Zeitschrift: Archives des sciences [2004-ff.]

Herausgeber: Société de Physique et d'histoire Naturelle de Genève

Band: 70 (2018)

Heft: 3

Artikel: La Formation du Grand Essert (Jura franco-suisse; Valanginien supérieur p.p. à Hauterivien supérieur basal) = The Grand Essert Formation (French-Swiss Jura Mountains; late Valanginian p.p. to earliest late Hauterivian)

Autor: Strasser, André / Clavel, Bernard / Monteil, Eric

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-825756

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.12.2025

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

La Formation du Grand Essert

(Jura franco-suisse ; Valanginien supérieur *p.p.* à Hauterivien supérieur basal)

The Grand Essert Formation

(French-Swiss Jura Mountains ; late Valanginian *p.p.* to earliest late Hauterivian)

André STRASSER[1], Bernard CLAVEL[2], Eric MONTEIL[3], Jean CHAROLLAIS[4], André PIUZ[3] et Bruno MASTRANGELO[5]

Manuscrit reçu le 7 mars 2018, accepté le 12 juin 2018

Résumé

Le terme de Formation du Grand Essert a été proposé en 2016 pour remplacer ceux de « Marnes d'Hauterive » auct. et « Pierre jaune de Neuchâtel » auct. attribués à l'« Hauterivien » auct. dans le Jura franco-suisse. L'objet de cette note est, dans un premier temps, de décrire et d'interpréter la lithologie de la coupe-type représentative de cette nouvelle formation, d'une épaisseur de 112,5 m, relevée dans la localité-type du Grand Essert le long de la route D991, entre Confort et Chésery, sur la rive gauche de la vallée de la Valserine (Jura méridional, Ain, France).

La Formation du Grand Essert comprend, à la base, le Membre d'Hauterive composé de 52 m de marnes dans lesquelles apparaissent des bancs et des nodules calcaires contenant souvent des grains de quartz et de glauconie. Les faciès indiquent un milieu calme en dessous de la limite de l'action des vagues de beau temps, avec l'apport périodique de matériel bioclastique allochtone. Au-dessus, le Membre de Neuchâtel d'une épaisseur de 60,5 m se compose de calcaires bioclastiques localement quartzo-glauconieux. Au sein de ce membre s'intercale un horizon marneux d'origine marine, les Marnes des Uttins. Les bancs calcaires montrent des structures sédimentaires entrecroisées qui suggèrent la présence de courants tidaux.

Dans un deuxième temps, les auteurs proposent des corrélations basées sur la biostratigraphie (ammonites et dinokystes) et l'analyse séquentielle, entre la coupe-type et d'autres coupes et forages publiés dans le Jura franco-suisse. La corrélation avec une coupe du Bassin vocontien (Haut Vergons) permet de discuter jusqu'à quel point l'enregistrement sédimentaire de la Formation du Grand Essert était contrôlé par des fluctuations du niveau marin.

[1] *Département des Géosciences, Université de Fribourg, Chemin du Musée 6, CH-1700 Fribourg. E-mail : andreas.strasser@unifr.ch*
[2] *Chemin des Champs d'Amot 24, F-74140 Messery*
[3] *Muséum d'histoire naturelle, Route de Malagnou 1, CH-1208 Genève*
[4] *Sciences de la Terre et de l'Environnement, Université de Genève, Rue des Maraîchers 13, CH-1211 Genève*
[5] *Chemin du Crêt-de-la-Tour 4, CH-1248 Hermance*

Finalement, les ammonites et dinokystes permettent de bien dater la Formation du Grand Essert qui s'étend du Valanginien supérieur pro parte jusqu'à la base de l'Hauterivien supérieur. Le Membre d'Hauterive commence dans la zone à Peregrinus. L'intervalle Peregrinus-Furcillata est partout fortement condensé (comme la partie sommitale de la Formation du Vuache sous-jacente dans le Jura neuchâtelois) tandis que les sédiments de la zone à Radiatus sont bien représentés. La limite entre le Membre d'Hauterive et le Membre de Neuchâtel se situe dans la zone à Loryi. Le Membre de Neuchâtel occupe la partie supérieure de la zone à Loryi et toute la zone à Nodosoplicatum. La limite Nodosoplicatum / Sayni se trouve au sein de la partie sommitale du Membre de Neuchâtel. La base de la Formation des Gorges de l'Orbe sus-jacente est datée de la zone à Sayni.

Mots-clés : *Jura suisse, Jura français, Valanginien, Hauterivien, lithostratigraphie, biostratigraphie, stratigraphie séquentielle*

Abstract

The term Grand Essert Formation has been proposed in 2016 in order to replace the commonly used names of "Marnes d'Hauterive" and "Pierre jaune de Neuchâtel" in the Swiss and French Jura Mountains, both units having been attributed to the Hauterivian. The aim of this contribution is, in a first place, to describe and interpret the lithology of the type section of this new formation. It measures 112.5 m and has been logged along route D991 close to the hamlet of Grand Essert, between Confort and Chésery, on the southern flank of the Valserine valley (southern Jura, Department of Ain, France).

The Grand Essert Formation has two members. The lower one, the Hauterive Member, is composed of 52 m of marls including limestone beds and nodules, commonly containing quartz grains and glauconite. The facies indicate a quiet depositional environment below fair-weather wave base, with periodic input of allochthonous bioclastic material. Above, the Neuchâtel Member measures 60.5 m and is composed of predominantly bioclastic limestones that locally contain detrital quartz and glauconite. Within this member there is a marly interval of marine origin, the Marnes des Uttins. The limestone beds display cross-bedding, which suggests the presence of tidal currents.

Secondly, correlations of the type section with published outcrop sections and drill holes are proposed, based on biostratigraphy (ammonites and dinocysts) and sequence-stratigraphic analysis. The correlation with a section in the Vocontian Basin (Haut Vergons) allows discussing to which point the sedimentary history of the Grand Essert Formation was controlled by sea-level changes.

Finally, ammonites and dinocysts constrain the age of the Grand Essert Formation, which spans the late Valanginian pro parte up to the base of the late Hauterivian. The Hauterive Member begins in the Peregrinus zone. The Peregrinus-Furcillata interval is everywhere strongly condensed (like the uppermost part of the underlying Vuache Formation in the Neuchâtel area) but the sediments of the Radiatus zone are well represented. The limit between the Hauterive Member and the Neuchâtel Member is situated in the Loryi zone. The Neuchâtel Member occupies the upper part of the Loryi zone and the entire Nodosoplicatum zone. The limit Nodosoplicatum / Sayni is situated within the uppermost part of the Neuchâtel Member. The base of the overlying Gorges de l'Orbe Formation is situated in the Sayni zone.

Keywords: *Swiss Jura, French Jura, Valanginian, Hauterivian, lithostratigraphy, biostratigraphy, sequence stratigraphy*

1. Introduction

En 2011, le Service géologique suisse a lancé le projet HARMOS (Strasky et al. 2016), dans le but d'uniformiser les légendes des cartes géologiques à 1 : 25 000. Ce programme implique une définition précise de toutes les unités lithostratigraphiques cartographiables, c'est-à-dire de toutes les « formations » au sens formel du terme (Salvador 1994 ; Remane et al. 2005). Chacune d'elles doit être représentée par une coupe-type. La Figure 1 montre la nouvelle nomenclature lithostratigraphique pour le Crétacé du Jura suisse, adoptée par le Service géologique suisse, et les attributions chronostratigraphiques des formations (Strasser et al. 2016). Pour les terrains du Jura franco-suisse d'âge crétacé, seules les formations de Goldberg, de Pierre-Châtel, de Vions et de la Chambotte avaient été définies formellement selon les normes de la « North American Commission on Stratigraphic Nomenclature » de 1961 (Häfeli 1966 ; Steinhauser et Lombard 1969). Pour les autres unités du Crétacé jurassien, la terminologie utilisée nécessitait une révision. Dans le Jura suisse les conditions d'affleurements n'étant généralement pas idéales, certaines localités-types servant à définir les nouvelles formations ont dû être choisies sur le territoire français : c'est le cas pour les formations du Vuache, du Grand Essert (présentée ici), de la Perte-du-Rhône et de Narlay (Strasser et al. 2016 ; Pictet et al. 2016). Seules les formations de Goldberg, des Gorges de l'Orbe et de Vallorbe ont été définies en Suisse (Strasser et al. 2016).

Le propos de cette publication est de préciser les concepts de « Marnes d'Hauterive » *auct.* et de « Pierre jaune de Neuchâtel » *auct.* utilisés traditionnellement dans le Jura. Pour ce faire, Strasser et al. (2016 : 210-212) ont déjà proposé d'introduire dans la

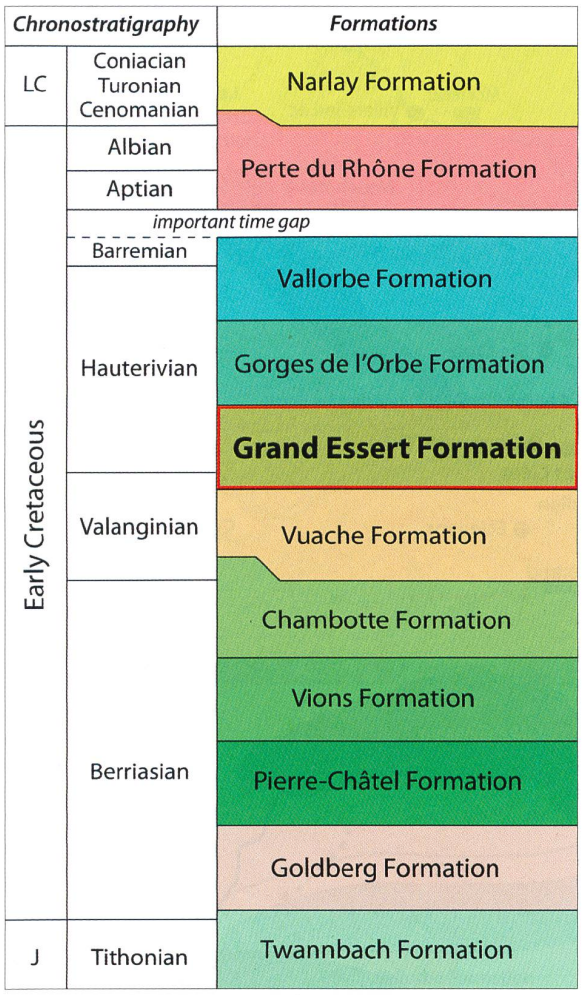


Fig. 1. Contexte chrono- et lithostratigraphique de la Formation du Grand Essert. Les couleurs correspondent à celles utilisées dans l'Atlas géologique suisse 1 : 25 000. Axe vertical sans échelle. J : Jurassique ; LC : Crétacé supérieur. Modifié d'après Strasser et al. (2016).

Fig. 1. Chrono- and lithostratigraphical context of the Grand Essert Formation. The colours correspond to those used in the Swiss Geological Atlas 1 : 25 000. Vertical time axis without scale. J : Jurassic ; LC : Late Cretaceous. Modified from Strasser et al. (2016).

nomenclature stratigraphique une nouvelle formation, la « Formation du Grand Essert » (Fig. 1). Sa définition repose sur la description d'une coupe-type dans le Jura méridional relevée dans la vallée de la Valserine, au SW du hameau du Grand Essert (Ain, France). Cette coupe est située sur le plan structural entre la « branche principale » de la faille du Vuache (Col du Sac - Les Etrées) et la « branche secondaire » (ligne Léaz – Sandézanne ; Donzeau et al. 1998 : 36 ; fig. 6).

La description lithologique, pétrographique et sédimentologique de la coupe-type de la Formation du Grand Essert est suivie par l'interprétation des milieux de dépôt des deux membres qui la composent : le Membre d'Hauterive et le Membre de Neuchâtel. Ces deux membres sont nouvellement dénommés pour éviter toute confusion avec les termes historiques ainsi qu'à des fins de simplification, chacun comprenant des faciès marneux aussi bien que calcaires. Un chapitre est consacré au contenu paléontologique permettant d'établir la biostratigraphie de cette formation. Nous figurons de nombreuses coupes (affleurements et données de subsurface) de la Formation du Grand Essert réparties dans l'ensemble du Jura franco-suisse, tant au nord qu'au sud de la coupe-type (Fig. 2) et proposons des corrélations basées sur des critères biostratigraphiques et sur l'analyse séquentielle. La corrélation avec la coupe hypostratotypique à faciès hémipélagique du Bassin vocontien (Haut Vergons) est également présentée.

Dans ce travail, nous utilisons la terminologie chronostratigraphique tant pour les unités lithologiques que pour les âges (« inférieur », « supérieur »). Les termes géochronologiques « précoce » et « tardif » nous semblent mal adaptés à cette étude régionale. Dans le texte anglais et dans les figures, par contre, nous suivons les recommandations de Zalasiewicz et al. (2013) en utilisant seulement « early » et « late ». Les deux membres de la Formation du Grand Essert (d'Hauterive et de Neuchâtel) ont un statut formel, tandis que les noms attribués aux unités lithologiques les composant (Unité inférieure, Unité moyenne et Unité supérieure pour le Membre d'Hauterive, Pierre jaune inférieure, Marnes des Uttins et Pierre jaune supérieure pour le Membre de Neuchâtel) sont utilisés informellement.

2. Description lithologique de la coupe-type du Grand Essert et interprétation des milieux de dépôt

La coupe-type de la Formation du Grand Essert est située le long de la route D991 sur la rive gauche de la vallée de la Valserine (Ain, France ; Fig. 3). Décrite pour la première fois par Mouty (1966 : 82-85), elle a été choisie comme coupe de référence pour la définition de la Formation du Grand Essert en raison de son accessibilité. Après dégagement partiel à la pioche, elle a été relevée en détail (Fig. 4). Seuls 38 échantillons ont été prélevés pour étudier les principaux microfaciès, qui ont déjà fait l'objet d'une étude semi-quantitative détaillée sur la coupe levée dans le tunnel autoroutier du Vuache (Charollais et al. 1989 : 57-62), située à 13 km au SSE de la coupe-type du Grand Essert (Fig. 2). L'interprétation des milieux de dépôt repose sur les faciès observés à l'affleurement et au microscope, et sur les structures sédimentaires visibles sur le terrain.

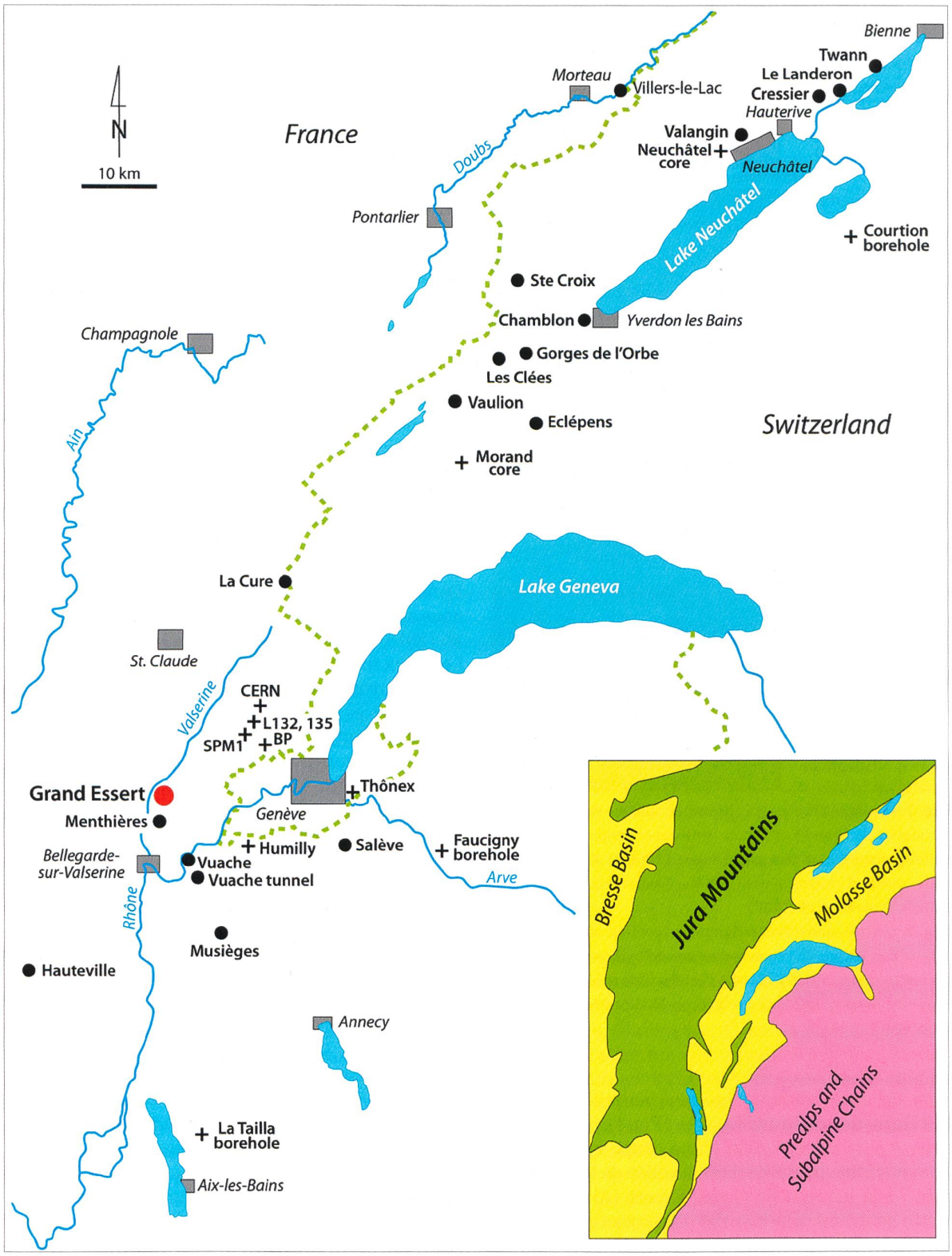


Fig. 2. Emplacement des coupes (points noirs, coupe-type en rouge) et forages (croix) présentés dans ce travail. Les coupes se situent dans le Jura suisse et français ; les forages traversent les terrains quaternaires et tertiaires du Bassin molassique avant d'atteindre le soubassement mésozoïque.

Fig. 2. Locations of the outcrop sections (black points, type section in red) and boreholes (crosses) presented in this study. The outcrop sections are situated in the Swiss and French Jura Mountains ; the boreholes penetrate the Mesozoic strata below the Quaternary and Tertiary deposits of the Molasse Basin.

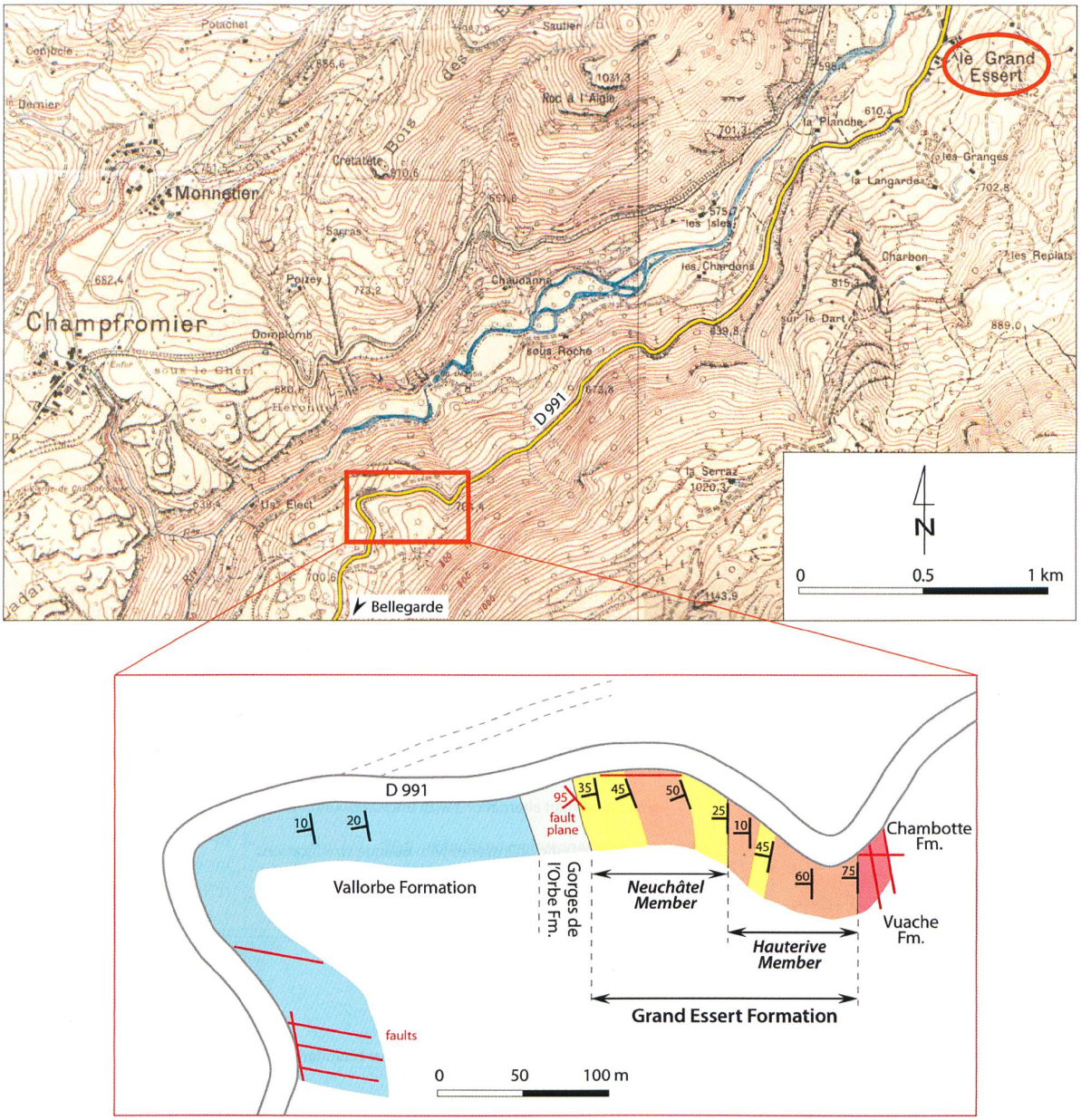


Fig. 3. Plan de situation de la coupe-type de la Formation du Grand Essert (en haut). Fond topographique d'après les cartes 1 : 20000 St. Julien-en-Genevois No. 1 et 2 de l'Institut géographique national, Paris (1941). En bas, formations et membres affleurant le long de la route D991. La barre calcaire au sein du Membre d'Hauterive est coloriée en jaune ; les Marnes des Uttins dans le Membre de Neuchâtel sont indiquées en brun. A comparer avec la coupe de la Fig. 4. Les variations de pendage des couches (en noir) et les failles (en rouge) montrent de faibles déformations qui n'affectent pas la succession.

Fig. 3. Map with the location of the type section of the Grand Essert Formation. Topography copied from the St. Julien-en-Genevois No. 1 et 2 maps (scale 1 : 20000) of the Institut géographique national, Paris (1941). Bottom: formations and members outcropping along road D991. The limestone interval within the Hauterive Member is marked in yellow; the Marnes des Uttins within the Neuchâtel Member are indicated in brown. Compare with the logged section in Fig. 4. Strike and dip of bed surfaces (black) and faults (red) indicate weak deformations that do not affect the succession.

L'intérêt de la coupe-type de la Formation du Grand Essert est d'autant plus grand qu'elle est encadrée par les formations sous- et sus-jacentes qui affleurent en cet endroit : la Formation du Vuache et la Formation des Gorges de l'Orbe. De plus, le sommet de la Formation du Grand Essert a fourni (fait rare dans le Jura franco-suisse) une ammonite dénommée «*Leopoldia?* sp.» par Mouty (1966 : 82), mais correspondant au gr. *Lyticoceras / Cruasiceras* sp. juvénile (Clavel et al. 2007 : 1034).

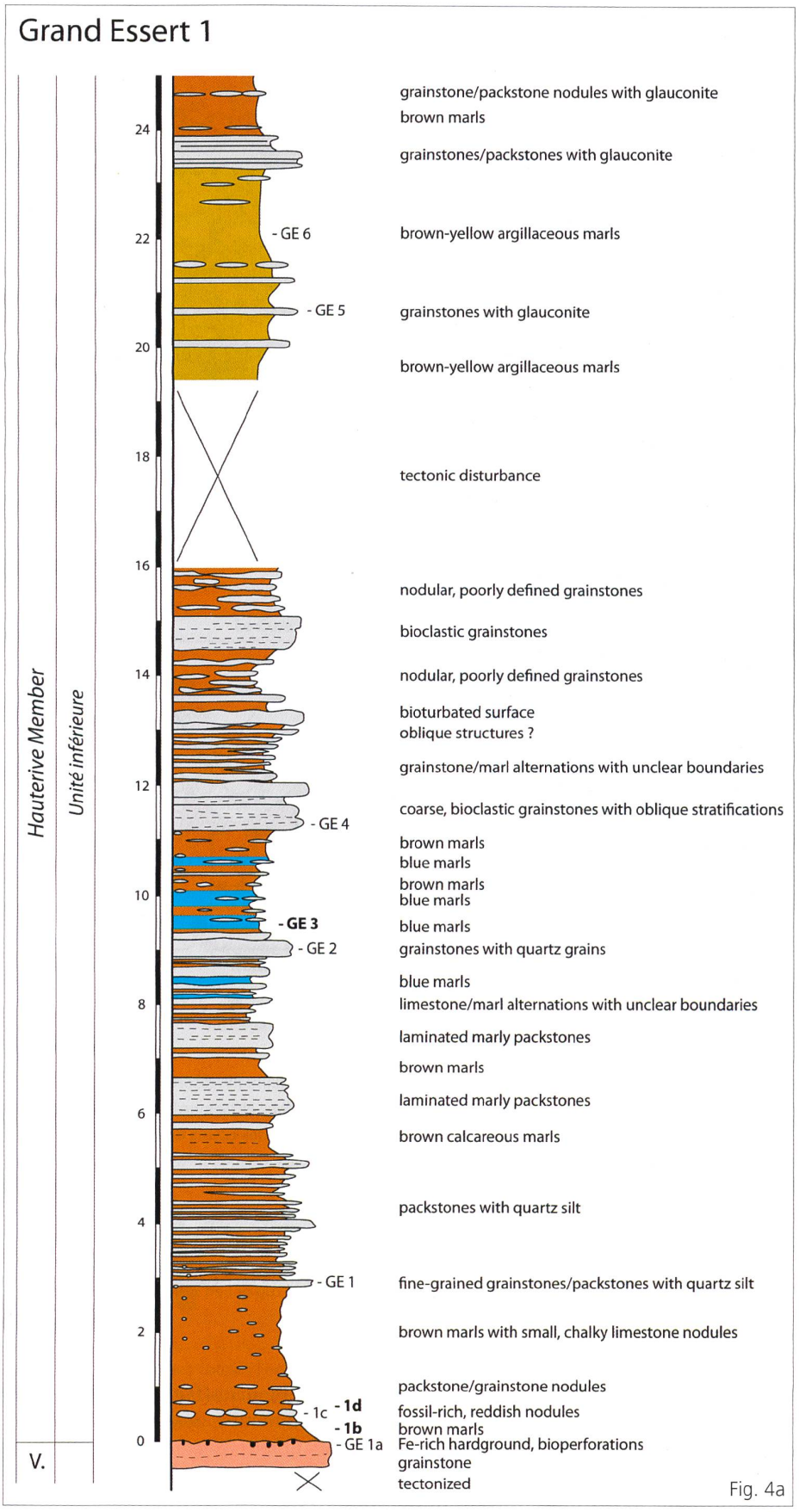


Fig. 4a

Fig. 4 a-d. Coupe-type de la Formation du Grand Essert. GE 1a à GE 27 : échantillons caractérisant les faciès les plus typiques. Les numéros en gras correspondent aux échantillons utilisés pour la palynologie. En brun : marnes de couleur brun-jaunâtre ; en bleu : marnes de couleur bleuâtre ; en gris : bancs calcaires au sein du Membre d'Hauterive ; en jaune clair : Unité calcaire (moyenne) à faciès « Pierre jaune » dans le Membre d'Hauterive ; en jaune : calcaires du Membre de Neuchâtel. V. : Formation du Vuache.

Fig. 4 a-d. Type section of the Grand Essert Formation. GE 1a to GE 27 : samples that characterise the typical facies. The bold numbers indicate the samples used for palynology. Brown colour : brown-yellowish marls ; blue : marls with a bluish colour ; grey : limestone beds within the Hauterive Member ; pale yellow : limestone unit with "Pierre jaune" facies within the Hauterive Member ; yellow : limestones of the Neuchâtel Member. V. : Vuache Formation.

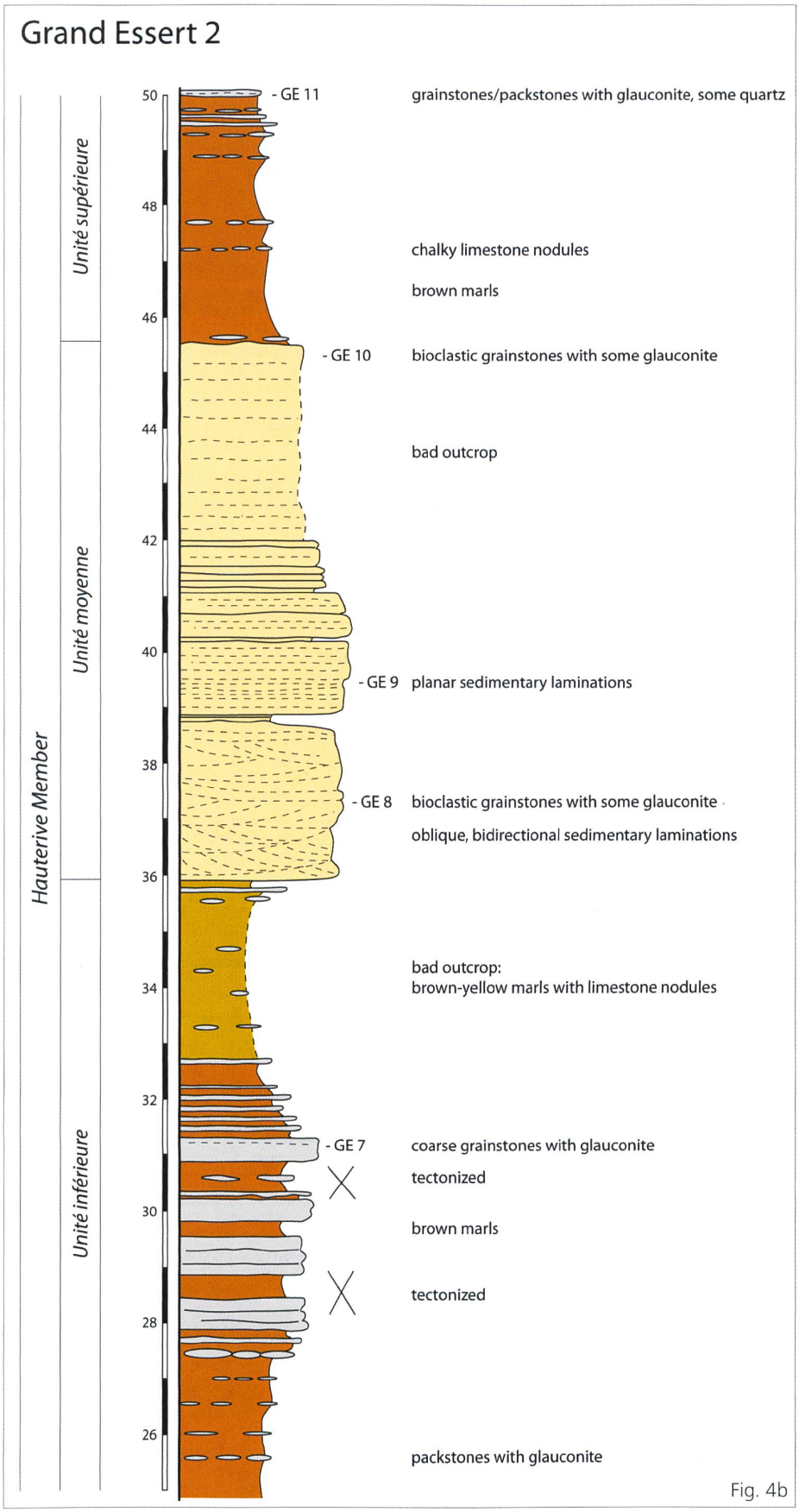

Grand Essert 2
Hauterive Member
Unité supérieure
Unité moyenne
Unité inférieure
50
48
46
44
42
40
38
36
34
32
30
28
26
- GE 11
grainstones/packstones with glauconite, some quartz
chalky limestone nodules
brown marls
- GE 10
bioclastic grainstones with some glauconite
bad outcrop
- GE 9
planar sedimentary laminations
- GE 8
bioclastic grainstones with some glauconite
oblique, bidirectional sedimentary laminations
bad outcrop:
brown-yellow marls with limestone nodules
- GE 7
coarse grainstones with glauconite
tectonized
brown marls
tectonized
packstones with glauconite

Fig. 4b

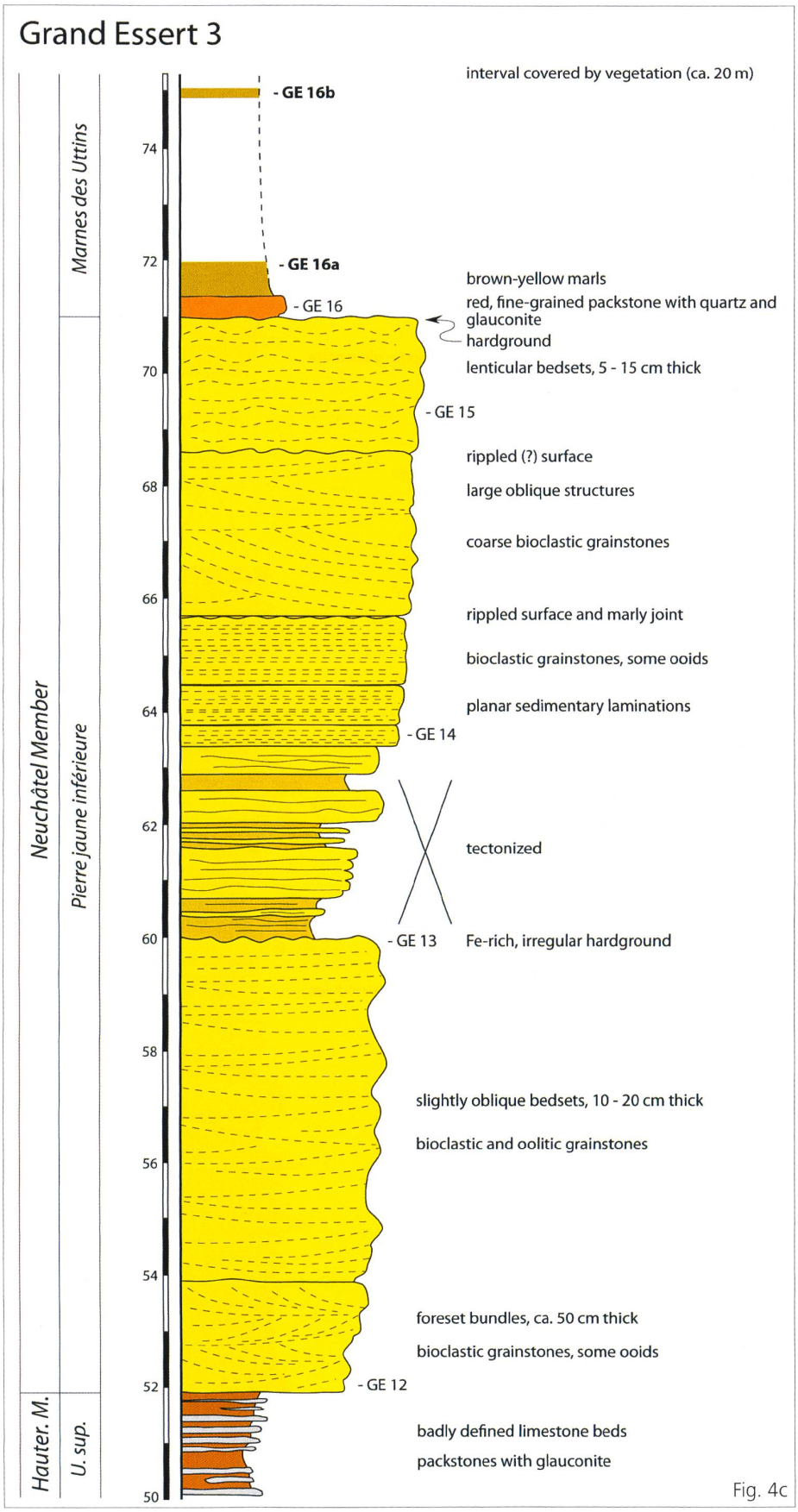

Grand Essert 3
Neuchâtel Member
Hauter. M.
Marnes des Uttins
Pierre jaune inférieure
U. sup.
74
72
70
68
66
64
62
60
58
56
54
52
50
- GE 16b
- GE 16a
- GE 16
- GE 15
- GE 14
- GE 13
- GE 12
interval covered by vegetation (ca. 20 m)
brown-yellow marls
red, fine-grained packstone with quartz and glauconite
hardground
lenticular bedsets, 5 - 15 cm thick
rippled (?) surface
large oblique structures
coarse bioclastic grainstones
rippled surface and marly joint
bioclastic grainstones, some ooids
planar sedimentary laminations
tectonized
Fe-rich, irregular hardground
slightly oblique bedsets, 10 - 20 cm thick
bioclastic and oolitic grainstones
foreset bundles, ca. 50 cm thick
bioclastic grainstones, some ooids
badly defined limestone beds
packstones with glauconite

Fig. 4c

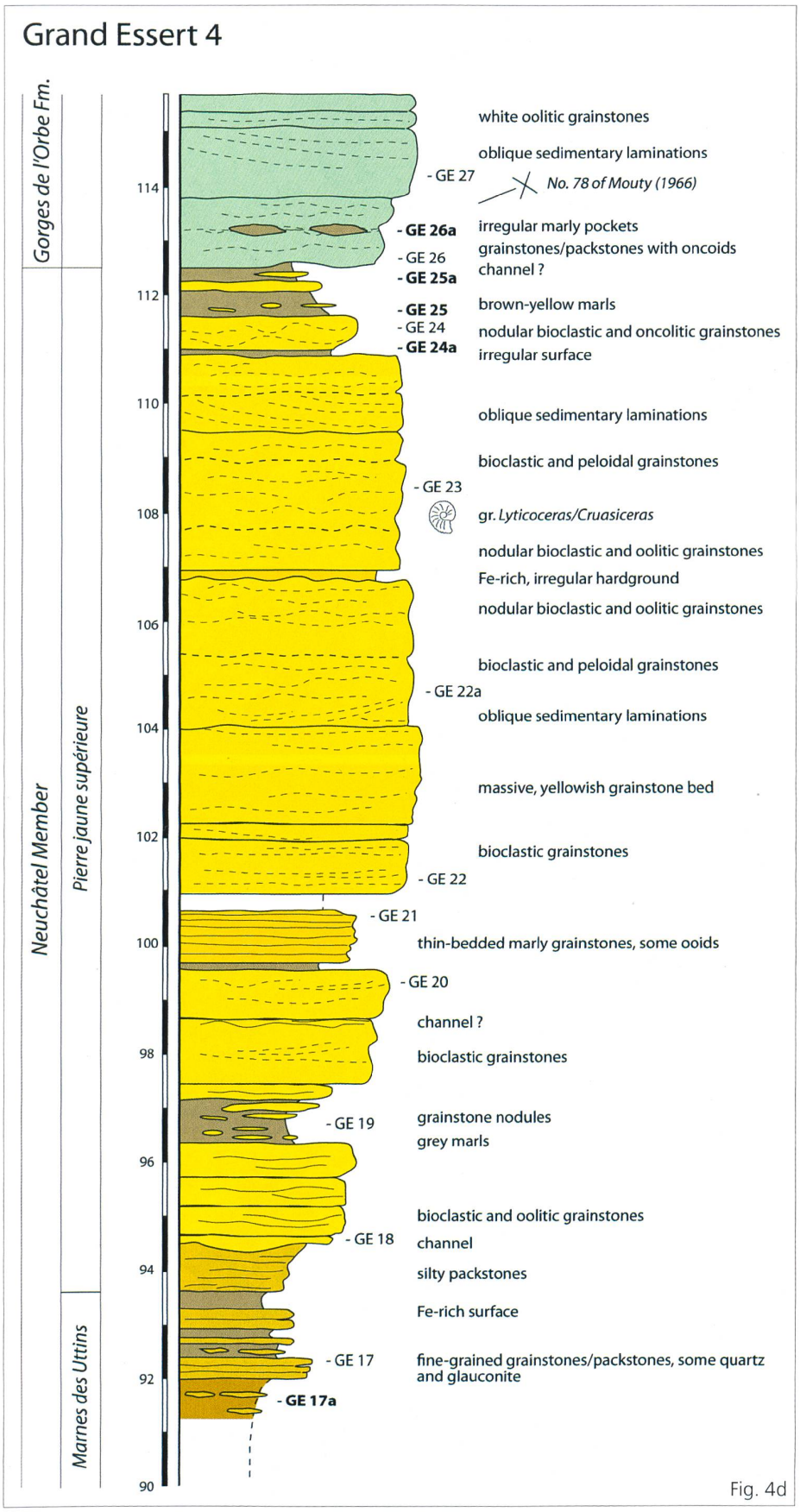

Grand Essert 4
Gorges de l'Orbe Fm.
Neuchâtel Member
Pierre jaune supérieure
Marnes des Uttins
114
112
110
108
106
104
102
100
98
96
94
92
90
white oolitic grainstones
oblique sedimentary laminations
- GE 27
No. 78 of Mouty (1966)
- GE 26a
irregular marly pockets
- GE 26
grainstones/packstones with oncoids
- GE 25a
channel ?
- GE 25
brown-yellow marls
- GE 24
nodular bioclastic and oncolitic grainstones
- GE 24a
irregular surface
oblique sedimentary laminations
bioclastic and peloidal grainstones
- GE 23
gr. Lyticoceras/Cruasiceras
nodular bioclastic and oolitic grainstones
Fe-rich, irregular hardground
nodular bioclastic and oolitic grainstones
bioclastic and peloidal grainstones
- GE 22a
oblique sedimentary laminations
massive, yellowish grainstone bed
bioclastic grainstones
- GE 22
- GE 21
thin-bedded marly grainstones, some ooids
- GE 20
channel ?
bioclastic grainstones
- GE 19
grainstone nodules
grey marls
bioclastic and oolitic grainstones
- GE 18
channel
silty packstones
Fe-rich surface
- GE 17
fine-grained grainstones/packstones, some quartz and glauconite
- GE 17a

Fig. 4d

a
b
c
d
e
f
g
h

Fig. 5. Lithologies et structures sédimentaires caractéristiques de la Formation du Grand Essert:
a) Hardground bioperforé et imprégné de fer au sommet de la Formation du Vuache (mètre 0 du profil; Fig. 4a). **b)** Transition nette entre marnes brunes (à gauche) et marnes bleues (à droite). Un mince banc calcaire est visible sous le marteau. Le marteau mesure 33 cm (mètre 9,4). **c)** Structures sédimentaires obliques et surfaces de réactivation à la base de l'Unité moyenne dans le Membre d'Hauterive. La migration des dunes était de droite à gauche (mètres 36,0 – 37,5). **d)** Structures sédimentaires planes dans le Membre de Neuchâtel. A noter la surface nette entre les calcaires marneux brunâtres à gauche et les calcaires gris à structures planes à droite (mètres 62,0 – 66,0). **e)** Hardground ferrugineux au sommet de la partie inférieure du Membre de Neuchâtel (en bas à gauche), surmonté par un banc de calcaire fin rougeâtre à la base des Marnes des Uttins (mètres 71,0 – 71,5). **f)** Partie supérieure du Membre de Neuchâtel. A noter l'ensemble de 7 bancs jaunes en haut à droite (mètres 97,5 – 100,7). **g)** Emplacement de l'ammonite trouvée par Mouty (1966) au mètre 108. **h)** Limite entre la Formation du Grand Essert et la Formation des Gorges de l'Orbe. Au niveau du marteau bleu des poches de marnes séparent les deux premiers bancs de la Formation des Gorges de l'Orbe (mètres 112,2 – 114,2). L'échantillon GE 25a a été pris à la base du marteau rouge, GE 26a à la base du marteau bleu. Le numéro 78 correspond à celui de Mouty (1966).
Fig. 5. Lithologies and sedimentary structures typical of the Grand Essert Formation:
a) Bioperforated and iron-stained hardground at the top of the Vuache Formation (metre 0 of the section log; Fig. 4a). **b)** Clear transition between brown marls (to the left) and blue marls (to the right). A thin limestone bed is visible below the hammer. The hammer measures 33 cm (metre 9.4). **c)** Oblique sedimentary structures and reactivation surfaces at the base of the limestone unit (Unité moyenne) within the Hauterive Member. Dune migration was from right to left (metres 36.0 – 37.5). **d)** Plane-bed sedimentary structures in the Neuchâtel Member. Note the sharp surface between the brownish marly limestones to the left and the grey limestones with plane-bed structures to the right (metres 62.0 – 66.0). **e)** Ferruginous hardground on top of the lower part of the Neuchâtel Member (bottom left), overlain by a reddish, fine-grained limestone bed at the base of the Marnes des Uttins (metres 71.0 – 71.5). **f)** Upper part of the Neuchâtel Member. Note the ensemble of 7 yellowish beds at top right (metres 97.5 – 100.7). **g)** Position of the ammonite found by Mouty (1966) at metre 108. **h)** Limit between the Grand Essert and the Gorges de l'Orbe formations. Note the marly pockets separating the first two beds of the Gorges de l'Orbe Formation at the level of the blue hammer (mètres 112.2 – 114.2). Sample GE 25a has been taken at the base of the red hammer, GE 26a at the base of the blue hammer. Number 78 corresponds to that of Mouty (1966).

2.1. Sommet de la Formation du Vuache

La Formation du Grand Essert débute au-dessus des «couches à *Alectryonia rectangularis*» (Mouty 1966: 84-85) appartenant à la Formation du Vuache suivant la nouvelle nomenclature (Strasser et al. 2016: 208-210). A l'affleurement le long de la D991, ces «couches à *A. rectangularis*» sont tectonisées et leur épaisseur est certainement réduite (Fig. 3). Elles correspondent au niveau 41 de 2,30 m d'épaisseur de la coupe décrite par Mouty (1966: 85). Le faciès de ce niveau est présenté par cet auteur comme «un calcaire jaune clair, noduleux, lumachellique à *Alectryonia rectangularis*», niveau défini à l'origine par Schardt (1891). Il s'agit effectivement d'un grainstone noduleux, localement riche en petites huîtres (échantillon GE 1a, Fig. 4a). Les brachiopodes, crinoïdes, bryozoaires, serpules et éponges qui y sont associés suggèrent un milieu de dépôt de mer ouverte à salinité normale. La formation de nodules résulte d'une bioturbation intense. La surface perforée du dernier banc, ondulée et rougeâtre (Figs 5a, 6a), témoigne d'un arrêt de sédimentation qui a permis la cimentation des grains carbonatés, la concentration en fer et l'installation d'organismes lithophages.

2.2. Membre d'Hauterive

Les «Marnes d'Hauterive» *auct.* définies par de Montmollin (1833) constituent dans le Jura neuchâtelois la partie inférieure de la Formation du Grand Essert. Considérées comme un membre sur le plan formel par Strasser et al. (2016: 204), et ici renommé Membre d'Hauterive par souci de simplification afin d'éviter toute confusion avec les diverses acceptions historiques, cet ensemble à prédominance marneuse atteint 52 m d'épaisseur à la localité-type. Partiellement couvert par la végétation, il a dû être dégagé à la pelle. D'autre part, comme le montre la carte géologique de St.-Julien-en-Genevois à 1: 50000 (Donzeau et al. 1997), la région du Grand Essert est affectée par quelques failles (en partie mal cartographiées), ce qui explique les variations de pendages observées dans le Membre d'Hauterive (Fig. 3).

2.2.1. Unité inférieure: 0 - 36 m

Dans la partie inférieure du Membre d'Hauterive, de 0 à 36 m, les alternances marnes-calcaires prédominent (Figs 4a, b). Mouty (1966: 85; niveau 42) avait décrit cet ensemble comme une «marne jaune-grise couverte» de 20 et 25 m d'épaisseur. Les marnes de couleur brune à brun-jaunâtre contiennent des niveaux bleu-gris bien visibles entre 8 et 11 m (Fig. 5b).

Les marnes bleues (lavage de l'échantillon GE 3) renferment du quartz détritique anguleux, de la glauconie, de la pyrite framboïdale et des bioclastes: spicules de spongiaires, crinoïdes, holothuries, bryozoaires, fragments d'oursins, foraminifères, et ostracodes indéterminables. Parmi les foraminifères

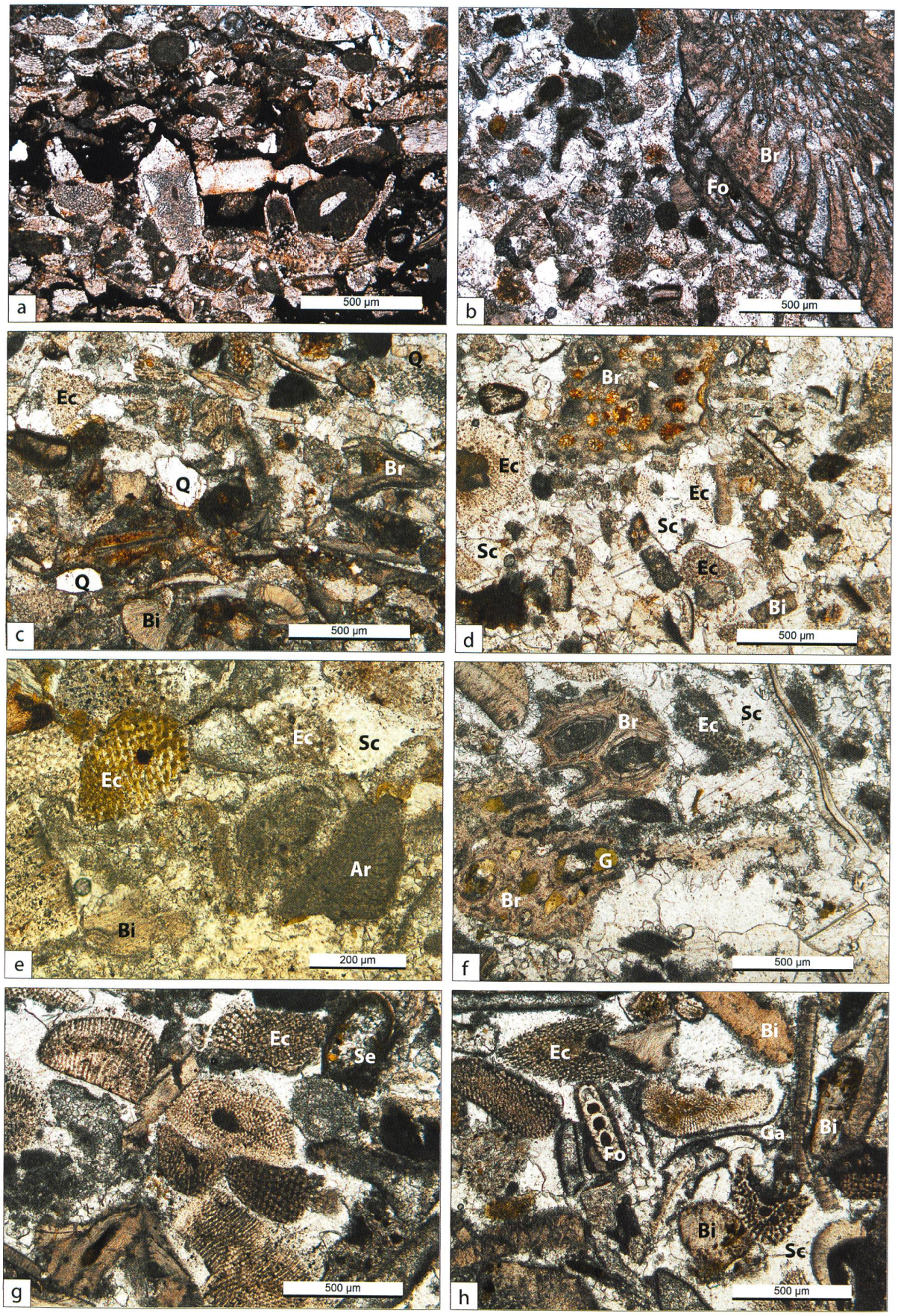

a
500 µm
b
Br
Fo
500 µm
c
Ec
Q
Br
Q
Q
Bi
500 µm
d
Br
Ec
Ec
Sc
Sc
Ec
Bi
500 µm
e
Ec
Sc
Ec
Ar
Bi
200 µm
f
Br
Ec
Sc
G
Br
500 µm
g
Ec
Se
500 µm
h
Bi
Ec
Ga
Bi
Fo
Bi
Se
500 µm

Fig. 6. Microfaciès typiques des bancs calcaires du Membre d'Hauterive:
a) Grainstone à bioclastes (échinodermes, brachiopodes) fortement imprégné de minéraux de fer (en noir). Hardground au sommet de la Formation du Vuache (échantillon GE 1a; Fig. 4a). **b)** Grainstone riche en péloïdes et grands bioclastes. Un foraminifère (Fo) encroûte le bryozoaire (Br) (échantillon GE 1c). **c)** Packstone (en bas de la photo) et grainstone (en haut) à bioclastes et grains subarrondis de quartz. Quelques bioclastes et une partie de la matrice sont imprégnés de minéraux de fer (échantillon GE 1). **d)** Grainstone à bioclastes avec quelques plages de micrite. Fort développement de ciment syntaxial autour des débris d'échinodermes. Les loges du bryozoaire en haut sont imprégnées de fer (échantillon GE 2). **e)** Grainstone à bioclastes avec quelques plages de micrite. Les pores du fragment d'échinoderme à gauche sont remplis de glauconie (échantillon GE 5). **f)** Grainstone grossier à bioclastes. Les pores du fragment de bryozoaire en bas sont remplis de glauconie. A noter la première génération de ciment isopaque entourant les bioclastes (échantillon GE 7). **g)** Grainstone à bioclastes, dominé par des fragments d'échinodermes (échantillon GE 8). **h)** Grainstone à bioclastes. Certains fragments d'origine aragonitique sont préservés uniquement par leur enveloppe micritique; il peut s'agir de gastéropodes, de bivalves ou d'algues vertes. A noter les bioperforations dans certains fragments de bivalves (échantillon GE 10).
Ar: algue rouge; Bi: bivalve; Br: bryozoaire; Ec: échinoderme; Fo: foraminifère benthique; G: glauconie; Ga: gastéropode; Q: quartz; Sc: ciment syntaxial; Se: serpule.

Fig. 6. Typical microfacies of the limestone beds within the Hauterive Member:
a) Grainstone with bioclasts (echinoderms, brachiopods), strongly impregnated by iron minerals (black). Hardground on top of the Vuache Formation (sample GE 1a; Fig. 4a). **b)** Grainstone with abundant peloids and bioclasts. A foraminfer (Fo) encrusts a bryozoan fragment (Br) (sample GE 1c). **c)** Packstone (bottom of the photograph) and grainstone (top) with bioclasts and subrounded quartz grains. Some bioclasts and part of the matrix are impregnated by iron minerals (sample GE 1). **d)** Grainstone with bioclasts and some patches of micrite. Syntaxial cement developed around the echinoderm fragments. The cavities of the bryozoan on top are filled with iron minerals (sample GE 2). **e)** Grainstone with bioclasts and some patches of micrite. The pores of the echinoderm fragment to the left are filled with glauconite (sample GE 5). **f)** Coarse grainstone with bioclasts. The cavities of the bryozoan fragment at bottom left are filled with glauconite. Note the first generation of isopachous cement around the bioclasts (sample GE 7). **g)** Grainstone with bioclasts, dominated by echinoderm fragments (sample GE 8). **h)** Grainstone with bioclasts. Some originally aragonitic fragments are preserved only by their micritic envelope; they may correspond to gastropods, bivalves, or green algae. Note the bioperforations in some fragments of bivalves (sample GE 10).
Ar: red alga; Bi: bivalve; Br: bryozoan; Ec: echinoderm; Fo: benthic foraminifer; G: glauconite; Ga: gastropod; Q: quartz; Sc: syntaxial cement; Se: serpulid.

(Planche 1) on trouve *Spirillina* sp. cf. *S. minima* (Pl. 1, Fig. 13), *Spirillina* sp. A (Pl. 1, Fig. 14), *Spirillina* sp. B (Pl. 1, Fig. 15), *Turrispirillina* sp. cf. *T. subconica* (Pl. 1, Fig. 12), *Neotrocholina* cf. *infragranulata* (Pl. 1, Figs 3, 5), *Trocholina* spp. (Pl. 1, Figs 23, 24), *Praedorothia* sp. cf. gr. *hechti–subtrochus* (Pl. 1, Figs 18, 19), *Praedorothia* cf. *kummi* (Pl. 1, Figs 16, 17) et cf. *Nothia* ex. gr. *excelsia* (Pl. 1, Figs 20, 21, 22).

Dans les marnes brunes à jaunâtres (lavage de l'échantillon GE 6), les bioclastes prédominent (crinoïdes, bryozoaires, holothuries, fragments d'oursins, microbivalves) tandis que le quartz et la glauconie sont moins fréquents. On a observé des foraminifères dont *Spirillina* sp. cf. *S. minima*, *Turrispirillina* sp. cf. *T. subconica* (Pl. 1, Fig. 12), *Neotrocholina infragranulata* (Pl. 1, Figs 4, 6), *Patellina feifeli* (Pl. 1, Figs 7, 8, 9, 10), *Lenticulina* spp. (Pl. 1, Figs 1, 2), et les ostracodes *Schuleridea* cf. *thoerensis* (Pl. 1, Fig. 25), *Cytherella*? (Pl. 1, Fig. 26) et *Protocythere triplicataca* (Pl. 1, Figs 27, 28).

2.2.2. Unité moyenne: 36 – 45,5 m

L'intervalle de 36 à 45,5 m correspond aux niveaux 43 à 51 de la coupe de Mouty (1966: 84). Constitué de bancs calcaires massifs séparés par quelques rares joints marneux, cet intervalle ressort dans la morphologie. Les microfaciès (Figs 6g, h) ressemblent à ceux des petits bancs calcaires de l'Unité inférieure mais les structures sédimentaires sont différentes: laminations obliques bidirectionnelles dans la partie inférieure de cette unité (Fig. 5c), laminations planes dans sa partie supérieure (Fig. 4b).

2.2.3. Unité supérieure: 45,5 - 52 m

Entre 45,5 et 52 m, l'Unité supérieure du Membre d'Hauterive est dominée par les marnes qui ne renferment que quelques nodules et de minces bancs calcaires (Figs 4b, c). Dans cette unité, Mouty (1966: 84) n'avait décrit qu'un seul niveau (45) de «marne gris-jaunâtre» de 10 m d'épaisseur. Des lavages lui avaient fourni des articles de crinoïdes, des brachiopodes (*Lamellerhynchia hauteriviensis, Plicarostrum hauteriviense, Terebratula acuta, T. tamarindus;* dét. F. Burri), *Toxaster* sp., *Janira* sp., *Pleurotomaria* sp., *Galeolaria neocomiensis*, avec une microfaune benthique peu diversifiée composée de foraminifères (*Lenticulina muensteri, L.* sp., *Neotrocholina infragranulata*) et d'ostracodes (*Protocythere* sp., *Cytherella* sp.; dét. H.-J. Oertli).

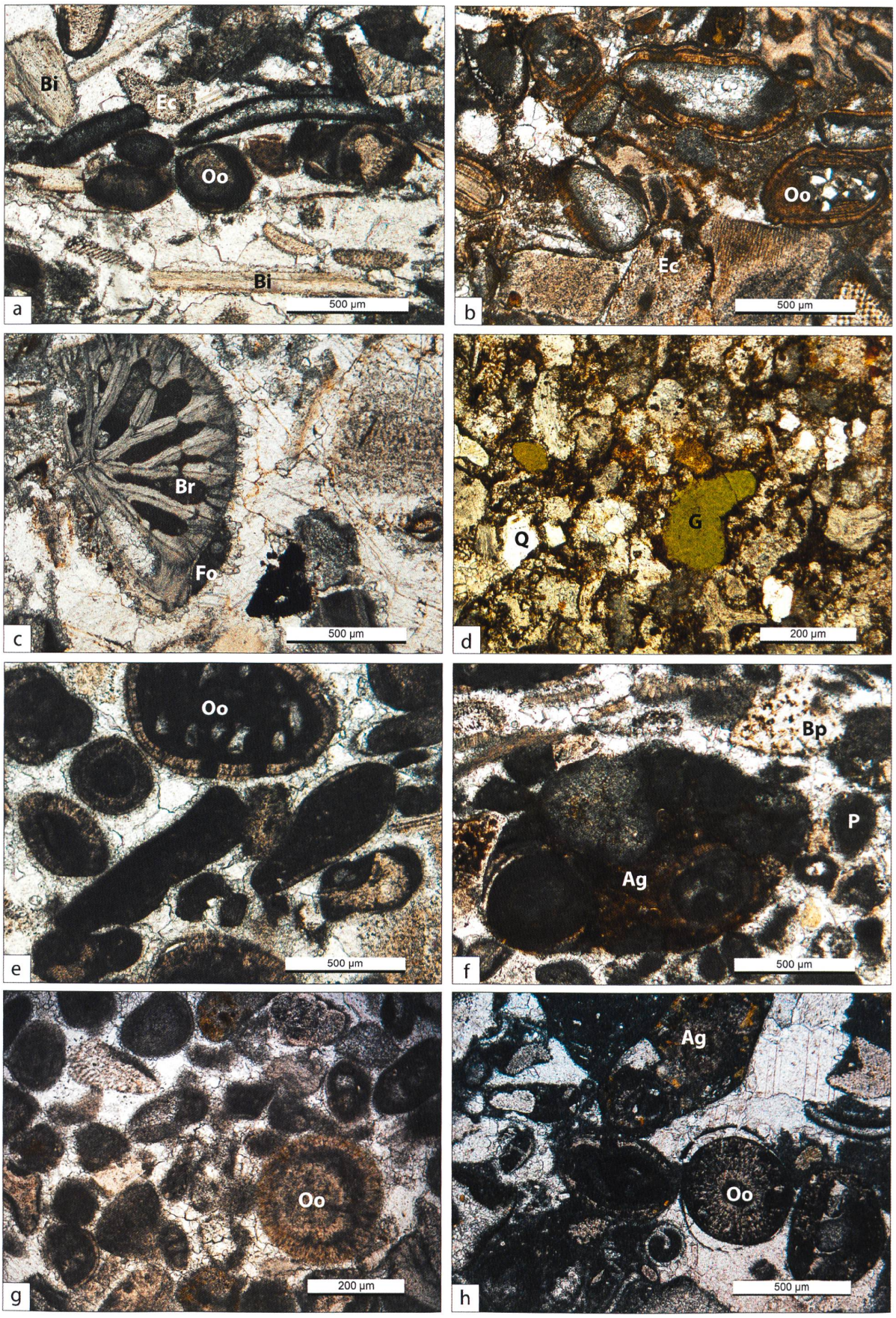

Bi
Ec
Oo
Bi
a
500 µm
Oo
Ec
b
500 µm
Br
Fo
c
500 µm
Q
G
d
200 µm
Oo
e
500 µm
Bp
P
Ag
f
500 µm
Oo
g
200 µm
Ag
Oo
h
500 µm

Fig. 7. Microfaciès typiques du Membre de Neuchâtel:
a) Grainstone à bioclastes et ooïdes superficiels (échantillon GE 12). **b)** Grainstone-packstone à bioclastes et ooïdes directement sous le hardground au mètre 60. A noter l'imprégnation par le fer et l'emboîtement des bioclastes (échantillon GE 13). **c)** Grand fragment de bryozoaire avec un foraminifère encroûtant. A noter le ciment isopaque entourant les bioclastes (échantillon GE 15). **d)** Packstone fin à bioclastes avec grains de quartz et glauconie. Forte imprégnation par du fer (échantillon GE 16). **e)** Grainstone à ooïdes, dont le noyau est souvent un foraminifère ou bioclaste. Les ooïdes montrent une ou deux lamines de cortex à structure radiaire (échantillon GE 18). **f)** Grainstone à bioclastes, agrégats et péloïdes. L'agrégat est composé de bioclastes et d'ooïdes et imprégné de fer (échantillon GE 21). **g)** Grainstone à bioclastes bien arrondis, péloïdes et quelques ooïdes à cortex radiaire (échantillon 22a). **h)** Grainstone grossier à agrégats, oncoïdes et ooïdes à cortex radiaire, partiellement détaché par la compaction (échantillon GE 26).
Ag: agrégat; Bi: bivalve; Bp: brachiopode; Br: bryozoaire; Ec: échinoderme; Fo: foraminifère benthique; G: glauconie; Oo: ooïde; P: péloïde; Q: quartz.
Fig. 7. Typical microfacies of the Neuchâtel Member:
a) Grainstone with bioclasts and superficial ooids (sample GE 12). **b)** Grainstone-packstone with bioclasts and ooids, directly below the hardground at metre 60. Note the iron impregnation and the overpacking of the bioclasts (sample GE 13). **c)** Large bryozoan fragment with an encrusting foraminifer. Note the isopachous cement covering the bioclasts (sample GE 15). **d)** Fine-grained packstone with bioclasts, quartz, and glauconite grains, strongly impregnated by iron minerals (sample GE 16). **e)** Grainstone with ooids, the core of which commonly is a foraminifer or a bioclast. The ooid cortices are composed of one or two radially structured layers (sample GE 18). **f)** Grainstone with bioclasts, aggregates, and peloids. The aggregate is composed of bioclasts and ooids, and iron-impregnated (sample GE 21). **g)** Grainstone with well-rounded bioclasts, peloids, and ooids with radial cortices (sample 22a). **h)** Coarse grainstone with aggregates, oncoids, and ooids with radial cortices. Some outer cortices are detached by compaction (sample GE 26).
Ag: aggregate; Bi: bivalve; Bp: brachiopod; Br: bryozoan; Ec: echinoderm; Fo: benthic foraminifer; G: glauconite; Oo: ooid; P: peloid; Q: quartz.

2.2.4. Interprétation des milieux de dépôt

La faune du Membre d'Hauterive correspond à celle d'un milieu marin à salinité normale. Les marnes bleu-gris qui apparaissent dans quelques niveaux pourraient indiquer des conditions disoxiques ou anoxiques et euxiniques relativement pauvres en faune benthique, tandis que la couleur brun-jaune traduirait un fond marin bien oxygéné riche en faune benthique. La diversité plutôt faible des assemblages micropaléontologiques observés dans le lavage des marnes bleues de l'échantillon GE 3, ainsi que l'abondance de spirillinidés s'accordent bien avec des fonds marins aux conditions dysaérobiques (p.ex. Cobianchi et al. 1999).

Les argiles et le quartz sont terrigènes et proviendraient de l'érosion des massifs hercyniens dans l'arrière pays (Persoz 1982). Dans la région de Neuchâtel, Gindraux et Kübler (1989) et Rumley (1993) ont identifié smectite, illite, interstratifiés, mica, kaolinite et chlorite en proportions très variables ainsi que des feldspaths associés au quartz.

Les bioclastes subarrondis et localement bioperforés (Fig. 6h), qui sont observés dans les bancs calcaires interstratifiés présents dans les marnes des unités inférieure et supérieure du Membre d'Hauterive, suggèrent des remaniements importants, nécessitant un régime de haute énergie avec des vagues et/ou des courants. En revanche, les marnes de ce membre se sont déposées dans un milieu calme en dessous de la limite de l'action des vagues; la faune benthique y est autochtone alors que les calcaires représentent des apports allochtones. Selon certains auteurs (p.ex. Jones et Wonders 1992 *cum biblio*), *Spirillina minima*, abondante dans l'échantillon GE 3, peut être considérée comme indicateur de plate-forme ouverte; de même, *Neotrocholina infragranulata* est connue de niveaux euhalins circalittoraux (p.ex. Arnaud-Vanneau 1980). L'échantillon GE 3 présente également une importante diversité et abondance en dinokystes, suggérant un milieu marin relativement distal (Chapitre 4.4.1).

Les laminations obliques observées dans quelques bancs calcaires résultent de l'action de courants. Dans un premier temps, les bioclastes d'origine marine peu profonde ont été roulés et usés par des courants tidaux et/ou des vagues, et dans un deuxième temps, ont été exportés dans des eaux plus profondes lors de tempêtes et/ou de forts courants de jusant (p.ex. Hine et al. 1981; Bohacs et al. 2014; Val et al. 2017). Une fois déposé, le sédiment a été bioturbé par la faune locale, ce qui a engendré la formation de nodules calcaires.

Le «thickening-up» signalé dans les groupes de bancs de l'Unité inférieure du Membre d'Hauterive peut s'expliquer par une diminution de la profondeur d'eau, les bancs les plus épais étant les plus proximaux suite à la progradation du système sédimen-

taire. La répétition de ces groupes de bancs reflète un processus cyclique (Strasser 1991), lié à des fluctuations du niveau marin (allocyclique) et/ou à la progradation localisée de corps sédimentaires (autocyclique). Cette interprétation peut également s'appliquer aux alternances marnes-calcaires des «Marnes d'Hauterive» décrites dans le tunnel du Vuache par Charollais et al. (1989: 60-61).

L'Unité moyenne calcaire (Fig. 4b) correspond au milieu de dépôt le moins profond du Membre d'Hauterive. Les structures sédimentaires obliques et bidirectionnelles du premier banc résultent de courants tidaux tandis que les laminations planes pourraient représenter des épandages de sables carbonatés dans un milieu subtidal peu profond ou même une plage (p.ex. Rankey 2014). La mauvaise qualité de l'affleurement ne permet malheureusement pas d'interpréter l'intervalle compris entre 42 à 45,5 m.

Une surface nette souligne le contact (45,5 m) entre les calcaires de l'Unité moyenne et les marnes de l'Unité supérieure du Membre d'Hauterive. Elle indique un approfondissement rapide du milieu de dépôt, qui est suivi d'une diminution de la tranche d'eau marquée par une augmentation du nombre de bancs calcaires dans la dernière partie du membre entre 49,5 et 52 m.

2.3. Membre de Neuchâtel

La partie supérieure de la Formation du Grand Essert, essentiellement calcaire, a été définie comme le «Membre de la Pierre jaune de Neuchâtel» par Strasser et al. (2016: 211). Ce terme de faciès a été créé par Marcou (1859) dans la région de Neuchâtel. Comme pour le membre sous-jacent, cette unité est renommée ici Membre de Neuchâtel. Dans la coupe-type du Grand Essert, ce membre (Figs 4c, d) d'une épaisseur de 60,5 m est subdivisé en deux parties séparées par un intervalle marneux masqué en partie par un petit glissement de terrain recouvert de végétation; seuls la base et le sommet ont pu être dégagés à la pelle, et un échantillon (GE 16b) a été pris au milieu avec une tarière. Cet intervalle correspond aux Marnes des Uttins, définies dans la région d'Yverdon par Jordi (1955); elles auraient ici une épaisseur d'environ 20 m. Rappelons que Mouty (1966: 83) avait déjà levé cette coupe et décrit les deux ensembles calcaires (niveaux 53 à 61 et 63 à 72) séparés par un intervalle marneux qu'il avait estimé à 15 m, sans l'avoir corrélé avec celui des Marnes des Uttins. D'autre part, Gindraux et Kübler (1989: 99) concluaient que «dans la carrière des Uttins, la Pierre jaune doit être divisée en deux séquences», ce qui est en accord avec nos recherches sur la coupe du Grand Essert.

2.3.1. Pierre jaune inférieure

A la base (Fig. 4c), un contact très net sépare les marnes du sommet de l'Unité supérieure du Membre d'Hauterive du premier banc calcaire du Membre de Neuchâtel (éch. GE 12). Celui-ci montre des structures sédimentaires obliques et bidirectionnelles, avec des foresets d'environ 50 cm d'épaisseur. Dans le banc qui le surmonte, les structures sont seulement légèrement inclinées, avec des sets de 10 à 20 cm. Ce premier complexe se termine avec une surface irrégulière et rouge (Fig. 4c; éch. GE 13).

Après une zone plus marneuse et tectonisée, un deuxième ensemble de bancs calcaires présente d'abord des laminations planes (Fig. 5d), une surface avec des rides symétriques de 20 cm de longueur d'onde, un banc avec des grands foresets obliques, et finalement un banc avec des sets lenticulaires. Le tout est recouvert par une surface irrégulière rouge, suivie d'un banc rougeâtre (Fig. 5e), avant l'arrivée des Marnes des Uttins.

Le microfaciès est un grainstone bioclastique et oolithique qui contient globalement la même faune que les niveaux calcaires au sein du Membre d'Hauterive (Figs 7a, c). Directement sous la première surface rouge au mètre 60 de la coupe (Fig. 4c) on observe une imprégnation des grains par du fer, et les bioclastes sont emboîtés (Fig. 7b).

2.3.2. Marnes des Uttins

Dans la coupe-type du Grand Essert, les niveaux masqués par le couvert végétal d'une vingtaine de mètres d'épaisseur sont attribués aux Marnes des Uttins, par comparaison avec cette unité lithologique fossilifère d'épaisseur semblable dans les chaînons jurassiens voisins (Fig. 13), au Salève (Joukowsky et Favre 1913) et au Vuache (Schardt 1891; Charollais et al. 1989).

Le banc à la base des Marnes des Uttins est un packstone imprégné de fer riche en quartz anguleux et grains de glauconie (éch. GE 16; Fig. 7d). Il est suivi de marnes jaunâtres légèrement gréseuses, qui réapparaissent au sommet où elles renferment quelques nodules et de minces bancs calcaires (Fig. 4d).

2.3.3. Pierre jaune supérieure

La partie supérieure du Membre de Neuchâtel débute à 93,7 m avec des ensembles de bancs calcaires à laminations obliques et lenticulaires entrecoupés par des niveaux marneux; elle se termine par des bancs calcaires plus massifs (Fig. 4d). A 94,5 m, la base d'un chenal entaille le banc calcaire sous-jacent. Les microfaciès observés en lames minces correspondent

à des grainstones oolithiques et bioclastiques. A 100 m, un ensemble de minces couches de calcaires marneux jaunes (Fig. 5f) renferme des agrégats et beaucoup de péloïdes (Fig. 7f).

Jusqu'à 106,8 m, les bancs calcaires bioclastiques et oolithiques (Fig. 7g) présentant localement des laminations obliques, sont couronnés par une surface ondulée et rouge. Plus haut un banc massif, noduleux dans sa partie inférieure, montre des laminations obliques dans sa partie supérieure. A 108 m, Mouty (1966 : 82 ; niveau 74) a signalé « un calcaire gris-jaunâtre à glauconie, noduleux en miches entourées de lits marneux, à moules de lamellibranches » avec une ammonite qui avait été attribuée à cette époque à « *Leopoldia*? sp. ». Busnardo et Thieuloy (1989 : 137 ; fig. 10) l'ont revue et déterminée comme un *Lyticoceras* sp. Enfin, après une nouvelle révision, elle doit être considérée aujourd'hui comme une forme juvénile du groupe *Lyticoceras / Cruasiceras* (Clavel et al. 2007 : 1034 ; 2014 : 66, pl. 1, fig. 1).

Le banc (avec l'ammonite ; Fig. 5g) dont la surface supérieure est noduleuse, est surmonté par deux bancs et des nodules calcaires dans une matrice de marnes jaunes. Le microfaciès est un grainstone grossier à oncoïdes.

2.3.4. Interprétation des milieux de dépôt

La prédominance de grainstones bioclastiques et oolithiques dans le Membre de Neuchâtel peut s'expliquer par le remaniement des grains dans un milieu de haute énergie. La présence de foresets parfois bidirectionnels suggère l'influence de courants tidaux (p.ex. Gonzalez et Eberli 1997).

Dans la Pierre jaune inférieure, à 65,7 m, des rides de vagues formées à l'abri des courants tidaux témoignent d'une tranche d'eau très faible. Les surfaces irrégulières et rouges, imprégnées de fer, sont interprétées comme des hardgrounds traduisant des arrêts de sédimentation. Un approfondissement du milieu de dépôt est marqué à 60 m par un hardground surmonté par des marnes, et à 71 m par un banc riche en glauconie et quartz.

Les Marnes des Uttins, qui ont livré des ammonites dans d'autres coupes voisines (voir Chapitre 4.1), se sont déposées dans un milieu plus profond, au-dessous du niveau de l'action des vagues et des courants tidaux. Les palynofaciès suggèrent un milieu marin franc mais moins profond que le niveau à marnes bleues dans le Membre d'Hauterive (Chapitre 4.4.2.2).

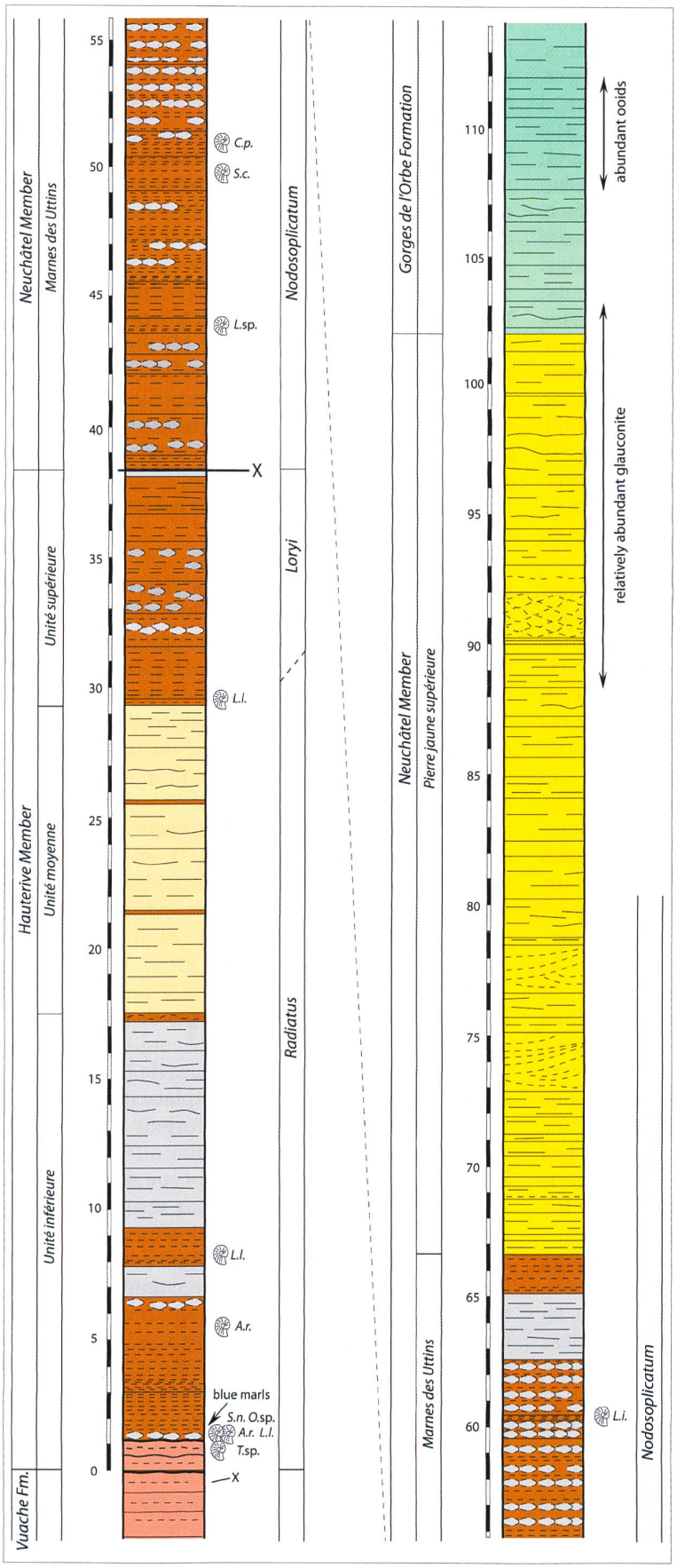
La partie supérieure du Membre de Neuchâtel comprend deux ensembles de bancs calcaires plus marneux et noduleux à la base, passant vers le haut à des bancs plus durs. Les agrégats observés dans les calcaires marneux à environ 100 m résultent du remaniement de sédiments semi-consolidés dans un lagon riche en péloïdes.

Les bancs massifs de grainstone entre 101 et 110,9 m, parfois avec des structures obliques, traduisent à nouveau un régime de haute énergie, influencé par des courants tidaux et/ou des courants « long-shore » engendrés par des vagues (p.ex. Rankey 2014). La nodulisation de certains bancs est attribuée à la bioturbation de barres inactives. Les surfaces irrégulières observées à 106,8 et 110,9 m sont interprétées comme des hardgrounds dus à des arrêts de sédimentation. Les faciès marneux et calcaires noduleux entre 110,9 et 112,5 m représentent un milieu de lagon avec formation d'oncoïdes qui étaient périodiquement remaniés. Ce milieu confiné et peu profond est confirmé par les palynofaciès (Chapitre 4.4.2.3).

Globalement, l'environnement de dépôt du Membre de Neuchâtel correspondait à celui d'une plate-forme ou d'une rampe proximale, moins profond que l'environnement du Membre d'Hauterive. Dans la région neuchâteloise, Rumley (1993) et Godet et al. (2008) ont identifié mica, smectite, interstratifiés, chlorite et kaolinite dans le Membre de Neuchâtel. Comme dans le Membre d'Hauterive, les proportions de ces minéraux sont très variables aussi bien d'un site à l'autre que dans leur distribution verticale, indépendante des faciès (Rumley 1993). Ceci suggère que leur distribution était surtout contrôlée par des facteurs hydrauliques, masquant un signal climatique potentiel (Chamley 1989).

2.4. Base de la Formation des Gorges de l'Orbe

Le terme de Formation des Gorges de l'Orbe proposé par Strasser et al. (2016) remplace les anciennes dénominations « Urgonien inférieur » (Desor et Gressly 1859) ou « Urgonien jaune » (Custer 1928 ; Bertschy 1958). Dans la coupe-type du Grand Essert, cette formation débute par un grainstone à packstone avec des agrégats, des oncoïdes et des bioclastes (Fig. 7h), y compris quelques coraux. La base irrégulière est interprétée comme un chenal ravinant les marnes sous-jacentes. Des lentilles de marnes s'insèrent au milieu du banc à 113,2 m (Figs 4d, 5h). Les palynomorphes indiquent un milieu de lagon proche de la côte (Chapitre 4.4.3). Au-dessus, apparaissent des bancs massifs de calcaire oolithique blanc (« oolithe caviar »), dans lesquels des structures obliques suggèrent un transport des grains par des courants tidaux et/ou de « long-shore ». Les bioclastes indiquent un milieu marin à salinité normale.



3. La coupe du tunnel du Vuache

La coupe-type de la Formation du Grand Essert ayant été relevée dans le talus de la route D991, le développement rapide de la couverture végétale exige le nettoiement périodique partiel de l'affleurement. Aussi, il nous a semblé judicieux de compléter la description lithologique et paléontologique de cette coupe-type par celles de la route D908a à l'extrémité septentrionale du Vuache publiée par Schardt (1891), Arikan (1964) et Blondel (1984, 1990) et du tunnel autoroutier de l'A40 (Charollais et al. 1983, 1989) située seulement à 13 km plus au SSE de la coupe du Grand Essert (Fig. 8). Nous leur appliquerons la nouvelle terminologie adoptée par le Service géologique suisse (Strasser et al. 2016).

La coupe du tunnel du Vuache relevée banc par banc par Charollais et al. (1978 – 1980) et publiée par Charollais et al. (1983: 233, fig. 5; 1989: 58, fig. 3) avait fourni des ammonites et des échinides récoltés en déblais. Elle avait également fait l'objet de diverses études paléontologiques: foraminifères (Bartenstein 1989), ostracodes (Oertli 1989), nannoplancton (Manivit 1989), palynomorphes (Fauconnier 1989), de telle sorte qu'elle représente la coupe de la Formation du Grand Essert la mieux étudiée du Jura sur le plan biostratigraphique. Les échantillons de roches (environ 150), les lames minces, les préparations palyno-

Fig. 8. Coupe du tunnel du Vuache, redessinée d'après Charollais et al. (1989). A noter l'absence de la Pierre jaune inférieure, due à une faille au mètre 38,3.

Fig. 8. Section of the Vuache tunnel, redrawn after Charollais et al. (1989). Note the absence of the Pierre jaune inférieure, due to a fault at metre 38.3.

Céphalopodes: *A.r. Acanthodiscus radiatus*; *C.p. Cymatoceras pseudoelegans*; *L.l. Leopoldia leopoldina*; *L.*sp. *Leopoldia* sp.; *O.*sp. *Olcostephanus* sp.; *S.c. Saynella clypeiformis*; *S.n. Saynella neocomiensis*; *T.*sp. *Teschenites* sp.

logiques (malheureusement inexploitables car les lames sont desséchées) et les ostracodes sont déposés au Muséum d'Histoire Naturelle de la Ville de Genève, ce qui permettra à nos successeurs de poursuivre de nouvelles recherches malgré l'inaccessibilité des galeries de l'A40 actuellement bétonnées.

Les deux coupes (tunnel de l'A40 et route D908a) relevées dans la partie septentrionale du Vuache peuvent donc être considérées comme des « paratypes » de celle du Grand Essert, bien que la coupe référée dans le tunnel autoroutier comporte une faille importante jusqu'ici non signalée entre le Membre d'Hauterive et le Membre de Neuchâtel (Fig. 8). Elles ont fait l'objet d'une révision basée sur les données apportées par les travaux récents de Mastrangelo (2009), Mastrangelo et al. (2013) et Charollais et al. (2013).

3.1. Membre d'Hauterive

Ce membre bien observable dans la coupe du tunnel de l'A40 et bien figuré sur la planche V de Schardt (1891) présente de très grandes affinités de faciès avec celui de la coupe-type du Grand Essert. Il se compose de deux unités à prédominance marneuse au sein desquelles s'intercale une unité carbonatée (Fig. 8).

3.1.1. Unité inférieure

Dans la coupe du tunnel autoroutier, au-dessus des « Calcaires à *Alectryonia rectangularis* », la base de cette unité comprend deux bancs calcaires avec *Teschenites* sp. Elle est suivie par 16,5 m d'un ensemble lithologique à prédominance marneuse, peu quartzo-glauconieux et pyriteux, très peu dolomitique, comprenant quelques bancs plus carbonatés, centimétriques à rarement métriques. Quelques failles de peu d'importance, parallèles à la stratification, affectent la partie supérieure de cet ensemble. Schardt (1891, pl. V) n'avait pas pu observer ces niveaux dans le talus de la D908a, mais l'avait noté sur 17,5 m près de « Sur Chaumont et Vulbens » Dans la coupe-type du Grand Essert, l'épaisseur de cette unité est beaucoup plus importante puisqu'elle atteint 36 m (Figs 4a, b).

Au-dessus du niveau à *Teschenites*, une lumachelle renfermant des galets biomicritiques ferrugineux et glauconieux dans une matrice de marnes bleues correspond à un niveau de condensation, où les bivalves du genre *Arca* sont prédominants. Aux huîtres, fragments de brachiopodes et d'échinides (dont *Toxaster retusus*) et spicules de spongiaires toujours fréquents s'ajoutent des ammonites (dét. R. Busnardo 1989) : *Acanthodiscus radiatus, Leopoldia leopoldina, Saynella neocomiensis* et *Olcostephanus* sp. en plus de *Nautilus neocomiensis* et *Cymathoceras* sp. Parmi les ostracodes (dét. H.-J. Oertli 1989) ont été reconnus : *Cytherella fragilis, Cytherelloidea imminuera, Hechticythere hechti, Protocythere triplicata, Schuleridea thoerenensis werlensis*. Les foraminifères sont fréquents (dét. H. Bartenstein 1989) : *Dorothia (M.) kummi, Lenticulina crassa-macrodisca, L. crepidularis, L. guttata, L. muensteri, L. nodosa, Trocholina infragranulata*. Parmi les associations palynologiques, Fauconnier (*in* Charollais et al. 1989) a identifié les dinokystes suivants : *Achomosphaera? neptuni* (maintenant *A. neptuni*), *Cassiculosphaeridia reticulata, Cleistosphaeridium sp., Cribroperidinium? cornutum, C. edwardsii* (maintenant *C.? edwardsii*), *Cyclonephelium brevispinatum* (maintenant *Circulodinium brevispinatum*), *C. distinctum* (maintenant *Circulodinium distinctum*), *Exochosphaeridium phragmites, Gonyaulacysta confossa* (maintenant *Cribroperidinium confossum*), *Hystrichosphaerina schindewolfii, Kleithriasphaeridium simplicispinum* (maintenant *Kleithriasphaeridium eoinodes*), *Millioudodinium pallum* (maintenant *Cribroperidinium palla*), *Oligosphaeridium complex, Phoberocysta neocomica, Pseudoceratium pelliferum, Rhynchodiniopsis fimbriata, Spiniferites ramosus, Surculosphaeridium* sp., *Systematophora complicata*. Parmi les spores et pollens, citons : *Gleicheniidites senonicus, Abietinaepollenites microalatus, A. minimus, Podocarpidites canadensis*.

Dans cette Unité inférieure, à 5,5 m de la base, un exemplaire *d'Acanthodiscus radiatus* a été recueilli et à 8 m une *Leopoldia leopoldina*. Cette unité très fossilifère renferme de nombreux foraminifères : en plus des formes citées plus haut pour la base s'ajoutent *Ataxophragmoides* sp., *Meandrospira* sp. et des nodosaridés. A l'association palynologique citée plus haut, il faut mentionner (dét. D. Fauconnier 1989) : *Bacchidinium polypes* (maintenant *Kiokansium polypes*), *Cassiculosphaeridia magna, Cerbia tabulata, Cribroperidinium sepimentum, Diacanthum tenuiceras* (maintenant *Cribroperidinium? tenuiceras*), *Dingodinium cerviculum, Gardodinium trabeculosum, Gonyaulacysta helicoidea* (maintenant *Wrevittia helicoidea*), *Hystrichodinium pulchrum, Kleithriasphaeridium fasciatum, Meiourogonyaulax pertusa, Muderongia staurota, Occisucysta tentoria* (maintenant *O. tentorium*) et les spores et pollens suivants : *Cicatricosisporites* cf. *dorogensis, Callialasporites dampieri, Classopollis classoides*.

Cet inventaire paléontologique avait conduit Charollais et al. (1989 : 60) à attribuer l'Unité inférieure à la zone à Radiatus de l'Hauterivien inférieur. En fait, comme ces auteurs l'ont démontré dans plusieurs de

leurs travaux (Charollais et al. 2008; Granier et al. 2014; Jan du Chêne et al. 2015), la base de cette unité appartient au Valanginien supérieur (zones à Peregrinus *pro parte* et Furcillata). Cette datation est confirmée par les dinokystes découverts à la base de l'Unité inférieure de la coupe-type du Grand Essert (Chapitre 4.4.1).

3.1.2. Unité moyenne

Dans le tunnel du Vuache l'Unité moyenne, qui correspond à un ensemble de bancs métriques de biocalcarénites quartzo-glauconieuses, a été observée sur 12 m par Charollais et al. (1989, fig. 3). Schardt (1891, pl. V) l'avait déjà décrite sur 14 m dans le talus de la D908a, comme un « calcaire en dalles jaune à texture finement spathique, parsemé de grains verdâtres », ce qui correspond à son niveau 1. Il l'attribue à la « Pierre jaune de Neuchâtel » *auct.*, ce qui est juste sur le plan faciologique, mais qui n'est pas correct sur le plan lithostratigraphique. Dans la coupe-type du Grand Essert, l'Unité moyenne atteint une puissance de 9,5 m (Fig. 4b).

Dans cette unité, les biocalcarénites renferment des fragments d'échinides, de bryozoaires, de pélécypodes, de brachiopodes, de gastéropodes et de serpules. Parmi les foraminifères, citons en plus des nodosaridés, *Dorothia kummi*, *Ataxophragmoides* sp., *Meandrospira* sp., *Lenticulina muensteri, L. nodosa* (dét. H. Bartenstein 1989). Dans de rares interlits marneux centimétriques, les ostracodes suivants ont été identifiés (dét. H.-J. Oertli 1989): *Protocythere triplicata, Hechticythere hechti, Rehacythereis bernardi.* Le contenu micropaléontologique de cette unité ne permet pas de lui attribuer un âge très précis.

3.1.3. Unité supérieure

En bordure de la route D908a, Schardt (1891, pl. V; niveaux 2 à 4) avait décrit trois niveaux à prédominance marneuse d'une puissance totale de 9 m, qui correspondent à ce qui a été dénommé Unité supérieure dans la coupe-type du Grand Essert où elle atteint 6,5 m d'épaisseur (Figs 4b, c). Cette unité à prédominance marneuse a été retrouvée dans le tunnel autoroutier par Charollais et al. (1989, fig. 3) qui l'ont observée sur 9 m d'épaisseur (Fig. 8). Le sommet au mètre 38,3 est limité par un plan de faille jusque là non signalé et dont l'importance avait été sous-estimée par Charollais et al. (1983, 1989).

Dans la partie septentrionale du Vuache (tunnel et D908a), l'Unité supérieure est constituée par des bancs d'ordre métrique, biomicritiques argilo-quartzeux, peu glauconieux, dont la texture en miches est remarquable.

Leopoldia leopoldina et *Toxaster retusus* (*T. amplus auct.*) ont été collectés à la base de cette Unité supérieure. Les associations micropaléontologiques (spicules de spongiaires, foraminifères, ostracodes) sont analogues à celles de l'Unité inférieure. Les riches associations palynologiques reconnues par D. Fauconnier (*in* Charollais et al. 1989) en diffèrent par contre légèrement: *Bacchidinium polypes* (maintenant *Kiokansium polypes*), *Callaiosphaeridium asymmetricum, Cassiculosphaeridia magna, Cerbia tabulata, Cribroperidinium? cornutum, C. edwardsii* (maintenant *C.? edwardsii*), *Cyclonephelium brevispinatum* (maintenant *Circulodinium brevispinatum*), *Cyclonephelium* cf. *compactum, C. distinctum* (maintenant *Circulodinium distinctum*), *Diacanthum tenuiceras* (maintenant *Cribroperidinium? tenuiceras*), *Dingodinium cerviculum, Exochosphaeridium phragmites, Gardodinium trabeculosum, Gonyaulacysta fastigiata* (maintenant *Stanfordella fastigiata*), *G. confossa* (maintenant *Cribroperidinium confossum*), *Hystrichosphaerina schindewolfii, Kleithriasphaeridium fasciatum, K. simplicispinum* (maintenant *Kleithriasphaeridium eoinodes*), *Meiourogonyaulax pertusa, Muderongia staurota, Oligosphaeridium complex, Phoberocysta neocomica, Pseudoceratium pelliferum, Rhynchodiniopsis fimbriata, Spiniferites ramosus, Surculosphaeridium* sp., *Systematophora complicata.* Parmi les spores et pollens, citons: *Gleicheniidites senonicus, Abietinaepollenites microalatus, A. minimus, Cerebropollenites mesozoicus, Classopollis classoides, Podocarpidites canadensis.*

Ces données paléontologiques confèrent à cette Unité supérieure un âge hauterivien inférieur (zones à Radiatus et Loryi).

3.2. Membre de Neuchâtel

Le long de la route D908a, le Membre de Neuchâtel composé de deux ensembles carbonatés (Pierre jaune inférieure et supérieure) séparés par un ensemble à prédominance marneuse (Marnes des Uttins), est partiellement observable, ce qui n'est pas le cas dans le tunnel autoroutier du Vuache, où le jeu d'une faille a fait disparaître la Pierre jaune inférieure.

3.2.1. Pierre jaune inférieure

Dans le talus de la D908a, Schardt (1891, pl. V; niveau 5) décrit sur 7,5 m d'épaisseur, un « calcaire gris oolithique à grain assez fin, en dalles »; c'est l'équivalent de la Pierre jaune inférieure bien observable à la localité-type du Grand Essert (Fig. 4c).

Dans le tunnel autoroutier du Vuache, Charollais et al. (1978-1980; 1989, fig. 3) indiquent un plan de faille qui est très probablement responsable de l'absence de la Pierre jaune inférieure (Figs 8 et 13). En surface, cette faille n'est pas visible car elle est masquée par des dépôts morainiques. C'est pourquoi Mastrangelo (2009) n'a pas pu la figurer sur sa carte géologique du Vuache.

3.2.2. Marnes des Uttins

Au-dessus de la Pierre jaune inférieure, Schardt (1891, pl. V) a relevé le long de la D908a un ensemble marno-calcaire d'une puissance de 28 m (niveaux 6 à 12), à prédominance marneuse dans sa partie inférieure. Nous l'attribuons aux Marnes des Uttins reconnues sur environs 23 m d'épaisseur à la coupe-type du Grand Essert (Figs 4c, d). Les conditions d'observation des affleurements n'étaient certainement pas optimales à la fin du 19e siècle puisque Schardt (1891, pl. V) relève que les marnes grises de la partie supérieure du niveau 6 sont « imparfaitement visibles ».

Dans le tunnel autoroutier du Vuache, les Marnes des Uttins apparaissent sur une épaisseur de 29,2 m, ce qui est proche de la valeur donnée par Schardt (1891) en bordure de la route D908a. Il semble donc bien que la faille qui affecte la base des Marnes des Uttins dans le tunnel (voir ci-dessus) n'ait pas perturbé cette unité lithologique. Elle est constituée de bancs d'ordre centimétrique à métrique, marneux à marno-calcaires finement quartzeux, peu glauconieux, peu dolomitiques, toujours pyriteux. La structure en miches est très développée surtout dans la moitié supérieure.

Aux différents bioclastes (spicules de spongiaires, fragments d'échinides, bryozoaires, pélécypodes, gastéropodes, serpules, dents de poissons) s'ajoutent de rares céphalopodes (dét. R. Busnardo 1989): *Leopoldia* sp., *Saynella clypeiformis*, *Cymatoceras pseudoelegans* (Fig. 8). Les foraminifères sont fréquents (dét. H. Bartenstein 1989): *Ataxophragmoides* sp., *Lenticulina crepidularis, L. eichenbergi, L. guttata, L. muensteri, L. nodosa, Meandrospira* sp., *Spirillina* sp, nodosaridés. Les lavages dans les niveaux marneux ont fourni des ostracodes (dét. H.-J. Oertli 1989): *Cythereis*? sp., *Paracypris* sp., *Protocythere triplicata, Schuleridea clunicularis, S. extranea, S. thoerenensis werlensis.*

Au milieu (mètre 48; Fig. 8) et vers le haut (mètre 59.7) des Marnes des Uttins, les dinokystes suivants ont été identifiés par D. Fauconnier (*in* Charollais et al. 1989): *Achomosphaera? neptuni* (maintenant *A. neptuni*), *Aptea anaphrissa* (maintenant *Pseudoceratium anaphrissum*), *Bacchidinium polypes* (maintenant *Kiokansium polypes*), *Callaiosphaeridium asymmetricum, Cassiculosphaeridia magna, Cleistosphaerium* sp., *Cribroperidinium? cornutum, C. edwardsii* (maintenant *C.? edwardsii*), *C. sepimentum, Cyclonephelium brevispinatum* (maintenant *Circulodinium brevispinatum*), *Cyclonephelium* cf. *compactum, C. distinctum* (maintenant *Circulodinium distinctum*), *Dingodinium cerviculum, Exochosphaeridium phragmites, Gardodinium trabeculosum, Gonyaulacysta confossa* (maintenant *Cribroperidinium confossum*), *Hystrichodinium voigtii, Hystrichosphaerina schindewolfii, Kleithriasphaeridium simplicispinum* (maintenant *Kleithriasphaeridium eoinodes*), *Millioudodinium pallum* (maintenant *Cribroperidinium palla*), *Muderongia staurota, M. tetracantha, Oligosphaeridium complex, O.? asterigerum, Phoberocysta neocomica, Pseudoceratium pelliferum, Rhynchodiniopsis fimbriata, Spiniferites ramosus, Surculosphaeridium* sp., *Systematophora complicata, Tanyosphaeridium variecalamum, Trichodinium ciliatum.* A cette association, il faut ajouter des spores et pollens: *Gleicheniidites senonicus, Staplinisporites caminus, Abietinaepollenites microalatus, A. minimus, Cedripites cretaceus, Cerebropollenites mesozoicus, Classopollis classoides.*

3.2.3. Pierre jaune supérieure

Selon Charollais et al. (1989), dans le tunnel autoroutier du Vuache, la Pierre jaune supérieure est représentée par des bancs décimétriques calcarénitiques, peu quartzo-glauconieux et dolomitiques, renfermant quelques ooïdes et des lentilles de silex dans la partie supérieure. Sa limite supérieure n'est pas facile à définir: en comparaison avec la coupe-type du Grand Essert et la coupe le long de la route D908a, elle est placée au mètre 102 (Fig. 8). Le banc au-dessus de cette limite est chenalisé, ce qui pourrait correspondre au banc à la base de Formation des Gorges de l'Orbe de la coupe-type (Fig. 4d). Au-dessus la glauconie disparaît et les ooïdes sont abondantes entre les mètres 107,6 et 112 (Charollais et al. 1989: 58, fig. 3). Dans le tunnel, la Pierre jaune supérieure atteint 35,3 m, dans la coupe-type du Grand Essert elle mesure 18,7 m.

Dans la partie septentrionale du Vuache, la Pierre jaune supérieure renferme différents bioclastes, parmi lesquels des fragments d'échinides, bryozoaires, pélécypodes, spicules de spongiaires, serpules. Aux foraminifères déjà cités dans les Marnes des Uttins, il faut ajouter l'apparition de miliolidés. Au mètre 69,6 Charollais et al. (1989) mentionnent la présence d'une bélemnite indéterminée.

Au mètre 68,8, un niveau marno-calcaire a fourni une riche association palynologique. Parmi les dinokystes, ont été reconnues les formes suivantes

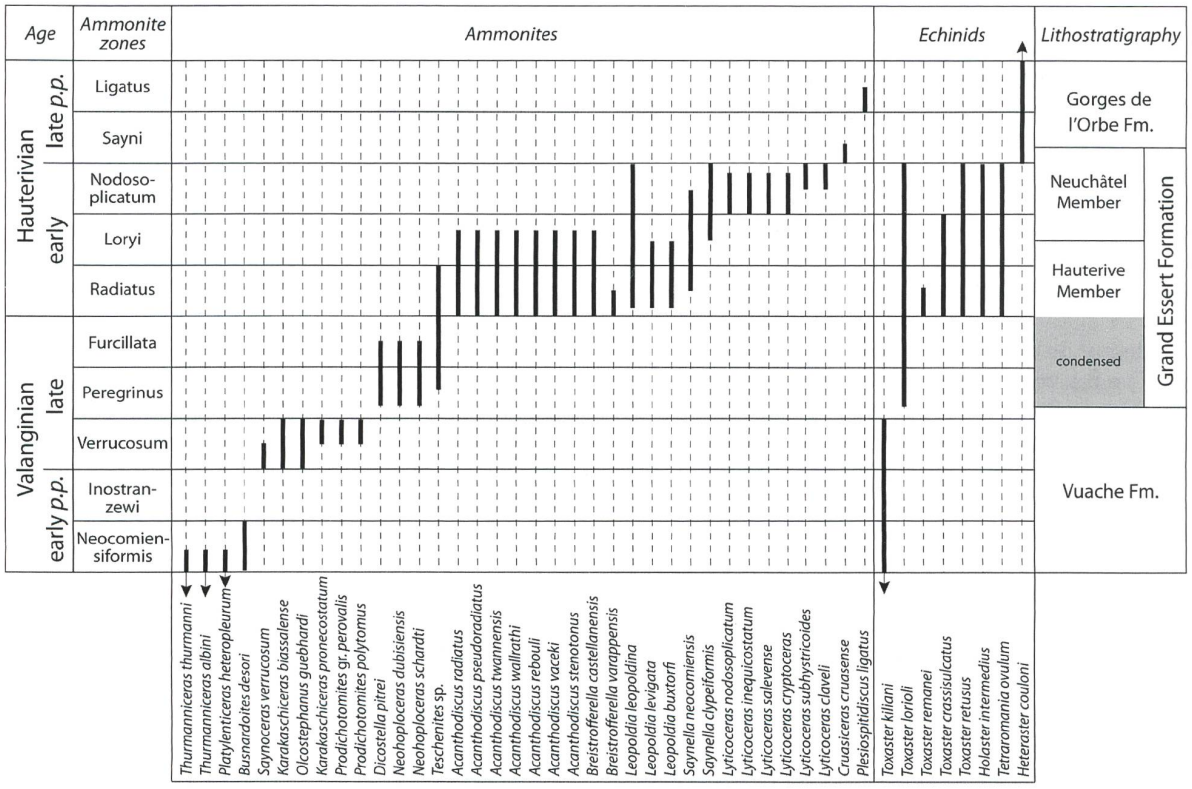


Fig. 9. Lithostratigraphie et extension biostratigraphique des ammonites et échinides du Valanginien *p.p.* à l'Hauterivien *p.p.* dans le Jura franco-suisse. Seuls les ammonites et les échinides utiles à la datation sont indiqués. Zonation d'ammonites selon Reboulet et al. (2014), sans implication de la durée des zones.

Fig. 9. Lithostratigraphy and biostratigraphic distribution of ammonites and echinoids in the Valanginian *p.p* and the Hauterivian *p.p.* of the French and Swiss Jura. Only the ammonites and echinoids used for biostratigraphic dating are indicated. Ammonite zones according to Reboulet et al. (2014), without notion of the duration of the zones.

(Fauconnier, *in* Charollais et al. 1989): *Bacchidinium polypes* (maintenant *Kiokansium polypes*), *Callaiosphaeridium asymmetricum, Cribroperidinium? cornutum, C. edwardsii* (maintenant *C.? edwardsii*), *C. sepimentum, Cyclonephelium brevispinatum* (maintenant *Circulodinium brevispinatum*), *Cyclonephelium* cf. *compactum, C. distinctum* (maintenant *Circulodinium distinctum*), *Dingodinium cerviculum, Exochosphaeridium phragmites, Gardodinium trabeculosum, Gonyaulacysta confossa* (maintenant *Cribroperidinium confossum*), *Hystrichodinium pulchrum, H. voigtii, Hystrichosphaerina schindewolfii, Kalyptea* sp., *Kleithriasphaeridium simplicispinum* (maintenant *Kleithriasphaeridium eoinodes*), *Muderongia staurota, M. tetracantha, Oligosphaeridium complex, O.? asterigerum, Phoberocysta neocomica, Pseudoceratium pelliferum, Spiniferites ramosus, Surculosphaeridium* sp. A cette association, s'ajoutent des spores et pollens: *Cicatricosisporites* cf. *dorogensis, Foveotriletes subtriangularis, Gleicheniidites senonicus, Abietinaepollenites minimus, Cedripites cretaceus, Classopollis classoides.*

3.3. Formation des Gorges de l'Orbe

Le Membre de Neuchâtel est surmonté par des bancs décimétriques à métriques bio- à oosparitiques qui contrastent avec les faciès sous-jacents et qui correspondent à la Formation des Gorges de l'Orbe définie par Strasser et al. (2016). C'est alors qu'apparaît, avec des débris de polypiers, une nouvelle association de foraminifères comprenant, en plus des formes précédemment décrites dans le Membre de Neuchâtel, des milioles, des trocholines et des nautiloculines accompagnées de fragments de dasycladacées et de corallinacées.

4. Paléontologie et biostratigraphie

4.1. Ammonites et échinides

La Formation du Grand-Essert est l'une des formations les mieux définies du Crétacé inférieur jurassien sur le plan paléontologique, tant par l'abondance des éléments de datation collectés depuis le 19e siècle que par

leur précision biostratigraphique établie en domaine de bassin dans l'ensemble nord-téthysien (ammonites et échinides notamment). La Figure 9 illustre l'extension stratigraphique reconnue des marqueurs collectés, du Jura neuchâtelois au Jura méridional.

4.1.1. Membre d'Hauterive

Le contact entre le Membre d'Hauterive et la Formation du Vuache sous-jacente varie suivant les régions (Fig. 10). Dans la partie orientale du Jura neuchâtelois, où le Valanginien supérieur n'a pas été formellement identifié (Twann, Le Landeron, Cressier), les premiers *Acanthodiscus radiatus* des niveaux marneux apparaissent moins d'un mètre au-dessus de la « Limonite », faciès altéré du sommet des « Calcaires roux » *auct.* datés du Valanginien inférieur par *Platylenticeras heteropleurum, Thurmanniceras thurmanni, T. albini* et *Busnardoites desori* (Baumberger 1903). A Valangin et à Villers-le-Lac, le Valanginien supérieur est extrêmement condensé (une dizaine de centimètres) sous forme des « Marnes à *Astieria* » (Jaccard 1869) et a fourni *Saynoceras verrucosum*, espèce-indice de la biozone, immédiatement sous les « marnes bleues » (Baumberger 1903). A Neuchâtel, Hauterive (Baumberger 1903-1910) et Le Malley (Mojon et al. 2013, révisé), la présence (non précisément située

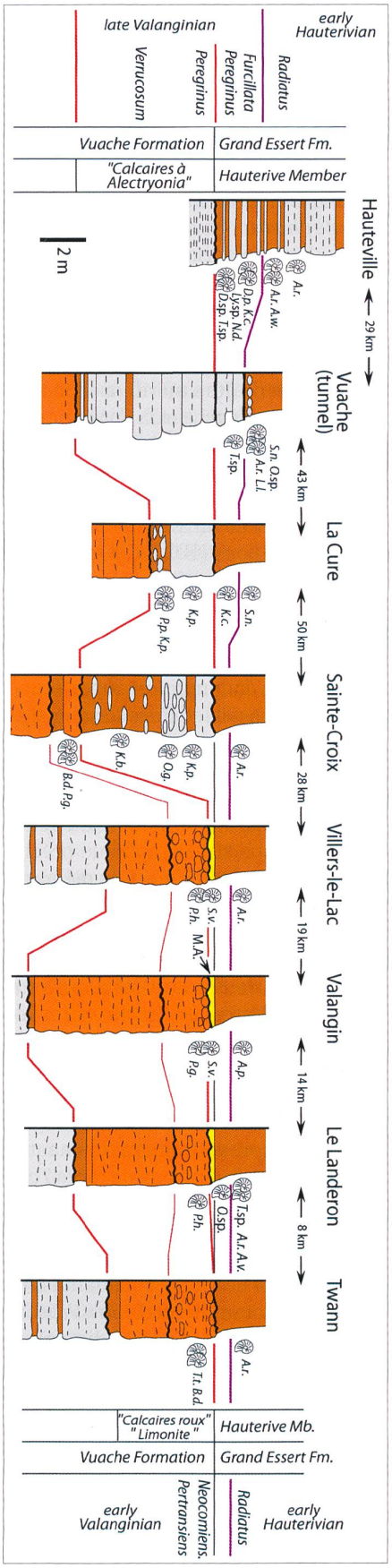


Fig. 10. Détail de la limite entre le sommet de la Formation du Vuache (« Calcaires à *Alectryonia* », « Limonite », « Marnes à *Astieria* ») et la base de la Formation du Grand Essert (Membre d'Hauterive), avec corrélation des hardgrounds (lignes rouges). Pour la discussion voir le texte. Coupes d'après Baumberger (1903-1910), Busnardo et al. (1966) et Charollais et al. (1989). M.A. : niveau condensé des « Marnes à *Astieria* » (en jaune).

Fig. 10. Detail of the limit between the top of the Vuache Formation ("*Alectryonia* limestone", "Limonite", "*Astieria* Marls") and the base of the Grand Essert Formation (Hauterive Member), with correlation of the hardgrounds (red lines). For discussion refer to text. Sections according to Baumberger (1903-1910), Busnardo et al. (1966), and Charollais et al. (1989). M.A. : condensed level of the "*Astieria* Marls" (in yellow). Ammonites : *A.r. Acanthodiscus radiatus*; *A.p. Acanthodiscus pseudoradiatus; A.v. Acanthodisus vaceki; A.w. Acanthodiscus* aff. *wallrathi; B.d. Busnardoites desori; D.p. Dicostella pitrei; D.*sp. *Dicostella* sp.; *L.l. Leopoldia leopoldina; K.b. Karakaschiceras biassalense; K.c. Karakaschiceras* aff. *companyi; K.p. Karakaschiceras pronecostatum; Ly.*sp. *Lytoceras* sp. ; *N.d. Neocomites* aff. *dubisiensis; O.g. Olcostephanus guebhardi; O.*sp. *Olcostephanus* sp.; *P.g. Platylenticeras gevrilianum; P.h. Platylenticeras heteropleurum; P.p. Prodichotomites polytomus; S.n. Saynella neocomiensis; S.v. Saynoceras verrucosum; T.*sp. *Teschenites* sp.; *T.t. Thurmanniceras thurmanni.*

dans des coupes) de *Neohoploceras dubisiensis, N. schardti* et *Dicostella pitrei* démontre l'existence de niveaux du Valanginien supérieur, non identifiés par les anciens auteurs, à la base du Membre d'Hauterive de la région neuchâteloise (Planche 2).

Dans le Jura vaudois septentrional (Sainte-Croix), *Karakaschiceras biassalense, K. pronecostatum, Olcostephanus guebhardi* et *Prodichotomites* gr. *perovalis* caractérisent la zone à Verrucosum (Bulot 1995). Des exemplaires de la faune à *A. radiatus* ont été collectés quelques mètres au-dessus en compagnie des échinides *Holaster intermedius, Tetraromania ovulum* (Clavel 1989). A partir du Jura sud-vaudois en direction du Jura méridional, la transition entre la Formation du Vuache et la Formation du Grand Essert ne se fait plus au sein d'ensembles marneux ou marno-calcaires : le sommet de la Formation du Vuache correspond aux niveaux bioclastiques historiquement dénommés « Calcaires à *Alectryonia* » qui ont fourni à l'un d'entre nous (B.C.) *K. pronecostatum* (Lamoura) et *Prodichotomites polytomus* (La Senède, La Cure) de la zone à Verrucosum (Bulot 1995).

En résumé, la partie basale du Membre d'Hauterive est datée du Valanginien supérieur (zones à Peregrinus non basale et Furcillata non sommitale) par les ammonites *Dicostella pitrei, Neohoploceras dubisiensis* et *N. schardti* présentes dans la région de Neuchâtel (Baumberger 1903-1910) aussi bien que dans le Jura méridional (Busnardo et al. 1966). Leur extension stratigraphique précise a été récemment fixée (Bulot 1995). Ces mêmes niveaux voient apparaître *Toxaster lorioli*, échinide circalittoral abondant en domaine vocontien et commun dans la partie sud de la Formation du Grand Essert, à partir de la région de Sainte-Croix, qui remplace les derniers exemplaires de *T. kiliani,* espèce connue dès le début du Valanginien inférieur (Clavel 1989). La partie sommitale de la zone à Furcillata sus-jacente correspond à l'intervalle séparant l'extrême base du Membre d'Hauterive des niveaux supérieurs marqués par l'apparition des ammonites hauteriviennes : elle n'a fourni dans le Jura que de rares *Teschenites* (Busnardo et Thieuloy 1989).

La limite Valanginien / Hauterivien est caractérisée par une faune nouvelle, abondante en toutes régions, composée notamment d'*Acanthodiscus radiatus* (espèce-index de la zone à Radiatus), *A. twannensis, A. wallrathi, A. stenotonus, A. pseudoradiatus, A. vaceki, A. rebouli, Breistrofferella castellanensis, B. varappensis, Leopoldia leopoldina, L. levigata, L. buxtorfi* et *L.* spp. (Planches 3 et 5) : ces deux genres disparaissent durant la zone à Loryi, identifiée par la présence de *Crioceratites loryi* à Vauseyon (Baumberger 1903-1910 ; Busnardo et Thieuloy 1989 ; Bulot 1995 ; Reboulet 2017).

Les échinides (Fig. 9, Planche 7) connaissent une évolution identique, dans la diversité des espèces comme dans l'abondance des individus. *Toxaster remanei* est limité à la partie inférieure de la zone à Radiatus tandis que *T. crassisulcatus* atteint la partie inférieure du Membre de Neuchâtel, et que *T. retusus, Holaster intermedius* et *Tetraromania ovulum* persistent jusqu'au sommet de la formation (Clavel 1989).

4.1.2. Membre de Neuchâtel

Les faciès bioclastiques du Membre de Neuchâtel n'ont fourni que des fragments de nautiles indéterminables. Ce groupe n'a actuellement pas d'intérêt biostratigraphique. Par contre, les niveaux marneux correspondant aux Marnes des Uttins, particulièrement développés depuis le Jura vaudois en direction du Sud, recèlent une riche faune d'ammonites.

A côté de *Saynella neocomiensis* et *Leopoldia leopoldina*, déjà présentes dans le Membre d'Hauterive, *S. clypeiformis* et le genre *Lyticoceras* caractérisent la zone à Nodosoplicatum, sommet de l'Hauterivien inférieur. Outre *L. nodosoplicatum*, espèce-indice, *L. inaequicostatum, L. cryptoceras, L. subhystricoides, L. salevense* et *L. claveli* (Planches 4 et 6) permettent d'identifier la dite biozone de façon très précise jusqu'à sa partie sommitale (Baumberger 1903-1910 ; Busnardo et Thieuloy 1989 ; Bulot 1995 ; Reboulet 2015).

Dans la coupe-type du Grand Essert, le sommet de la Pierre jaune supérieure avait fourni à Mouty (1966) un fragment d'ammonite juvénile déterminé comme « *Lyticoceras* sp. » (Busnardo et Thieuloy 1989), révisé ultérieurement en « gr. *Lyticoceras / Cruasiceras* » (Clavel et al. 2007). Cette ammonite ne permet pas de caractériser une des deux biozones possibles (Nodosoplicatum ou Sayni ; Fig. 9) mais seulement l'intervalle Nodosoplicatum sommital - Sayni basal.

Abondants, les *Toxaster* rencontrés étaient déjà présents dans le Membre d'Hauterive. Tous les échinides circalitoraux disparaissent définitivement (mais persistent dans l'Hauterivien supérieur des domaines hémipélagiques vocontiens) avec la mise en place des faciès de plate-forme des formations sus-jacentes (Gorges de l'Orbe et Vallorbe), caractérisées très précisément par *Heteraster couloni* (Planche 7), adaptation des Toxasteridae au domaine peu profond et moins oxygéné de plate-forme.

4.2. Foraminifères

Dans sa description de la coupe du Grand Essert, Mouty (1966 : 84) n'avait pas signalé de foraminifères, hormis des lenticulines et des néotrocholines

extraites de son niveau 25 du Membre d'Hauterive. Cependant, les lavages de deux échantillons de la coupe-type nous ont fourni un assemblage assez riche (voir Chapitre 2.2.1). Lors de la « Révision de l'étage hauterivien » (Remane et al. 1989), Bartenstein (1989 : 198 ; fig. 1) avait dressé un tableau sur la distribution stratigraphique des foraminifères qu'il avait observés dans les membres d'Hauterive et de Neuchâtel du Jura vaudois et neuchâtelois, notamment de la localité-type historique de l'Hauterivien. Pour les foraminifères retrouvés dans le tunnel du Vuache, voir Chapitre 3.

De ces études, il ressort qu'en l'état actuel de nos connaissances, les foraminifères apportent peu ou pas d'éléments significatifs sur le plan biostratigraphique. Dans une note sur « les foraminifères benthiques des formations carbonatées de l'Hauterivien-Barrémien *pro parte* du Jura vaudois et neuchâtelois », Arnaud-Vanneau et Masse (1989 : 257, 272) avaient mis en évidence un ensemble faunistique composé de *Trochamminoides* sp. et de *Meandrospira favrei* qu'ils dataient « de l'Hauterivien inférieur *p.p.* et peut-être de la base de l'Hauterivien supérieur ». Cette conclusion nous semble injustifiée car Charollais et al. (1966 : 42) avaient déjà signalé au Salève *Meandrospira favrei* à la fois dans la Formation du Vuache (« Calcaires roux ») et dans les membres d'Hauterive et de Neuchâtel.

Absents de la Formation du Grand Essert, les orbitolinidés représentent, dès la partie basale de la Formation des Gorges de l'Orbe, un élément capital de la biostratigraphie de l'Hauterivien supérieur, solidement calé sur la biozonation des ammonites dès la zone à Ligatus (Clavel et al. 2010a, b). Les niveaux situés entre le Membre de Neuchâtel, daté de la zone à Nodosoplicatum et Sayni basal, et ceux du début de la zone à Ligatus caractérisés sur la plate-forme par l'apparition de *Valserina primitiva, Urgonina alpillensis* et *Falsurgonina vanneauae,* ont fourni d'abondants *Praedictyorbitolina busnardoi, P. claveli* et *Paleodictyoconus beckerae* dans la coupe de Narlay (Clavel, inédit) : ces derniers doivent être attribués à la zone à Sayni.

4.3. Ostracodes

Mouty (1966 : 84) ne signale que deux genres d'ostracodes sans signification biostratigraphique particulière, dans son niveau 25 du Membre d'Hauterive au Grand Essert. En revanche, Oertli (1989 : 208 ; fig. 2) signale 13 espèces dans plusieurs niveaux de la coupe du tunnel du Vuache (Chapitre 3). Au sein de cette association, il relève trois espèces « of limited vertical extent » : *Schuleridea clunicularis, S. extranea* et *Cythereis?* sp. A la base de la coupe de Menthières, les ostracodes *Asciocythere* sp., *Cytherella* sp., *Hechticythere pumila, Paranotacythere* sp., *Protocythere triplicata, Rehacythereis benardi, Schuleridea calcarata* et *S. thoerenensis werlensis* ont été identifiés (Viéban 1983 ; dét. H.-J. Oertli).

4.4. Kystes de dinoflagellés

Dans le cadre du travail sur la « Révision de l'étage Hauterivien » (Remane et al. 1989), Fauconnier (1989 : 233) avait étudié palynologiquement 67 échantillons provenant du Jura méridional (Salève, Vuache), vaudois (Ravin du Colas) et neuchâtelois (sondage de Neuchâtel). Tous avaient livré une association subboréale à boréale (Davey 1979 ; Duxbury 1977, 1980) permettant de dater les membres d'Hauterive et de Neuchâtel de l'Hauterivien inférieur. Cette attribution a été rappelée à plusieurs reprises par Charollais et al. (2008 : 200 ; fig. 2) et, plus récemment, par Jan du Chêne et al. (2015 : 127).

Dans ses conclusions, Fauconnier (1989 : 248) expliquait que, bien que la zonation de Davey (1979) fût probablement adaptable à la région étudiée, elle n'autorisait pas la subdivision de l'Hauterivien inférieur. Néanmoins, un certain nombre d'évènements palynostratigraphiques qui semblent permettre la subdivision de ce demi-étage ont été identifiés dans le cadre de cette étude.

La reconnaissance de plusieurs de ces évènements repose sur une étude détaillée de la morphologie des espèces appartenant au genre *Muderongia* Cookson et Eisenack 1958 emend. Monteil 1991. Bien que reposant sur des caractères en apparence simple, la classification de ces espèces est complexe et des variations morphologiques subtiles ont souvent été négligées. La prise en compte correcte et la compréhension de ces variations est fondamentale pour une utilisation stratigraphique à haute résolution des espèces du genre *Muderongia* (Monteil 1991, 1992).

Monteil (1991 : 470) a émendé le genre *Muderongia* afin d'y inclure les espèces portant des processus, auparavant incluses dans le genre *« Phoberocysta »* Millioud 1969. Comme recommandé dans cet article, les spécimens de *Muderongia* non-ornés de processus seront ici notés *Muderongia* spp. (0) et ceux portant des processus, auparavant placés dans le genre *« Phoberocysta »*, seront ici notés *Muderongia* spp. (I-IV). Pour mémoire, les chiffres romains entre parenthèses permettent d'exprimer de manière semi-quantitative le développement plus ou moins important des processus à la surface du kyste (Monteil, 1991 : 469).

Muderongia crucis et *Muderongia tetracantha*
Pour des raisons historiques et morphologiques ces deux espèces ont souvent été incorrectement identifiées dans la littérature et, parfois même, ont été regroupées sous la dénomination *M. crucis/tetracantha*. L'Hauterivien du Jura franco-suisse n'a pas échappé à cette sorte de règle, qui a obscurci leur valeur stratigraphique propre. Les caractères morphologiques différenciant ces deux espèces ont été précisés lors de leur émendation par Monteil (1991: 473, 476-477; pl. 5, fig. 6; pl. 6, figs 1, 3-4). Aucun spécimen appartenant à l'espèce *M. tetracantha* n'a été rencontré au cours de cette étude mais trois morphotypes différents de *M. crucis* ont été définis: formae GE A, GE B et GE C (« GE » pour la coupe-type du Grand Essert). Forma GE C inclut les spécimens répondant à la définition communément acceptée de l'espèce *M. crucis* (Monteil 1991: 473). Formae GE A et GE B diffèrent de forma GE C en possédant des cornes étroites et très effilées (Planche 8, Figs 4-7). En effet, le périphragme est étroitement accolé à l'endophragme sur l'ensemble du corps central, excepté là où il se détache pour former les cornes, typiquement dépourvues de péricoel proximal. Enfin, la forte indentation du paracingulum, soulignée par un « double éperon », permet de différencier clairement GE A (Pl. 8, Figs 4, 6-7; Pl. 11, Fig. 3) et GE B (Pl. 8, Fig. 5; Pl. 11, Figs 6-9) de GE C (Pl. 11, Figs 11, 12). L'éperon précingulaire est généralement plus développé que le postcingulaire, souvent seulement indiqué par un angle prononcé. Toutefois, près de la limite Hauterivien inférieur / Hauterivien supérieur, l'éperon postcingulaire peut être aussi développé que le précingulaire (Pl. 11, Fig. 9). Ce type de corne latérale (Bent, type LII) est distinctif d'une autre espèce, *M. testudinaria*, qui a été décrite en Australie par Burger (1980) et qui apparaît, elle aussi, à l'Hauterivien (Helby 1987). GE A diffère de GE B par sa plus petite taille et par un endokyste de forme plutôt ovale que rhomboïdale.

4.4.1. Membre d'Hauterive

Trois échantillons ont été prélevés dans la partie inférieure du Membre d'Hauterive (Figs 4a, 11). Deux d'entre eux, GE 1b et GE 1d, ont été récoltés à la base de cette unité, juste au-dessus du hardground. Le troisième, GE 3, provient des marnes bleues à une dizaine de mètres environ au-dessus des deux premiers échantillons.

L'ensemble des espèces livrées par ces trois échantillons permet de reconnaître une association généralement rencontrée dans le Valanginien supérieur / Hauterivien inférieur en domaine téthysien (Monteil, 1985; Pourtoy 1989; Londeix 1990). Elle inclut notamment *Callaiosphaeridium asymmetricum* (à processus courts), *Ctenidodinium elegantulum*, *Cyclonephelium* spp., *Cymososphaeridium validum*, *Hystrichodinium* spp., *Isthmocystis distincta*, *Muderongia australis*, *Oligosphaeridium* spp., *Pseudoceratium pelliferum*, *Rhynchodiniopsis fimbriata* et *Trichodinium ciliatum*. Néanmoins, la présence de *Muderongia mcwhaei* forma C et l'apparition de *Canningia* cf. *reticulata sensu* Duxbury 1977, observées ensemble à GE 3, constituent deux évènements qui semblent autoriser une datation plus fine de ces trois échantillons.

Muderongia mcwhaei forma C
Bien que dans le sondage du Morand, Jan du Chêne et al. (2015: 128) estimaient que la présence de *M. mcwhaei* forma C (Pl. 8, Fig. 1) indiquait le Valanginien supérieur, un nouvel examen des lames palynologiques de la coupe d'Angles (Monteil, non publié) a montré qu'en milieu de bassin la distribution de *M. mcwhaei* forma C s'étendait au moins jusqu'au début de la zone à Radiatus (Hauterivien inférieur). Dans la coupe du Grand Essert, *M. mcwhaei* forma C est observée pour la dernière fois dans les marnes bleues à GE 3, indiquant éventuellement le début de la zone à Radiatus. Toutefois, considérant que le prochain échantillon étudié est situé environ 62 m (GE 16a, partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum) au-dessus de GE 3, on ne peut exclure que la disparition réelle - et non observée - de ce taxon pourrait en fait intervenir plus haut dans la coupe et que nous serions peut-être encore à ce niveau dans la partie sommitale du Valanginien.

Canningia cf. *reticulata sensu* Duxbury 1977
Dans le sondage du Morand, la disparition de *M. mcwhaei* forma C à 235.58 m est suivie immédiatement par l'apparition de *Canningia* cf. *reticulata sensu* Duxbury 1977 (Pl. 9, Fig. 9), à 224.00 m, alors que ces deux évènements se produisent simultanément à GE 3 dans la coupe du Grand-Essert. Sachant que, dans l'état actuel de nos connaissances, *M. mcwhaei* forma C est connue jusqu'au début de la zone à Radiatus (Hauterivien inférieur) et que la distribution de *Canningia* cf. *reticulata sensu* Duxbury 1977 apparaît strictement limitée à l'Hauterivien (Duxbury 1977; Costa et Davey 1992), nous considérons que la simultanéité de ces deux évènements suggèrent la proximité de la limite Valanginien / Hauterivien. En conséquence, nous attribuons un âge Valanginien terminal / Hauterivien basal (zones à Furcillata / Radiatus) à l'échantillon GE 3 et Valanginien terminal (zone à Furcillata) à GE 1b et GE 1d.

Si, comme nous le pensons, cette assertion est vraie, alors elle est en accord avec le découpage séquentiel proposé par Charollais et al. (1989: 296) et, en particulier, l'assertion que la base des « Marnes d'Hauterive » *auct.* correspond « à l'extrême sommet

du Valanginien» et, que leur âge varie vraisemblablement de la zone à Peregrinus à la zone à Furcillata (Charollais et al. 2008: 200; fig. 2).

La justesse de cette datation et de ce découpage semble également se vérifier par corrélation avec l'Angleterre. En effet, dans les Iles britanniques, *M. mcwhaei* emend. Monteil 1991 (citée comme *Muderongia extensiva*) disparaît à la limite entre les parties inférieure et supérieure de la zone à Amblygonium (Costa et Davey 1992: fig. 3.4), laquelle correspond dans le domaine téthysien à la limite entre les zones à Furcillata et Radiatus (Mutterlose et al. 2014).

Isthmocystis distincta

La présence continue de fréquents spécimens d'*Isthmocystis distincta* (Pl. 9, Fig. 3) dans les trois échantillons GE 1b, GE 1d et GE 3 mérite d'être notée. En effet, cette espèce décrite de la Speeton Clay (Est Yorkshire, Angleterre) par Duxbury (1979) n'a été que très rarement citée dans le Jura franco-suisse et le Sud-Est de la France. Fauconnier (1989) n'a rapporté cette espèce d'aucune des quatre coupes (Coupe du Ravin du Colas, sondage de Neuchâtel, coupes du Salève et du tunnel du Vuache) incluses dans son étude palynologique de l'Hauterivien stratotypique. En milieu hémipélagique, Monteil (1985) a rencontré quelques spécimens dans le Valanginien supérieur (zone à Verrucosum, Trinodosum, Callidiscus) et Hauterivien basal d'Ardèche (zone à Radiatus). En milieu de bassin, un seul individu a été signalé par Monteil (1986) dans la coupe d'Angles (partie supérieure de la zone à Furcillata = début de l'ex- zone à Callidiscus). Par contre, dans la coupe de la Veveyse de Châtel-St-Denis (Ultra-Helvétique, Canton de Fribourg), dans la coupe des Buissières (Ardèche) et dans la coupe de Haut Vergons (Alpes de Haute-Provence), *I. distincta* n'a pas été rapportée par Pourtoy (1989) et Londeix (1990). Cette espèce, dont la présence ou l'absence apparaît étroitement liée aux conditions environnementales, se rencontre essentiellement en domaine hémipélagique. En Mer du Nord, l'extinction d'*I. distincta* intervient dans l'Hauterivien inférieur, à la limite des zones à Regale et à Inversus (Costa et Davey 1992; fig. 3.4), limite qui correspond à la partie supérieure de la zone à Nodosoplicatum en domaine téthysien (Mutterlose et al. 2014). Dans la coupe du Grand Essert, en revanche, elle disparaît dès l'Hauterivien basal (GE 3). Ce décalage pourrait s'expliquer soit par notre maille d'échantillonnage (62 m entre cet échantillon et le suivant, GE 16a) ou, peut-être aussi, par un milieu de dépôt devenant moins profond après GE 3.

Exiguisphaera phragma

L'espèce *Exiguisphaera phragma* (Pl. 8, Fig. 12) est observée pour la dernière fois dans l'échantillon GE 3 mais il semblerait, d'après notre étude du sondage du Morand (Jan du Chêne et al. 2015), que la disparition stratigraphique réelle de cette espèce interviendrait au moins dans la Pierre jaune inférieure (177.15 m), une unité non échantillonnée dans la coupe du Grand Essert. *E. phragma* est habituellement très rare dans le Jura ou le Sud-Est de la France puisque ni Fauconnier (1989: Hauterivien stratotypique), Pourtoy (1989: La Veveyse de Châtel-St-Denis), Londeix (1990: Buissière, Haut Vergons) ou Monteil (1986: Angles) ne l'avaient observée dans ces sections. Néanmoins, quelques spécimens ont été trouvés dans le Valanginien et l'Hauterivien basal (zone à Pertransiens – base de la zone à Radiatus) d'Ardèche (Monteil 1985), ainsi que dans les montagnes du Jura (Monteil 1986), dans les coupes du Tir au pistolet et du Val de Fier Est, à partir d'échantillons respectivement datés par la palynologie comme Berriasien terminal (sous-zone à Alpillensis, ex-sous-zone à Callisto et sous-zone à Otopeta). Les kystes d'*E. phragma* sont de petite taille, fragiles, avec une ornementation extrêmement fine et souvent altérée. Leur détermination souvent incertaine pourrait ainsi expliquer la distribution stratigraphique observée, plutôt singulière, de cette espèce.

Athigmatocysta glabra

Un unique spécimen d'*Athigmatocysta glabra* (Pl. 9, Figs 14, 15), espèce caractéristique de la Mer du Nord, a été observé dans l'échantillon GE 1b, ce qui constitue à notre connaissance une première citation dans le Jura ou Sud-Est de la France.

Environnement de dépôt

Les trois échantillons prélevés dans la partie inférieure du Membre d'Hauterive sont riches en dinokystes marins. De la base au sommet de cet intervalle, de GE 1b vers GE 3, on note un accroissement graduel et constant, en diversité et abondance, qui indique l'approfondissement progressif et continu d'un environnement de dépôt typiquement marin.

Les formes ornées de processus, *Muderongia* spp. (I-IV), sont rares dans les deux premiers échantillons. Simultanément, de GE 1b vers GE 1d, on observe un fort accroissement en proportion des formes non-ornées de processus, *Muderongia* spp. (0), par rapport à l'ensemble de la population. L'échantillon GE 3 est caractérisé par de très nombreux *Muderongia* spp. (0) et l'absence de *Muderongia* spp. (I-IV), éléments qui indiquent un environnement marin franc et distal (Stover et al. 1996; p. 715, fig. 48). Il présente également les plus fortes diversités et abondances en dinokystes observées dans cette coupe, suggérant ainsi l'existence d'un intervalle d'inondation maximale à ce niveau (Monteil 1993; Stover et al. 1996; p. 706, fig. 40).

4.4.2. Membre de Neuchâtel

4.4.2.1. Pierre jaune inférieure
Cette unité lithologique n'a pas été échantillonnée pour la palynologie.

4.4.2.2. Marnes des Uttins
Trois échantillons ont été collectés dans les Marnes des Uttins (Figs 4c, d). Le premier, GE 16a, a été prélevé à la base de l'unité, le second, GE 16b, environ 3 m au-dessus du premier et le troisième, GE 17a, près du sommet de l'unité.

Les Marnes des Uttins montrent une signature palynologique caractéristique. En effet, différents évènements biostratigraphiques indépendants permettent de les dater de la partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum.

Les associations livrées par ces trois échantillons comprennent, entre autres, *Muderongia crucis* forma GE A (GE 16a), *M. staurota* (GE 17a), de rares *Cribroperidinium confossum,* ainsi que de nombreux *Mendicodinium granulatum, Taleisphaera hydra, Surculosphaeridium longifurcatum* et un spécimen de *Meiourogonyaulax pertusa* (GE 16a).

- *Meiourogonyaulax pertusa* et *Surculosphaeridium longifurcatum*

Meiourogonyaulax pertusa et *Surculosphaeridium longifurcatum* sont observés pour la dernière fois dans l'échantillon GE 16a. Selon Duxbury (2001), cette disparition stratigraphique intervient dans la partie supérieure de la zone à Regale, d'âge Hauterivien inférieur en Mer du Nord, équivalente à la partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum en domaine téthysien (Mutterlose et al. 2014).

- *Muderongia crucis forma* GE A

Le second évènement est l'apparition de *Muderongia crucis* forma GE A à la base des Marnes des Uttins (GE 16a) dans la coupe du Grand Essert. Dans le sondage du Morand, *M. crucis* indifférenciée apparaît stratigraphiquement à 172.35 m dans le seul échantillon provenant des Marnes des Uttins. Cet échantillon a été daté de l'Hauterivien inférieur (zone à Nodosoplicatum *p.p.*) par Jan du Chêne et *al.* (2015, p. 127, 155), un âge basé sur la présence des ammonites *Lyticoceras* aff. *salevense* et *Lyticoceras* sp. juv. gr. *cryptoceras*, trouvées dans la localité-type par Busnardo et Thieuloy (1989) et celle de *Lyticoceras subhystricoides* découverte dans les Marnes des Uttins à Eclépens par Godet (2006). Dans le bassin, *M. crucis* indifférenciée apparaît dans la partie moyenne de la zone à Radiatus de la coupe hypostratotypique de Haut Vergons. Dans la coupe hémipélagique des Buissières, dans un environnement plus similaire à celui de la coupe du Grand Essert, elle apparaît plus tardivement dans la partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum (Londeix 1990). Bien que nous ne disposions d'aucune certitude quant à la morphologie exacte des spécimens que cet auteur a inclus sous cette appellation, cette dernière observation pourrait aussi suggérer l'attribution d'un âge daté de la partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum à l'échantillon GE 16a.

- *Canninginopsis* sp. GE

A la base des Marnes des Uttins (GE 16a), nous avons observé l'apparition stratigraphique apparente – car peut-être due à notre maille d'échantillonnage – d'une petite espèce nouvelle que nous avons nommée *Canninginopsis* sp. GE (Pl. 1, Fig. 11). Plus d'investigations sont nécessaires mais il est envisageable que dans le futur cette espèce puisse constituer un marqueur supplémentaire de la zone à Nodosoplicatum.

Cette espèce ressemble à la photo du spécimen figuré comme *Canningia* spp. (pl. IX, fig. h: 127) par Leereveld (1995), puis comme *Canningia* sp. Cookson et Eisenack 1960b (fig. 10h: 447) par Leereveld (1997). C'est un composant caractéristique de l'une des zones (Aei) et sous-zones (Capi) palynologiques qu'il a définies dans la succession du Rio Argos, dans le Sud-Est de l'Espagne. Dans cette région, le spécimen figuré par cet auteur se rencontre dans la sous-zone d'intervalle Capi, dont l'âge a été attribué à la partie inférieure de l'Hauterivien supérieur (partie terminale de la zone à Sayni jusqu'à la partie moyenne de la zone à Ligatus).

En conclusion, les Marnes des Uttins montrent une signature palynologique caractéristique. La partie inférieure de l'unité est marquée par la simultanéité des disparitions de *M. pertusa et S. longifurcatum* et celle des apparitions de *Canninginopsis* sp. GE et *M. crucis* forma GE A. *Muderongia staurota* apparaît près de la partie sommitale des Marnes des Uttins. Bien qu'un seul échantillon ait été rattaché aux Marnes des Uttins dans le sondage du Morand, les disparitions de *M. pertusa* et *S. longifurcatum*, ainsi que l'apparition de *M. crucis* indifférenciée, concomitantes à 172.35 m, y ont été également observées. *M. staurota* n'a pas été signalée dans ce sondage et, si de rares spécimens étaient présents, il est possible qu'ils aient été hâtivement attribués à *M. crucis*.

- *Environnement de dépôt*

Les trois échantillons prélevés dans les Marnes des Uttins ont livré des associations de dinokystes très proches dans leur composition. Toutefois, en s'élevant dans l'unité, de GE 16a vers GE 17, on note un apport de matériel terrestre croissant (bois lignifié et cuticules) qui diminue considérablement la concentration des palynomorphes présents. La présence de

Mendicodinium reticulatum, qui est considérée comme un indicateur d'un milieu marin peu profond à marginal (Soliman et al. 2013), des spécimens de *Muderongia* spp. (0) relativement communs ainsi que l'absence de *Muderongia* spp. (I-IV), suggèrent que les Marnes des Uttins se sont probablement déposées dans un environnement marin ouvert, soumis à une influence fluviale croissante.

4.4.2.3. Pierre jaune supérieure

Trois échantillons ont été recueillis dans les interbancs marneux présents dans la partie sommitale de la Pierre jaune supérieure (Fig. 4d). De la base au sommet, GE 24a a été prélevé 1.25 m sous la limite entre la Pierre jaune supérieure et la Formation des Gorges de l'Orbe, GE 25 environ 1 m sous cette limite et GE 25a dans le niveau marneux immédiatement sous-jacent aux bancs massifs de calcaire oolithique blanc marquant la partie basale de la Formation des Gorges de l'Orbe.

Ces trois échantillons ont livré une association incluant *Cyclonephelium* spp., *Cymososphaeridium validum*, *Taleisphaera hydra, Kleithriasphaeridium eoinodes, Muderongia australis, M. crucis* forma GE A, *M. crucis* forma GE B, *M. crucis* forma GE C, *M. staurota*, *M. tomaszowensis*, *Oligosphaeridium* spp., *Pseudoceratium pelliferum* et *Trichodinium ciliatum.*

A part l'indication d'un âge général hauterivien, ces espèces seules ne permettent pas l'attribution d'un âge plus précis à ces trois échantillons. L'âge, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni), attribué ici à ces échantillons repose donc entièrement sur la corrélation avec l'hypostratotype de l'Hauterivien dans le Bassin vocontien (Chapitre 7).

Environnement de dépôt

Les échantillons appartenant à la partie sommitale de la Pierre jaune supérieure (GE 24a, GE 25, GE 25a) se démarquent très nettement de ceux étudiés dans les niveaux sous-jacents. La grande abondance des débris végétaux qui les caractérise a pour conséquence de diluer fortement la concentration des palynomorphes présents. Par ailleurs, les dinokystes sont extrêmement mal préservés, souvent fragmentés et repliés, ce qui rend leur détermination parfois difficile. Des pollutions par du matériel actuel ont été notées pendant l'analyse palynologique. En effet, et bien que travaillant avec beaucoup de soin, il a été difficile de prévenir totalement la contamination des échantillons provenant de minces bancs marneux, délités ou légèrement désagrégés, avec un peu de sol. Cette situation ne crée pas de problème particulier avec le matériel d'origine marine ou saumâtre, ou avec les spores et pollens. Par contre, il est plus délicat d'évaluer le degré de contamination quand il s'agit, par exemple, de débris végétaux, d'écailles d'ailes de papillons ou la présence de thécamibiens dans les lames observées.

Les dinokystes rencontrés au sommet de la Pierre jaune supérieure sont typiquement marins et associés à des algues d'eaux saumâtres (*Pterospermella australiensis, P. aureolata* et *Nummus* spp.). La présence de restes de mâchoires de vers annélides polychètes ou scolécodontes (Pl. 9, Fig. 17), associées à des spécimens relativement nombreux de *Muderongia* spp. (III), indiquent un milieu proximal, relativement peu profond. S'ils ne sont pas le résultat d'une contamination, des fragments d'arthropodes, dont certains sont peut-être ceux d'insectes, et des écailles d'ailes de papillons* (Pl. 9, Fig. 16) suggèrent aussi une proximité à la côte. Enfin, des restes de champignons (Pl. 9, Fig. 13) et, s'il ne s'agit pas là encore de matériel végétal actuel, des cuticules à diverses étapes de la dégradation bactérienne (Pl. 9, Figs 18-20), évoquent un milieu humide associé à des végétaux en décomposition. L'ensemble de ces caractères indique l'environnement de dépôt calme d'un lagon côtier, soumis à des apports d'eaux douces.

Des spécimens de thécamibiens (ou thécamœbiens), ressemblant à l'espèce actuelle *Nebela militaris* Penard 1890 (PL. 9, Fig. 11; Siemensma 2017), ont été rencontrés dans les trois échantillons étudiés sur cet intervalle. Le genre actuel *Nebela* est dominant dans les mousses et les sols riches en humus (Meisterfeld et Mitchell 2008) et l'espèce *militaris* se rencontre plus spécialement dans les tourbières (Sphaigne des marais) et mousses de sphaigne. Bien que cette présence résulte probablement d'une contamination, il nous a néanmoins paru utile d'en rendre compte dans cet article puisque des exemples fossiles existent. En effet, un spécimen appartenant au genre cf. *Nebela* a été signalé dans un échantillon d'ambre d'âge Crétacé moyen provenant du Texas (Waggoner 1996). Hors ambre, les fossiles thécamœbiens sont connus au Carbonifère, au Crétacé, ainsi que de l'Eocène à l'Actuel selon Loeblich et Tappan (1964).

* Durant la revue de cet article nous avons découvert que deux papiers consacrés aux écailles d'ailes de papillons (lépidoptères) ont été publiés : Van Eldijk et al. (2018) décrivent la présence d'écailles d'ailes de papillons dans des lames palynologiques préparées à partir de sédiments d'âge triassique terminal et jurassique basal d'Allemagne du Nord, ce qui en fait maintenant la plus ancienne citation stratigraphique connue en palynologie. En effet, hormis le présent article, ce type de restes fossiles avait seulement été signalé dans le Paléocène des Forties, en Mer du Nord, par Tyson (1995). Dans le second article, Montoro Girona et al. (2018) montrent que dans les forêts de l'Holocène, les écailles d'ailes de papillons peuvent être utilisées comme proxy pour interpréter les perturbations écologiques liées aux insectes et évaluer les interactions entre le climat, le feu et leur explosion, ce qui offre des perspectives de recherches très excitantes.

4.4.3. Formation des Gorges de l'Orbe

Un seul échantillon, GE 26a, a été prélevé à la base de cette formation. Il provient de l'une des petites poches marneuses que l'on observe à la base des bancs massifs de calcaire blanc, environ 1 m au-dessus de la limite avec la Pierre jaune supérieure. Il présente la même problématique que celle posée par l'étude palynologique des trois échantillons sous-jacents: abondance du matériel végétal, dilution des palynomorphes, mauvaise préservation des kystes de dinoflagellés et contamination par du matériel actuel.

L'échantillon GE 26a a néanmoins livré une association de kystes de dinoflagellés qui serait typique de la zone à Sayni (Hauterivien supérieur) selon Jan du Chêne et al. (2015: 127). Elle inclut *Cribroperidinium confossum*, *Ctenidodinium elegantum*, *Cymososphaeridium validum*, *Muderongia staurota*, *M. tomaszowensis*, *M. crucis* forma GE A, *M. crucis* forma GE B, *M. crucis* forma GE C, *Rhynchodiniopsis cladophora sensu* Duxbury et *Pseudoceratium pelliferum*.

En effet, cette association égale celle observée à la base de la Formation des Gorges de l'Orbe dans la carrière d'Eclépens (Canton de Vaud), dans des niveaux que l'étude des orbitolines et des algues dasycladales a permis de dater avec confiance de l'Hauterivien supérieur (Clavel et al. 2007: 1037), et celle recueillie à la base de la Formation des Gorges de l'Orbe dans le sondage du Morand (Jan du Chêne et al. 2015: 127). Si l'on compare ces deux associations on constate que l'on retrouve bien dans cet échantillon de la coupe du Grand Essert les quatre espèces communes à la coupe d'Eclépens et au sondage du Morand: *Cymososphaeridium validum*, *M. crucis**, *M. tomaszowensis*, *Rhynchodiniopsis cladophora*, ainsi que les trois espèces accessoires: *Muderongia mcwhaei**, *Pseudoceratium pelliferum*, *Cribroperidinium confossum*. Les espèces «fourre-tout» «*Phoberocysta neocomica*» et «*Muderongia tabulata*» sont également rencontrées à ces trois localités. Enfin, à part *Batioladinium longicornutum*, les trois espèces *Aprobolocysta eilema*, *A. neistosa*, *A. varigranosa*, *Pareodinia* sp. 1 in Davey 1982 sont absentes, pour des raisons vraisemblablement écologiques, aussi bien dans la coupe du Grand Essert que dans le sondage du Morand. Cette datation est aussi en accord avec les âges basés sur les diagnoses faites par P. Hochuli (in Godet 2006, p. 70) qui avait déterminé *Muderongia macwhaei** et *M. tetracantha* dans cette même formation à la carrière d'Eclépens.

D'autres espèces potentiellement intéressantes pour l'identification de la base de la Formation des Gorges de l'Orbe complètent l'association livrée par l'échantillon GE 26a. Elles incluent notamment *Bourkidinium magneticum*, *Cyclonephelium* spp., *Kleithriasphaeridium eoinodes*, *Taleisphaera hydra*, *Tanyosphaeridium boletum*, et *Oligosphaeridium* sp. cf. *Oligosphaeridium asterigerum sensu* Jan du Chêne et al. (2015). Cet assemblage est aussi caractérisé par de fréquents *Pterospermella australiensis*, *P. aureolata* et acritarches spp. Les corrélations de stratigraphie séquentielle établies entre la coupe du Grand Essert et la coupe de Haut Vergons (Chapitre 7) supportent cette datation et suggèrent un âge base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni) pour cet échantillon.

Tous les dinokystes appartenant aux genres *Bourkidinium*, *Cymososphaeridium*, *Oligosphaeridium* et *Tanyosphaeridium*, rencontrés à ce niveau, possèdent des processus si fins que cette caractéristique morphologique est susceptible de contribuer à l'identification du début de la zone à Sayni.

Cymosophaeridium validum

Les données sur la disparition de *Cymososphaeridium validum* varient grandement selon la région. En effet, Pourtoy (1989) et Londeix (1990) ont rapporté l'extinction de cette espèce à l'Hauterivien supérieur, zone à Angulicostata, dans la coupe des Buissières (Ardèche), au Barrémien basal, début de la zone à Hugii, dans la coupe de la Veveyse de Châtel-St-Denis (Ultra-Helvétique) et au Barrémien inférieur, début de la zone à Compressissima, dans la coupe de Vergons (Bassin vocontien, SE France).

Dans les Iles britanniques, par contre, la disparition de cette espèce est observée dès la limite entre les zones à Inversus et Speetonensis (Costa et Davey 1992), limite qui trouve son équivalence au début de la zone à Sayni (début de l'Hauterivien supérieur) en domaine téthysien (Mutterlose et al. 2014). *C. validum* disparaît au même niveau dans le sondage du

* Sur la base des nouvelles observations réalisées sur le genre *Muderongia*, les attributions systématiques des spécimens figurés pour le sondage du Morand (Jan du Chêne et al. 2015) ont été sommairement réexaminées. Les spécimens illustrés (pl. 6, figs 2-6) sont des représentants typiques de *Muderongia mcwhaei* forma C, caractérisés par des cornes à l'allure plus rigide et dépourvus d'une indentation paracingulaire bien marquée. Ils proviennent de l'intervalle attribué au Valanginien terminal, situé à la base du Membre d'Hauterive (239,20 m). Les spécimens figurés comme *Muderongia mcwhaei* (pl. 1, figs 4-6) montrent tous une indentation marquée du paracingulum, soulignée par un «double éperon». Ils correspondent aux spécimens que nous avons appelés ici *Muderongia crucis* forma GE A et B et proviennent tous de l'échantillon 138,40 m qui a été prélevé dans la partie inférieure de la Formation des Gorges de l'Orbe («Urgonien jaune»). L'espèce *M. crucis* forma GE C (pl. 1, fig. 3) se rencontre aussi à ce niveau. Enfin, le spécimen illustré comme *Muderongia australis* (pl. 6, fig. 1) montre bien la morphologie typique des formes rencontrées à la base du Membre d'Hauterive (237,10 m).

Morand. Néanmoins, les 7 échantillons sus-jacents, qui ont été collectés dans la partie sommitale de la Formation des Gorges de l'Orbe entre 103,00 et 138,00 m, n'ont révélé aucun microfossile organique, certainement en raison de la trop petite taille des échantillons traités (Jan du Chêne et al. 2015). Il est par conséquent difficile, par manque de données, de savoir exactement où cette espèce disparaît dans le Jura franco-suisse puisque l'extinction de cette espèce semble influencée par les conditions environnementales. C'est en effet dans la coupe hémipélagique des Buissières que cette espèce disparaît le plus tôt, dans la partie sommitale de l'Hauterivien (Londeix, 1990) et il est envisageable que cette espèce pourrait disparaître encore plus tôt dans un environnement similaire à celui de la coupe du Grand Essert ou du sondage du Morand.

Muderongia australis

Helby (1987: 300) décrivait *Muderongia australis* à partir d'échantillons provenant du nord du bassin de Carnarvon, en Australie occidentale. Dans la diagnose, il soulignait l'importante variabilité morphologique présentée par cette espèce, tout en admettant que la validité de la séparation des genres *Muderongia* Cookson et Eisenack 1958 et *Phoberocysta* Millioud 1969 pouvait potentiellement être remise en cause, sur la base d'un faisceau de formes transitionnelles entre ces deux taxa. Monteil (1991: 470-472) plaçait formellement ces deux genres en synonymie et émendait toutes les espèces qu'il acceptait alors, intégrant dans leur diagnose la présence de processus, dont il différenciait clairement la morphologie de celle des épines (Monteil 1991: 468; pl. 11, figs 4-7). Dans ce même article, en fonction du degré de contraction du périphragme, Monteil (1991: 464) subdivisait les kystes cératioïdes en trois grands types dont le type « floppy », caractérisé par le développement de très nombreux plis périphragmaux.

On retrouve chez tous les spécimens de *M. australis* observés dans la coupe du Grand Essert la grande diversité morphologique déjà rapportée pour cette espèce par Helby (1987). Toutefois, à la présence de tubercules souvent coniques, épines, processus, s'ajoute aussi celle de microperforations et de perforations. Les septes parasuturaux peuvent être indiqués par des alignements de tubercules, épines, processus, par des septes microperforés à l'aspect de dentelle (Pl. 10, Figs 7, 9) et par des septes constitués d'arches quadrangulaires, étroitement accolés (Pl. 10, Fig. 9).

Du Valanginien à la presque totalité de l'Hauterivien inférieur, la morphologie des spécimens de *M. australis* varie peu. Les formes ornées et non ornées de processus portent de petites verrues ou granules et, parfois, les paraplaques qui tendent à se désolidariser montrent de petits filaments enchevêtrés les connectant (Pl. 8, Fig. 2). Pendant l'Hauterivien inférieur cependant, et vraisemblablement pour des raisons évolutives, toutes les espèces de *Muderongia* montrent une tendance à ramener la longue corne antapicale gauche en position axiale alors que, parallèlement, on note la disparition progressive de la souvent déjà bien réduite corne antapicale droite.

Au début de la zone à Sayni, certainement pour des raisons écologiques, deux nouveaux morphotypes de *M. australis* apparaissent. Le premier consiste en kystes de type « floppy » (Pl. 10, Figs 1-4, 11; Pl. 11, Figs 1-2) qui montrent le développement de nombreux plis au niveau du périphragme ainsi que, sur certains spécimens, la présence de perforations sur la moitié distale des cornes (Pl. 10, Fig. 3; Pl. 11, Figs 4-5). Le second comprend des kystes, ornés ou non de processus (Pl. 10, Figs 7-8), dont le périphragme est typiquement entièrement microperforé et, parfois, porte quelques perforations à l'extrémité des cornes (Pl. 10, Fig. 7; Pl. 11, Figs 4-5). La présence de microperforations et perforations a été liée chez les genres *Muderongia* et *Odontochitina* à des environnements où la salinité est réduite (Batten 1982; Harding 1986; Bint 1986) et cette observation est en accord avec l'environnement de dépôt attribué aux échantillons datés de la base de la zone à Sayni.

Muderongia tabulata

L'espèce *Phoberocysta tabulata* fut créée pour accueillir les spécimens originellement placés dans l'espèce *P. neocomica* mais qui s'en différenciaient en montrant une tabulation bien marquée par de forts processus (Raynaud 1978: 393-394). En 1991, Monteil (476) considéra que *Phoberocysta* Millioud 1969 était un junior synonyme de *Muderongia* Cookson et Eisenack 1958. Il mit les deux genres en synonymie et élargit la diagnose de l'espèce *M. tabulata* pour y inclure le fait que la paratabulation peut être aussi parfois exprimée par des granules, tubercules et septes. A la lumière des observations réalisées dans la coupe du Grand Essert, par exemple Pl. 10, Fig. 9-10, et aussi ailleurs, nous pensons que l'expression de la paratabulation n'est pas un critère suffisant pour justifier la création d'une nouvelle espèce. En effet, toutes les espèces de *Muderongia* peuvent, à des degrés divers, exprimer une paratabulation et nous recommandons par conséquent de limiter l'usage de cette espèce à son holotype.

Environnement de dépôt

Le contenu microfloral livré par cet échantillon est très proche de celui fourni par ceux collectés au sommet de la Pierre jaune supérieure (GE 24a, GE 25 et GE 25a). Aucun changement environnemental significatif n'a été identifié et cet échantillon s'est vraisemblablement aussi déposé dans l'environnement calme d'un lagon côtier, soumis à des apports d'eaux douces.

Des spécimens de thécamœbiens ressemblant à l'espèce actuelle *Nebela militaris* ont été également observés et leur présence résulte probablement aussi d'une contamination.

4.4.4. Vers une zonation palynologique de l'Hauterivien

A la lumière de ces observations, il semble donc maintenant possible d'esquisser les grandes lignes d'une subdivision de l'Hauterivien du Jura franco-suisse, au moins inférieur, fondée principalement sur la succession stratigraphique des espèces du genre *Muderongia*. *M. mcwhaei* forma C disparaîtrait à proximité de la limite Valanginien / Hauterivien (GE 3). Les apparitions stratigraphiques de *M. crucis* forma GE A (GE 16a) et de *M. staurota* (GE 17a), un peu plus haut dans la section, indiqueraient la partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum. Le début de la zone à Sayni serait marqué par l'apparition stratigraphique de *M. crucis* forma GE B (GE 25) et forma GE C (GE 25a). Le spécimen de *M. tetracantha* illustré par Clavel et al. (2007; pl. 7, fig. J) démontre que cette espèce est présente dans la zone à Sayni à la Carrière d'Eclépens. Enfin, le spécimen incorrectement attribué par ces auteurs à *M. crucis* (pl. 7, fig. I), et qui appartient en fait à *M. staurota*, confirme la présence de cette dernière espèce dans l'Hauterivien supérieur.

La distribution stratigraphique de quelques espèces-clés de kystes de dinoflagellés dans la coupe du Grand Essert est présentée dans la Figure 11.

Toutes les lames palynologiques utilisées dans le cadre de ce projet seront déposées dans les collections de paléontologie (palynologie) du Muséum d'Histoire Naturelle de Genève (MHN), Route de Malagnou 1, 1208 Genève, Suisse (Annexe).

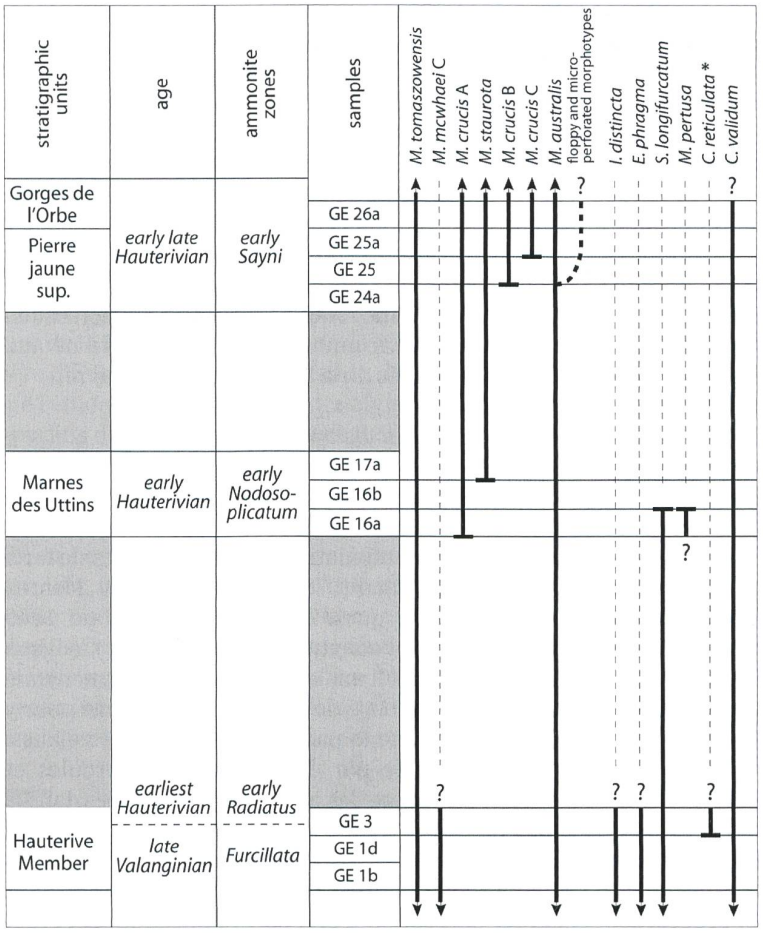


Fig. 11. Distribution stratigraphique de quelques espèces-index de kystes de dinoflagellés dans les échantillons étudiés dans la coupe du Grand Essert (pour leur position exacte voir Fig. 4). Seules les unités stratigraphiques échantillonnées sont indiquées; les aires grisées identifient les longs intervalles qui n'ont pas été échantillonnés pour la palynologie. La ligne pointillée passant par GE 3 exprime la proximité de la limite Hauterivien / Valanginien à ce niveau. * *C. reticulata sensu* Duxbury (1977).

Fig. 11. Stratigraphic distribution of some dinocyst index species identified in the studied samples of the Grand Essert section (for their exact position see Fig. 4). Only the sampled stratigraphic units are indicated; the shaded areas identify the long intervals that were not sampled for palynology. The dashed line passing through GE 3 expresses the proximity of the Hauterivian / Valanginian boundary at this level. * *C. reticulata sensu* Duxbury (1977).

4.5. Nannoplancton

Les faciès de la Formation du Grand Essert renferment en général trop de matériel détritique qui nuit à une bonne préservation de la nannoflore. Pourtant, l'étude des niveaux les plus favorables provenant du Membre d'Hauterive du Jura vaudois et neuchâtelois ainsi que de la région franco-genevoise (Salève, Vuache) a permis à Manivit (1989: 223) de conclure que « la nannoflore présentant à la fois des éléments boréaux et mésogéens, a un cachet hauterivien inférieur ». Au vu de ces résultats concordants avec les autres données paléontologiques mais insuffisamment précises sur le plan biostratigraphique, nous n'avons pas entrepris de nouvelles recherches sur le nannoplancton dans la coupe-type de la Formation du Grand Essert.

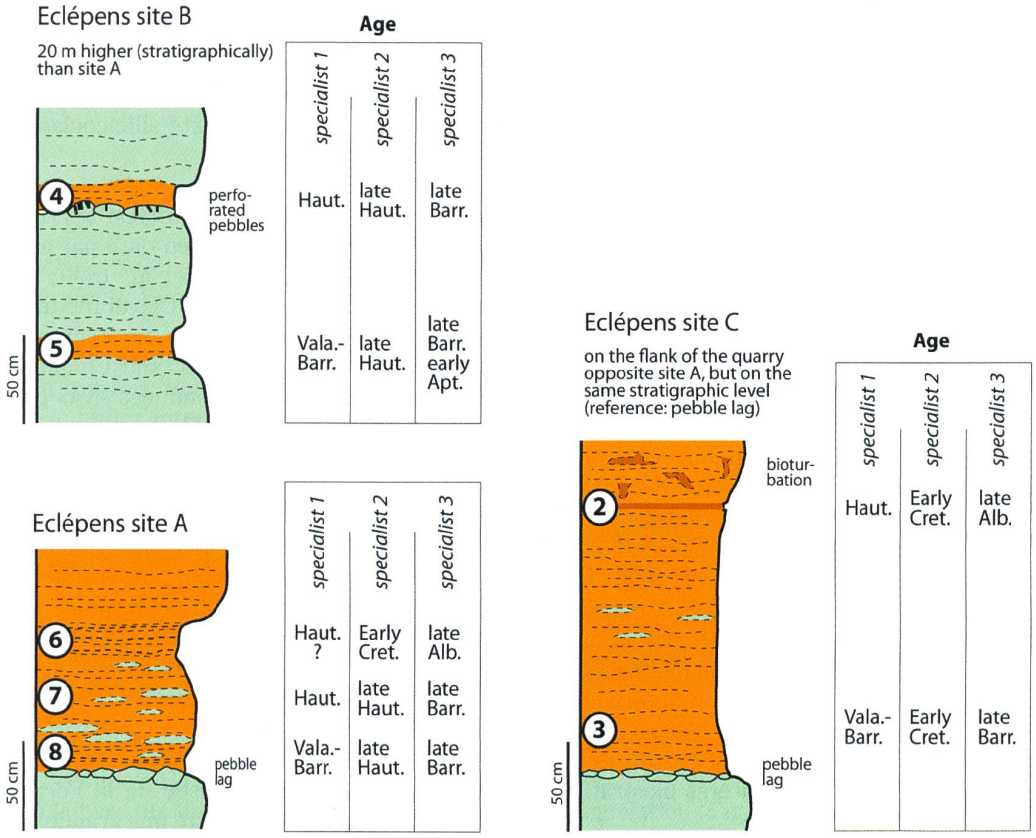


Fig. 12. Datation de la base de la Formation des Gorges de l'Orbe dans la carrière d'Eclépens (Fig. 15). En absence d'ammonites, une datation par nannofossiles a été entreprise par trois spécialistes (échantillons 2 à 8). Pour la discussion voir le texte.

Fig. 12. Dating of the base of the Gorges de l'Orbe Formation in the Eclépens quarry (Fig. 15). In the absence of ammonites, dating by nannofossils has been attempted by three specialists (samples 2 to 8). For two of these, the age is Hauterivian, and for one of the two it is late Hauterivian.

Rappelons toutefois les résultats d'une étude menée en 2006 (non publiée) sur les nannofossiles prélevés à la base de la Formation des Gorges de l'Orbe dans la carrière d'Eclépens (Jura vaudois). Cette étude entreprise à l'aveugle («blind test») sur les mêmes échantillons par trois spécialistes déboucha sur des conclusions qui entraînèrent une controverse citée à plusieurs reprises dans la littérature (Godet et al. 2011; Charollais et al. 2013; Clavel et al. 2013); nous n'y reviendrons pas. Nous ne retiendrons seulement que deux des spécialistes s'accordaient pour attribuer un âge hauterivien à la partie inférieure de la Formation des Gorges de l'Orbe, voire même hauterivien supérieur (Fig. 12). Cette datation, conforme à celle de Hochuli (*in* Godet 2006), a été récemment confirmée par Jan du Chêne et al. (2015) qui ont étudié les dinokystes de la base de la Formation des Gorges de l'Orbe dans le forage du Morand, situé à 13 km au SW de la carrière d'Eclépens et à 60 km au NE du Grand Essert.

4.6. Autres groupes

Parmi les autres groupes paléontologiques susceptibles d'un intérêt paléoécologique, il faut citer les rhynchonellidés et les térébratulidés, étudiés par Middlemiss (1989), entre le Jura méridional (Belley) et le Jura neuchâtelois (Le Landeron, Twann).

Les bryozoaires fréquents dans le Membre de Neuchâtel de la coupe-type du Grand Essert mériteraient également de nouvelles recherches. A cette occasion, il faut rappeler les travaux de Walter, qui en 1972, 1985, et 1989 avait révisé les bryozoaires de nombreuses localités du Jura suisse et français, notamment ceux du Membre d'Hauterive au Salève rassemblés par de Loriol (1863); ses conclusions portaient plus sur la paléoécologie que sur la biostratigraphie.

5. Séquences de dépôt et analyse séquentielle

La Formation du Grand Essert montre des différences d'épaisseur et de lithologie à travers le Jura suisse et français. Il est donc utile de proposer des corrélations entre la coupe-type du Grand Essert et des coupes fournies par les affleurements et les différents forages. Certaines d'entre elles sont datées par des ammonites, ce qui permet d'établir un cadre chronologique dans lequel l'évolution régionale des milieux de dépôt peut être interprétée.

Les faciès de type grainstone et certaines structures sédimentaires des bancs calcaires suggèrent des sédiments déposés en milieu marin ouvert soumis à des courants tidaux, à des vagues et à des tempêtes, ce qui a entraîné les grains dans des zones plus profondes caractérisées par des marnes. Dans un contexte si hautement dynamique il est illusoire de vouloir établir des corrélations banc-par-banc sur de grandes distances. Cependant, une corrélation de séquences de dépôt définies par les changements verticaux de faciès et par des surfaces caractéristiques est possible. C'est pourquoi nous proposons dans les Chapitres 6 et 7 des corrélations basées sur l'analyse séquentielle et calées sur des critères biostratigraphiques.

Nous suivons les principes de la stratigraphie séquentielle bien décrits par (p.ex.) Vail et al. (1991) et Catuneanu et al. (2009, 2011). Dans la Formation du Grand Essert (Fig. 4), les limites de séquence (SB) sont placées à la base (par endroit chenalisée) des ensembles calcaires et sont interprétées comme le résultat d'une régression forcée (« downward shift »). Les hardgrounds au sommet des ensembles calcaires (souvent ferrugineux et bioperforés) indiquent un arrêt de sédimentation. Cet arrêt peut être provoqué par une augmentation rapide de la profondeur d'eau, empêchant le sédiment d'arriver jusqu'au site de dépôt. En conséquence, les hardgrounds sont interprétés comme surfaces de transgression (TS). Dans beaucoup de cas, ces surfaces sont suivies par un intervalle condensé (CS) avec concentration de fossiles et glauconie, ou par les faciès les plus profonds de la séquence qui représentent l'intervalle d'inondation maximale (MF). Si un hardground est développé dans cet intervalle, il représente la surface d'inondation maximale (MFS). Dans le bassin, cet intervalle correspond à une section condensée (CS). Les ensembles calcaires avec leur faciès de haute énergie et peu profond (Unité moyenne du Membre d'Hauterive, Pierre jaune inférieure et supérieure) correspondraient donc à des dépôts de bas niveau marin (« lowstand deposits », LST). Les ensembles marneux (Unités inférieure et supérieure du Membre d'Hauterive, Marnes des Uttins) représenteraient des dépôts transgressifs (TST) à leur base, suivi de dépôts de haut niveau marin (« highstand deposits », HST). Cette interprétation peut être comparée avec celle décrite par Zecchin et Catuneanu (2017) pour des systèmes de rampe mixte silicicoclastique-carbonatée.

La corrélation avec l'hypostratotype de l'Hauterivien dans le Bassin vocontien, bien daté par ammonites (Busnardo 1984; Thieuloy et al. 1990; Atrops et Reboulet 1995; Busnardo et Clavel inédit), permet de placer ces séquences dans un contexte bio- et chronostratigraphique précis (voir Chapitre 7). Les SB, TS, MF(S) et CS sont nommées « Va » pour celles datées du Valanginien et « Ha » pour celles se trouvant dans l'Hauterivien.

Le lever détaillé de la coupe du Grand Essert révèle non seulement les grandes séquences nommées « Va » et « Ha », mais aussi des séquences de plus petite échelle (paraséquences) dont certaines contiennent des hardgrounds. Ceci est dû à des fluctuations du niveau marin et/ou à des migrations latérales de corps sédimentaires à plus haute fréquence (p.ex. Strasser et al. 1999).

La base fortement condensée de la Formation du Grand Essert (Fig. 10) montre une grande variabilité en termes de stratigraphie séquentielle. Dans les cas où les marnes du Membre d'Hauterive reposent sur le hardground qui couvre les « Calcaires roux » de la Formation du Vuache (datés des zones à Pertransiens et Neocomiensiformis), les séquences Va 4, Va 5 et Va 6 ne sont pas enregistrées ou fortement condensées (Charollais et al. 2008: 200). La sédimentation ne reprend qu'à partir de la TS Va 7 dans la zone à Furcillata et souvent est encore condensée jusqu'au début de la zone à Radiatus. Dans les cas où le Membre d'Hauterive se superpose aux « Calcaires à *Alectryonia* », la condensation affecte l'intervalle entre la TS Va 5 (base de la zone à Peregrinus) et la TS Va 7. Avec la TS Va 5 des marnes bleues apparaissent localement: elles marquent la base de la Formation du Grand Essert. Pour de raisons de simplification, dans les figures de corrélation (Figs 13 à 16), la base de la Formation du Grand Essert est marquée par un trait noir, sans nommer une surface spécifique.

6. Corrélations de la coupe-type du Grand Essert avec les affleurements du Jura franco-suisse et des forages

Les données biostratigraphiques couplées avec l'analyse séquentielle permettent de corréler la coupe-type de la Formation du Grand Essert avec d'autres coupes du Jura franco-suisse plus au nord et plus au sud ainsi qu'avec les résultats de plusieurs forages

implantés dans le bassin molassique (Fig. 2). L'étude de ces puits montre que la Formation du Grand Essert présente les mêmes caractères lithologiques que ceux décrits dans la coupe-type sur un territoire de plus de 1000 km^2.

6.1. Région franco-genevoise

6.1.1. Vuache et Salève: NE de la faille du Vuache

La Figure 13 présente la corrélation de la coupe-type du Grand Essert avec les coupes du Vuache et du Salève où les intervalles marneux sont datés par ammonites. Le hardground au sommet de la Formation du Vuache est pris comme niveau repère. Au Grand Essert, le faciès le plus profond se situe au niveau de l'échantillon GE 3 pris dans les marnes bleues 9,5 m au-dessus du hardground à la base de la coupe (Chapitre 2.2.4), et les dinokystes y suggèrent la proximité de la limite Valanginien / Hauterivien (Chapitre 4.4.1, Fig. 11). Ce niveau est interprété comme représentant l'inondation maximale (MF) de la séquence Va 7, située à la limite Valanginien / Hauterivien (Charollais et al. 2008). Il se corrèle avec la base de la coupe de la route D908a et du tunnel du Vuache où la base du Membre d'Hauterive est fortement condensée (Chapitre 3.1.1). Dans les deux cas, *Acanthodiscus radiatus* indique le début de la zone à Radiatus (Fig. 13). Dans un niveau équivalent près de Chaumont, Schardt (1891, p. 67-69, Pl. V) décrit une « marne subcompacte remplie de fossiles » 1 m au-dessus des « Calcaires à *Alectryonia* ».

L'Unité moyenne qui présente des faciès de type « Pierre jaune » correspond à celle décrite au Vuache et au Salève et se situe dans la zone à Radiatus, comme l'avaient écrit Clavel et Charollais (1989: 292; fig. 1). Elle est limitée par la SB Ha 1 à sa base et la TS Ha 1 au sommet. Dans la coupe du Salève, une seconde barre calcaire (entre SB Ha 2 et TS Ha 2) est datée de la zone à Loryi (Clavel et Charollais 1989: 292; fig. 1). Cette dernière correspond aux ensembles calcaires attribués à la Pierre jaune inférieure sur la route du Vuache et au Grand Essert. Dans le tunnel du Vuache, par contre, la Pierre jaune inférieure manque pour des raisons tectoniques (Chapitre 3.2.1). La partie marneuse au-dessus de la TS Ha 2 est considérée comme l'équivalent des Marnes des Uttins et datée de la zone à Nodosoplicatum.

La base de la partie supérieure du Membre de Neuchâtel (Pierre jaune supérieure) est formée par la SB Ha 3 qui se situe dans la zone à Nodosoplicatum. Au Grand Essert, un hardground est présent au mètre 106,8 et les bancs calcaires massifs se terminent par une surface irrégulière au mètre 110,9 (Fig. 4d). Cette dernière est surmontée par un intervalle plus marneux riche en oncoïdes, interprété comme lagon côtier (Chapitre 2.3.4). Les palynomorphes suggèrent également la proximité de la côte (Chapitre 4.4.2.3). La corrélation avec la coupe de Haut Vergons suggère que la TS Ha 3 doit être placée au hardground au mètre 106,8, et la surface d'inondation maximale MFS Ha 3 au mètre 110,9 (Chapitre 7). Ceci implique que la limite entre les zones à Nodosoplicatum et Sayni se trouve au sein de la Pierre jaune supérieure, au-dessous du hardground du mètre 106,8. Sur la route D908a du Vuache et au Salève, la TS Ha 3 est interprétée par rapport à la limite de séquence suivante (base de la Formation des Gorges de l'Orbe).

La base de la Formation des Gorges de l'Orbe est interprétée comme SB Ha 4 qui se situe dans la zone à Sayni (Chapitre 4.4.3; Fig. 19). *Plesiospitidiscus ligatus*, ammonite-index de la zone à Ligatus a été collectée dans la partie inférieure de la Formation des Gorges de l'Orbe au Salève (Joukowsky et Favre 1913).

6.1.2. Menthières et Musièges: SW de la faille du Vuache

La corrélation (Fig. 14) entre la coupe-type de la Formation du Grand Essert et les coupes de Menthières et de Musièges est surtout basée sur les ammonites récoltées en place. Clavel et Charollais (1989: 292; fig. 1) avaient déjà proposé des corrélations fondées sur les faunes d'ammonites et sur les discontinuités limitant des séquences de part et d'autre de la faille du Vuache, en comparant la coupe du tunnel du Vuache avec celle du Mont de Musièges (Charollais et al. 1983, 1989; Clavel et Charollais 1989).

La base de la Formation du Grand Essert est marquée par le hardground au sommet des « Calcaires à *Alectryonia rectangularis* » au Grand Essert et au sommet des « Calcaires roux » à Menthières (sommet de la Formation du Vuache). Les ostracodes *Hechticythere pumila, Protocythere triplicata, Rehacythereis bernardi* et *Schuleridea thoerenensis werlensis* (dét. H.-J. Oertli) dans les marnes à la base de la coupe de Menthières suggèrent un âge valanginien supérieur / hauterivien inférieur. L'intervalle d'inondation maximale (MF Va 7) peut être proposé aux mètres 27-28: c'est le faciès le plus profond avec brachiopodes (Viéban 1983). L'ammonite *Leopoldia leopoldina* au mètre 38 indique la zone à Radiatus. A Musièges la MF Va 7 est placée au niveau riche en ammonites qui suggère une condensation. La base du Membre de Neuchâtel (SB Ha 2) se situe dans la zone à Loryi, en-dessous de la zone à Nodosoplicatum indiquée par l'ammonite *Lyticoceras claveli* à Musièges (Fig. 9).

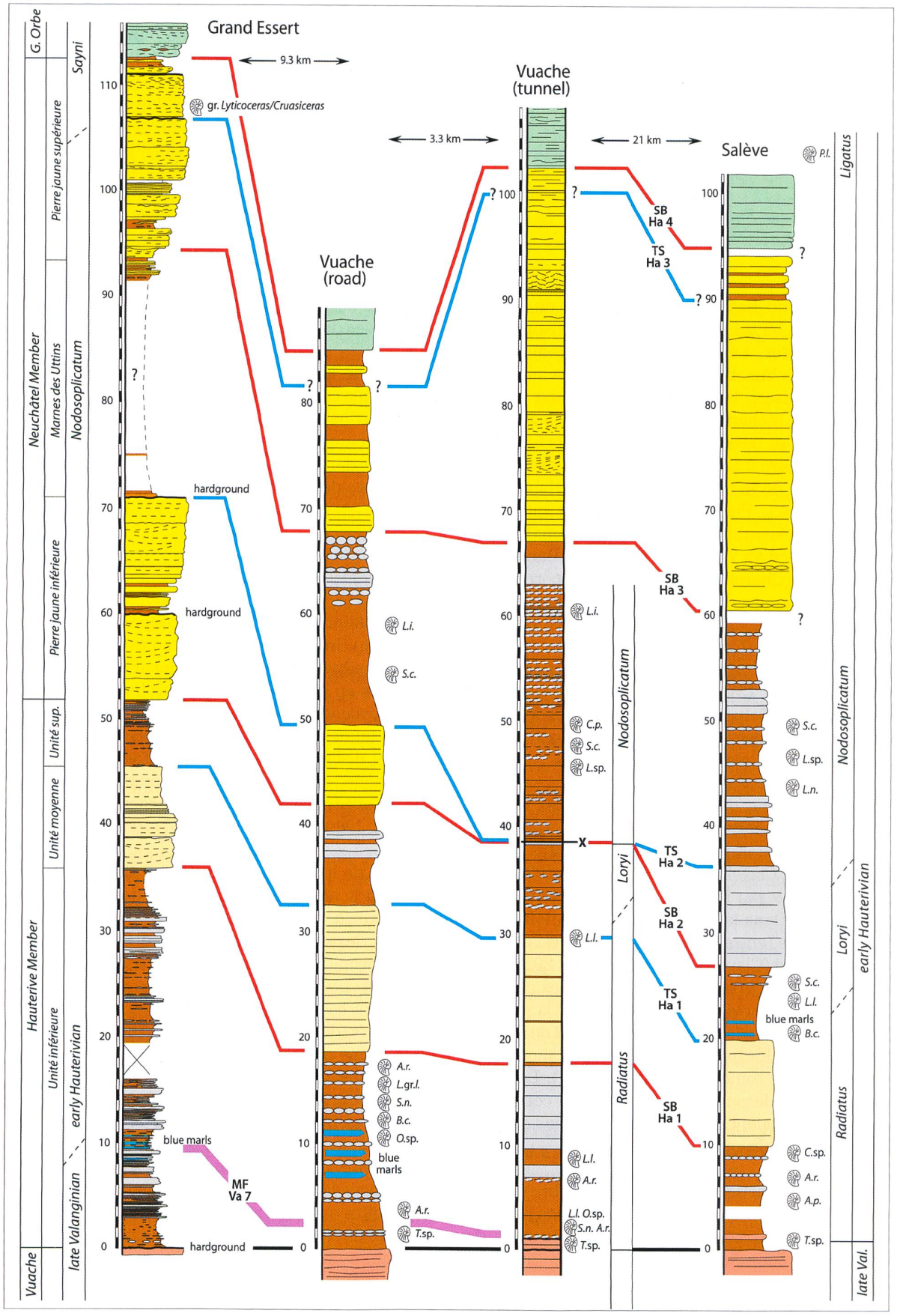

Grand Essert
9.3 km
Vuache (road)
3.3 km
Vuache (tunnel)
21 km
Salève
G. Orbe
Sayni
Pierre jaune supérieure
Neuchâtel Member
Marnes des Uttins
Nodosoplicatum
Pierre jaune inférieure
Unité sup.
Unité moyenne
Hauterive Member
Unité inférieure
early Hauterivian
late Valanginian
Vuache
Ligatus
Loryi
Radiatus
late Val.
gr. Lyticoceras/Cruasiceras
hardground
blue marls
MF Va 7
SB Ha 4
TS Ha 3
SB Ha 3
TS Ha 2
SB Ha 2
TS Ha 1
SB Ha 1
L.i.
S.c.
A.r.
L.gr.l.
S.n.
B.c.
O.sp.
T.sp.
C.p.
L.sp.
L.l.
L.l. O.sp.
S.n. A.r.
P.l.
L.n.
C.sp.
A.p.

Fig. 13. Corrélation séquentielle entre la coupe-type du Grand Essert et la coupe le long de la route contournant le nord du Vuache (redessinée d'après Schardt 1891), la coupe levée dans le tunnel autoroutier du Vuache (d'après Charollais et al. 1989), et la coupe du Salève (d'après Joukowsky et Favre 1913 et Charollais et al. 1989). Au Salève, les ammonites proviennent globalement des intervalles marneux et ne sont pas toutes précisément horizontées. TS: surface de transgression; MF: intervalle d'inondation maximale; SB: limite de séquence. Le trait noir indique la base de la Formation du Grand Essert. Pour les codes de couleur voir Fig. 16a.

Fig. 13. Sequence-stratigraphic correlation between the Grand Essert type-section and the section logged along the road north of Mount Vuache (redrafted from Schardt 1891), the section in the freeway tunnel of Vuache (according to Charollais et al. 1989), and the Salève section (according to Joukowsky and Favre 1913 and Charollais et al. 1989). In the Salève section, the ammonites generally stem from the marly intervals and their exact position often is not known. TS: transgressive surface; MF: maximum-flooding zone; SB: sequence boundary. The black line marks the base of the Grand Essert Formation. For the colour codes see Fig. 16a.
Ammonites: *A.r. Acanthodiscus radiatus*; *A.p. Acanthodiscus pseudoradiatus*; *A.*sp. *Acanthodiscus* sp.; *B.c. Breistrofferella castellanensis*; *C.*sp. *Crioceratites* sp.; *L.l. Leopoldia leopoldina*; *L.*sp. *Leopoldia* sp.; *L.n. Lyticoceras nodosoplicatum*; *L.i. Lyticoceras inequicostatum*; *O.*sp. *Olcostephanus* sp.; *P.l. Plesiospitidiscus ligatus*; *S.c. Saynella clypeiformis*; *S.n. Saynella neocomiensis*; *T.*sp. *Teschenites* sp.

Le Membre d'Hauterive à Menthières est particulièrement épais, ce qui peut s'expliquer par la subsidence différentielle liée au système complexe de la faille du Vuache (Charollais et al. 1983; Donzeau et al. 1998).

6.1.3. Données de subsurface dans le bassin franco-genevois

En 1960 et 1968/1969 deux sondages profonds, Humilly-1 et Humilly-2, forés pour la recherche d'hydrocarbures par la société de Prospection et Exploitation Pétrolière en Alsace (PREPA) et par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (SNPA) ont atteint (au centre du bassin franco-genevois) le substratum mésozoïque jurassien. Depuis une quarantaine d'années, de nombreux travaux d'exploration par sondages ont été effectués dans ce bassin molassique par le Centre Européen de Recherches Nucléaires (CERN), par la filiale française de la Compagnie pétrolière British Petroleum (BP-France) et par l'Etat de Genève (sondage géothermique de Thônex). La description détaillée des séries molassiques traversées par tous ces sondages et relevées par Charollais et al. (1982) a été publiée par Charollais et al. (2007); en revanche, l'analyse du substratum mésozoïque rarement atteint, est restée en partie inédite.

Sondages Humilly-1 et -2

Le premier forage d'Humilly (Humilly-1: coord. françaises 883,88/2128,04) implanté à l'ouest de St.-Julien-en-Genevois, d'une profondeur de 905 m n'a atteint que la partie supérieure de la Formation du Grand Essert sur une vingtaine de mètres et ne fournit que peu de renseignements.

Le deuxième forage (Humilly-2: coord. françaises 885,02/2130,53) situé plus au nord que le premier, a recoupé dans sa totalité la Formation du Grand Essert, sur 105 m, entre 562 et 667 m. Bien que les diagnoses pétrographiques soient assez sommaires sur le «log habillé» de la SNPA, il semble possible d'interpréter la succession des faciès à la lueur des connaissances régionales sur la Formation du Grand Essert et de distinguer de haut en bas:

- entre 562 et 603 m, le Membre de Neuchâtel subdivisé en son milieu par un niveau légèrement marneux (Marnes des Uttins?);
- entre 603 et 667 m, le Membre d'Hauterive dans lequel apparaît une séquence plus carbonatée entre 608 et 617 m comme dans la coupe-type et dans toutes les autres coupes de la région genevoise (Salève, Vuache).

Sondages du CERN

Lors des études préliminaires en 1980 pour la construction de l'anneau souterrain du LEP (Large Electron-Positron Collider), les responsables du CERN ont commandité une campagne de forages carottés sur l'emplacement du futur anneau de 26,7 km de circonférence. Certains forages implantés sur le versant SW de la Haute-Chaîne entre Sergy et Echenevex ont atteint, sous les dépôts quaternaires et la Molasse, les terrains du Crétacé inférieur, dont la Formation du Grand Essert. Cette zone s'est avérée extrêmement fracturée comme l'ont montré Deriaz et Hotellier (1980), Ducloz (1980), Charollais et al. (2007: 136-137, figs 53, 54) et Ruchet (2005). Pourtant, malgré les perturbations tectoniques, l'analyse de certains forages (Dériaz et Hotellier 1980; Charollais et al. 1982) ont permis de reconstituer la même succession lithologique que dans la coupe-type de la Formation du Grand Essert relevée dans la vallée de la Valserine.

Sondage SPM1

La Formation du Grand Essert a été traversée par le forage SPM1 (coord. suisses 2488,37/1124,59/568) implanté à environ 3 km au NW de St.-Genis-Pouilly, sur le versant SE de l'anticlinal de la Haute-Chaîne, où la Formation de Vallorbe («Calcaires urgoniens» *auct.*) est sub-affleurante puisqu'elle n'est recouverte

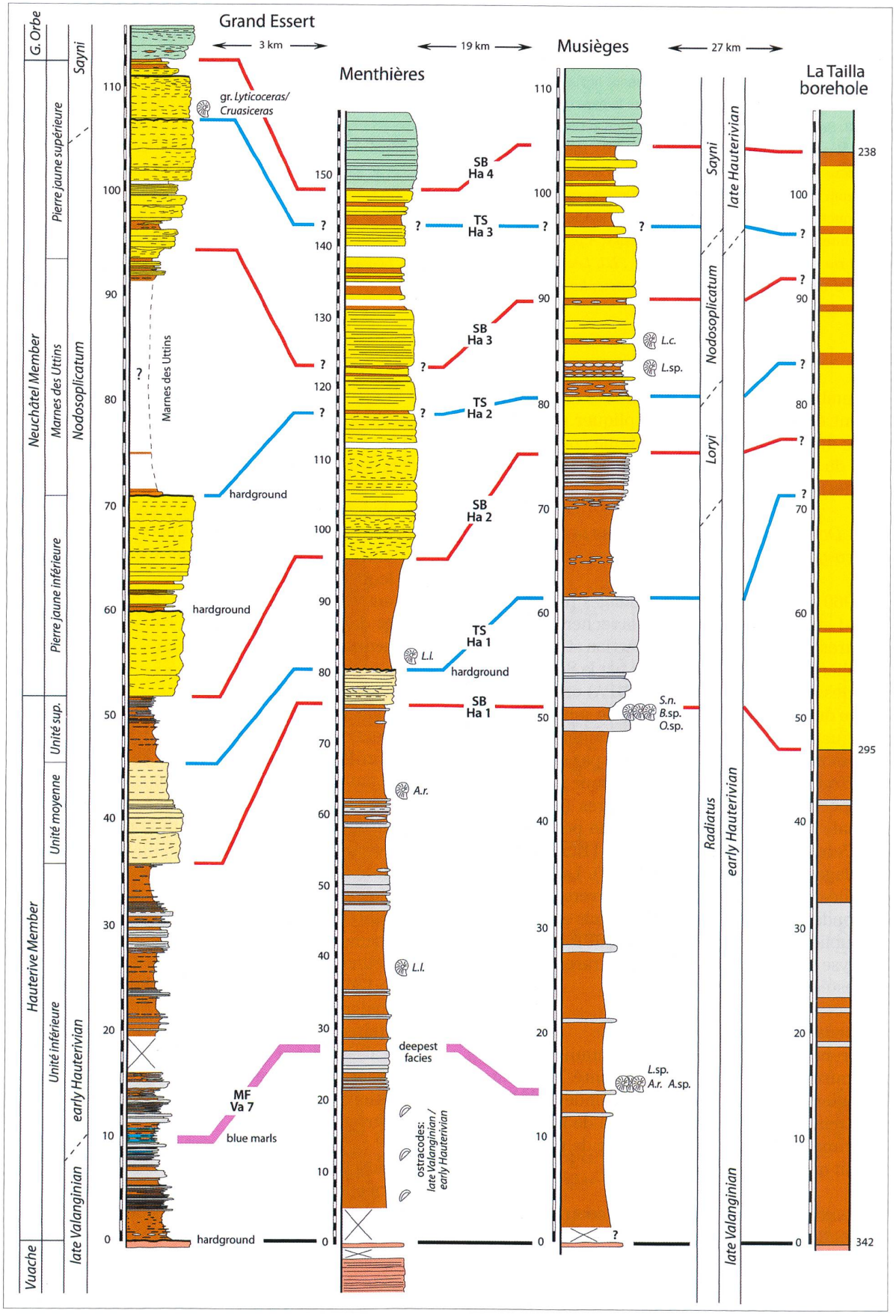

Grand Essert
3 km
19 km
Menthières
Musièges
27 km
La Tailla borehole
G. Orbe
Sayni
Pierre jaune supérieure
Neuchâtel Member
Marnes des Uttins
Nodosoplicatum
Pierre jaune inférieure
Unité sup.
Unité moyenne
Hauterive Member
Unité inférieure
early Hauterivian
late Valanginian
Vuache
gr. Lyticoceras/ Cruasiceras
Marnes des Uttins
hardground
hardground
MF Va 7
blue marls
hardground
SB Ha 4
TS Ha 3
SB Ha 3
TS Ha 2
SB Ha 2
TS Ha 1
hardground
SB Ha 1
L.l.
A.r.
L.l.
deepest facies
ostracodes: late Valanginian / early Hauterivian
L.c.
L.sp.
S.n.
B.sp.
O.sp.
L.sp.
A.r. A.sp.
Sayni
Nodosoplicatum
Loryi
Radiatus
late Hauterivian
early Hauterivian
late Valanginian
238
295
342

Fig. 14. Corrélation séquentielle entre la coupe-type du Grand Essert et la coupe de Menthières (d'après Viéban 1983) et la coupe du Mont de Musièges (d'après Charollais et al. 1989). A noter que la coupe de Menthières est dessinée à une échelle plus petite. Le forage de La Tailla (voir Chapitre 6.2) est ajouté à titre indicatif, même si la corrélation reste spéculative (les bancs calcaires dans le Membre d'Hauterive et les bancs marneux dans le Membre de Neuchâtel sont interprétés d'après le log gamma). TS: surface de transgression; MF: intervalle d'inondation maximale; SB: limite de séquence. Le trait noir indique la base de la Formation du Grand Essert. Pour les couleurs voir Fig. 16a.

Fig. 14. Sequence-stratigraphic correlation between the Grand Essert type-section, the Menthières section (according to Viéban 1983), and the section of Mont de Musièges (according to Charollais et al. 1989). Note that the Menthières section is drafted at a smaller scale. The log of the drill hole of La Tailla (see Chapter 6.2) is added for comparison even if the correlation remains speculative (the limestone beds in the Hauterive Member and the marly intervals in the Neuchâtel Member are interpreted according to the gamma-ray log). TS: transgressive surface; MF: maximum-flooding zone; SB: sequence boundary. The black line marks the base of the Grand Essert Formation. For the colour codes see Fig. 16a.

Ammonites: *A.r. Acanthodiscus radiatus*; *A.*sp. *Acanthodiscus* sp.; *B.*sp. *Breistrofferella* sp.; *L.c. Lyticoceras claveli*; *L.l. Leopoldia leopoldina*; *L.*sp. *Leopoldia* sp.; *O.*sp. *Olcostephanus* sp; *S.n. Saynella neocomiensis*.

que par 5 à 6 m de terre végétale et d'éboulis. D'une longueur de 205,50 m, ce forage difficile à interpréter en raison d'une fracturation importante, a déjà été décrit sommairement dans des rapports inédits de Dériaz et Hotellier (1980) et de Charollais et al. (1982), puis dans une publication de Charollais et al. (2007: 111-112).

Sous les calcaires karstifiés des formations de Vallorbe et des Gorges de l'Orbe dont l'épaisseur réelle a été estimée à 86 m par Deriaz et Hotellier (1981; *in* Charollais et al. 2007: 11), apparaît la Formation du Grand Essert affectée par de nombreuses fractures. De plus, les pendages relativement faibles (20 à 25°) dans le haut du puits deviennent beaucoup plus forts (30 à 40°) à partir de 135 m de profondeur. Il serait donc hasardeux de vouloir interpréter précisément et en détail les différents ensembles lithologiques constituant la Formation du Grand Essert, d'autant plus qu'à environ 250 m à l'WNW de SPM1, un autre forage (SPM4) a traversé sur 100 m de profondeur « une zone de faille subverticale remplie par des marnes broyées » probablement « molassiques » (Charollais et al. 2007: 114). Il semble toutefois possible de reconnaître dans le forage SPM1, les unités suivantes de haut en bas:

- calcaires bioclastiques de même faciès que ceux du Membre de Neuchâtel entre 131,1 et 138,88 m, entre 150 et 174,85 m et entre 183,6 et 202,45 m;
- marnes et marno-calcaires finement quartzeux analogues à ceux du Membre d'Hauterive entre 138,88 et 150 m, entre 174,85 et 183,6 m (intervalle très tectonisé) et entre 202,45 et 205,5 m.

Sondage L132

Le sondage L132 implanté au NNW de St.-Genis-Pouilly (coord. suisses 2490,11/1125,56/570) sur le versant SE de la Haute-Chaîne a déjà fait l'objet de plusieurs interprétations (Charollais et al. 2007: 140-141; fig. 56). Ce forage de 180,5 m de profondeur débute dans la Formation du Grand Essert et se termine dans la Formation de Vions. Grâce aux connaissances récentes acquises sur « la biostratigraphie de l'Hauterivien du Jura méridional » (Clavel et Charollais 1989), il devient possible d'identifier dans la Formation du Grand Essert, de haut en bas:

- le Membre d'Hauterive composé lui-même
  - d'une partie marneuse supérieure entre 27 et 37,93 m;
  - d'une partie carbonatée entre 37,93 et 64,16 m, reconnue dans la coupe-type du Grand Essert;
  - d'une partie inférieure à prédominance marneuse entre 64,16 et 93 m probablement « écaillée », car les niveaux métriques de marnes bleues et jaunes caractéristiques de la base du Membre d'Hauterive apparaissent deux fois (entre 64,16 et 67,17 m et entre 89 et 93 m);
- la Formation du Vuache (« Calcaires roux » *auct.* et « Calcaires à *Alectryonia rectangularis* »), entre 93 et 138,8 (?) m, dont le sommet est marqué par une surface perforée, comme dans la coupe-type du Grand Essert.

Sondage L135

Le forage L135 implanté au NNW de St.-Genis-Pouilly, sur le versant SE de la Haute-Chaîne (coord. suisses 2489,91/1125,69/527), à moins d'un km du L132, a traversé sous une épaisse série (53,5 m) de la base de la Molasse d'eau douce inférieure (« Calcaires inférieurs et Gompholite », Oligocène) (44,3 m), le substratum mésozoïque affecté par de nombreuses failles (Dériaz et Hotellier 1980; Charollais et al. 2007: 110-111 et figs 41, 56). Celui-ci est constitué, entre 95 et 135 m, de faciès à prédominance marneuse caractéristiques du Membre d'Hauterive. Ils sont surmontés, entre 95 et 72,2 m, par des calcaires bioclastiques gréso-glauconieux qui correspondent soit à l'Unité moyenne calcaire qui se trouve au sein du Membre d'Hauterive (voir la coupe-type du Grand Essert; Fig. 4b), soit à la Pierre jaune inférieure. Cette dernière hypothèse nous semble plus probable en référence au contexte régional.

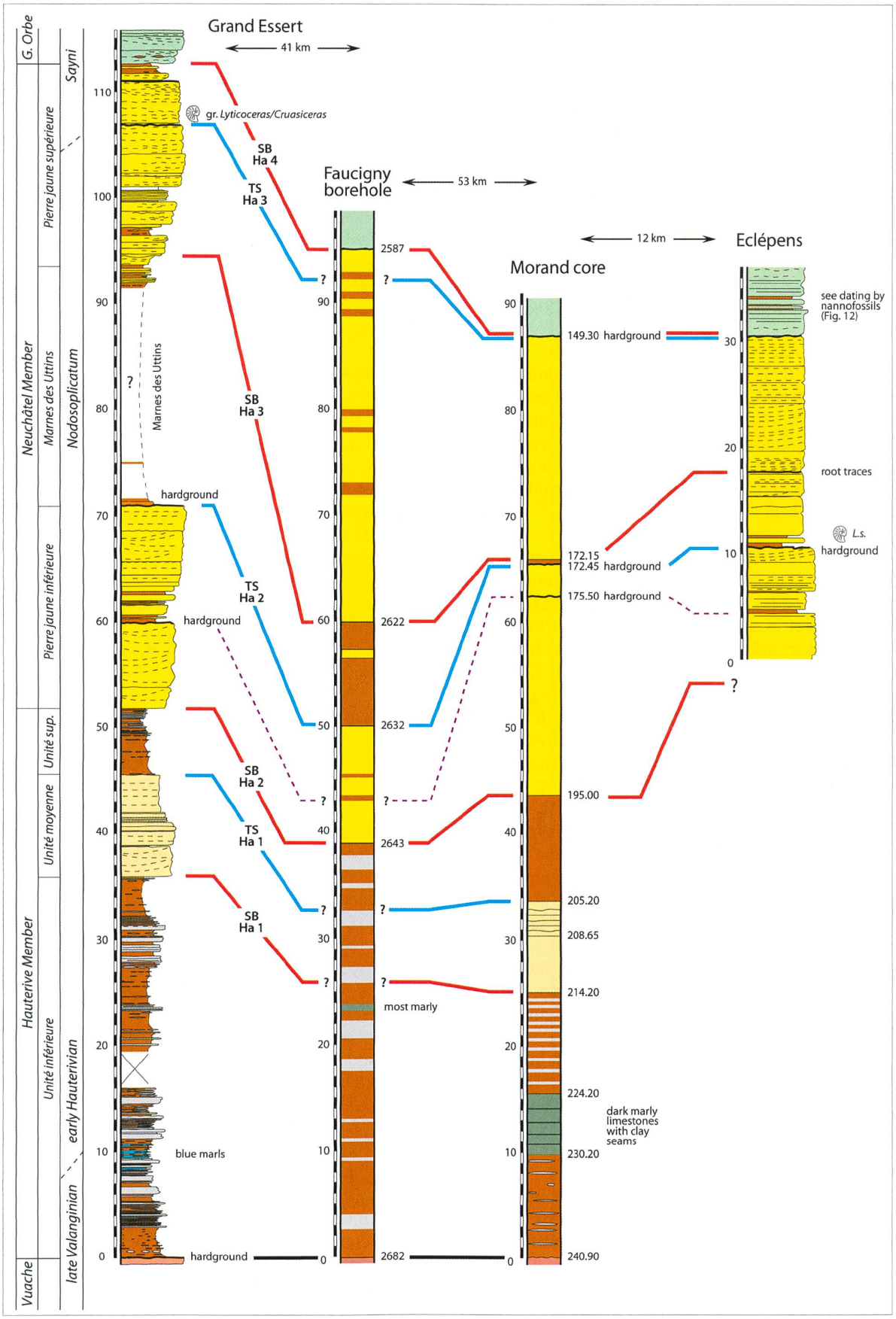

Grand Essert
41 km
Faucigny borehole
53 km
12 km
Morand core
Eclépens
G. Orbe
Sayni
Pierre jaune supérieure
Neuchâtel Member
Marnes des Uttins
Nodosoplicatum
Pierre jaune inférieure
Unité sup.
Unité moyenne
Hauterive Member
Unité inférieure
early Hauterivian
late Valanginian
Vuache
gr. Lyticoceras/Cruasiceras
SB Ha 4
TS Ha 3
SB Ha 3
TS Ha 2
SB Ha 2
TS Ha 1
SB Ha 1
Marnes des Uttins
hardground
blue marls
most marly
149.30 hardground
172.15
172.45 hardground
175.50 hardground
195.00
205.20
208.65
214.20
224.20
230.20
240.90
dark marly limestones with clay seams
see dating by nannofossils (Fig. 12)
root traces
L.s.
hardground

Fig. 15. Corrélation séquentielle entre la coupe-type du Grand Essert, le forage de Faucigny (voir Chapitre 6.2; les bancs calcaires dans le Membre d'Hauterive et les bancs marneux dans le Membre de Neuchâtel sont interprétés d'après le log gamma), le forage carotté du Morand (redessiné d'après Jan du Chêne et al. 2015) et la coupe d'Eclépens (d'après Grundmann 2007. TS: surface de transgression; SB: limite de séquence. Le trait noir indique la base de la Formation du Grand Essert. Pour les codes des couleurs voir Fig. 16a.

Fig. 15. Sequence-stratigraphic correlation between the Grand Essert type-section, the Faucigny drill hole (the limestone beds in the Hauterive Member and the marly intervals in the Neuchâtel Member are interpreted according to the gamma-ray log), the Morand core (redrafted after Jan du Chêne et al. 2015), and the Eclépens section (according to Grundmann 2007. TS: transgressive surface; SB: sequence boundary. The black line marks the base of the Grand Essert Formation. For the colour codes see Fig. 16a. Ammonite: *L.s. Lyticoceras subhystricoides*.

Sondages de BP-France

Sur les sept sondages entrepris par BP-France en 1982/1983 sur la partie française du bassin franco-genevois, un seul (CD01; coord. suisses 2887,90/1146,62/471) a atteint la Formation du Grand Essert (Guillemin 1983; Charollais et al. 2007: 80 à 82 et fig. 10). Situé à 5,5 km au SE des carrières du Crozet entaillées au pied de la Haute-Chaîne, les faciès calcaréo-marneux et quartzo-glauconieux traversés sur 22,7 m à la base du puits, devraient être reportés plutôt à l'Unité moyenne calcaire au sein du Membre d'Hauterive qu'au Membre de Neuchâtel, comme l'avaient indiqué dans leur publication Charollais et al. (2007: 82 et fig. 10).

Sondage géothermique de Thônex

Le forage de prospection géothermique de Thônex (canton de Genève) d'une longueur de 2690 m réalisé en 1993 par l'Office cantonal de l'Energie (OCEN) a traversé successivement sous les dépôts quaternaires, les dépôts molassiques de l'Oligocène ainsi que les formations du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur (Jenny et al. 1995). La Formation du Grand Essert composée de haut en bas par les membres de Neuchâtel et d'Hauterive y a été recoupée entre 1488 et 1631 m d'après Wernli et Jenny (1995: 379, tab. 1). D'une épaisseur réelle (en tenant compte du pendage) respective de 62,9 m et 58,9 m, ces deux membres auraient donc une puissance du même ordre que celle relevée au Grand Essert. En revanche, l'étude pétrographique et paléontologique réalisée par ces deux auteurs à partir de cuttings ne leur a pas permis d'apporter plus de précisions.

6.2. Données de subsurface dans le bassin molassique savoyard

Les grands forages pétroliers implantés de 1969 à 1975 à l'est et au sud de la coupe-type du Grand Essert, dans le bassin molassique savoyard entre la vallée de l'Arve et le Lac du Bourget, ont permis d'identifier sous la couverture molassique oligo-miocène, des terrains d'âge crétacé inférieur *pro parte* identiques à ceux de la plate-forme jurassienne affleurant dans le Jura méridional, parmi lesquels la Formation du Grand Essert. L'étude de ces puits a montré que cette formation présentait les mêmes caractères lithologiques et paléontologiques que ceux décrits dans la coupe-type.

Forage Fay 1 (Faucigny 1)

Le forage Fay 1 foré entre le 5.08.1969 et le 10.03.1970, implanté près de Peillonnex (Haute-Savoie, France; coord. françaises 911,6/2132,2/766), a recoupé la Formation du Grand Essert entre 2587 m et 2682 m, soit sur 95 m, et non pas 155 m comme indiqué par erreur par Charollais et Jamet (1990) et Charollais et al. (1996: 38, fig. 10; 1998: 45). Les pendages ont été estimés à 2° dans le rapport de sondage d'ESSO REP (1970). L'épaisseur de cette formation est donc voisine de celle relevée dans la coupe-type du Grand Essert. Suivant l'interprétation d'ESSO-REP (1970), cette formation se compose d'un membre supérieur à prédominance carbonatée (Membre de Neuchâtel) d'une puissance de 56 m (entre 2587 et 2643 m) et d'un membre inférieur à prédominance marneuse à marno-calcaire (Membre d'Hauterive) d'une épaisseur de 39 m (entre 2643 et 2682 m; Fig. 15). D'après le latérolog lithologique établi sur ce puits, il ressort que le membre supérieur comprend deux ensembles carbonatés séparés par un intervalle marneux à marno-calcaire. Cette organisation lithologique est comparable à celle de la coupe-type du Grand Essert située originellement à une cinquantaine de kilomètres plus à l'ouest, et à celle du Salève (Schardt 1891, pl. V; Charollais et al. 1989: 58, fig. 3) située à 16 km plus à l'ouest. Séquentiellement, la série rencontrée dans le forage Fay 1 est donc conforme à celle du Jura méridional déjà décrite par Clavel et Charollais (1989: 295, fig. 3).

L'étude de 14 lames minces faites à partir de cuttings ne permet pas de mieux préciser la lithostratigraphie, car elle ne concerne que les faciès les plus carbonatés et les plus indurés. Ces derniers présentent les mêmes caractères pétrographiques et paléontologiques que ceux de la coupe-type de la Formation du Grand

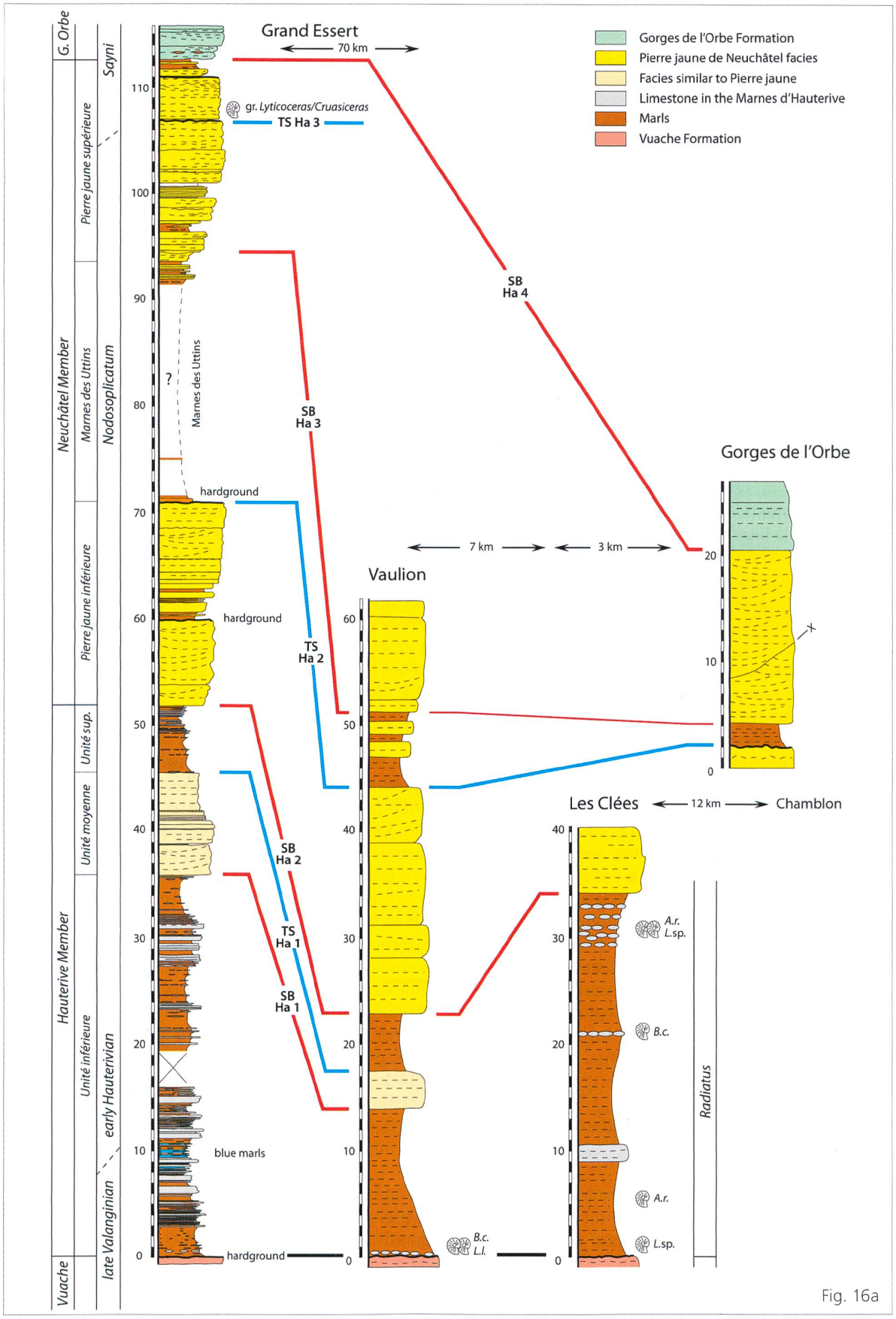

Grand Essert
70 km
Gorges de l'Orbe Formation
Pierre jaune de Neuchâtel facies
Facies similar to Pierre jaune
Limestone in the Marnes d'Hauterive
Marls
Vuache Formation
G. Orbe
Neuchâtel Member
Hauterive Member
Vuache
Pierre jaune supérieure
Marnes des Uttins
Pierre jaune inférieure
Unité sup.
Unité moyenne
Unité inférieure
Sayni
Nodosoplicatum
early Hauterivian
late Valanginian
gr. Lyticoceras/Cruasiceras
TS Ha 3
SB Ha 4
SB Ha 3
Marnes des Uttins
hardground
TS Ha 2
SB Ha 2
TS Ha 1
SB Ha 1
blue marls
7 km
3 km
Vaulion
Gorges de l'Orbe
Les Clées
12 km
Chamblon
A.r.
L.sp.
B.c.
A.r.
L.sp.
B.c.
L.l.
Radiatus

Fig. 16a

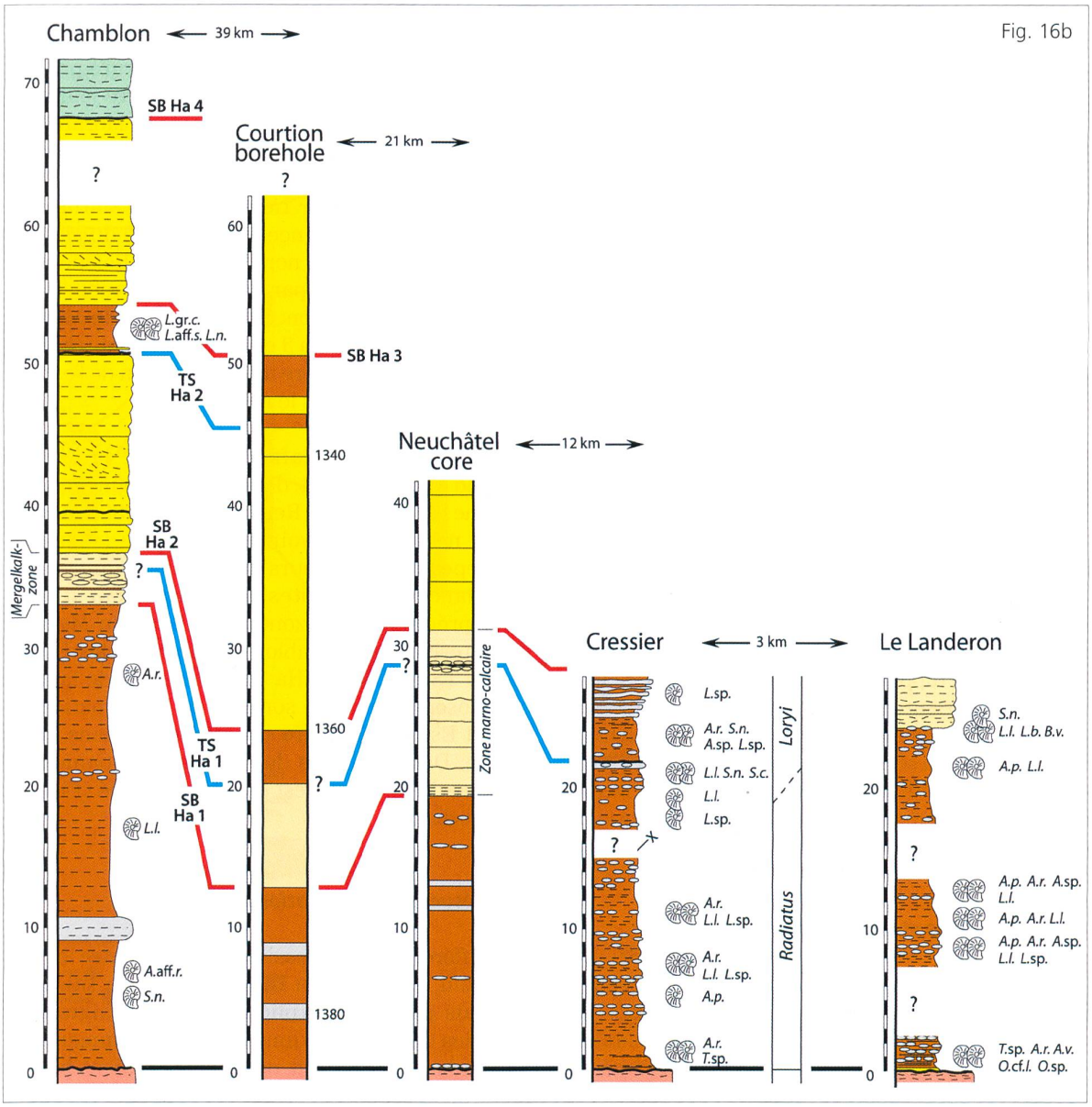


Fig. 16 a-b. Corrélation séquentielle entre la coupe-type du Grand Essert et les coupes du Jura vaudois et neuchâtelois. Coupe de Vaulion redessinée d'après Jaccard (1869) et Nolthenius (1921), coupe des Clées d'après les auteurs, coupe des Gorges de l'Orbe d'après Conrad et Masse (1989), coupe du Chamblon d'après Jordi (1955) pour la partie supérieure et selon les levés des auteurs pour la partie marneuse inférieure, forage de Courtion d'après Fischer et Luterbacher (1963), forage de Neuchâtel d'après Remane et al. (1989), coupes de Cressier et du Landeron selon Busnardo et Thieuloy (1989). TS : surface de transgression ; SB : limite de séquence. Le trait noir indique la base de la Formation du Grand Essert. La position des ammonites reportée à droite des logs correspond à celle des auteurs susmentionnés.

Fig. 16 a-b. Sequence-stratigraphic correlation between the Grand Essert type-section and sections in the Jura Mountains of cantons Vaud and Neuchâtel. Vaulion section redrafted after Jaccard (1869) and Nolthenius (1921), Les Clées section according to logging by the authors, Gorges de l'Orbe section after Conrad and Masse (1989), Chamblon section following Jordi (1955) for its lower part and logged by the authors for its upper part, Courtion drill core according to Fischer and Luterbacher (1963), Neuchâtel core according to Remane et al. (1989), Cressier and Le Landeron sections after Busnardo and Thieuloy (1989). TS : transgressive surface ; SB : sequence boundary. The black line marks the base of the Grand Essert Formation. The position of the ammonites indicated to the right of the logs corresponds to that of the above-mentioned authors.

Ammonites : *A.p. Acanthodiscus pseudoradiatus; A.r. Acanthodiscus radiatus*; *A.*sp. *Acanthodiscus* sp. ; *A.v. Acanthodiscus vaceki; B.c. Breistrofferella castellanensis; B.v. Breistrofferella varappensis; L.b. Leopoldia buxtorfi; L.l. Leopoldia leopoldina; L.*sp. *Leopoldia* sp.; *L.c. Lyticoceras cryptoceras; L.s. Lyticoceras salevensis; O.l. Olcostephanus latiflexus; O.*sp. *Olcostephanus* sp. ; *S.c. Saynella clypeiformis; S.n. Saynella neocomiensis; T.*sp. *Teschenites* sp.

Essert : présence de glauconie, quartz, pyrite, ooïdes, fragments d'échinodermes, de bryozoaires, spicules de spongiaires (seulement à la base), milioles et lenticulines.

Forage LTa 1 (La Tailla 1)

Le puits LTa 1, foré entre le 16. 08. 1975 et le 18. 11. 1975 par la compagnie ESSO-REP, implanté sur la commune de St.-Germain-La-Chambotte (coord. françaises 876,72/2092,05/475) a traversé, outre quelques accidents tectoniques, un important plan de chevauchement à 1647 m de profondeur. D'après le « log fondamental à 1/500 » de la compagnie pétrolière, ce plan de chevauchement est marqué par le contact des calcaires du Dogger avec les marnes « hauteriviennes », délimitant ainsi une série autochtone et une série allochtone.

La Formation du Grand Essert a été recoupée à deux reprises selon le « log fondamental » : entre 238 et 342 m (série allochtone ; Fig. 14) et entre 1647 et 1804 m (série autochtone). N'ayant pas eu l'opportunité d'examiner des lames minces faites à partir de cuttings, il nous est difficile de souscrire aux interprétations du rapport de ESSO-REP (1975). Seul le membre supérieur de la Formation du Grand Essert (Membre de Neuchâtel) semble assez bien identifié sur 57 m, dans la série allochtone entre 238 et 295 m. Quant à l'interprétation du Membre d'Hauterive, tel que présentée dans le « log fondamental », nous manquons d'arguments pour la confirmer ou l'infirmer.

6.3. Jura vaudois et neuchâtelois

Dans une note sur la biostratigraphie du Crétacé inférieur et sur sa complémentarité avec l'analyse séquentielle, Clavel et al. (1995 : 672, fig. 4) présentaient des corrélations entre le Jura méridional, le Jura genevois et le Jura valdo-neuchâtelois pour illustrer la progradation de la plate-forme urgonienne du NNE au SSW. A cette occasion, ces auteurs démontraient l'évolution dans l'espace et le temps du Membre de Neuchâtel et de la Formation des Gorges de l'Orbe qui le surmonte. Plus tard, dans une synthèse sur les « Calcaires urgoniens » *auct.* de la Suisse et du SE de la France, Clavel et al. (2007 : 1034, 1037-1038 ; fig. 7) ont établi des corrélations entre la coupe-type du Grand Essert et plusieurs coupes du Jura méridional (Montanges, Rocher des Hirondelles) et du Jura sud-vaudois (Eclépens, La Sarraz). Les logs des forages de Faucigny-1 et du Morand (Fig. 15) ont permis également d'établir des corrélations avec ces affleurements. Ces interprétations sont surtout basées sur la stratigraphie séquentielle, car les ammonites sont très rares, tout comme le sont d'autres éventuels marqueurs biostratigraphiques (dinokystes, nannofossiles) dont l'étude reste à faire.

La base du Membre de Neuchâtel (SB Ha 2) est clairement identifiée dans les deux forages (Faucigny-1, Morand). A Eclépens, cette base n'affleure pas. Un premier hardground au sein de la Pierre jaune inférieure se retrouve dans le forage du Morand. Le deuxième hardground dans ce forage, au sommet de la Pierre jaune inférieure est attribué à la TS Ha 2 qui est facile à corréler. L'équivalent des Marnes des Uttins devient très mince vers le forage du Morand et à Eclépens (vers le nord ; Fig. 2). A Eclépens, la SB Ha 3 est marquée par des traces de racines qui indiquent une émersion. Dans le forage du Morand et à Eclépens, la TS Ha 3 et la SB Ha 4 sont très rapprochées, ce qui suggère une diminution de l'espace d'accommodation vers le nord.

Vers le nord-est, les affleurements de la Formation du Grand Essert deviennent fragmentaires. Comme l'ont déjà écrit Remane et al. (1989), aucune coupe ne permet de voir son ensemble (Figs 16a, b). Cependant, plusieurs coupes contiennent une abondance d'ammonites qui permettent d'identifier précisément la zone à Radiatus du Membre d'Hauterive. Au Chamblon, les Marnes des Uttins (entre TS Ha 2 et SB Ha 3) sont datées de la zone à Nodosoplicatum. Le sommet de la Formation du Grand Essert n'affleure que rarement dans cette région. Dans le forage de Courtion, le sommet du Membre de Neuchâtel est érodé et karstifié (Fischer et Luterbacher 1963).

6.4. Résumé des corrélations

Les différences d'expression des faciès entre le nord et le sud, et entre l'est et ouest, du Jura suisse et français peuvent s'expliquer par des migrations latérales des corps sédimentaires. Notamment, les barres bioclastiques et oolithiques étaient hautement mobiles, poussées par les courants tidaux et côtiers (« longshore ») et par les tempêtes.

Les différences d'épaisseur de la Formation du Grand Essert (Fig. 17) peuvent être attribuées à des variations locales ou régionales de subsidence, probablement liées à un jeu de blocs basculés modifiant l'espace d'accommodation. Globalement, les épaisseurs augmentent du NNE vers le SSW et du NW vers le SE, ce qui peut s'expliquer par un basculement de la plate-forme qui diminuait l'espace d'accommodation au nord. Ce phénomène avait déjà été évoqué pour d'autres formations du Crétacé inférieur dans le Jura, notamment par Steinhauser et Charollais (1971) et Strasser et al. (2016). Dans la région franco-genevoise, il a été démontré par de nombreux auteurs (Mouty 1966 ; Guillaume 1966 ; Enay 1966 ; Krummenacher 1971 ; Charollais et al. 1983) que les mouvements de la faille décrochante

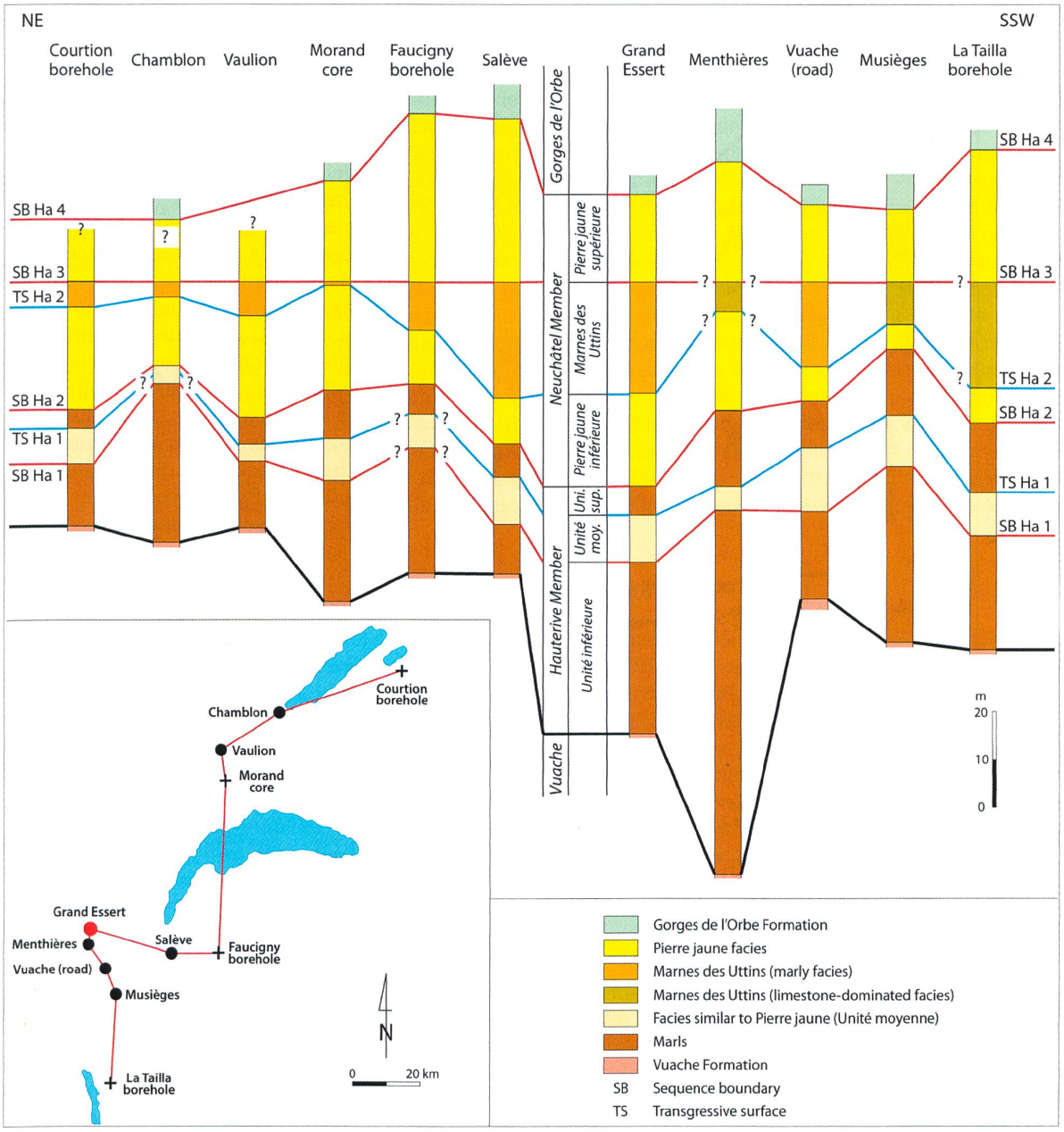


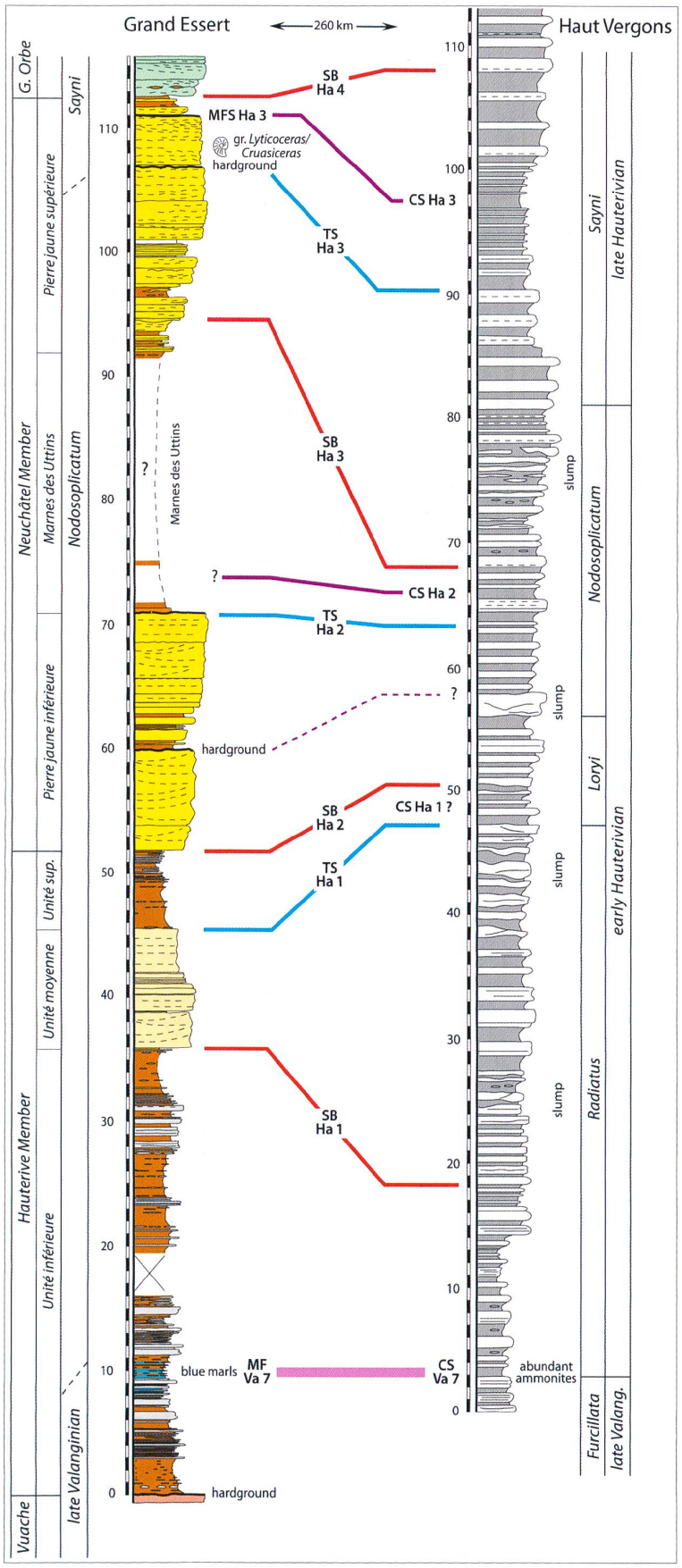
Fig. 17. Corrélation généralisée des unités de la Formation du Grand Essert. A noter la grande variabilité des épaisseurs, mais avec une tendance à la diminution du SSW au NE. Coupes simplifiées à partir des coupes montrées dans les figures 13 à 16. Trait noir: base de la Formation du Grand Essert.

Fig. 17. Overview of correlation between the different units of the Grand Essert Formation. Note the great variability in thicknesses, but also the thinning trend from the SSW to the NE. The sections are simplified versions of those of figures 13 to 16. Black line: base of the Grand Essert Formation.

sénestre du Vuache étaient responsables des variations de faciès et d'épaisseur observées de part et d'autres de cet accident (Fig. 13). Le « haut-fond de St Claude » pressenti par Guillaume (1966: 32-35) et mis en évidence par Clavel (1989: 159) grâce à une association d'échinides particulière, s'inscrit également dans ce type de modèle structural.

7. Comparaison avec l'enregistrement dans le Bassin vocontien et la plate-forme provençale

Le nombre de points d'interrogation dans les figures 13 à 16 montre que plusieurs corrélations entre les coupes et forages sont spéculatives. Cependant, le



cadre biostratigraphique et séquentiel est bien établi pour les faciès hémipélagiques du Bassin vocontien et peut aider à améliorer l'interprétation séquentielle de la Formation du Grand Essert. Le modèle séquentiel utilisé ici a été défini le long de transects bassin – plate-forme ; il a été régulièrement mis à jour en fonction de l'évolution des zonations biostratigraphiques basées sur les successions d'ammonites (Reboulet et al. 2014) et publié pour différents intervalles à diverses reprises (Charollais et al. 1998, 2001, 2008 ; Clavel et al. 2010a, 2010b, 2013, 2014). Le fait que les séquences définies dans l'hypostratotype de l'Hauterivien dans le Bassin vocontien (Haut Vergons) soient identifiables dans la région périvocontienne jurassienne (Formation du Grand Essert) suggère la prédominance du contrôle eustatique sur l'activité tectono-sédimentaire.

La coupe de Haut Vergons (entre St-André-les-Alpes et Castellane, SE France) a été levée par Busnardo (inédit) puis par Londeix (1990), et révisée pour la zone à Sayni par le P.I.G.C. 262 (1993). En comparaison avec la coupe-type du Grand Essert, il est remarquable de constater que

Fig. 18. Corrélation entre la coupe-type du Grand Essert avec la coupe hémipélagique du Haut Vergons dans le Bassin vocontien. Coupe du Haut Vergons selon Busnardo (inédit) et Londeix (1990). SB : limite de séquence ; TS : surface de transgression ; CS : section condensée ; MF : intervalle d'inondation maximale ; MFS : surface d'inondation maximale. Pour la discussion voir le texte.

Fig. 18. Correlation between the type-section of Grand Essert and the hemipelagic section of Haut Vergons in the Vocontian Basin. Haut Vergons section according to Busnardo (unpublished) and Londeix (1990). SB : sequence boundary ; TS : transgressive surface ; CS : condensed section ; MF : maximum-flooding interval ; MFS : maximum-flooding surface. The hardground at metre 60 in the Grand Essert section may correspond to the top of the slump in the basin.

toutes les limites de séquences se retrouvent dans les mêmes zones d'ammonite (Fig. 18). Les intervalles de bas niveau marin («lowstands») sont bien développés: slumps et bancs calcaires épais dans le bassin, ensembles de grainstones sur la plate-forme. Les surfaces de transgression (TS) identifiées à Haut Vergons se corrèlent avec les hardgrounds interprétés comme TS de la Formation du Grand Essert. Le niveau autour de l'échantillon GE 3 (mètre 10) de la coupe du Grand Essert (interprété comme intervalle d'inondation maximale, MF) se corrèle bien avec le niveau condensé riche en ammonites à Haut Vergons (CS Va 7). Il est possible que le top du slump (mètre 58) à Haut Vergons corresponde au hardground au mètre 60 au Grand Essert. Il s'agirait d'un changement du régime sédimentaire: fin de l'instabilité sédimentaire dans le bassin («top slope fan»; Vail et al. 1991), arrêt de sédimentation sur la rampe. La TS Ha 2 est difficile à placer dans le bassin: elle est probablement proche de la CS Ha 2.

La surface de transgression TS Ha 3 à Haut Vergons peut être placée au mètre 90, à la base du passage plus marneux qui mène à la CS Ha 3 (Fig. 18). Ceci correspond à la synthèse de Charollais et al. (2008) qui positionnent la TS Ha 3 à la base de la zone à Sayni. Dans la coupe-type du Grand Essert, il y a deux possibilités pour placer la TS Ha 3: la première, si l'on considère que les ensembles calcaires (c.à.d. la Pierre jaune supérieure) représentent un bas niveau marin («lowstand»), est de faire correspondre la TS Ha 3 à la surface irrégulière au mètre 110,9 (Fig. 4d). La deuxième solution est de placer la TS Ha 3 au niveau du hardground au mètre 106,8 et la MFS Ha 3 (équivalent de la CS Ha 3 à Haut Vergons) au mètre 110,9. Cette deuxième hypothèse est adoptée dans la Figure 18 et dans les figures de corrélation 13 à 16. L'ammonite du groupe *Lyticoceras / Cruasiceras* ne donne pas d'information supplémentaire: elle peut correspondre aussi bien à la zone à Nodosoplicatum qu'à la zone à Sayni (Fig. 9). La limite entre les zones à Nodosoplicatum et Sayni ne peut donc pas être située avec précision mais se trouve néanmoins dans la partie supérieure de la Pierre jaune supérieure. Strasser et al. (2016; fig. 4) avaient placé la limite entre la Formation du Grand Essert et celle des Gorges de l'Orbe à la limite Nodosoplicatum / Sayni; ceci serait à corriger.

La limite de séquence SB Ha 4 se situe clairement dans la zone à Sayni (Charollais et al. 2008), ce qui est également confirmé par l'analyse des dinokystes (Chapitre 4.4.3).

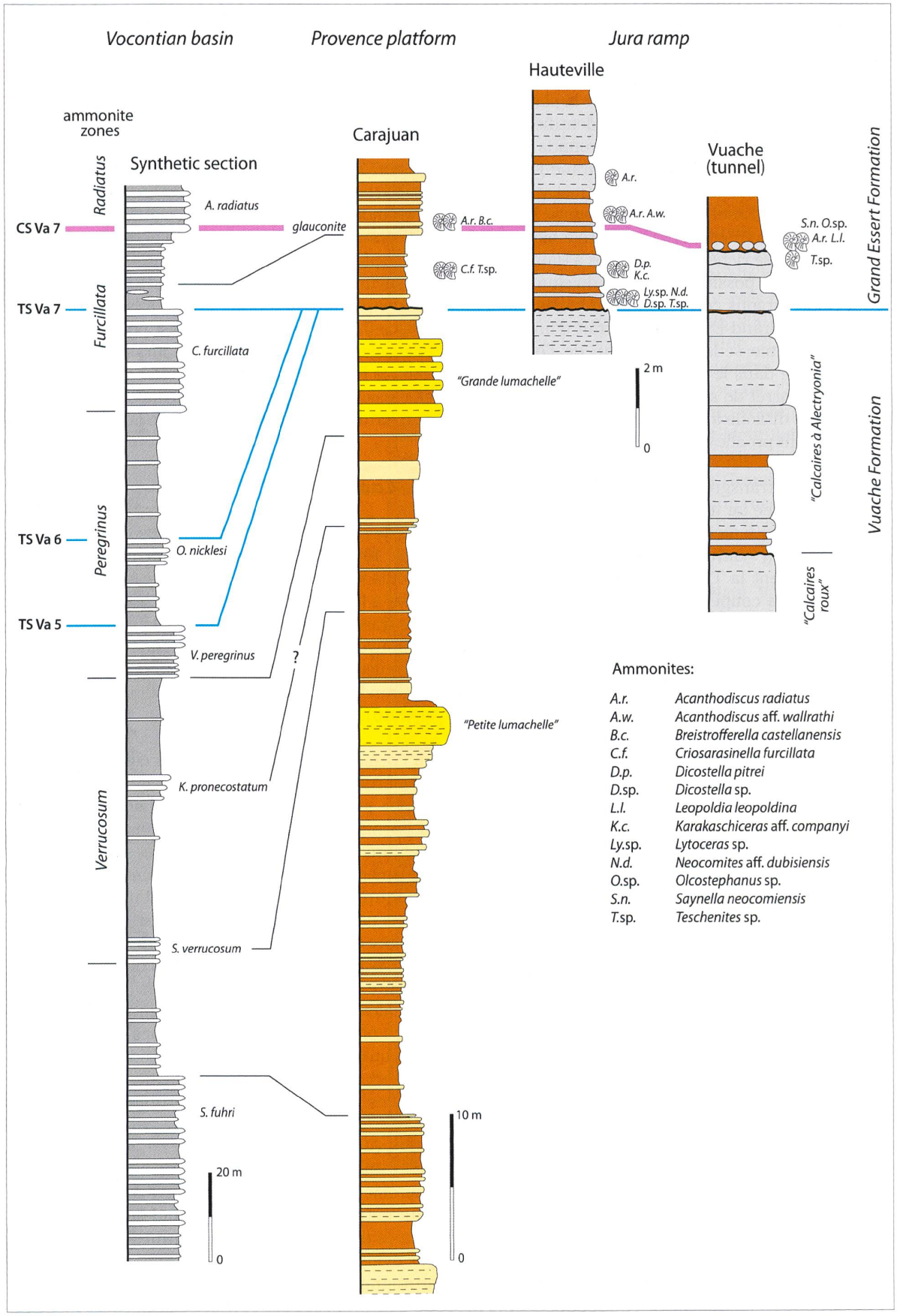
Il est enfin à noter que l'extrême condensation des zones à Peregrinus et Furcillata (Valanginien supérieur) signalée sur la plate-forme jurassienne (Fig. 10) s'observe également en certains points de la plate-forme sud-vocontienne provençale (Fig. 19). Elle a été mise en évidence à Carajuan par Atrops et Reboulet (1995) qui notent que le banc sommital de la «Grande lumachelle», y a fourni des ammonites de la partie basale de la zone à Peregrinus tandis que les niveaux sus-jacents à dominante marneuse («Formation 12»), sous les calcaires glauconieux à *A. radiatus,* livraient dès leur base de nombreuses *Criosarasinella* du groupe *furcillata* ainsi que l'espèce-index. La richesse des associations d'ammonites collectées dans la Formation 12 a permis aux auteurs d'identifier une lacune importante dans la zone à Peregrinus (sous-zone à Nicklesi) et des niveaux condensés dans la zone à Furcillata (sous-zone à Callidiscus). Une telle précision n'est pour l'instant pas envisageable sur la plate-forme jurassienne. Cependant, la Figure 19 montre bien l'effet d'amalgamation de plusieurs surfaces identifiées dans le bassin en un seul hardground sur la plate-forme ou rampe.

8. Conclusions

Lors de la «Révision de l'étage hauterivien» (Remane et al. 1989), les auteurs n'avaient pas proposé un schéma synthétique des différentes formations attribuées à l'Hauterivien *sensu lato* pour l'ensemble du Jura franco-suisse. Dans le cadre du projet HARMOS, de nouvelles recherches ont permis de définir une nouvelle formation à partir d'une coupe-type choisie au Grand Essert dans le Jura méridional (Strasser et al. 2016).

La Formation du Grand Essert se compose de deux membres. A la base, le Membre d'Hauterive commence par un hardground qui forme la limite avec la Formation du Vuache sous-jacente. Ensuite, ce membre est dominé par des marnes mais contient également des bancs carbonatés dont le faciès et les structures sédimentaires suggèrent un transport des grains par des tempêtes ou des courants tidaux. Le Membre d'Hauterive contient une unité calcaire dont le faciès annonce déjà celui du deuxième membre, le Membre de Neuchâtel. Ce dernier est caractérisé par des calcaires bioclastiques et oolithiques déposés en milieu plus proximal sous l'influence de courants tidaux ou côtiers. L'enregistrement sédimentaire dans les deux membres s'agence en séquences à plusieurs échelles, ce qui permet une interprétation en termes de stratigraphie séquentielle.

Les milieux de dépôt des deux membres étaient hautement dynamiques. Des corrélations banc-par-banc entre la coupe-type du Grand Essert et d'autres coupes publiées dans le Jura franco-suisse ne sont pas évidentes. Cependant, en s'appuyant sur la biostratigraphie et l'analyse séquentielle, il devient possible de proposer des corrélations entre les membres


Vocontian basin
Provence platform
Jura ramp
Hauteville
ammonite zones
Synthetic section
Carajuan
Vuache (tunnel)
Radiatus
Furcillata
Peregrinus
Verrucosum
CS Va 7
TS Va 7
TS Va 6
TS Va 5
A. radiatus
glauconite
C. furcillata
O. nicklesi
V. peregrinus
?
K. pronecostatum
S. verrucosum
S. fuhri
20 m
0
A.r. B.c.
C.f. T.sp.
"Grande lumachelle"
"Petite lumachelle"
10 m
0
A.r.
A.r. A.w.
D.p. K.c.
Ly.sp. N.d. D.sp. T.sp.
2 m
0
S.n. O.sp.
A.r. L.l.
T.sp.
"Calcaires à Alectryonia"
"Calcaires roux"
Grand Essert Formation
Vuache Formation
Ammonites:
A.r. Acanthodiscus radiatus
A.w. Acanthodiscus aff. wallrathi
B.c. Breistrofferella castellanensis
C.f. Criosarasinella furcillata
D.p. Dicostella pitrei
D.sp. Dicostella sp.
L.l. Leopoldia leopoldina
K.c. Karakaschiceras aff. companyi
Ly.sp. Lytoceras sp.
N.d. Neocomites aff. dubisiensis
O.sp. Olcostephanus sp.
S.n. Saynella neocomiensis
T.sp. Teschenites sp.

et les différentes unités depuis le Jura neuchâtelois et biennois jusqu'au Jura méridional. L'excellente corrélation observée entre la coupe hypostratotypique du Bassin vocontien et les coupes du Jura suggère que l'enregistrement sédimentaire de la Formation du Grand Essert était principalement contrôlé par les fluctuations du niveau marin.

A la coupe-type, une seule ammonite a été trouvée, mais grâce aux corrélations avec d'autres coupes, un cadre biostratigraphique fiable peut être établi. Les dinokystes analysés sur la coupe-type correspondent aux espèces connues ailleurs en des mêmes niveaux stratigraphiques.

- La base partiellement condensée du Membre d'Hauterive est attribuée aux zones à Peregrinus non basal et Furcillata (Valanginien supérieur) ;
- la partie marneuse de ce membre appartient en majeure partie à la zone à Radiatus (Hauterivien inférieur) ;
- la limite entre le Membre d'Hauterive et le Membre de Neuchâtel est située dans la zone à Loryi ;
- le Membre de Neuchâtel occupe la partie supérieure de la zone à Loryi et toute la zone à Nodosoplicatum ;
- la limite entre les zones à Nodosoplicatum et Sayni se trouve au sein de la partie supérieure du Membre de Neuchâtel (Pierre jaune supérieure) ;
- La base de la Formation des Gorges de l'Orbe se trouve dans la zone à Sayni.

Le cadre biostratigraphique et séquentiel présenté ici pourra dans le futur servir de base à des études sédimentologiques et paléoécologiques plus détaillées.

Remerciements

Nous tenons à remercier Alain Morard, Stefan Strasky et Reto Burkhalter d'être venus sur le terrain et de nous avoir encouragés à décrire en détail la Formation du Grand Essert et particulièrement la coupe-type. Nous sommes reconnaissants à Abel Prieur et Emmanuel Robert, responsables des collections à l'Université Lyon 1, pour leur précieuse collaboration. Robert Busnardo de l'Université de Lyon 1 a assuré la détermination des ammonites. Nous sommes reconnaissants à Pierre-Olivier Mojon d'avoir bien voulu examiner les ostracodes de l'Unité inférieure du Membre d'Hauterive. Toutes les lames palynologiques analysées au cours de cette étude ont été préparées par le Dr. Rae Jones (The Paly Parlour, 2 Heathlands, Ystrad Mynach, Hengoed CF82 7AZ, UK). Nous tenons ici à le remercier chaleureusement pour son aide et pour le soin tout particulier avec lequel il a traité notre délicat matériel. Son travail a largement contribué à la qualité des résultats qui sont présentés ici. Nous remercions les reviewers Dr. Danielle Decrouez et Dr. Alain Morard. Nous remercions également le Rédacteur des Archives des Sciences, Dr. Robert Degli Agosti, pour sa compétence, sa patience et la bienveillance qu'il nous a toujours témoignées, ainsi que le Président de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève, Prof. Michel Grenon, qui nous a accordé un subside du Fonds Rehfous-Collart.

Fig. 19. Condensation des zones à Peregrinus et Furcillata sur les plate-formes provençale (Carajuan) et jurassienne (Hauteville, Vuache). Coupes du Bassin vocontien et de la plate-forme provençale d'après Atrops et Reboulet (1995).

Fig. 19. Condensation of the Peregrinus and Furcillata zones on the Provence (Carajuan) and Jura (Hauteville, Vuache) platforms. Sections of the Vocontian basin and the Provence platform according to Atrops and Reboulet (1995).

Bibliographies

- **Arikan Y.** 1964. Etude géologique de la chaîne du Grand - Crédo - Vuache (Ain, France). Eclogae geol. Helv., 57 : 1-74.
- **Arnaud-Vanneau A.** 1980. Micropaléontologie, paléoécologie, et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). Thèse, Univ. Grenoble : 1130 pp.
- **Arnaud-Vanneau A, Masse J-P.** 1989. Les foraminifères benthiques des formations carbonatées de l'Hauterivien-Barrémien *pro parte* du Jura vaudois et neuchâtelois (Suisse). Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 11 : 257-276.
- **Atrops F, Reboulet S.** 1995. Le Valanginien-Hauterivien basal du bassin vocontien et de la bordure provençale : zonation et corrélations. C.R. Acad. Sci. Paris, 320, sér. IIa : 985-992.
- **Bartenstein H.** 1989. Foraminifera from the "séries marno-calcaires" (lower Hauterivian of the Jura mountains of Switzerland and France). Index fossils and selected important species. Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 11 : 187-203.
- **Batten DJ.** 1982. Palynofacies and salinity in the Purbeck and Wealden of southern England. In : Banner FT, Lord AR. (eds) : Aspects of micropalaeontology. Georges Allen & Unwin, London : 278-295.
- **Baumberger E.** 1903-1910. Fauna der Unteren Kreide im westschweizerischen Jura. Abh. Schweiz. Paläont. Ges., I (1903) 30, 60 pp., II (1906a) 32, 80 pp. ; III (1906b) 33, 29 pp. ; (1907) 34, 45 pp. ; V (1908) 35, 40 pp ; VI (1910) 36, 57 pp.
- **Bertschy R.** 1958. Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson (Kt. Waadt). Eclogae geol. Helv., 51 : 217-263.
- **Bint AN.** 1986. Fossil Ceratiaceae : a restudy and new taxa from the mid-Cretaceous of the Western Interior, U.S.A. Palynology, 10 : 135-180.
- **Blondel T.** 1984. Etude tectonique de la partie septentrionale de la montagne du Vuache (Haute-Savoie, France). Dipl., Univ. Genève, 2e part. : 115 pp (inédit).
- **Blondel T.** 1990. Lithostratigraphie synthétique du Jurassique et du Crétacé inférieur de la partie septentrionale du Vuache (Jura méridional, Haute-Savoie, France). Arch. Sci. Genève, 43 : 175-191.
- **Bohacs KM, Lazar OR, Demko TM.** 2014. Parasequence types in shelfal mudstone strata – Quantitative observations of lithofacies and stacking patterns, a conceptual link to modern depositional regimes. Geology, 42 : 131-134.
- **Bulot LG.** 1995. Les formations à ammonites du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France (Berriasien à Hauterivien) : biostratigraphie, paléontologie et cycles sédimentaires. Thèse, Mus. nat. Hist. nat., Paris : 398 pp (inédit).
- **Burger D.** 1980. Early Cretaceous (Neocomian) microplankton from the Carpentaria Basin, northern Queensland. Alcheringa, 4 : 263-279.
- **Busnardo R.** 1984. Crétacé inférieur : échelles biostratigraphiques. In : Debrand Passard S et al. (eds.) : Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 125 : 291-294.
- **Busnardo R, Enay R, Pitre B.** 1966. L'Hauterivien inférieur et ses ammonites près de Hauteville (Ain). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon (n.s.), 13 : 229-241.
- **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.
- **Catuneanu O, Abreu V, Bhattacharya JP, Blum MD, Dalrymple RW, Eriksson PG, Fielding CR, Fisher WL, Galloway WE, Gibling MR, Giles KA, Holbrook JM, Jordan R, Kendall CGStC, Macurda B, Martinsen OJ, Miall AD, Neal JE, Nummedal D, Pomar L, Posamentier HW, Pratt BR, Sarg JF, Shanley KW, Steel RJ, Strasser A, Tucker ME, Winker C.** 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Rev., 92 : 1-33.
- **Catuneanu O, Galloway WE, Kendall GStC, Miall AD, Posamentier HW, Strasser A, Tucker M.** 2011. Sequence stratigraphy : methodology and nomenclature. Newsl. Stratigr., 44 : 173-245.
- **Chamley H.** 1989. Clay Sedimentology. Springer-Verlag : 623 pp.
- **Charollais J, Amato E, Desjaques P, Gischig F.** 1982. Analyse lithologique des forages du CERN. Rapports inédits, Arch. CERN, Genève.
- **Charollais J, Brönnimann P, Zaninetti L.** 1966. Troisième note sur les foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Remarques stratigraphiques et description de *Pseudotextulariella salevensis,* n.sp. ; *Haplophragmoides joukowskyi*, n.sp. ; *Citaella? favrei*, n.sp. Arch. Sci. Genève, 19 : 23-48.
- **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.
- **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. Univ. Coimbra : 197-207.
- **Charollais J, Clavel B, Busnardo R, Maurice B.** 1989. L'Hauterivien du Jura du bassin genevois. Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 11 : 49-72.
- **Charollais J, Clavel B, Desjaques P, Kunzle A, Maurice B.** 1978-1980. Relevés géologiques des terrains d'âge crétacé inférieur des galeries du tunnel autoroutier du Vuache. Mus. Hist. nat. Genève (inédit).
- **Charollais J, Clavel B, Granier B, Busnardo R, Conrad MA.** 2013. Discussion of the paper by Godet et al. 2011, entitled "Reconciling strontium-isotope and K-Ar ages with biostratigraphy : the case of the Urgonian platform, Early Cretaceous of the Jura Mountains, Western Switzerland" (Swiss Journal of Geosciences,104, 147-160). Swiss J. Geosci., 106 : 559-567.

Charollais J, Clavel B, Schroeder R, Busnardo R, Cherchi A, Massera M, Müller A, Orsat V, Zaninetti L. 2001. Installation et évolution de la plate-forme urgonienne du Jura aux chaînes subalpines septentrionales (Bornes, Bauges, Chartreuse). Suisse, France. Arch. Sci. Genève, 54 : 139-169.

Charollais J, Davaud E, Jamet M. 1996. Evolution du bord oriental de la plate-forme jurassienne entre le Jurassique supérieur et l'Oligocène : modèle basé sur trois forages pétroliers (Haute-Savoie). Géologie France, 1 : 25-42.

Charollais J, Jamet M. 1990. Principaux résultats géologiques du forage Brizon 1 (BZN 1). Haute-Savoie, France. Mém. Soc. géol. France (n.s.), 156 : 185-202.

Charollais J, Plancherel R, Monjuvent G, Debelmas J. 1998. Notice explicative de la Feuille Annemasse à 1/50 000. BRGM, Orléans : 130 pp.

Charollais J, Weidmann M, Berger JP, Engesser B, Hotellier J-F, Gorin G, Reichenbacher B, Schäfer P. 2007. La Molasse du bassin franco-genevois et son substratum. Arch. Sci. Genève, 60 : 59-174.

Clavel B. 1989. Echinides du Crétacé inférieur jurassien : stratigraphie, paléoécologie, paléontologie. Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 11 : 149-182.

Clavel B, Busnardo R, Charollais J, Conrad M, Granier B. 2010a. 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 Géol., CG 2010 A06, Madrid : 53 pp.

Clavel B, Busnardo R, Charollais J, Conrad M, Granier B. 2010b : Updated Orbitolinid stratigraphy and its correlation with the standard ammonite zones in Late Hauterivian – Early Aptian times. STRATI 2010, 4e Congr. franç. Stratigr. (Paris, 30 août-2 sept.), Résumés : 64.

Clavel B, Charollais J. 1989. Biostratigraphie de l'Hauterivien du Jura méridional. Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 11 : 291-298.

Clavel B, Charollais J, Busnardo R, Granier B, Conrad M, Desjaques P, Metzger J. 2014. La plate-forme carbonatée urgonienne (Hauterivien supérieur – Aptien inférieur) dans le Sud-Est de la France et la Suisse : synthèse. Arch. Sci. Genève, 67 : 1-97.

Clavel B, Charollais J, Conrad M, Jan du Chêne R, Busnardo R, Gardin S, Erba E, Schroeder R, Cherchi A, Decrouez 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.

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.

Clavel B, Conrad MA, Busnardo R, Charollais J, Granier B. 2013. Mapping the rise and demise of Urgonian platforms (Late Hauterivian – Early Aptian) in southeastern France and the Swiss Jura. Cretaceous Res., 39 : 29-46.

Cobianchi M, Luciani V, Menegatti A. 1999. The Selli Level of the Gargano Promontory, Apulia, southern Italy : foraminiferal and calcareous nannofossil data. Cretaceous Res., 20 : 255-269.

Conrad, MA, Masse J-P. 1989. Corrélation des séries carbonatées de l'Hauterivien et du Barrémien pro parte dans le nordouest vaudois (Suisse). Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 11 : 307-322.

Costa LI, Davey RJ. 1992. Dinoflagellate cysts of the Cretaceous System. In : Powell AJ (ed.) : A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. British Micropal. Soc. Publ. Ser., Chapman & Hall : 99-154.

Custer, W. 1928. Etude géologique du pied du Jura vaudois. Mat. Carte géol. Suisse (n.s.), 59 : 1-72.

Davey RJ. 1979. The stratigraphic distribution of dinocysts in the Portlandian (latest Jurassic) to Barremian (Early Cretaceous) of northwest Europe. A.A.S.P. Contr. Ser., 5B : 48-81.

Deriaz P-C, Hotellier J-F. 1980 et suivantes. Nombreux rapports inédits concernant les sondages et divers travaux souterrains du CERN. Arch. géol. géotech. CERN et Bureau Dériaz, Genève.

Desor E, Gressly A. 1859. Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois. Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 4 : 1-159.

Donzeau M, Wernli R, Charollais J. 1998. Interprétation nouvelle de la géométrie de l'accident du Vuache dans le Jura méridional : le relais de failles transpressif sénestre Léaz-Champfromier (Ain). Géol. France, 2 : 25-45.

Donzeau M, Wernli R, Charollais J, Monjuvent G. 1997. Carte géologique de France (1/50 000), feuille Saint-Julien-en-Genevois (653). BRGM, Orléans.

Ducloz C. 1980. Observations géologiques aux sources de l'Allondon (Ain, France). C. R. Séanc. Soc. Phys. Hist. nat., Genève (n.s.), 15 : 167-178.

Duxbury S. 1977. A palynostratigraphy of the Berriasian to Barremian of the Speeton Clay of Speeton, England. Palaeontographica B, 160 : 17-67.

Duxbury S. 1979. Three new genera of dinoflagellate cysts from the Speeton Clay (Early Cretaceous) of Speeton, England. Micropaleontology, 25 : 198-205.

Duxbury S. 1980. Barremian phytoplankton from Speeton East Yorkshire. Palaeontographica B, 173 : 85-165.

Duxbury S. 2001. A palynological zonation scheme for the Lower Cretaceous – United Kingdom sector, central North Sea. N. Jahrb. Geol. Pal. Abh., 219 : 95-137.

Enay R. 1966. L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. Etude stratigraphique. Nouv. Arch. Mus. Hist. nat., Lyon, VIII, 2 t., 624 pp.

ESSO-REP. 1970. Rapport de fin de sondage du forage d'exploration Faucigny 1 (FAY 1). Inédit.

ESSO-REP. 1975. Rapport de fin de sondage du forage d'exploration La Tailla 1 (L Ta 1). Inédit.

Fauconnier D. 1989. Palynologie du stratotype historique de l'Hauterivien. Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 11 : 233-255.

- **Fischer M, Luterbacher H.** 1963. Das Mesozoikum der Bohrungen Courtion 1 (Kt. Fribourg) und Altishofen 1 (Kt. Luzern). Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.), 115 : 42 pp.
- **Gindraux G, Kübler B.** 1989. Analyse minéralogique de quatre coupes de l'Hauterivien de la région neuchâteloise. Exemple de l'analyse multivariée au service de la lithostratigraphie. Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 11 : 81-100.
- **Godet A.** 2006. The evolution of the Urgonian platform in the western Swiss Jura realm and its interactions with palaeoclimatic and palaeoceanographic change along the northern Tethyan margin (Hautervian - earliest Aptian). PhD thesis, Univ. Neuchâtel : 405 pp.
- **Godet A, Bodin S, Adatte T, Föllmi KB.** 2008. Platform-induced clay-mineral fractionation along a northern Tethyan basin-platform transect : implications for the interpretation of Early Cretaceous climate change (Late Hauterivian - Early Aptian). Cretaceous Res., 29 : 830-847.
- **Godet A, Föllmi KB, Stille P, Bodin S, Matera V, Adatte T.** 2011. Reconciling strontium-isotope and K-Ar ages with biostratigraphy : the case of the Urgonian platform, Early Cretaceous of the Jura Mountains, Western Switzerland. Swiss J. Geosci., 104 : 147-160.
- **Gonzalez R, Eberli GP.** 1997. Sediment transport and bedforms in a carbonate tidal inlet ; Lee Stocking Island, Exumas, Bahamas. Sedimentology, 44 : 1015-1030.
- **Granier B, Clavel B, Charollais J, Weidmann M.** 2014. Latest Jurassic - Early Cretaceous dasycladalean algae (Chlorophyta) from the Morand drilling at Montricher (Canton de Vaud, Switzerland). Acta Paleont. Romaniae, 10 : 25-38.
- **Grundman G.** 2007. Etude sédimentologique et stratigraphique de la carrière d'Eclépens (Vaud, Suisse). Crétacé inférieur. MSc thesis, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris : 46 pp.
- **Guillaume S.** 1966. Le Crétacé du Jura français. Bull. BRGM, 1, 2, 3, 5 : 297 pp.
- **Guillemin M.** 1983. Rapport de fin de sondages Gex CD 01 à 07 (Géologie). Permis de Clairvaux-Gex. Rapport inédit, Soc. franç. d'explor. BP, Paris.
- **Häfeli C.** 1966. Die Jura/Kreide- Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt Bern). Eclogae geol. Helv., 59 : 565-695, Basel.
- **Harding IC.** 1986. An early Cretaceous dinocyst assemblage from the Wealden of southern England. In : Batten DJ, Briggs DEG (eds.), Studies in Palaeobotany and Palynology in Honour of N.F. Hughes, Spec. Pap. Pal., 35 : 95-109.
- **Helby R.** 1987. *Muderongia* and related dinoflagellates of the latest Jurassic to Early Cretaceous of Australasia. In : Jell PA (ed.), Studies in Australian Mesozoic palynology. Mem. Assoc. Australasian Pal., 4 : 297-336.
- **Hine AC, Wilber RJ, Bane JM, Neumann AC, Lorenson KR.** 1981. Offbank transport of carbonate sands along open, leeward margins ; Northern Bahamas. Marine Geol., 42 : 327-348.
- **Jaccard A.** 1869. Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. Mat. Carte géol. Suisse, 6 : 1-340.
- **Jan du Chêne R, Monteil E, Charollais J, Granier B, Clavel B, Weidmann M.** 2015. Etude palynologique du sondage du Morand (commune de Montricher, canton de Vaud, Suisse). Lithologie, inventaire paléontologique et biostratigraphie du Crétacé inférieur du Jura vaudois. Arch. Sci. Genève, 68 : 117-162.
- **Jenny J, Burri J-P, Muralt R, Pugin A, Schegg R, Ungemach P, Vuataz F, Wernli R.** 1995. Le forage géothermique de Thônex (canton de Genève) : aspects stratigraphiques, tectoniques, diagénétiques, géophysiques et hydrogéologiques. Eclogae geol. Helv., 88 : 365-396.
- **Jones RW, Wonders AAH.** 1992. Benthic foraminifers and paleobathymetry of Barrow group (Berriasian-Valanginian) deltaic sequences, sites 762 and 763, northwest shelf, Australia. Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Res., 122 : 557-568.
- **Jordi HA.** 1955. Geologie der Umgebung von Yverdon (Jurafuss und mitelländische Molasse). Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.), 99 : 84 pp.
- **Joukowsky E, Favre J.** 1913. Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie, France). Mém. Soc. Phys. Hist. nat., Genève, 37/4 : 295-523.
- **Krummenacher R.** 1971. Géologie du Bassin de la Valserine (Ain, France). Thèse 1544, Univ. Genève : 20 pp.
- Leereveld H. 1995. Dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous Río Argos succession (SE Spain). Lab. Palaeobot. Palyn. Contr. Ser., 2 : 1-175.
- **Leereveld H.** 1997. Hauterivian-Barremian (Lower Cretaceous) dinoflagellate cyst stratigraphy of the western Mediterranean. Cretaceous Res., 18 : 421-456.
- **Loeblich AR, Tappan H.** 1964. Sarcodina. Chiefly « thecamoebians » and foraminiferida. pp. C2-C54. In : Moore, RC (ed.) : Treatise on Invertebrate Paleontology C(2), 1. Geol. Soc. Amer. Univ. Kansas Press, Lawrence, Kansas.
- **Londeix L.** 1990. La distribution des kystes de dinoflagellés dans les sédiments hémipélagiques (Ardèche) et pélagiques (Arc de Castellane, S.E. de la France) en domaine vocontien, du Valanginien terminal au Barrémien inférieur. Biostratigraphie et relation avec la stratigraphie séquentielle. Thèse 478, Univ. Bordeaux, I : 324 pp. ; II : 279 pp.
- **Loriol (de) P.** 1863. Description des animaux invertébrés fossiles contenus dans l'étage néocomien moyen du Mont-Salève. Georg éd., Genève : 214 pp.
- **Loriol (de) P.** 1873. Echinologie helvétique. Description des échinides des terrains crétacés de la Suisse. Mat. Pal. Suisse, 6 : 1 -144.
- **Manivit H.** 1989. Nannoplancton de l'Hauterivien marneux du Jura. Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 11 : 223-231.
- **Marcou J.** 1859. Sur le Néocomien dans le Jura et son rôle dans la série stratigraphique. Arch. Sci. phys. nat., Genève, (n. pér. 2), 4, 42-66 : 113-154.
- **Mastrangelo B.** 2009. Carte géologique du Vuache 1/25 000. In : Bordon J, Charollais J. Le Vuache, montagne insolite. Ed. SIPCV, Vulbens : 69 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., 106 : 253-263.

Meisterfeld R, Mitchell E. 2008. Nebela Leidy 1874. Version 02 September 2008 (under construction). http://tolweb.org/Nebela/124530/2008.09.02 in The Tree of Life Web Project, http://tolweb.org/

Middlemiss FA. 1989. The distribution of *Terebratulidae* in the Hauterivian of the Jura region. Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 11 : 183-186.

Mojon PO, Musolino A, Bucher S, Claude B. 2013. New data on the Valanginian - Hauterivian ammonites from the stratotypical area of Neuchâtel (Swiss Jura Mountains) : biostratigraphic implications. Carnets Géol., 2013 : 237-254.

Monteil E. 1985. Les dinokystes du Valanginien du Bassin du Sud-Est (Ardèche, France). Thèse Doct. 3ème Cycle, Mém. Sci. Terre, Univ. Paris VI, 85-46 : 314 pp.

Monteil E. 1986. Etude palynologique d'affleurements types du Crétacé inférieur de Suisse romande et du Sud-Est de la France. Rapport d'entreprise, inédit.

Monteil E. 1991. Morphology and systematics of the ceratioid group : a new morphographic approach. Revision and emendation of the genus *Muderongia* Cookson & Eisenack 1958. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 15/2 : 461-505.

Monteil E. 1992. Kystes de dinoflagellés index (Tithonique-Valanginien) du Sud-Est de la France. Proposition d'une nouvelle zonation palynologique. Rev. Paléobiologie, Genève, 11 : 299-306.

Monteil E. 1993. Dinoflagellate cyst biozonation of the Tithonian and Berriasian of South-East France. Correlation with the sequence stratigraphy. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 17/1 : 249-273.

Montmollin (de) A. 1833. Sur les couches adossées au Jura. Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 1 : 25.

Montoro Girona M, Navarro L, Morin H. 2018. Secret hidden in the sediments : lepidoptera scales. Front. Ecol. Evol. : https://doi.org/10.3389/fevo.2018.00002.

Mouty M. 1966. Le Néocomien dans le Jura méridional. Thèse 1369, Univ. Genève, 256 pp.

Mutterlose J, Bodin S, Fähnrich L. 2014. Strontium-isotope stratigraphy of the Early Cretaceous (Valanginian-Barremian) : implications for Boreal-Tethys correlation and palaeoclimate. Cretaceous Res., 50 : 252-263.

Nolthenius T. 1921. Etude géologique des environs de Vallorbe. Mat. Carte géol. Suisse (n.s.), 48 : 1-119.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature 1961. Code of stratigraphic somenclature. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 45/5.

Oertli H-J. 1989. Ostracoda from the historical type region of the Hauterivian stage in the Jura Mountains (Switzerland, France). Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 11 : 205-222.

Orbigny (d') A. 1853-1860. Paléontologie française - Terrain crétacé, échinidés irréguliers. Masson, Paris, 6 : 1-597.

Persoz F. 1982. Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. Mat. Carte géol. Suisse (n.s.), 155 : 1-52.

Pictet A, Delamette M, Matrion B. 2016. The Perte-du-Rhône Formation, a new Cretaceous (Aptian – Cenomanian) lithostratigraphic unit in the Jura mountains (France and Switerland). Swiss J. Geosci., 109 : 221-240.

P.I.G.C. 262. 1993. Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region : basis for the stratigraphic correlations within IGCP-Project 262. Rev. españ. Pal., 8 : 117-120.

Pourtoy D. 1989. Les kystes de dinoflagellés du Crétacé inférieur de la Veveyse de Châtel-St.-Denis (Suisse) : Biostratigraphie et stratigraphie séquentielle. Thèse 2245, Univ. Bordeaux, I : 168 pp., II : 214 pp.

Rankey EC. 2014. Contrasts between wave- and tide-dominated oolitic systems : Holocene of Crooked-Acklins Platform, southern Bahamas. Facies, 60 : 405-428.

Raynaud JF. 1978. Principaux dinoflagellés caractéristiques du Jurassique supérieur d'Europe du nord. Palinología, núm. extraord., 1 : 387-405.

Reboulet S. 2015. Le Valanginien-Hauterivien inférieur du SE de la France. Livret-guide des excursions du Groupe français du Crétacé : 74 pp.

Reboulet S. 2017. The Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSP) of the Hauterivian : La Charce section (Drôme, France, Vocontian Basin). In : Granier, B. (ed.) : Some key Lower Cretaceous sites in Drôme (SE France). Carnets Géol., 2017 : 43-47.

Reboulet S, Szives O, Aguirre-Urreta B, Barragán R, Company M, Idakieva V, Ivanov M, Kakabadze MV, Moreno-Bedmar JA, Sandoval J, Baraboshkin EJ, Çaglar MK, Fözy I, González-Arreola C, Kenjo S, Lukeneder A, Raisossadat SN, Rawson PF, Tavera JM. 2014. Report on the 5th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Ankara, Turkey, 31st August 2013). Cretaceous Res., 50 : 126-137.

Remane J, Adatte T, Berger J-P, Burkhalter R, Dall'Agnolo S, Decrouez D, Fischer H, Funk H, Furrer H, Graf H-R, Gouffon Y, Heckendorn W, Winkler W. 2005. Guidelines for stratigraphic nomenclature. Eclogae geol. Helv., 98 : 385-405.

Remane J, Busnardo R, Charollais J, Clavel B, Thieuloy J-P. 1989. Description de profils dans l'Hauterivien de la région neuchâteloise, du Mont-de-Chamblon et des environs de Sainte-Croix (cantons de Neuchâtel et de Vaud, Suisse). Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 11 : 19-48.

Ruchet H. 2005. Micropaléontologie des Formations de Vions, Chambotte et Calcaires roux (Berriasien supérieur – Valanginien) dans trois forages du CERN près de Genève. Diplôme, Dépt. Géol. Pal., Univ. Genève : 103 pp.

Rumley G. 1993. Sédimentologie, minéralogie et stratigraphie de l'Hauterivien dans le Jura neuchâtelois et vaudois (Suisse). Thèse, Univ. Neuchâtel : 205 pp.

Salvador A. 1994. International Stratigraphic Guide: a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure (second edition). International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS, International Commission on Stratigraphy: 214 pp.
Schardt H. 1891. Contributions à la géologie du Jura. III. Etudes géologiques sur l'extrémité méridional de la chaîne du Jura (chaîne du Reculet et du Vuache). Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 27/103: 69-158.
Siemensma FJ. 2017. Microworld, world of amoeboid organisms. World-wide electronic publication, Kortenhoef, the Netherlands. https://www.arcella.nl.
Soliman A, Feist-Burkhardt S, Harzhauser M, Kern AK, Piller WE. 2013. *Mendicodinium mataschenensis*: a new endemic dinoflagellate cyst from the Late Miocene (Tortonian) of Lake Pannon (Austria). Palynology, 37: 35-47.
Steinhauser N, Charollais J. 1971. Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du « Valanginien » de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. Geobios, 4: 7-59.
Steinhauser N, Lombard A. 1969. Définitions de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). C. R. Séanc. Soc. Phys. Hist. nat., Genève (n.s.), 4: 100-113.
Stover LE, Brinkhuis H, Damassa SP, de Verteuil L, Helby RJ, Monteil E, Partridge AD, Powell AJ, Riding JB, Smelror M, Williams GL. 1996. Chapter 19. Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchsand, prasinophytes. In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (eds): Palynology: principles and applications. Amer. Assoc. Strat. Palynol. Found., 2: 641-750.
Strasky S, Morard A, Möri A. 2016. Harmonising the lithostratigraphic nomenclature: towards a uniform geological dataset of Switzerland. Swiss J. Geosci., 109: 123-136.
Strasser A. 1991. Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A. (eds.): Cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, 709-721.
Strasser A, Charollais J, Conrad MA, Clavel B, Pictet A, Mastrangelo B. 2016. The Cretaceous of the Swiss Jura Mountains: an improved lithostratigraphic scheme. Swiss J. Geosci., 109: 201-220.
Strasser A, Pittet B, Hillgärtner H, Pasquier JB. 1999. Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. Sedim. Geol., 128: 201-221.
Thieuloy JP, Fuhr M, Bulot L. 1990. Biostratigraphie du Crétacé inférieur de l'Arc de Castellane (SE de la France). I: Faunes d'ammonites du Valanginien supérieur et âge de l'horizon dit de la « Grande Lumachelle ». Géol. Méditer., 17: 55-99.
Vail PR, Audemard., Bowen SA, Eisner PN, 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 in stratigraphy. Springer-Verlag: 617-659.
Val J, Bádenas B, Aurell M, Rosales I. 2017. Cyclostratigraphy and chemostratigraphy of a bioclastic storm-dominated carbonate ramp (late Pliensbachian, Iberian Basin). Sedim. Geol., 355: 93-113.
Van Eldijk TJB, Wappler T, Strother PK, van der Weijst CMH, Rajaei H, Visscher H, van de Schootbrugge B. 2018. A Triassic-Jurassic window into the evolution of Lepidoptera. Sci. Adv. 2018, 4: advances.sciencemag.org/content/4/1/e1701568/tab-pdf.
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 3e cycle, Univ. Grenoble: 293 pp.
Waggoner BM. 1996. Bacteria and protists from Middle Cretaceous amber of Ellsworth County, Kansas. PaleoBios, 17(1): 20-26.
Walter B. 1972. Les bryozoaires néocomiens du Jura suisse et français. Geobios, 5: 277-354.
Walter B. 1985. Les « Mésentéripores » (Bryozoaires cyclostomes) du Néocomien du Jura suisse et français. Geobios, 18: 5-27.
Walter B. 1989. Au Valanginien supérieur, une crise de la faune de Bryozoaires: indication d'un important refroidissement dans le Jura. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 74: 225-263.
Wernli R, Jenny J. 1995. Stratigraphie. In: Jenny J, Burri J-P, Muralt R, Pugin A, Schegg R, Ungemach P, Vuataz F, Wernli R. Le forage géothermique de Thônex (canton de Genève) Eclogae geol. Helv., 88: 365-396.
Zalasiewicz J, Cita MB, Hilgen F, Pratt BR, Strasser A, Thierry J, Weissert H. (2013): Chronostratigraphy and geochronology: A proposed realignement. GSA Today, 23: 4-8.
Zecchin M, Catuneanu O. 2017. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves VI: mixed siliciclastic-carbonate systems. Marine Petrol. Geol., 88: 712-723.

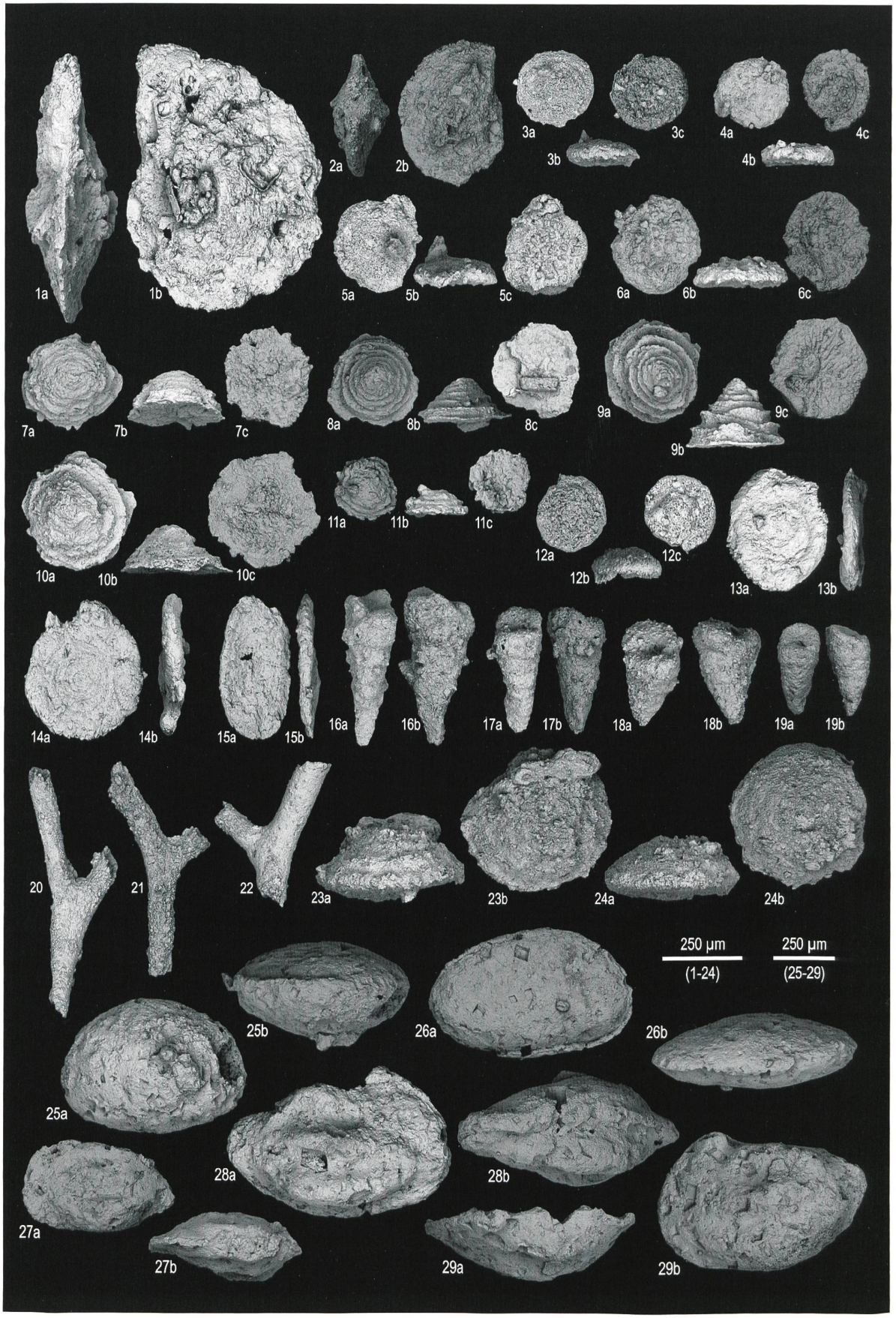

1a
1b
2a
2b
3a
3b
3c
4a
4b
4c
5a
5b
5c
6a
6b
6c
7a
7b
7c
8a
8b
8c
9a
9b
9c
10a
10b
10c
11a
11b
11c
12a
12b
12c
13a
13b
14a
14b
15a
15b
16a
16b
17a
17b
18a
18b
19a
19b
20
21
22
23a
23b
24a
24b
250 µm
(1-24)
250 µm
(25-29)
25a
25b
26a
26b
27a
27b
28a
28b
29a
29b

Planche 1 : Résidus de lavage du Membre d'Hauterive de la coupe-type du Grand Essert – foraminifères (dét. A. Piuz) et ostracodes (dét. P.-O. Mojon).

Plate 1 : Washing residues of the Hauterive Member at the Grand Essert type-section – foraminifera and ostracodes (éch. = sample).

Fig. 1 : *Lenticulina* sp. A, éch. GE 6.
Fig. 2 : *Lenticulina* sp. B, éch. GE 6.
Figs 3, 5 : *Neotrocholina* cf. *infragranulata*, éch. GE 3.
Figs 4, 6 : *Neotrocholina infragranulata*, éch. GE 6.
Figs 7, 10 : *Patellina* cf. *feifeli*, éch. GE 6.
Fig. 8 : *Patellina* cf. *feifeli*, éch. GE 3.
Fig. 9 : *Patellina feifeli* , éch. GE 6.
Fig. 11 : *Patellina*?, éch. GE 3.
Fig. 12 : *Turrispirillina* cf. *subconica*, éch. GE 3.
Fig. 13 : *Spirillina* cf. *minima*, éch. GE 3.
Fig. 14 : *Spirillina* sp. A, éch. GE 3.
Fig. 15 : *Spirillina* sp. B, éch. GE 3.
Figs 16, 17 : *Praedorothia* cf. *kummi*, éch. GE 3.
Figs 18, 19 : *Praedorothia* cf. gr. *hechti – subtrochus*, éch. GE 3.
Figs 20, 21, 22 : cf. *Nothia* ex. gr. *excelsia*, éch. GE 3.
Figs 23, 24 : *Trocholina* spp., éch. GE 3.
Fig. 25 : *Schuleridea* cf. *thoerensis*, éch. GE 6.
Fig. 26 : *Cytherella*?, éch. GE 6.
Figs 27, 28 : *Protocythere triplicata*, éch. GE 6.
Fig. 29 : *Protocythere* cf. *triplicata*, éch. GE 6.

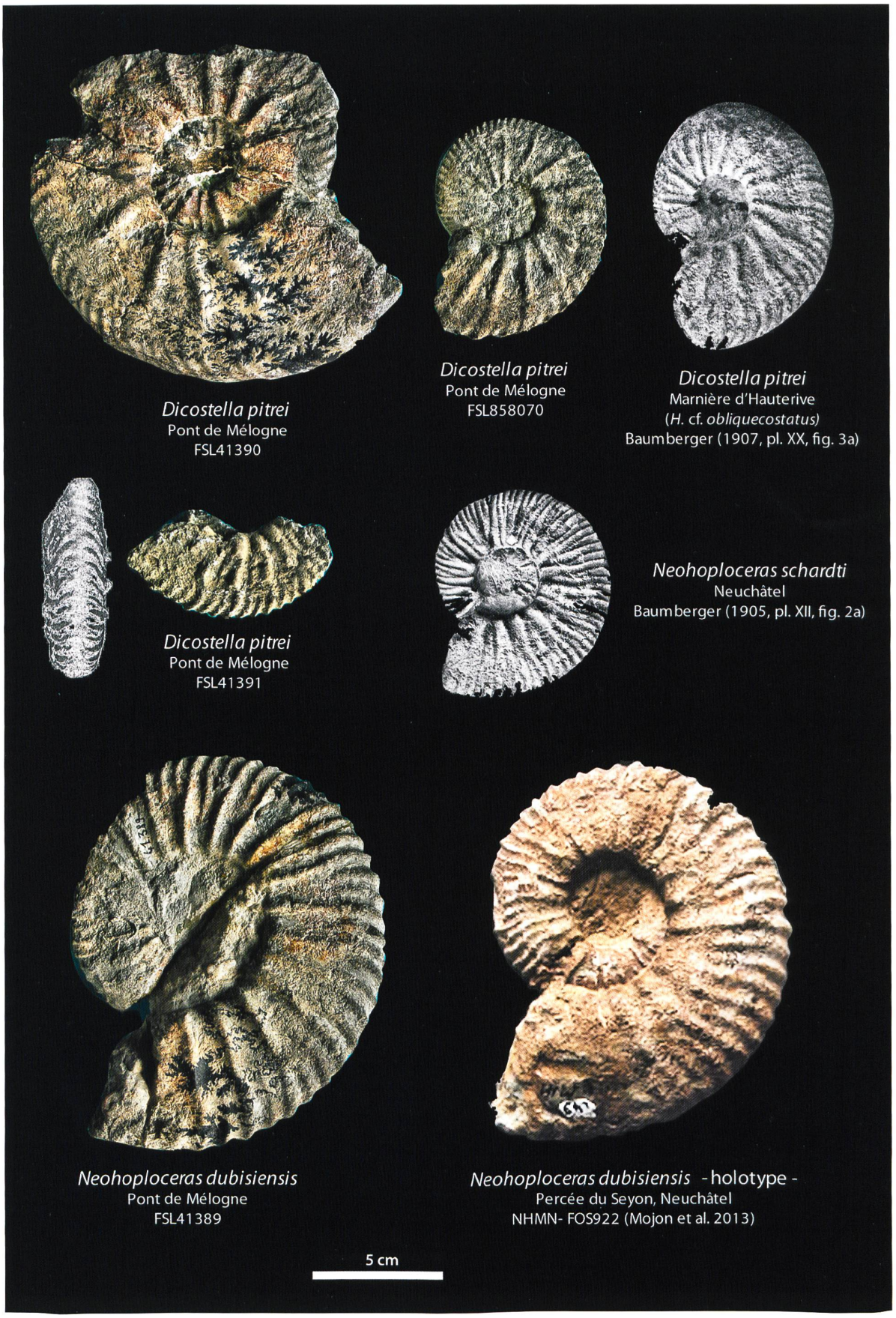

Dicostella pitrei
Pont de Mélogne
FSL41390
Dicostella pitrei
Pont de Mélogne
FSL858070
Dicostella pitrei
Marnière d'Hauterive
(*H. cf. obliquecostatus*)
Baumberger (1907, pl. XX, fig. 3a)
Dicostella pitrei
Pont de Mélogne
FSL41391
Neohoploceras schardti
Neuchâtel
Baumberger (1905, pl. XII, fig. 2a)
Neohoploceras dubisiensis
Pont de Mélogne
FSL41389
Neohoploceras dubisiensis - holotype -
Percée du Seyon, Neuchâtel
NHMN- FOS922 (Mojon et al. 2013)
5 cm

Planche 2: Ammonites caractéristiques de la partie valanginienne de la Formation du Grand Essert.
Plate 2: Ammonites typical of the Valanginian part of the Grand Essert Formation.

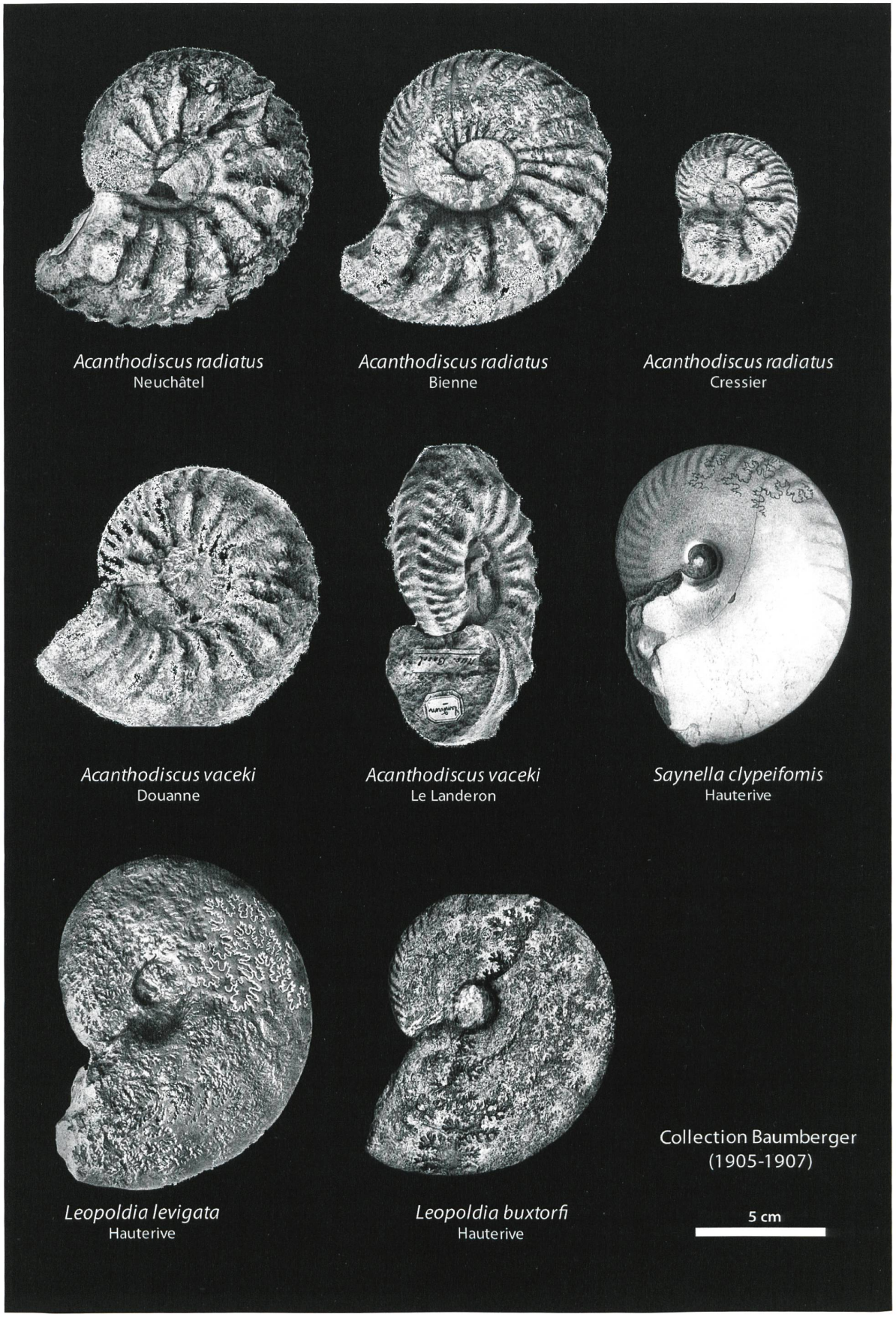

Acanthodiscus radiatus
Neuchâtel
Acanthodiscus radiatus
Bienne
Acanthodiscus radiatus
Cressier
Acanthodiscus vaceki
Douanne
Acanthodiscus vaceki
Le Landeron
Saynella clypeifomis
Hauterive
Leopoldia levigata
Hauterive
Leopoldia buxtorfi
Hauterive
Collection Baumberger
(1905-1907)
5 cm

Planche 3 : Ammonites caractéristiques de la partie hauterivienne de la Formation du Grand Essert (1).
Plate 3 : Ammonites typical of the Hauterivian part of the Grand Essert Formation (1).

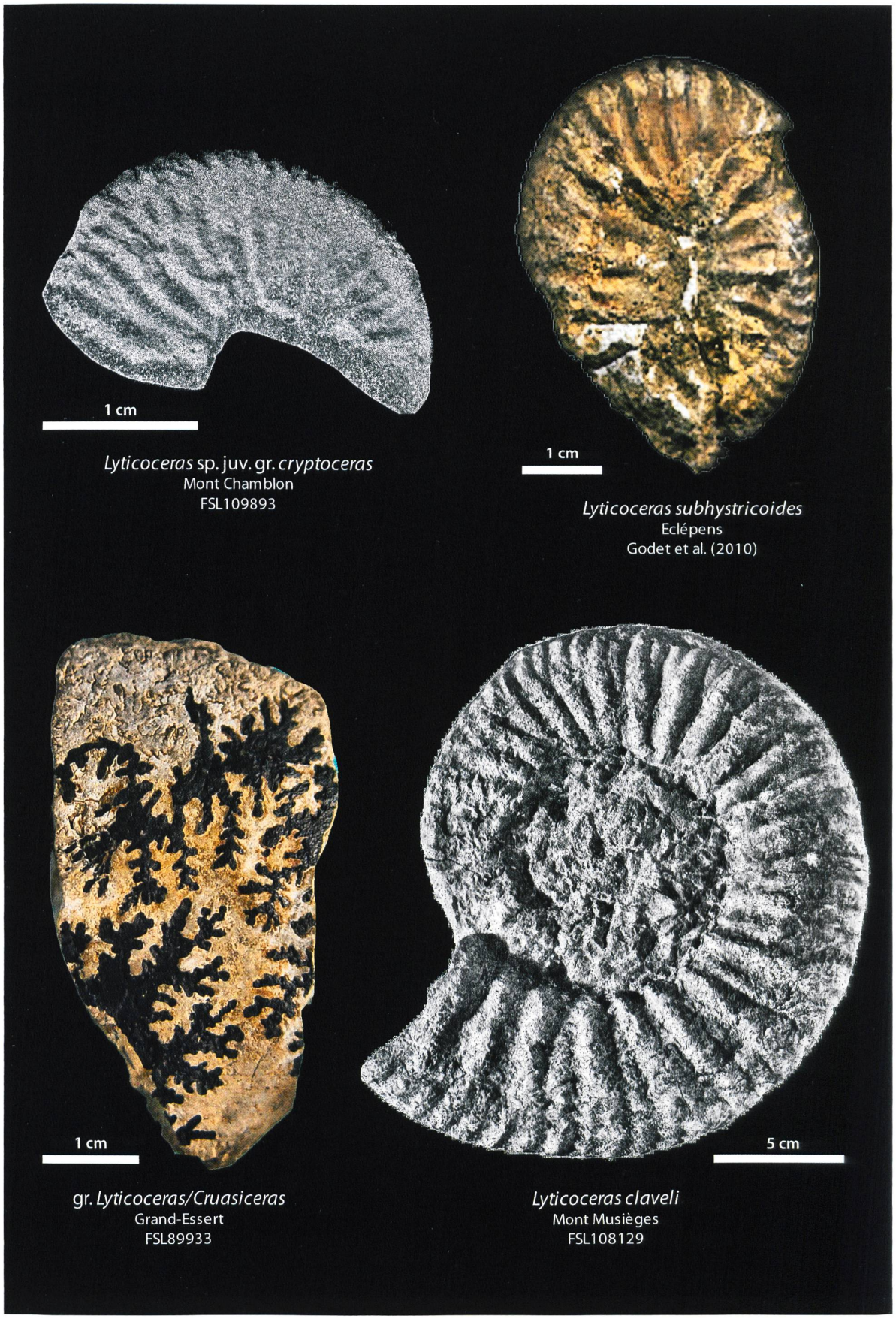

1 cm
Lyticoceras sp. juv. gr. *cryptoceras*
Mont Chamblon
FSL109893
1 cm
Lyticoceras subhystricoides
Eclépens
Godet et al. (2010)
1 cm
gr. *Lyticoceras/Cruasiceras*
Grand-Essert
FSL89933
5 cm
Lyticoceras claveli
Mont Musièges
FSL108129

Planche 4: Ammonites caractéristiques de la partie hauterivienne de la Formation du Grand Essert (2).
FSL: Faculté des Sciences Lyon.
Plate 4: Ammonites typical of the Hauterivian part of the Grand Essert Formation (2).

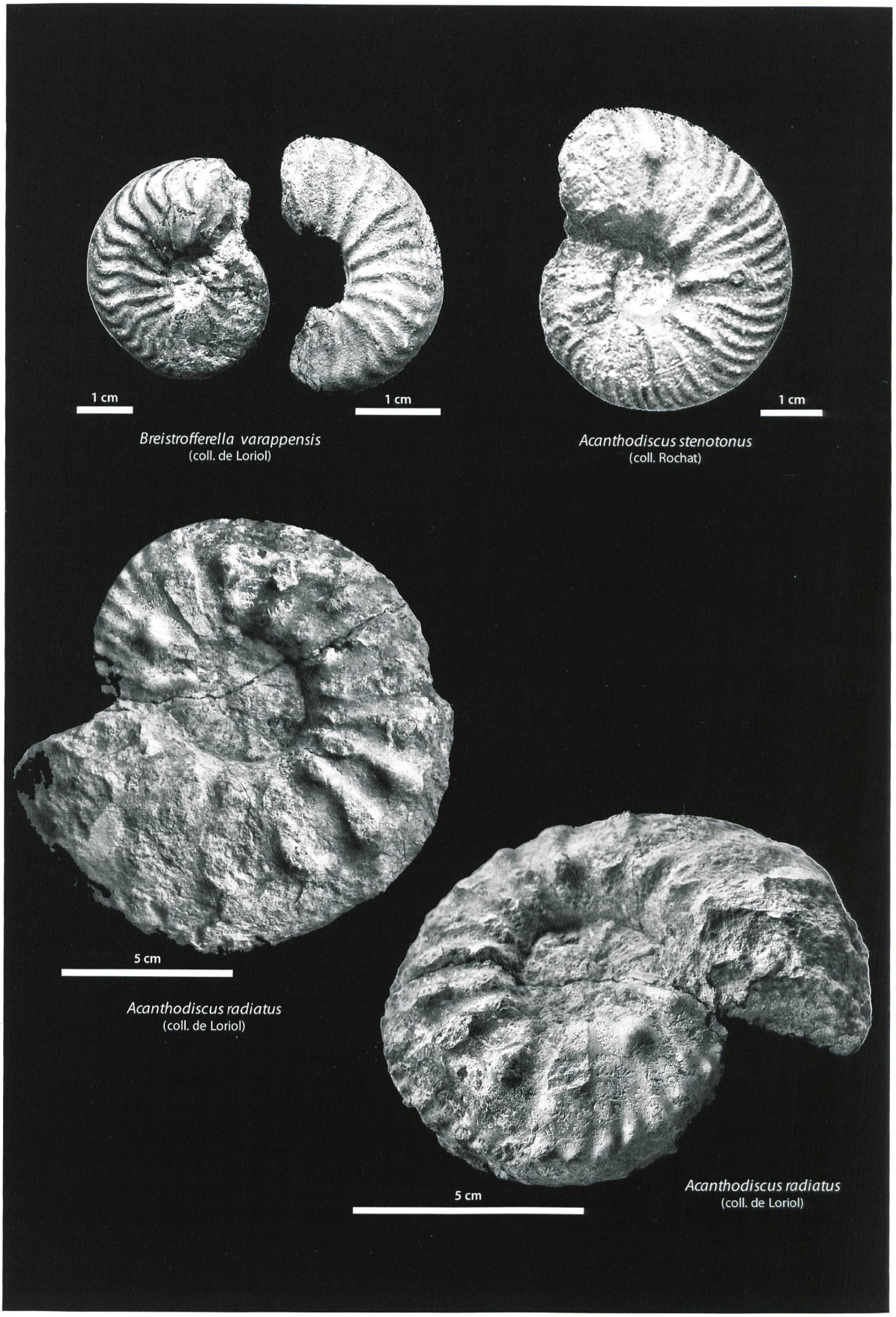

1 cm
1 cm
Breistrofferella varappensis
(coll. de Loriol)
1 cm
Acanthodiscus stenotonus
(coll. Rochat)
5 cm
Acanthodiscus radiatus
(coll. de Loriol)
5 cm
Acanthodiscus radiatus
(coll. de Loriol)

Planche 5 : Ammonites caractéristiques de la zone à Radiatus, Grande Varappe, Salève (Muséum d'Histoire naturelle de Genève) (1).
Plate 5 : Ammonites typical of the Radiatus zone, Grande Varappe, Salève (Natural History Museum, Geneva) (1).

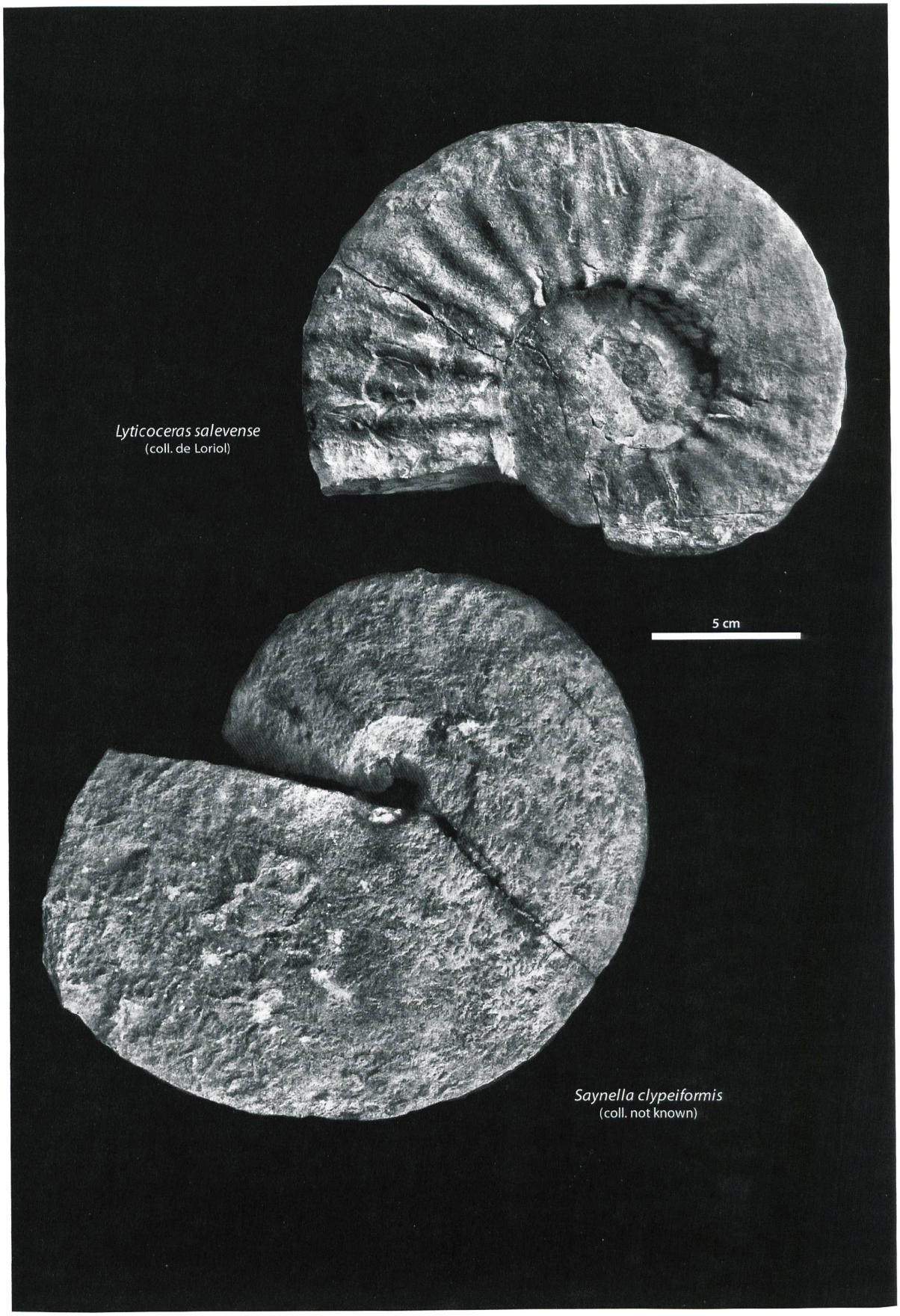
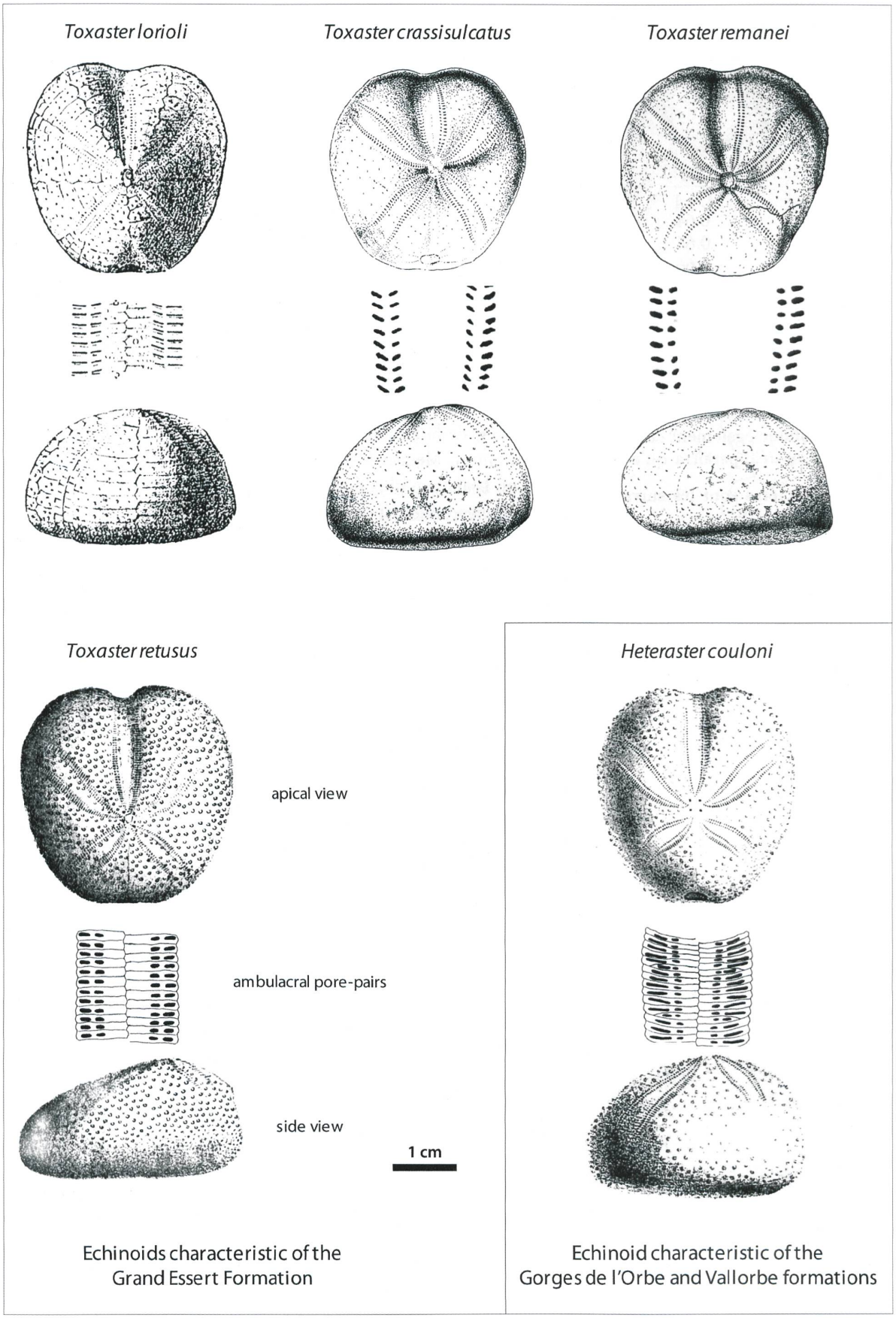

Lyticoceras salevense
(coll. de Loriol)
5 cm
Saynella clypeiformis
(coll. not known)

Planche 6: Ammonites caractéristiques de la zone à Nodosoplicatum, Grande Varappe, Salève (Muséum d'Histoire naturelle de Genève) (2).
Plate 6: Ammonites typical of the Nodosoplicatum zone, Grande Varappe, Salève (Natural History Museum, Geneva) (2).



Echinoids characteristic of the Grand Essert Formation

Echinoid characteristic of the Gorges de l'Orbe and Vallorbe formations

Planche 7: Echinides caractéristiques de la Formation du Grand Essert, et comparaison avec une espèce qui caractérise les formations des Gorges de l'Orbe et Vallorbe.

Plate 7: Echinoids typical of the Grand Essert Formation, and comparison with a species characterising the Gorges de l'Orbe and Vallorbe formations.

T. lorioli d'après de Loriol (1873), *T. crassisulcatus* et *T. remanei* d'après Clavel (1989), *T. retusus* et *H. couloni* d'après d'Orbigny (1853).

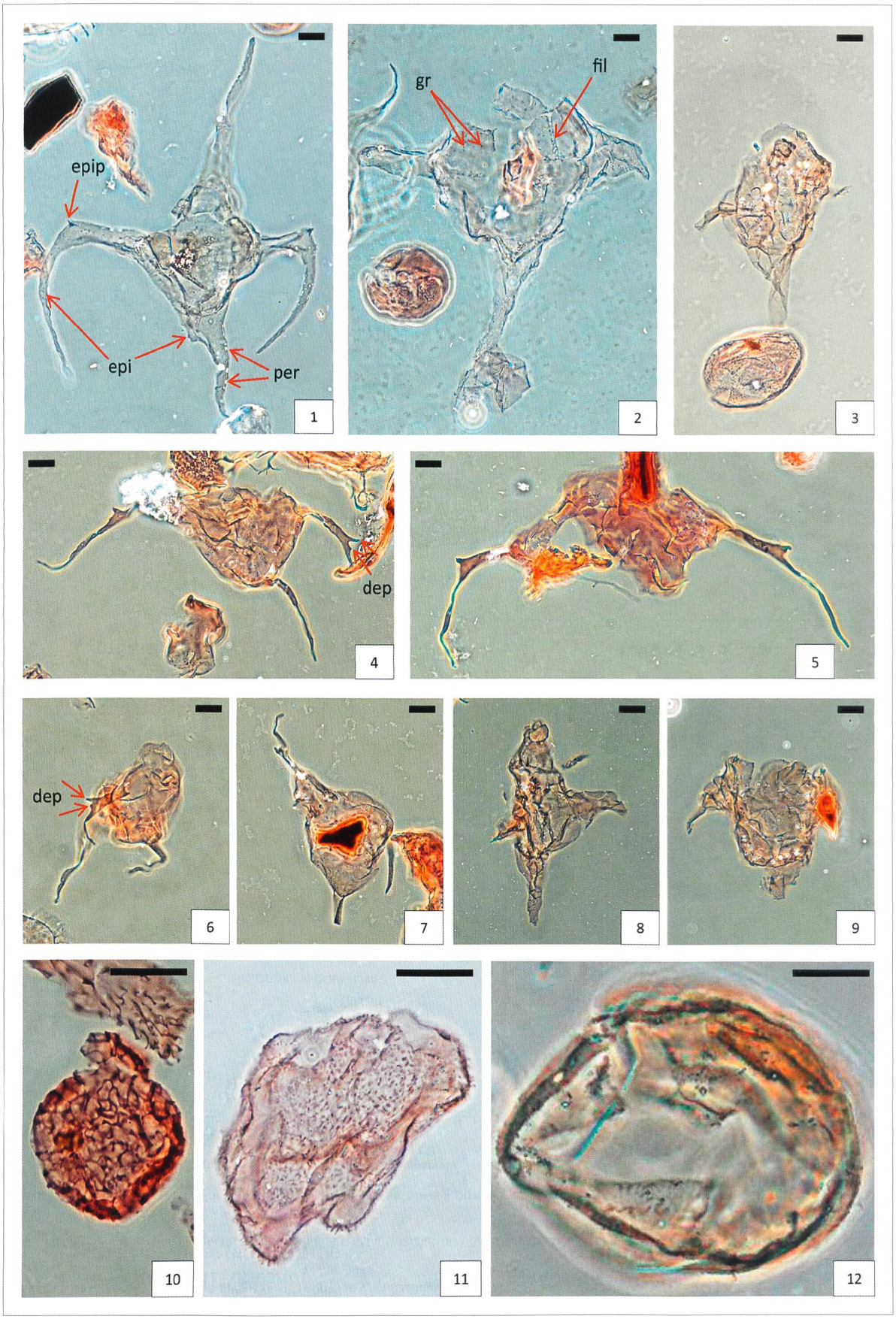

epip
epi
per
1
gr
fil
2
3
dep
4
5
dep
6
7
8
9
10
11
12

Planche 8: Dinokystes de la coupe-type de la Formation du Grand Essert. La barre d'échelle représente 10 µm. Tous les spécimens ont été photographiés en contraste de phase et repérés à l'aide d'une lame England Finder (EF).

Plate 8: Dinocysts of the type section of the Grand Essert Formation. The scale bar represents 10 µm. All specimens have been photographed in phase contrast and are localized with an England Finder slide (EF).

Fig. 1. *Muderongia mcwhaei* (0) forma C. Lame GE 1d (1), EF: L39/1-3. Partie basale de l'unité inférieure du Membre d'Hauterive, Valanginien terminal (zone à Furcillata). Notez l'absence d'indentation au niveau des cornes latérales, ainsi que la présence de nombreuses épines (epi) et perforations (per) sur le périphragme. La partie supérieure du paracingulum est marqué par de robustes épines au niveau des cornes latérales (epip).

Fig. 2. *Muderongia australis* (0). Lame GE 1d (1), EF: U38. Partie basale de l'unité inférieure du Membre d'Hauterive, Valanginien terminal (zone à Furcillata). Notez la présence de nombreux granules (gr) ornementant le périphragme ainsi que les filaments enchevêtrés connectant les plaques (fil).

Fig. 3. *Muderongia tomaszowensis* (0). Lame GE 16a (3), EF: T46/1. Partie basale des Marnes des Uttins, Hauterivien inférieur (partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum).

Fig. 4. *Muderongia crucis* (0) forma GE A. Lame GE 16a (3), EF: G55/1. Partie basale des Marnes des Uttins, Hauterivien inférieur (partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum). Notez le « double éperon » (dep) et la profonde indentation du paracingulum.

Fig. 5. *Muderongia crucis* (0) forma GE B. Lame GE 25 (2), EF: K55/1. Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni).

Fig. 6. *Muderongia crucis* (0) forma GE A. Lame GE 16a (3), EF: T56/2. Partie basale des Marnes des Uttins, Hauterivien inférieur (partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum). Notez le « double éperon » (dep) et la profonde indentation du paracingulum.

Fig. 7. *Muderongia crucis* (0) forma GE A. Lame GE 16a (3), EF: L62/3-4. Partie basale des Marnes des Uttins, Hauterivien inférieur (partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum).

Fig. 8. *Muderongia staurota* (0). Lame GE 17a (3), EF: L35/1. Partie sommitale des Marnes des Uttins, Hauterivien inférieur (partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum).

Fig. 9. *Muderongia staurota* (0). Lame GE 17a (3), EF: M42/1. Partie sommitale des Marnes des Uttins, Hauterivien inférieur (partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum).

Fig. 10. *Cassiculosphaeridia reticulata.* Lame GE 16a (3), EF: M38. Partie basale des Marnes des Uttins, Hauterivien inférieur (partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum).

Fig. 11. *Canninginopsis* sp. GE. Lame GE 16a (4), EF: S44. Partie basale des Marnes des Uttins, Hauterivien inférieur (partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum).

Fig. 12. *Exiguisphaera phragma.* Lame GE 3a (3), EF: E52/3-4. Partie inférieure de l'Unité inférieure du Membre d'Hauterive, marnes bleues, Valanginien terminal/Hauterivien basal (zone à Furcillata/Radiatus).

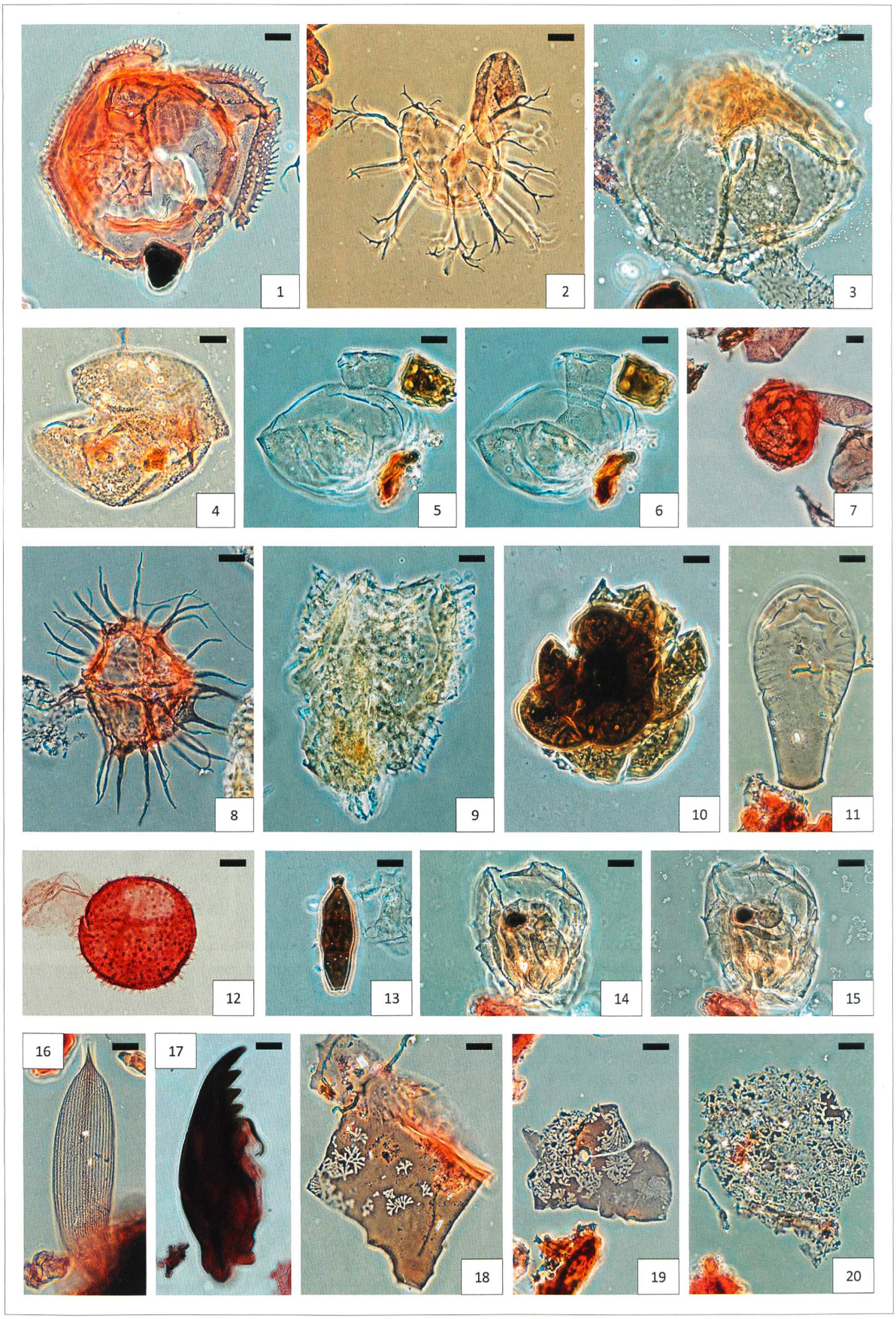

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

Planche 9: Dinokystes et débris organiques de la coupe-type de la Formation du Grand Essert. La barre d'échelle représente 10 µm. Tous les spécimens ont été photographiés en contraste de phase (exceptée la Fig. 12 qui est prise en lumière naturelle) et repérés à l'aide d'une lame England Finder (EF).

Plate 9: Dinocysts and organic debris of the type section of the Grand Essert Formation. The scale bar represents 10 µm. All specimens have been photographed in phase contrast (except for Fig. 12 that has been taken in natural light) and are localized with an England Finder slide (EF).

Fig. 1. *Rhynchodiniopsis fimbriata.* Lame GE 1d (1), EF: M26/1. Partie basale de l'unité inférieure du Membre d'Hauterive, Valanginien terminal (zone à Furcillata).

Fig. 2. *Surculosphaeridium longifurcatum.* Lame GE 1d (1), EF: T44/1-3. Partie basale de l'unité inférieure du Membre d'Hauterive, Valanginien terminal (zone à Furcillata).

Fig. 3. *Isthmocystis distincta.* Lame GE 3a (2), EF: H57/1-3. Partie inférieure de l'Unité inférieure du Membre d'Hauterive, marnes bleues, Valanginien terminal/Hauterivien basal (zone à Furcillata/Radiatus).

Fig. 4. *Mendicodinium reticulatum.* Lame GE 1b (1), EF: E 37/3. Partie basale de l'Unité inférieure du Membre d'Hauterive, Valanginien terminal (zone à Furcillata).

Figs 5-6. *Dissiliodinium globulus.* Lame GE 3a (3), EF: G 37/1. Partie inférieure de l'Unité inférieure du Membre d'Hauterive, marnes bleues, Valanginien terminal/Hauterivien basal (zone à Furcillata/Radiatus). Vue dorsale en vue externe (5) et vue ventrale en vue interne (6).

Fig. 7. *Meiourogonyaulax pertusa.* Lame GE 16a (4), EF: M38/1. Partie basale des Marnes des Uttins, Hauterivien inférieur (partie inférieure de la zone à Nodosoplicatum).

Fig. 8. *Hystrichodinium pulchrum.* Lame GE 3b (1), EF: T62. Partie inférieure de l'Unité inférieure du Membre d'Hauterive, marnes bleues, Valanginien terminal/Hauterivien basal (zone à Furcillata/Radiatus).

Fig. 9. *Canningia* cf. *reticulata sensu* Duxbury 1977. Lame GE 3a (3), EF: S60/1-3. Partie inférieure de l'Unité inférieure du Membre d'Hauterive, marnes bleues, Valanginien terminal/Hauterivien basal (zone à Furcillata/Radiatus).

Fig. 10. Basale chitinoïde d'un test de foraminifère trochospiralé. La référence de la lame et le repérage EF n'ont pas été pris en note pour ce spécimen.

Fig. 11. Cf. *Nebela militaris* (Thécamœbien), probable contamination. Lame GE 25 (2), EF: J49/4. Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni).

Fig. 12. *Trichodinium ciliatum.* Lame GE 1d (1), EF: M51/2. Partie basale de l'unité inférieure du Membre d'Hauterive, Valanginien terminal (zone à Furcillata).

Fig. 13. Reste fongique. La référence de la lame et le repérage EF n'ont pas été pris en note pour ce spécimen.

Figs 14-15. *Athigmatocysta glabra.* Lame GE 1b (2), EF: D60/4. Partie basale de l'unité inférieure du Membre d'Hauterive, Valanginien terminal (zone à Furcillata). Vue dorsale en vue externe (14) et vue ventrale en vue interne (15).

Fig. 16. Ecaille d'aile de papillon. Lame GE 25 (1), EF: R40/3-4. Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni).

Fig. 17. Scolécodonte (demi-mâchoire d'un ver annélide polychète). Lame GE 25 (2), EF: H34/1. Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni).

Figs 18-20. Différentes étapes de la dégradation de cuticules par des bactéries. Lame GE 25; EF: P42/2 (Fig. 18), EF: 050/2 (Fig. 19) et EF: P61/2 (Fig. 20). Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni).

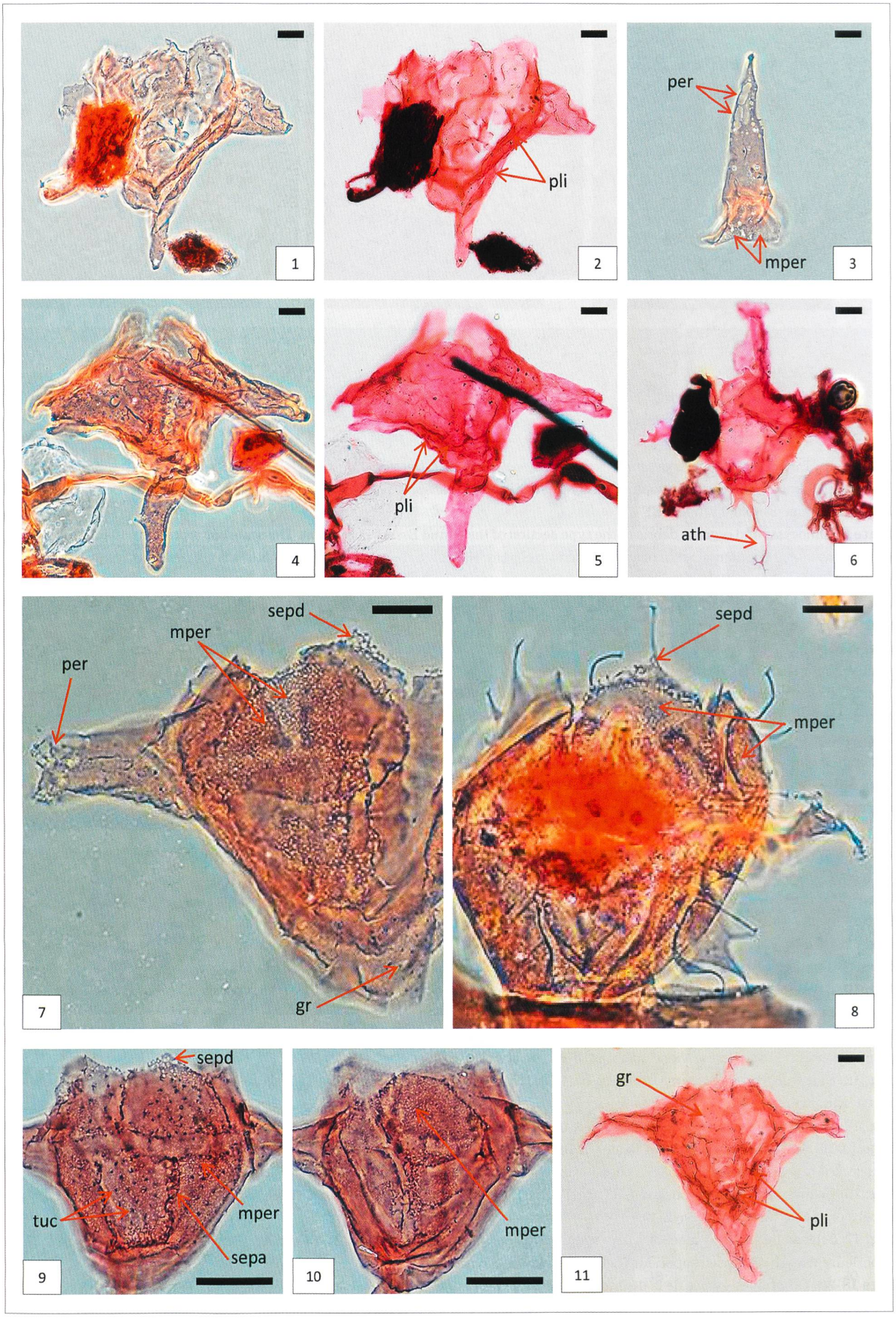

1
2
pli
per
mper
3
4
pli
5
ath
6
sepd
mper
per
gr
7
sepd
mper
8
sepd
tuc
mper
sepa
9
mper
10
gr
pli
11

Planche 10: Dinokystes de la coupe-type de la Formation du Grand Essert. La barre d'échelle représente 10 µm. Les spécimens ont été photographiés en contraste de phase (Figs 1, 3, 4, 7, 8, 9, 10) ou en contraste interférentiel (Figs 2, 5, 6, 11) et repérés à l'aide d'une lame England Finder (EF).

Plate 10: Dinocysts of the type section of the Grand Essert Formation. The scale bar represents 10 µm. The specimens have been photographed in phase contrast (Figs 1, 3, 4, 7, 8, 9, 10) or interferential contrast (Figs 2, 5, 6, 11) and are localized with an England Finder slide (EF).

Figs 1-2, 4-5, 11. *Muderongia australis* (0) - «floppy type».

1-2: Lame GE 25 (2), EF: K36/4. Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni). Notez la formation de plis (pli) sur le périphragme qui, dans le même temps, s'épaissit. Vue ventrale en vue externe.

4-5: Lame GE 25 (2), EF: M59/2. Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni). Notez l'augmentation du développement des plis (pli) et le périphragme qui apparaît encore plus épais sur ce spécimen. Vue ventrale en vue externe.

11: Lame GE 26a (2), EF: V47/4. Partie basale de la Formation des Gorges de l'Orbe, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni). Notez les nombreux plis (pli) sur le périphragme et les granules (gr) ornementant le périphragme. Vue dorsale en vue externe.

Fig. 3. Opercule de *Muderongia australis* (0). Lame GE 25a (3), EF: H51. Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni). Notez la présence de perforations (per) sur la moitié distale de cette corne apicale ainsi que celles de microperforations (mper) en position proximale.

Figs 7, 9-10. *Muderongia australis* (0).

7: Lame GE 25a (4), EF: Q54/1. Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni). Notez les granules (gr) et les microperforations (mper) à la surface du périphragme, les perforations situées dans la partie distale des cornes (per), et les septes parasuturaux à l'aspect de dentelle (sepd). Vue ventrale en vue externe.

9-10: Lame GE 26a (5), EF: Q34/4. Partie basale de la Formation des Gorges de l'Orbe, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni). Notez les tubercules coniques (tuc) et les microperforations (mper) à la surface du périphragme, les septes à aspect de dentelle (sepd) et les septes formés de petits arches quadrangulaires, étroitement accolés (sepa). Vue dorsale en vue externe (9) et vue ventrale en vue interne (10).

Figs 6, 8. *Muderongia australis* (III). Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni).

6: Lame GE 25 (1), EF: P59/1. Notez l'extrême contraction du périphragme au niveau de la corne antapicale (ath).

8: Lame GE 25a (3), EF: L43/1. Notez les microperforations (mper) à la surface du périphragme et les septes parasuturaux à l'aspect de dentelle (sepd). Vue ventrale en vue externe.

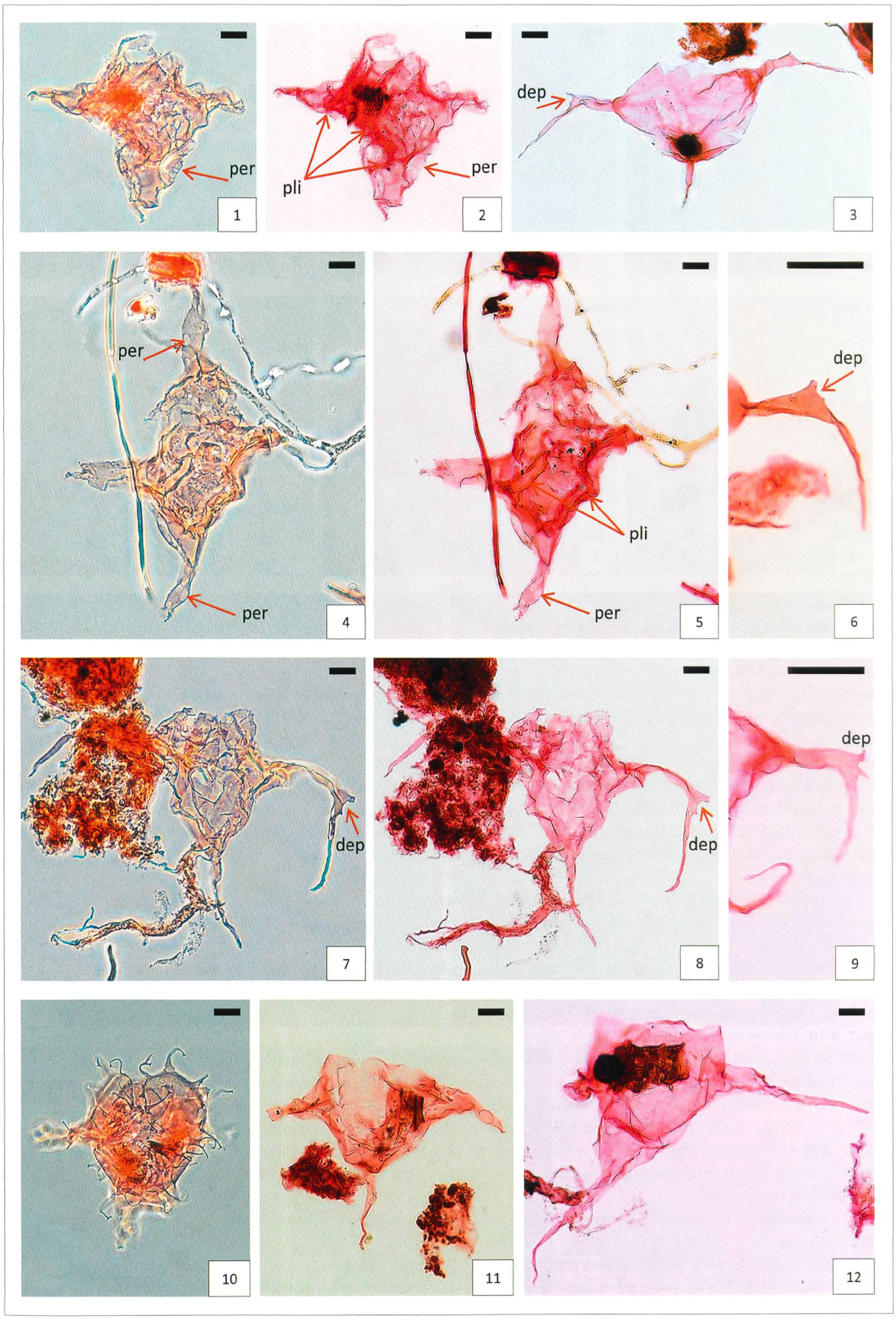

per
1
pli
per
2
dep
3
per
per
4
pli
per
5
dep
6
dep
7
dep
8
dep
9
10
11
12

Planche 11: Dinokystes de la coupe-type de la Formation du Grand Essert. La barre d'échelle représente 10 µm. Les spécimens ont été photographiés en contraste de phase (Figs 1, 4, 7, 10) ou en contraste interférentiel (Figs 2, 3, 5, 6, 8, 9, 11, 12) et repérés à l'aide d'une lame England Finder (EF).

Plate 11: Dinocysts of the type section of the Grand Essert Formation. The scale bar represents 10 µm. The specimens have been photographed in phase contrast (Figs 1, 4, 7, 10) or interferential contrast (Figs 2, 3, 5, 6, 8, 9, 11, 12) and are localized with an England Finder slide (EF).

Fig. 1-2, 4-5. *Muderongia australis* (0) - «floppy type». Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni). Notez qu'en raison de l'important développement des plis périphragmaux (pli) il est très difficile d'orienter ces deux spécimens. Notez également la présence de perforations (per) et granules sur chacun d'eux.

1-2: Lame GE 25a (3), EF: G29/2.

4-5: Lame GE 25a (4), EF: F29/4.

Fig. 3. *Muderongia crucis* (0) forma GE A. Lame GE 25a (4), EF: E55. Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni). Comparez la taille et l'aspect de ce morphotype avec ceux de forma GE B sur cette planche (Figs 7-8).

Fig. 6-9. *Muderongia crucis* (0) forma GE B.

6: Lame GE 25a (3), EF: J35/2. Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni). Comparez la morphologie de ce «double éperon» (dep) avec celle du spécimen en figure 9.

7-8: Lame GE 25a (3), EF: F38/3. Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni). Notez le très distinct «double éperon» (dep) de ce spécimen.

9: Lame GE 26a (5), EF: Q62/1-2. Partie basale de la Formation des Gorges de l'Orbe, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni). Contrairement à ce qui est observé chez la plupart des spécimens de forma B, on note ici que l'indentation du paracingulum est doublement marquée par une extension précingulaire et une autre postcingulaire (dep). Ce spécimen ayant été repéré dans le premier échantillon appartenant à l'Hauterivien supérieur (base de la zone à Sayni), la reconnaissance de ce caractère pourrait peut-être avoir une valeur stratigraphique.

Fig. 10. *Muderongia australis* (III). Lame GE 25a (3), EF: F30/1. Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni).

Figs 11-12. *Muderongia crucis* (0 forma GE C. Partie sommitale de la Pierre jaune supérieure, base Hauterivien supérieur (début de la zone à Sayni). Notez que le caractère morphologique «double éperon» n'existe plus chez ce morphotype. Le paracingulum n'est pas indenté et les extensions précingulaire et postcingulaire sont absentes.

11: Lame GE 25a (3), EF: Q60/4.

12: Lame GE 25a (3), EF: 035/1-2.

Annexe

Liste des lames palynologiques déposées dans les collections de Paléontologie du Muséum d'Histoire Naturelle de Genève – numéro d'identification MHNG.

List of the palynological slides deposited in the paleontological collection of the Natural History Museum of Geneva (Muséum d'Histoire Naturelle de Genève – MHNG numbers).

Sample	Slide no	Collection No.	Sample	Slide no	Collection No.
GE 1B	1	MHNG-2018-01	*cont.*		
GE 1B	2	MHNG-2018-02	GE 17A	1	MHNG-2018-29
GE 1B	3	MHNG-2018-03	GE 17A	2	MHNG-2018-30
GE 1B	4	MHNG-2018-04	GE 17A	3	MHNG-2018-31
GE 1D	1	MHNG-2018-05	GE 17A	4	MHNG-2018-32
GE 1D	2	MHNG-2018-06	GE 17A	5	MHNG-2018-33
GE 1D	3	MHNG-2018-07	GE 17A	6	MHNG-2018-34
GE 1D	4	MHNG-2018-08	GE 24A	1	MHNG-2018-35
GE 3A	1	MHNG-2018-09	GE 24A	2	MHNG-2018-36
GE 3A	2	MHNG-2018-10	GE 24A	3	MHNG-2018-37
GE 3A	3	MHNG-2018-11	GE 24A	4	MHNG-2018-38
GE 3A	4	MHNG-2018-12	GE 24A	5	MHNG-2018-39
GE 3B	1	MHNG-2018-13	GE 25	1	MHNG-2018-40
GE 3B	2	MHNG-2018-14	GE 25	2	MHNG-2018-41
GE 3B	3	MHNG-2018-15	GE 25	3	MHNG-2018-42
GE 3B	4	MHNG-2018-16	GE 25	4	MHNG-2018-43
GE 16A	1	MHNG-2018-17	GE 25A	1	MHNG-2018-44
GE 16A	2	MHNG-2018-18	GE 25A	2	MHNG-2018-45
GE 16A	3	MHNG-2018-19	GE 25A	3	MHNG-2018-46
GE 16A	4	MHNG-2018-20	GE 25A	4	MHNG-2018-47
GE 16A	5	MHNG-2018-21	GE 25A	5	MHNG-2018-48
GE 16A	6	MHNG-2018-22	GE 25A	6	MHNG-2018-49
GE 16B	1	MHNG-2018-23	GE 26A	1	MHNG-2018-50
GE 16B	2	MHNG-2018-24	GE 26A	2	MHNG-2018-51
GE 16B	3	MHNG-2018-25	GE 26A	3	MHNG-2018-52
GE 16B	4	MHNG-2018-26	GE 26A	4	MHNG-2018-53
GE 16B	5	MHNG-2018-27	GE 26A	5	MHNG-2018-54
GE 16B	6	MHNG-2018-28	GE 26A	6	MHNG-2018-55