, pl. V) avait évaluée à 12,90 m au bord de la D908a, ne peut pas être individualisée sur une carte à 1/25 000 parce que trop réduite en épaisseur. Pourtant, elle doit en être distinguée du point de vue stratigraphique, car elle est séparée des Calcaires roux *auct.*, par une importante discontinuité due à l'exondation générale de la plate-forme jurassienne à la fin du Valanginien inférieur (zone à Campylotoxus).

Les Calcaires à *Alectryonia rectangularis* se composent de bancs décimétriques de calcaires roux bioclastiques à texture grainstone séparés par des joints centimétriques plus argileux. Très riches en huîtres (*Alectryonia rectangularis*), ils renferment également des débris de crinoïdes, de bryozoaires, de serpules et de spongiaires. La microfaune comprend des Nodosaridae, des Textularidae, *Citaella favrei* et des nubéculaires encroûtantes.

Dans les tunnels de l'autoroute A40, la partie sommitale lumachellique des Calcaires à *Alectryonia rectangularis* a livré des gastéropodes, des lamelli-branches (*Arca* sp.), des brachiopodes, des bélemnites et des térébratules; elle se termine par un hard ground. Datés par un *Teschenites* sp., les Calcaires à *Alectryonia rectangularis* du Vuache doivent être attribués, selon Charollais et al. (2008: 200, Fig. 2), à la base du Valanginien supérieur (zone à *Verrucosum lato sensu*), et non pas à la zone à *Callidiscus* comme l'avaient précédemment écrit Charollais et al. (1983: 242).

Au Mont de Musièges, l'absence des Calcaires à *Alectryonia rectangularis* pourrait s'expliquer par l'intense fracturation due au décrochement sénestre du Vuache. Cependant nous ne souscrivons pas à cette hypothèse car, comme il a déjà été démontré

par Charollais et al. (1983: 241-242, Fig. 10), la comparaison des faciès et des faunes de part et d'autre de la «faille du Vuache» conduit à admettre une différence bathymétrique des deux côtés de cet accident à certaines périodes du Valanginien inférieur, au Valanginien supérieur et pendant une grande partie de l'Hauterivien inférieur.

9. Le «Complexe des Marnes d'Hauterive» *auct.* (Mh): Valanginien sommital – Hauterivien inférieur basal et le «Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel» *auct.* (Pj): Hauterivien inférieur – Hauterivien supérieur basal

Les faciès et les épaisseurs du «Complexe des Marnes d'Hauterive» *auct.* et du «Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel» *auct.* présentent des variations latérales de part et d'autre du décrochement sénestre du Vuache. Les descriptions lithologiques porteront donc, d'une part, sur les affleurements du compartiment oriental (Vuache), complétés par les observations faites dans les tunnels de l'A40, et d'autre part, sur ceux du compartiment occidental (Mont de Musièges). Pour les détails, nous renvoyons le lecteur aux publications de Schardt (1891), Mouty (1966), Charollais et al. (1983, 1989), Blondel (1990) et Donzeau et al. (1997b).

Rappelons que dans la région du Vuache – Mont de Musièges, comme dans l'ensemble du Jura méridional et du bassin franco-genevois (Donzeau et al. 1997b: 49-50; Charollais et al. 1998: 43), la terminologie «Marnes d'Hauterive» et «Pierre jaune de Neuchâtel» ne doit plus être utilisée pour dénommer les terrains compris entre les Calcaires à *Alectryonia rectangularis* et l'Urgonien jaune: ces termes correspondent à des faciès et non pas à des «formations» au sens formel. Mais, afin d'assurer la compatibilité de la nouvelle carte géologique du Vuache (Figs. 2A, B, C) avec la feuille «Saint-Julien-en-Genevois» à 1/50 000 (Donzeau et al. 1997a), nous avons choisi deux couleurs différentes pour caractériser ce qu'il a été convenu d'appeler «Complexe des Marnes d'Hauterive» *auct.* et «Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel» *auct.*

Vuache: coupes de long de la D908a et dans les tunnels de l'A40

Dans les tunnels de l'A40, le «Complexe des Marnes d'Hauterive» *auct.* et le «Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel» *auct.* relevés banc par banc et décrits en détail sur une épaisseur totale de 103,15 m par Charollais et al. (1989: 58-62), ont été schématisés et reportés sur le log lithologique (Fig. 3). Le long de D908a, Blondel (1990: 186-187) leur attribue une épaisseur de 90 m, alors que Schardt (1891) estimait leur puissance à 97 m. Dans le talus de cette route, les

lacunes d'observation sont fréquentes. Aussi, est-il difficile de corréliser niveau par niveau les logs lithologiques de Schardt (1891), de Charollais et al. (1989) et de Blondel (1990).

Le «*Complexe des Marnes d'Hauterive*» *auct.* d'une épaisseur de 66,75 m dans les tunnels de l'A40 (Charollais et al. 1989: 60-61 et Fig. 3), est essentiellement constitué de marnes plus ou moins carbonatées, plus précisément de biomicrites argileuses quartzo-glauconieuses à spicules de spongiaires. Dans son tiers inférieur, il renferme un niveau de 11,75 m de biocalcarénites quartzo-glauconieuses, parfois à structures obliques, rappelant le faciès de la «Pierre jaune de Neuchâtel». Dans la moitié supérieure, le «Complexe des Marnes d'Hauterive» *auct.* comprend des biomicrites argileuses quartzo-glauconieuses à spicules de spongiaires à aspect michoïde.

A leur base, dans les tunnels de l'autoroute A40, les faciès de type «Marnes d'Hauterive» ont fourni de nombreux fossiles dont quelques ammonites. En effet, juste au dessus d'un niveau à *Teschenites* sp. (FSL 109907, 109910a, b) de la zone à *Callidiscus* du Valanginien supérieur (Pl. 5, Figs. 1, 2, 3), ils ont livré, avec de nombreux *Toxaster retusus* et de rares *Cymatoceras pseudoelegans* (FSL 109911), *Acanthodiscus radiatus*, *Leopoldia* gr. *leopoldina* (FSL 109906), *Saynella neocomiensis* (FSL 109901, 109908, 109909, 109912, 109913; Pl. 6, Figs. 1, 2), *Olcostephanus* sp., *Breistrofferella* sp. (FSL 109900). Dans la partie supérieure du «Complexe des Marnes d'Hauterive» ont été reconnus *Saynella clypeiformis*, *Lyticoceras inaequicostatum* (FSL 109902) (Pl. 5, Fig. 4). Le «Complexe des Marnes d'Hauterive» *auct.* doit donc être attribué à l'intervalle compris entre le Valanginien sommital (zone à *Furcillata*) et l'Hauterivien inférieur (zones à *Radiatus* et à *Loryi pro parte*). Ces datations sont en accord avec la nannoflore (Manivit 1989: 225) et avec les associations palynologiques (Fauconnier 1989) étudiées à partir d'échantillons prélevés essentiellement dans le «Complexe des Marnes d'Hauterive» traversé par les tunnels autoroutiers de l'A40.

Le «*Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel*» *auct.* correspond, dans les tunnels de l'autoroute A40, à un ensemble lithologique de 36,40 m de puissance, à prédominance carbonatée, composé essentiellement de biocalcarénites quartzo-glauconieuses (avec parfois des oolithes), renfermant une association caractéristique de plate-forme: corallinales, dasycladales, bryozoaires, nautiloculines, trocholines, miliolles, etc. (Charollais et al. 1989: 61-62, Fig. 3). Cet ensemble comprend des phases calcarénitiques de type grainstone à ooïdes et microfaune de haute énergie, ce qu'attestent les nombreuses

structures obliques et laminations, et également, mais en moindres proportions, des phases calcaréo-argileuses et quartzo-glauconieuses à spicules de spongiaires rappelant certains faciès «Marnes d'Hauterive».

Sur le versant oriental du Vuache, le «Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel» *auct.* n'a pas fourni de faune permettant des datations. C'est par analogie avec d'autres régions du Jura, qu'il est attribué à l'intervalle compris entre le sommet de la zone à *Loryi* (Hauterivien inférieur) et la base de la zone à *Sayni* (Hauterivien supérieur basal).

Mont de Musièges: coupe de long de la D187

Sur notre carte géologique (Fig. 2C), seul le «*Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel*» *auct.* apparaît le long de la D187. Lors de la révision de l'étage Hauterivien (Remane et al. 1989), les affleurements du talus de la D187 surmontant les Calcaires roux *auct.* avaient été dégagés à la pelle mécanique. Dans leur ensemble, les faciès se sont montrés ici beaucoup plus marneux que ceux du versant oriental; c'est ce qui explique l'importance du couvert végétal dans cette zone. Toutefois, nous avons pu distinguer le «*Complexe des Marnes d'Hauterive*» *auct.* et le «*Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel*» *auct.*, respectivement de 125 m et d'environ 50 m d'épaisseur; ils n'ont pas été reportés sur le log de la figure 3. Les coupes de ces deux unités, décrites en détail par Charollais et al. (1983: 239, Fig. 9; 1989: 64, Fig. 4), ont livré des ammonites de zones et des échinides significatifs sur le plan biostratigraphique. Pour le «Complexe des Marnes d'Hauterive» *auct.*: *Acanthodiscus radiatus*, *Leopoldia* sp., *Saynella neocomiensis*, *Breistrofferella* sp. juv., *Olcostephanus* sp. Pour le «Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel» *auct.*: *Leopoldia* sp., *Lyticoceras claveli* (Pl. 4, Fig. 2).

Comme au Vuache, le «Complexe des Marnes d'Hauterive» *auct.* débute au Valanginien sommital et se poursuit dans les zones à *Radiatus* et *Loryi pro parte* (Hauterivien inférieur) et le «Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel» *auct.* commence au sommet de la zone à *Loryi pro parte*, couvre la zone à *Nodosoplicatum* et se termine à la base de la zone à *Sayni* (Hauterivien supérieur basal).

10. Les Calcaires urgoniens *auct.*: Hauterivien supérieur – Barrémien inférieur (Ur)

Les Calcaires urgoniens *auct.* du Vuache et du Mont de Musièges, bien repérables dans le paysage, forment une barre de calcaires massifs à patine blanche. Affleurant sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur suivant les secteurs, cette formation atteint une



Fig. 18: Le Mont de Musièges vu depuis le Malpas en direction du SE. Trace d'une des branches du décrochement sénestre du Vuache («faille du Vuache» auct.), qui met en contact la Molasse d'eau douce inférieure auct. avec les Tidalites de Vouglans. Tv: Tidalites de Vouglans; Pc: Formation de Pierre-Châtel; Ur: Calcaires urgoniens auct.; Mr: Molasse d'eau douce inférieure auct.

centaine de mètres au Mont de Musièges (Fig. 18). Elle comprend à sa base «l'Urgonien jaune» auct., qui est surmonté par «l'Urgonien blanc» auct. Du fait que «l'Urgonien jaune» auct. est peu épais et que sa limite avec «l'Urgonien blanc» auct. n'est pas toujours très franche, ces deux unités lithologiques ont été regroupées en une seule couleur sur la carte géologique (Figs. 2A, B, C).

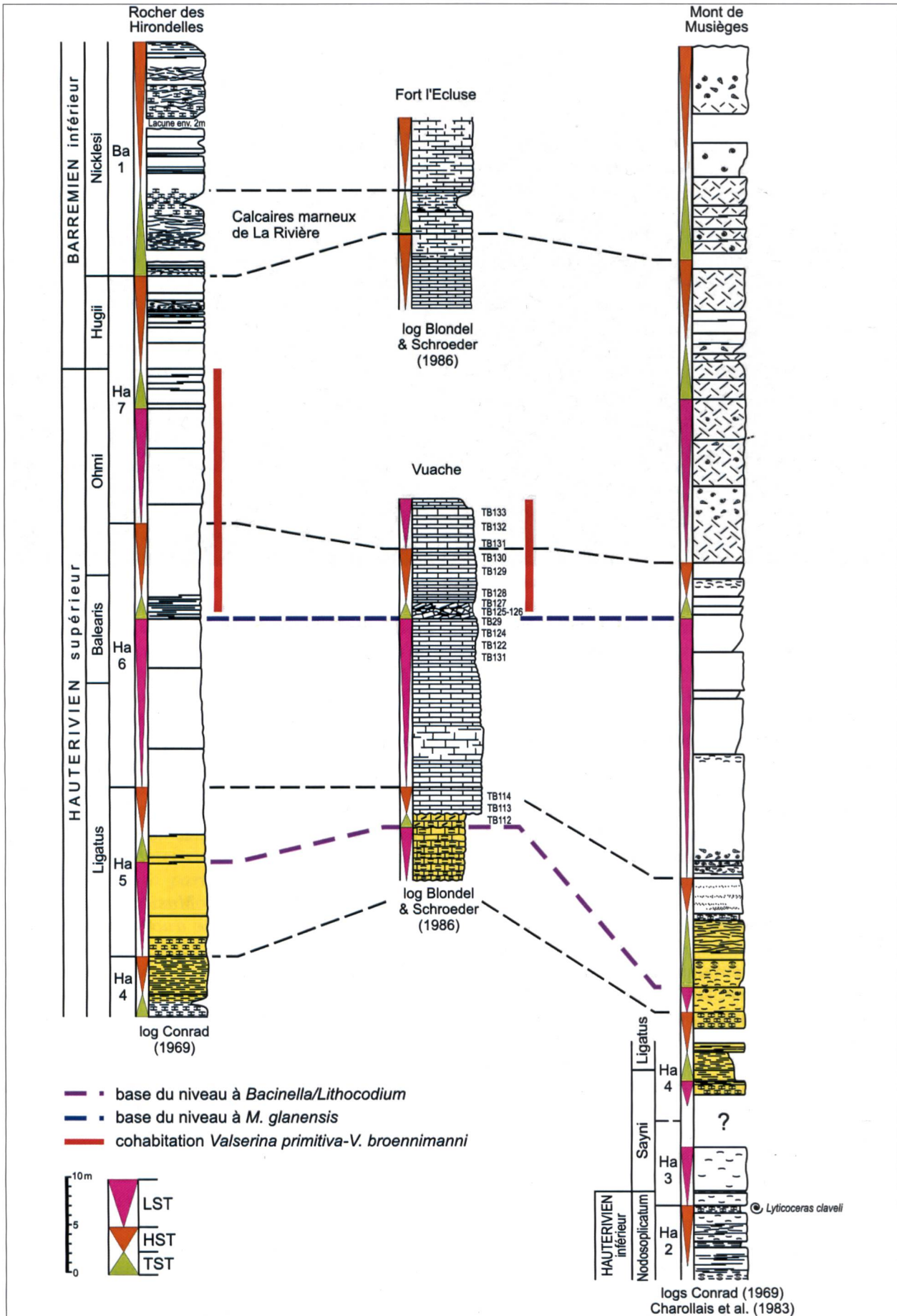
Au Vuache, «l'Urgonien jaune» auct. affleure le long de la D908a (coord.: 724 150 E; 5 111 170 N), où il atteint une douzaine de mètres de puissance (Fig. 19). Il est formé, selon Blondel (1990: 187), de «calcaires roussâtres, noduleux et oolithiques, en bancs décimétriques mal définis. La base repose sur la surface durcie du toit de la Pierre jaune de Neuchâtel par l'intermédiaire métrique de marnes à marno-calcaires verdâtres à beige. Le dernier mètre de «l'Urgonien jaune» auct. est entièrement dolomitisé; seuls quelques encroûtements algaires ou cyanobactériens du type algal-balls peuvent y être détectés».

Au Mont de Musièges, (coord.: 729 140 E; 5 101 100 N) «l'Urgonien jaune» auct. d'une quinzaine de mètres d'épaisseur est représenté à la base par une série de bancs calcaires dépourvus de détritisme,

mais très riches en oolithes dont la fréquence atteint 45%. Au-dessus, Charollais et al. (1989: 69) signalent «un boundstone à stromatopores et coraux et nodules algaires perforés par des lithophages», qui rappellent ceux décrits dans les tunnels du Vuache (Charollais et al. 1989) et le long de la D908a (Blondel 1990).

Au Vuache et au Mont de Musièges, au bord de la D187, «l'Urgonien blanc» auct. est principalement constitué de calcaires micritiques et/ou sparitiques avec souvent des oolithes et généralement de nombreux bioclastes typiques d'un paléoenvironnement récifal à péri-récifal (Conrad 1969; Charollais et al. 1989; Clavel & Charollais 1989; Blanc-Alétru 1995). Dans le détail, «l'Urgonien blanc» auct. du flanc oriental du Vuache et celui du Mont de Musièges, séparés par le décrochement sénestre du Vuache, montrent quelques différences de faciès, comme l'avaient mentionné Charollais et al. (1983, 1989).

Au Vuache et au Mont de Musièges, «l'Urgonien blanc» auct. est daté précisément grâce aux orbitolinidés (Pl. 7) et dasycladales (Pl. 8) dont la distribution stratigraphique est calibrée sur la biozonation à ammonites (Clavel et al. 2007: 1029, Fig. 3a; Clavel et



al. 2012, Fig. 2; Granier et al. 2013). Dans «l'Urgonien blanc» *auct.* qui affleure en bordure de la D908a, onze espèces d'orbitolinidés ont été reconnues et figurées (Pl. 7; Figs. 1-15): *Eopalorbitolina pertenuis*, *Eopalorbitolina charollaisi*, *Valserina primitiva*, *Valserina broennimanni*, *Paracoskinolina* aff. *sunnilandensis*, *Praedictyorbitolina busnardoii*, *Praedictyorbitolina claveli*, *Urgonina alpillensis*, *Paleodictyoconus cuvillieri*, *Montseciella glanensis*, *Paracoskinolina maynci*. Associées à ces orbitolinidés, plusieurs espèces de dasycladales ont été identifiées et figurées (Pl. 8; Figs. 1-13): *Actinoporella* gr. *podolica*, *Angioporella neocomiensis*, *Salpingoporella genevensis*, *S. heraldica*, *Pseudoactinoporella fragilis*, *Neomeris* sp., *Cylindroporella* sp., *Pseudoclypeina* sp., *Falsolikanelia danilovae*; à l'origine décrite comme *Likanella*, cette forme est attribuée au genre *Praturlonella* par l'un de nous (M. C.): voir discussion dans Granier et al. 2000.

Couplé avec le découpage séquentiel, ces nombreuses et nouvelles données biostratigraphiques permettent d'attribuer avec certitude «l'Urgonien blanc» *auct.* du Vuache et du Mont de Musièges (Fig. 19) à la période comprise entre l'Hauterivien supérieur (depuis la zone à *Ligatus*) et le Barrémien inférieur (zone à *Nicklesi*). Ces datations contredisent celles de Blanc-Alétru (1995), qui ne disposait pas d'une connaissance précise de la répartition biostratigraphique des orbitolinidés et des dasycladales.

A la terminaison septentrionale du Vuache, sur rive gauche du Rhône, le long de la D908a et sur rive droite, en amont du Défilé de Fort l'Ecluse, près d'un

ancien poste de douane (Fig. 19), deux portions de coupes dans les Calcaires urgoniens *auct.* ont été décrites par Arikian (1964), Blondel (1984, 1990), Blondel & Schroeder (1986: 46, pl. 17), que ces derniers ont tenté de corrélérer. Le découpage séquentiel, la découverte de nombreuses et nouvelles espèces d'orbitolinidés (Pl. 7), l'identification de dasycladales significatives (Pl. 8) ainsi que les données récentes apportées par l'étude de la coupe du Rocher des Hirondelles représentative du Jura méridional (Clavel et al. 2007: 1036, Fig. 7), nous autorisent à contester leur corrélation et à démontrer la présence d'une lacune d'observation d'une vingtaine de mètres entre les deux portions de coupes (Fig. 19).

Dans sa coupe de «l'Urgonien blanc» *auct.* du Rocher des Hirondelles relevée dans la vallée de la Valserine, Conrad (1969: 12-13) a décrit sous le nom de «Calcaire marneux de la Rivière», un faciès micritique caractéristique d'un milieu de dépôt circalittoral qui a livré, outre certains foraminifères significatifs (*Melathrokerion praesigali*, *Valserina brönnimanni*, *Eopalorbitolina charollaisi*), de nombreux *Heteraster couloni* (et non pas *H. oblongus* comme indiqué précédemment). Cette unité lithologique également reconnue sur rive droite du Rhône, en amont du Pont Carnot près de l'ancienne douane de Fort l'Ecluse (Fig. 19), a aussi fourni *Heteraster couloni*. En revanche, elle n'a pas été retrouvée au Mont de Musièges, ce qui pourrait éventuellement s'expliquer par le jeu du décrochement sénestre du Vuache. Le découpage séquentiel permet d'attribuer les «Calcaire marneux de la Rivière» à la zone à *Nicklesi* (Barrémien inférieur), ce qui est en accord avec la biostratigraphie.



Fig. 19: Corrélations entre les coupes relevées dans les Calcaires urgoniens *auct.* du Mont de Musièges (log: Conrad 1969; Charollais et al. 1983) et celles de la partie septentrionale du Vuache (rive gauche du Rhône, le long de la D908a [Blondel & Schroeder 1986]; rive droite du Rhône, près du Défilé de Fort l'Ecluse [Blondel & Schroeder 1986]).

Ces trois coupes, dont le lecteur trouvera les descriptions lithologiques, pétrographiques et paléontologiques dans les travaux de Conrad (1969) et Blondel & Schroeder (1986), sont corrélées avec celle du Rocher des Hirondelles (vallée de la Valserine), représentative des Calcaires urgoniens *auct.* du Jura méridional (Conrad 1969, Vieban 1983, Clavel et al. 2007: 1041, fig. 10). Les corrélations sont basées sur des critères biostratigraphiques (orbitolinidés et dasycladales: voir pls. 7 et 8, ce travail) et sur l'analyse séquentielle.

La distribution biostratigraphique des orbitolinidés et des dasycladales calibrée sur la biozonation à ammonites a été établie et publiée par Clavel et al. (2007: 1029, fig. 3a), Clavel et al. (2010), Clavel et al. (2012, fig. 2). Le niveau à *Bacinella/Lithocodium* a été décrit par Conrad et Clavel (2008).

Le découpage séquentiel a été déterminé dans la coupe de référence de Vergons pour l'Hauterivien et dans le stratotype d'Angles pour le Barrémien, sous l'égide de P. Vail en 1985 (Vail et al. 1991). Les observations effectuées dans les alternances pélagiques du bassin vocontien, où les discontinuités significatives ne sont pas souvent facilement et précisément identifiables, ont été ensuite contrôlées le long de plusieurs transects (bassin – talus – plate-forme), comme l'ont déjà signalé Clavel et al. (1995: 674, fig. 5). Selon ces derniers, l'Hauterivien supérieur (Zone à *Sayni* – Zone à *Ohmi*) s'étend sur 5 séquences de troisième ordre (Ha3, Ha4, Ha5, Ha6, Ha7 pro parte) et le Barrémien inférieur (Zone à *Hugii* – Zone à *Moutonianum*) sur 4 séquences (Ha7 pro parte, Ba1, Ba2, Ba3). Pour plus de détails, le lecteur se rapportera aux publications de Clavel et al. (1995) et Charollais et al. (2008).

IV. DESCRIPTION DES TERRAINS DE L'ÉOCÈNE ET DE L'OLIGO-MIOCÈNE

Les formations mésozoïques du Vuache et du Mont de Musièges se terminent avec «l'Urgonien blanc» *auct.* du Barrémien inférieur, qui constituent le substratum plus ou moins érodé, karstifié et raviné, sur lequel reposent les formations du Paléogène: Grès sidérolithiques, Gompholites (= Poudingues de Mornex), Calcaires inférieurs et Marnes et Grès bariolés (= Molasse rouge *auct.*). Les formations du sommet du Crétacé inférieur et d'une partie du Crétacé supérieur se sont déposées au Vuache et au Mont de Musièges, mais ont été érodées lors de l'émersion fini-crétacée - paléocène.

1. Les Grès sidérolithiques: Eocène supérieur? (Si)

Les Grès sidérolithiques, sables et grès saccharoïdes jaunâtres, brunâtres et/ou rougeâtres d'origine continentale reposent sur une ancienne surface profondément karstifiée; ils remplissent d'anciennes dolines, des gouffres, des galeries, des fissures formés entre la fin du Crétacé et le début du Paléogène. Ces grès constituent notamment le plancher des cavernes de Savigny. De belles poches de grès plus ou moins ferrugineux sont particulièrement spectaculaires dans les affleurements «d'Urgonien blanc» *auct.* de la D187 (Bordon & Charollais 2009: 15, Fig. 22). Lors du creusement des tubes autoroutiers de l'A40, des poches de ces grès parfois fluents ont posé de sérieux problèmes géotechniques. Ces faciès continentaux ont été observés jusque dans les formations berriasiennes, ce qui démontre l'intensité de l'érosion dès la fin du Crétacé et au début du Paléogène. Blondel et al. (1986: 19) avaient déjà signalé dans l'ancienne carrière au bord de la D908a (coord.: 723 900 E; 5 111 150 N) des Grès sidérolithiques interstratifiés dans des bancs calcaires de la Formation de Vions.



Fig. 20: Affleurement de Grès sidérolithiques à Sarzin.

A Sarzin (Fig. 20), les Grès sidérolithiques «contiennent des rognons de fer mamelonnés et même des nodules ferrugineux creux à l'intérieur ou remplis de matière sableuse» (Schardt 1891: 82). Ce faciès et cette granulométrie pourtant favorables à la présence de dents de mammifères ne nous en ont cependant pas livrés, notre prospection étant trop rapide. Sans preuve paléontologique, les Grès sidérolithiques du Vuache et du Mont de Musièges sont attribués par analogie avec d'autres régions jurassiennes, à l'Eocène supérieur (Weidmann 1984), mais leur dépôt a très probablement commencé antérieurement.

2. Les Gompholites (= Poudingues de Mornex): Oligocène inférieur lato sensu

Les Gompholites (Charollais et al. 2007) ou Poudingues de Mornex, conglomérats polygéniques, bien développés au Salève (Mastrangelo et al. 2013), où ils ont été définis, n'apparaissent que sporadiquement sur le versant oriental du Vuache; le seul affleurement observé se trouve dans un champ au-dessus du hameau de Cessens à 760 m d'altitude (coord.: 726 950 E; 5 106 900 N). En revanche, au Mont de Musièges, cette unité lithologique est visible en deux points: près du pont des Douattes, au sommet du talus qui borde la N508 (coord.: 729 450 E; 5 099 000 N), et dans le lit des Ussets, près de Serrasson, en amont d'anciennes scieries désaffectées (coord.: 729 120 E; 5 098 800 N); elle se trouve ici à la base des Marnes et Grès bariolés (= Molasse rouge *auct.*). En raison de leur faible épaisseur (d'ordre métrique), les Gompholites n'ont pas pu être individualisées sur notre carte géologique (Figs. 2A, B, C) et portent la même couleur que les Marnes et Grès bariolés, dont elles constituent la base.

3. Les Molasses: Oligocène supérieur – Miocène inférieur (Mr, Mg, Ml, Mm)

Le chaînon du Vuache et du Mont de Musièges sépare le bassin molassique franco-genevois (au NE), du bassin molassique albanais (au SW). Le premier comprend uniquement de la Molasse d'eau douce inférieure *auct.* (Mr + Mg + Ml), alors que le second comporte, en plus, la Molasse marine supérieure *auct.* (Mm). Ces Molasses n'ont pas fait l'objet d'une cartographie détaillée; seuls les affleurements au contact du substratum mésozoïque ont été relevés. Sur le versant oriental du Vuache, la Molasse d'eau douce inférieure *auct.* de la région de Vulbens et de Chevrier affleure dans un contexte structural particulièrement intéressant alors qu'au Mont de Musièges et sur le versant occidental du Vuache, les

affleurements de Molasses continentale et marine dans le lit du Fornant présentent un grand intérêt biostratigraphique.

Molasses du bassin franco-genevois

Sur le versant oriental du Vuache, les Marnes et Grès bariolés (Molasse rouge *auct.*) regroupés avec les Calcaires inférieurs sous le sigle «Mr» et cartographiés avec une même couleur, présentent un grand intérêt sur le plan structural, notamment entre Vulbens et Chevrier. Ils constituent (avec les Gompholites) la base des Molasses du bassin franco-genevois, dont nous rappelons la succession (Charollais et al. 2007), de haut en bas:

- la Molasse grise de Lausanne (Ml): «Aquitainien» *l. s.*;
- les Grès et Marnes gris à gypse (Mg): zones MP30 – MN1 («Chattien» sommital – «Aquitainien» inférieur);
- les Marnes et Grès bariolés (= Molasse rouge *auct.*) (Mr): zones MP28 – MP30 («Chattien» supérieur à «Chattien» sommital);
- les Calcaires inférieurs: zones MP 27-28? («Chattien» supérieur, non sommital).

Au-dessus de Vulbens (coord.: 726 000 E; 5 109 200 N), à proximité de la cote 545 m, les Calcaires inférieurs, qui portent les mêmes couleurs et sigles que les Marnes et Grès bariolés, se composent de micrites poreuses, très peu quartzueuses (10% de quartz détritiques, moyennement calibrés, entre 100 et 400 μ), bioturbées, à bird's eyes et figures pédogéniques. Elles renferment de petits lithoclastes, de rares grains glauconitiques, de fines valves d'ostracodes et présentent des structures microbialitiques. Le long du chemin montant en direction de La Chavanne (Fig. 1), à 200 m au SW de la D908a, toujours au voisinage de la cote 545 m, mais un peu plus à l'est, affleurent les



Fig. 21: Chenal dans les faciès molassiques crayeux (Calcaires inférieurs) de la partie inférieure de la Molasse d'eau douce inférieure *auct.*, entre la Chavanne et Vulbens.

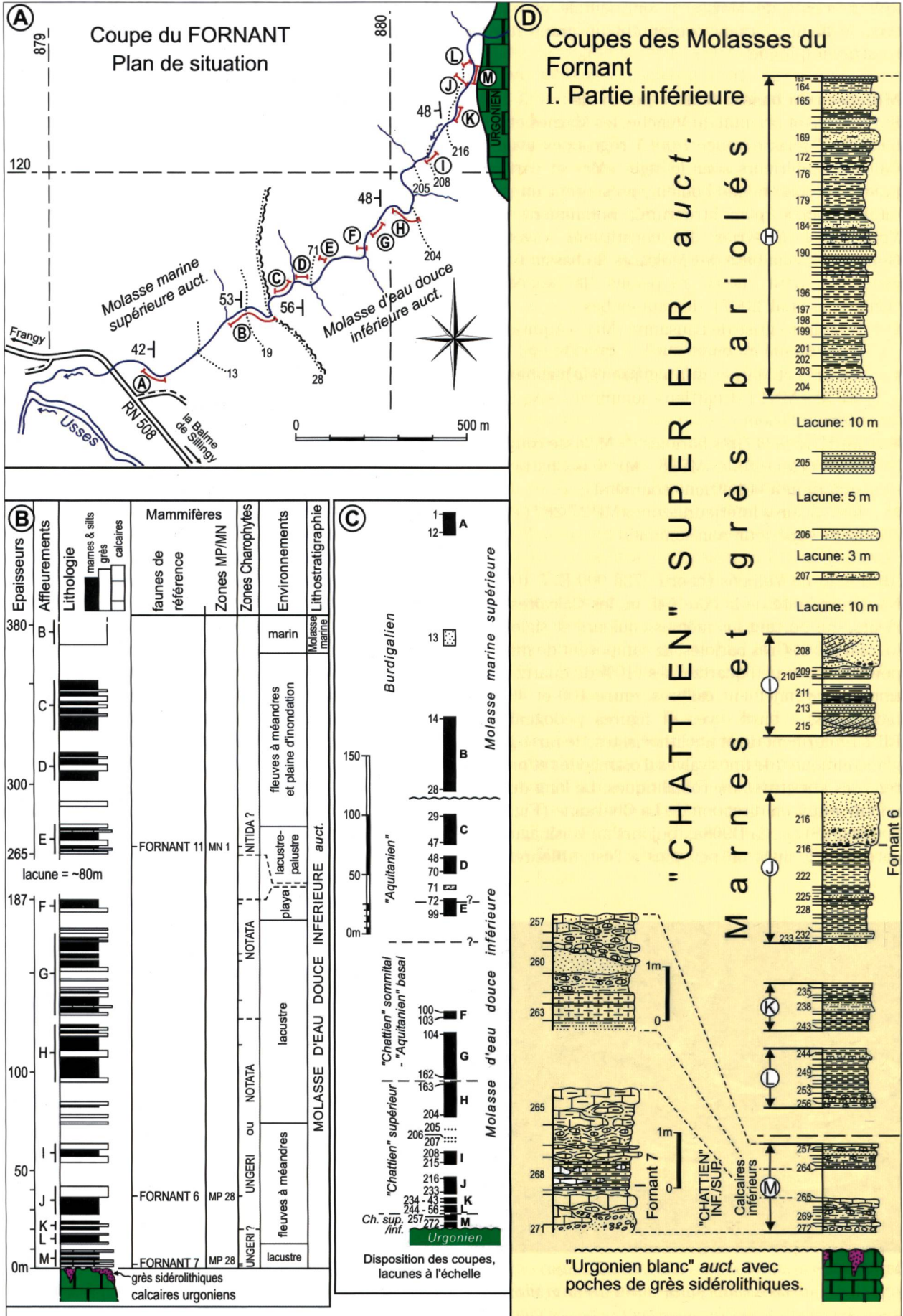
Marnes et Grès bariolés (grès fins marneux gris verdâtre) avec un pendage de 5 à 10° vers le NE. Plus haut, dans le talus du chemin, apparaît sur quelques mètres d'épaisseur, un horizon visible sur 200 m, blanc, plaqueté, d'aspect crayeux, à stratifications faiblement obliques, chenaux (Fig. 21) et foresets: il s'agit d'un grès fin à ciment calcaire. Les plaquettes microlitées et microzonées de 1 à 5 cm d'épaisseur comportent des traces de racines, des empreintes d'ostracodes, des tiges de characées et des cristaux de gypse. Ces faciès silto-quartzueux carbonatés appartiennent à la partie inférieure des Marnes et Grès bariolés et correspondent aux Calcaires inférieurs décrits dans le bassin franco-genevois (Charollais et al. 2007).

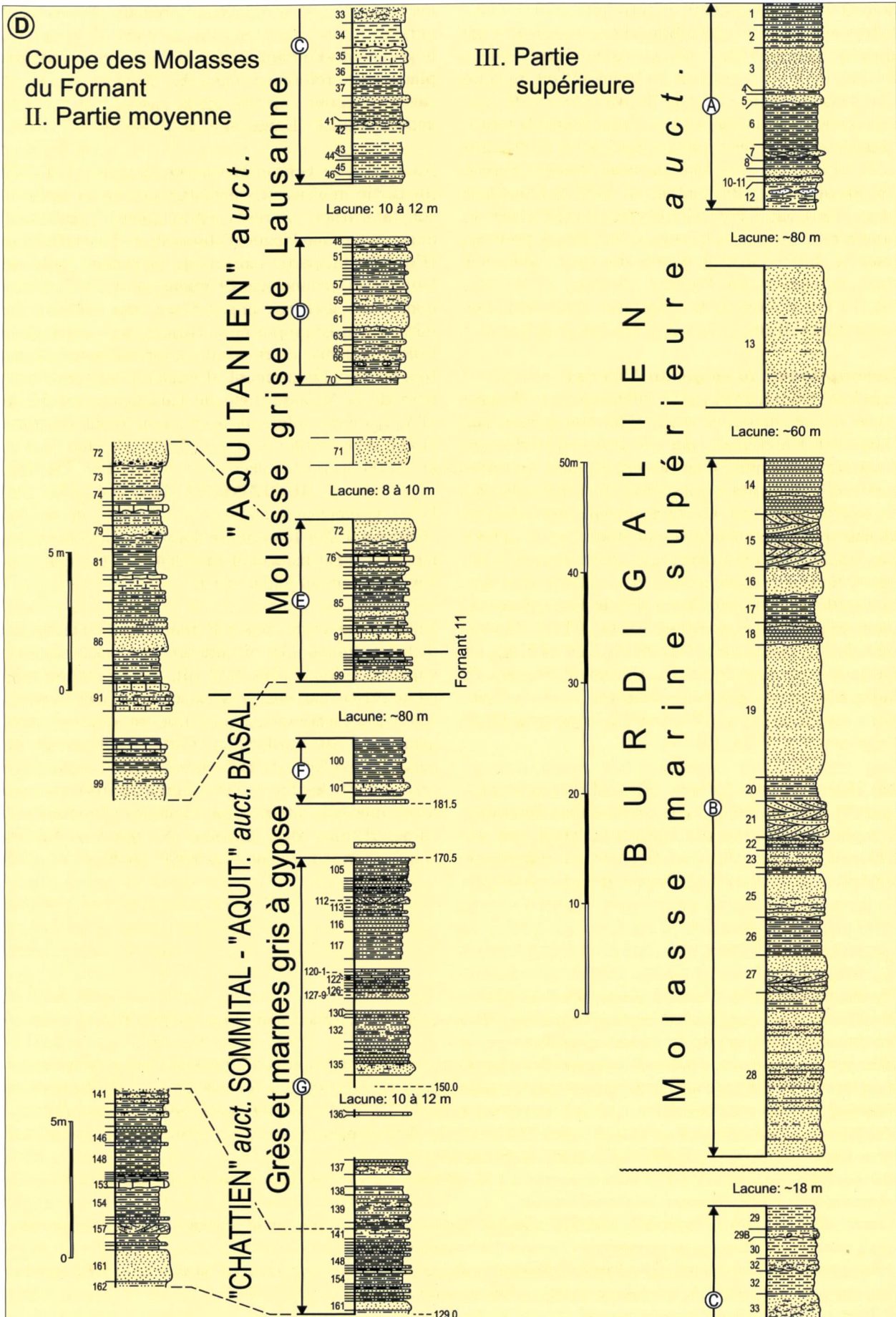
Dans le forage de Thônex implanté au NE du bassin franco-genevois (Charollais et al. 2007), l'épaisseur des Marnes et Grès bariolés atteint 1000 m alors que celle des Grès et Marnes à gypse semble beaucoup plus faible, probablement d'ordre hectométrique. La Molasse grise de Lausanne, en grande partie érodée, ne dépasse pas une trentaine de mètres de puissance. Quant à la Molasse marine supérieure *auct.*, elle n'a jamais été reconnue à l'est du Vuache et du Mont de Musièges. Son absence dans le bassin franco-genevois est due pour certains auteurs au jeu de la «faille du Vuache», qui aurait empêché la mer burdigalienne d'y pénétrer, alors que pour d'autres la Molasse marine supérieure *auct.* s'y serait déposée puis aurait été érodée. Ces deux hypothèses, maintes fois débattues dans de nombreuses publications, ne seront pas discutées ici. Nous rappellerons cependant que dans les synclinaux du Jura interne, la Molasse marine supérieure *auct.* burdigalienne apparaît de façon continue depuis le bassin de Bellegarde jusqu'au-delà de la latitude de Lausanne (Charollais et al. 2006).

Molasses du bassin albanais

Dans les épais dépôts morainiques quaternaires qui bordent le chaînon du Vuache et du Mont de Musièges, le cours inférieur du Fornant a dégagé sur leur versant occidental un profil relativement continu (Figs. 22A, B, C, D) montrant les couches molassiques avec un plongement régulier de 40-50°, sur une épaisseur d'environ 600 m, si l'on exclut la présence possible de failles dans les zones couvertes par de nombreux glissements de terrain. La coupe visible sur les flancs et dans le lit du Fornant permet d'observer, au contact de l'Urgonien blanc *auct.*, la Molasse d'eau douce inférieure *auct.* et plus en aval en direction de Frangy, la Molasse marine supérieure *auct.* (Donze & Enay 1972).

Cette coupe a été relevée en détail à plusieurs reprises: tout d'abord par Wagner & Wellhäuser (1966), puis par Wagner (1969), et enfin par Rigassi (1978, 1989); depuis lors, la coupe s'est fortement dégradée





suite à divers glissements de terrain et au fort développement de la végétation. Les documents de Rigassi (1978, 1989) étant restés partiellement inédits, nous les reprenons en les modifiant quelque peu dans nos figures 22 A-D. Ils avaient servi de base aux recherches ultérieures qui s'attachent à la pétrographie sédimentaire (Mange-Rajetsky & Oberhänsli 1982, 1986) et à la bio- et magnétostratigraphie (Weidmann 1982, Burbank et al. 1992, Schlunegger et al. 1996). Enfin citons les études de réflectance de la vitrinite portant sur cinq échantillons prélevés dans la Molasse marine supérieure *auct.* affleurant dans le canyon du Fornant (Schegg 1992: 293, tab. 1). Les valeurs de la réflectance sont comprises entre 0,28 et 0,45.

Description de la coupe du Fornant

A la base (Fig. 22D [I, partie inférieure]), la Molasse d'eau douce inférieure *auct.* (Mr) transgresse sur l'Urgonien blanc *auct.*, qui contient des poches de Grès sidérolithiques quartzo-ferrugineux. Les premiers affleurements molassiques, épais d'une dizaine de mètres, sont surtout représentés par des calcaires lacustres appelés anciennement «Calcaires de Grilly» par Rigassi (1957) et dénommés actuellement «Calcaires inférieurs» (Charollais et al. 2007). Ces derniers affleurent également sur rive droite du Fornant, dans un pré situé à quelques 300 m à l'ENE du château de Thiollaz (coord.: 729 020 E; 5 101 450 N). La faune des Calcaires inférieurs (gisement Fornant 7) indique la limite «Chattien» inférieur *auct.* / «Chattien» supérieur *auct.* (Engesser & Hugueney 1982; Engesser et al. 1984: 10).

Les Marnes et Grès bariolés (Fig. 22D [I, partie inférieure]), entrecoupés par plusieurs lacunes d'observation pouvant masquer des failles, se développent sur 230 m d'épaisseur. Ils appartiennent au «Chattien» supérieur *auct.* Les faciès marno-gréseux prédomi-

nent par rapport aux niveaux gréseux. A une trentaine de mètres au-dessus du gisement «Fornant 7», le gisement «Fornant-6» sert de niveau biostratigraphique de référence dans la Molasse suisse et savoyarde pour caractériser la base du «Chattien» supérieur *auct.* (Engesser et al. 1984: 10).

Au-dessus, les Grès et Marnes gris à gypse (Fig. 22D [II, partie moyenne]), sont attribués au «Chattien» sommital *auct.*, voire à «l'Aquitaniens» basal *auct.* Séparée par une lacune d'observation d'environ 80 m (Fig. 22D [II, partie moyenne]), la Molasse grise de Lausanne (terminologie Charollais et al. 2007) à prédominance gréseuse apparaît sur une centaine de mètres; elle est rapportée à «l'Aquitaniens» *auct.* *lato sensu*. La limite entre ces deux formations n'est pas très précise. Le gisement «Fornant-11» situé vers la base de la Molasse grise de Lausanne, caractérise «l'Aquitaniens» inférieur *auct.*, non basal (biozone MN1), selon Berger et al. (2005, Fig. 1), Charollais et al. (2006: 41), Charollais et al. (2007: 120, Fig. 49).

Les assemblages faunistiques des gisements «Fornant 6, 7 et 11» ont été donnés en détail et commentés par Burbank et al. (1992: 417-421); nous renvoyons le lecteur à leur article.

Enfin, plus en aval dans le Fornant, après une lacune d'observation de 18 m, affleure la Molasse marine supérieure *auct.* (Fig. 22C [III, partie supérieure]) caractérisée par des grès glauconieux soit massifs, soit à stratifications obliques. Elle est attribuée classiquement au Burdigalien. Cette datation est en accord avec l'âge de la Molasse marine supérieure *auct.* du synclinal de la Valserine (les Mars), qui renferme une association de foraminifères planctoniques caractéristique des biozones N5 *part* – N6 du Burdigalien (Charollais et al. 2006: 35-36).



Figs. 22: Les Molasses du Fornant: litho- et biostratigraphie

22A: Plan de situation, avec position des affleurements et des lacunes d'observation, d'après Rigassi (1978, 1989), modifié; certaines d'entre elles pourraient masquer des failles.

22B: Log schématique de la coupe du Fornant d'après Burbank et al. (1992: 418, fig. 6), modifié. De gauche à droite: épaisseurs, position des affleurements (B à M; voir fig. 22A), lithologie, position des gisements de référence de mammifères pour la Molasse d'eau douce inférieure *auct.* (Fornant 6, 7 et 11), biozonation des mammifères, biozonation des charophytes, paléoenvironnements.

22C: Répartition des différentes portions de coupes (B à M; voir fig. 22A) séparées par des lacunes d'observation dessinées à la même échelle que les coupes, d'après Rigassi (1978, 1989), modifiée.

22D: Log lithologique détaillé des portions de coupes (A à M) affleurant dans le lit du Fornant; les numéros à gauche de la colonne correspondent à la numérotation des couches.

I. Partie inférieure: Calcaires inférieurs («Chattien inférieur /supérieur» *auct.*), Marnes et Grès bariolés («Chattien supérieur» *auct.*); position des gisements de mammifères (Fornant 7 et Fornant 6).

II. Partie moyenne: Grès et Marnes gris à gypse («Chattien» sommital / «Aquitaniens» basal *auct.*), Molasse grise de Lausanne («Aquitaniens» *auct.*); position du gisement de mammifères Fornant 11.

III. Partie supérieure: Molasse marine supérieure *auct.* (Burdigalien l. s.).

4. Les terrains quaternaires (Q, E)

Les terrains quaternaires de la partie septentrionale du Vuache ont été particulièrement bien cartographiés et décrits par Monjuvent (*in* Donzeau et al. 1997a, 1997b: 63-88). En revanche, Donze (1972), responsable de la quasi-totalité de la feuille Seyssel à 1/50 000, n'a pas fait un levé détaillé des dépôts quaternaires du Mont de Musièges et de la partie méridionale du Vuache. N'ayant fait aucune recherche particulière sur ce thème, si ce n'est sur la répartition des blocs erratiques au Vuache, nous nous référons aux travaux de nos prédécesseurs pour la description des terrains quaternaires cartographiés sous une couleur avec le sigle «Q». Toutefois, nous avons différencié par une couleur particulière et le sigle «E», des zones caractérisées par des dépôts glaciaires couverts ou mélangés à des éboulis locaux (= «groise» de Joukowsky & Favre 1913: 351).

VI. DESCRIPTION TECTONIQUE

Le Vuache apparaît comme un monoclin à pendage vers l'est, limité à l'ouest par un plan de faille parallèle à l'axe de ce chaînon. Cet accident connu dans la littérature sous le nom de «faille du Vuache» est un important décrochement sénestre (Figs. 2A, B, C) de plusieurs dizaines de kilomètres de longueur et de 2 à 5 km de profondeur. En réalité, au lieu de parler de «faille du Vuache», il serait plus juste d'utiliser le terme de «zone de failles du Vuache», dont la largeur en certains points est d'ordre kilométrique (Gorin et al. 2003, Signer & Gorin 2005). Cependant, pour la commodité de l'exposé, nous garderons l'expression «faille du Vuache» employée couramment dans la littérature. A la hauteur du Malpas, elle limite le Mont de Musièges, autre monoclin à pendage vers l'ouest. Outre un déplacement horizontal décakométrique, le rejet vertical de ce décrochement sénestre du Vuache atteint environ 800 m au NNW du château d'Arcine (Schardt 1891: 77; pl. IV, Fig. 2).

En plus des nombreux travaux sur la faille du Vuache, dont la plupart sont cités dans l'historique de l'article de Charollais et al. (1983: 219-229), le lecteur pourra se rapporter aux publications plus récentes de Blondel (1988), Blondel et al. (1988), Signer & Gorin (1995), Donzeau et al. (1997b, 1998), Thouvenot et al. (1998), Courboux et al. (1999), Baize et al. (2009). Il y trouvera de nouvelles données sur la genèse et la dynamique de cet accident majeur de la région franco-genevoise. Dans cette note, nous nous limiterons à la description de nouveaux accidents structuraux découverts lors de nos levés de terrain et à la présentation d'un réseau de fractures plus complexe et plus cohérent que celui qui figure sur les cartes de Donze (1972), Blondel

(1988), Blondel et al. (1988), Donzeau et al. (1997a). Essentiellement factuel, ce chapitre a pour but essentiel de faciliter la lecture de la carte géologique (Figs. 2A, B, C).

Pour la commodité de l'exposé, le chaînon du Vuache et du Mont de Musièges sera décrit du nord au sud. Comme la partie septentrionale du Vuache se prolonge au nord dans la Combe de l'Enfer et le massif du Crêt d'Eau, il nous a paru logique de commencer par cette portion du Jura méridional, sur rive droite du Rhône.

1. Massif du Grand Crêt d'Eau et Combe de l'Enfer

A première vue, le massif du Grand Crêt d'Eau et la Combe de l'Enfer (Fig. 2A) ressemblent à un vaste anticlinal comme l'avaient envisagé Schardt (1891), puis Arikian (1964). En réalité, leur structure est beaucoup plus complexe. Sur la base d'une cartographie détaillée à 1/10 000, Guyonnet (1987, 1988) a démontré que cette portion de la Haute Chaîne se compose non pas d'une, mais de deux antiformes, dont l'une présente un chevauchement important dans le sens est-ouest. La demi-voûte orientale (côté Genève) chevauche un demi-synclinal, qui s'appuie par faille sur l'anticlinal du Sorgia, ce qui est bien visible en contre-bas du chalet Bizot, où les Tidalites de Vouglans (Tithonien *lato sensu*) reposent en contact anormal sur la Formation de la Chambotte inférieure (Berriasien supérieur *pro parte*).

D'autres lames chevauchantes bien décrites par Guyonnet (1988) compliquent encore la structure, en particulier sur le flanc ouest de la Combe de l'Enfer. Ces accidents méridiens, chevauchants et décrochants, sont liés à la zone de failles décrochantes du Vuache (branche principale) et à la «ligne Léaz-Sandézanne» (branche secondaire) décrits par Donzeau et al. (1998). Le cœur de la structure est moins bien connu à cause de la couverture végétale et de l'empâtement des dépôts quaternaires. Les Calcaires à entroques du Bajocien inférieur peu fracturés de la carrière Sanglot au nord de Longeray montrent un pli en genou d'axe nord-sud, ce qui tranche avec ceux de la gare de Longeray, un peu plus au sud, qui eux sont complètement tectonisés. Ces deux affleurements, qui appartiennent à deux compartiments tectoniques différents, doivent être séparés par un accident important de direction N à NNW (Fig. 2A).

2. Entre le Défilé de l'Ecluse et l'autoroute A40

La cluse du Rhône au droit de Fort l'Ecluse ne révèle aucun accident majeur à l'affleurement, les couches paraissant parfaitement continues d'une rive à l'au-

tre. Seules trois failles N130° ont été observées au-dessus du Pont Carnot (Fig. 2A), mais n'expliquent pas à elles seules, la genèse de la cluse du Rhône.

La partie septentrionale du Vuache comprise entre le Défilé de l'Ecluse et l'autoroute A40 est certainement la plus démonstrative pour comprendre la structure de ce chaînon jurassien, car une coupe naturelle apparaît sur un peu moins de 600 mètres de dénivelé, entre le niveau du Rhône (345 m) et celui de l'oratoire Ste Victoire (934 m). C'est pourquoi parmi les nombreux profils existant dans la littérature, nous avons choisi arbitrairement ceux de Schardt (1891, pl. IV, coupe 1) et d'Arikan (1964, pl. IV, coupe VIII), qui passent par Entremont, traversent la face ouest du Vuache jusqu'à la hauteur de l'oratoire Ste Victoire et redescendent vers le bassin franco-genevois à la hauteur de Chevrier (Figs. 23A, B). Si dans leur ensemble les profils de ces auteurs reflètent bien la structure générale du Vuache et ont recueilli l'acceptation générale des géologues, nous en contestons cependant certains points (Fig. 23C).

2. 1. Profil de Schardt (1891, pl. IV, coupe 1): figure 23A

Sur le versant ouest du Vuache, le profil de Schardt (1891, pl. IV, coupe 1) présente une série continue de couches jurassiques à pendages uniformes, depuis la «Dalle nacrée», en contrebas «d'Entre Monts», jusqu'au «Valanginien I» qui affleure sur la crête.

Or, au bord de la D908a, nous avons observé que la partie supérieure des Calcaires lités (Oxfordien supérieur) jouxtent pratiquement ceux de la butte d'Entremont, composée d'un peu de Marnes des Monts d'Ain (= Calcaires terreux *auct.*) du Bathonien moyen, de Calcaires d'Arnans du Callovien et d'un lambeau tectonisé de deux mètres d'épaisseur de Couches de Birmensdorf (Oxfordien moyen). Il manque donc ici la majeure partie des Couches de Birmensdorf, les Marnes d'Effingen, les Couches du Geissberg et une bonne partie des Calcaires lités, le tout pouvant représenter 120 à 150 m d'épaisseur. Une faille importante N-S (Fig. 2A) est donc inférée en ce point. A l'encontre de Schardt (1891), nous admettons donc à la hauteur de la D908a en face d'Entremont, la présence d'une faille («branche» du décrochement sénestre du Vuache) entre le «Spongition» et «l'Argovien». De plus, les deux affleurements de Marnes des Monts d'Ain sont également séparés (et décalés) par faille (Fig. 2A).

Sur le versant est du Vuache, Schardt (1891) dessine depuis la crête de la montagne jusqu'à Chevrier, toute la série crétacée (jusqu'aux Calcaires urgoniens *auct.*) surmontée en concordance par la Molasse d'eau douce inférieure *auct.*, avec des plongements réguliers d'une quarantaine de degrés vers l'est en

direction du bassin franco-genevois. Au cours de nos levés sur le terrain, la découverte de plis («kinks») et de failles au pied du versant oriental du Vuache (Fig. 2A) infirme cette interprétation.

2. 2. Profil d'Arikan (1964, pl. IV, coupe VIII): figure 23B

Sur le versant ouest du Vuache, comme Schardt (1891), Arikan (1964) dessine une série continue de couches allant du Dogger (près d'Entremont) jusqu'au «Purbeckien» (crête du Vuache). Les pendages de 40° à 45° au sommet de la montagne deviennent de plus en plus faibles, voir subhorizontaux, au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'ouest, en direction de la grange d'Entremont. D'autre part, comme son prédécesseur, Arikan (1964) n'indique pas de faille à la hauteur de la D908a ce qui, à notre avis, est une erreur, comme nous l'avons expliqué plus haut.

Sur le versant ouest du Vuache, les profils de Schardt (1891) et d'Arikan (1964) ne diffèrent donc que par l'estimation des plongements dans leur partie la plus occidentale. Effectivement dans ce secteur, les couches de Jurassique supérieur plongent entre 15° et 45° (Fig. 2A), ce qui s'explique par de la présence de nombreux replis aujourd'hui bien visibles grâce à l'ouverture de plusieurs carrières. C'est précisément dans cette région, le long de la D908a, que Blondel et al. (1988: 72) ont décrit des plis coniques en échelon d'axe N35° à N40°, qui affectent les formations plus ou moins plastiques de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien inférieur. Ces plis, dont la direction est compatible avec le décrochement sénestre de la «faille du Vuache» *auct.*, remarquables dans la carrière de la Platière (Fig. 24), ont été figurés par Blondel et al. (1988), qui en ont donné la genèse.

Quant au versant est du Vuache, le profil d'Arikan (1964) montre de grandes similitudes avec celui de Schardt (1891), si ce n'est l'amplitude des plongements qui atteignent sur la coupe d'Arikan (1964) une cinquantaine de degrés vers l'est en direction du bassin franco-genevois, ce qui correspond bien à la réalité. En revanche, comme nous l'avons expliqué plus haut, nous ne souscrivons pas au modèle d'un raccord sans accidents entre les couches de Calcaires urgoniens *auct.* du pied du Vuache avec celles du bassin franco-genevois. D'autre part, à l'encontre d'Arikan (1964), nous n'avons pas observé de discordance angulaire stratigraphique entre la base de la Molasse d'eau douce inférieure *auct.* (= Calcaires inférieurs + Marnes et Grès bariolés) et le sommet des Calcaires urgoniens *auct.*, comme son dessin le laisse supposer.

2. 3. Esquisse de profil proposée dans ce travail: figure 23C

Les observations faites sur le terrain lors de nos levés géologiques nous conduisent à ne proposer qu'une

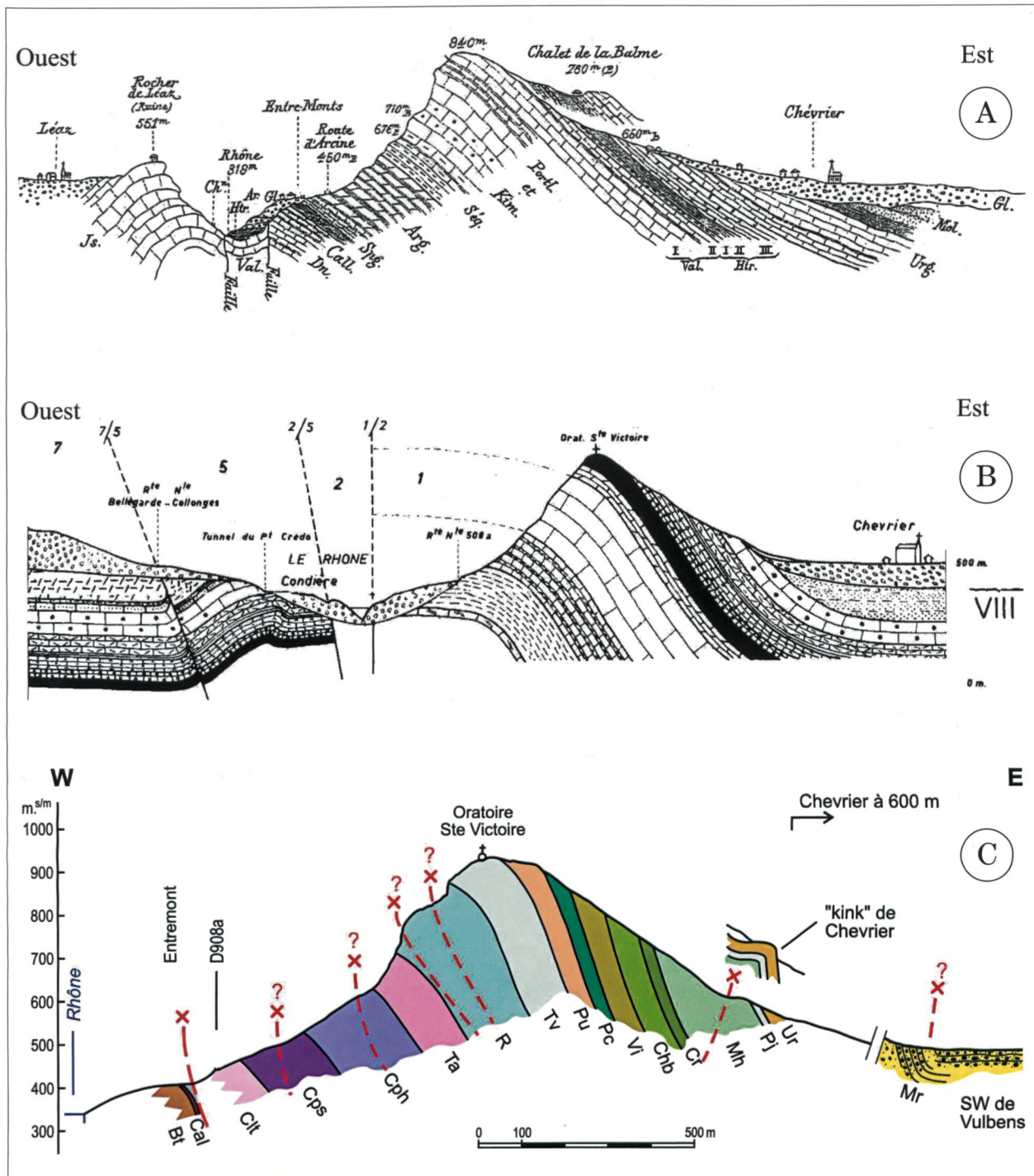


Fig. 23: Coupes tectoniques du Vuache entre Chevrier et Entremont

A. Profil de Schardt (1891, pl. IV, coupe 1). Sur le versant occidental du Vuache, nous avons repéré une faille parallèle au décrochement sénestre du Vuache, à la hauteur de la D908a, séparant le «Spongien» de «l'Argovien»; elle n'est pas notée sur le profil de Schardt (1891). Sur le flanc oriental du Vuache, d'après cet auteur, «l'Urgonien» surmonté en concordance par la Molasse plonge régulièrement vers le bassin franco-genevois, ce qui n'est pas le cas d'après nos observations.

B. Profil d'Arkan (1964, pl. IV, coupe VIII). Contrairement à Schardt (1891), Arkan dessine près d'Entremont à la hauteur de la D908a, des couches horizontales «d'Argovien». En réalité, ces couches assez fortement replissées plongent en moyenne entre 15° et 45°. Comme Schardt (1891), Arkan (1964) ne mentionne pas de faille annexe au décrochement sénestre du Vuache près de la D908a. Son interprétation du versant oriental du Vuache est identique à celle de son prédécesseur et la légère discordance entre la Molasse d'eau douce inférieure auct. et son substratum mésozoïque ne correspond pas à nos observations.

C. Profil proposé dans ce travail. Nos relevés sur le terrain ne nous permettent d'établir une coupe géologique que sur une tranche de quelques centaines de mètres. En l'état actuel de nos connaissances, ne disposant pas de données sismiques, il est trop aléatoire de construire un profil en profondeur. Les tiretés surmontés d'une croix correspondent à des failles.



Fig. 24: Pli conique dans les Calcaires pseudolithographiques (Oxfordien terminal) près d'Entremont, en bordure de la D908a (versant occidental du Vuache).

esquisse de profil entre l'oratoire Ste Victoire et la cote du plancher des tunnels de l'autoroute A40 (environ 660 m). La coupe géologique de Coyne & Bellier (1978), reproduite par Charollais et al. (1983: 232, Fig. 4), a été établie à partir d'observations faites dans la galerie de reconnaissance; elles portent sur les formations du versant oriental du Vuache comprises entre les Calcaires urgoniens *auct.* et la Formation de Goldberg, ce qui représente à peu près le tiers de la longueur totale des deux tunnels autoroutiers. Quant aux deux autres tiers, il semble qu'ils n'aient fait l'objet d'aucune étude stratigraphique et/ou tectonique. En l'état actuel de nos connaissances, il serait donc utopique de vouloir établir un profil en profondeur sans disposer de données sismiques.

Sur le versant ouest du Vuache, en plus d'une faille annexe au décrochement principal du Vuache, reportée sur la carte géologique (Fig. 2A), il faut admettre dans la paroi qui domine la D908a, l'existence de plusieurs fractures verticales déterminant une structure «en marches d'escalier». Nous ne les avons pas figurées sur notre carte géologique, car elles sont

trop difficiles à placer avec précision en raison de l'inaccessibilité du site et de l'imprécision du dessin des parois reportées sur le fond topographique du SICPV (Figs. 2A, B, C). La surépaisseur apparente des formations jurassiques ne peut s'expliquer que par la présence de telles failles verticales. Comme déjà dit plus haut, Schardt (1891) avait souligné que dans ce secteur le décrochement sénestre du Vuache avait une très forte composante verticale de plusieurs centaines de mètres.

Quant au versant est du Vuache, notre interprétation diffère totalement de celles de tous nos prédécesseurs. Nos levés détaillés au pied du versant oriental du Vuache (côté Genève) révèlent en plusieurs points des changements de pendages importants, verticaux à renversés, soit dans les Calcaires urgoniens *auct.*, soit dans la Molasse d'eau douce inférieure *auct.* (Calcaires inférieurs et Grès et Marnes bariolés). Ces variations de pendages traduisent la présence de «kinks» et d'accidents longitudinaux parallèles à l'axe du chaînon du Vuache, jusqu'alors insoupçonnés (Fig. 23C).

A l'ouest de Chevrier (coord. : 724 500 E; 5 110 450 N), en contre-haut d'un chemin passant près d'un réservoir et obliquant au NNW, un «kink» a été découvert dans les Calcaires urgoniens *auct.* (Fig. 25), qui ici sont pratiquement au contact avec le sommet de la «Pierre jaune de Neuchâtel» *auct.* En ce point, la «dalle urgonienne», passant de 60°NE à subvertical, montre un net pli en genou d'axe horizontal 150°.

Quelque 500 m au SW de Vulbens (coord. : 726 000 E; 5 109 200 N), au voisinage de la cote 545 m, les Grès et Marnes bariolés de direction 150°SE, sont subverticaux. Il s'agit peut-être du lieu à propos duquel Favre (1843: 115, note infrapaginale) a écrit: «j'ai vu la molasse redressée contre le Vouache». Un intervalle d'environ 600 m recouvert de dépôts quaternaires entre ces Grès et Marnes bariolés et les Calcaires urgoniens *auct.* affleurant plus à l'ouest (plongement: 75° vers le NE; direction: 150°), pourrait masquer un éventuel prolongement du «kink» d'axe NW-SE observé près de Chevrier et décrit ci-dessus, bien qu'il pourrait s'agir d'un autre «kink» de la même famille. Plus bas, en direction de Vulbens, les Grès et Marnes bariolés deviennent subhorizontaux et présentent des faciès blancs crayeux.

D'autre part, rappelons que quelques fractures à faible rejet ont été observées dans la galerie de reconnaissance de l'A42 (Coyne & Bellier 1978, *in* Charollais et al. 1983: 212, Fig. 4), au niveau du «Complexe des Marnes d'Hauterive» *auct.* et du «Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel» *auct.* En revanche, elles n'ont pas été détectées sur le terrain en raison des placages morainiques et de la couverture végétale qui masquent les affleurements.

En conclusion, l'esquisse de profil géologique présentée sur la figure 23C montre des «kinks» dans les Calcaires urgoniens *auct.* et dans la partie inférieure de la Molasse d'eau douce inférieure *auct.* (Calcaires inférieurs et Grès et Marnes bariolés). Cette disposition pourrait suggérer une «structure en fleur» typique des zones décrochantes déjà observées en sismique dans le bassin genevois, le long de la zone de failles décrochantes de Cruseilles-Humilly (Gorin et al. 1993, Signer & Gorin 1995). La genèse de ce type de «structure en fleur» positive (inverse et décrochante), qui détermine un coin expulsé («pop-up») implique l'existence en profondeur d'un niveau de décollement, ce qui conférerait au Vuache un style tectonique comparable à celui de nombreux plis du



Fig. 25: «Kink» dans les Calcaires urgoniens *auct.* à l'ouest de Chevrier.

Jura interne. Ces «kinks» sont dus à un raccourcissement (serrage) *grosso modo* perpendiculaire à leur plan axial et parallèle aux couches (Collomb & Donzeau 1974).

Sur les deux versants et la crête du Vuache, nous avons relevé entre la cluse du Rhône et l'autoroute A40, de nombreuses failles orientées est-ouest (Fig. 2A) et non pas N20°-30°, comme l'ont indiqué sur leurs cartes, Blondel (1988), Blondel et al. (1988), Donzeau et al. (1997a). Ces fractures se détectent bien en particulier sur la crête du Vuache grâce au décalage horizontal de la «combe purbeckienne» (= Formation de Goldberg) et, au pied de la montagne (côté Genève), dans la «dalle urgonienne», où elles se marquent par des ravines étroites dans le sens de la pente.

3. Rocher de Léaz et région d'Arcine

Le Rocher de Léaz (Figs. 2A, B) a été étudié et cartographié à 1/10 000 par Widmer (2001), qui a démontré sa grande complexité tectonique. Sans entrer dans le détail, ce Rocher correspond à un lambeau tectonique allongé NNW-SSE, qui fait partie intrinsèque du faisceau d'accidents du grand décrochement sénestre du Vuache. Sa terminaison nord est encore mal délimitée, mais nous y incluons les dalles de Calcaires urgoniens *auct.* à pendages variés, qui surplombent le tunnel SNCF du Crêt d'Eau.

Un peu plus au sud, le petit vallon du ruisseau de Rochefort, (Fig. 1), où affleurent les formations de Goldberg, Pierre-Châtel, Vions et Chambotte inférieure, est haché de failles N150°. Cet ensemble est chevauché par trois fois par des dalles de Tidalites de Vouglans à flèches NNW.

Plus au sud encore, le corps principal du Rocher de Léaz est affecté par de nombreuses failles N-S. Leurs prolongations dans le Rhône (non indiquées sur la carte) ont pu être parfaitement observées lors de la vidange du fleuve en 2000 jusqu'à 6 m en dessous de l'étiage. Les Couches à céphalopodes (Kimméridgien inférieur – base du Kimméridgien supérieur) y sont fortement replissées avec des axes de plis variés mais préférentiellement N-S. Dans le lit du Rhône, Schardt (1891, Pl. IX, profil 1) dessine, entre le Rocher de Léaz et Entremont, un synclinal pincé entre deux failles à cœur de «Valanginien» et «Hauterivien», mais aucune donnée actuelle de terrain ne nous permet de confirmer cette structure. Rappelons qu'à l'époque de Schardt (1891), le barrage de Génissiat n'existait pas et le niveau du Rhône était beaucoup plus bas.

Le lambeau du Rocher de Léaz est limité côté occidental par une grande faille NW-SE (ligne Léaz-Sandézanne) au tracé partiellement masqué par des

formations quaternaires. Donzeau et al. (1998) supposent qu'il pourrait s'appuyer sur les structures plus calmes du plateau de Bellegarde-Clarafond. Un minuscule affleurement de Calcaires urgoniens *auct.*, 150 m à l'est de l'église de Léaz et à pendage indéterminé, semble confirmer cette hypothèse, quoiqu'il pourrait également s'agir d'un lambeau similaire à celui du château d'Arcine.

Le piton du château d'Arcine (Fig. 2B) est formé par deux blocs de Calcaires urgoniens *auct.* à pendages respectifs de 45° et 30° vers le SW, séparés par une faille N110°, et dont la base affleurant le long de la D908a présente un faciès caractéristique («oolithe caviar») de l'Urgonien jaune *auct.* Juste au nord du piton, un pointement de Calcaires urgoniens *auct.* (Barrémien inférieur) est accolé à un petit affleurement de Calcaires pseudolithographiques (Oxfordien terminal): la grande faille décrochante qui limite à l'ouest le Rocher de Léaz peut donc être prolongée jusqu'ici. En conclusion, le promontoire d'Arcine représente la terminaison méridionale du grand triangle que Donzeau et al. (1998) ont appelé «relais de failles transpressif sénestre de Léaz-Champfromier».

4. Entre l'autoroute A40 et Cortagy

4. 1. Crête du Vuache

Entre le Golet du Pey et le plateau du Carrelet (Fig. 1), la crête du Vuache montre une inflexion des couches en «S», particulièrement bien visible en photos aériennes. Les directions y sont fréquemment N120° et jusqu'à N100° au lieu de N160° à N170° plus au nord. Cette sinuosité de la ligne de crête de la montagne est également affectée par de petits décrochements sub-latitudinaux. De plus, comme le remarquent Blondel et al. (1988), la courbure septentrionale de cette sinusoïde «se marque par une légère dépression (d'environ une cinquantaine de mètres) par rapport à l'altitude moyenne du chaînon (950 m environ); à l'inverse, la courbure méridionale amorce une élévation topographique jusqu'au point culminant de la Montagne du Vuache (1105 m)». Les accidents N100° au sud de la courbure sinusoïdale de la ligne de crête, se prolongent certainement plus à l'est, dans la région de Cortagy. Cette zone de décrochements N100° suit approximativement une ligne Arcine-Olliet et divise le Vuache en deux tronçons; les directions de leurs axes structuraux respectifs sont décalés en sénestre: au nord N160° et au sud N150°.

4. 2. Versant NE du Vuache

Au-dessus du hameau d'Olliet, dans le talus amont de la route communale reliant Olliet à Cessens, les couches de Calcaires urgoniens *auct.* sont renversées (direction: 155°SE; plongement: 50° à 80°SW) et, de

ce fait, affleurent sous la «Pierre jaune de Neuchâtel» *auct.* : cette disposition ne peut s'expliquer que par la présence d'un «kink» (Fig. 26).

A plusieurs centaines de mètres au sud d'Olliet, sur le flanc oriental du Vuache, au-dessus de Cortagy (Fig. 2B), la «dalle urgonienne» montre des pendants d'inclinaisons variées (60°E, 25°E, 30°E). Un peu plus à l'ouest, un grand espace couvert par des moraines quaternaires masque très probablement un pli («kink») d'axe N-S. En effet, le replat séparant la «dalle urgonienne» des affleurements de «Pierre jaune de Neuchâtel» *auct.* ne peut s'expliquer que par un «kink» avec ou sans faille.

5. Entre Cortagy et Chaumont

5. 1. Versant SW du Vuache

De la latitude des Grandes Chises à la cluse du Malpas (Fig. 2C), le flanc occidental du Vuache, entrecoupé de petits décrochements E-W, montre un plongement axial régulier vers le sud. Ainsi, en se déplaçant du nord vers le sud, apparaissent successivement toutes les formations du Crétacé inférieur jusqu'à la rupture de pente topographique à la hauteur de Chaumont, implanté sur les Calcaires urgoniens *auct.* (Fig. 27).

5. 2. Versant NE du Vuache

Sur le versant oriental du Vuache, à l'ouest du point topographique 660 situé sur le chemin reliant Cortagy à Chaumont, vers 750 m (coord.: 728 350 E; 5 104 450), non loin des grottes dites de Savigny, on retrouve les couches renversées de Calcaires urgoniens *auct.* (Fig. 28) (direction: 140°; plongements de 15° à 80° SW en remontant la pente), ce qui implique la présence d'un «kink», qu'il est tentant de considérer comme le prolongement de celui décrit ci-dessus au-dessus de Cortagy.

Juste au-dessous de Chaumont et au-dessus du Malpas, un lapiaz remarquable dans les Calcaires urgoniens *auct.* permet d'observer un double anticlinal d'axe général N-S. L'affleurement est limité à l'est par une faille de direction N165°.

6. Région du Malpas

La cluse du Malpas révèle de grandes complications tectoniques, qui ont déjà fait l'objet de plusieurs interprétations (Schardt 1891, pl. VIII, Fig. 9; Scolari 1955; Rigassi 1961 [inédit]; Charollais & Badoux 1990: 53, Fig. 33; Bordon & Charollais 2009: 25, Figs. 43 et 44). Nos relevés à 1/10000 (B. M.) ne



Fig. 26: Flanc renversé d'un «kink» dans les Calcaires urgoniens *auct.* au bord de la route communale, au-dessus du hameau d'Olliet.

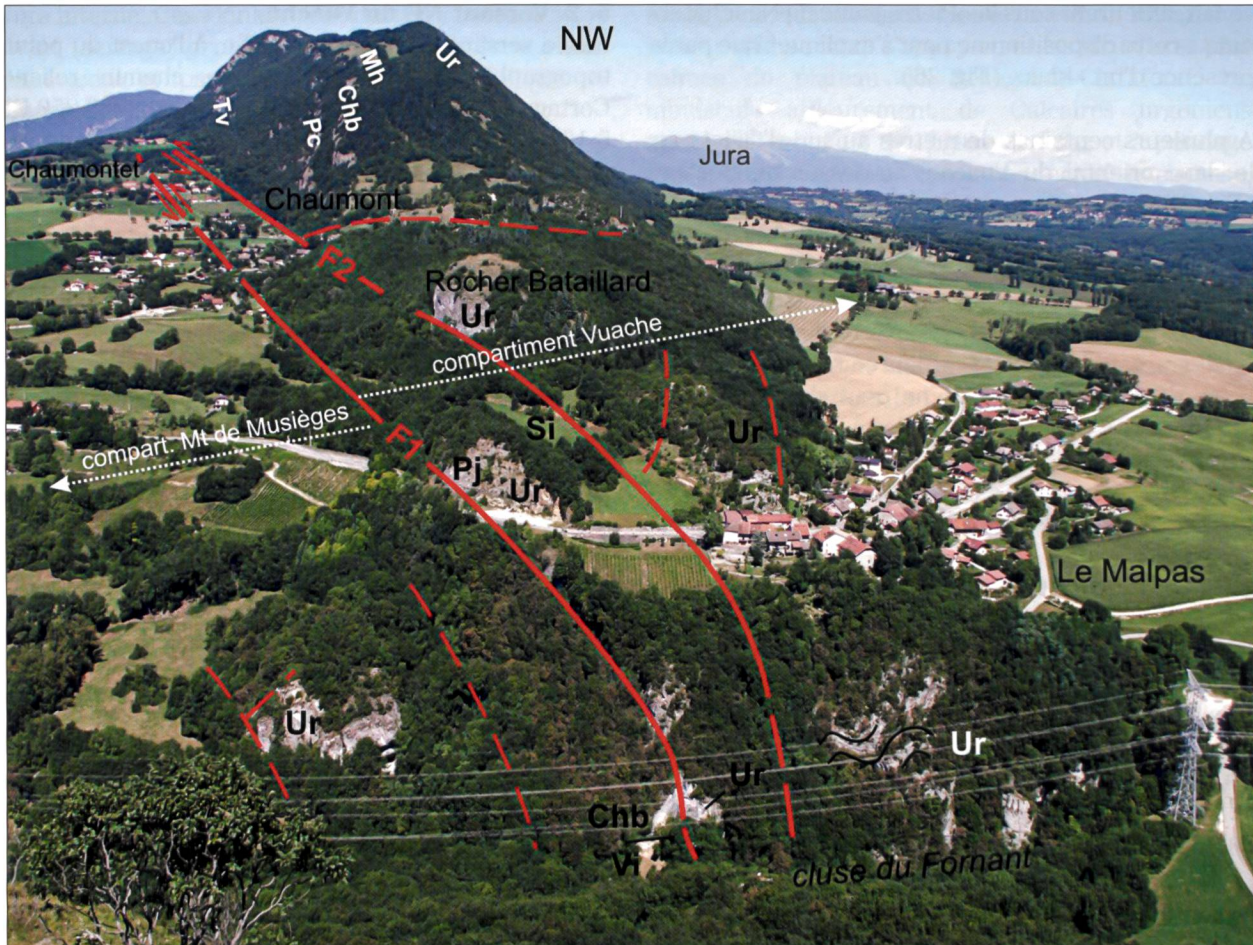


Fig. 27: Vue en direction du NW, sur le flanc droit du Fornant, la région du Malpas et sur la terminaison périclinale du Vuache, depuis le Mont de Musièges.

Au premier plan, le canyon du Fornant est dominé sur rive droite par des parois de Calcaires urgoniens auct. plissés et découpés par un faisceau de failles (= décrochement sénestre du Vuache), dont la principale (F1) met en contact le compartiment Vuache essentiellement composé de Calcaires urgoniens auct. avec le compartiment Mont de Musièges représenté par les terrains compris entre la Formation de Vions et les Calcaires urgoniens auct. Cette faille bien observable dans la Formation de Vions au niveau du Fornant, près de la station de captage des eaux, se poursuit jusque dans une ancienne carrière au bord de la D992, où elle met en contact les Calcaires urgoniens auct. du compartiment Vuache avec les couches très écrasées du «Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel» auct. du compartiment Mont de Musièges.

Au sein du compartiment Vuache, une autre faille, F2, subparallèle à F1, appartenant au faisceau de failles décrochantes sénestres du Vuache, décelable depuis la région de Chaumontet, passe au pied du Rocher Bataillard, traverse une zone herbeuse masquant des Grès sidérolithiques puis, à partir de la D992, descend dans le canyon du Fornant jusqu'au niveau de la rivière; elle se poursuit sur la rive gauche du Fornant au pied du versant nord du Mont de Musièges et remonte à travers le grand pré que traverse la D187.

A l'arrière-plan, vue sur la descente axiale du Vuache.

Tidalites de Vouglans (Tv), Formation de Pierre-Châtel (Pc), Formation de Vions (Vi), Formation de la Chambotte inférieure (Chb), Calcaires roux auct. (Cr), «Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel» auct. (Pj), Calcaires urgoniens auct. (Ur), Grès sidérolithiques (Si), Marnes et Grès bariolés (Mr), Grès et Marnes gris à gypse (Mg).

peuvent pas être reportés intégralement sur la carte géologique (Figs. 2B, C), vu l'échelle de la carte et la complexité structurale de ce secteur très fracturé.

Dans la cluse taillée par le Fornant et empruntée par la cascade de Barbannaz (Fig. 29A), nous avons observé des plis en chevrons (Fig. 29B), dont la direction des axes quoique difficilement mesurable,

semble proche de celle de la double structure anticlinale mentionnée entre Chaumont et le Malpas. Ces plis de plan axial voisin de N-S sont compatibles avec un raccourcissement E-W, lié au jeu sénestre des failles N140°. Certains de ces plis dans les Calcaires urgoniens auct., qui ne sont pas mentionnés sur la feuille à 1/50 000 «Seysse» (Donze 1972), avaient déjà été signalés par Schardt (1891). Ce caractère



Fig. 28: Couches renversées (= flanc inverse d'un «kink») de Calcaires urgoniens *auct.* près des grottes de Savigny.

«plastique» des Calcaires urgoniens *auct.* contraste avec «l'ossature urgonienne» rigide et cassante de l'ensemble du chaînon du Vuache, hormis les «kinks» découverts sur son versant oriental.

Outre les failles subverticales déjà décrites par nos prédécesseurs et le faisceau de failles décrochantes N140° (voir F1 et F2; Fig. 27), nous avons repéré un accident latitudinal, qui pourrait être à l'origine de la cluse.

Signalons encore sur rive droite du Fornant, au fond de la cluse, derrière le captage d'eaux, le contact tectonique entre la Formation de Vions et les Calcaires urgoniens *auct.* (Fig. 30) dû au passage de la faille F1 (Fig. 27), qui doit être considérée comme une des branches principales du faisceau de failles composant le «décrochement sénestre du Vuache». Sur rive gauche, cette faille met en contact les Calcaires urgoniens *auct.* avec les Tidalites de Vouglans (Fig. 31).

Sur rive droite du Fornant, le débit de la grosse résurgence captée dans le lit du torrent en aval de la cascade de Barbannaz, n'est pas connu exactement; Vial (1998: 6) l'a estimé «à 14 l./s. en étiage et entre

50-60 l./s. en hautes eaux». Cette résurgence liée à la faille F1, draine la terminaison périclinale du Vuache (Fig. 27), au moins jusqu'au village de Chaumont et peut-être au-delà. Or, la sismicité liée au jeu des failles F1 et F2 est active encore aujourd'hui (Sambeth & Pavoni 1988). Aussi, Vial (1998: 6) envisage la possibilité «de changements de débit et de troubles amenés par des matières en suspension» pour ces eaux à l'émergence.

Quant à la faille F2, parallèle à la faille F1, elle n'affecte dans sa partie visible que les Calcaires urgoniens *auct.* Elle fait également partie du faisceau de failles décrochantes sénestres, qui vient de la région de Chaumont et se poursuit jusque dans le lit du Fornant. Elle passe notamment le long du Rocher Bataillard (Fig. 32A), où l'on peut observer un miroir de faille, sur lequel des stries sont encore visibles (Fig. 32B).

7. Mont de Musièges

Le Mont de Musièges à carapace de Calcaires urgoniens *auct.* (Fig. 18) se présente comme un pli conique d'axe approximatif N20°. Le long de la D187,

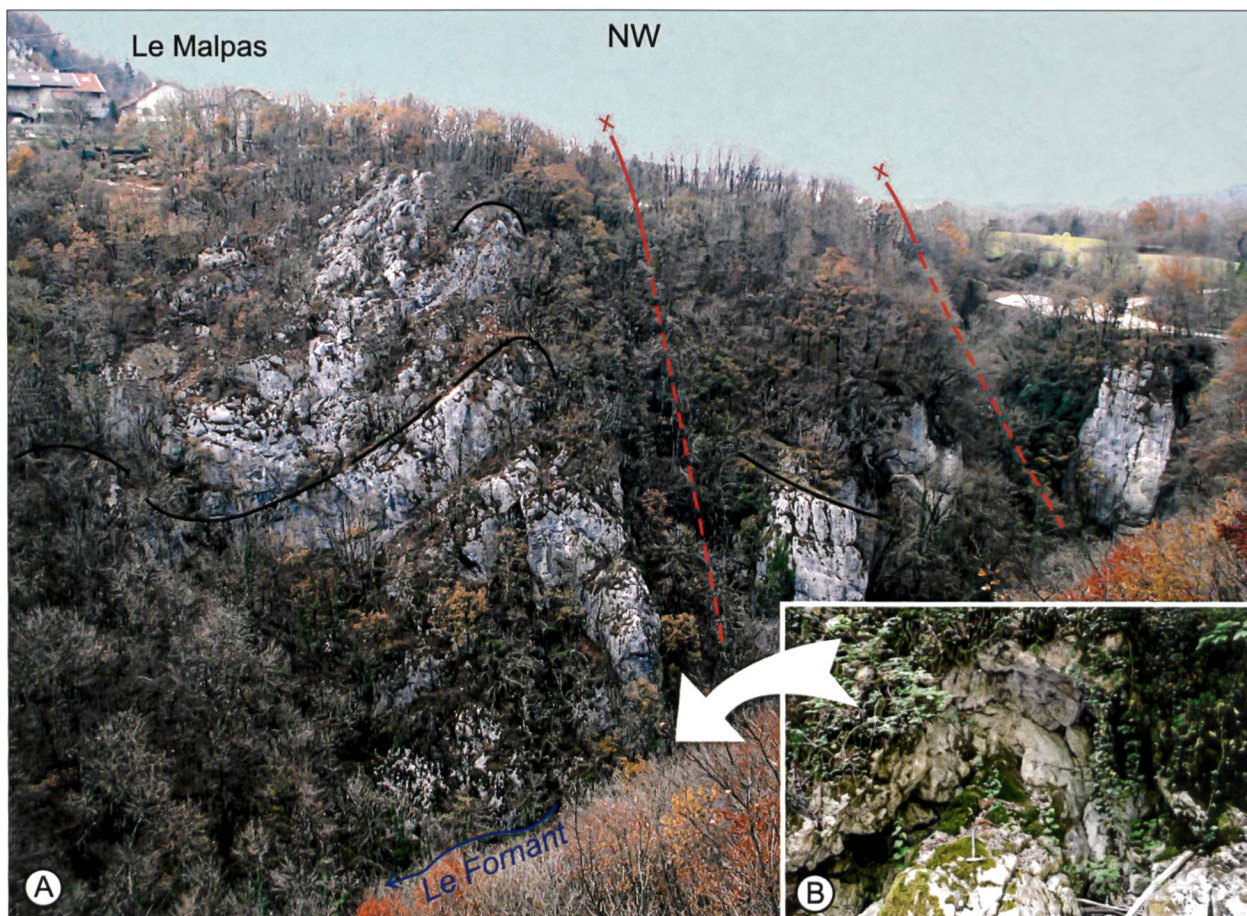


Fig. 29: Vue depuis le Mont de Musièges sur la rive droite du Fornant en aval de la cascade de Barbannaz.
 29A: Vue générale sur les parois de Calcaires urgoniens *auct.* plissés et faillés.
 29B : Détail d'un pli en chevron au fond du canyon du Fornant.

un faisceau de failles subverticales N200° correspondant au grand décrochement sénestre du Vuache lacère les terrains compris entre la Formation de Vions et le «Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel» *auct.* En relation avec ce décrochement, des failles N90° affectent le versant oriental du Mont et se poursuivent dans les Calcaires urgoniens *auct.* de son flanc occidental, sans qu'il soit possible de les repérer avec précision.

Les nombreux indices d'hydrocarbures dans les Calcaires urgoniens *auct.* et dans les Molasses du Vuache et du Mont de Musièges ont justifié une exploration pétrolière dans cette région au 20^e siècle. D'autant plus que des imprégnations bitumineuses dans les Calcaires urgoniens *auct.* étaient déjà exploitées dans les mines de Lovagny, tout comme les calcaires bitumineux du Kimméridgien à Orbagnoux. Quatre forages, figurés sur la feuille à 1/50 000 «Seyssel» (Donze 1972), ont été implantés au pied du versant oriental du Mont de Musièges en plein dans la zone fracturée du décrochement sénestre du Vuache. Les rapports fragmentaires décrivant ces forages, trop difficiles à interpréter, n'amènent

pas d'arguments utilisables; par contre, ils mentionnent tous des traces d'hydrocarbures.

En revanche, le sondage Musièges-1 (677-3-1; coord. Lambert: 880,335/119,650) foré en 1961 par la compagnie PREPA sur le versant occidental du Mont, apporte de précieux renseignements sur le plan stratigraphique et structural. Sommairement décrit par Donze & Enay (1972: 6), ce forage qui a atteint la profondeur de 2083 m, a traversé successivement les formations décrites ci-dessous et dont nous avons conservé partiellement la terminologie de l'époque (archives de la PREPA, Table 1).

Bien que la pendagemétrie soit lacunaire, le sondage Musièges-1 montre une succession de terrains apparemment normale. Dans le haut du forage, jusque vers la cote 730 m, les pendages oscillent autour de 35° à 40° vers le SW, ce qui permet de calculer approximativement l'épaisseur réelle des formations comprises entre le sommet du «Complexe de la Pierre jaune de Neuchâtel» *auct.* et la base du «Purbeckien» *auct.* (terminologie PREPA). Celle-ci correspond tout à fait à celle que nous avons observée au Vuache et en



Fig. 30: Rive droite du Fornant en aval de la cascade de Barbannaz: contact tectonique (faille F1) entre les Calcaires urgoniens auct. (Ur) à droite de la photo et les Formations de Vions (Vi) / Chambotte inférieure (Chb) à gauche de la photo.

partie au Mont de Musièges. Il est donc logique d'admettre l'absence d'accidents tectoniques dans les premières centaines de mètres traversés par le forage, en tout cas jusque dans la partie supérieure du «Tithonien» (terminologie PREPA).

Au-delà de 730 m, aucun pendage ne figure sur le log de forage jusqu'à 1140 m, où l'on observe un «pivotement» des pendages vers le NW, qui se poursuit jusqu'à 1180 m. Puis dans la partie inférieure du sondage, les pendages deviennent généralement plus

Table 1: Succession des terrains traversés par le forage Musièges-1.

Profondeurs	Formations	Pendages
0 m - 104	Molasse chattienne (= Molasse rouge auct.)	Inconnus
104 - 106	Argiles vertes éocènes (= Sidérolithique)	Inconnus
106 - 116	Calcaires blanchâtres aptiens	Inconnus
116 - 222	Calcaires urgoniens blancs, à orbitolines	Inconnus
222 - 263	Calcaires urgoniens jaunes	Inconnus
263 - 369	Pierre jaune de Neuchâtel	45° SW entre 325 et 365 m
369 - 398	Marnes d'Hauterive, à spicules de spongiaires	Inconnus
398 - 576	Calcaires à <i>O. rectangularis</i> , Calcaires roux, Formations de la Chambotte, de Vions et de Pierre-Châtel	30°-45° SW-WSW
576 - 616	Purbeckien auct.	30°-35° SW
616 - 1202	Tithonien à <i>Clypeina sulcata</i> , Kimméridgien à algues et coraux	25°-35° SW entre 616 et 730 m; 20° NW à 1140 m et à 1180 m
1202 - 1789	Oxfordien; entre 1735 et 1789 m: Couches de Birmensdorf à spongiaires hexactinellides et protoglobigérines	10°-20° WNW vers 1600 m; jusqu'à 1750 m: 30°-40° W
1789 - 1790	Callovien, à oolites ferrugineuses et <i>Reineckeia anceps</i>	
1790 - 1912	Bathonien à «filaments»	10°-16° W à WNW
1912 - 2083	Bajocien à entroques (coraux à 2025 m), siliceux à la base	14°-18° WNW-NW



Fig. 31: Rive gauche du Fornant en aval de la cascade de Barbannaz: contact tectonique (faille F1) entre les Tidalites de Vouglans (Tv) à droite de la photo et les Calcaires urgoniens auct. (Ur) à gauche de la photo.

faibles et s'orientent à l'WNW. A partir des données fragmentaires de pendagemétrie, le calcul approximatif de l'épaisseur réelle du «Tithonien» et du «Kimméridgien» (terminologie PREPA) traversée par le forage semble démontrer un surépaississement

de ces formations par rapport aux mesures effectuées à l'affleurement dans le Vuache. Ce fait ajouté au «pivotement» des pendages incite à admettre un ou plusieurs accidents tectoniques au sein des formations du «Kimméridgien» et/ou du «Tithonien».



Fig. 32: Le Rocher Bataillard et son miroir de faille dû à la faille F2.

32A: Vue générale. 32B: Stries observées sur le miroir de faille.

VII. CONCLUSIONS

La nouvelle carte géologique des montagnes du Vuache et du Mont de Musièges (Figs. 2A, B, C) donne une vision homogène de tout ce chaînon jurassien et apporte de nouvelles données tant sur le plan stratigraphique que structural. Alors que la feuille géologique à 1/50 000 «Seyssel» (Donze 1972) était accompagnée d'une légende de couleurs exprimant des âges, les couleurs et les sigles de notre carte géologique (Figs. 2A, B, C) correspondent à des «formations»; ce concept moderne de cartographie avait déjà été partiellement adopté sur la feuille à 1/50 000 «St-Julien-en-Genève» (Donzeau et al. 1997a). Dans ce travail, qui sert de notice explicative à la nouvelle carte géologique (Figs. 2A, B, C), les formations sont décrites à différentes échelles: dans le paysage, à l'affleurement ou parfois au microscope. Leur lithologie et leur contenu paléontologique sont donnés. De plus, certains faciès difficilement identifiables sur le terrain sont accompagnés de critères pétrographiques et/ou paléontologiques aisément détectables à la loupe sur le terrain.

Sur le plan stratigraphique, cette note apporte de nombreuses précisions biostratigraphiques surtout sur les terrains du Jurassique, et du Crétacé inférieur (Hauterivien supérieur – Barrémien inférieur). Toutefois, comme l'écrivait Schardt (1891) dans la préface de son travail sur la chaîne du Reculet-Vuache, «la stratigraphie des terrains jurassiques supérieurs laisse encore bien des questions à résoudre, malgré les soins et le temps que j'ai mis à l'étudier». Cette conclusion est encore partiellement d'actualité, car l'accessibilité aux affleurements de ces formations est périlleuse, notamment dans les parois de l'extrémité septentrionale du Vuache. Par ailleurs, la publication de la coupe du Fornant, relevée par D. Rigassi (1978, 1989), mais restée inédite, permet d'accéder à une meilleure connaissance litho- et biostratigraphique des Molasses du bassin albanais.

Sur le plan tectonique, les nouveaux levés ont permis de mettre en évidence un réseau de failles annexes au grand décrochement sénestre du Vuache, beaucoup plus dense et surtout plus cohérent. Alors qu'entre la latitude du château des Roches et celle d'Olliet, Donze (1972) avait reconnu trois failles, nous en avons relevé une douzaine. Et dans la partie septentrionale du Vuache, contrairement aux cartes de Blondel (1984, 1988), Blondel et al. (1988), (Donzeau et al. 1997a), qui avaient mentionné des failles orientées N40°, nous avons observé qu'en réalité elles sont toutes orientées N90° à N100°, ce qui est, d'une part, beaucoup plus en accord avec la fracturation de la partie méridionale du Vuache, et d'autre part, plus cohérent avec le grand décrochement sénestre principal («faille du Vuache» *auct.*).

Sur le flanc oriental de la montagne du Vuache, la découverte de «kinks», de couches renversées et de plis et/ou de failles dans les Calcaires urgoniens *auct.* et dans la base de la Molasse d'eau douce inférieure *auct.* nous incite à proposer une nouvelle interprétation structurale de ce chaînon jurassien. Il nous semble, en effet, logique de suggérer au pied du flanc oriental du Vuache, l'existence d'un important réseau de fractures plus ou moins parallèle au grand décrochement sénestre du Vuache (Fig. 33). Ainsi, la présence de deux faisceaux de failles (décrochements) courant longitudinalement de part et d'autre du Vuache expliquerait-elle le compartimentage du chaînon par les nombreuses fractures de cisaillement transverses et obliques à l'axe du Vuache. Plus au sud, les lignes sismiques qui traversent la «zone de failles décrochantes» prolongeant celle du Vuache montrent une zone fracturée sur une largeur de plus de 1,5 km de largeur (G. Gorin, communication orale 2013).

De plus, notre étude démontre que le raccord entre les couches du versant oriental du Vuache avec celles du bassin franco-genevois n'est pas aussi «simple» que l'ont dessiné tous nos prédécesseurs. Dans l'état actuel de nos connaissances, nous ne pouvons pas exclure une structure en «pop-up», qui conférerait au Vuache un style tectonique comparable avec celui de nombreux plis du Jura interne.

L'esquisse tectonique schématique (Fig. 33) met clairement en évidence la courbure en S de la ligne de crête du Vuache à la latitude d'une ligne «Olliet – les Grandes Chises». Sur le plan structural, la montagne se trouve ainsi subdivisée en deux parties décalées l'une par rapport à l'autre. Leurs axes respectifs présentent un léger changement d'orientation: N160 pour la partie septentrionale et N 150 pour la partie méridionale. Cette disposition reflète certainement des complications structurales en profondeur qui, comme l'importante virgation de la Haute Chaîne au sud du Crêt d'Eau, restent encore aujourd'hui inexplicables.

Auteurs

Ce travail a été coordonné par J. Charollais, R. Wernli, B. Mastrangelo et J. Metzger.

Les travaux de cartographie sur le terrain ont été assumés par B. Mastrangelo entre 2006 et 2012, assisté par R. Wernli et J. Charollais. *La rédaction de la présente note* résulte de la collaboration de plusieurs auteurs. J. Charollais: stratigraphie (Crétacé, Tertiaire); R. Wernli: stratigraphie (Jurassique, tectonique); B. Mastrangelo: cartographie géologique, tectonique; J. Metzger: infographie générale; R. Busnardo: ammonites (Crétacé); B. Clavel: strati-

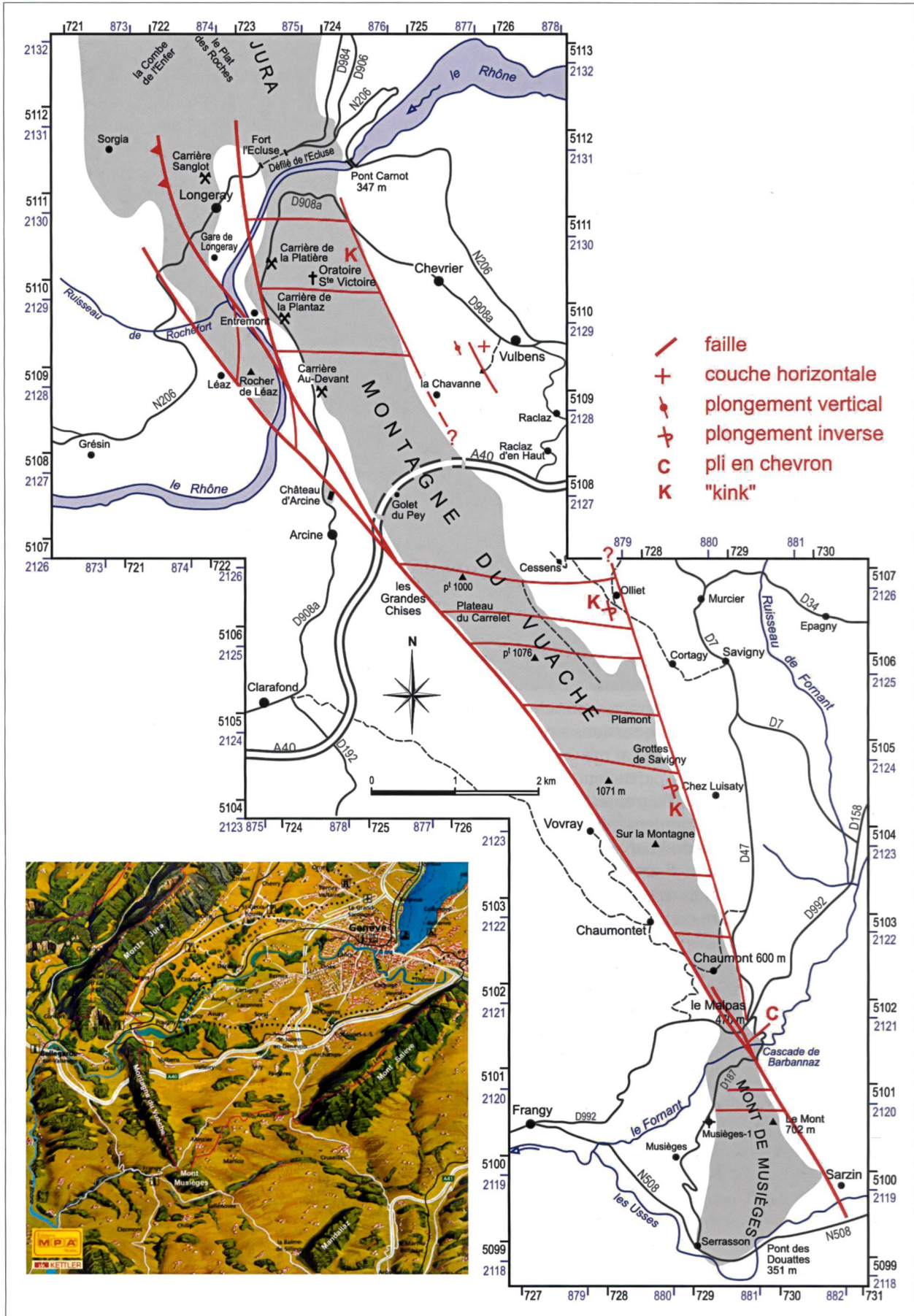


Fig. 33: Esquisse tectonique schématique du Vuache et du Mont de Musièges.

graphie (Crétacé, orbitolinidés); M. Conrad: Urgonien; E. Davaud: «Purbeckien»; M. Conrad, B. Granier: algues; M. Saint Martin: infographie de la carte géologique; M. Weidmann: Molasses.

■ Remerciements

Nous remercions la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève d'avoir bien voulu accepter de publier ce manuscrit. Que son Président, Michel Grenon, et son Rédacteur, Robert Degli Agosti, qui nous a fait profiter à maintes reprises de son expérience dans l'édition, soient vivement remerciés. Nous sommes également très reconnaissants au Fonds Rehfous-Collard de nous avoir accordé un subside pour l'impression.

Nous sommes reconnaissants à Jean Louis Ducruet, Président du Syndicat Intercommunal de Protection et de Conservation du Vuache (SIPCV), et à Stéphane Patry, Chargé de mission, de nous avoir permis de publier le fond topographique à 1/25 000 du Vuache et du Mont de Musièges, propriété du SIPCV. Merci également à Dominique Ernst pour nous avoir autorisés à utiliser sa photo du Vuache prise depuis la rive droite du Rhône ainsi qu'à Jacques Bordon pour avoir relu ce texte avec attention. Le Muséum d'Histoire naturelle de la Ville de Genève et le Département de géologie et de paléontologie de l'Université de Genève nous ont également assuré un appui logistique, ce dont nous leur en sommes gré.

Nous remercions le Prof. Mario Sartori, qui nous a fait bénéficier de ses grandes connaissances en géologie structurale. Les deux reviewers, Georges Gorin (Prof.) et Michel Wiazemsky, (Ing.-géol.) ont assuré avec soin et compétence la relecture du manuscrit: qu'ils soient vivement remerciés pour leurs nombreuses remarques pertinentes. Notre gratitude va également à Abel Prieur, Conservateur à la Faculté des Sciences de Lyon, pour sa constante et bienveillante disponibilité.

■ Dépôt du matériel

Le dessin (sur supports papier et électronique) des coupes relevées au 1/100^e dans la galerie de reconnaissance et dans les deux tubes de l'autoroute A40 est déposé au Muséum d'Histoire naturelle de Genève. Les relevés banc par banc des formations comprises entre les Tidalites de Vouglans et les Calcaires urgoniens *auct.* traversées par les tunnels sont dus à Jean Charollais, en collaboration avec Bernard Clavel, Eric Davaud, Pierre Desjacques, Andrée Kunzle, Benoît Maurice. Les lames minces et les échantillons sont également déposés au Muséum d'Histoire naturelle de la Ville de Genève. Les ammonites portant le numéro FSL appartiennent aux collections de la Faculté des Sciences de Lyon.

Bibliographie

- **ARIKAN Y.** 1963. Coupe lithologique du Néocomien et d'une partie du Jurassique supérieur de la montagne du Vuache; route nationale 508a. Echelle 1/50. Document inédit déposé au Muséum d'Histoire naturelle de la Ville de Genève.
- **ARIKAN Y.** 1964. Etude géologique de la chaîne du Grand-Crédo-Vuache (Ain, France). *Ecol. geol. Helv.* 57/1: 1-74, Bâle.
- **BAIZE S, LEMEILLE F, CUSHING M, SCHWENNINGER J L, NICOU D G.** 2009. Multidisciplinary approach to the study of the Vuache fault (France) – Part I: Geological characterization of the fault. *Intern. Conf. Provence 2009, Aix-en-Provence.*
- **BAUMBERGER E.** 1901. Ueber Facies und Transgressionen der unteren Kreide am Nordrande der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura. *Wiss. Beil. Ber. Töchter-Schule Basel*, 1-44.
- **BAUMBERGER E.** 1903-1910. Fauna der Unter-Kreide im Westschweizerischen Jura. *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, I-VI: 30-36, Basel.
- **BERGER J-P, REICHENBACHER B, BECKER D, GRIMM M, GRIMM K I, PICOT L, STORNI A, PIRKENSEER C, SCHÄFER A.** 2005. Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). *Intern. J. Earth Sciences* 94: 711-731, Stuttgart.
- **BERNIER P.** 1984. Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. *Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. Docum. Lab. Géol. Lyon* 92, 422 pp.
- **BERNIER P, ENAY R.** 1972. Figures d'émersion temporaire et indices de sédimentation à faible profondeur dans le Portlandien et le Kimméridgien supérieur (Calcaires en plaquettes) du Grand-Colombier-de-Culoz (Ain, France). *Bull. Soc. géol. France* 7/14: 281-292, Paris.
- **BLANC-ALÉTRU M-C.** 1995. Importance des discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de l'Urgonien jurassien. *Micropaléontologie, sédimentologie. Minéralogie et stratigraphie séquentielle. Géol. Alpine, Mém. H. S.* 24: 1-299, Grenoble.
- **BLONDEL T.** 1984. Etude tectonique de la partie septentrionale de la montagne du Vuache (Haute-Savoie, France). *Dipl. Sc. Terre, Univ. Genève*, 2^e part. (inédit), 115 pp.
- **BLONDEL T.** 1988. La Montagne du Vuache (Jura méridional): un exemple de structure géologique d'apparence simple mais de formation complexe. *Le Globe* 128: 15-38, Genève.
- **BLONDEL T.** 1990. Lithostratigraphie synthétique du Jurassique et du Crétacé inférieur de la partie septentrional du Vuache (Jura méridional, Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.* 43/1: 175-191, Genève.
- **BLONDEL T, CHAROLLAIS J, CLAVEL B, SCHROEDER R, MOJON P-O, MONTEIL E.** 1986. Excursion du Congrès Benthos'86: Jura méridional et chaînes subalpines. *Livret-guide. Excursion 1. Publ. Dépt. géol. pal., Univ. Genève, Sér. Guide géol.* 5, 107 pp.
- **BLONDEL T, CHAROLLAIS J, SAMBETH U, PAVONI N.** 1988. La faille du Vuache (Jura méridional): un exemple de faille à caractère polyphasé. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 79/2: 65-91, Lausanne.
- **BLONDEL T, SCHROEDER R.** 1986. Jura méridional. Excursion à la montagne du Vuache (Haute-Savoie) – Fort l'Ecluse (Ain, France). *Excursion du Congrès Benthos'86: Jura méridional et chaînes subalpines. Livret-guide. Publ. Dépt. géol. pal., Univ. Genève, Sér. Guide géol.* 5: 6-55.
- **BORDON J, CHAROLLAIS J.** 2009. Le Vuache, montagne insolite... *SIPCV. F-74520 Vulbens. ISBN: 978-2-9527834-1-5.* 68 pp.
- **BURBANK D W, ENGESSER B, MATTER A, WEIDMANN M.** 1992. Magnetostratigraphic chronology, mammalian faunas and stratigraphic evolution of the Lower Freshwater Molasse, Haute-Savoie, France. *Ecol. geol. Helv.* 85: 399-431, Bâle.
- **BUSNARDO R., CHAROLLAIS J., WEIDMANN M., CLAVEL B.** 2003. Le Crétacé inférieur de la Veveysse de Châtel (Ultrasubalpin des Préalpes externes; canton de Fribourg, Suisse). *Rev. Paléobiol.* 22/1: 1-174, Genève.
- **BUSNARDO R, THIEULOY J-P.** 1989. Les ammonites de l'Hauterivien jurassien: révision des faunes de la région du stratotype historique de l'étage Hauterivien. *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* 11: 101-147.
- **CHAROLLAIS J, BADOUX H.** 1990. Suisse lémanique, Pays de Genève et Chablais. *Guides géologiques régionaux. Ed. Masson*, 224 pp.
- **CHAROLLAIS J, CLAVEL B, AMATO E, ESCHER A, BUSNARDO R, STEINHAUSER N, MACSOTAY O, DONZE P.** 1983. Etude préliminaire de la faille du Vuache (Jura méridional). *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 76/3: 217-256, Lausanne.
- **CHAROLLAIS J, CLAVEL B, BUSNARDO R.** 2008. Biostratigraphie et découpage séquentiel des formations du Crétacé inférieur de la plate-forme jurassienne (France, Suisse). *In A Terra. O Conflitos e Ordem. Homenagem ao Prof. Ferreira Soares. Mus. Miner. Geol. Univers. Coimbra:* 197-2007.
- **CHAROLLAIS J, CLAVEL B, BUSNARDO R, MAURICE B.** 1989. L'Hauterivien du Jura du Bassin genevois. *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* XI: 49-72.
- **CHAROLLAIS J, CLAVEL B, DESJACQUES P, KUNZLE A, MAURICE B.** 1978. Coupe lithologique au 1/100^e des formations comprises entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur: galerie de reconnaissance et tubes autoroutiers de l'A 40 (tunnel du Vuache). Document inédit déposé au Muséum d'Histoire naturelle de la Ville de Genève.
- **CHAROLLAIS J, PLANCHEREL R, MONJUVENT G, DEBELMAS J.** avec la collaboration de **DEVILLE Q, DONZEAU M, GALLAY A, GORIN G, NICOU D G, KINDLER P, RUCHAT C, TURREL C, WERNLI R.** 1998. Notice explicative, Carte géol. France (1/50'000), feuille Annemasse (654). BRGM, Orléans, 130 pp.
- **CHAROLLAIS J, WEIDMANN M, BERGER J-P, ENGESSER B, HOTELLIER J-F, GORIN G, REICHENBACHER B, SCHÄFER P.** 2007. La Molasse du bassin franco-genevois et son substratum. *Arch. Sci.* 60/2-3: 59-174, Genève.
- **CHAROLLAIS J, WERNLI R, JAN DU CHÈNE R, VON SALIS K, STEINER F.** 2006. La Molasse marine supérieure de la Combe d'Evuaz et de la Pesse (Jura méridional, France). *Arch. Sci.* 59: 21-46, Genève.
- **CHAROLLAIS J, WERNLI R, MEYER C A, CLAVEL B.** 2007. Découverte d'empreintes de dinosaures dans le Berriasien du Jura méridional (Ain, France). *Arch. Sci.* 60/1: 33-40, Genève.
- **CLAVEL B, BUSNARDO R, CHAROLLAIS J, CONRAD M-A, GRANIER B.** 2010. Répartition biostratigraphique des orbitolinidés dans la biozonation à ammonites (plate-forme urgonienne du Sud-Est de la France). *Partie 1: Hauterivien supérieur – Barrémien basal. Carnets de Géologie, Art.* 2010/06, 53 p. doi: 10.4267/2042/33369.

- **CLAVEL B, CHAROLLAIS J.** 1989. Biostratigraphie de l'Hauterivien du Jura méridional. Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. XI: 291-298.
- **CLAVEL B, CHAROLLAIS J, BUSNARDO R, LE HÉGARAT G.** 1986. Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. *Eclog. geol. Helv.* 79/2: 319-341, Bâle.
- **CLAVEL B, CHAROLLAIS J, CONRAD M, JAN DU CHÈNE R, BUSNARDO R, GARDIN S, ERBA E, SCHROEDER R, CHERCHI A, DECROUZÉ D, GRANIER B, SAUVAGNAT J, WEIDMANN M.** 2007. Dating and progradation of the Urgonian limestone from the Swiss Jura to South-East France. *Z. dt. Ges. Geowiss.* 158/4: 1025-1062, Stuttgart.
- **CLAVEL B, CHAROLLAIS J, SCHROEDER R, BUSNARDO R.** 1995. Réflexions sur la biostratigraphie du Crétacé inférieur et sur sa complémentarité avec l'analyse séquentielle: exemple de l'Urgonien jurassien et subalpin. *Bull. Soc. géol. France* 166: 663-680, Paris.
- **CLAVEL B, CONRAD M-A, BUSNARDO R, CHAROLLAIS J, GRANIER B.** 2012. Mapping the rise and demise of Urgonian platforms (Late Hauterivian – Early Aptian) in southeastern France and the Swiss Jura. *Cretaceous Research* 39: 29-46.
- **CLERC C.** 2005. Les Miliolina (foraminifères porcelanés) du Dogger du Jura méridional (France): systématique, stratigraphie et paléoenvironnement. *Terre & Environnement, Sect. Sci. Terre, Univ. Genève* 56: 1-250 p.
- **COLLOMB P, DONZEAU M.** 1974. Relations entre kink-bands décimétriques et fractures de socle dans l'Hercynien des Monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Tectonophysics* 24: 213-242. Amsterdam.
- **CONRAD M-A.** 1969. Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Eclog. geol. Helv.* 62/1: 1-79, Bâle.
- **CONRAD M-A, CLAVEL B.** 2008. A *Lithocodium* and *Bacinella* signature of a Late Hauterivian, local microbial event: the Urgonian limestone in South-East France. *Geologia Croatica*, 61, 2/3: 239-250.
- **COURBOULEX F, DEICHMANN N, GARIEL J-C.** 1999. Rupture complexity of a moderate intraplate earthquake in the Alps: the 1996 M5 Epagny-Anancy earthquake. *Geophys. Journ. Intern.* 139: 152-160.
- **DARSAC C.** 1983. La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie, paléogéographie, micropaléontologie. Thèse, Univ. Grenoble, non publiée, 319 pp.
- **DAVAUD E, STRASSER A, CHAROLLAIS J.** 1983. Présence d'horizons calcretisés dans le Purbeckien du Jura méridional: extension spatiale et conséquences paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, II*, 296: 575-578.
- **DECONINCK J-F, STRASSER A.** 1987. Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of Purbeckian green marls (Swiss and French Jura). *Eclog. geol. Helv.* 80/3: 753-772, Bâle.
- **DONZE P.** 1972. Feuille 677 Seyssel, Carte géologique de la France à 1:50'000. BRGM, Orléans.
- **DONZE P, ENAY R.** 1972; Notice explicative. 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). *Géologie France* 2: 25-45, Orléans.
- **DONZEAU M, WERNLI R, CHAROLLAIS J, MONJUVENT G.** 1997a. Carte géologique de la France (1/50'000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653). BRGM, Orléans.
- **DONZEAU M, WERNLI R, CHAROLLAIS J, MONJUVENT G.** 1997b. Notice explicative, Carte géol. France (1/50'000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653). BRGM, Orléans, 144 pp.
- **ECCOFFEY J-P.** 1994. Le Callovien du Jura méridional interne: paléontologie, microfaciès et milieux de dépôts. *Dipl. Sci. Terre, Univ. Genève* (inédit), 125 pp.
- **ENAY R.** 1965. Les formations coralliennes de Saint-Germain-de-Joux (Ain). *Bull. Soc. géol. France* 7: 23-31, Paris.
- **ENAY R.** 1966. L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. *Etude stratigraphique. Nouv. Arch. Mus. Lyon* 8, I: 1-323; II: 331-624.
- **ENAY R.** 1969. Le prétendu «Argovien» d'Entremont (Haute-Savoie). Découverte de la zone à Platynota (Kimméridgien inférieur) au Vuache (Jura méridional). *C. R. Séanc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, N.S.* 4/1: 68-76.
- **ENGESSER B, HUGUENY M.** 1982. Les mammifères de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur des profils de la Findreuse et du Fornant en Haute-Savoie et de la Paudèze près de Lausanne. *Docum. Lab. Géol. Lyon, H.S.* 7: 59-75.
- **ENGESSER B, MAYO N A, WEIDMANN M.** 1984. Nouveaux gisements de mammifères dans la Molasse subalpine vaudoise et fribourgeoise. *Mém. suisse Paléont.* 107: 1-39, Bâle.
- **FAVRE A.** 1843. Considérations géologiques sur le Mont Salève et sur les terrains des environs de Genève. *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève* 10: 49-162.
- **FAUCONNIER D.** 1989. Palynologie du stratotype historique de l'Hauterivien. *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* XI: 233-255.
- **GORIN G E, SIGNER C, AMBERGER G.** 1993. Structural configuration of the western Swiss Molasse Basin as defined by reflection seismic data. *Eclog. geol. Helv.*, 86/1: 693-716.
- **GRANIER B, BUCUR I I, TRABOLD G.** 2000. *Falsolikanella danilovae* Radoicic ex Barattolo 1978, n. comb., a Diploporacean alga from the Urgonian facies. *Acta Palaeontologica Romaniaae, Cluj Napoca*, 2 (1999): 177-181.
- **GRANIER B, CLAVEL B, MOULLADE M, BUSNARDO R, CHAROLLAIS J, TRONCHETTI G, DESJACQUES P.** 2013. L'Estellon (Baronnies, France) a "Rosetta Stone" for the Urgonian biostratigraphy. *Carnets de Géologie [Notebooks on Geology]*, Brest, Article 2013/04 (CG2013_A04), p. 163-207.
- **GUYONNET D.** 1987. Analyse tectonique de la montagne du Grand-Crédo (Ain, France). *Dipl. Sci. Terre, Univ. Genève* (2ème partie), inédit, 85 pp.
- **GUYONNET D.** 1988. La structure de la montagne du Grand-Crédo (Ain, France). *Arch. Sci.* 41/3: 393-408, Genève.
- **HÄFELI C.** 1966. Die Jura/Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). *Eclog. geol. Helv.* 59/2: 565-696, Bâle.
- **JOUKOWSKY E, FAVRE J.** 1913. Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie, France). *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève* 37/4: 295-523.

- **KLAPPA C F.** 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 27: 613-629.
- **MANGE-RAJETZKY M, OBERHÄNSLI R.** 1982. Detrital lawsonite and blue sodic amphibole in the Molasse of Savoy, France, and their significance in assessing alpine evolution. *Schweiz. mineral.-petrogr., Mitt.* 62: 415-436.
- **MANGE-RAJETZKY M, OBERHÄNSLI R.** 1986. Detrital pumpellyite in the peri-alpine Molasse. *J. Sed. Petr.* 56:112-122.
- **MANGOLD C.** 1970. Stratigraphie des étages Bathonien et Callovien du Jura méridional. *Doc. Lab. géol. Fac. sci. Lyon* 41, 1-2, 376 pp.
- **MANGOLD C, ENAY R.** 2004. Notice explicative. Carte géologique de France (1/50' 000), feuille Nantua (652). Orléans: BRGM, 180 pp.
- **MANIVIT H.** 1989. Nannoplancton de l'Hauterivien marneux du Jura. *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* XI: 223-231.
- **MASTRANGELO B, CHAROLLAIS J, WERNLI R, GUYONNET D, WIDMER F, BLONDEL T.** 2009. Carte géologique du Vuache, 1/25'000. In Bordon J. & Charollais J. 2009: *Le Vuache, montagne insolite...* SIPCV. F-74520 Vulbens. ISBN: 978-2-9527834-1-5. 68 pp.
- **MASTRANGELO B, CHAROLLAIS J, WERNLI R, METZGER J.** 2013. Accidents longitudinaux dans la Molasse rouge *auct.* et dans son substratum sur le versant oriental du Salève (Haute-Savoie, France). *Swiss J. Geosci.* (sous presse).
- **METZGER J.** 1988. Les calcaires à entroques du Bajocien de Champfromier (Ain, France): sédimentologie, paléontologie et pétrographie. *Dipl. Sci. Terre, Univ. Genève* (inédit), 74 pp.
- **MEYER M.** 2000. Le Complexe récifal kimméridgien-tithonien du Jura méridional interne (France), évolution multifactorielle, stratigraphie et tectonique. *Terre & Environnement, Sect. Sci. Terre, Univ. Genève*, 24: 1-179.
- **MOJON P-O.** 2002. Les formations mésozoïques à Charophytes (Jurassique moyen-Crétacé inférieur) de la marge téthysienne nord-occidentale (Sud-Est de la France, Suisse occidentale, Nord-Est de l'Espagne): sédimentologie, micropaléontologie, biostratigraphie. *Géol. Alpine, Mém. H.S.* 41, 386 pp. Grenoble.
- **MOJON P-O.** 2006. Paléokarst, crocodiles nains et micropaléontologie du Valanginien d'Arzier (Jura suisse). *Arch. Sci.* 59/1: 49-62, Genève.
- **MOJON P-O, STRASSER A.** 1987. Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidental). *Eclog. geol. Helv.* 80/1: 37-58, Bâle.
- **MOUTY M.** 1966. Le Néocomien dans le Jura méridional. Thèse 1369, Univ. Genève, 256 pp.
- **NUSSBAUMER C.** 1995. Etude géologique du Grand-Crédo septentrional (Ain, France). Cartographie géologique, stratigraphie, tectonique. *Dipl. Ing.-géol., Univ. Genève* (inédit), 135 pp.
- **PEIGNEUX B.** 1998. Micropaléontologie et microfaciès des Calcaires pseudolithographiques (Oxfordien supérieur) du Jura méridional. *Dipl. Sci. Terre, Univ. Genève* (inédit), 99 pp.
- **PIUZ A.** 2004. Micropaléontologie d'une plate-forme bioclastique échinodermique: les calcaires à entroques du Bajocien du Jura méridional et de Bourgogne. *Terre & Environnement, Sect. Sci. Terre, Univ. Genève*, 49, 267 pp.
- **REMANE J, BUSNARDO R, CHAROLLAIS J.** 1989. Révision de l'étage Hauterivien (Région-type et environs, Jura franco-suisse). *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* XI, 322 pp.
- **RIGASSI D.** 1957. Le Tertiaire de la région genevoise et savoisienne. *Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing.* 24/66: 19-34, Bâle.
- **RIGASSI D.** 1978. Coupes de La Findreuse et du Fornant levées dans le cadre du Projet P.I.C.G. 73/II/25, section 5: «Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le Bassin molassique, depuis le Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie». Documents inédits révisés en 1989.
- **RIGASSI D.** 1989. Coupe lithologique détaillée révisée des Molasses du Fornant; inédite.
- **SALVINI-BONNARD G, ZANINETTI L, CHAROLLAIS J.** 1984. Les Foraminifères dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen – Valanginien inférieur) de la région de la Corratierie, Grand-Salève (Haute-Savoie, France): inventaire préliminaire et remarques stratigraphiques. *Rev. Paléobiol.* 3/2: 175-184. Genève.
- **SAMBETH U, PAVONI N.** 1988. A seismotectonic investigation in the Geneva Basin, southern Jura Mountains. *Eclog. geol. Helv.* 81/2: 433-440, Bâle.
- **SCHARDT H.** 1891. Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura (Chaîne du Reculet-Vuache). *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* XXVII: 69-161. Lausanne.
- **SCHARDT H.** 1894. Excursion géologique dans le Jura méridional (p. 1-9). *Congrès géologique international Zurich*. Ed. Payot, Lausanne.
- **SCHEGG R.** 1992. Coalification, shale diagenesis and thermal modelling in the Alpine Foreland Basin: the Western Molasse basin (Switzerland/France). *Org. Geochem.* 18/3: 289-300.
- **SCOLARI G.** 1956. Nouvelles observations et hypothèses sur la tectonique du Mont Vuache. *Arch. Sci.* 9/1: 553-72, Genève.
- **SIGNER C, GORIN G E.** 1995. New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area as derived from reflection seismic data. *Eclog. geol. Helv.* 88/2: 235-265, Bâle.
- **SCHLUNEGGER F, BURBANK D W, MATTER A, ENGESESSER B, MÖDDEN C.** 1996. Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30-15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse Basin. *Eclog. geol. Helv.* 89/2: 753-788, Bâle.
- **SEPTFONTAINE M.** 1971. *Eclusia moutyi* n. sp., gen. et sp. nov., un foraminifère nouveau du Valanginien du Jura méridional. *Arch. Sci. Genève*, 24/2: 285-298.
- **STEINHAUSER N, LOMBARD A.** 1969. Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). *C. R. Séanc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, N. S.*, 22/1: 100-113.
- **STRASSER A, DAVAUD E.** 1983. Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Eclog. geol. Helv.* 76/3: 551-580. Bâle.
- **THOUVENOT F, FRÉCHET J, TAPONNIER P, THOMAS J-C, LE BRUN B, MÉNARD G, LACASSIN R, JENATTON L, GRASSO J-R, COUTANT O, PAUL A, HATZFELD D.** 1998. The ML 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache Fault. *Geophys. J. Int.* 135: 876-892.

- **VAIL P R, AUDEMARD F, BOWMAN S A, EISNER P N, PEREZ-CRUZ C.** 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In Einsele G., Ricken W., Seilacher A. eds. *Cycles and Events Stratigraphy*, 617-659, Springer-Verlag.
- **VIAL R.** 1998. Rapport hydrogéologique. Société d'Équipement de la Haute-Savoie, Périmètres de Protection, Captage de Frangy. Rapport 293297, 10 pp. Chambéry.
- **VIÉBAN F.** 1983. Installation et évolution de la plate-forme urgonienne (Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux chaînes subalpines (Ain, Savoie, Haute-Savoie). *Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléogéographie*. Thèse, Univ. Sci. méd. Grenoble, 295 pp.
- **WAGNER A.** 1962. Géologie de la région du Mont de Musièges (Haute-Savoie). Dipl. Ing.-géol., Univ. Genève (inédit), 28 pp.
- **WAGNER A.** 1969. Etudes minéralogiques et sédimentologiques dans les formations tertiaires des bassins lémanique (Suisse occidentale) et de Frangy-Bellegarde (Haute-Savoie). *Archs. Sci.* 22: 605-623. Genève.
- **WAGNER A, WELLHÄUSER F.** 1966. Corrélations pétrographiques et stratigraphie de l'Oligocène dans l'est du bassin de Bellegarde-Seysse (Haute-Savoie, France). *C. R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève, N. S.*, 1/2: 75-82.
- **WEIDMANN M.** 1982. Situation et description des coupes visitées en 1978. *Docum. Lab. géol. Lyon, H. S.*, 7:11-24.
- **WEIDMANN M.** 1984. Le Sidérolithique et la Molasse basale d'Orbe (Vaud). *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 366/77: 135-141. Lausanne.
- **WERNLI R.** 1971. Les foraminifères du Dogger du Jura méridional (France). *Arch. Sci.* 24/2: 305-356. Genève.
- **WERNLI R, METZGER J.** 1990. *Callorbis minor*, n. g., n. sp.; un nouveau foraminifère des calcaires échinodermiques du Bajocien du Jura (France). *Eclog. geol. Helv.* 83/1: 163-175. Bâle.
- **WIDMER F.** 2001. Géologie du Rocher de Léaz (Ain, France). Dipl. Sci. Terre, Univ. Genève (inédit), 161 pp.
- **ZANINETTI L, CHAROLLAIS J, CLAVEL B, DECROUZ D, SALVINI-BONNARD G, STEINHAUSER N.** 1988. Quelques remarques sur les fossiles du Salève (Haute-Savoie, France). *Archs. Sci.* 41/1: 43-63. Genève.

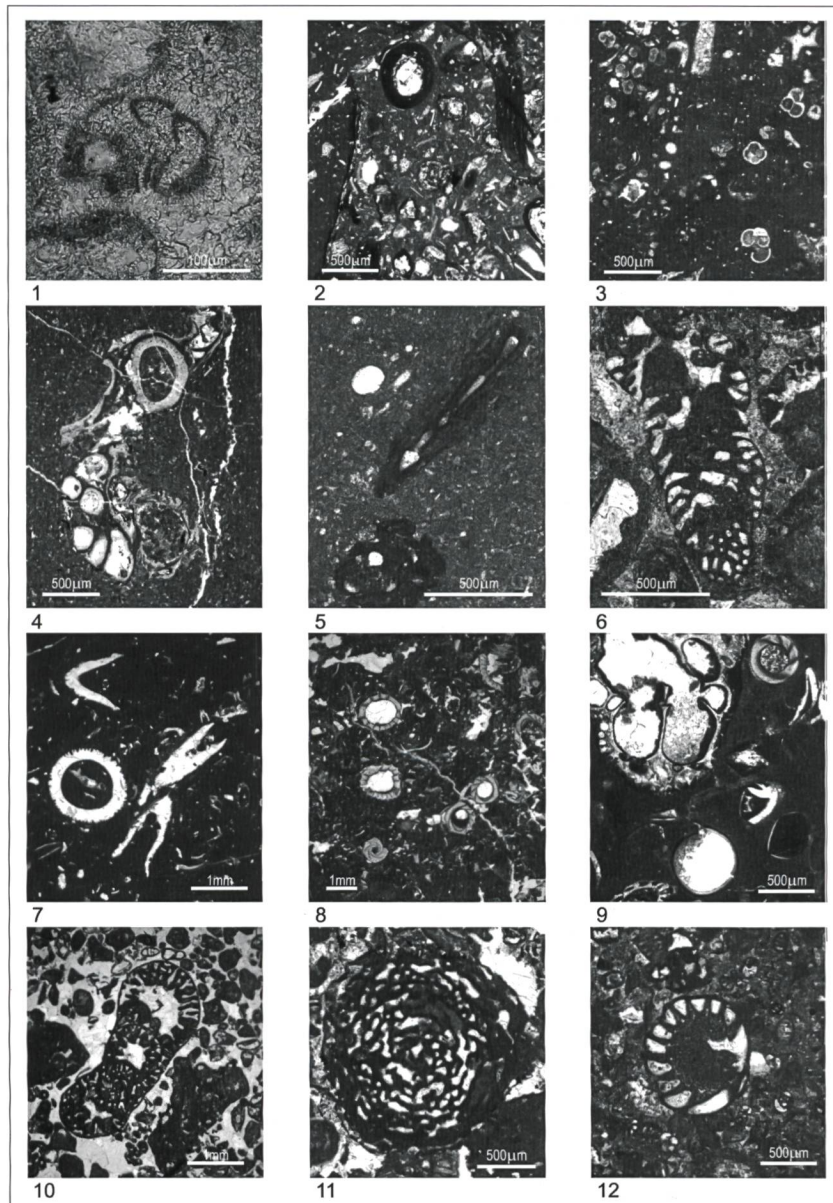


Planche 1. Sections en lames minces de quelques microfossiles marqueurs des formations du Jurassique moyen et supérieur et du Crétacé inférieur du Vuache et du Mont de Musièges; la plupart d'entre eux sont visibles à la loupe sur le terrain (déterminations R. Wernli).

1. *Archeosepta platierensis* Wernli, Marnes des Monts d'Ain. Bathonien. La paroi à double couche, noire et blanche, est diagnostique de ce petit foraminifère.
2. Croûte microbialitique et oolites ferrugineuses. Calcaires d'Arnans. Callovien.
3. Micrite à protoglobigérines et spicules d'éponges. Couches de Birmensdorf. Oxfordien moyen.
4. *Serpules* en peloton. Formation de Tabalcon. Kimméridgien supérieur. Ces tubes de *Serpulidae*, à double couches, apparaissent rougeâtres à la loupe, sur le terrain.
5. *Tubiphytes morronensis* Crescenti. Formation de Tabalcon. Kimméridgien supérieur. Ce foraminifère porcelané de type nubéculaire est encroûté par une algue cyanophycée endosymbiotique; il apparaît blanc sur cassure fraîche.
6. *Kurnubia palastiniensis* Henson. Complexe récifal. Kimméridgien.
7. *Campbelliella striata* (Carozzi) (= *Vaginella* auct.). Tidalites de Vouglans. Tithonien.
8. *Oogones* de *Characées*. Formation de Goldberg («Purbeckien» auct.). Berriasien inférieur.
9. *Oogones* et tiges de *Characées*, *serpules* à paroi brune. Formation de Goldberg («Purbeckien» auct.). Berriasien inférieur.
10. *Pseudocyclamina lituus* (Yokoyama). Formation de Pierre-Châtel. Berriasien moyen.
11. *Pavlovecina* (*Keramosphaera* auct.) *allobrogeneris* Steinhauser, Brönnimann & Koehn-Zaninetti. Formation de Vions. Berriasien supérieur. Ce foraminifère porcelané sphérique apparaît blanc à la cassure fraîche.
12. *Pfenderina neocomiensis* (Pfender). Formation de La Chambotte. Berriasien supérieur. Ce foraminifère apparaît fréquemment blanc à la cassure fraîche.

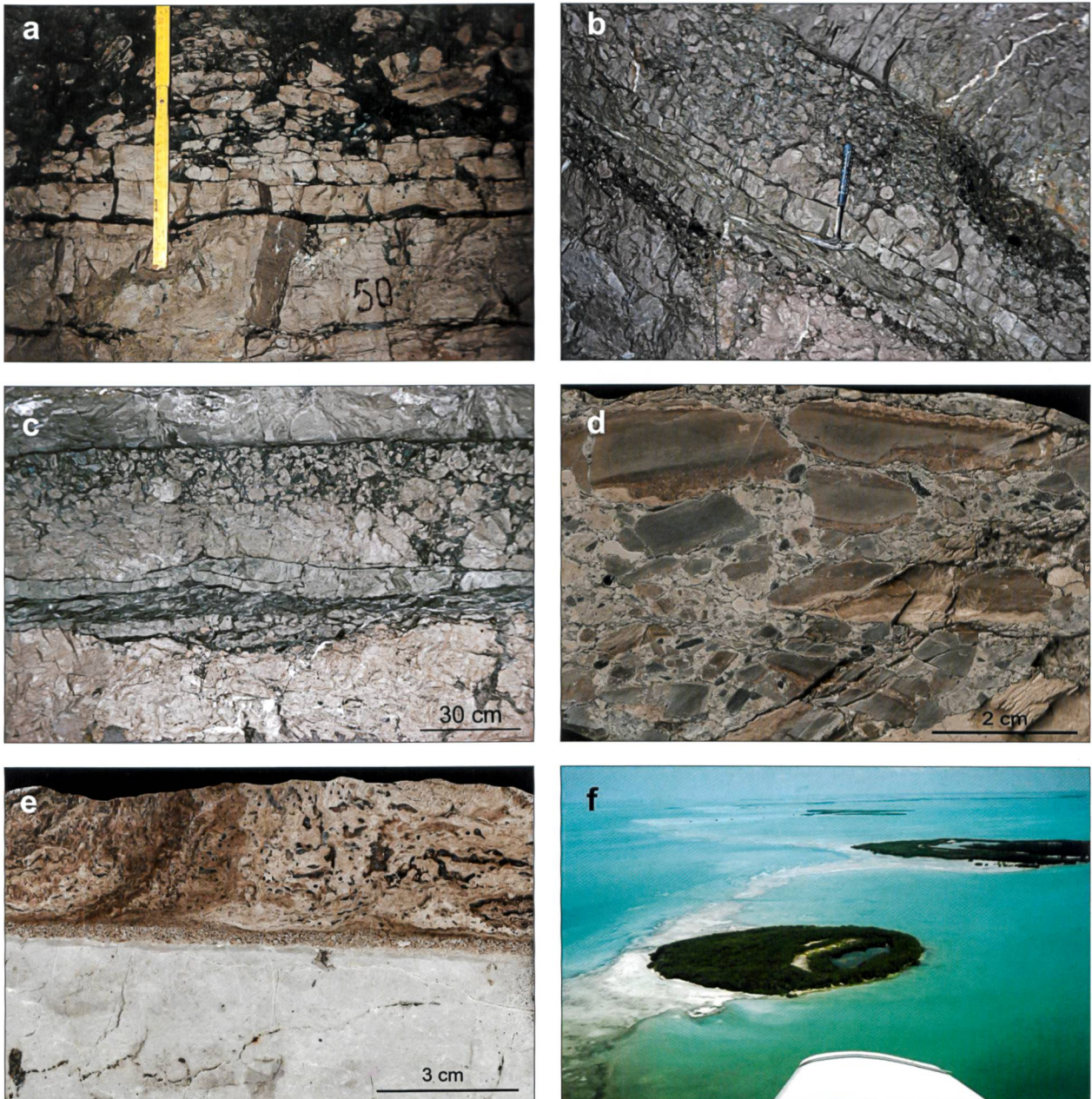


Planche 2. Formation de Goldberg («Purbeckien» auct.). Berriasien inférieur. (E. Davaud).

Figs. a-c: Bancs micritiques bréchifiés (dessiccation des vases carbonatées et/ou pédogénèse); galerie de reconnaissance des tunnels autoroutiers de l'A40.

Fig. d: Brèche polygénique; galerie de reconnaissance des tunnels autoroutiers de l'A40.

Fig. e: croûte calcrétisée sur une micrite azoïque; galerie de reconnaissance des tunnels autoroutiers de l'A40.

Fig. f: Vue aérienne sur la baie de Floride.

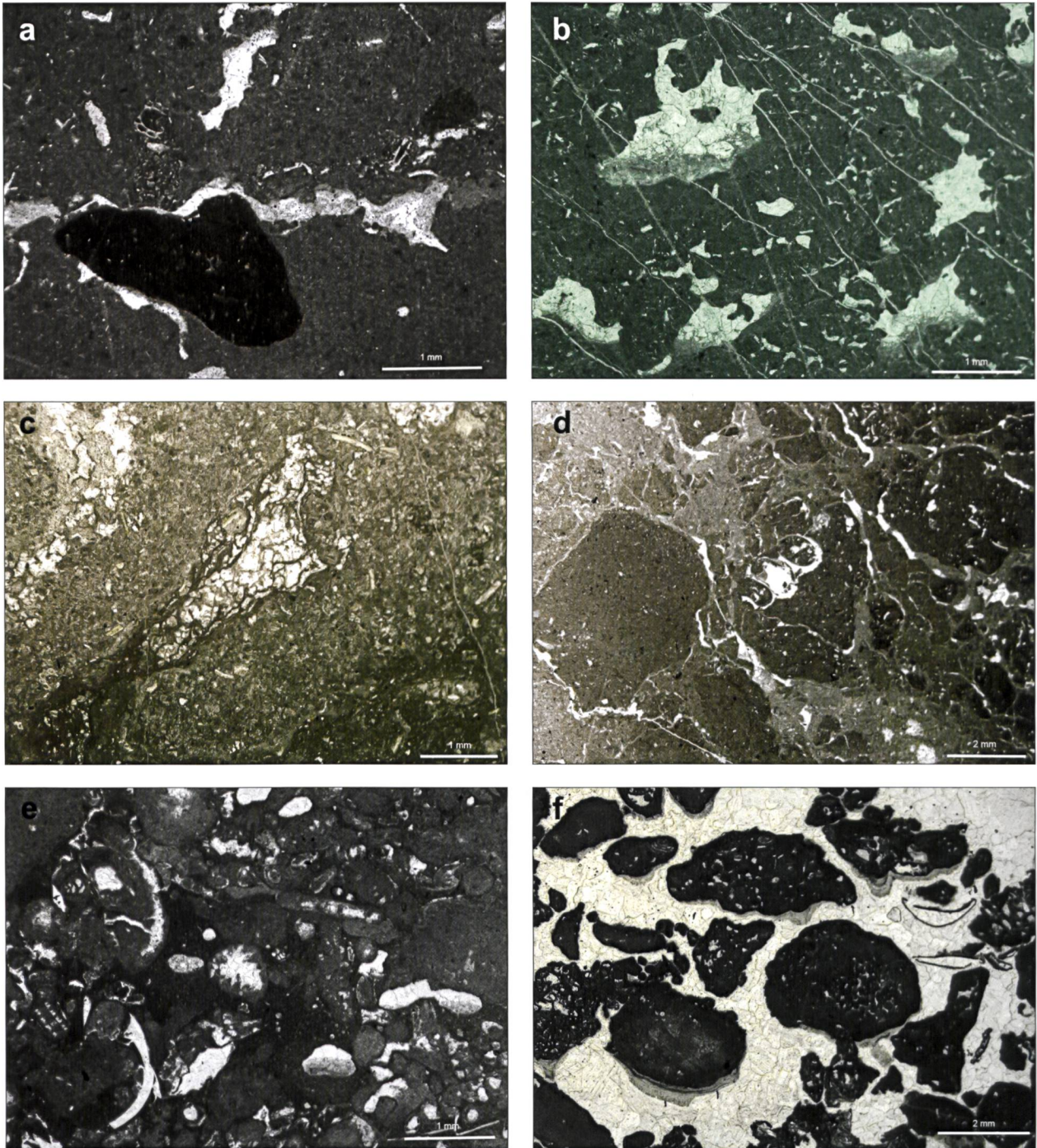


Planche 3. Formation de Goldberg («Purbeckien» auct.). Galerie de reconnaissance des tunnels autoroutiers de l'A40. Berriasien inférieur. (E. Davaud).

Fig. a: mudstone à birdseyes, galets noirs et tiges de charophytes.

Fig. b: mudstone à birdseyes avec cavités à planchers micritiques.

Fig. c: mudstone avec manchon rhizolithique.

Fig. d: mudstone à gastéropodes et fissures circumgranulaires.

Fig. e: packstone à peloides et foraminifères.

Fig. f: rudstone à agrégats et ciments stalactitiques.

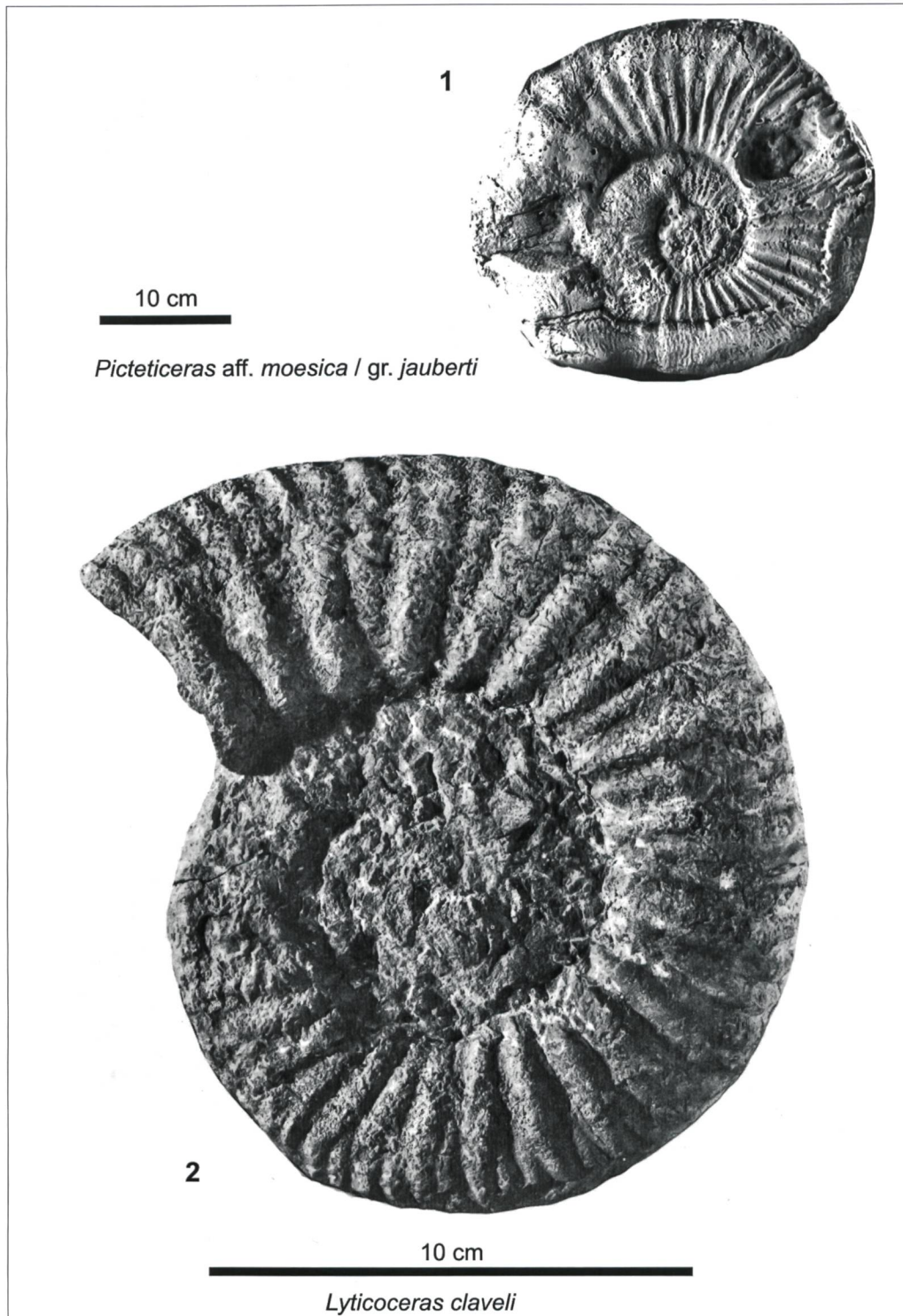


Planche 4. Ammonites de la Formation de Vions (Berriasien supérieur) et du « Complexe des Marnes d'Hauterive » (Hauterivien inférieur) du Mont de Musièges (déterminations G. Le Hégarat et R. Busnardo)

1. *Picteticeras aff. moesica / gr. jauberti*.

Ammonite découverte par R. Papillon au Mont de Musièges, le long de la D187, à 1,80 m au-dessus de la base de la Formation de Vions (Clavel et al. 1986: 330 et fig. 6). Son extension est limitée à la sous-zone à Paramimounum (Berriasien supérieur).

2. *Lyticoceras claveli* Busnardo & Thieuloy 1989 (FSL 108129).

Ammonite d'assez grande taille (D = 226 mm) découverte par B. Clavel au Mont de Musièges, le long de la D187, au-dessus d'un niveau marneux (niveau 38; Charollais et al. 1983: 238), homologue des Marnes d'Utüns (Hauterivien inférieur : zone à *Nodosoplicatum*). Voir la description détaillée in Busnardo & Thieuloy (1989: 137-139; texte-fig. 11; Planche III, figs 1-2). Cette ammonite est intéressante par sa forte costulation, les bifurcations régulières vers le haut des flancs et sa section presque rectangulaire. Elle peut représenter un stade évolutif intermédiaire entre les *Lyticoceras* et les *Leopoldia*.

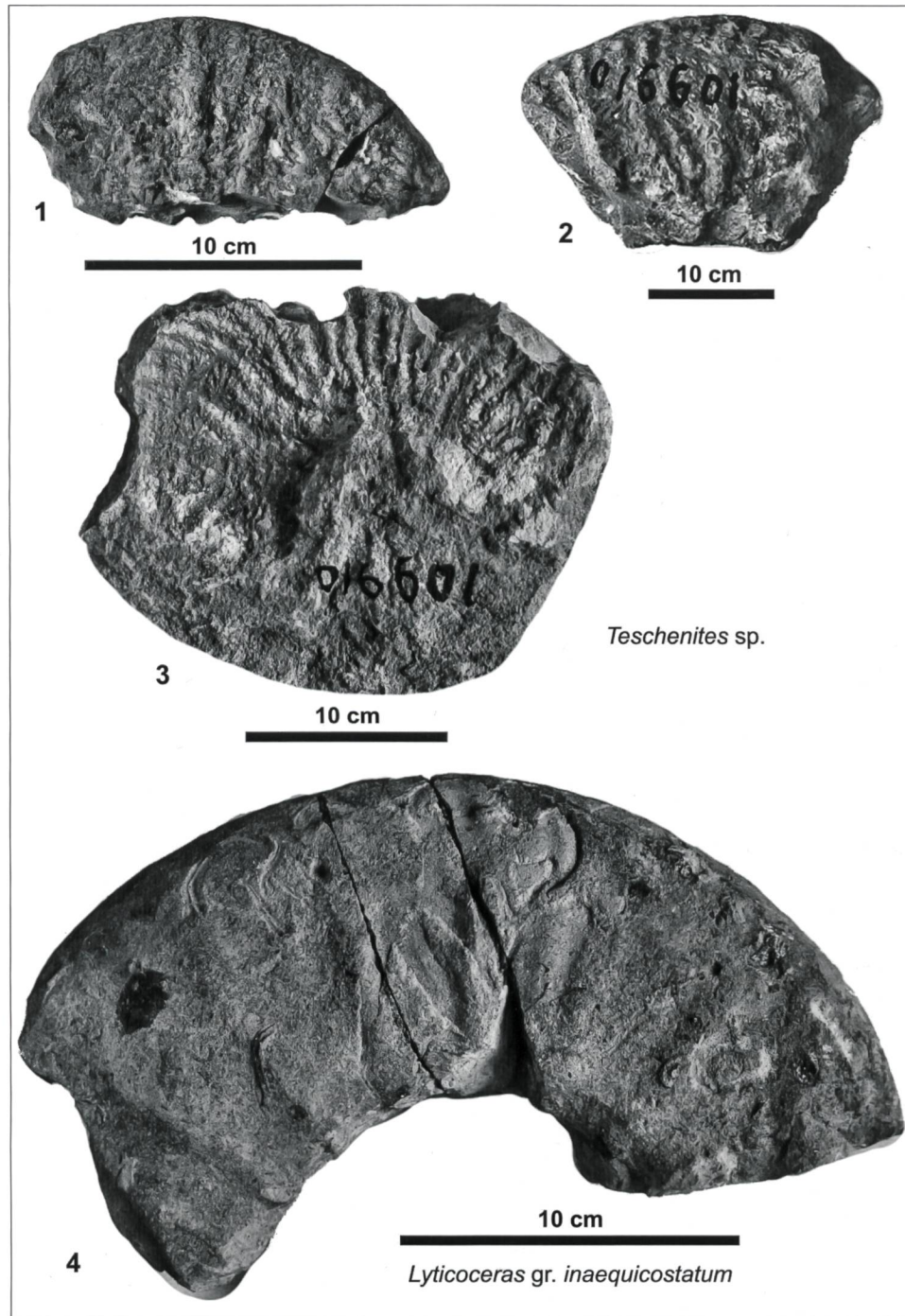


Planche 5. Ammonites du « Complexe des Marnes d'Hauterive » (Hauterivien inférieur) du Vuache (déterminations R. Busnardo).

1. *Teschenites* sp. FSL 109 907. Fragment de 75 mm de long, non déterminable spécifiquement: $E = 40$ mm; $H = 50$ mm. Costulation très corrodée avec traces de côtes principales épaisses et droites; pas de clavi.

2, 3. *Teschenites* sp. FSL 109 910a, FSL 109 910b. Empreinte d'un demi-tour d'ammonite faite de côtes sinueuses et un fragment du moulage correspondant. En périphérie ombilicale s'observent de rares nodosités. La section est épaisse: $E = 25$ mm; $H = 28$ mm; $E/H = 0,86$. Les côtes s'interrompent sur l'aire siphonale. Cette morphologie rappelle les *Teschenites robustus* à large ombilic de l'Hauterivien inférieur (Busnardo et al. 2003: 43).

4. *Lyticoceras* gr. *inaequicostatum* Kilian & Rebol. FSL 109902. Fragment d'une ammonite qui devait atteindre près de 300 mm de diamètre. Large ombilic. Section plus haute que large, faiblement aplatie. Costulation très effacée, bien que l'on distingue encore de grosses côtes sur la partie inférieure des flancs, s'évanouissant vers le haut. Ces côtes principales sont très espacées et presque droites. Des traces de clavi subsistent en partie siphonale appelés « tubercules pincés » par Kilian. Ces clavi permettent de différencier les *Lyticoceras* par rapport aux *Cruasicerus* qui survivent à peu près au même niveau. Ces formes appartiennent à la zone à *Nodosoplicatum* (Hauterivien inférieur).

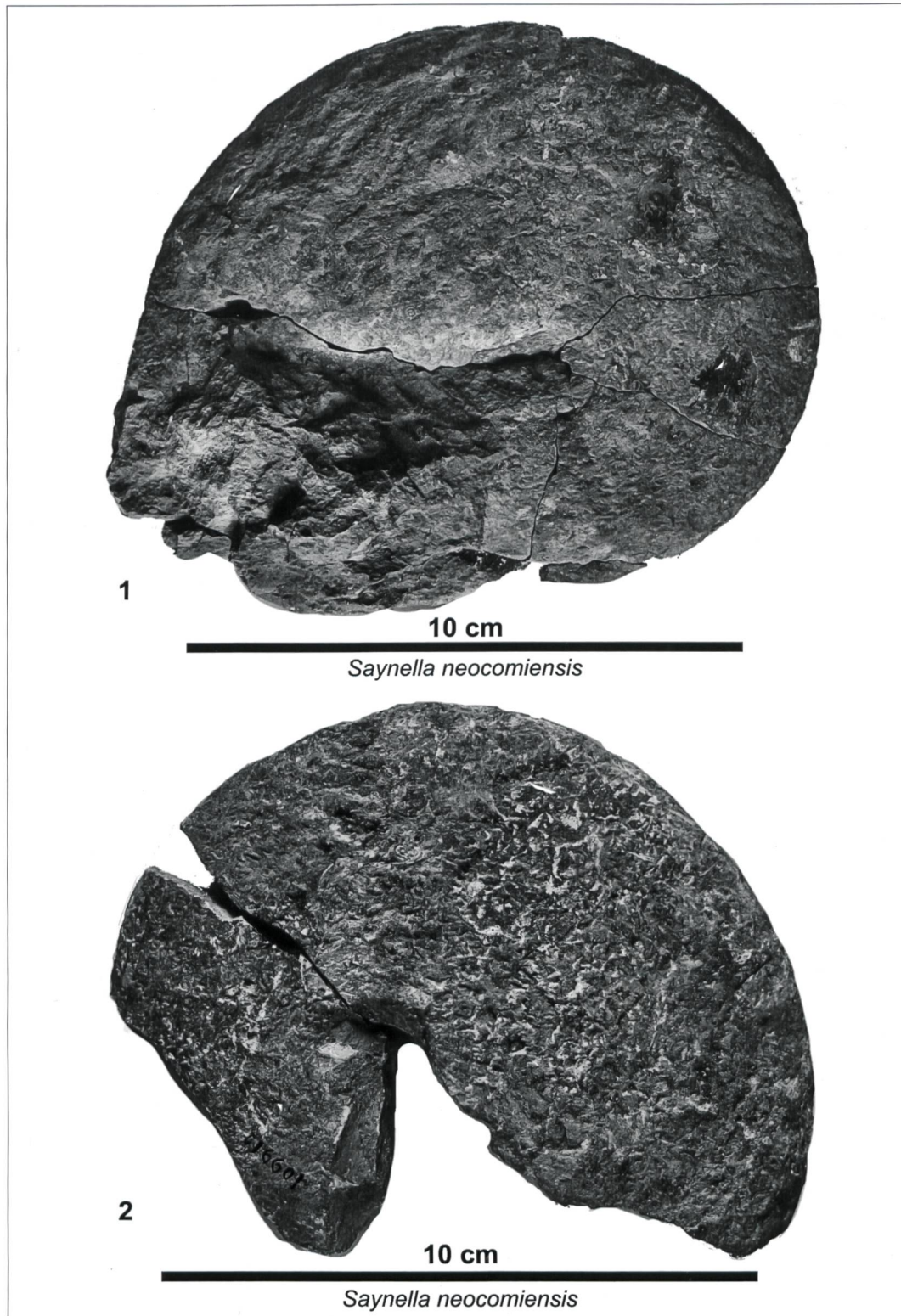


Planche 6. Ammonites du « Complexe des Marnes d'Hauterive » (Hauterivien inférieur) du Vuache (déterminations R. Busnardo)

1. *Saynella neocomiensis* Baumberger FSL 109913. Ammonite très aplatie ($D = 120 \text{ mm}$; $E = 58 \text{ mm}$; $H = 33 \text{ mm}$). Section presque carénée. Parmi les *Saynella*, il est difficile de différencier les deux espèces *S. clypeiformis* et *S. neocomiensis*, si l'on ne dispose pas de plusieurs individus suffisamment complets (Busnardo & Thieuloy 1989).

2. *Saynella neocomiensis* Baumberger FSL 109912 (JC 6264). Individu de grande taille ($D = 240 \text{ mm}$); petit ombilic à mur oblique ($O = 36 \text{ mm}$). Section étroite ($E = 55 \text{ mm}$; $H = 120 \text{ mm}$; $E/H = 0,45$) et subtriangulaire. Le maximum d'épaisseur est vers le bas; les flancs sont faiblement incurvés. L'ammonite, fortement corrodée, ne permet pas de voir la suture cloisonnaire. L'aire siphonale est presque aiguë.

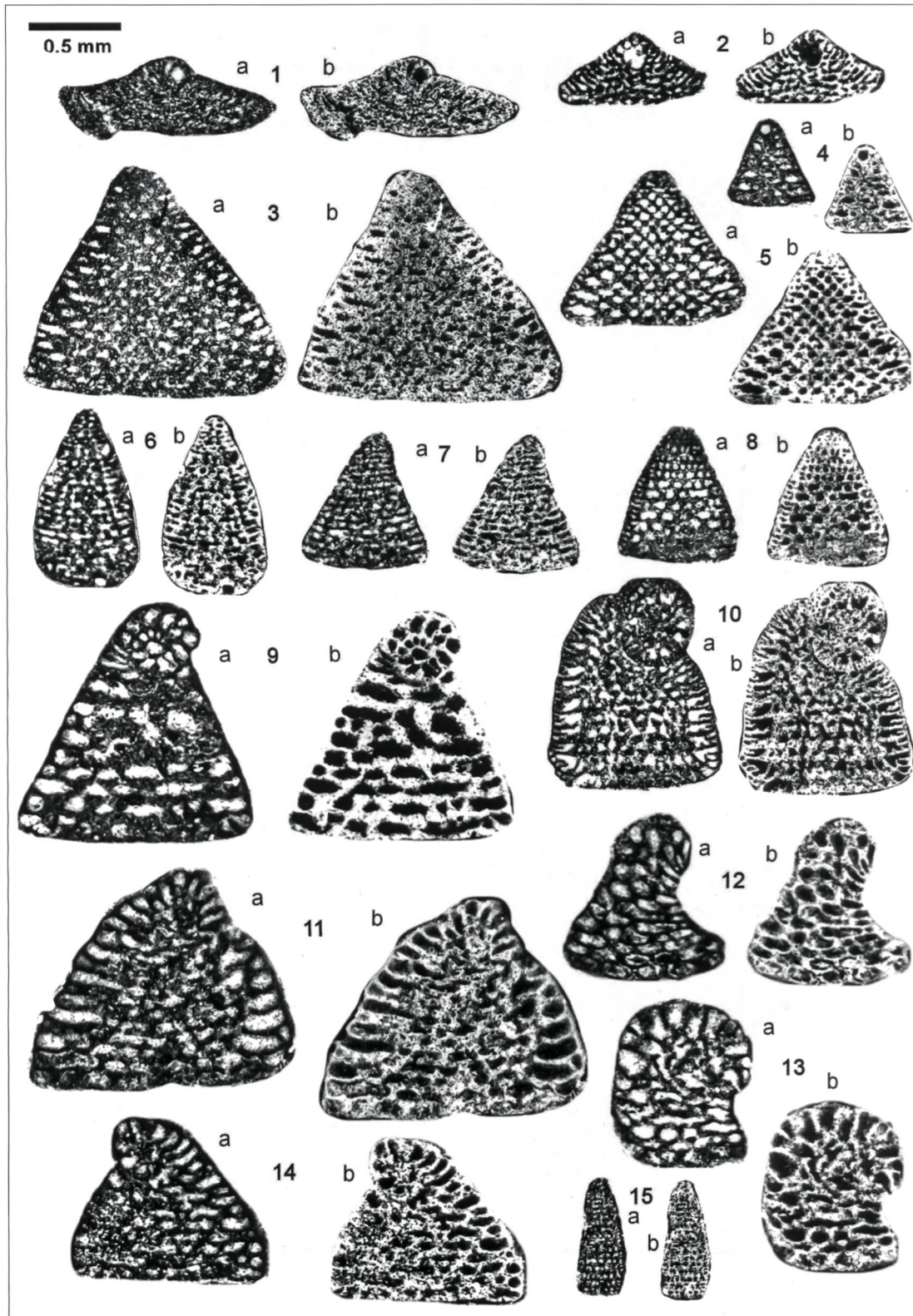


Planche 7. Orbitolinidés des Calcaires urgoniens auct. du Vuache. Collection T. Blondel (TB); déterminations B. Clavel (a: vue négative; b: vue positive).

- 1. *Eopalorbitolina pertenuis* (Foury). TB114-2a
- 2. *Eopalorbitolina charollaisi* Schroeder. TB29a
- 3. *Valserina primitiva* Schroeder, Charollais et Conrad. TB125Ba1
- 4-5. *Valserina broennimanni* Schroeder. TB131c-2a et TB128-9b
- 6. *Paracoskinolina* aff. *sunnilandensis* (Maync). TB128-4a

- 7. *Praedictyorbitolina busnardoii* Schroeder, Clavel, Cherchi et Charollais. TB112a
- 8. *Praedictyorbitolina claveli* Schroeder. TB124a
- 9. *Urgonina alpillensis* (Foury). TB31a-1a
- 10. *Paleodictyoconus cuvillieri* (Foury). TB131-1c
- 11 - 14. *Montseciella glanensis* (Foury). TB128-0a, TB126-2c, TB126-2b et TB127-2a
- 15. *Paracoskinolina maynci* (Chevalier). TB113b

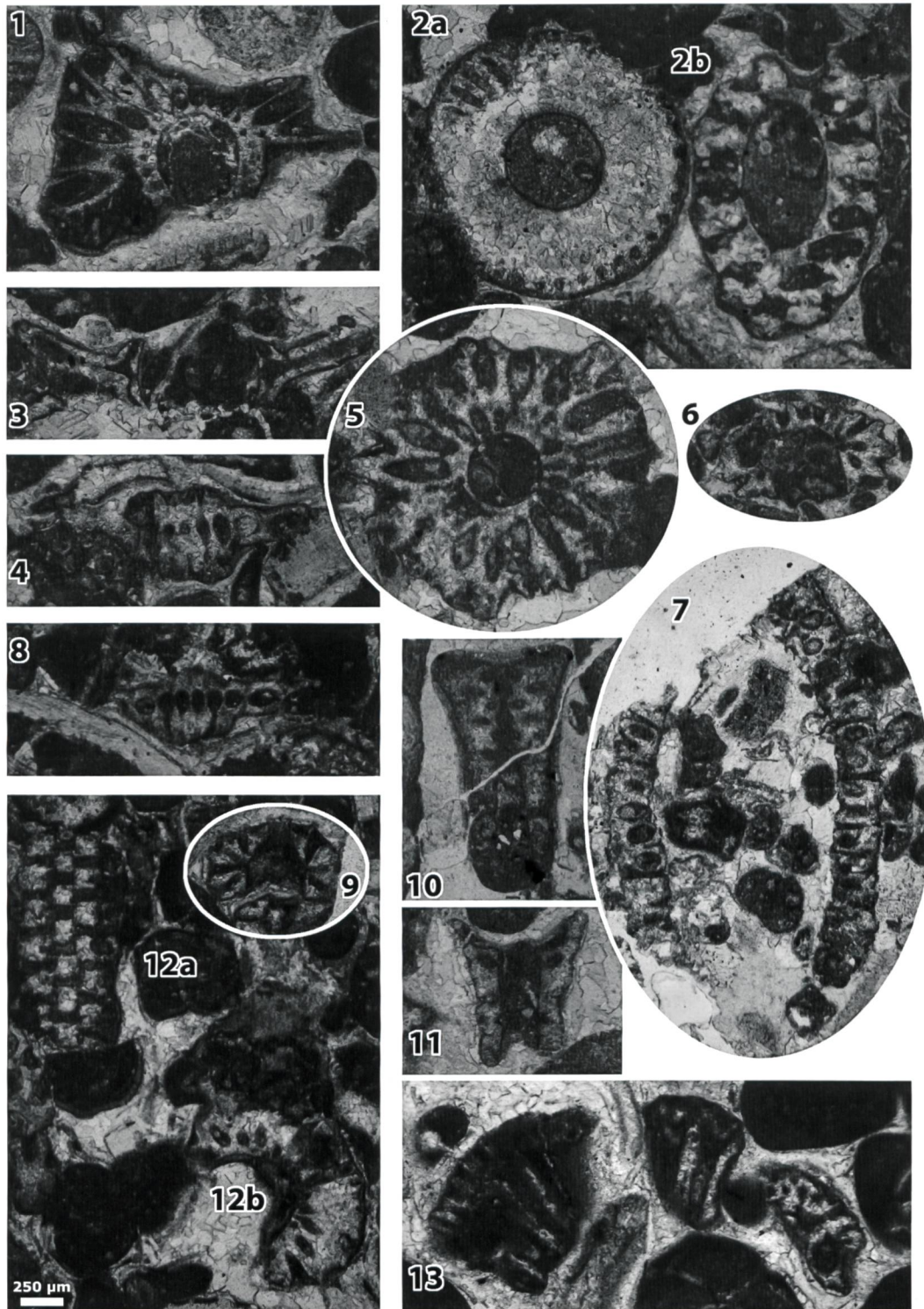


Planche 8. *Dasycladales des Calcaires urgoniens* auct. du Vuache. Collection T. Blondel (TB); déterminations B. Granier.

1. *Actinoporella* gr. *podolica* (Alth). TB126.1

2a. *Angioporella neocomiensis* Conrad & Masse, 2b *Salpingoporella genevensis* (Conrad et al.). TB125.1

3. *Actinoporella* gr. *podolica* (Alth). TB125.2

4. *Actinoporella* gr. *podolica* (Alth). TB125.1

5. *Pseudoactinoporella fragilis* Conrad. TB129

6. *Falsolikanella danilovae* (Radoičić)*. TB132

7. *Neomeris* sp. TB122

8. *Actinoporella* gr. *podolica* (Alth). TB124

9. *Falsolikanella danilovae* (Radoičić)*. TB133

10. *Cylindroporella* sp. TB114

11. *Cylindroporella* sp. TB126.1

12a. *Salpingoporella heraldica* Sokač, 12b *Falsolikanella danilovae* (Radoičić)*. TB130

13. *Pseudoclypeina* sp. TB126

* L'espèce *danilovae* est attribuée au genre *Praturlonella* par M. Conrad

