La plateforme jurassienne au passage Oxfordien - Kimméridgien : dynamique sédimentaire et paléoenvironnements

Elsa Cariou

▶ **To cite this version:**

Elsa Cariou. La plateforme jurassienne au passage Oxfordien - Kimméridgien : dynamique sédimentaire et paléoenvironnements. Paléontologie. Université Claude Bernard - Lyon I, 2013. Français. ⟨NNT : 2013LYO10099⟩. ⟨tel-01174604⟩

HAL Id: tel-01174604

https://theses.hal.science/tel-01174604v1

Submitted on 9 Jul 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

HAL Authorization

N° d'ordre 99-2013 Année 2013

THESE DE L'UNIVERSITE DE LYON

Délivrée par
L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD – LYON I
ECOLE DOCTORALE E2M2

DIPLOME DE DOCTORAT

(arrêté du 7 aout 2006)

soutenue publiquement le 02.07.2013

par
Elsa CARIOU

LA PLATEFORME JURASSIENNE AU PASSAGE OXFORDIEN-KIMMERIDGIEN : DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ET PALEOENVIRONNEMENTS

Directeurs de thèse :
Pierre HANTZPERGUE – Christophe LECUYER

JURY :

M. François BAUDIN, Professeur, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Rapporteur
M. Bernard LATHUILIERE, Professeur, Université de Lorraine, Rapporteur
M. Cédric CARPENTIER, Maître de conférences, Université de Lorraine, Examinateur
M. Wolfgang HUG, Resp. paléontologie A16, Office de la Culture, Canton du Jura (suisse), Examinateur
M. Pierre HANTZPERGUE, Professeur, Université Lyon I, Co-directeur de thèse
M. Nicolas OLIVIER, Maître de conférences, Université Lyon I, Co-encadrant

Table des matières

TABLE DES MATIÈRES **3**

RESUME **7**

ABSTRACT **9**

REMERCIEMENTS **11**

1. INTRODUCTION **13**

1.1. Problématique et objectifs 14
1.2. Démarche 15

2. CONTEXTE GEOLOGIQUE **17**

2.1. Localisation géographique 18
2.2. Paléogéographie et contexte tectonique 20
2.3. Cadre chronologique et biostratigraphie 22
2.4. Contextes climatique et eustatique 23

3. FACIES ET MODELE DE FACIES **25**

3.1. Introduction à l'analyse faciologique 26
3.2. Méthode de l'analyse faciologique 26
3.3. Données faciologiques : descriptions et indications paléoenvironnementales 31
3.3.1. Les grains *31*
3.3.1.1. Les grains carbonatés non squelettiques 31
3.3.1.2. Les grains carbonatés squelettiques 38
3.3.1.3. Les grains non-carbonatés 45
3.3.2. Les structures sédimentaires *46*
3.3.2.1. Structures d'origine biologique 46
3.3.2.2. Structures d'origine physique 47
3.3.3. Les structures diagénétiques *49*
3.3.3.1. Micritisation 49
3.3.3.2. Dolomitisation - dédolomitisation 49
3.4. Modèle de faciès général 51
3.4.1. Principaux environnements de dépôt *51*
3.4.2. Modèle de faciès *56*

4. SEQUENCES DE DEPOT **57**

4.1. Introduction à l'analyse séquentielle des coupes 58
4.1.1. Niveau marin *58*
4.1.2. Séquences et limites de séquences *59*
4.1.3. Accommodation *59*
4.1.4. Production sédimentaire *59*
4.1.5. Autocyclicité et allocyclicité *60*
4.2. Modèle utilisé et vocabulaire associé 61
4.2.1. Séquence de dépôt type *61*
4.2.2. Imbrication des séquences *62*
4.2.3. Multiplication des discontinuités et utilisation de zones. *63*
4.2.4. Ordres de séquences *63*

5. ANALYSE FACIOLOGIQUE ET SEQUENTIELLE DES COUPES **65**

5.1. Introduction-démarche 66
5.2. Secteur septentrional 67
5.2.1. Bibliographie *67*
5.2.2. Formations *67*
5.2.2.1. Marnes de Besançon (Marcou, 1856) 67
5.2.2.2. Calcaires de Besançon (Marcou, 1856) 68

5.2.2.3. Les Calcaires et marnes à ptérocères (Boye, 1844) ... 69
5.2.2.4. Les Calcaires des Gorges de Nouailles (Chevallier, 1989) ... 70
5.2.3. Biostratigraphie ... 71
5.2.4. Coupes ... 72
5.2.4.1. Coupe de Consolation ... 72
5.2.4.2. Coupe de La Main ... 79
5.2.4.3. Coupe des Combottes ... 85
5.3. Secteur central ... 87
5.3.1. Bibliographie ... 87
5.3.2. Formations ... 88
5.3.2.1. Les Marnes du Mont Rivel (cette étude) ... 88
5.3.2.2. Les Couches du Morillon (Enay, 1966) ... 88
5.3.2.3. Les Couches de Balerne (cette étude) ... 90
5.3.2.4. Les Calcaires et marnes à ptérocères (Boye, 1844) ... 90
5.3.2.5. Les Calcaires des Gorges de Nouailles (Chevallier, 1989) ... 91
5.3.3. Biostratigraphie (Tableau 5.2) ... 91
5.3.4. Coupes ... 92
5.3.4.1. Coupe du Mont Rivel ... 92
5.3.4.2. Coupe de la Châtelaine ... 100
5.3.4.3. Coupe de Loulle ... 106
5.3.4.4. Coupe de Balerne ... 113
5.3.4.5. Coupe du Morillon ... 120
5.4. Secteur méridional ... 131
5.4.1. Bibliographie ... 131
5.4.2. Formations (Figure 5.15 et Figure 5.16) ... 131
5.4.2.1. Calcaires lités (Enay, 1966) ... 131
5.4.2.2. Calcaires pseudolithographiques (Riche, 1898) ... 132
5.4.2.3. Oolithe Blanche de Ramasse (cette étude) ... 132
5.4.2.4. Calcaires d'Aranc (Bernier, 1984) ... 133
5.4.2.5. Calcaires et marnes à ptérocères (Boye, 1844) ... 133
5.4.2.6. Calcaires à stromatoporidés (cette étude) ... 134
5.4.2.7. Couches du Burlandier (Enay, 1966) ... 134
5.4.2.8. Informations complémentaires ... 134
5.4.3. Biostratigraphie (Tableau 5.3) ... 136
5.4.4. Coupes ... 139
5.4.4.1. Coupe de Molinges ... 139
5.4.4.2. Coupe de Chancia ... 153
5.4.4.3. Coupe de Champfromier – Cirque des Avalanches ... 167
5.4.4.4. Coupes complémentaires ... 176

6. CORRELATIONS SEQUENTIELLES ET LITHOSTRATIGRAPHIQUES ... 181

6.1. Corrélations proposées ... 183
6.1.1. Corrélations des séquences de grande et moyenne échelle ... 183
6.1.2. Géométrie des dépôts, distribution et évolution des faciès au sein des séquences de moyenne échelle ... 187
6.1.2.1. Première étape – Séquence de moyenne échelle I ... 188
6.1.2.2. Deuxième étape – Séquences de moyenne échelle II et III ... 192
6.1.2.3. Troisième étape – Séquence de moyenne échelle IV ... 197
6.1.2.4. Quatrième étape – Séquences de moyenne échelle V et VI ... 202
6.1.2.5. Cinquième étape – Séquences de moyenne échelle VII et VIII ... 206
6.1.3. Corrélations biostratigraphiques ... 210
6.2. Nouveau schéma bio-lithostratigraphique français ... 210
6.3. Comparaisons avec les cadres séquentiels et les discontinuités majeures ouest-européens ... 214
6.3.1. Corrélations avec le cadre bio-lithostratigraphique et séquentiel suisse ... 214
6.3.1.1. Corrélations entre les séquences de moyenne échelle ... 214
6.3.1.2. Corrélations lithostratigraphiques ... 215
6.3.1.3. Corrélations minéralostratigraphiques ... 217
6.3.2. Corrélations avec la charte eustatique et les grandes discontinuités ouest-européennes ... 218
6.3.3. Corrélations avec les séries de l'Est du bassin de Paris (Lorraine) ... 219

7. RECIFS DE L'OXFORDIEN SUPERIEUR DU JURA ... 223

7.1. Méthodologie 224
7.2. Les constructions récifales de la zone à Bimammatum 225
7.2.1. Les intervalles récifaux du Mont Rivel. *225*
7.2.1.1. Intervalle récifal 225
7.2.1.2. Intervalle corallien 227
7.2.2. Intervalle récifal de Loulle *229*
7.2.2.1. Morphologie des constructions 229
7.2.2.2. Contexte sédimentaire et séquentiel 230
7.2.2.3. Composition récifale générale 230
7.2.2.4. Composition corallienne et morphologies des colonies 232
7.2.3. Intervalle récifal du Morillon *234*
7.2.3.1. Morphologie des constructions 234
7.2.3.2. Contexte sédimentaire et séquentiel 234
7.2.3.3. Composition récifale générale. 234
7.2.3.4. Composition corallienne et morphologies des colonies 235
7.2.4. Intervalle récifal de la Châtelaine *235*
7.2.5. Intervalle récifal de Molinges *236*
7.3. Distribution des systèmes coralliens à l'échelle de la plateforme 236
7.3.1. Biostromes de rampe médiane inférieure : les bioconstructions de Molinges *238*
7.3.2. Patch-reefs de rampe médiane supérieure : bioconstructions de Loulle et du Morillon *240*
7.3.3. Patch reefs de barres oolithiques : les bioconstructions du Mont Rivel *241*
7.3.4. Dépôts coralliens d'arrière et d'inter-barres : dépôts coralliens du Mont Rivel *243*
7.3.5. Patch-reefs de lagon : les bioconstructions de La Châtelaine *245*
7.3.6. Biostromes de lagon : bioconstructions de la sous-phase 3.3 des bioconstructions de Loulle *247*
7.3.7. Synthèse sur la distribution des systèmes coralliens à l'échelle de la plateforme *248*
7.4. Développement récifal en fonction des variations du niveau marin 249
7.4.1. Évolution récifale en fonction des variations du niveau marin à moyenne échelle *249*
7.4.2. Évolution récifale en fonction des variations du niveau marin à petite et très petite échelle . *250*
7.4.2.1. Evolution d'un récif lors du passage d'un environnement de rampe médiane à un environnement de rampe proximale de haute énergie : exemple des bioconstructions du Morillon 250
7.4.2.2. Évolution d'un récif lors du passage d'un environnement d'offshore supérieur à un environnement de lagon : exemple des bioconstructions de Loulle 252
7.4.2.3. Synthèse 254

8. ISOTOPES STABLES ET PALEOTEMPERATURES 257

8.1. Introduction 258
8.2. Méthode et limites 259
8.2.1. Échantillonnage et préparation des coquilles *259*
8.2.1.1. Échantillonnage sur le terrain 259
8.2.1.2. Préparation des échantillons 259
8.2.2. Contrôle de la diagénèse par cathodoluminescence (CL) *260*
8.2.2.1. Principe 260
8.2.2.2. Matériel 261
8.2.2.3. Limites 262
8.2.3. Analyses isotopiques *262*
8.2.3.1. Réalisation des poudres 262
8.2.3.2. Analyses isotopiques 263
8.2.4. Paléotempératures *263*
8.2.5. Limites *264*
8.3. Série jurassienne 264
8.3.1. $\delta^{18}O$ *266*
8.3.2. $\delta^{13}C$ *267*
8.4. Série normande 267
8.4.1. $\delta^{18}O$ *269*
8.4.2. $\delta^{13}C$ *270*
8.5. Comparaison des deux séries 270

9. DISCUSSION 275

9.1. Dynamique sédimentaire de la plateforme jurassienne 276

9.1.1. Relations entre la dynamique de la plateforme et l'évolution du climat, du niveau marin et de la tectonique *276*
9.1.2. Relations entre enregistrement sédimentaire et cycles d'excentricité *282*
9.1.2.1. Séquences de petite et moyenne échelle, enregistrement des cycles d'excentricité de 100 et 400 ka 282
9.1.2.2. Compatibilité du métronome séquentiel avec le cadre chronostratigraphique 283
9.1.2.3. Relations entre les modulations de 2,4 Ma des cycles d'excentricité et la dynamique de plateforme à grande échelle 284
9.1.3. Environnements favorables à l'enregistrement de la précession dans les dépôts de la plateforme jurassienne *284*
9.1.3.1. Enregistrement de la précession dans les lagons 285
9.1.3.2. Enregistrement de la précession en rampe médiane 287
9.2. Développement récifal sur la plateforme jurassienne 287
9.2.1. Comparaison du modèle de répartition des entités récifales de la rampe jurassienne avec les modèles existants *287*
9.2.2. Développement récifal à l'Oxfordien terminal et au Kimméridgien *289*
9.3. Enregistrement des traces de dinosaures sur la rampe jurassienne 290
Dinosaur track record on a shallow carbonate-dominated ramp (Loulle section, Late Jurassic, French Jura), Cariou et al (2013) 291

10. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES 317

LISTE DES FIGURES 319

LISTE DES TABLEAUX 322

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 323

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES 337

ANNEXES 399

Annexe 1 : Légende des figurés utilisés dans cette thèse 399
Annexe 2 : Liste coupe par coupe des échantillons et de leurs faciès associés 399
Annexe 3 : Liste des échantillons coralliens et déterminations associées 399
Annexe 4 : Liste des échantillons utilisés pour les analyses isotopiques et mesures associées. 399

Résumé

Au Jurassique supérieur, la plateforme carbonatée jurassienne s'étendait du Massif ardenno-rhénan à la Terre centrale et séparait le bassin de Paris du Bassin delphino-helvétique. Pauvres en fossiles biostratigraphiques, les dépôts jurassiens de l'Oxfordien terminal - Kimméridgien basal sont très partiellement datés. Ce manque de données biostratigraphiques implique notamment de fortes imprécisions sur la position de la limite Oxfordien-Kimméridgien et a donné lieu à des interprétations diverses quant à la géométrie des dépôts sédimentaires et à la dynamique de plateforme. Fondées sur l'étude faciologique et séquentielle de dix coupes réparties selon un transect nord-sud, recoupant les principales ceintures de faciès, les corrélations séquentielles établies conduisent à une révision du schéma lithostratigraphique. En accord avec les contraintes biostratigraphiques, cette révision amène, notamment dans le Jura central, à repositionner la Formation des Couches du Morillon et à individualiser de nouvelles unités lithostratigraphiques.

Quatre ordres de séquences de dépôt sont observés dans les séries jurassiennes : les séquences de grande, moyenne, petite et très petite échelle. L'identification de ces séquences, également observées dans les séries suisses et lorraines, facilite les corrélations séquentielles et lithostratigraphiques avec les séries sédimentaires des régions voisines. Les analyses cyclostratigraphiques réalisées dans les dépôts suisses ont montré l'implication des cycles orbitaux d'excentricité (400 ka et 100 ka) et de précession (20 ka) dans le processus de formation des séquences de moyenne, petite et très petite échelle. L'excellente corrélation des séquences de moyenne et petite échelle entre les séries françaises et suisses suggère un contrôle de la dynamique sédimentaire par les cycles d'excentricité, à l'échelle de l'ensemble de la plateforme du Jura. L'intégration du cadre séquentiel jurassien dans le cadre séquentiel ouest-européen montre que la plupart des discontinuités majeures ouest-européennes coïncident avec les limites de séquence de moyenne échelle dans le Jura.

Les analyses isotopiques réalisées sur des huîtres et *Trichites* dans le Jura et en Normandie, montrent que l'influence des cycles orbitaux ne semble pas provoquer de variations sensibles de la température des eaux de surface au sein de chaque cycle. En revanche, elles mettent en évidence un réchauffement progressif depuis la zone à Bimammatum (Oxfordien supérieur) jusqu'à la zone à Hypselocyclum (Kimméridgien inférieur). La zone à Divisum (fin du Kimméridgien inférieur) correspond à un refroidissement bref suivi immédiatement d'un réchauffement à la limite Kimméridgien inférieur-Kimméridgien supérieur. En Normandie, la limite Oxfordien-Kimméridgien stratotypique, bien datée par ammonites, est marquée par l'initiation d'un pic positif de $\delta^{18}O$. L'identification de ce pic dans les dépôts de la zone à Bimammatum des séries jurassiennes précise la position des étages dans le Jura et s'accorde avec la position nouvellement admise de la limite Oxfordien-Kimméridgien stratotypique sur l'échelle biostratigraphique subméditerranéenne.

Dans ce contexte séquentiel et climatique, la dynamique générale de la portion étudiée de la plateforme se décompose en cinq étapes. La plateforme se présente d'abord, selon le transect étudié, sous la forme d'une rampe simple à vergence delphino-helvétique, dominée par une sédimentation marneuse. Dans un second temps, la production carbonatée augmente parallèlement à la hausse progressive des températures. La géométrie de la plateforme est modifiée par la progradation de deux prismes oolithiques successifs en direction du sud-est. La plateforme jurassienne, selon le transect étudié, est alors formée de deux rampes à vergences opposées (l'une parisienne, l'autre delphino-helvétique), séparées par une zone plate et très peu profonde sur laquelle s'étendent des lagons en direction du bassin de Paris et des shoals oolithiques vers le Bassin delphino-helvétique. A la fin de la zone à Planula (Oxfordien terminal) une transgression à grande échelle provoque l'arrêt de la progradation de la plateforme et le passage à une dynamique en aggradation. Ceci favorise le développement de lagons semi-restreints à restreints sur de vastes étendues, inhibant la production carbonatée. La poursuite de la transgression s'accompagne de

décharges successives de terrigènes. La production carbonatée n'est alors plus assurée que par une faune hétérotrophe, insuffisamment productive pour combler l'accommodation créée. Au cours de la zone à Divisum, la plateforme est ennoyée corrélativement à un refroidissement sensible. Le réchauffement ultérieur et l'arrêt des apports terrigènes à la limite Kimméridgien inférieur-supérieur s'accompagnent d'une reprise de la production carbonatée et d'une nouvelle phase d'expansion de la plateforme.

À la fin de l'Oxfordien, plusieurs types de constructions coralliennes sont observés le long de la rampe méridionale. Dans les parties les plus externes de la rampe se développent des biostromes ou de petits biohermes à coraux et microbialites dont la composition est principalement contrôlée par les conditions trophiques. Dans les environnements de haute énergie, l'agitation du milieu et le taux de sédimentation ne permettent que l'installation de patchs métriques ou la mise en place de niveaux coralliens non construits, dans lesquels seuls les coraux les plus ubiquistes se développent en grande quantité. Dans les lagons, la morphologie et le développement de constructions coralliennes sont régis par les conditions physico-chimiques variables et l'accommodation réduite. Les variations du niveau marin relatif ont également un rôle majeur dans le développement récifal et contrôlent l'installation, l'évolution et le démantèlement éventuel des constructions.

Au cours de l'intervalle temporel étudié, la plateforme jurassienne subit plusieurs phases d'émersion. L'une d'entre elle, située à la limite entre les zones à Bimammatum et à Planula, enregistre des pistes de dinosaures. La position de cette émersion dans le cadre séquentiel de haute résolution montre que l'enregistrement des empreintes est lié à un contexte paléogéographique, paléoenvironnemental et séquentiel exceptionnel qui favorise à la fois la migration des dinosaures à travers la plateforme, le développement de laminites microbiennes qui enregistrent leurs empreintes, puis l'induration et le recouvrement rapides de ces dernières qui permettent leur sauvegarde à long terme.

Abstract

During the Upper Jurassic, the carbonated Jura platform lied from the Ardeno-Rhenish Massif to the central land, separating the Paris basin from the delphino-helvetic Basin. Upper Oxfordian - Lower Kimmeridgian deposits only delivered a few biostratigraphic fossils in Jura, and the biostratigraphic framework is poorly constrained. This lack of data led the authors to different interpretations about the positioning of the Oxfordian – Kimmeridgian boundary, the geometry of deposits and the platform dynamics. In this work, 10 sections were analyzed along a N-S transect, crossing the main facies belts. The sequence-stratigraphic correlations performed led to a revision of the lithostratigraphic framework. In agreement with the biostratigraphic data, this revision leads for instance to modifications in the positioning of the Couches du Morillon Formation or to the individualization of new lithostratigraphic units.

Four sequence orders are observed in Jura Mountains: large-, medium-, small- and very-small scale sequences. The identification of these sequences, also observed in Swiss and Lorraine stratigraphic successions, allows proposing sequential correlations with these neighboring locations. The cyclostratigraphic analysis performed in the swiss sections shown that eccentricity cycles (400 and 100 ka) and precession cycles (20 ka) were involved in the formation of medium- small- and very small scale sequences. The excellent correlation between the medium- and small-scale sequences observed in France and in Switzerland suggests the control of the eccentricity cycles on the entire platform dynamics. The integration of the Jura sequential framework in the western-european sequential framework shows that most of the major west-european discontinuities correspond to medium-scale sequence-boundaries in Jura Mountains.

On the one hand, the isotopic analysis performed on oysters and *Trichites* in Jura and Normandia show that the orbital cycles do not seem to provoke any sensitive sea-surface temperature variations during one cycle. On the other hand, they show a progressive warming from the Bimammatum zone (Upper Oxfordian) to the base of the Hypselocyclum zone (Lower Kimmeridgian). The Divisum zone (end of the Lower Kimmeridgian) corresponds to a brief cooling event, immediately followed by a new warming at the Lower / Upper Kimmeridgian boundary. In Normandia, the Oxfordian – Kimmeridgian boundary is well-dated with ammonites and marked by the initiation of a positive $\delta^{18}O$ incursion. The identification of this incursion in the deposits of the Bimammatum zone in the French Jura Mountains clarify the position of stages in Jura and agree with the newly defined position of the stratotypic Oxfordian - Kimmeridgian boundary on the submediterranean biostratigraphic time-scale.

In this sequential and climatic context, the general dynamics of the studied platform portion is composed of five main stages. Firstly, the platform was a simple marl-dominated ramp, gently deepening to the delphino-helvetic Basin, southeastward. Secondly, the carbonate production rised with the increasing temperatures. The platform geometry was modified by the progradation of two successive oolithic prisms southeastward. In the end of the Planula zone, the Jura platform was formed of two diverging ramps (respectively deepening in the direction of the Paris basin and the delphino-helvetic Basin), separated by a flat and shallow lagoon area, grading into oolithic shoals when getting close to the delphino-helvetic Basin. Then, a long-term transgression ended the platform progradation and the platform began to aggrade. This favored the development of semi-restricted to restricted lagoons on the platform flat top and provoked the inhibition of the carbonate factory. The continuation of the long-term transgression was punctuated by terrigenous inputs. The carbonate production was then only ensured by heterotrophic faunas insufficiently productive to accommodate the created space. During the Divisum zone, the platform was drowned during a short time interval corresponding to a brief cooling event. The following warming and the end of the terrigenous inputs before the Lower – Upper Kimmeridgian boundary, corresponded to a carbonate production enhancement and a new progradation phase of the platform.

In the end of the Oxfordian, several types of coral-dominated constructions are observed along the southern ramp. In the external parts of the ramp, trophic conditions control the internal composition and settlement of coral-microbialite biostromes or small bioherms. In high-energy environments, the energy and the sedimentation rate only allow the settlement of metric patch-reefs or fragment-reefs in which only cosmopolitan coral genera are able to develop widely. In lagoons, coral constructions' geometry and development are driven by fluctuating physico-chemical conditions and reduced accommodation. Sea-level also play a major part in the reef development on the Jura ramp, controlling the initiation, the evolution and the putative dismantling of buildups.

During the studied time interval, the Jura platform experienced several emersion phases. At the Bimammatum - Planula boundary, the sediments related to one of them also recorded dinosaur trackways. In the high-resolution sequential framework, the position of this emersion shows the track record is linked to an exceptional palaeoenvironmental, palaeogeographic and sequential context which favored both migration of dinosaurs across the platform, the development of microbial laminites which recorded the tracks, and an early lithification and burial which permitted their long-term preservation.

Remerciements

En premier lieu, je tiens à remercier chaleureusement Pierre Hantzpergue et Christophe Lécuyer qui m'ont tous deux co-dirigée au cours de cette thèse. Leurs qualités scientifiques ont déjà été maintes fois louées, et je ne dérogerai pas à la règle, mais je tiens également à souligner leurs qualités humaines. Mener à bien ce travail n'a pas toujours été facile et au cours de ces trois ans et demi de thèse, chacun a su se montrer disponible et prodiguer conseils et soutien avec une grande gentillesse, au juste moment. Je tiens également à remercier Nicolas Olivier qui m'a co-encadré et auprès de qui j'ai pu suivre semaine après semaine l'effervescence de la vie d'un jeune enseignant chercheur.

Je tiens à saluer Bernard Lathuilière qui a participé à mon comité de pilotage et à mon jury de thèse en tant que rapporteur, et dont les écrits et les conseils m'ont été très utiles. Merci également à François Baudin qui a accepté d'être rapporteur de cette thèse, en dépit d'un emploi du temps chargé. Je remercie aussi grandement Cédric Carpentier et Wolfgang Hug, pour avoir accepté de faire partie du jury et pour leurs travaux de thèse respectifs, que j'ai largement sillonnés.

Ces travaux ont été en grande partie financés par mon équipe de recherche, le Conseil Général du Jura et la région Franche-Comté, et je remercie toutes les personnes qui, de près ou de loin ont participé à cet effort financier.

Lors de mes déplacements dans le Jura, j'ai toujours bénéficié d'un accueil bienveillant et je remercie les équipes des directions des routes de l'Ain et du Doubs d'avoir sécurisé spécialement pour moi les abords des coupes de Corveissiat et de La Main lorsque cela s'est avéré nécessaire. Je remercie de tout cœur Yves Rollet, Maire de Loulle, de m'avoir laissé toute latitude pour travailler sur sa commune, y compris lorsque mes travaux empiétaient sur la voierie. D'ailleurs, je présente toutes mes excuses aux habitants de Loulle pour ne pas avoir réussi à raser purement et simplement la Table aux corbeaux, comme cela m'a si souvent été demandé !

Au sein de mon laboratoire, j'ai eu l'occasion de travailler et d'avoir des discussions très constructives, au quotidien, avec de nombreuses personnes. Il ne m'est pas possible de citer tout le monde, néanmoins, pour leur collaboration et leurs conseils, je voudrais remercier Bernard Pittet, Claude Colombié, Christian Gaillard, Gilles Escarguel et Fabrice Cordey (thank you). J'adresse également un grand merci à Marc Philippe et à Raymond Enay, avec une mention spéciale « morceau de sucre et nuage de lait », ainsi qu'à Serge Ferry avec qui j'ai eu le privilège de faire mes premiers pas en sédimentologie. Parmi les personnes avec qui j'ai eu le plaisir de travailler au sein du laboratoire, je tiens aussi à remercier Ghislaine Broyet et François Martineau pour la logistique impeccable, ainsi que Samuel Mailliot avec qui j'ai, entre autres, imprimé cette thèse et Dominique Barbe avec qui j'aurais souhaité pouvoir le faire.

Au cours de mes pérégrinations j'ai eu la chance d'être toujours accueillie par des personnes formidables. Il est donc impensable de restituer ce manuscrit sans remercier chaleureusement toute l'équipe du laboratoire GEGNA à Reims et plus particulièrement Vincent Barbin et Gilles Fronteau pour leur aide et support scientifique, Didier et Xavier pour leur soutien matériel et moral et Aurélie et Damien pour l'hébergement et la belle rencontre. Dans le Jura, où j'ai séjourné maintes fois, j'ai bénéficié pareillement d'un accueil exceptionnel auprès de la famille Gobet, chez qui les heures sonnent toujours deux fois ! En Normandie, Eithel et Catherine M'Paco nous ont également offert asile à marée haute. Mon cheptel d'huîtres et moi-même ne les en remercieront jamais assez.

Un travail de thèse ne peut être réalisé, à mon sens, sans un grand soutien de la part des amis. Ainsi, je tiens à remercier Zino, Enzo, Valentin et Bastien d'avoir toujours respecté mon choix de rester derrière mon bureau plutôt que de parcourir le monde à leurs côtés. C'est un choix dont j'ai parfois douté et je suis très heureuse qu'il n'ait pas altéré les liens qui nous unissent. Pour tous ces

moments passés ensemble je remercie également Valerginie, BenJ, Nanou, Rémi, Marie, Sophie, Adrien, Walter, Myriam et Lucas, Sylvanie (que je thank également), Nico et les pépettes, Adeline, le Fwed et Milo, Nono, Fanny et Louis, Claire, Totor et leur sauterelle, Camille (et ses fourmis qui déchirent), Ju, Kévinou (mais c'est une sombre histoire) et Maïté, Nanis et Baptiste, Piou, Nicoconuts, Bébert et Marie, Alex 'le Ratichon' Léna, Julien (T'as raison ma Brenda !), J.C. (en toute simplicité), Mimi citrons, Marie, Aurélien, SOS Guillaume, Anne-Sab et Baplapinou, Fab et Capu. Une mention spéciale « co-bureau » supplémentaire doit être décernée à Mohamed, Jésus 'mademoiselle Johanna' et Aurore auprès de qui j'ai passé ces trois dernières années. Bien que je ne les connaisse pas personnellement, je ne peux m'empêcher de remercier également Gwenn Stefani, Norah Jones et Tété dont les albums ont rythmés ces années et furent d'un prompt renfort tôt le matin...

Enfin, je souhaite remercier ma famille, mes grands-parents, mes oncles et tantes, mes cousins et cousines et mes petites sœurs, qui ont toujours été d'un soutien sans faille. J'ai également été très touchée de trouver un soutien identique dans ma famille par alliance et je remercie particulièrement Dany pour son aide grammaticale et orthographique précieuse. Je conclurai ce paragraphe par un grand merci à mes parents qui, à défaut d'avoir pu réaliser le rêve de mes trois ans, devenir un papillon (de jour !), ont tout mis en œuvre pour que je puisse réaliser celui de mes cinq ans, devenir géologue. Merci aussi à Lina et Mael, mes beaux enfants d'amour qui ont été plus qu'exemplaires et compréhensifs ces six dernières années. Et par-dessus tout, merci à Vincent qui fut à la fois phare et balise à hune dans ce voyage au long cours. Puisse ce voyage durer toujours…

1. **Introduction**

*"Although we are a species that tends to focus on short-term outcomes, the increasing realization of the complexity of natural systems compels us to take the long view."**

BOTTJER (2005)

* *"Bien que nous soyons une espèce qui se concentre principalement sur le court-terme, notre compréhension croissante de la complexité des systèmes naturels nous pousse à regarder plus loin."*

BOTTJER (2005)

1.1. Problématique et objectifs

Le Jurassique supérieur (-161 à -145 millions d'années) est décrit comme une période caractérisée par un climat globalement chaud dit « greenhouse climate » (Hallam, 1985, Price, 1999, Sellwood et al., 2000). À cette période, l'Europe se situe sur la marge nord de la Téthys occidentale, entre 25° et 30° de latitude, dans la bande intertropicale (Cecca et al., 1993, Dercourt et al., 1993, Thierry et al., 2000). Elle forme un archipel dont les îles sont séparées par des aires épicontinentales peu profondes, sur lesquelles se développent épisodiquement des plateformes carbonatées ou mixtes (carbonates - silicoclastiques). La dynamique sédimentaire de ces plateformes était principalement régie par l'évolution du climat, la tectonique et les variations du niveau marin (Strasser et al., 1999, Jank et al., 2006a, Carpentier et al., 2007, Strasser & Védrine, 2009, Carpentier et al., 2010).

Dans ce contexte paléogéographique, la plateforme jurassienne de l'Oxfordien supérieur – Kimméridgien inférieur s'étendait entre le Massif ardeno-rhénan et la Terre centrale. Elle formait un haut-fond entre deux bassins plus profonds, le Bassin delphino-helvétique au sud-est et le bassin de Paris au nord-ouest. Les vestiges de cette plateforme affleurent aujourd'hui en de nombreux points dans la zone transfrontalière du Jura franco-suisse, notamment entre les départements du Doubs et de l'Ain pour la partie française (Contini & Hantzpergue, 1973, 1975, Gaillard, 1983, Bernier, 1984, Enay et al., 1988, Gygi, 2000, Jank, 2004). Aux alentours de la limite Oxfordien-Kimméridgien, un important provincialisme des faunes d'ammonites divisait l'Europe occidentale en quatre provinces biogéographiques [boréale s.s., subboréale, subméditerranéenne et téthysienne] (Hantzpergue, 1989, Hantzpergue, 1993, Thierry et al., 2000, Przybylski et al., 2010, Lefort et al., 2011). La plateforme jurassienne se situait alors exactement à l'interface entre les provinces biogéographiques subboréale et subméditerranéenne. La partie la plus septentrionale de la plateforme abritait de rares faunes à affinités boréales et la partie méridionale, des faunes à affinités téthysiennes (Enay, 1966, Contini & Hantzpergue, 1973, 1975, Hantzpergue, 1975, Enay et al., 1988, Gygi, 2000). Charnière pour le calage des échelles biostratigraphiques entre les deux provinces, aujourd'hui encore objet de débats, les dépôts de la zone intermédiaire, sont totalement dépourvus d'ammonites et n'apportent aucune donnée biostratigraphique susceptible d'aider au calage (Enay et al., 1988). De ce fait, la position exacte de la limite Oxfordien-Kimméridgien stratotypique et des autres limites de zones de référence dans les séries jurassiennes sont mal définies. Ceci a donné lieu à plusieurs propositions de corrélations entre les différents secteurs de la plateforme et à des interprétations différentes de la géométrie des dépôts dont aucune ne fait actuellement consensus (Bernier, 1984, Enay et al., 1988, Chevallier, 1989, Cochet et al., 1994, Enay, 2000, Bernier, 2002).

Ceci freine l'acquisition d'une connaissance intime du fonctionnement de cette plateforme, idéalement située au cœur de l'archipel ouest-européen, à l'interface entre les différents domaines biogéographiques, alors même que des comparaisons fines avec d'autres plateformes proches, seraient susceptibles d'apporter des éclaircissements sur le fonctionnement de la marge nord-téthysienne et sur ses différents facteurs de contrôle.

Les études précédemment menées dans le Jura français ont montré une grande diversité de faciès qui indique des changements environnementaux fréquents et une histoire complexe, directement rattachée à l'histoire et à la dynamique de la marge nord-téthysienne (Gaillard, 1983, Bernier, 1984, Enay et al., 1988, Olivier et al., 2011). La plupart des études traitant de l'évolution du climat du Jurassique supérieur ont une résolution temporelle faible et ne permettent pas une bonne compréhension des variations du climat à haute fréquence (Riboulleau et al., 1998, Price, 1999, Abbink et al., 2001, Wierzbowski, 2002, Wierzbowski, 2004). Quelques études géochimiques récentes réalisées sur des coquilles de bivalves mettent néanmoins en évidence des variations importantes et inattendues du climat à haute fréquence (Brigaud et al., 2008, Lefort, 2011). Sur les plateformes l'étude des constructions coralliennes se révèle souvent utile pour reconstituer les conditions paléoenvironnementales comme par exemple les conditions trophiques, la luminosité, les conditions

d'énergie, ou encore le taux de sédimentation (Nose & Leinfelder, 1997, Dupraz & Strasser, 1999, 2002, Olivier et al., 2004). Les dépôts de l'Oxfordien - Kimméridgien de la plateforme jurassienne contiennent des constructions récifales particulièrement diversifiées et encore aujourd'hui très peu étudiées (Olivier et al., 2011). En outre, la découverte en 2006, d'un site à pistes de dinosaures a mis en évidence l'existence insoupçonnée d'incursions de dinosaures sur la plateforme dès l'Oxfordien terminal. Ceux-ci pouvaient alors, semble-t-il, se déplacer à plus de 150 km des terres émergées, dans des zones généralement immergées de la plateforme, suggérant la mise en place ponctuelle d'isthmes entre les terres émergées ouest-européennes (Diedrich, 2011), sur lesquels des animaux tels que des sauropodes pouvaient trouver les ressources nécessaires à leur migration, voire même à leur installation.

Les dépôts contemporains à ceux du Jura français en Suisse et sur le pourtour du bassin de Paris sont également pauvres en fossiles biostratigraphiques. Néanmoins, de nombreuses études utilisant la stratigraphie séquentielle, la cyclostratigraphie et la minéralostratigraphie pour pallier l'absence de fossiles biostratigraphiques y ont été menées depuis les années 90. Les corrélations effectuées par ce biais ont une résolution supérieure à celle des sous-zones d'ammonites et précisent considérablement le calage des séries.

Par le biais de méthodes similaires, appliquées à la plateforme jurassienne française, cette thèse se propose d'apporter des réponses aux problématiques suivantes :

- Réactualiser et préciser le schéma bio-lithostratigraphique de la portion française de la plateforme jurassienne par l'établissement de corrélations séquentielles.
- Positionner la limite Oxfordien-Kimméridgien stratotypique dans les dépôts de la plateforme jurassienne, observer le calage biostratigraphique des séries méridionales (échelle subméditerranéenne) par rapport aux séries septentrionales (échelle subboréale) et confronter les résultats obtenus au calage des échelles biostratigraphiques tel qu'il est admis actuellement.
- Etablir des corrélations séquentielles et lithostratigraphiques avec la portion suisse de la plateforme, puis avec la plateforme lorraine et le reste des dépôts marins ouest-européens contemporains.
- Contraindre les variations climatiques de hautes fréquences subies par la marge nord-téthysienne autour de la limite Oxfordien-Kimméridgien par des analyses géochimiques de haute résolution et les confronter aux données et interprétations issues de l'enregistrement sédimentaire.
- Discuter l'évolution de la plateforme et de sa dynamique afin de mettre en évidence les principaux facteurs de contrôle de celles-ci.
- Discuter les facteurs environnementaux qui contrôlent la répartition des entités récifales le long de la plateforme, leur composition et leur évolution en fonction de la dynamique sédimentaire.
- Discuter l'enregistrement des pistes de dinosaures sur la plateforme en fonction de la dynamique sédimentaire et au sein d'un cadre séquentiel de haute résolution.

1.2. Démarche

Afin d'atteindre ces objectifs, une démarche en six étapes a été mise en place.

La première a consisté à réaliser en parallèle une analyse faciologique banc par banc et une analyse des surfaces remarquables de dix coupes réparties le long d'un transect séquent à la plateforme. Ces analyses ont permis de mettre en évidence l'évolution des environnements de dépôt le long de chaque coupe et d'interpréter les processus sédimentaires responsables de la formation des discontinuités (périodes de non dépôt ou de ralentissement de la sédimentation, émersion,

ennoiement…). Les éléments permettant de réaliser cette première étape seront développés dans le chapitre 3. Elle sera mise en œuvre coupe par coupe dans le chapitre 5.

La seconde étape a consisté à réaliser une analyse séquentielle en interprétant l'évolution des faciès et des surfaces remarquables en termes de variations du niveau marin relatif pour chaque coupe. Cette étape a conduit à l'identification au sein des coupes de séquences de dépôt hiérarchisées, d'échelles différentes. Les concepts utilisés pour réaliser cette analyse seront explicités dans le chapitre 4. Comme l'analyse faciologique, l'analyse séquentielle coupe par coupe figure dans le chapitre 5.

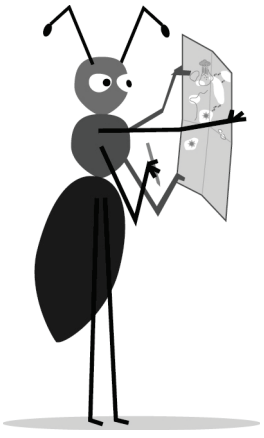
La troisième étape a consisté à identifier les séquences de dépôt communes à toutes les coupes et à effectuer des corrélations de proche en proche entre ces séquences. Dans un premier temps, seules les séquences de grande échelle ont été considérées, puis les séquences d'échelles inférieures, partout où cela était possible. La compatibilité des corrélations obtenues avec les données biostratigraphiques a été vérifiée. Cette technique a permis de mettre en évidence la géométrie des dépôts sédimentaires, l'existence éventuelle de hiatus et l'évolution de la morphologie de la plateforme. Elle a abouti à la mise en place de modèles de faciès pour chaque grand cycle de dépôt. Ces modèles reflètent l'évolution dans l'espace et le temps des faciès et des conditions de dépôt sur la plateforme et permettent d'appréhender la dynamique sédimentaire de la plateforme. Cette étape est développée dans le chapitre 6.

La quatrième étape a consisté à réaliser un nouveau schéma bio-lithostratigraphique et séquentiel, puis à confronter celui-ci à ceux proposés dans d'autres études réalisées dans des séries sédimentaires de plateformes contemporaines d'Europe occidentale (Suisse, Lorraine).Cette étape a permis d'intégrer le cadre lithostratigraphique et séquentiel de la portion française de la plateforme jurassienne dans le cadre lithostratigraphique et séquentiel ouest-européen. Les événements sédimentaires communs à toutes les plateformes ont ainsi pu être mis en évidence et distingués des événements et phénomènes locaux, spécifiques à la plateforme jurassienne. La quatrième étape figure chapitre 6.

Dans une cinquième étape, les variations sur la plateforme de la température des eaux de surface et de la quantité de carbone inorganique dissout ont été contrôlées par des mesures de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ sur des coquilles d'huîtres et de *Trichites*, prélevées dans le Jura central. Afin de discriminer, parmi les variations observées, les variations liées à des phénomènes climatiques de grande ampleur des variations liées à des phénomènes locaux, une seconde série d'analyses a été réalisée dans des niveaux contemporains en Normandie. Cette ultime étape a permis de mettre en relation les grands événements affectant la sédimentation à échelle ouest-européenne avec des modifications climatiques importantes et de préciser l'évolution de la dynamique et de la morphologie de la plateforme en fonction de l'évolution du climat local. Cette étape a été traitée dans le chapitre 8 et les résultats issus de ces analyses ont été mis en parallèle de l'évolution sédimentaire de la plateforme et discutés dans le chapitre 9.

Dans une sixième et ultime étape, une synthèse de tous les résultats obtenus dans les étapes précédentes a permis de discuter, au chapitre 9, l'évolution sédimentaire de la plateforme jurassienne et d'en évaluer les principaux facteurs de contrôle. La position des niveaux à pistes de dinosaures et la répartition des récifs coralliens ont fait l'objet de discussions spécifiques, développées au chapitre 9.

2. **Contexte géologique**



2.1. Localisation géographique

Les niveaux de l'Oxfordien terminal et du Kimméridgien basal sont enregistrés dans les trois grands bassins sédimentaires français. Ils affleurent fréquemment, en particulier dans les zones en bordure du bassin de Paris, du Bassin aquitain, et dans le Jura *(Figure 2.1a)*. Les affleurements bien calés biostratigraphiquement et peu tectonisés sont néanmoins relativement rares (Guyader, 1968, Mégnien & Mégnien, 1980, Chevallier, 1989, Hantzpergue, 1989, Samson et al., 1996, Carpentier, 2004, Gallois, 2005a, Gallois, 2005b, Lefort, 2011).

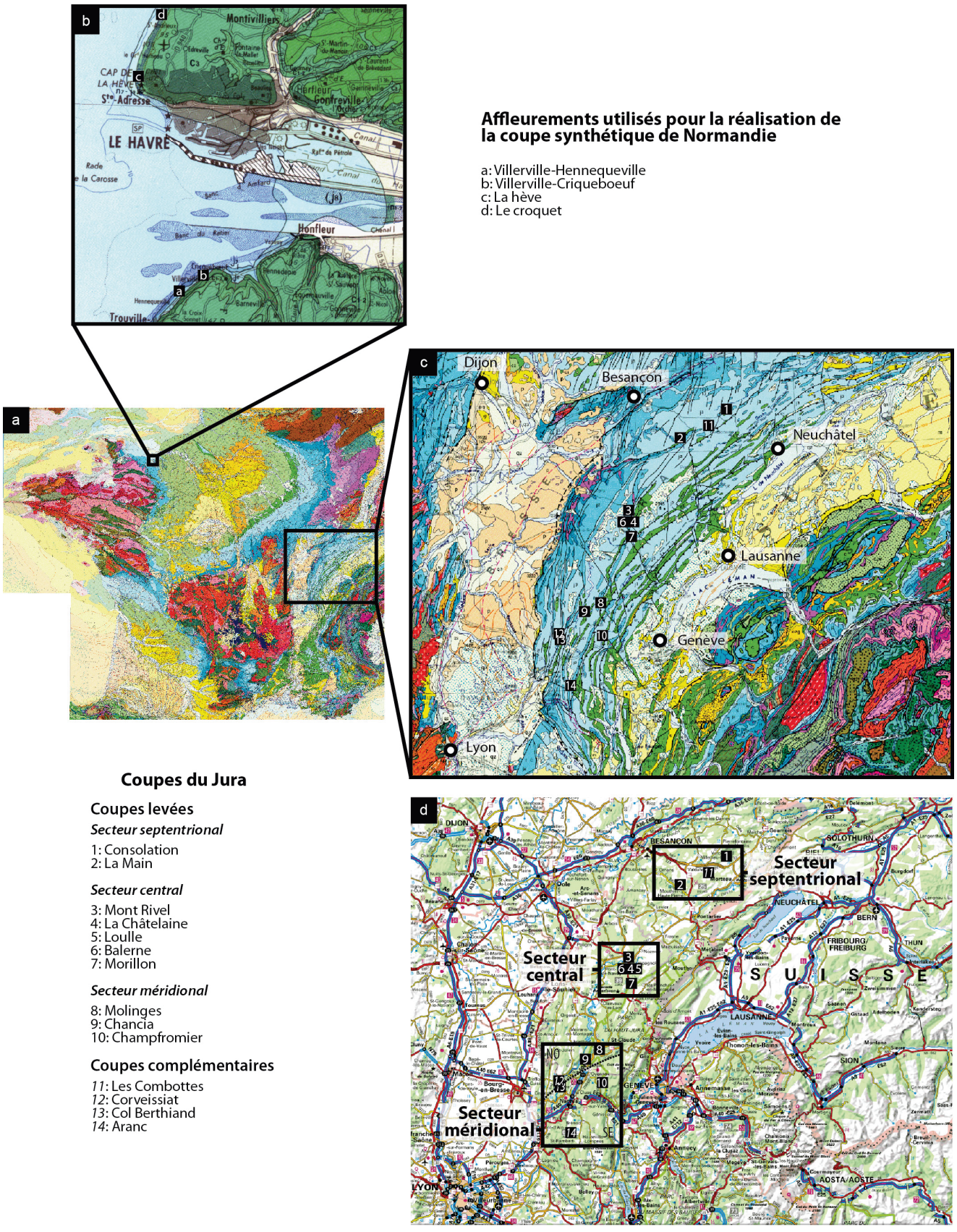
Grâce à sa morphologie plissée ou en plateaux incisés par le réseau hydrographique, le Jura (au sens géologique du terme) est une zone privilégiée d'observation des niveaux du Jurassique supérieur. Ce travail se concentre sur 10 coupes peu tectonisées, situées dans le Jura français. Celles-ci recoupent des niveaux de l'Oxfordien terminal et/ou du Kimméridgien basal. Elles sont réparties le long d'un transect approximativement nord-nord-est/sud-sud-est *(Figure 2.1c,d)*. Le long de ce transect, trois secteurs sont individualisés, au sein desquels les coupes sont rapprochées et présentent de grandes similitudes:

- **le secteur septentrional** qui correspond à un triangle compris entre Besançon, Pontarlier et Montbéliard dans le département du Doubs (25). Il comprend les coupes de Consolation et La Main qui seront utilisées dans ce travail comme coupes de référence, et la coupe des Combottes extraite de la littérature qui fournira des informations complémentaires sur l'organisation des grands ensembles lithologiques dans le secteur.

- **le secteur central** qui correspond à une aire géographique comprise entre Champagnole et Saint-Laurent-en-Grandvaux dans le département du Jura (39) et a été étudié ici par l'intermédiaire des coupes de Mont Rivel, La Châtelaine, Loulle, Balerne, et Morillon.

- **le secteur méridional** qui correspond à une aire géographique située au sud de Saint Claude dans les départements du Jura (39) et de l'Ain (01). Ce vaste secteur se subdivise en deux sous-secteurs qui montrent des dépôts sédimentaires différents : le sous-secteur nord-ouest qui comprend les coupes de Molinges et Chancia, et le sous-secteur sud-est qui sera décrit par l'intermédiaire de la coupe de Champfromier. Afin de décrire au mieux ce secteur complexe, des données de terrain issues des coupes de Corveissiat et du Col Berthiand, situées à la jonction entre les deux sous-secteurs seront jointes aux données des coupes de référence du secteur. De la même manière, des données supplémentaires sur la coupe d'Aranc, située dans la partie la plus méridionale du secteur seront également adjointes.

Dans le chapitre 8, une coupe située en Normandie est intégrée à ce travail. Cette coupe est une coupe composite, réalisée à partir d'affleurements répartis de part et d'autre de l'estuaire de la Seine entre les localités de Hennequeville et du Croquet *(Figure 2.1b)*.



Affleurements utilisés pour la réalisation de la coupe synthétique de Normandie

a: Villerville-Hennequeville
b: Villerville-Criqueboeuf
c: La hève
d: Le croquet

Coupes du Jura

Coupes levées

Secteur septentrional

1: Consolation
2: La Main

Secteur central

3: Mont Rivel
4: La Châtelaine
5: Loulle
6: Balerne
7: Morillon

Secteur méridional

8: Molinges
9: Chancia
10: Champfromier

Coupes complémentaires

11: Les Combottes
12: Corveissiat
13: Col Berthiand
14: Aranc

Figure 2.1 Localisation géographique des affleurements exploités

2.2. Paléogéographie et contexte tectonique

Au Jurassique supérieur, l'Europe de l'ouest appartenait à la marge nord-téthysienne. Elle était constituée d'un archipel d'îles séparées par des bassins intracratoniques ou des aires épicontinentales peu profondes, occupées par des plateformes carbonatées à mixtes *(Figure 2.2a,b)*. Situé entre la Terre centrale et le Massif rhénan, le Jura constituait un large haut fond d'axe NE/SO, séparant le bassin de Paris du Bassin delphino-helvétique. Sur ce haut-fond se développaient régulièrement des plateformes carbonatées, ouvertes à la fois vers le bassin de Paris et le Bassin delphino-helvétique *(Figure 2.2b,c)*. Latéralement, ces plateformes successives étaient en connexion avec la Plateforme de Bourgogne à l'ouest, la Plateforme de Lorraine au nord et la Plateforme Souabe à l'Est.

Le Jurassique supérieur est une période tectoniquement active au cours de laquelle s'ouvrent l'Atlantique central et dans une moindre mesure l'Atlantique nord. La Téthys alpine est également en expansion et une dorsale borde l'est de l'Europe occidentale *(Figure 2.2b)*. Le Jura se situe sur la marge passive nord-téthysienne qui, dans ce contexte distensif, est affectée par une subsidence relativement élevée (Wildi et al., 1989).

Dans le Jura suisse, des systèmes de blocs basculés à subsidence différentielle ont été mis en évidence et semblent influencer la sédimentation à l'Oxfordien supérieur (Wildi et al., 1989, Pittet, 1996). Les dépôts du Kimméridgien inférieur et leur répartition sont en revanche peu affectés par la tectonique syn-sédimentaire et le Kimméridgien inférieur est considéré comme une période de relative stabilité (Colombié, 2002, Jank, 2004).

Dans le Jura français, l'existence de blocs basculés n'a à ce jour jamais été mis en évidence. Certains auteurs suggèrent tout de même l'existence sous-jacente d'une paléostructuration du socle en horsts et grabens, dans la continuité des accidents mis en évidence en Suisse (Enay et al., 1988, Cochet, 1994). Ces auteurs supposent que ce système a également pu être réactivé au Jurassique supérieur et pourrait être à l'origine de la distribution des faciès et de l'existence de certaines lacunes (Cochet et al., 1994).

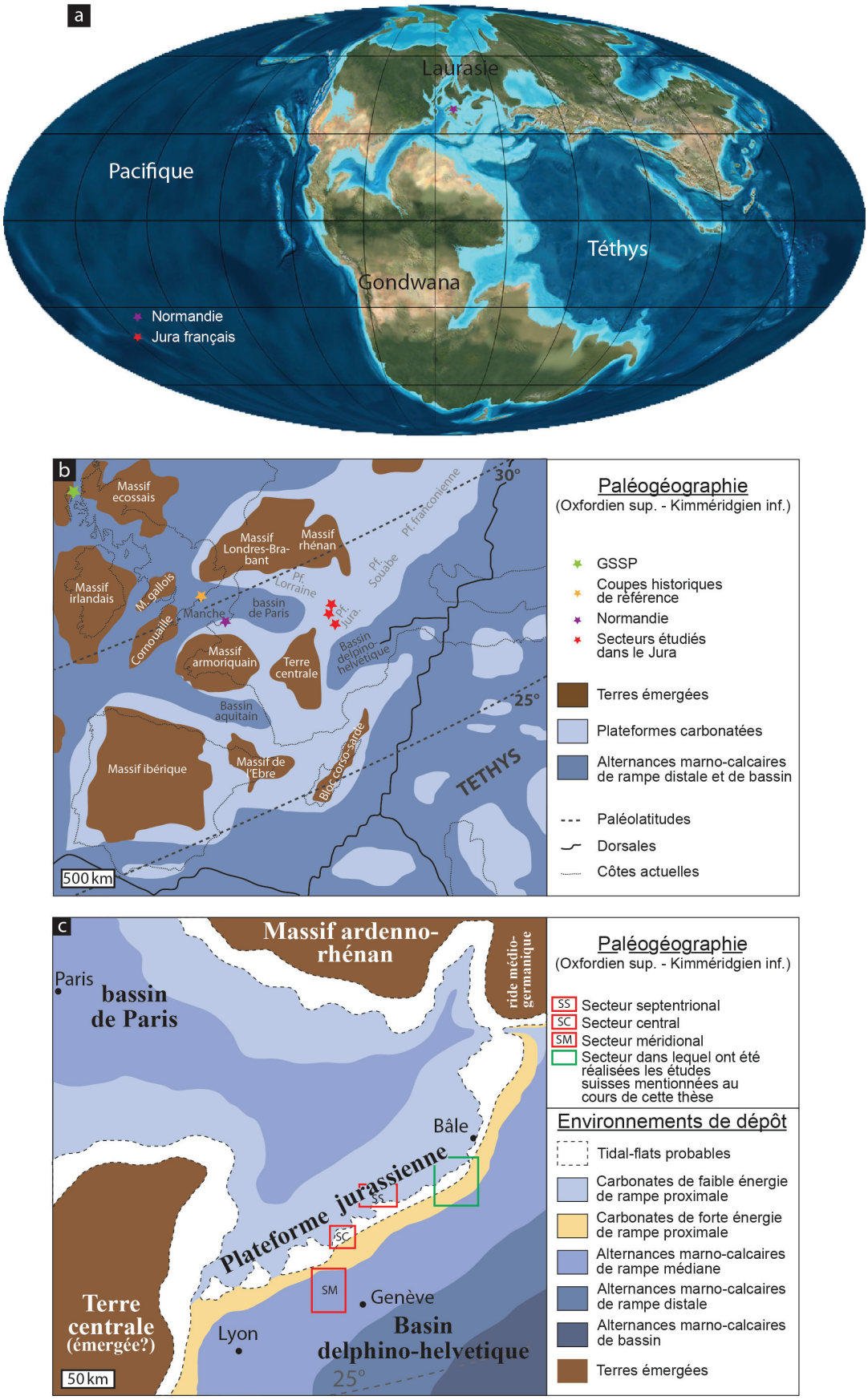


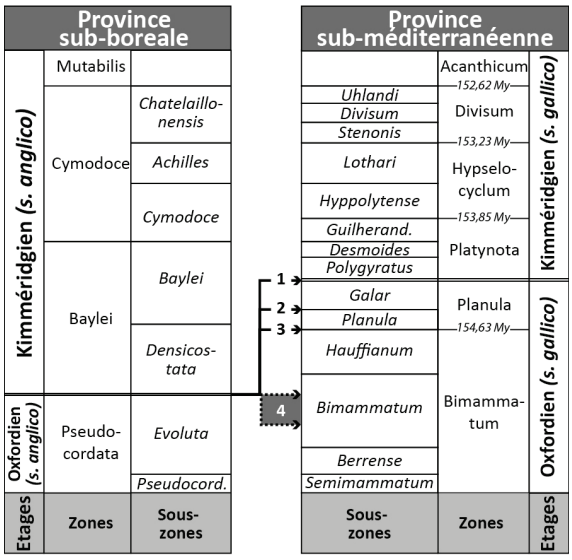
Figure 2.2 Contexte paléogéographique

a : Carte paléogéographique mondiale du Jurassique supérieur d'après Ron Blakey (2010, http://cpgeosystems.com/mollglobe.html)

b : Carte paléogéographique de l'Europe occidentale aux alentours de la limite Oxfordien-Kimméridgien, modifiée d'après Dercourt et al. (1993)

c : Distribution des principaux types de faciès autour de la plateforme jurassienne à l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur [modifiée d'après Thierry et al.(2000), Hug (2003) et Jank (2004)]

2.3. Cadre chronologique et biostratigraphie



Bibliographie

1: Geyer (1969), Cariou & Hantzpergue (1997)
2: Birkelond & Callomon (1985), Melendez et al. (2006)
3: Atrops et al. 1993
4: Matyja & Wierbowski (2003); Wierbowski et al. (2006), Przybylski et al. (2010), Wright (2010), Ogg et al. (2012)

Tableau 2.1 Calage de la limite Oxfordien-Kimméridgien stratotypique sur l'échelle subméditerranéenne en fonction des auteurs

Cette étude se concentre sur un intervalle de temps couvrant l'Oxfordien terminal et le Kimméridgien inférieur. Les dépôts du Jura français de cette période contiennent très peu de fossiles biostratigraphiques. Seuls les brachiopodes et les ammonites sont des outils de datation biostratigraphique fiables, et les brachiopodes offrent seulement un calage de faible résolution.

Chez les ammonites, cette période est marquée par un important provincialisme des faunes. Biogéographiquement, l'Europe méridionale appartient à la province subméditerranéenne et l'Europe septentrionale à la province subboréale. Le Jura marque approximativement la limite entre les deux provinces. Chacune de ces provinces possède une biozonation à ammonites différente. Selon celles-ci, l'intervalle étudié ici couvre :

- pour la province subméditerranéenne, les zones à Bimammatum et Planula de l'Oxfordien supérieur puis à Platynota, Hypselocyclum et Divisum du Kimméridgien inférieur ;

- pour la province subboréale, la zone à Pseudocordata de l'Oxfordien terminal et les zones à Baylei et Cymodoce du Kimméridgien inférieur.

Les coupes stratotypiques et coupes de référence de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien inférieur appartiennent aux provinces subboréale et boréale. Les échelles biostratigraphiques de ces deux provinces sont donc considérées comme les échelles de référence pour cet intervalle. Le calage de ces deux échelles est facilité par l'existence de nombreuses zones où faunes boréales et subboréales s'intercalent. La limite Oxfordien-Kimméridgien coïncide avec la base de la zone à Baylei sur l'échelle subboréale et la base de la zone à Bauhini sur l'échelle boréale.

Il existe en revanche peu d'endroits où faunes subboréales et subméditerranéennes s'intercalent. L'établissement d'un calage précis entre les échelles biostratigraphiques de ces deux provinces a longtemps été controversé. Plusieurs propositions de calage de la limite Oxfordien-Kimméridgien sont disponibles dans la littérature (*Tableau 2.1*). Historiquement, la limite entre les zones à Planula et Platynota marque la limite entre l'Oxfordien et le Kimméridgien (*sensu gallico*) sur l'échelle subméditerranéenne (Geyer, 1969, Cariou & Hantzpergue, 1997). Plusieurs propositions placent la limite stratotypique à la base ou dans la zone à Planula (Birkelund & Callomon, 1985, Atrops et al., 1993, Melendez et al., 2006). Les études les plus récentes, principalement menées en Pologne où il existe des affleurements où faunes subboréales et subméditerranéennes s'indentent, placent la limite Oxfordien-Kimméridgien stratotypique quelque part dans la zone à Bimammatum sur l'échelle subméditerranéenne (Matyja & Wierzbowski, 2003, Wierzbowski, 2004, Wierzbowski et al., 2006). Cette dernière proposition est appuyée par des corrélations magnétostratigraphiques indépendantes (Przybylski et al., 2010). Elle est utilisée dans plusieurs études et dans les ouvrages de référence les plus récents (Wright, 2010, Ogg et al., 2012).

2.4. Contextes climatique et eustatique

À l'Oxfordien terminal, le climat humide et plutôt froid, caractéristique de l'Oxfordien moyen (Dromart et al., 2003, Brigaud et al., 2008), devient progressivement aride et chaud (Abbink et al., 2001, Bartolini et al., 2003, Brigaud et al., 2008). Cette aridification se poursuit au Kimméridgien inférieur (Colombié, 2002). Mouchet (1995, 1998) met en évidence, à la fin du Kimméridgien inférieur, une chute du taux de kaolinite, qui semble indiquer la mise en place d'un climat plus tempéré.

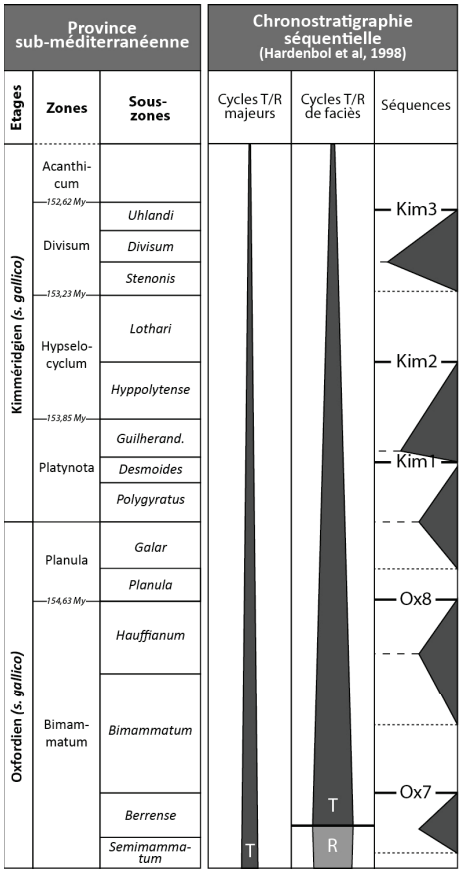
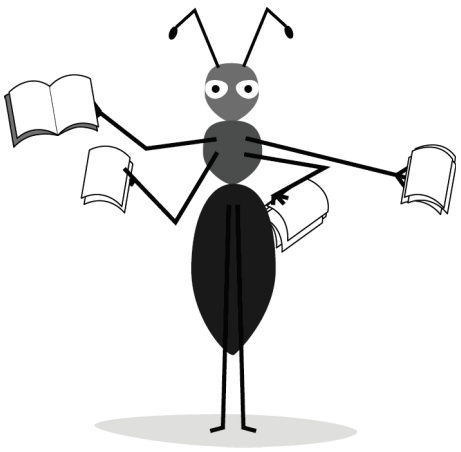


Figure 2.3 Cadre biostratigraphique et séquentiel (Hardenbol et al., 1998)

Parallèlement à cette évolution climatique, le niveau marin augmente à basse fréquence (2ème ordre) depuis la base de l'intervalle étudié jusqu'au Kimméridgien supérieur *(Figure 2.3)*. Au troisième ordre il effectue également plusieurs fluctuations (Ox7 à Kim 3), marquées par des phases de progradation et rétrogradation des plateformes (Hardenbol et al., 1998).

Dans les dépôts de la plateforme suisse, A. Strasser et ses collaborateurs mettent en évidence des séquences de moyenne et petite échelle, liées semble-t-il à l'expression, dans les sédiments, des cycles orbitaux d'excentricité de 400 ka et 100 ka (Strasser et al., 1999, Pittet et al., 2000, Hug, 2003, Colombié & Rameil, 2007, Strasser, 2007). Bien qu'aucun indice ne laisse présumer l'existence d'une calotte polaire (Price, 1999), l'évolution climatique de haute fréquence semble contrôler les variations du niveau marin sur la plateforme. Cependant, aucune étude n'a à ce jour mis en évidence des variations de température à ces échelles de temps. En revanche, il semble que les limites de ces séquences s'accompagnent souvent d'apports silicoclastiques et qu'elles pourraient être liées à des conditions plus humides que les périodes de haut niveau marin (Pittet, 1996).

3. **Faciès et modèle de faciès**



3.1. Introduction à l'analyse faciologique

Un faciès est l'ensemble des caractéristiques (composition, texture et granulométrie, structures sédimentaires, couleur) d'une roche sédimentaire. L'analyse faciologique consiste à déterminer le faciès d'une roche par l'observation macroscopique de celle-ci, sur le terrain et en section polie. Le recours à l'observation de lames minces au microscope optique permet d'affiner la détermination du faciès. Dans ce cas, on parle d'analyse microfaciologique. Celle-ci permet de lever les ambiguïtés de l'analyse macroscopique, en particulier lorsque la texture est difficile à déterminer. En outre, elle révèle la composition intime de la roche (microfaune, composition minéralogique, ciments…) qui, dans le cas de roches carbonatées s'avère souvent aussi riche en informations sur l'environnement de dépôt que la composition déterminée macroscopiquement.

3.2. Méthode de l'analyse faciologique

Dans cette étude, l'analyse faciologique a commencé sur le terrain par un lever de coupe banc par banc, une identification des structures sédimentaires et un repérage des changements lithologiques verticaux et horizontaux au sein des bancs. En parallèle, un échantillonnage banc par banc a été mené, plusieurs fois par banc si des variations lithologiques étaient notées au sein du banc. Une première description macroscopique du faciès a été proposée directement sur le terrain. La composition des bancs (taille des grains, matrice, argilosité, bioturbation…), les surfaces remarquables ainsi que les grandes tendances de stratonomie ont également été scrupuleusement consignées. En laboratoire, tous les échantillons ont été observés en sections polies sous loupe binoculaire. Parmi eux, plus de 500 ont été montés en lames minces. Les lames minces ont été observées avec un grossissement variable (de x15 à x100). L'objectif x40 a été utilisé comme objectif de référence pour réaliser les comptages. La détermination des textures a été effectuée selon les classifications de Dunham (1962) et Wright (1992). L'abondance des grains (biogènes et abiogènes) a été déterminée en lames minces, selon une méthode semi-quantitative qui consiste à les répartir en cinq catégories : Rare (R, un ou deux grains dans la lame), Rare à Commun (RàC, entre 2 et 10 grains / lame), Commun (C, entre 10 et 20 grains / lame), Fréquent (F, >20 grains / lame), Abondant (A, domine largement l'assemblage). Ne pouvant être déterminée en lame mince, l'abondance des éléments de grande taille a été déterminée sur le terrain ou dans les échantillons macroscopiques. Les critères d'appréciation étant moins objectifs, les gros éléments n'ont été classés qu'en trois catégories : Rares (R), Commun (C) et Fréquent (F). Les « chartes de comparaison pour estimation visuelle des pourcentages » de Baccelle et Bossellini, disponibles dans Flügel (2004) ont été utilisées pour estimer l'abondance des grains de quartz. Le tri granulométrique a été estimé visuellement selon quatre catégories (excellent, bon, médiocre, mauvais), sur la base de la « charte de comparaison pour le tri des particules (Longiaru, 1987) » proposée dans Flügel (2004). Les matrices et ciments ont été observés attentivement afin de mettre en évidence les processus diagénétiques.

Le *Tableau 3.1* regroupe tous les faciès identifiés au cours de cette étude et leurs principales caractéristiques sédimentologiques. Ces différents faciès ont été comparés à des faciès d'environnements de plateforme actuels et fossiles, publiés dans des ouvrages de référence (Ginsburg, 1975, Hardie, 1977, Purser, 1980, 1983, Tucker & Wright, 1990, Flügel, 2004). Ces comparaisons ont conduit à proposer, pour chaque faciès de la plateforme jurassienne, un environnement de dépôt, caractérisé par une faune, une flore et des conditions physico-chimiques spécifiques.

Faciès	Description	Texture (Dunham, 1962 Wright, 1992)	Constituants diagnostiques	Stratification, structures sédimentaires et granulométrie	Paléoenvi-ronnement
Offshore inférieur (Oi) - Rampe distale					
Oi1	Alternances marno-calcaires à calcaires fins, bleu-gris, beiges après altération	m+M (W)	Echinodermes et bivalves (R-RàC), *Lenticulina*, *Epistomina*, spicules d'éponges siliceuses et ostracodes (R-RàC, ponctuellement C).	Bancs calcaires de 10 à 25 cm, lits marneux de 5 à 10 cm. Terriers de grandes taille (> 1 cm, *Thalassinoides*?) et millimétriques (*Chondrites*), en proportions variables. Bioclastes millimétriques.	Rampe distale, Offshore inférieur
Oi2	Calcaires fins, parfois silteux, bleu-gris, beiges après altération	M + lamines P/W	Péloïdes (A). Faune peu diversifiée: spicules d'éponges siliceuses, ostracodes, *Lenticulina* et *Epistomina* (F dans lamines P/W). Silts quartzeux (> 15% dans lamines P/W).	Bancs décimétriques. Terriers de grandes taille (> 1 cm, *Thalassinoïdes*?) et millimétriques (*Chondrites*). Bancs M: Bioclastes millimétriques. Lamines P/W (tempestites): lamination entrecroisée, excellent tri granulométrique, grains < 1 mm.	Rampe distale, Offshore inférieur
Offshore supérieur (Os) - Rampe médiane					
Os1	Calcaires faiblement bioclastiques alternants avec de fins lits marneux	W (P)	Faune peu diversifiée: spicules d'éponges siliceuses, ostracodes, échinodermes et bivalves (F), *Lenticulina* et *Epistomina* (R-C), gastéropodes (R). Clastes très fragmentés.	Bancs métriques à pluridécimétriques, intervales marneux décimétriques. Aucune structure visible sinon une bioturbation confuse. Bon tri granulométrique (inframillimétrique).	Rampe médiane Offshore supérieur
Os2	Calcaires bioclastiques riches en serpules pelotonnées	W (P)	Oncoïdes de Type 5 (RàC). Faune modérément diversifiée: ostracodes, bivalves et échinodermes (F-C), serpules (C, en pelottes autour de fins bioclastes -bivalves-), spicules d'éponges siliceuses, *Bullopora* et nubéculaires (RàC). Clastes très fragmentés.	Bancs massifs métriques. Aucune structure visible. Tri médiocre, grains généralement < 1 mm, pelottes de serpules (0,2-0,8 cm).	Rampe médiane Offshore supérieur
Os3	Calcaires bioclastiques	P-W	Oncoïdes de type 2 et 3 allochtones (R). Spicules d'éponges siliceuses, ostracodes, échinodermes, bivalves (F), débris coralliens (C). Clastes très fragmentés.	Bancs métriques. Aucune structure visible. Bon tri granulométrique (inframillimétrique).	Rampe médiane Offshore supérieur
Os4	Marnes à tempestites micritiques, bioclastiques et gréseuses	m+M/µP	Tempestites micritiques: péloïdes (C), ostracodes et fins débris bioclastiques indet. (R) Tempestites bioclastiques: péloïdes (A), échinodermes (F), *Tetraserpula* (F-R), gastéropodes (F-C), *Lenticulina* (F-C), bivalves et ostracodes (F-Abs), spicules d'éponges siliceuses et brachiopodes, (C-Abs). Tempestites gréseuses: péloïdes (A), bioclastes indet (RàC), quartz (> 20%).	Tempestites micritiques: < 10 cm, toit plan souvent bioturbé, mur irrégulier, parfois quelques bioclastes dans les dépressions. Tempestites bioclastiques: 10-20 cm, toit plan, mur irrégulier, granoclassement normal, *Thalassinoïdes*. Tempestites gréseuses: mur plan ou groove casts et traces de traction d'ammonites tuberculées sur le fond (roll marks), toit parfois bioturbé, rides d'interférences ou rides unidirectionelles.	Rampe médiane Offshore supérieur
Os5	Marnes calcaires à oncoïdes centimétriques	P-W	Oncoïdes de type 2, 5 et 6 (type 6 majoritaire). Bivalves, brachiopodes, spicules d'éponges siliceuses, échinodermes (F-C), éponges calcaires (R). Silts quartzeux en proportions variables jusqu'à 10%.	Intervalles marneux métriques ou décimétriques. Conglomérat à oncoïdes. Bon tri granulométrique. Oncoïdes pluricentimétriques.	Rampe médiane Offshore supérieur
Os6	Calcaires construits à coraux et microbialites	B	Colonies coralliennes à épais encroûtements léïolitiques et thrombolitiques (micrite dense incluant bryozoaires, serpules, nubéculaires, *Bullopora* et *Tubiphytes*). Oncoïdes de Types 2, 5 et 6. Spicules siliceuses (C).	Intervalles décimétriques. Biostrome à coraux et microbialites. Oncoïdes de 1 à 3 cm (plus rarement, jusqu'à 10 cm).	Rampe médiane Offshore supérieur
Os7	Calcaires péloïdaux fins à bioturbation confuse	µP/W	Micro-péloïdes (A), ooïdes (RàC). Echinodermes (articles de crinoïdes) et bivalves (A-C), brachiopodes, serpules, bryozoaires, *Lenticulina*, spicules d'éponges siliceuses et ostracodes (RàC-Abs).	Bancs métriques massifs. Bioturbation intense, efface tout litage. Tri granulométrique bon et très fin. Particules les plus grossières (articles de crinoïdes) jamais > 1 mm.	Rampe médiane Offshore supérieur
Os8	Alternances marno-calcaires à tempestites	G/µP/M	Micro-péloïdes (A), ooïdes (RàC). Echinodermes (articles de crinoïdes) et bivalves (A-C), brachiopodes, serpules, bryozoaires, *Lenticulina*, spicules d'éponges siliceuses et ostracodes (RàC-Abs). Silts quartzeux (< 1%).	Bancs décimétriques, alternant avec de fins lits marneux. Alternances de lamines micritiques à péloïdes (M-µP) avec des lamines grossières bioclastiques et oolithiques (P-G) à bases faiblement érosives et parfois granoclassement normal ou lamination faiblement entrecroisée. Bioturbation fréquente. Tri granulométrique bon. Taille des grains de 0,1 à 1 mm en fonction des lamines.	Rampe médiane Offshore supérieur
Os8b	Patch récifaux à coraux et microbialites	B	Constructions: coraux = 55%, microbialites = 30%, sédiment (Os8 en général) = 10%, serpules+huîtres + autres organismes = 4%. Colonies coralliennes petites, massives en boules ou en assiettes. Nombre de genres représentés ≈ 15, *Thamnasteria* + *Microsolena* ≈ 50% des colonies. Thrombolites: micrite dense + nubéculaires + *Tubiphytes*. Brachiopodes parfois observés dans les cavités entre les colonies.	Formation de patch plurimétriques. Phases de croissance majeures métriques, mineures décimétriques. Arrêts de croissance: surfaces oxydées. Colonies rarement supérieures à 15 cm, 10-12 cm en moyenne. Encroûtements microbialitiques jusqu'à 2 centimètres, entre les colonies.	Rampe médiane Patch-reefs d'offshore supérieur
Os9	Calcaires argileux à macrofaune de bivalves, brachiopodes et gastéropodes	P	Péloïdes, intraclastes et débris bioclastiques indet. (A). Bivalves (A, souvent sous forme de débris fins, parfois une coquille d'huître ou de *Trichites* sub complète), echinodermes, spicules d'éponges siliceuses, serpules et bryozoaires (C-RàC). Macrofaune à bivalves (*Pholadomya*, *Lucina, etc.*), brachiopodes (*Terebratula*) et gastéropodes (*Harpagodes*) sub-complets, parfois en position de vie.	Vires argilo-sableuses inframétriques très friables. Bioturbation difficile à mettre en évidence mais existante. Débris infra-millimétriques, macrofaune complète pluricentimétrique.	Rampe médiane Offshore supérieur
Os10	Biostromes à serpules	B/W	*Serpula socialis* (A), ostracodes et échinodermes (F-C), bivalves, brachiopodes, grands foraminifères agglutinants complexes, *Lenticulina*, spicules d'éponges siliceuses (C-RàC), gastéropodes, *Bacinella*, *Lithocodium*, Miliolidés (R-Abs).	Bancs décimétriques. Biostrome à serpules + sédiment (W à bioclastes). Tri granulométrique médiocre.	Rampe médiane Offshore supérieur

Tableau 3-1 (partie 1/4) Synthèse des principaux faciès de la plateforme jurassienne autour de la limite Oxfordien - Kimméridgien. Dans les constituants diagnostiques les abondances relatives pour un grain ou un ensemble de grains sont notées entre parenthèses sous forme abrégée: Abs pour Absent, R pour Rare, RàC pour Rare à Commun, C pour Commun, F pour Fréquent et A pour Abondant. A titre d'exemple, C-Abs signifie que le type de grain est généralement trouvé dans des proportions allant de Commun à Absent. Oi pour Offshore inférieur, Os pour Offshore supérieur

Faciès	Description	Texture (Dunham, 1962 Wright, 1992)	Constituants diagnostiques	Stratification, structures sédimentaires et granulométrie	Paléoenvironnement
Zone d'avant barres (Ab) - partie proximale de l'offshore supérieur - Rampe médiane					
Ab1	Calcaires bioclastiques à oncoïdes	W/P (G)	Oncoïdes de type 2, 5 et 6 (Type 2 majoritaire). Péloïdes (F), ooïdes(R). Spicules d'éponges siliceuses, bivalves, brachiopodes et échinodermes (F-C), ostracodes et débris de coraux (RàC).	Bancs massifs inframétriques. Aucune structure visible. Oncoïdes de taille variable, jusqu'à 1,5 cm.	Rampe médiane Offshore supérieur, Zone d'avant barres
Ab2	Calcaires bioclastiques à petits oncoïdes	P (W)	Oncoïdes de type 2 et 5 (F-RàC), péloïdes (F). Bivalves, échinodermes, brachiopodes et serpules (F-RàC). Colonies coralliennes isolées et remaniées. Les clastes sont très fragmentés et en cours d'oncolithisation.	Bancs massifs pluridécimétriques. Aucune structure visible. Tri médiocre. Oncoïdes jusqu'à 5mm (échantillon Av 36) mais généralement millimétriques. Coraux centimétriques.	Rampe médiane Offshore supérieur, Zone d'avant barres
Ab3	Calcaires bioclastiques à gros débris de coraux et stromatoporidés oncolithisés	P (W)	Oncoïdes de type 3 (C, cortex à *Lithocodium, Bacinella* et serpules), oncoïdes de type 2 et 5 (RàC), péloïdes (C). Spicules siliceuses (A-F), échinodermes (F-C), bivalves, brachiopodes, serpules, bryozoaires, *Lenticulina*, *Mohlerina basiliensis,* ostracodes, grands forams agglu., débris de stromatoporidés massifs et coraux (RàC-R).	Bancs massifs métriques. Aucune structure visible. Tri mauvais, débris de coraux et stromatoporidés > 2 cm.	Rampe médiane Offshore supérieur, Zone d'avant barres
Ab4	Calcaires biodétritiques et intraclastiques riches en échinodermes	P	Intraclastes et péloïdes (A). Bivalves (fins débris) et échinodermes (A), spicules d'éponges siliceuses, serpules et bryozoaires (C-R).	Bancs massifs plurimétriques, friables. Bioturbation parfois intense (*Thalassinoïdes*). Tri granulométrique bon, débris millimétriques.	Rampe médiane Offshore supérieur, Zone d'avant barres
Ab5	Calcaires biodétritiques et intraclastiques	P(G)/W	Péloïdes (C). Bivalves (F, souvent *Trichites* sub-complets et parfois en position de vie), brachiopodes, grands foraminifères agglutinants complexes (C), bryozoaires, serpules, échinodermes et spicules d'éponges siliceuses (RàC).	Bancs massifs métriques généralement packstone à la base, wakestone au toit. Bioturbation importante, surtout en toit de bancs (*Thalassinoïdes* et bioturbation indet.). Tri granulométrique bon, débris inframillimétriques.	Rampe médiane Offshore supérieur, Zone d'avant barres
Barres externes (Be)					
Be1	Calcaires bioclastiques à petits oncoïdes de type 2	P (G)	Péloïdes (A), oncoïdes de type 2 (A, sphériques à cortex micritique épais contenant localement *Bullopora*, *Placopsilina* ou des nubéculaires). Bivalves et échinodermes (F). Débris de coraux, éponges calcaires, ostracodes, serpules et gastéropodes (RàC-R).	Bancs massifs métriques. Bioturbation modérée. Tri granulométrique bon, aucun grain > 1 mm.	Barres externes subtidale
Be2	Calcaires oolithico-bioclastiques grossiers blancs crayeux	G/P	Ooïdes de type 1 [A, nuclei: échinodermes (F), bivalves, brachiopodes, *Nautiloculina*, *Lenticulina*, Textulariidés (F-C)]. Tout est oolithisé.	Accumulations plurimétriques. Large stratification entrecroisée peu visible. Tri granulométrique médiocre: ooïdes de 0,2 mm à 2 mm. Bioclastes centimétriques.	Barre oolithique externe inactive
Be3	Calcaires oolithico-bioclastiques blancs crayeux bien triés	G (P)	Ooïdes de type 1 [A, nuclei:échinodermes (F), bivalves (F), brachiopode (C), *Nautiloculina*, *Lenticulina*, Textulariidés (C)], oncoïdes de type 2 (C, cortex à placopsilina et bryozoaires), oncoïdes de type 4 (RàC), agrégats (C), lithoclastes de packstones à spicules (R). Colonies coralliennes ou de stromatoporidés roulées (C). Petits spécimènes infracentimétriques de Térébratulidés localement abondants.	Accumulations plurimétriques. Mégarides tidales décamétriques (auges et foresets) et/ou stratification plane parallèle.Micritisation et oolithisation importante. Excellent tri granulométrique, toutes les ooïdes ont la même taille dans un intervalle donné ou d'une lamine à l'autre. Les tailles varient entre 0,5 mm et 2 mm.	Barre oolithique externe active, sous influence de la marée
Be4	Calcaire oolithique à crinoïdes	G/P	Ooïdes de type 3 et 4 (A, cortex globalement minces), Oncoïdes de type 2 (RàC). Echinodermes (A), bivalves (F-C), brachiopodes, gastéropodes, *Nautiloculina*, foraminifères agglutinants complexes (C).	Accumulations inframétriques. Surfaces de réactivation et structures entrecroisées. Tri granulométrique médiocre à bon, ooïdes et débris bioclastiques entre 0,2 mm et 1,5 mm, oncoïdes > 1cm.	Barre oolithco-bioclastique externe active à inactive
Be5	Calcaire oolithico-bioclastique à débris coralliens	G (P)	Ooïdes de type 3 [A, nuclei: échinodermes (F), bivalves (F), brachiopodes (C), *Nautiloculina*, *Lenticulina*, Textulariidés (C), silt quartzeux (R)]. Présence d'oncoïdes de type 2, d'agrégats à ooïdes, de galets mous micritiques et de lithoclastes micritiques à quartz et débris bioclastiques (dont spicules) en quantités très variables. Les débris de coraux et de crinoïdes peuvent devenir abondants.	Accumulations plurimétriques. Surfaces de réactivation, rides de vagues pluridécimétriques, stratification plane parallèle. Tri granulométrique bon à mauvais. Ooïdes entre 0,2 mm et 2 mm, triées en fonction des lamines ou toutes tailles confondues. Les autres types de grains peuvent atteindre plusieurs centimètres.	Barre oolithique externe active, sous influence de la houle
Be5b	Patch reefs à coraux massifs	B	Constructions: Coraux = 54%, léïolites = 15%, trombolites = 6%, sédiment (Be5) = 15%, autres < 10% (huîtres et lithophages communs). Assemblage corallien: 7 genres, *Thamnasteria* = 22% des colonies, *Isastrea* = 28% et *Microsolena* = 12% chacun, autres genres entre 3 et 8% chacun. Microbialites dominées par les léïolites.	Biohermes en patchs métriques. Arrêts de croissance: surfaces encroûtées (huîtres) principalement. Colonies > 15 cm, formes massives en boules et assiettes majoritaires. Encroûtements microbialitiques atteignant par endroit 1 cm, dans les cavités intercolonies.	Patch-reef de milieux oolithiques
Be6	Calcaires oolithico-bioclastiques blancs crayeux, riches en péloïdes	G (P)	Péloïdes (A), ooïdes de type 1 (A, nuclei: échinodermes, débris de bivalves ou de brachiopodes, *Nautiloculina*, *Lenticulina*, Textulariidés), galets mous micritiques, agrégats d'ooïdes et oncoïdes de type 2, 3 et 4 (C).	Accumulations métriques. Mégarides tidales décimétriques et/ou stratification plane parallèle. Tri granulométrique très bon, péloïdes et ooïdes (0,2 mm). Oncoïdes jusqu'à 1 cm.	Barre oolithique intermédiaire (externe à interne) active, sous influence de la marée

Tableau 3-1 (partie 2/4) Abs pour Absent, R pour Rare, RàC pour Rare à Commun, C pour Commun, F pour Fréquent et A pour Abondant. A titre d'exemple, C-Abs signifie que le type de grain est généralement trouvé dans des proportions allant de Commun à Absent. Ab pour Zone d'avant-barre et Be pour Barres externes

Faciès	Description	Texture (Dunham, 1962 Wright, 1992)	Constituants diagnostiques	Stratification, structures sédimentaires et granulométrie	Paléoenvi-ronnement
Lagons non-restreints (Lnr)					
Lnr1	Calcaires péloïdaux à débris végétaux, parfois grèseux	M/W	Péloïdes (A), oncoïdes de type 2 (R, petites). Ostracodes (RàC), échinodermes, bivalves, brachiopodes et foraminifères agglutinants complexes (R).Débris de végétaux (F-R, tiges et feuilles). Coraux massifs isolés ou groupés par deux ou trois. Cristaux de dolomie automorphes/sub-automorphes, épars, parfois abondants. Silts quartzeux jusqu'à 15%.	Intervalles décimétriques formant souvent des vires. Intercalation locale de lamines plus argileuses. Bioturbation parfois intensive, forte micritisation et dolomitisation fréquente. Grains inframillimétriques sauf débris végétaux millimétriques.	Lagon non-restreint, semi-protégé
Lnr1b	Biostromes à coraux et microbialites	B	Constructions: Coraux = 30%, thrombolites (couleur sombre)=20%, sédiment (Lnr1) = 45%. Assemblage corallien: 14 genres, *Microsolena* = 23% des colonies, *Latiastrea*, *Enallhelia*, *Complexastrea*, *Stylina* et *Montlivaltia* ≈10% chacun, autres genres entre 3 et 6% chacun. Thrombolites = *Lithocodium* + micrite dense. Serpules (F).	Formation de biostromes irréguliers d'épaisseur décimétrique. Arrêts de croissance: intervalles marneux, surfaces oxydées, encroûtées (serpules). Colonies inférieures à 10 cm en moyenne, Encroûtements microbialitiques jusqu'à 2 cm, les thrombolites formes de petites colonnes centimétriques. Deux phases d'encroûtement (1: *Lithocodium* ; 2: micrite dense).	Récif de lagon non-restreint, semi-protégé
Lnr2	Calcaires péloïdaux et intraclastiques à oncoïdes	W/P	Péloïdes et intraclastes (A), oncoïdes de type 3 (C-F, cortex dominés par *Lithocodium*), ooïdes de type 3 et 4 (RàC). Foraminifères agglutinants complexes, bivalves, échinodermes, brachiopodes (C), nérinées (F-RàC), *Cayeuxia*, dasycladales et débris de coraux (RàC-Abs).	Bancs épais, décimétriques à métriques. Bioturbation et micritisation importante. Tri granulométrique mauvais, oncoïdes parfois pluricentimétriques.	Lagon non-restreint, semi-protégé, à proximité de barres oolithiques
Lnr2b	Patch reefs à coraux et microbialites	B	Coraux massifs et branchus (F), stromatoporidés massifs (R), thrombolites en quantité très importante majoritairement formées par *Lithocodium* (+ lamines micritiques + *Bacinella* + autres organismes encroûteurs)	Patchs métriques sans phases de croissance visibles, colonies coralliennes jusqu'à plusieurs dizaines de centimètres, encroûtements thrombolithiques jusqu'à une dizaine de centimètres fromant parfois des oncoïdes de type 3 indépendantes. Perforation par lithophages communes dans les encroûtements.	Lagon non-restreint, semi-protégé
Lnr3	Calcaires oolithico-oncolithico-bioclastiques grossiers riches en nérinées	P (G)	Péloïdes (A), ooïdes de type 3 (F-R) et nérinées oncolithisées (F, oncoïdes de type 3) , oncoïdes de type 2 (RàC), lithoclastes de G/P oolithique et agrégats (C). Echinodermes (F), débris de coraux et foraminifères agglutinants complexes (C), dasycladales (F-R).	Bancs décimétriques. Micritisation et bioturbation intensives. Tri granulométrique mauvais: petits grains (ooïdes, péloïdes) entre 0,3 et 1,5 mm, oncoïdes, agrégats, lithoclastes et nérinées jusqu'à 10 cm.	Lagon non-restreint, semi-protégé, à proximité de barres oolithiques
Lnr4	Calcaire crayeux compact à grosses oncoïdes à *Bacinella*	P (W)	Péloïdes (A). Oncoïdes de type 4 (F), ooïdes de type 1-3 (Ràc-Abs). *Bacinella* (F), Miliolidés, Textulariidés et foraminifères agglutinants complexes (C).	Bancs massifs métriques. Pas de structure visible, forte micritisation. Tri granulométrique mauvais, péloïdes (0,3 mm environ), oncoïdes jusqu'à 5cm.	Lagon non-restreint, protégé
Lnr5	Calcaire oncolithique à oncoïdes diversifiées	P (W)	Oncoïdes de types 2, 3 et 4 (F). Dasycladales (F), échinodermes, bivalves et brachiopodes (C), ostracodes (R).	Bancs métriques ou infra-métriques. Pas de structure visible. Tri granulométrique mauvais, oncoïdes jusqu'à 3 cm.	Lagon non-restreint, protégé
Lnr6	Calcaire et marnes oncolithique à oncoïdes de type 2	P/W	Oncoïdes de type 2 (A), péloïdes (F). Echinodermes, bivalves et brachiopodes (C, tests d'oursins complets et *Trichites* en position de vie), spicules d'éponges siliceuses (RàC), dasycladales (F-R).	Bancs décimétriques, parfois associés à des intervalles décimétriques de marnes calcaires. Granoclassement normal des oncoïdes dans les bancs parfois observé. Tri granulométrique mauvais, oncoïdes jusqu'à 2 cm.	Lagon non-restreint, protégé et/ou particulièrement profond
Lnr7	Conglomérat à oncoïdes de type 2	P (G)	Oncoïdes de type 2 (A), péloïdes (F). Echinodermes (F), bivalves et brachiopodes (C).	Accumulations inframétriques formant des vires. Structures obliques localement observées (difficiles à distinguer), les oncoïdes forment de véritables conglomérats et semblent parfois imbriquées. Perforations dans les oncoïdes fréquentes. Tri granulométrique mauvais, oncoïdes jusqu'à 2-3 cm.	Lagon non-restreint, (bordures, barres à oncoïdes?)
Lagons semi-restreints (Lsr)					
Lsr1	Calcaires bioclastiques à spicules	P/W	Péloïdes (C). Spicules d'éponges siliceuses (A-F), Débris bioclastiques indet (F), bivalves, brachiopodes, grands foraminifères agglutinants complexes, gastéropodes et ostracodes (C), bryozoaires, serpules, échinodermes (RàC).	Bancs massifs, métriques. Bioturbation mal visible mais présente (softground). Tri granulométrique bon, débris inframillimétriques.	Lagon non-restreint à semi-restreint
Lsr2	Calcaire crayeux compact	W/M	Oncoïdes de type 0 (F), péloïdes (C). Bivalves, Miliolidés et Textulariidés (C), ostracodes, foraminifères agglutinants complexes, *Nautiloculina*, *Lenticulina*, ostracodes, serpules et échinodermes (RàC).	Bancs massifs. Pas de structure visible, forte micritisation. Grains en moyenne de l'ordre de 0,3 mm, oncoïdes infracentimétriques.	Lagon semi-restreint
Lsr3	Calcaire beige-chamois à grosses oncoïdes beiges	P/W	Péloïdes (A), oncoïdes de type 0 (F), Miliolidés et Textulariidés (F-C), foraminifères agglutinants complexes (RàC), échinodermes et *Lenticulina* (R).	Bancs massifs métriques. Pas de structure visible. Forte micritisation. Tri granulométrique mauvais, péloïdes (0,3 mm), oncoïdes centimétriques.	Lagon semi-restreint
Lsr4	Calcaire péloïdal à *Cladocoropsis*	P/W (B)	Péloïdes et micro-péloïdes (A), oncoïdes de type 0 (C-Abs). *Cladocoropsis* (F, parfois encroutés par Bacinella), *Thaumatoporella*, Miliolidés, *Valvulina* (C-F) . Cristaux sub-automorphes de dolomie épars (R-A).	Bancs massifs métriques. Pas de structure visible. Forte micritisation. *Cladocoropsis* centimétriques.	Lagon semi-restreint
Lsr5	Calcaire chamois à petites oncoïdes beiges	W(P)/M	Péloïdes et oncoïdes de type 0 (F). Miliolidés (A-F), Textulariidés (RàC), échinodermes, foraminifères agglutinants complexes et *Thaumatoporella* (R).	Bancs massifs métriques. Bioturbation. Forte micritisation. Grains en moyenne de l'ordre de 0,3 mm, oncoïdes infra-centimétriques.	Lagon semi-restreint

Tableau 3-1 (partie 3/4) Abs pour Absent, R pour Rare, RàC pour Rare à Commun, C pour Commun, F pour Fréquent et A pour Abondant. A titre d'exemple, C-Abs signifie que le type de grain est généralement trouvé dans des proportions allant de Commun à Absent. Lnr pour Lagons non-restreints et Lsr pour Lagons semi-restreints

Faciès	Description	Texture (Dunham, 1962 Wright, 1992)	Constituants diagnostiques	Stratification, structures sédimentaires et granulométrie	Paléoenvi-ronnement
Plages et barres internes (Bi)					
Bi1	Calcaire oolithique à crinoïdes	G/P	Ooïdes de type 3 et 4 (A), Oncoïdes de type 2 (RàC). Echinodermes (A-F), bivalves (F-C), brachiopodes, gastéropodes, *Nautiloculina*, foraminifères agglutinants complexes (C).	Accumulations inframétriques. Surfaces de réactivation et structures entrecroisées. Ciments ménisques. Le toit des intervalles est souvent tronqué et remanié dans les niveaux sus-jacents (beach-rocks). *Skolithos*. Tri granulométrique médiocre à bon, ooïdes et débris bioclastiques entre 0,2 mm et 1,5 mm, oncoïdes > 1 cm.	Barre oolithique/plage de lagon non-restreint
Bi2	Calcaires biodétritiques et intraclastiques	P/G	Péloïdes et intraclastes micritiques (A), lithoclastes micritiques ou de micrograinstone à péloïdes (C), oncoïdes de type 3 (C), ooïdes de type 4 (RàC). Foraminifères agglutinants complexes, Miliolidés et Textulariidés (F), échinodermes (C).	Accumulations métriques. Rides de vagues centimétriques à décimétriques, stratification plane parallèle. Surfaces de réactivation obliques de pente faible. Forte micritisation. Tri granulométrique médiocre: grains (dont oncoïdes) de 0,2 mm à 5 mm. Lithoclastes jusqu'à 3 cm.	Système de plage de lagon non-restreint, à proximité d'un tidal-flat
Bi3	Calcaire péloïdal blanc crayeux	G (P)	Péloïdes (A), oncoïdes de type 3 et 0 (C), lithoclastes micritiques (R). Miliolidés et Textulariidés (A), débris coquillers micritisiées (F), foraminifères agglutinants complexes (C), nérinées oncolithisées (RàC, oncoïdes de type 3), échinodermes, *Nautiloculina*, *Lenticulina*, dasycladales (RàC-abs), *Cladocoropsis* et *Thaumatoporella* (C-Abs). Pseudomorphoses de gypse (R-Abs).	Bancs massifs métriques. Stratification faiblement entrecroisée (pas toujours visible) ou stratification plane parallèle. Keystone vugs occasionnels. Micritisation importante. Tri très bon, tous les grains de l'ordre de 0,3 mm, sauf oncoïdes (généralement infracentimétriques) et nérinées (pluricentimétriques).	Barres ou plages de lagon semi-restreint
Bi4	Calcaire péloïdal finement laminé	µG	Péloïdes(A). Miliolidés, fins débris bioclastiques indét. (R). Pseudomorphoses d'évaporites (R). Silts quartzeux, absents ou jusqu'à 20%.	Bancs centimétriques. Fines lamines planes parallèles ou faiblement entrecroisées. formation de beach-rocks. Tri excellent, tous les grains de l'ordre de 0,1 - 0,2 mm.	Plage en aval d'un tidal-flat
Lagons restreints à semi-restreints (Lr)					
Lr1	Calcaire sublithographique	M	Foraminifères agglutinants complexes (RàC), Miliolidés, ostracodes, échinodermes, bivalves et fins débris bioclastiques indét. (R).	Bancs massifs inframétriques ou centimétriques, parfois finement laminés. Lamination due à de fines tempestites bioclastiques. Bioturbation nulle à intense (*Chondrites*, *Thalassionoïdes* et *Spongeliomorpha*). Parfois plusieurs générations de terriers: 1ères mal visibles et à contours mal définis, dernières à parois nettes, parfois remplies de calcite ou de matériel grossier. Débris inframillimétriques.	Lagon restreint (à semi-restreint)
Lr2	Calcaire fin à intraclastes micritiques remaniés	W	Miliolidés, ostracodes, foraminifères agglutinants complexes, échinodermes, bivalves et fins débris bioclastiques indét. (RàC).	Bancs décimétriques. Pas de structure visible. Forte micritisation. Intraclastes centimétriques	Lagon restreint (à s.r.) à proximité d'un tidal-flat
Tidal-flats (Tf)					
Tf1	Calcaire sublithographique café au lait à lamination visible	M/µP(µG)	Péloïdes (A). Spicules d'éponges siliceuses (A, dans certaines lamines seulement).	Bancs centimétriques. Fines lamines micritiques irrégulières (plusieurs densités de micrite) alternant avec des lamines plus grossières à fins bioclastes. Terriers infracentimétriques. Fenestrae peu nombreuses. Péloïdes de 0,1 - 0,2 mm.	Tidal-flat avec développement de voiles microbiens
Tf2	Dolomies laminées	Dolomicrite	Micropéloïdes (A), lithoclastes (C, certains noircis). Ostracodes, Miliolidés et Textulariidés (R). Cristaux de dolomie (A). Silts quartzeux absents ou jusqu'à 20%.	Bancs centimétriques. Alternance de lamines micritiques planes ou légèrement ondulées, et de lamines péloïdales et quartzeuses où se concentre préférentiellement la dolomie. Structures de dessiccation, ripple marks, Fenestrae indet. (racines?), perforations. Certains lithoclastes peuvent atteindre plusieurs centimètres. Péloïdes, cristaux de dolomie et quartz ont une taille de l'ordre de 50 µm à 100 µm.	Tidal-flat avec développement de voiles microbiens
Tf3	Calcaire à galets noirs et oogones de charophytes	P/G	Galets noirs (A). Oogones de charophytes (A), coraux, stromatoporidés, échinodermes (C).	Intervalles centimétriques à décimétriques formant des vires. Conglomérat à base érosive. Granoclassement normal.Fenestrae nombreuses. Clastes pouvant atteindre plusieurs centimètres.	Tidal-flat, démantèlement de dépôts de marais saumâtres

Tableau 3-1 (partie 4/4) Abs pour Absent, R pour Rare, RàC pour Rare à Commun, C pour Commun, F pour Fréquent et A pour Abondant. A titre d'exemple, C-Abs signifie que le type de grain est généralement trouvé dans des proportions allant de Commun à Absent. Bi pour Barres internes, Lr pour Lagons restreints à semi-restreints et Tf pour Tidal-flats

3.3. Données faciologiques : descriptions et indications paléoenvironnementales

3.3.1. Les grains

Les roches carbonatées sont principalement composées de grains dont la cohésion est assurée par un ciment ou une matrice. Les grains peuvent être d'origine abiogène ou biogène. La présence d'un certain type de grain dans une roche sédimentaire n'indique pas nécessairement que les conditions environnementales étaient favorables à la création de ce type de grain *in situ* (grain autochtone). En effet, cette présence peut résulter d'un transport et simplement indiquer que les conditions hydrodynamiques étaient favorables à son dépôt à cet endroit de la plateforme (grain allochtone). Afin de départager ces deux possibilités, il est nécessaire de connaître les affinités environnementales des différents types de grains rencontrés dans les faciès. Les paragraphes suivants sont donc consacrés à expliciter les affinités de tous les grains identifiés au cours de cette étude. Celles-ci ont été déduites par recoupement entre les données disponibles dans des ouvrages de référence (Purser, 1980, Tucker & Wright, 1990, Burchette & Wright, 1992, Wright, 1992, Leinfelder et al., 1993, Flügel, 2004) et les données de cette étude. Au cas par cas, l'utilisation de certains articles et ouvrages plus spécifiques sera précisée.

3.3.1.1. Les grains carbonatés non squelettiques

Ooïdes

Les ooïdes sont de petites sphères millimétriques bien rondes, constituées par un nucléus entouré d'un cortex. De nombreux types d'ooïdes ont à ce jour été décrits, dans des environnements marins, mais également dans des environnements lacustres (Flügel, 2004).

Les ooïdes de plateforme sont caractéristiques de profondeurs faibles (entre 0 et 15 mètres). Un hydrodynamisme fort, une salinité légèrement supérieure à la salinité normale, une concentration en carbonates élevée et une température moyenne supérieure à 18°C favorisent leur développement en grande quantité. L'action de micro-organismes dans le processus de formation n'est pas exclue mais difficile à appréhender. Strasser (1986) propose une classification des ooïdes de plateforme sur la base de leur taille et de la composition de leurs cortex principalement (*Tableau 3.2*). Il montre une relation entre type d'ooïdes et milieu de dépôt.

Dans les niveaux de l'Oxfordien et du Kimméridgien jurassiens les ooïdes sont très fréquents (Planche 1a-b). Leur taille et la composition de leurs cortex varient. Chacun des types rencontrés trouve son équivalent dans la classification de Strasser (1986). Cette classification a donc été réutilisée et les propositions d'environnement de dépôt formulées par l'auteur pour chacun des types d'ooïdes ont été prises en compte lors de la phase d'attribution des environnements de dépôt aux faciès.

Des ooïdes micritiques de type 1 ont été rencontrés dans les Membres de l'Oolithe blanche de Balerne et l'Oolithe blanche de Ramasse, dont ils forment la majorité des grains (Planche 1a). Certains montrent des cristaux radiaires sur une partie de leurs lamines, illustrant les possibilités de formation d'ooïdes mixtes (type 6). Dans la Formation des Couches du Morillon, les ooïdes sont également nombreux et principalement de type 3 (Planche 1b). Les ooïdes de type 4 et 5 sont moins fréquents mais y ont tout de même été identifiés, confirmant l'affinité « lagonaire » de certains dépôts de cette formation. Certains agrégats d'ooïdes sont eux-mêmes oolithisés, formant alors des ooïdes de type 3 de très grande taille (Planche 1d).

Ooïdes	Type 1	Type 2	Type 3	Type 4	Type 5	Type 6
Brève description	ooïdes micritiques bien roulés avec des cortex finement laminés	ooïdes micritiques irréguliers avec un cortex finement laminé	ooïdes avec un cortex à fines lamines de cristaux radiaires	ooïdes à lamines peu nombreuses et fines de cristaux radiaires	ooïdes à cortex radiaire épais	ooïdes à cortex mixtes
Taille (mm)	0,15 - 0,5	0,4 - 3	0,2 - 2	0,2 - 0,6	0,15 - 0,5	0,1 - 1
Structure du cortex	cristaux de micrite xéno à subautomorphes, organisés en fines lamines mal visibles	fines lamines micritiques de 1 à 5 µm chacune, qui enveloppent tout d'abord le nucléus de manière concentrique puis englobent également des encroûteurs ou d'autres nuclei, ce qui leur confère une forme de plus en plus irrégulière. Evolution possible en oncolithes et existence de formes alternées à lamines de types oolithique et oncolithique	cortex composé de 3 à 40 fines lamines montrant une structure fine et radiaire, parfois partiellement micritisé. Tend vers la sphéricité	1 à 4 lamines de 10 à 100 µm d'épaisseur, montrant une fine structure radiaire. Les cristaux sont légèrement plus fins que dans les ooïdes de type 3. A l'intérieur d'une lamine, les passages latéraux d'une structure radiaire à micritique finement laminée sont communs. Faible micritisation, "attaquant" soit n'importe quelle partie, soit préférentiellement entre deux lamines. ooïdes bien rondes	une ou rarement deux lamines à structure radiaire épaisse, d'épaisseur comprise entre 10 et 60 µm.la micritisation suit le pattern radiaire et se fait plus intense en surface de grain	composés de types de lamines différents, appartenant aux autre types d'ooïdes. Du nucléus à la périphérie: 3-1, 4-1, 5 1, 3-1-4, 3-1-4-1, 5-1-4, 5-4. A l'intérieur d'une même lamine, latéralement: 4-1 En général bien ronds
Caractéristiques des cristaux du cortex	taille : de 1 à 5 µm	-	cristaux allongés, à extrémités pointues ou arrondies de 5 - 30 µm chacun, dont la longueur correspond à l'épaisseur de la lamine à laquelle ils appartiennent. Disposition parfois légèrement oblique	-	les cristaux font plus de 5 µm d'épaisseur	-
Ratio taille du cortex-taille du nucleus	10:1 - 1:3	10:1 - 2:1	10:1 - 1:6	20:1 - 1:1	5:1 - 1:5	-
Faciès d'occurrence typique	grainstones bien triés	packstones	grainstones mal triés	packstones moyennement triés, wakestones	grainstones et packstones bien triés	wakestones et packstones
Figures sédimentaires associées	keystone vugs, clastes d'arrachement (rip-up clasts), foresets, herringbone	birdseyes, ciments en ménisques, micrite centrifuge	parfois, ciment vadose micritique et keystone vugs. Elles sont alors souvent irrégulières	parfois birdseyes, ciments en ménisques, et silts vadoses	dolomicrite, évaporites	-
Faciès d'occurrence atypique	Packstones and wakestones	grainstones	packstones et wakestones	-	-	-
Faunes associées	pauvre, foraminifères benthiques, bivalves, gastéropodes, dasycladacées, serpules	foraminifères benthiques, algues codiacées et dasycladacées, bivalves, gastéropodes, échinodermes	échinodermes, grands foraminifères benthiques, bivalves à coquille fine, gastéropodes, dasycladacées	milioles, bivalves, gastéropodes, serpules, ostracodes, charophytes	foraminifères benthiques, bivalves, gastéropodes, ostracodes	foraminifères benthiques, bivalves, gastéropodes, ostracodes, serpules et éventuellement charophytes
Environnement de dépôt typique proposé	marin, barres de haute énergie, dominées par la marée, localement en conditions intertidales	marin peu profond, protégé, lagon, avec une forte abondance en codiacées et cyanobactéries. Éventuellement en conditions réductrices	marin, de haute énergie	lagon saumâtre	lagon à variations latérales d'énergie, et conditions partiellement supratidales et hypersalines	-
Environnement de dépôt atypique, après transport	plages et lagons calmes	zone vadose	transportées vers des zones de plus faible énergie, ou sur des plages	éventuellement en zone intertidale ou supratidale	-	-
Relations avec les autres types	cooccurrences d'ooïdes superficiels, et de type 2,3 et 4, participation à la construction des ooïdes de type 6.	transitions et cooccurrences possibles vers les types 1 ou 3 et entrent exceptionnellement dans la composition des lamines des ooïdes de type 6.	cooccurrences d'ooïdes superficiels, transitions vers les type 1, 2, 4 et dans la composition des ooïdes de type 6	cooccurrences avec les ooïdes de type 1,3 et 5 et transitions vers les types 3 et 5. Participation fréquente à la composition des ooïdes de type 6.	cooccurrence avec les ooïdes de type 3 et 4, transitions vers les types 4 et servent de nucleus dans les ooïdes de type 6.	cooccurrence avec tous les autres types d'ooïdes, souvent présents dans leur propre composition.

Tableau 3.2 Classification des ooïdes d'après Strasser (1986)

Péloïdes

Les péloïdes sont de petits grains micritiques sphériques ou elliptiques, généralement dépourvus de structure interne, dont la taille excède rarement le millimètre (Planche 1c, g-h). Ils constituent une grande partie du sédiment des plateformes carbonatées. Ils sont particulièrement abondants et bien préservés dans les environnements calmes de lagon (Purser, 1980, Flügel, 2004). Leurs bordures ne sont pas toujours bien définies. Plusieurs processus de formation peuvent être invoqués, parmi lesquels, une origine fécale ou microbienne, une micritisation de bioclastes, ou encore un démantèlement de boues micritiques semi-consolidées (sur les tidal-flats, au fond des lagons…). La plupart du temps, les péloïdes sont intégrés à des boues micritiques. Dans certains cas, cependant, les conditions d'hydrodynamisme peuvent favoriser un tri des grains et une concentration de petits péloïdes d'origine fécale très fins et très bien triés à bordure bien définie (Planche 1c). Dans ce cas, les péloïdes sont suffisamment consistants pour résister à la pression lors de l'enfouissement précoce et constituent des grainstones très fins (appelés micro-grainstones).

D'après Purser (1980) cette propriété leur serait conférée par de courtes phases émersives en zone intertidale, qui provoqueraient la consolidation des grains par dessiccation.

Agrégats, extraclastes, intraclastes, galets mous et galets noirs

Ces cinq types de grains sont caractéristiques des milieux de plateforme peu profonde. Ils sont issus de la resédimentation d'un sédiment déjà consolidé ou en cours de consolidation, suite à une phase de remise en suspension, liée à la mise en place de conditions hydrodynamiques périodiquement « abrasives ». Leur forme et leur composition témoignent néanmoins de scénarii de formation différents qui nécessitent de faire la distinction entre ces cinq types de grains (Flügel, 2004).

Les agrégats sont formés par la mise en place de biofilms microbiens autour de grains libres lors de périodes calmes, pendant lesquelles ceux-ci reposent immobiles sur le fond. Ces biofilms favorisent la cohésion des grains lors des phases de remise en suspension (Purser, 1980). Dans certains cas, les lamines micritiques mises en place par les biofilms sont encore visibles, mais la plupart du temps, seule une masse micritique d'apparence homogène est encore discernable (Planche 1d). Les agrégats sont facilement identifiables car les grains situés en périphérie sont généralement conservés intacts ce qui confère à la bordure des agrégats une morphologie très irrégulière, lobée.

Les extraclastes sont issus de l'érosion et du remaniement d'un sédiment déjà consolidé, dans un milieu de dépôt différent du milieu de dépôt originel. Ainsi, l'extraclaste a-t'il généralement une nature très différente de son encaissant. Si le transport des extraclastes n'est pas trop important, ceux-ci présentent des bords anguleux caractéristiques. En revanche, s'ils subissent un transport de longue durée ils s'émoussent et acquièrent une morphologie de « galet roulé ». Lorsque les extraclastes sont constitués de grains, les grains situés en périphérie sont généralement brisés et incomplets, ce qui permet parfois de faire la distinction entre extraclastes et agrégats (Planche 1e).

Les intraclastes sont issus du remaniement d'un sédiment semi-consolidé ou consolidé au sein de son propre environnement de dépôt. Ils présentent sensiblement la même composition que la matrice dans laquelle ils se trouvent, mais la présence de « bordures » permet d'individualiser clairement le sédiment à l'intérieur de l'intraclaste du sédiment de la matrice (Planche 1f). Ils sont observés en grande quantité dans les lagons où le fond est régulièrement remanié par la houle ou les courants. Dans les cas où la micrite de la matrice est très pure, il peut être difficile de distinguer intraclastes et péloïdes.

Dans certains cas, faire la distinction entre agrégats et intraclastes est difficile car l'activité microbienne ne se caractérise pas systématiquement par la présence de laminations bien visibles. En outre, la définition très large de « péloïdes » recouvre pour partie la définition d'intraclaste lorsque les péloïdes sont issus de la remise en suspension de boue semi-consolidée (Planche 1g-h). Certains grains peuvent donc être considérés à la fois comme des agrégats, des intraclastes et des péloïdes. Ils ont été distingués par un figuré qui leur est propre dans les coupes. Quel que soit le nom qui leur est attribué, ces grains témoignent d'une resédimentation et à l'instar des grains précédemment cités, ils indiquent une/des phase (s) d'augmentation d'énergie dans leur milieu de dépôt.

Les galets mous sont fréquents dans les environnements de shoals oolithiques ou dans les environnements qui jouxtent des tidal-flats. Il s'agit de grains parfois pluricentimétriques, générés par abrasion d'une boue micritique peu consolidée. D'autres grains peuvent être agglutinés à leur périphérie. En domaine de plateforme interne, ce type de grain est généralement caractéristique d'un régime sous influence tidale.

Les galets noirs sont fréquents dans les faciès de tidal-flat et parfois présents dans les faciès de lagon qui jouxtent les tidal-flats (Planche 12 et Planche 14). Ils résultent de l'érosion de sédiments carbonatés de tidal-flats, ayant été imprégnés, dans la zone vadose ou dans la zone phréatique d'eau douce, par des substances riches en matière organique, issues de la dégradation d'algues ou de

plantes terrestres supérieures brûlées. La fixation de leur couleur caractéristique nécessite des conditions anoxiques et alcalines. Leur présence indique la proximité de terres émergées (Strasser, 1984). Déterminer s'il s'agit d'intraclastes ou d'extraclastes s'avère délicat lorsqu'ils sont contenus dans des sédiments de tidal-flat. En outre, dans la mesure où ils témoignent de conditions de diagenèse particulières, ils sont distingués spécifiquement en tant que « galets noirs » dans les coupes et leur légende.

Oncoïdes

Comme les ooïdes, les oncoïdes sont des grains composés généralement d'un nucléus entouré d'un cortex. Ils ont cependant une taille bien plus variable qui peut atteindre plusieurs centimètres et la composition du cortex est liée à l'activité biologique d'organismes très divers(Flügel, 2004). Les oncoïdes sont globalement moins abondants que les péloïdes ou les ooïdes sur la plateforme jurassienne. Ils sont néanmoins présents dans presque tous les milieux de dépôts. En fonction des principaux organismes et des conditions hydrodynamiques impliquées dans leur formation, les oncoïdes peuvent prendre des morphologies différentes qui, avec leur composition, renseignent sur les conditions dans lesquelles ils se sont développés (Planche 2). Comme pour les ooïdes, plusieurs classifications sont disponibles dans la littérature. Elles ont été réalisées sur des critères morphologiques et compositionnels principalement et rattachent généralement chaque type d'oncoïdes à un type d'environnement de dépôt. Parmi les nombreuses classifications existantes, trois ont été réalisées dans des niveaux du Jura contemporains à cette étude. Elles s'appliquent donc particulièrement bien aux oncoïdes identifiés dans les coupes et sont brièvement décrites dans les deux paragraphes qui suivent. Deux d'entre elles ont été mises en place dans des environnements de plateforme interne, la troisième dans des environnements de rampe interne à médiane dans lesquels les oncoïdes changent.

Oncoïdes de plateforme interne

Dahanayaké (1974), puis Védrine (2007) proposent deux classifications très proches qui mettent en évidence quatre grands types d'oncoïdes dans les environnements internes de la rampe jurassienne. Pour cette étude, la classification de Védrine (2007), plus récente et très exhaustive a été utilisée. Les caractéristiques principales ainsi que les environnements de dépôt dans lesquels se forment les oncoïdes de cette classification sont recensés dans le *Tableau 3.3*.

	Type 1	Type 2	Type 3	Type 4
Taille	quelques millimètres	jusqu'à 1 centimètre	jusqu'à 5 centimètres	jusqu'à 10 centimètres
Type de nuclei	bioclaste ou lithoclaste	bioclaste ou lithoclaste	bioclaste ou pas de nucleus	pas de nucleus identifiable
Morphologie du cortex	elliptique à sphérique	elliptique irrégulier, roulé	elliptique lobé	elliptique lobé
Type de lamination	concentrique, difficile à identifier	irrégulière, tronquée	rarement continue	pas de lamination visible
Composition du cortex	micrite homogène	alternances de lamines de micrite et de lamines à organismes encroûteurs (serpules, *Bullopora*)	alternances de lamines de micrite et de lamines à organismes encroûteurs (*Bacinella et Lithocodium*)	*Bacinella* (et *Lithocodium*) composent le cortex sans qu'une lamination bien définie soit identifiable
Sédiment encaissant	mudstone-wakestone	packstone , localement wakestone	mudstone - wakestone, localement packstone	
Faune et grains associés	foraminifères benthiques, ooïdes, péloïdes		brachiopodes, *Mohlerina basiliensis*, bivalves	échinodermes, *Mohlerina basiliensis*
Energie relative	modérée et intermittente	forte et intermittente	faible et intermittente	très faible
Bathymétrie	subtidal			
Taux de sédimentation	faible			
Environnement de dépôt	lagon protégé	lagon ouvert		
Dans la classification de cette étude	Type 1	Type 2	Type 3	Type 4

Tableau 3.3 Classification des oncoïdes de plateforme interne identifiés dans le Hauptmumienbank par Védrine et al. (2007), critères d'identification et conditions de dépôt. Tableau modifié d'après Védrine et al. (2007)

Oncoïdes de plateforme médiane

Olivier et al. (2011) étudient des environnements de rampe médiane de la coupe de Molinges (coupe également étudiée au cours de cette thèse). Ils proposent une classification des oncoïdes de cette coupe en sept types différents, explicitée dans le Tableau 3.4. Parmi ces sept types, les types 2 et 3 sont communs à la classification de Védrine (2007).

	Type 1	Type 2	Type 3	Type 4	Type 5	Type 6	Type 7
Taille	jusqu'à plusieurs centimètres en fonction de la taille du nucleus	quelques millimètres	quelques millimètres, 5mm en moyenne, la taille dépend de la taille du nucleus	quelques millimètres à 2 centimètres, la taille dépend de la taille du nucleus	environ 2 centimètres	moyenne supérieure à 2 centimètres, excède parfois 5 centimètres	Souvent supérieure à 2 centimètres
Type de nuclei	bivalves, serpules, échinodermes, éponges calcaires	gastéropode, foraminifère, bivalve, échinoderme	bivalves, échinodermes, serpules, coraux, nubéculaires et *Tubiphytes*	principalement bivalves, mais aussi échinodermes, serpules, brachiopodes, coraux, éponges calcaires	bivalves, brachiopodes, serpules, éponges siliceuses	rarement observé, bivalves, gastéropode, serpules	-
Composition du cortex	micritique dense, peu de lamines visibles	micrite dense, faiblement laminée	micrite dense, très laminée, associée à des foraminifères nubéculaires et des serpules	micrite dense et/ou grumeleuse, laminée, riche en nubéculaires	fabrique thrombolitique à perforations de *Trypanites*	fabrique thrombolitique à perforations de *Trypanites* et autres perforants	dépourvu de lamination, perforations de *Trypanites et autres perforants*
Morphologie du cortex	discontinu, bien roulé	bien roulé	bien roulé	irrégulier, granuleux en surface	bien roulé à surface régulière	bien roulé à surface irrégulière	Surface "branchue"
Taux de sédimentation	faible						
Environnement de dépôt	Rampe médiane	rampe interne ou zone de transition entre rampe interne et médiane		rampe médiane			
Equivalences avec des types d'oncoïdes d'autres classifications	-	Type 1 de Dahanayaké (1974), de Védrine (2007) et de Bádenas et Aurell (2010)	Type 2 de Védrine (2007) et de Bádenas et Aurell (2010)	-	-	-	-
Classification dans cette étude	Type 5	Type 1	Type 2	Type 6			

Tableau 3.4 Classification des oncoïdes de rampe médiane identifiés par Olivier et al. (2011) dans la coupe de Molinges, critères d'identification et conditions de dépôt

Classification mise en place pour cette étude

Au cours de cette étude, tous les types d'oncoïdes figurant dans les classifications de Védrine (2007) et Olivier et al. (2011) ont été identifiés, permettant de réaliser une classification composite spécifique qui recense les différents oncoïdes de la rampe jurassienne interne à médiane (Tableau 3.5). Cette « nouvelle » classification, intègre sans modification majeure la classification de Védrine (2007). La numérotation des quatre types d'oncoïdes de plateforme interne proposée par cette auteure a été conservée ainsi que les caractéristiques et interprétations environnementales. Seules des modifications mineures, ont été apportées aux descriptions, en fonction des observations menées au cours de cette étude (ex : ajout d'un encroûteur – bryozoaire - au type 2, Planche 2d). Le type 1 de la classification de Védrine (2007) a été très peu observé et semble se développer dans les environnements lagonaires, mais également dans certaines zones situées à la transition entre rampe interne et rampe médiane (Planche 2c). Les autres types ont été identifiés à de nombreuses reprises et leur répartition est conforme à celle indiquée par Védrine (2007).

Des regroupements ont en revanche dû être effectués parmi les cinq types d'oncoïdes de rampe médiane (types 1 et 4 à 7) identifiés par Olivier et al. (2011) n'ayant pas d'équivalent dans la classification de Védrine (2007). En effet, la classification d'Olivier et al. (2011) a été établie pour une seule coupe, avec un très grand nombre d'échantillons et il n'était pas possible de conserver ce niveau de détail compte tenu du nombre de coupes étudiées ici et du temps imparti. Ainsi, ces cinq types ont été regroupés sous deux types (respectivement types 5 et 6, cf. *Tableau 3.4*), qui viennent s'additionner aux quatre types d'oncoïdes typiques de la plateforme interne dans la nouvelle classification.

Ici, le type 5 correspond au type 1 de Olivier et al. (2011). Il comprend les oncoïdes à cortex peu épais et irréguliers, parfois discontinus, majoritairement formés par des foraminifères nubéculaires ou des *Tubiphytes* (Planche 2g). Ces oncoïdes montrent la colonisation ponctuelle de

bioclastes divers par des organismes encroûteurs. La quantité et la faible diversité de ces encroûteurs ne leur permet pas de réaliser des encroûtements épais avant enfouissement.

Le type 6 est un regroupement des oncoïdes de types 4 à 7 de Olivier et al. (2011). Il comprend des oncoïdes à cortex épais, formés de micrite dense d'origine microbienne (thrombolite), de nubéculaires, de *Tubiphytes*, d'huîtres, de serpules et de bryozoaires (Planche 2h). Ces oncoïdes sont généralement trouvés à proximité de biostromes et de biohermes à coraux, dans lesquels les organismes contenus dans les cortex des oncoïdes de type 6 constituent des encroûtements microbialitiques épais en se fixant sur les métazoaires constructeurs. Ces oncoïdes de type 6 résultent donc soit du démantèlement des niveaux bioconstruits proches, soit de l'installation des encroûtants des bioconstructions sur des substrats mobiles. Le degré de perforation de ces oncoïdes est probablement relatif au temps passé sur le fond avant l'enfouissement définitif. L'irrégularité des cortex peut être liée i) à l'hydrodynamisme ou, ii) au taux de sédimentation. D'après Olivier et al. (2011), la formation de tels oncoïdes est favorisée par des conditions relativement mésotrophes, sous une faible luminosité.

Aux six types d'oncoïdes identifiés au cours de cette étude et figurant déjà dans des classifications existantes, je propose d'en rajouter un septième qui pour des raisons de répartition des types d'oncoïdes sur la plateforme et afin de conserver une numérotation concordante avec celle de Védrine (2007), sera appelé le type 0. Il s'agit d'oncoïdes typiques des lagons semi-restreints. Les nuclei sont généralement des petits galets de micrite subconsolidée, parfois dolomitisée, qui, dans ces environnements pauvres en macrofaune benthique, constituent probablement des substrats privilégiés pour les organismes encroûteurs (Planche 2a-b). Macroscopiquement, ils présentent généralement une couleur café au lait, parfois légèrement verdâtre. Les cortex sont beiges et souvent faiblement lobés (Planche 12b). L'identification de l'encroûtant majoritaire est à ce jour incertaine. De prime abord, il s'agit d'un organisme capable de constituer un réseau de cavités allongées ou subcirculaires remplies par de la calcite, séparées entre elles par des parois en micrite dense, et disposées en couches concentriques autour du nucleus. Ce réseau évoque *Bacinella* dans le sens où il y a mise en place de filaments micritiques séparés par des espaces sparitiques importants, mais ceux-ci ne constituent pas un véritable maillage. Ce réseau rappelle également *Tubiphytes,* capable de générer des cavités tubulaires, remplies de sparite et entourées de micrite dense. Dans ce cas, la morphologie de *Tubiphytes* serait très atypique (pas de loges successives). En outre, l'environnement de dépôt est complètement différent des environnements connus comme favorables à *Tubiphytes* (Vennin et al., 1996, Flügel, 2004). La dernière hypothèse serait de rapprocher cet encroûtant à *Girvanella*. Parmi les nombreuses illustrations de *Girvanella* disponibles dans la littérature, la plus ressemblante figure dans la planche 42 de Leinfelder et al. (1993). Les illustrations les plus courantes mettent en évidence des tubes plus grêles et réguliers que ceux observés ici. *Girvanella* étant inféodée aux environnements internes (Leinfelder et al., 1993), cette dernière proposition à l'avantage de mettre en relation un type d'oncoïdes et un encroûtant dont les répartitions respectives sur la rampe sont compatibles.

Ces sept types sont caractéristiques de régimes d'hydrodynamisme particuliers qui permettent de les replacer sur un profil proximal-distal le long de la rampe *(*Figure 3.1*)*. Leur mise en place est cependant également conditionnée par les conditions trophiques, la luminosité et le taux de sédimentation du milieu qui sont parfois complètement déconnectés du régime hydrodynamique et fluctuent dans l'espace et le temps. Ainsi, tous les types d'oncoïdes ne se développent pas nécessairement de manière synchrone.

	Type 0	Type 1	Type 2	Type 3	Type 4	Type 5	Type 6
Taille	jusqu'à 1,5 centimètres, la taille dépend de celle du nucleus	quelques millimètres	jusqu'à 3 centimètres, la taille dépend de celle du nucleus	jusqu'à 5 centimètres	jusqu'à 10 centimètres	jusqu'à 1,5 centimètres, la taille dépend de celle du nucleus	jusqu'à 10 centimètres
Type de nuclei	Lithoclaste (ou bioclaste)	bioclaste ou lithoclaste	bioclaste	bioclaste	pas de nucleus identifiable	bioclaste	bioclaste
Morphologie du cortex	cortex épais, elliptique, la forme dépend de celle du nucleus	cortex épais, elliptique à sphérique	cortex épais, elliptique irrégulier, roulé, la forme dépend de celle du nucleus	cortex très épais, elliptique lobé	cortex très épais, elliptique lobé	cortex fin, irrégulier, la forme dépend de celle du nucleus	cortex très épais, elliptique irrégulier
Type de lamination	concentrique	concentrique, difficile à identifier	concentrique, irrégulière, tronquée	concentrique, irrégulière, tronquée	pas de lamination visible	concentrique, souvent une seule lamine discontinue	concentrique, irrégulière, parfois branchue, parfois difficilement identifiable car discontinue
Composition du cortex	tubes à parois micritiques, remplis de sparite, organisme encroûteur indéterminé (*Girvanella?*)	micrite homogène	alternances de lamines micritiques et de lamines à organismes encroûteurs (serpules, *Bullopora,* huîtres, bryozoaires)	alternances de lamines micritiques et de lamines à organismes encroûteurs (*Bacinella* et *Lithocodium,* mais aussi serpules, bryozoaires, huîtres...)	*Bacinella* (et *Lithocodium*) composent le cortex sans qu'une lamination bien définie soit identifiable	nubéculaires et *Tubiphytes*	alternances de lamines thrombolitiques et de lamines à organismes encroûteurs (serpules, bryozoaires, huîtres, *Bullopora*...)
Perforations potentiels	microperforations	-	perforations par des bivalves	*perforations par des Troglotella*	*perforations par des Troglotella*	-	perforations par des bivalves et *Trypanites*
Sédiment encaissant	wakestone (mudstone et packstone localement)	mudstone-wakestone	packstone , localement wakestone ou grainstone	mudstone - wakestone, localement packstone		wakestone (mudstone et packstone localement)	packstone , localement wakestone
Faune et grains associés	foraminifères benthiques, bioclastes divers, péloïdes	foraminifères benthiques, bioclastes divers, péloïdes, ooïdes	foraminifères benthiques, bioclastes divers, péloïdes, ooïdes	foraminifères benthiques, bioclastes divers, péloïdes, ooïdes	foraminifères benthiques, bioclastes divers, péloïdes, ooïdes	foraminifères benthiques, bioclastes divers, péloïdes	foraminifères benthiques, bioclastes divers, péloïdes, ooïdes
Energie relative	modérée et intermittente	modérée et intermittente	forte et intermittente	faible à modérée et intermittente	très faible	faible et intermittente	faible et intermittente
Bathymétrie	subtidal	subtidal	subtidal (intertidal inférieur?)	subtidal	subtidal	subtidal	subtidal
Taux de sédimentation	faible						
Conditions de luminosité	très bonnes	très bonnes (modérées ?)	bonnes (modérées ?)	très bonnes	très bonnes	faible	faible
Conditions trophiques	oligotrophes	oligotrophes	oligotrophes à mésotrophes?	oligotrophes	oligotrophes	mésotrophes	mésotrophes?
Environnement de dépôt	lagons protégés, semi-restreints	lagons protégés et zone de transition rampe interne à médiane	lagons ouverts et shoals oolithiques	Lagons ouverts et zone de transition rampe interne à médiane	lagons ouverts	rampe médiane	rampe médiane
Equivalences avec des types d'oncoïdes d'autres classifications	-	Type1 de Dahanayaké (1974), Védrine (2007) ou Bádenas et Aurell (2010) et Type 2 de Olivier et al. (2011)	Type 2 de Védrine (2007), Type 3 de Olivier et al. (2011)	Type 2-3 de Dahanayaké (1974) et Bádenas et Aurell (2010), Type 3 de Védrine (2007)	Type 4 de Dahanayaké (1974) et Védrine (2007), *Bacinella* oncoids de Bádenas et Aurell (2010)	Type 1 de Olivier et al. (2011)	Types 4 à 7 de Olivier et al. (2011)

Tableau 3.5 Classification des oncoïdes identifiés au cours de cette étude : critères d'identification et conditions de dépôt

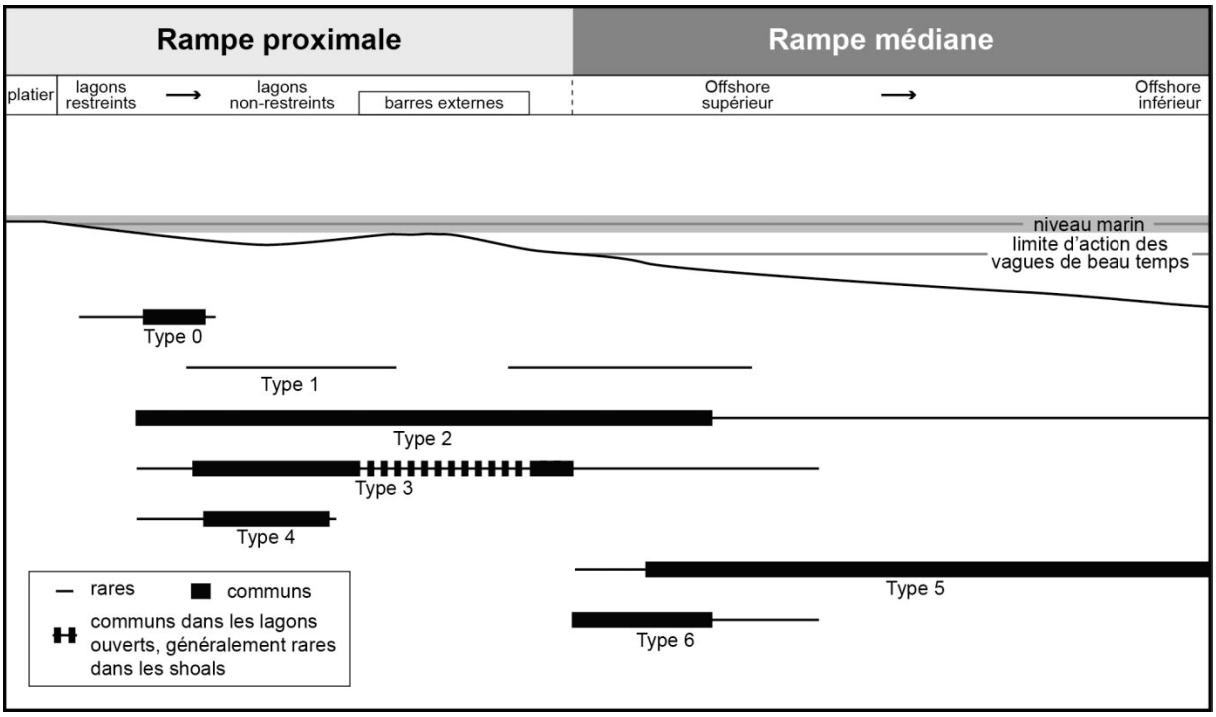


Figure 3.1 Répartition des types d'oncoïdes sur un profil de rampe théorique

3.3.1.2. Les grains carbonatés squelettiques

Les échinodermes

Les échinodermes sont présents dans tous les environnements ouverts de la plateforme. Ils sont généralement trouvés sous forme fragmentaire (Planche 3a-b). Des articles de crinoïdes et des plaques et épines d'oursins ont été identifiés. Les échinodermes sont considérés comme un groupe particulièrement intolérant face aux variations de salinité. Les tests d'échinodermes ont une très faible densité et sont facilement déplacés. Une abondance rare (R) peut indiquer un environnement euryhalin dans lequel seuls quelques débris d'échinodermes auraient été flottés. Une abondance commune (C) à fréquente (F) indique un environnement de dépôt sténohalin. Des débris d'échinodermes abondants (A) peuvent à la fois indiquer un environnement sténohalin couplé à des conditions trophiques particulièrement favorables, ou une ségrégation des grains en fonction de conditions d'hydrodynamisme. Dans les environnements de plage les plus proximaux, les petits articles de crinoïdes sont particulièrement abondants et bien triés.

Les coraux

De manière générale, la présence de coraux *in-situ* indique des conditions sténohalines, généralement dans la zone photique. La présence de colonies coralliennes remaniées indique un hydrodynamisme important. De nombreux genres ont été identifiés dans les dépôts de la plateforme interne et médiane de l'Oxfordien supérieur. La répartition, les préférences écologiques et les références bibliographiques associées à chaque genre sont détaillées dans les chapitres de cette thèse consacré aux récifs.

Les éponges

Les éponges siliceuses

La présence d'éponges siliceuses sur la plateforme n'est révélée que par l'identification régulière de spicules, dont la silice a été remplacée par de la calcite au cours de la diagenèse. Plusieurs types de spicules ont été identifiés. Les plus nombreuses sont les « Rhaxes » (Planche 3b), en forme de haricot, attribuées à une démosponge appelée *Rhaxella (Dupraz, 1999)*. Ce type de spicule est parfois très abondant dans les dépôts des environnements de rampe médiane à interne de l'Oxfordien supérieur (Calcaires lités) et des environnements semi-restreints du Kimméridgien inférieur (Calcaires et marnes à ptérocères). Gammon & James (2001), repris par Carpentier et al. (2010), suggèrent que la présence en grande quantité de ces spicules pourrait indiquer des conditions mésotrophes.

Les éponges calcaires

Très peu d'éponges calcaires ont été observées au cours de cette étude. Il s'agit de spécimen centimétriques d'éponges pharetronides (Dupraz, 1999), identifiés à proximité de constructions coralliennes dans la plupart des cas. Ces petits spécimens montrent un squelette formé d'un réseau calcitique dense, bien blanc en section polie, qui les rend particulièrement repérables.

Les stromatoporidés

De nombreuses discussions sur l'appartenance taxonomique des stromatoporidés existent dans la littérature. Il semble que les stromatoporidés représentent un groupe polyphylétique parmi les éponges [introduction de Leinfelder et al. (2005) et littérature associée], justifiant ici la classification des stromatoporidés dans les éponges.

De gros stromatoporidés massifs ont été identifiés dans les dépôts du Kimméridgien inférieur terminal, et dans une moindre mesure dans les dépôts de l'Oxfordien supérieur. Ils n'ont pas fait l'objet d'une détermination. Cependant, pour les niveaux du Kimméridgien inférieur terminal (Calcaires à stromatoporidés), Mangold et Enay (2004) parlent de la morpho-espèce *Burgundia*

trinorchii. D'après Nose (1995) et Leinfelder et al. (2005), cette espèce se développe préférentiellement dans les environnements oolithico-bioclastiques, où elle est capable de former de petites constructions en patchs. Aucun patch à stromatoporidés massifs n'a cependant été observé ici.

Fréquents sur la plateforme jurassienne, *Cladocoropsis mirabilis* a une taxonomie controversée (Planche 3d et Planche 11g-h). Il est considéré comme un stromatoporidé branchu, pandémique qui se développe préférentiellement dans les environnements lagonaires ouverts ou semi-restreints de la plateforme interne (Leinfelder et al., 2005). Il est capable de tapisser le fond des lagons et forme des « prairies », éventuellement stabilisées par une intense croissance microbienne simultanée. Sa morphologie branchue le rend très fragile et explique pourquoi il est généralement trouvé sous forme remaniée dans les dépôts de haute énergie de la plateforme interne. Cependant, elle constitue probablement un avantage écologique en lui permettant de survivre plus facilement aux augmentations événementielles du taux de sédimentation et/ou à la croissance microbienne benthique (Leinfelder et al., 2005). Dans les dépôts du Jura, des accumulations de *Cladocoropsis mirabilis* fragmentaires ont effectivement été observées, ainsi que des niveaux où *Cladocoropsis* est réparti de manière homogène dans les bancs et semble s'être développé *in situ*. Dans ce cas, il est généralement associé à *Thaumatoporella* qui forme des lamines horizontales successives. Ces lamines montrent l'action stabilisatrice de *Thaumatoporella* au sein de véritables biostromes à *Cladocoropsis.*

Les ostracodes et autres crustacés

Les ostracodes sont de très bons marqueurs paléoenvironnementaux (Planche 1d et Planche 7d). Malheureusement, si des ostracodes ont été reconnus dans toutes les zones de la plateforme, il est généralement impossible de les extraire de la matrice calcaire dans laquelle ils se trouvent. C'est pourquoi ils n'ont été observés qu'en section dans les lames minces et n'ont pu être déterminés. Relativement ubiquistes, ils sont systématiquement plus abondants dans les faciès de basse énergie. Ceci résulte certainement d'un biais taphonomique plus que d'une préférence écologique.

Au cours de cette étude, aucun reste de crustacé n'a été découvert. Focalisée sur les mêmes niveaux, la collection Girardot, très complète et visible aux collections de paléontologie de l'Université de Lyon, n'en contient que très peu de spécimens. Il semble donc que leur préservation soit effectivement rare dans les niveaux du Jurassique supérieur jurassien. En revanche, la préservation de nombreux terriers de type *Thalassinoïdes*, généralement attribués à l'activité de décapodes, témoignent de leur présence (Cf. Paragraphe « bioturbation » dans ce même chapitre).

Les céphalopodes

Les céphalopodes ont un mode de vie pélagique. Dans les sédiments peu profonds de la plateforme jurassienne, ils sont extrêmement rares. Leur présence exceptionnelle peut résulter d'une augmentation du niveau marin relatif. Des gisements isolés peuvent également résulter du transport de coquilles flottées lors de tempêtes. C'est probablement le cas de la faune d'ammonites découverte à Molinges (Enay, 2000).

Les gastéropodes

Les gastéropodes sont assez communs sur la plateforme jurassienne du Jurassique supérieur (Planche 3e). Les taxons les plus rencontrés sont les Nerineidae, les Naticidae et les Aporrhaidae. Les Nerineidae et les Naticidae sont typiques des environnements lagonaires peu profonds de la plateforme interne. Ils sont particulièrement fréquents dans le Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel. Les Aporrhaidae sont typiques des Calcaires et marnes à ptérocères mais un spécimen a également été découvert dans le Membre des Calcaires marneux récifaux de Loulle. Dans les Calcaires et marnes à ptérocères, le genre représenté est *Harpagodes*. C'est un genre endobenthique superficiel dont les équivalents actuels (*Apporhais*) sont caractéristiques des boues et sables vaseux

subtidaux et évoluent dans une large gamme bathymétrique (de 15 à 100 m) (Videt & Néraudeau, 2002, Lefort, 2011). Cette gamme est tout à fait compatible avec les faciès dans lesquels on retrouve *Harpagodes* dans le Jura. En outre, c'est un taxon dont la répartition semble nécessiter des conditions de faible luminosité. Ceci est également compatible avec l'interprétation paléoenvironnementale des faciès dans lesquels ce taxon a été trouvé. De manière générale, lorsqu'un taxon de gastéropode est trouvé en abondance au sein d'un faciès à diversité taxonomique restreinte, il est considéré qu'un tri a été effectué par les conditions d'hydrodynamisme ou que l'établissement de conditions restreintes a favorisé le développement d'un taxon pandémique.

Les bivalves

Les bivalves sont particulièrement diversifiés sur la plateforme. Ils sont généralement trouvés sous forme de débris, mais certains faciès peuvent contenir des spécimens complets, parfois en position de vie. C'est le cas des faciès argileux des Calcaires et marnes à ptérocères qui contiennent une faune très riche de bivalves endobenthiques, conservés en place sous la forme de moules internes. C'est également le cas de la plupart des faciès récifaux riches en huîtres et lithophages. Les familles les plus fréquemment rencontrées sont les Ostreidae (Planche 2d, h et Planche 13f, h), Pinnacea (*Trichites*, *Pina)* (Planche 3b, f), Pholadomyidae, Lucinidae, Mytiloidae, Astartidea, Pectinidae, Trigonidae. Les bivalves lithophages sont fréquents dans les niveaux construits où ils perforent les coraux et les croûtes microbialitiques, et dans certains niveaux riches en oncoïdes où ils perforent les oncoïdes de types 2 et 6 (Planche 2h). Comme pour les gastéropodes, une concentration monospécifique de bivalves est généralement considérée comme indicatrice de conditions particulières de salinité, d'oxygénation, d'hydrodynamisme ou de qualité de substrat (Oschmann, 1988, Babin et al., 1992).

Les brachiopodes

Les brachiopodes sont fréquents et généralement trouvés à l'état de débris. Des térébratules et des rhynchonelles ont été identifiées. Celles-ci sont rarement trouvées en grande quantité et sous forme complète (Planche 3g). C'est cependant le cas dans le Membre des Calcaires marneux à patch-reefs de Loulle, dans certains bancs des Couches de Balerne et des Calcaires à Cardium et dans les niveaux argileux des Calcaires et marnes à ptérocères. Les brachiopodes sont des organismes filtreurs sessiles qui ont besoin d'un substrat dur pour se fixer et de conditions de turbidité faible. D'après Gaillard (1983), les rhynchonelles sont plus sensibles que les térébratules à une turbidité élevée et sont plus sélectives quant aux substrats sur lesquels elles se fixent. Ceci explique probablement pourquoi les rhynchonelles n'ont été trouvées qu'autour des récifs et dans les niveaux riches en oncoïdes perforés qui pouvaient potentiellement offrir des substrats durs. Les térébratules semblent en effet tolérer plus facilement les environnements dans lesquels les conditions trophiques sont plus variables et les substrats plus éclectiques et peu nombreux. Dans les Calcaires et marnes à ptérocères, elles sont par exemple relativement abondantes malgré une turbidité probablement élevée et une absence apparente de substrats potentiels (coquilles de bivalves et surfaces durcies en bases d'intervalles argileux mis à part). Dans l'Oolithe blanche de Balerne et dans les Calcaires à Cardium une faune très particulière de térébratules millimétriques très abondantes a été observée dans des niveaux de haute énergie (Planche 3g). Il pourrait s'agir d'un tri lié aux conditions d'hydrodynamisme. Cependant, dans les niveaux adjacents de plus faible énergie, de tels tests ne sont pas observés. D'après Y. Almeras (communication orale), il pourrait s'agir d'une espèce capable de se développer rapidement en grande quantité dans des environnements à fort hydrodynamisme, *a priori* défavorables à ce type d'organismes. Cette hypothèse serait alors corroborée par la petite taille des individus.

Pour plus de précisions sur les brachiopodes du Jurassique supérieur français, leur répartition et leur intérêt biostratigraphique, je renvoie le lecteur aux travaux d'Annick Boullier (et ses collaborateurs) qui leur a consacré une grande partie de sa carrière (Boullier, 1976, Boullier, 1980, 1981, Enay et al., 1988, Alméras et al., 1990, 1994).

Les bryozoaires

Ils sont particulièrement fréquents dans le Membre de l'Oncolithe de Pillemoine et la Formation des Calcaires lités, où ils jouent le rôle d'encroûtants dans les oncoïdes de types 2 et 6 (Planche 2d, h). Ces organismes filtreurs se développent dans les environnements à salinité normale, bien oxygénés et riches en nutriments. Comme les serpules, ces organismes adoptent parfois un comportement opportuniste et font généralement partie des premiers microencroûtants à coloniser un substrat, en particulier dans les environnements à faible luminosité (Dupraz, 1999).

Les serpulidés

Les restes de serpules sont fréquents dans les niveaux du Jurassique supérieur jurassiens. Il s'agit de tubes calcaires ou formés de particules hétéroclites agglutinées (*Terebella*), mis en place par des vers annélides polychètes filtreurs (serpules). Ces vers s'implantent généralement sur des substrats durs qu'ils encroûtent. C'est pourquoi les tubes de serpules sont particulièrement abondants dans les niveaux riches en constructions récifales ou en oncoïdes, qui servent alors de substrats (Planche 2h). Dans le Membre des Calcaires marneux à patch-reefs de Loulle, les serpules encroûtent les récifs au niveau de surfaces oxydées qui correspondent à des surfaces d'arrêt de croissance récifale. Dans le Membre des Calcaires à térébratules de la coupe de Consolation, des *Filograna socialis* forment de véritables biostromes (Planche 3h). Dans les Marnes du Mont Rivel, une grande quantité de tubes de *Tetraserpula* est contenue dans le premier banc de la coupe du Mont Rivel, accompagnée de débris d'échinodermes et de petits gastéropodes (Planche 3e). Les serpules affectionnent généralement les environnements riches en nutriments (Innace & Zamparelli, 1996) mais à taux de sédimentation réduit (Kendall & Schlager, 1981). Ils supportent mal des conditions de mauvaise oxygénation ou de turbidité élevée (Bosence, 1979). Des constructions à serpules sont signalées dans des niveaux du Jurassique supérieur d'Allemagne attribués à la zone intertidale (Ten Hove & Van Den Hurk, 1993). Généralement, leur développement en grande quantité met en évidence des conditions de stress environnemental qui défavorisent les autres bioconstructeurs (mésotrophie, émersions régulières).

Les foraminifères

Au cours de cette étude, seuls des foraminifères benthiques ont été identifiés (Planche 4). Parmi les foraminifères benthiques libres, deux catégories ont été distinguées. La première catégorie correspond aux plus gros foraminifères rencontrés, des Lituolidae à test agglutinés complexes comme par exemple *Alveoscepta jaccardi, Pseudocyclamina sp.* ou *Everticyclamina sp.*. Plusieurs formes ont été rencontrées dans les lames minces (Planche 4a-d), mais n'ayant pas les compétences nécessaires pour les identifier, il semblait judicieux de les regrouper en une seule et même catégorie sous le nom de « grands foraminifères agglutinants complexes ». La seconde catégorie correspond au « petit benthos ». Elle regroupe des foraminifères plus petits et plus divers. Parmi les plus couramment rencontrés, les Textulariidae [*Nautiloculina oolithica* Mohler 1938 (Planche 4e) ou petites formes bi/tri-sériées indéterminées (Planche 4f)], les Lagenidae (*Lenticulina sp.* Lamarck, Planche 4g) et les Miliolidae (Planche 4h-i). Des *Epistomina sp.* (Bernier 1984), de la famille des Ceratobuliminidae, à test aragonitiques, ont été identifiées dans la coupe de Champfromier et à la base de la coupe du Mont Rivel (Planche 4j). *Valvulina* (d'Orbigny 1826), de la famille des Ataxophragmiidae, a également été identifiée dans plusieurs coupes (Planche 4k). Sa répartition stratigraphique sera discutée dans le chapitre « Corrélations ».

Les foraminifères nommés ci-dessus sont tous relativement ubiquistes. En outre, ce sont des organismes de petite taille, facilement transportés par les courants. Ils sont susceptibles d'être identifiés dans tous les environnements de la plateforme. Cependant, les variations de diversité et certaines associations particulières ont été mises en évidence par l'observation microscopique et sont largement développées dans la littérature (Flügel, 2004, Reolid et al., 2007, Reolid et al., 2008, Lefort et al., 2011). Ainsi, il apparait généralement qu'une forte diversité est caractéristique des

environnements les plus ouverts de la plateforme. Dans les environnements plus protégés, semi-restreints, les Miliolidés et les petits foraminifères bi- ou tri-sériés (Textulariidés) deviennent dominants dans les assemblages. Les grands foraminifères agglutinants complexes sont très fréquents dans tous les environnements de dépôt de rampe interne. En revanche, ils sont souvent difficiles à identifier du fait de la nature composite de leur test qui se confond facilement avec la matrice ou les grains environnants. Dans les milieux les plus restreints, ces foraminifères constituent régulièrement l'unique faune clairement autochtone.

Mohlerina basiliensis (Planche 4l-n) est un foraminifère rotaliidé un peu à part dont le mode de vie a fait l'objet d'une étude très récente (Schlagintweit, 2012). Celle-ci met en évidence un mode de vie motile ou attaché à un substrat. D'après Schlagintweit (2012) la fixation du foraminifère sur les oncoïdes lui permettrait de se nourrir directement de la faune gravitant dans le microenvironnement de l'oncoïde. Observant systématiquement *Mohlerina basiliensis* associé aux oncoïdes à *Bacinella irregularis* et *Lithocodium aggregatum* (oncoïdes de types 3 et 4), Védrine (2008) considère que ces organismes ont les mêmes affinités écologiques. Le mode de vie fixé illustré par Schlagintweit (2012) pourrait constituer une seconde explication à cette association, dans laquelle *Mohlerina basiliensis* trouverait en les oncoïdes de types 3 et 4, une source de nourriture. Au cours de cette étude, les spécimens de *Mohlerina basiliensis* ont le plus souvent été identifiés sous formes de grains libres dans les sédiments (Planche 4m-n). Deux spécimens ont cependant été identifiés intégrés au cortex d'un oncoïde (Planche 4l) ce qui tendrait à confirmer l'éventualité d'un mode de vie fixé. Cependant, l'observation de ces spécimens ne révèle pas de ciment calcitique basal, caractéristique des individus fixés selon Schlagintweit (2012).

Parmi les foraminifères benthiques encroûtants, les plus fréquents sont *Bullopora* (Quenstedt 1856) (Planche 4o), *Placopsilina* (d'Orbigny 1850) (Planche 4p-q), *Troglotella incrustans* (Wernli & Fookes 1992) (Planche 4r), *Mohlerina basiliensis* (Mohler 1938), *Tubiphytes morronensis* (Crescenti 1969) (Planche 4s), et nubéculariidés (Planche 4t). Contrairement aux foraminifères benthiques libres, les foraminifères encroûtants ont généralement des aires de répartition sur la plateforme plus restreintes. Ainsi, *Placopsilina* est-il trouvé essentiellement dans les environnements de haute énergie de la plateforme. Il encroûte parfois même des ooïdes. *Troglotella incrustans* est plutôt inféodé aux environnements ouverts à salinité normale mais à énergie faible et à bonne luminosité. Il est généralement trouvé dans les environnements riches en *Bacinella* et *Lithocodium* qui servent alors clairement de substrat préférentiel à *Troglotella*. Seul un spécimen de *Troglotella* a été identifié perforant un substrat autre (test de bivalve). *Tubiphytes morronensis* (Crescenti 1969), *Bullopora* et les foraminifères nubéculaires sont typiques des environnements des zones de transition entre rampe interne et médiane et de la rampe médiane (Gaillard, 1983, Leinfelder et al., 1993, Vennin et al., 1996, Flügel, 2004, Reolid et al., 2005). Les deux derniers sont cependant également trouvés dans certains environnements de lagons très riches en oncoïdes de type 2.

Les algues

Les dasycladales

Il s'agit d'algues vertes fréquentes dans les environnements oligotrophes, d'énergie modérée, de lagon ouvert à semi-restreint. *A priori*, les spécimens découverts dans les faciès de haute énergie ont subi un transport. Cependant, dans des environnements actuels de haute énergie, P. Bernier dit avoir observé le développement de dasycladales, abritées sous des coquilles de bivalves (Bernier, 1984). La composition en aragonite de ces algues défavorise leur préservation. Bernier (1984) donne un inventaire très exhaustif des dasycladacées du Jurassique supérieur dans le Jura méridional. Il semble que ces algues deviennent particulièrement abondantes et diversifiées sur la plateforme jurassienne au Kimméridgien supérieur et au Tithonien. Néanmoins, dans les niveaux de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien inférieur elles ont tout de même été identifiées à de nombreuses reprises. En particulier, les Formations des Calcaires de Balerne et de l'Oolithe blanche

de Ramasse sont particulièrement riches en *Juraella bifurcata* (Bernier 1984 - Planche 5a) et dans une moindre mesure en *Salpingoporella* (Planche 5b).

Thaumatoporella

L'origine taxonomique de *Thaumatoporella* est encore incertaine. Aujourd'hui considérée comme une algue verte, formant un groupe à elle seule, elle a également été considérée comme une algue rouge ou une dasycladale (Bernier, 1984, Flügel, 2004). D'après Bernier (1984), elle est susceptible de se développer dans toutes les zones subtidales de la plateforme interne. Elle a été identifiée dans les coupes sous forme de fragments dans des dépôts grainstones et packstones grossiers (Planche 5c). Elle a également été identifiée formant de petits tapis discontinus (Planche 5d), associés à de nombreux *Cladocoropsis mirabilis* (cf. paragraphe éponges). Il semble donc qu'à l'instar de *Cladocoropsis*, *Thaumatoporella* affectionne particulièrement les environnements lumineux de la plateforme interne, relativement abrités mais régulièrement remaniés par les tempêtes, lui évitant un envasement trop rapide.

Bacinella irregularis et Lithocodium aggregatum

Ces deux organismes sont particulièrement fréquents sur la plateforme jurassienne (Planche 2e-f et Planche 5e-g). Leurs interprétations taxonomiques sont très débattues. Un bref état des lieux est donné dans les paragraphes ci-dessous et dans le Tableau 3.6.

Bacinella irregularis (Radoičić, 1959) est généralement considéré comme ayant une origine cyanobactérienne (Riding, 1991, Schmid & Leinfelder, 1996). Il a également été considéré comme un stromatoporidé (Turnšek & Buser, 1966). Les études les plus récentes considèrent cet organisme comme une algue verte euendolithique (Schlagintweit et al., 2010b, a).

Lithocodium aggregatum fut d'abord décrit comme une algue codiacée (Elliott, 1956), puis comme un stade ontogénétique précoce d'un organisme *incertae sedis* également à l'origine de *Bacinella irregularis* (Segonzac & Marin, 1972), une structure d'origine cyanobactérienne (Riding, 1991), la forme adulte du foraminifère *Troglotella incrustans* (Schmid & Leinfelder, 1995, 1996), une algue rouge (Wood, 1999) ou encore comme une éponge (Koch et al., 2002). Le débat sur la taxonomie de *Lithocodium aggregatum* est toujours ouvert et plusieurs des hypothèses énoncées précédemment sont largement répandues dans la littérature. Parmi les études les plus récentes, Schlagintweit et al. (2010b, a) concluent: « *Lithocodium aggregatum* Elliott is epitypifed and redescribed as a flamentous-septate green alga that exhibits a heterotrichal thallus morphology ». D'après Cherchi & Schroeder (2013) il s'agirait plutôt d'un encroûtement de calcimicrobes, parasité par des éponges perforantes.

Quelle que soit leur origine, ces deux organismes sont souvent associés l'un à l'autre dans les faciès de rampe interne à salinité normale au Jurassique supérieur. Par encroûtement, ils prennent une part importante dans la composition des oncoïdes de types 3 et 4. Ils témoignent de conditions peu profondes, calmes, très lumineuses, oligotrophes et à faible taux de sédimentation (Leinfelder et al., 1993, Dupraz & Strasser, 1999, Immenhauser et al., 2005). Au Crétacé, certains auteurs proposent des conditions optimales de développement de *Bacinella* et *Lithocodium* différentes de celles proposées par les auteurs au Jurassique (Immenhauser et al., 2005, Immenhauser et al., 2009, Schlagintweit et al., 2010b). D'autres auteurs proposent un lien étroit entre le développement de ces organismes et les variations du niveau marin (Védrine et al., 2007).

Lithocodium aggregatum Elliott			*Bacinelle irreg*ularis Radoičić	
Author	Micritic crust	Internal structures	Author	Interpretation
Elliott (1956)	Codiacean green alga		Radoičić (1959)	Alga incertae sedis
	Thallus	Non-septate medullary + cortical filaments		
Segonzac and Marin (1972), Banner et al. (1990)		Non-septate medullary + septate cortical filaments	Turnsek and Buser (1966), Beckmann and Beckmann (1966)	Hydrozoa
Leinfelder (1986), Koch et al. (2002)	Possible sponge nature		Segonzac and Marin (1972), Luperto Sinni (1979)	Older growth stage of *Lithocodium*
Schmid and Leinfelder (1996)	Lituolid foraminifera		Banner et al. (1990)	Codiacean green alga (assuming its synonymy with *Lithocodium*)
	Test	Alveolar layer + chambers		
Riding (1991), Cherchi and Schroeder (2006), Conrad and Clavel (2008)	Calcimicrobial colony (= Cynobacteria)		Schäfer and Senowbari-Daryan (1983), Maurin et al. (1985), Camoin and Maurin (1988), Riding (1991), Schmid (1996), Vachard et al. (2001), Uta and Bucur (2003)	Cynobacterian microbe
	Colony	Alveolar layer + cavities		
This work	Ulotrichalean green alga		This work	Euendolithic ulotrichalean green alga
	Thallus	Prostrate + errect septate filaments		

Tableau 3.6 Comparaison des principales interprétations taxonomiques de Lithocodium aggregatum Elliott et Bacinella irregularis Radoičić, extrait de Schlagintweit et al. (2010b).

Marinella

Il s'agit d'une algue rouge particulièrement sensible à la micritisation. Cette dernière annihile presque totalement la structure interne de l'algue si bien que *Marinella* peut facilement se confondre avec des clastes micritiques. P. Bernier et C. Colombié signalent ce taxon dans les niveaux du Kimméridgien du Jura français et suisse (Bernier, 1984, Colombié, 2002). Personnellement, je n'ai jamais pu observer de spécimen qui ait conservé -même très mal- la moindre structure interne. Je ne peux donc pas affirmer qu'il y ait des *Marinella* dans les niveaux observés. En revanche, j'ai observé dans les formations du Jura méridional et central datées du Kimméridgien inférieur (s. g.) des grains micritiques qui pourraient correspondre à des spécimens entièrement micritisés. Compte tenu des observations menées par les autres auteurs dans les niveaux contemporains proches, la présence de cette algue est donc fortement suspectée, mais n'a pu être démontrée.

Les cyanobactéries

Cayeuxia

Il s'agit d'une algue protostomate à affinité cyanobactérienne. Elle est généralement identifiée dans les faciès de lagon, ou sous forme remaniée dans les niveaux oolithiques (Leinfelder et al., 1993, Dupraz, 1999, Reolid et al., 2007). Ici elle a été identifiée plusieurs fois sous forme fragmentaire et jamais en grande quantité (Planche 5h).

Girvanella

Le groupe *Girvanella* est un groupe particulièrement abondant au Paléozoïque qui perdure cependant jusqu'au Crétacé (Flügel, 2004). Plusieurs formes existent en fonction des époques. Ces différentes formes établissent toutes des encroûtements formés d'enchevêtrements de petits tubes à parois micritiques. L'équivalent actuel proposé pour les cyanobactéries *Girvanella* est Oscillatoriaceae. Il est possible qu'une forme atypique de *Girvanella*, à parois épaisses, soit à l'origine de la formation des oncoïdes de type 0 (Planche 2a-b).

3.3.1.3. Les grains non-carbonatés

Quartz

Tous les grains de quartz identifiés au cours de cette étude sont arrondis et de petite taille (<100µm). Ils sont généralement présents en très faible quantité (<1% des grains). Dans certains intervalles (coupe de Loulle par exemple), ils sont cependant susceptibles d'avoisiner jusqu'à 20% (Planche 1c). Bolliger & Burri (1967) et Gygi & Persoz (1986) proposent que la source de ces grains de quartz se situe au niveau des massifs hercyniens rhénan et bohémien. Gygi & Persoz (1986) démontrent un transport préférentiel de ces quartz par les courants fluviatiles et marins. La quantité variable de quartz dans les sédiments est conditionnée par plusieurs phénomènes juxtaposés comme le taux de lessivage continental et le taux de sédimentation carbonatée, eux même directement influencés par les variations du niveau marin, le climat et/ou la tectonique.

Glauconie

La glauconie est très peu fréquente dans les dépôts observés. Elle a été identifiée dans les micrograinstones à péloïdes des coupes de Mont Rivel et Loulle en très petite quantité, sous forme de grain d'une taille de silt. Elle est également signalée dans le Jura septentrional à la base des intervalles les plus marneux des Calcaires et marnes à ptérocères (Contini & Hantzpergue, 1973, Chevallier, 1989, Cochet, 1994), interprétés comme des faciès de rampe médiane. Sa présence dans de tels intervalles est plausible car la glauconie est connue pour se former en milieu marin ouvert, relativement profond. Cependant, les lames minces observées au cours de ce travail dans la coupe de Consolation du Jura septentrional, n'ont pas conduit à la mise en évidence de glauconie dans ces intervalles. Dans les formations contemporaines en Suisse, la glauconie n'a pas non plus été observée en grande quantité (Colombié, 2002, Védrine, 2007).

Pseudomorphoses de gypse ou d'anhydrite

Peu fréquentes sur la plateforme, elles sont trouvées exclusivement dans les faciès inter- à supratidaux des coupes de Loulle et Balerne. Elles forment alors de petits amas infracentimétriques de cristaux de calcite agencés selon une morphologie « en fer de lance » typique de l'habitus des cristaux de gypse ou d'anhydrite (Planche 11e). L'absence relative de pseudomorphoses d'évaporites, indique que le climat sur la plateforme n'était pas suffisamment aride pour favoriser la formation de sebkhas telles que nous les connaissons actuellement (Colombié, 2002).

Matière organique

De nombreux débris de plantes ont été identifiés dans les dépôts marins des coupes de la Châtelaine, Loulle et du Mont Rivel (Planche 6a). Ils témoignent au minimum de la possibilité pour certaines plantes de s'installer sur de petits ilôts isolés, formés par exemple au toit de constructions récifales ou de bancs de sables oolithiques. À La Châtelaine, la quantité importante de débris de feuilles pourrait indiquer des conditions légèrement réductrices, associées à un fort taux de sédimentation dans les lagons (Marc Philippe, communication orale). La présence d'inertinite dans les niveaux à pistes de dinosaures de la coupe de Loulle pourrait suggérer l'établissement d'un couvert végétal contemporain assez important et étendu, compatible avec la présence de grands vertébrés herbivores (Planche 6b).

Dans les niveaux à pistes de Loulle, l'analyse microscopique révèle également la présence de matière organique amorphe qui pourrait être un reliquat de l'activité microbienne sur le tidal-flat (Planche 6b).

Quelques niveaux riches en pyrite ont été identifiés dans la coupe de Consolation. Cette pyrite pourrait résulter d'une dégradation anaérobie de la matière organique (Pittet, 1996). Associée

à une très faible diversité spécifique et une texture mudstone, elle confirmerait des conditions de lagon restreint.

3.3.2. Les structures sédimentaires

Les structures sédimentaires témoignent de certaines conditions de dépôt ou de diagenèse. Leur identification est donc indissociable de l'analyse faciologique. C'est pourquoi, au même titre que les grains, elles ont été représentées sur les figures illustrant les coupes et sont détaillées pour chaque faciès dans le tableau de faciès (*Tableau 3.1*). Les paragraphes qui suivent explicitent les conditions de mise en place de chacune des structures sédimentaires rencontrées au cours de cette étude.

3.3.2.1. Structures d'origine biologique

Structures d'origine microbienne

Associée à des polygones de dessiccation et éventuellement à des pistes de dinosaures (Loulle), l'action de voiles microbiens a été identifiée dans les environnements intertidaux de Loulle et Chancia (Planche 12). Cette activité microbienne se traduit par la mise en place progressive de lamines planes ou subplanaires de micrite dense sur des lamines millimétriques « grossières » riches en péloïdes, bioclastes et éventuellement en grains de quartz. Ces lamines micritiques sont ensuite recouvertes par une nouvelle lamine de grains plus grossiers et ainsi de suite. Ce type de dépôt peut être considéré comme des stromatolithes d'après la définition initiale de ce terme proposée par Kalkowski (1908). Ce type de succession a été identifié et illustré à de nombreuses reprises dans les tidal-flats actuels et fossiles (Hardie, 1977, Purser, 1980, Riding, 2000) et illustre très bien le rôle de stabilisateur de sédiment joué par les tapis microbiens dans la zone intertidale (Noffke et al., 1997, Cuadrado et al., 2011). En général, les dépôts intertidaux à tapis microbiens présentent de nombreuses fenestrae comme par exemple des *birds eyes* créés par l'échappement des gaz issus de la décomposition des tapis microbiens (Scholle et al., 1983). Dans les dépôts étudiés les fenestrae (toutes catégories confondues) sont extrêmement rares.

Des encroûtements microbiens de type thrombolitiques et plus occasionnellement léïolitiques ont été observés dans les intervalles construits. Les croûtes thrombolitiques (Aitken, 1967) présentent une structure laminée irrégulière et grumeleuse (Riding, 2000). Elles forment des encroûtements parfois centimétriques autour des coraux et ont également été identifiées dans les oncoïdes de type 6 (Planche 2 et Planche 8). Ce type de microbialites est généralement rapporté à des environnements à oxygénation variable, à luminosité réduite, à forte turbidité, à faible taux de sédimentation et à niveau trophique élevé (Leinfelder et al., 1996, Dupraz & Strasser, 1999, 2002, Olivier et al., 2007, Olivier et al., 2011). Les croûtes léïolitiques sont souvent difficiles à distinguer du sédiment encaissant s'il s'agit de micrite, car elles ne montrent pas de texture grumeleuse comme les thrombolites (Braga et al., 1995, Schmid, 1996). Elles sont généralement trouvées dans les mêmes faciès que les thrombolites mais en plus faible quantité. Dans les environnements actuels et fossiles, les léïolites sont parfois trouvées en association avec des organismes photo-autotrophes ce qui tendrait à montrer que les organismes responsables de ce type d'encroûtement ne sont pas particulièrement sciaphiles (Reitner, 1993, Dupraz & Strasser, 2002).

Bioturbation et bioérosion

L'étude de la bioturbation peut se révéler particulièrement importante dans une étude faciologique et séquentielle (Ekdale et al., 1984). En effet, la préservation de traces d'organismes dans un sédiment renseigne 1) sur la nature du sédiment lors de la bioturbation, 2) sur le taux de sédimentation, et 3) sur la présence d'organismes fouisseurs. C'est donc sous ces trois axes que la bioturbation a été étudiée dans les coupes.

Des bioturbations aux contours nets indiquent un substrat déjà consolidé, pauvre en eau, de type hardground ou firmground. Des bioturbations aux contours mal définis indiquent un substrat

mou, riche en eau, sotfground ou soupground (Ekdale et al., 1984, Buatois & Mángano, 2011). Une importante bioturbation dans un intervalle est susceptible d'effacer partiellement ou complètement des structures sédimentaires préexistantes. Une bioturbation intense, dans un banc ou au niveau d'une surface est souvent synonyme d'arrêt ou de fort ralentissement de la sédimentation.

Parmi les ichnogenres identifiés, *Thalassinoïdes* est le plus fréquent et est généralement rapporté à l'activité de crustacés décapodes. C'est également le cas de *Spongeliomorpha,* qui, très proche morphologiquement de *Thalassinoïdes* montre de petites griffures sur les parois des terriers et dénote d'un sédiment particulièrement ferme. Ces deux ichnogenres peuvent être présents aussi bien sous des conditions d'aérobie que de dysaérobie (Farrow, 1966, Thompson et al., 1985, Ekdale & Bromley, 2003). Ils sont trouvés en grande quantité dans les calcaires de lagon semi-restreints (Planche 11a, h).

Chondrites a été identifié dans les calcaires de plateforme médiane à distale de la coupe de Champfromier (Planche 7), mais également dans les calcaires de lagon semi-restreint à restreint de la coupe de Consolation. *Chondrites* est généralement caractéristique de conditions dysoxiques (Bromley & Ekdale, 1984, Buatois & Mángano, 2011).

Des terriers subverticaux de type *Skolithos* (Seilacher, 1963) sont identifiés dans les faciès de plages ou de barres subémersives à packstones-grainstones oolithiques de la coupe de la Châtelaine. L'ichnofaciès à *Skolithos* est typique des environnements peu profonds dans lesquels le sédiment est régulièrement remobilisé par la houle et les courants (Howard & Frey, 1984, Anderson & Droser, 1998, Buatois & Mángano, 2011).

Les *Gastrochaenolites* (Kelly & Bromley, 1984) sont fréquents dans les constructions récifales où ils constituent des perforations centimétriques dans les colonies coralliennes et leurs encroûtements microbialitiques. Il n'est pas rare d'observer les coquilles des bivalves perforants en place dans les perforations. Les *Gastrochaenolites* sont également fréquents et associés à *Trypanites* (Bromley, 1972) dans les environnements riches en oncoïdes de types 2 et 6 (Olivier et al., 2011), qui semblent offrir des substrats privilégiés aux bivalves et autres organismes perforants (Planche 2h). Plus rarement, certaines surfaces durcies montrent également des *Gastrochaenolites* (Planche 13) associés à des encroûtements d'huîtres. Ceci reste exceptionnel dans les séries étudiées. Les surfaces durcies à perforations subcirculaires peu profondes sont cependant fréquentes, mais l'action de bivalves perforants n'a pas été démontrée.

Les empreintes de dinosaures identifiées dans les coupes de Loulle et Balerne constituent une dernière sorte de bioturbation (Planche 12d), appelée dinoturbation (Dodson et al., 1980). Leur présence au sein des dépôts de plateforme du Jura témoigne de la mise en place de conditions paléogéographiques permettant aux dinosaures de s'aventurer sur la plateforme sur de longues distances. Elles attestent également de certaines propriétés du sédiment permettant à de grands vertébrés de marcher sur un substrat suffisamment induré pour éviter l'enlisement mais suffisamment plastique pour conserver les traces. Une discussion approfondie sur la présence de ces traces de dinosaures est proposée dans le chapitre 9

3.3.2.2. Structures d'origine physique

Structures de dessiccation

Des structures de dessiccation ont été identifiées dans des sédiments laminés à Loulle, Chancia et Molinges. Dans ces dépôts, les polygones de dessiccation sont associés à des voiles microbiens (Planche 12d-g). A Molinges, l'activité microbienne n'a pas été démontrée. La présence de polygones de dessiccation en place indique une émersion de la zone pendant une période suffisamment longue pour permettre une évaporation importante à la surface du sédiment. De telles structures sédimentaires sont donc typiques des zones inter- et supratidales. De plus il s'agit de structures fragiles et facilement démantelées. Leur morphologie intacte à Loulle comme à Molinges

montre que la phase d'ennoyage consécutive à leur formation s'est effectuée dans des conditions de très faible énergie et potentiellement suite à une phase de lithification précoce.

Structures d'échappement

Les *keystone vugs* sont les seules figures d'échappement identifiées dans les coupes. Ils sont particulièrement abondants dans certains grainstones à péloïdes (Planche 11d). Ils forment de petites cavités millimétriques remplies de sparite, parfois en connexion les unes avec les autres. Ces figures sont typiques de l'échappement de l'air intergranulaire lors de la montée du niveau de la mer à chaque marée. Cet échappement a lieu dans la partie supérieure de la zone de déferlement des vagues (Inden & Moore, 1983). Les *keystone vugs* sont typiques de la zone intertidale.

Structures tidales

Des stratifications obliques sigmoïdes à base ravinante, montrant une direction préférentielle de progradation ont été observées dans les Marnes du Mont Rivel. Des galets mous et la présence de drapages argileux entre et dans les sigmoïdes confirment l'origine tidale de ces structures. A moyenne échelle, des structures de rides, progradant avec un angle important dans des directions opposées, ont été observées à Molinges, Corveissiat et à Loulle (Oolithe blanche de Ramasse, et Oolithe blanche de Balerne, Planche 9). Dans ces formations la reconnaissance des structures à grande comme à petite échelle est difficile car la porosité des grainstones facilite la gélifraction et les roches sont souvent très fragmentées à l'affleurement. Néanmoins, les structures entrecroisées décamétriques observées à Molinges montrent deux types de morphologie selon l'angle d'observation : des obliques angulaires, et des auges à bases ravinantes qui évoquent le déplacement de dunes sinueuses sous l'action des courants de marée (Collinson et al., 2006).

Structures de houle

Structures de beau temps

Les stratifications et laminations planes parallèles ou à faible angle observées dans des grainstones ou des micro-grainstones très bien triés sont caractéristiques des environnements de plage (Planche 9 et Planche 12a). Ce type de structures est lié au déferlement continuel des vagues (Collinson et al., 2006).

Différentes échelles de rides symétriques ont été observées. De petites rides centimétriques sont observées à Loulle dans les environnements de tidal-flat (Planche 13c). Elles attestent d'un clapot sur un plan d'eau calme de quelques dizaines de centimètres de profondeur. Des rides et mégarides décimétriques à métriques sont observées au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps (Planche 9). Ces rides sont provoquées par l'oscillation perpétuelle de la masse d'eau sur le fond pendant les périodes de beau temps (Collinson et al., 2006). Cependant, certains auteurs signalent que de telles rides peuvent également être formées lors de tempêtes, en dessous de la limite d'action des vagues de beau temps (Leckie, 1988).

Structures de tempête

Les stratifications planes parallèles ou à faible angle observées dans les environnements de plage du Jura central et méridional sont parfois tronquées par des surfaces à angle plus important qui correspondent à la réactivation du profil de plage lors des tempêtes (Planche 9).

Les tempestites sont fréquentes dans les environnements de rampe médiane à distale (Burchette & Wright, 1992). Elles sont constituées de matériel grossier et souvent allochtone (Planche 7 et Planche 8). Elles présentent généralement une base érosive et un granoclassement normal (Collinson et al., 2006). Le granoclassement n'est pas toujours observé, en particulier lorsque la tempestite est constituée majoritairement de silts quartzeux, très bien triés et fins dès la base. Les bancs tempestitiques excèdent rarement une dizaine de centimètres. Au sein de ces bancs, des

structures entrecroisées de type HCS ou une stratification plane parallèle sont observées. Le toit des bancs montre parfois des rides symétriques centimétriques, asymétriques décimétriques ou des rides d'interférence (Mont Rivel).

Dans les environnements lagonaires boueux, des niveaux plus grossiers généralement riches en grands foraminifères agglutinants complexes, en coquilles d'ostracodes et en intraclastes ont été identifiés (Planche 11g). Ils indiquent des augmentations du niveau d'énergie dans le lagon qui peuvent être imputées à des événements de tempête ou de marées de vives eaux (Schwartz, 1982). Dans les mêmes environnements, les bioturbations contiennent souvent un matériel bien plus grossier que l'encaissant (Planche 11h). Souvent composé de débris d'organismes allochtones, ces remplissages attestent également d'un charriage de débris allochtones sur le fond des lagons, à l'occasion de hausses du niveau d'énergie dans le lagon (Wanless et al., 1988, Rameil, 2005).

3.3.3. Les structures diagénétiques

Deux types de diagenèse peuvent être distingués. La diagenèse précoce modifie la minéralogie et la fabrique d'une roche très peu de temps après sa formation. Les indices de diagenèse précoce renseignent donc sur les conditions paléoenvironnementales qui succèdent au dépôt et doivent être pris en compte lors de l'analyse faciologique. La diagenèse tardive intervient lorsque le sédiment est déjà consolidé. Il est parfois difficile de distinguer diagenèse précoce de diagenèse tardive car les impacts de ces deux processus sur les roches sédimentaires sont parfois proches. Cette distinction doit cependant être effectuée avec précautions car les modifications minéralogiques mises en place par diagenèse tardive témoignent de l'histoire « récente » de la roche (enfouissement, surrection, mise à l'affleurement, circulation de fluides), mais sont déconnectées des conditions paléoenvironnementales qui présidaient lors du dépôt de la roche.

3.3.3.1. Micritisation

La micritisation est un phénomène très important dans les environnements protégés de plateforme interne. Dans ce type d'environnements, plusieurs causes de micritisation sont fréquemment invoquées (Bathurst, 1975), parmi lesquelles l'abrasion mécanique, la dissolution/précipitation centripète de la calcite ou de l'aragonite lors de la diagenèse et la perforation des grains par des microperforants (algues, champignons, bactéries, éponges…). Tous ces phénomènes sont susceptibles d'intervenir sur un même grain, parfois simultanément. Tucker & Bathurst (1990) considèrent que la micritisation est le phénomène diagénétique le plus important dans les environnements peu profonds. Quelle qu'en soit la cause, la micritisation est souvent un obstacle à l'identification des grains qui sont alors classés parmi les péloïdes (Planche 11d-e). La micritisation aboutit à la désintégration des grains et contribue largement à la production de boues carbonatées sur la plateforme (Flügel, 2004).

3.3.3.2. Dolomitisation - dédolomitisation

La dolomitisation est un phénomène courant sur les plateformes carbonatées actuelles et fossiles. Au sein de ces systèmes, elle est susceptible de se former de manière différente en fonction des environnements de dépôt et il existe dans la littérature de nombreux modèles de formation, chacun adapté à un type de conditions de formation en particulier (Tucker & Bathurst, 1990, Tucker & Wright, 1990, Flügel, 2004). Au cours de sa thèse, Niels Rameil s'est particulièrement intéressé aux types de dolomitisation et dédolomitisation de la plateforme jurassienne au Kimméridgien et au Tithonien. Menés dans des faciès très similaires à ceux de mon étude, et parfois dans des niveaux contemporains, ses travaux ont servi de base à l'observation et à l'étude des dolomies ici. Pour des discussions plus approfondies et une bibliographie étoffée, se référer directement à Rameil (2005, 2008). Les paragraphes suivants détaillent brièvement les caractéristiques et interprétations des trois différents types de dolomitisation et du type de dédolomitisation mis en évidence au cours de cette étude.

Le premier type de dolomitisation correspond à la présence de cristaux de dolomie rhomboédriques automorphes, à centres légèrement troubles, disséminés dans la matrice boueuse des faciès de lagon (Planche 6c-d). Ce type de dolomitisation est particulièrement bien observé dans les coupes de Loulle et de la Châtelaine. Rameil (2008) qualifie ce type de dolomitisation de type 1. D'après cet auteur, cette dolomitisation est connue dans les environnements actuels de lagons subtidaux et s'explique par le modèle de « seepage reflux » (King, 1942, Newell et al., 1953, Adams & Rhodes, 1960).

Le second type a été identifié dans les faciès intertidaux laminés, dans lesquels se développent parfois des voiles microbiens (coupes de Loulle et Balerne). Ces faciès peuvent contenir de grandes quantités de cristaux de dolomie subautomorphes qui semblent se concentrer dans les lamines les plus grossières, générées par des apports de sédiment sur le tidal-flat lors des phases d'inondation (Planche 6e). D'après Rameil (2008), cette dolomitisation est une dolomitisation de type 2, qui est connue dans les tidal-flats actuels sous le nom de "penecontemporaneous dolomites" (Budd, 1997). Le phénomène à l'origine de ce type de dolomitisation est expliqué par le modèle de « tidal and evaporative pumping » (Carballo et al., 1987, Rameil, 2008).

Les dolomitisations de types 1 et 2 sont étroitement liées. D'après Rameil (2008), une augmentation de la dolomitisation de type 2 par augmentation de la taille des tidal-flats/sebkhas, à la faveur d'une baisse du niveau marin, entraine inévitablement une augmentation de dolomitisation de type 1 dans les lagons adjacents en favorisant la circulation de fluides méso- à hypersalins dans le système sédimentaire. D'après Purser (1983), une partie des fluides dolomitisants créés au niveau des tidal-flats est cependant susceptible d'être piégée dans les niveaux laminés à tapis microbiens qui font alors office de barrière à la dolomitisation des niveaux sous-jacents.

Le troisième type de dolomitisation est la dolomitisation de type 3 de Rameil (2008). Cette dolomitisation est également appelée "burrow dolomite" car elle correspond à la formation de très nombreux petits cristaux de dolomie au niveau des terriers dans les faciès boueux (Planche 6c, f). Elle est favorisée par une modification des conditions chimiques aux abords des terriers, provoquée par l'activité biologique des organismes fouisseurs.

Un type de dédolomitisation a également été fréquemment observé dans le secteur central et méridional. Il s'agit d'une dédolomitisation massive qui affecte généralement plusieurs mètres de la pile sédimentaire à chaque fois. Dans ces cas-là, la structure et la composition du sédiment initial ont généralement complètement disparu (Planche 6g). La roche acquiert une texture saccharoïde et une couleur verdâtre ou gris sale. Ces intervalles sont préférentiellement érodés. Dans certains cas seulement, des fantômes d'oncoïdes ou d'ooïdes sont encore observables macroscopiquement. Selon la classification de Rameil (2008), ce type de dédolomie est une dédolomie de type 2. Les analyses géochimiques réalisées par cet auteur sur ce type de dédolomie montrent des $\delta^{18}O$ très bas. Observant systématiquement ce type de dédolomitisation au niveau des limites de séquences majeures, Rameil (2008) considère qu'elle a lieu par contact avec les fluides météoriques lors des émersions majeures de la plateforme. Cette conclusion revêt un aspect très pratique pour l'interprétation séquentielle, largement utilisé par Cochet (1994) pour déterminer la position des émersions majeures. Au cours de cette étude, une grande prudence est cependant conservée face aux intervalles dédolomitisés. En effet, dans la coupe de Molinges, un intervalle dédolomitisé est associé à un contact avec des alluvions fluvio-glaciaires ce qui suggère que la dédolomitisation de cet intervalle pourrait avoir effectivement eu lieu par circulation/stagnation de fluides météoriques dans le sédiment. Cependant, elle semble être très tardive dans l'histoire de la série et n'avoir aucun rapport direct avec une émersion majeure contemporaine à la mise en place de la série. Cette observation pousse donc à une grande prudence face à ce type d'intervalle, en particulier lorsqu'ils sont situés en bordure de vallée creusée par l'incision du réseau hydrographique, ce qui est le cas de la plupart des affleurements observés ici. Des arguments complémentaires ont été systématiquement cherchés avant de leur attribuer une signification séquentielle.

3.4. Modèle de faciès général

3.4.1. Principaux environnements de dépôt

Au Jurassique supérieur, la plateforme jurassienne en France est considérée comme un système de deux rampes divergentes, inclinées respectivement vers le bassin de Paris et le Bassin delphino-helvétique (Enay et al., 1980, Enay et al., 1988, Cochet, 1994). Les deux rampes ne sont pas exactement similaires car, n'ayant pas la même polarité, elles ne sont pas soumises aux mêmes conditions hydrodynamiques. Néanmoins, les faciès observés peuvent être positionnés selon un profil de rampe classique et s'intègrent dans la zonation de rampe proposée par Burchette & Wright (1992). Selon cette zonation, la répartition des faciès repose majoritairement sur la distribution de l'énergie de la houle dans le système. L'hydrodynamisme a une influence directe sur la texture des faciès observés. La texture est donc le premier critère de classification. Sur cette base, trois grandes catégories de faciès sont distinguées *(*Figure 3.2*)* : les faciès de rampe distale, médiane et proximale. Déposés en dessous de la limite d'action (moyenne) des vagues de tempête, les faciès de **rampe distale** sont dominés par la boue (mudstone) et contiennent très peu de dépôts de tempête. Les faciès de **rampe médiane** sont déposés entre la limite d'action des vagues de beau temps et celle des vagues de tempête. Les dépôts de tempête sont donc fréquents et leur fréquence diminue progressivement en direction du bassin. Les faciès les plus proximaux de la rampe médiane sont relativement grossiers (packstones, wackestone). Les plus distaux ne sont plus grossiers que de manière très épisodique. Les dépôts de **rampe proximale** sont déposés au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps. Situés dans une zone constamment battue par les vagues, ils présentent généralement une texture grossière, supportée par les grains (grainstone ou packstone). Dans les parties les plus proximales de la rampe proximale peuvent néanmoins se développer des lagons, isolés de tout ou partie de l'énergie des vagues. Dans ce cas, les textures peuvent être très fines (micro-grainstone, wackestone, mudstone). En dépit de cette classification basée sur la texture, il convient néanmoins d'être prudent, car la bioturbation ou les processus de micritisation des grains par exemple peuvent modifier la texture initiale d'une roche. Le contexte géologique doit donc toujours être pris en considération.

Cette classification en trois grandes zones peut être largement précisée par des comparaisons fines entre les faciès observés et les faciès d'environnements de plateforme actuels et fossiles décrits et illustrés dans des ouvrages de référence (Bathurst, 1971, Ginsburg, 1975, Hardie, 1977, Purser, 1980, 1983, Scholle et al., 1983, Tucker & Wright, 1990, Flügel, 2004). Ainsi les 48 faciès observés dans le Jura au cours de cette étude ont été classés (Tableau 3.1) selon 9 catégories, qui regroupent des faciès génétiquement proches, caractérisés par une faune et une flore spécifique, et mis en place sous des conditions d'hydrodynamisme semblables, dans des environnements de dépôts relativement similaires *(*Figure 3.2*)*. Les caractéristiques faciologiques principales de ces 9 zones de faciès, sont brièvement décrites dans les paragraphes qui suivent, de la zone la plus distale à la zone la plus proximale.

L'offshore inférieur a les mêmes limites que la rampe distale de la classification de Burchette & Wright (1992). Les **faciès** caractéristiques sont donc des alternances marno-calcaires décimétriques, au sein desquelles les dépôts de tempête sont rares (**faciès Oi1 et Oi2**). Ces faciès sont essentiellement boueux et renferment une faune pélagique (Planche 7).

L'offshore supérieur coïncide avec la rampe médiane de la classification de Burchette & Wright (1992). Il est caractérisé par des faciès à alternances de dépôts fins (mudstones-wackestones ou marnes), avec des dépôts plus grossiers (packstones-grainstones) de type tempestites (**faciès Os1,2,4,8**, Planche 8). De telles alternances montrent le caractère événementiel des dépôts grossiers de haute énergie et confirment une position sous la limite d'action des vagues de beau temps, dans la limite d'action des vagues de tempête. Les bancs sont généralement décimétriques. Les dépôts les plus grossiers présentent parfois un granoclassement normal et de petites HCS. Ils sont riches en débris variés charriés depuis les zones plus proximales de la rampe. Les grains ont subi un transport

ou des remaniements fréquents et sont généralement très fragmentés. Des silts quartzeux sont parfois intégrés à ce type de dépôts grossiers. Les dépôts les plus fins correspondent aux dépôts de temps calme et les faunes qu'ils contiennent sont autochtones ou parautochtones. Ces dépôts ne contiennent généralement que quelques foraminifères (*Lenticulina, Epistomina*), des ostracodes, des spicules d'éponges siliceuses et des bivalves ou gastéropodes en position de vie ou fragmentaires. Le degré de bioturbation du sédiment est très variable et peut avoir tendance à homogénéiser les alternances fin/grossier en un sédiment mixte à texture packstone ou grainstone. Ce sédiment conserve alors une composante argileuse caractéristique (**faciès Os 3,7,9**).

Dans cette zone de la plateforme, des récifs se développent parfois sous forme de patchs métriques (**faciès Os 8b**) ou de biostromes (**faciès Os 6, 10**). Dans les patchs, les colonies coralliennes sont de petite taille. Les genres coralliens représentés sont modérément diversifiés et correspondent souvent à des genres considérés comme particulièrement tolérants à des conditions mésotrophes et peu lumineuses (Cf. Chapitre 7 et bibliographie associée). Confirmant ce type de conditions, la trame secondaire de ces récifs est composée majoritairement de microbialites (thrombolites essentiellement), dépourvues d'organismes phototrophes. Les biostromes peuvent être majoritairement formés par des serpules (**faciès Os 10**) ou présentent une composition proche de celle des patchs (**faciès Os 6**). Dans ce cas, les colonies coralliennes sont plus éparses et la microbialite prend une part plus importante dans l'assemblage récifal. Capable de s'implanter sur des substrats libres, elle forme alors des oncoïdes de type 6 qui prennent part à la composition des biostromes eux même ou s'accumulent à proximité (**faciès Os5**). Si la composition des constructions dans cette zone montre des conditions mésotrophes et potentiellement peu lumineuses, la présence de microbialites en grande quantité, ainsi que le développement d'oncoïdes indiquent un taux de sédimentation faible (Cf. Chapitre 7 et bibliographie associée).

La partie la plus proximale de l'offshore supérieur a été distinguée ici sous le nom de **zone d'avant barres** (**faciès Ab 1 à Ab5**). Elle correspond au « foreshoal » de Bádenas & Aurell (2010) . Cette zone est située au niveau de la transition entre l'offshore supérieur de rampe médiane et les barres externes de rampe proximale. Elle présente des faciès à texture plus grossière (packstone généralement mal trié) que la plupart des faciès d'offshore supérieur classiques (Planche 8). La présence de la fraction fine indique que l'action de la houle de beau temps est atténuée par la profondeur et ne permet pas la mise en suspension continuelle et l'évacuation des sédiments les plus fins. Les faunes et grains typiques de l'offshore supérieur sont bien représentés (spicules, foraminifères, oncoïdes de types 2, 5 et 6). Les grains majoritaires sont néanmoins issus de la rampe interne (péloïdes, ooïdes, agrégats et bioclastes divers) et ont subi un transport, même assez faible. Les bancs sont généralement massifs, décimétriques à métriques. Ces dernières caractéristiques rendent parfois difficile la différenciation entre les faciès d'avant barres et ceux de lagons non-restreints. En effet, ces deux types de faciès présentent des grains majoritairement de rampe interne et sont déposés sous l'action d'une houle atténuée. Ils sont en outre généralement le lieu d'une intense bioturbation.

Les faciès de **barres externes** (**faciès Be1 à Be6**) montrent des assemblages fauniques diversifiés et riches en organismes sténohalins (Planche 9). La texture grainstone (packstone), les structures entrecroisées et/ou une lamination plane parallèle montrent une énergie importante, dans la zone d'action des vagues de beau temps. Les ooïdes sont omniprésents. Les faciès les mieux triés et les plus riches en ooïdes (**faciès Be3 à Be6**) sont considérés comme relatifs aux environnements où sont formés les ooïdes (Loreau, 1982), comme par exemple le toit des barres actives (Rankey & Reeder, 2011). Au contraire, les zones dans lesquelles le tri granulométrique est moins bon et les bioclastes non oolithisés plus nombreux (**faciès Be1 et Be2**) sont considérés comme les zones inactives d'inter-barres ou des zones périphériques, à la transition entre les barres oolithiques et les zones qui les jouxtent (avant-barres et lagons). En dépit d'une énergie élevée, et d'un taux de sédimentation très variable dans ce type d'environnements, des constructions coralliennes observées dans la coupe du Mont Rivel (**faciès Be5b**) témoignent de la possibilité pour les

larves de certains coraux de s'implanter et de croître. Les récifs sont alors de petite taille et présentent des colonies à squelette robuste (Cf. Chapitre 7 et bibliographie associée). Dans les zones plus proximales de la rampe, la présence de lagons non-restreints et de plages montre que les barres externes ne constituent pas une véritable barrière continue. Si elles atténuent une partie de la houle, elles sont cependant discontinues et laissent probablement libres de larges voies de communication entre la rampe médiane et le reste de la rampe interne.

Les **lagons non-restreints** sont caractérisés par des faciès à tri granulométrique médiocre, de texture packstones à wackestones, riches en agrégats, péloïdes, bioclastes, et oncoïdes et dans lesquels ooïdes et extraclastes peuvent être présents en quantité non négligeable (**faciès Lnr1 à 7,** Planche 10). Ces faciès présentent des assemblages diversifiés de faunes et flores sténohalines. La texture de ces faciès montre que l'environnement de dépôt est au moins partiellement protégé de l'action de la houle. La présence commune « d'algues » (*Bacinella et Lithocodium*, *Juraella, Salpingoporella, Cayeuxia*) montre des conditions globalement lumineuses et oligotrophes, également favorables au développement de petites constructions coralliennes à grosses colonies branchues (**faciès Lnr2b**). Les assemblages sténohalins indiquent des conditions de salinité normales et stables. La présence d'ooïdes et d'extraclastes indique que ces lagons recueillent régulièrement des grains allochtones, venus des zones de faciès adjacentes. Les lagons non-restreints sont le lieu d'une activité biologique intense qui génère une forte bioturbation, mais également une micritisation importante. La texture et le tri médiocre de ces faciès sont liés à la forte activité biologique qui remanie constamment le fond des lagons et constitue également une source de bioclastes divers *in-situ*.

En position plus interne, peuvent se développer des zones de **lagons semi-restreints** (**faciès Lsr 1 à Lsr5**) et des zones **de lagons restreints** (**faciès Lr 1 et Lr 2**) dans lesquelles les conditions physico-chimiques de la masse d'eau, isolée de la pleine mer, sont différentes de celles des lagons non-restreints, avec par exemple des conditions de salinité et d'oxygénation très variables. Ces zones correspondent à des faciès de faible énergie, dominés par la boue micritique et les péloïdes (Planche 11). Dans ces environnements, la faune est peu diversifiée et les organismes euryhalins tels que les bivalves, les gastéropodes, les ostracodes et les foraminifères benthiques agglutinants ou les milioles sont les plus représentés. Des débris d'organismes sténohalins peuvent cependant être présents. Il s'agit alors de débris flottés. C'est par exemple le cas des débris d'échinodermes, qui, particulièrement légers, sont facilement mis en suspension et transportés sur de longues distances lors des événements de tempête. Ils s'intègrent alors à de minces niveaux plus grossiers qui remanient à la fois des débris allochtones et autochtones. Les terriers de types *Thalassinoïdes* sont généralement abondants. Témoins de ces événements de tempête, ils peuvent piéger des particules allochtones grossières, c'est pourquoi ils présentent souvent un remplissage plus grossier que le sédiment dans lequel ils se trouvent (Wanless et al., 1988).

Plusieurs générations de terriers sont souvent visibles au sein des bancs, montrant une diminution progressive de la quantité d'eau dans le substrat. En accord avec cette observation, la présence commune d'oncoïdes de type 0 et d'intraclastes micritiques, montrent un taux de sédimentation assez faible, et des phases pendant lesquelles la boue au fond du lagon est semi-consolidée. La « restriction » d'un lagon est difficile à quantifier et il existe un continuum entre les zones peu restreintes, mais tout de même soumises à des variations des conditions physico-chimiques de la masse d'eau, et les zones très restreintes dans lesquelles la chimie de l'eau est continuellement différente de la chimie de l'eau de mer « normale ». C'est pourquoi il est difficile de déterminer la limite entre lagons semi-restreints et lagons restreints. Sur la plateforme jurassienne, le confinement semble surtout lié à des fluctuations de la salinité. Cependant, dans certains cas, la perte quasi totale de bioturbation (attestée par la préservation de fines tempestites), le développement de pyrite et la conservation de matière organique pourraientt indiquer également des chutes du taux d'oxygénation (Pittet, 1996). Dans ce travail, il a été considéré que les faciès exclusivement micritiques, à faune très rare, contenant éventuellement des tempestites

appartenaient à la zone de lagons restreints, en dépit de la présence de bioturbations, indiquant la présence d'organismes. Les faciès plus diversifiés à texture plus grossière ont été considérés comme des faciès de lagons semi-restreints.

Dans les parties les moins profondes des lagons, où se concentre l'énergie des vagues et des courants de marée, des petits systèmes de **plages ou de barres internes** (**faciès Bi1 à Bi4**) peuvent se développer localement et former des accumulations métriques (Planche 11c-e et Planche 12a). Celles-ci sont caractérisées par des grainstones ou des micrograinstones à lamination entrecroisée ou plane parallèle. Au toit de ces bancs, des surfaces d'érosion sont fréquemment observées, parfois associées à une cimentation en ménisques et à la présence, dans les dépôts de lagon qui les jouxtent, de nombreux lithoclastes présentant ce type de faciès. Ces indices montrent que ces barres sont fréquemment émergées et peuvent être le lieu d'une lithification précoce amenant localement à la formation de beach-rocks. Deux types de barres internes ou de plages sont distingués. 1) Les barres ou plages ouvertes sur des zones à salinité normale, qui sont constituées majoritairement d'ooïdes ou d'agrégats et de péloïdes, associés à des faunes sténohalines diversifiées (**faciès Bi1 et Bi2**). 2) les barres ou plages passant latéralement à des environnements semi-restreints (**faciès Bi3**), qui sont presque exclusivement formées par des péloïdes et des petits foraminifères (Miliolidés, Lituolidés). Au toit de ce dernier type de barres, des lamines planes parallèles formées de micro-péloïdes ovoïdes, à bordures nettes, sont fréquemment observées (**faciès Bi4**, Planche 1c et Planche 12a). La formation de ces (micro)grainstones est conditionnée par la triple action de l'énergie des vagues, faible mais suffisante pour trier les péloïdes, de la marée et de la dessiccation à marée basse, qui confère à ceux-ci une consistance ferme et évite la formation de boue (Bathurst, 1975, Purser, 1980). Ces (micro)grainstones sont donc caractéristiques d'un milieu de dépôt intertidal à énergie réduite. Presque imperceptiblement, ces (micro)grainstones passent en position plus proximale à des faciès laminés, caractérisés par des figures d'émersions (polygones de dessiccation) alternant parfois avec des rides de vagues centimétriques (**faciès Tf1 à Tf3**). Ces figures sédimentaires indiquent un environnement de **tidal-flat**, tantôt émergé, tantôt immergé sous une faible tranche d'eau (Planche 12c-d). Dans ces environnements, le développement de tapis microbiens est intense et se caractérise par l'intercalation de lamines de micrite peloïdale compacte plates ou onduleuses, qui contrastent avec les lamines hétéroclites issues de l'apport de sédiment sur le tidal-flat lors des phases d'immersion (Planche 12g-h). Dans ces faciès, la dolomitisation est souvent intense (**faciès Tf2**, Planche 6e et Planche 12h). Elle est cependant moins développée dans les lamines microbiennes. Les galets noirs sont également fréquents et témoignent du démantèlement des parties les plus proximales du tidal-flat, dans les zones intertidales supérieures à supratidales (Planche 12f). Dans ces zones, des marais saumâtres se développent généralement sur les plateformes actuelles (Hardie, 1977, Purser, 1983). De tels dépôts n'ont pas été observés ici directement, mais la présence de charophytes en grande quantité dans certains dépôts démantelés de tidal-flats (**faciès Tf3**, Couches de Molinges, Marnes de Besançon) attestent du développement de ce type d'environnement dans certaines parties de la plateforme jurassienne (Oertli & Ziegler, 1958, Bernier, 1984). Dans les Marnes de Besançon, la présence d'ostracodes d'eau douce dans certains bancs confirme cette hypothèse (Oertli & Ziegler, 1958).

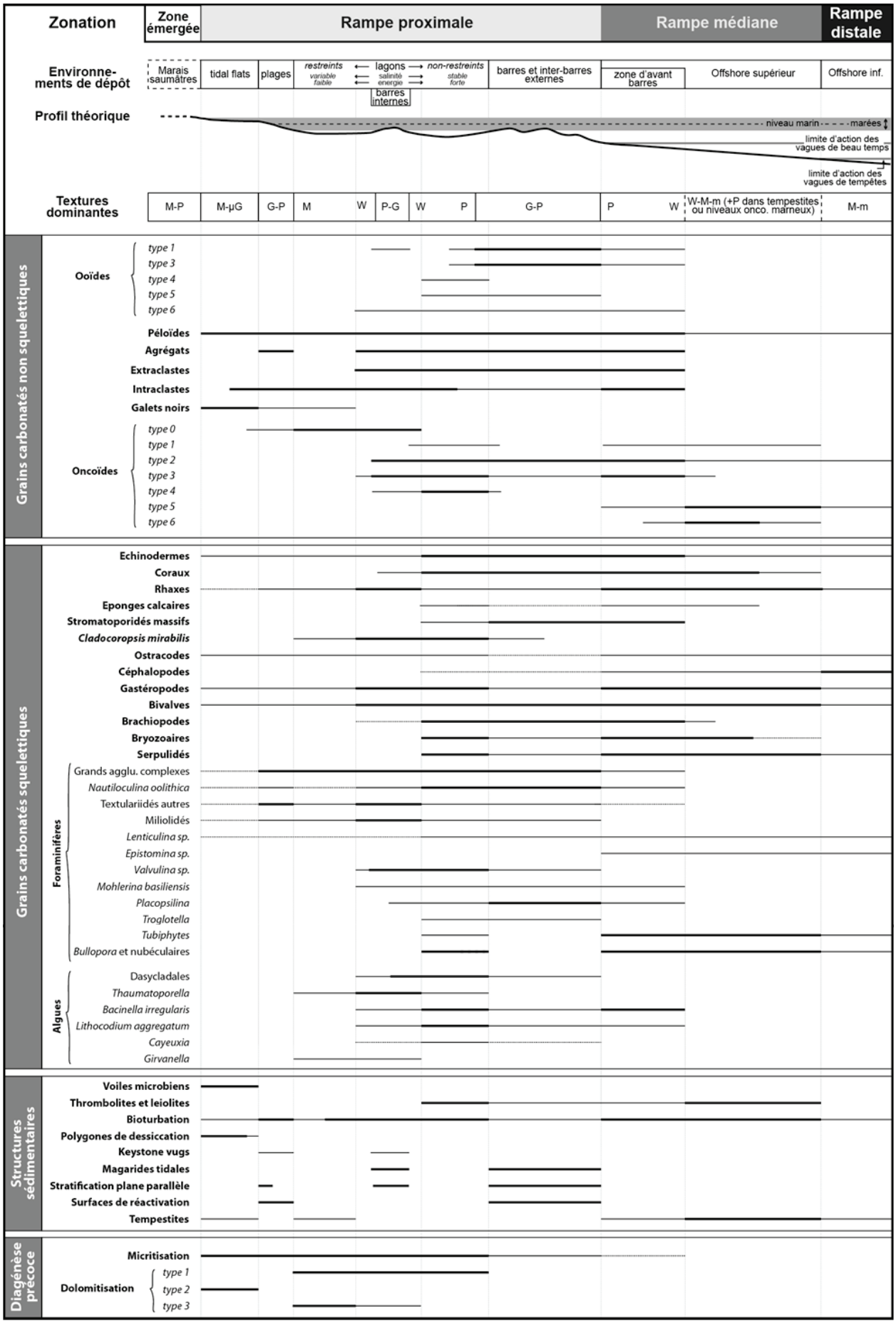


Figure 3.2 Répartition spatiale et abondances relatives des grains carbonatés, des structures sédimentaires et des indices de diagenèse précoce le long d'un profil de rampe théorique (non à l'échelle) schématisant la rampe jurassienne aux alentours de la limite Oxfordien-Kimméridgien

3.4.2. Modèle de faciès

Dans les environnements actuels (Golfe persique, Bahamas, Belize, Floride…), les grandes zones de faciès décrites dans le paragraphe précédent sont également identifiées (Ginsburg, 1975, Purser, 1980, 1983, Tucker & Wright, 1990, Flügel, 2004) et la comparaison entre les faciès observés et la position des faciès actuels équivalents a permis de réaliser la *Figure 3.2*. Cependant, les variations latérales de faciès sont fréquentes, donnant aux plateformes des allures de véritables mosaïques (Strasser & Védrine, 2009). Dans ces conditions, chacune des zones de faciès décrites ci-dessus ne s'exprime pas nécessairement sur un profil proximal-distal et il est tout à fait possible de passer progressivement de faciès de rampe médiane à des faciès de lagon ouverts, puis à des faciès de tidal-flats, sans que des faciès de barres oolithiques ou de lagon restreints ne soient identifiés/préservés. Ces variations s'expliquent en partie par des variations morphologiques de la plateforme qui génèrent des hétérogénéités dans la distribution de l'énergie de la houle, et dans une moindre mesure de la marée et du vent. C'est pourquoi, afin de rendre compte de ces variations latérales de faciès, le modèle de la *Figure 3.3* a été réalisé en trois dimensions. Parmi les faciès observés et intégrés au modèle, certains appartenant à la même zone de faciès ne sont cependant pas contemporains. Leur mise en place dans des conditions d'hydrodynamisme proches justifie de les placer dans la même zone de faciès, mais les placer côte à côte dans un seul et même modèle de faciès est irréaliste. La *Figure 3.2* et la *Figure 3.3*, avec toutes les approximations qu'elles comportent, ont néanmoins servi de base à l'interprétation faciologique et séquentielle. Afin d'affiner ce modèle de base, plusieurs modèles de faciès, ne prenant en compte que des faciès subcontemporains, seront proposés suite à l'établissement des corrélations dans le chapitre 6.

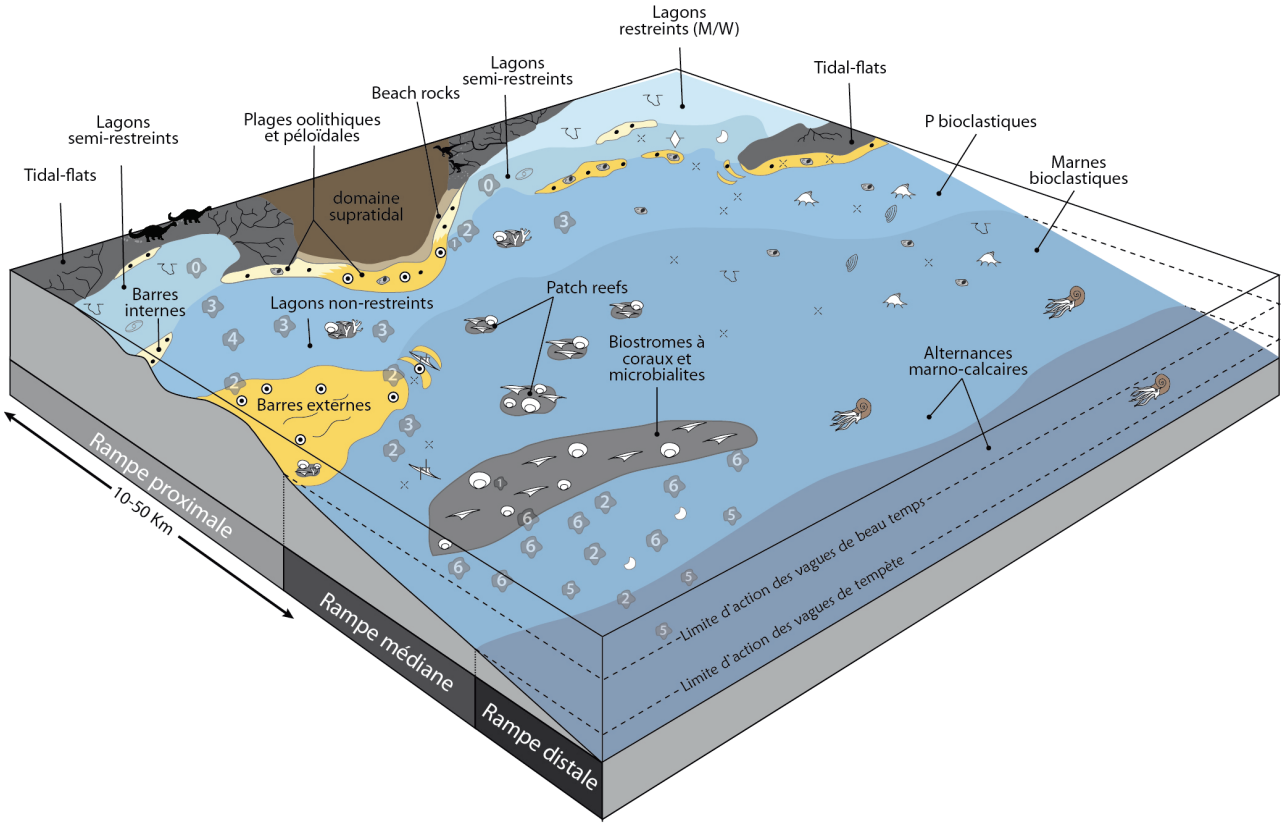
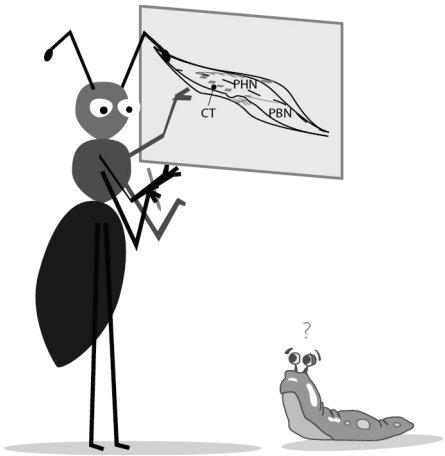


Figure 3.3 Modèle d'organisation spatiale des zones de faciès. Légende des figurés en Annexe 1

4. **Séquences de dépôt**



4.1. Introduction à l'analyse séquentielle des coupes

La stratigraphie séquentielle étudie la réponse sédimentaire face aux variations du niveau de base (Catuneanu, 2006). Il s'agit d'un ensemble de concepts mis en place dans les années 70 par les géologues pétroliers. Initialement elle se base sur la mise en évidence de géométries particulières des corps sédimentaires, au sein de profils sismiques réalisés dans des sédiments silicoclastiques de marge passive (Vail et al., 1977). Les variations de faciès qui accompagnent les changements de géométrie des corps sédimentaires forment, dans les séries silicoclastiques, des séquences de dépôt. Ainsi, l'analyse séquentielle a-t'elle pour objectif d'analyser l'ensemble des variations faciologiques et géométriques du système afin de mettre en relation sa mise en place et sa dynamique avec les variations d'accommodation et d'apport (ou de production) sédimentaire qu'il a subi au cours du temps. Elle a un rôle prédictif qui vise à prévoir la position de réservoirs pétroliers. Aujourd'hui cette technique a été largement développée et est appliquée, moyennant aménagements, à des systèmes sédimentaires très variés. Cette adaptation à des systèmes variés a donné lieu à l'élaboration de plusieurs modèles (Galloway, 1989, Embry, 1993, Schlager, 1993), basés sur des concepts communs, mais spécifiques à chaque type de système.

Les plateformes carbonatées sont des systèmes dans lesquels la stratigraphie séquentielle peut être utilisée. Dans ce cas, elle doit entre autres prendre en compte la production carbonatée *in-situ* (Schlager, 1993). Dans le cadre de cette étude, le choix d'un transect N-S à travers la plateforme jurassienne du Jurassique supérieur est dicté par deux raisons principales. La première est l'abondance, le long de cet axe, de coupes stratigraphiquement étendues et accessibles. La seconde, est que cette disposition facilite l'identification des corps sédimentaires et de leur géométrie. Néanmoins, en l'absence de données sismiques disponibles, la géométrie des corps sédimentaires n'a pas pu faciliter l'analyse séquentielle. Cette dernière a du être réalisée dans un premier temps coupe par coupe. Dans un second temps, les données séquentielles coupe par coupe ont été comparées et ont conduit à la réalisation de corrélations entre les coupes. Dans un troisième temps seulement, l'établissement de ces corrélations a permis de reconstituer la géométrie des dépôts.

Afin de mettre en œuvre ici une telle méthodologie, les concepts et le vocabulaire spécifiquement adaptés au cadre de la stratigraphie séquentielle en domaine de plateforme carbonatée ont été utilisés préférentiellement. Les paragraphes qui suivent ont pour but de dresser une liste succinte du vocabulaire et des concepts utilisés ici. Ils introduisent également la bibliographie de référence associée à la stratigraphie séquentielle en domaine de plateforme carbonatée.

4.1.1. Niveau marin

Le niveau marin est un élément fondamental en stratigraphie séquentielle car ses variations sont considérées comme la principale cause de mise en place de séquences de dépôt. Il existe deux manières d'appréhender le niveau marin. Il peut être considéré par rapport au centre de la planète (Kendall & Lerche, 1988). Dans ce cas, on parle de **niveau marin eustatique**, dont les variations sont régies par les variations de la quantité d'eau dans les océans. Le niveau marin peut également être considéré relativement à un point fixe, situé quelque part dans la pile sédimentaire, préférentiellement à sa base (Posamentier et al., 1988). On parle alors de **niveau marin relatif**. Une variation du niveau marin relatif peut être liée à une variation eustatique et/ou une variation d'ordre tectonique (subsidence ou surrection). L'implication relative de l'eustatisme et de la tectonique dans la mise en place d'une séquence de dépôt ne pouvant être quantifiée de manière simple, il est toujours considéré dans un premier temps que ce sont les variations du niveau marin relatif qui sont à l'origine de la mise en place des séquences. Dans un second temps seulement, la tectonique peut parfois être considérée comme négligeable ou assimilée à une constante.

4.1.2. Séquences et limites de séquences

L'analyse séquentielle coupe par coupe consiste en la reconnaissance dans les séries sédimentaires de **séquences de dépôt**. Celles-ci sont constituées d'un ensemble de strates génétiquement liées, séparées par des **discontinuités** ou leur équivalent latéral (Mitchum et al., 1977). Van Wagoner et al. (1988) ajoutent que ces discontinuités correspondent à une surface qui porte des indices d'émersion ou d'érosion en milieu subaérien (et dans certains endroits, d'érosion sous-marine corrélée). Cette définition est un peu restrictive et s'applique mal dans la pratique, en particulier lorsqu'il s'agit de reconnaitre des indices d'émersion sur les données sismiques (Schlager, 2002). Néanmoins, elle soulève un point important : en stratigraphie séquentielle, la mise en place de séquences de dépôt est mise directement en relation avec les variations du niveau marin relatif.

Par définition, une discontinuité est provoquée par un changement brutal des conditions de dépôt. Elle s'accompagne généralement d'un changement important de faciès ou d'une surface particulière qui peut alors masquer un hiatus. Elle peut résulter de nombreux processus, et dépend de l'environnement de dépôt. Ainsi, plusieurs types de discontinuités peuvent être identifiés dans les séries sédimentaires. C'est pourquoi, parmi les nombreux modèles séquentiels élaborés, tous ne considèrent pas les mêmes types de discontinuités comme limites de séquences. Généralement, les auteurs utilisent les discontinuités qu'ils peuvent le plus facilement identifier à grande échelle au sein de leur objet d'étude, en fonction des moyens qu'ils utilisent. Par exemple, étudiant les corps sédimentaires silicoclastiques de marges passives, par l'intermédiaire de profils sismiques, Vail et al. (1977) utilisent les discontinuités de chute du niveau marin relatif comme limites de séquences. Au contraire, Galloway (1989) ou Homewood et al. (1992), parmi d'autres, préconisent l'utilisation des maxima d'inondation, plus facilement identifiables lors d'études de plateformes silicoclastiques peu profondes.

4.1.3. Accommodation

La mise en place d'une séquence de dépôt résulte d'un cycle de variation du niveau marin relatif. Les notions de création et consommation d'**accommodation** sont donc fondamentales. L'accommodation décrit la quantité d'espace disponible susceptible d'être comblé par du sédiment. Elle se mesure entre le niveau de base (considéré souvent comme le niveau de la mer) et la surface de dépôt [Jervey (1988) dans Catuneanu (2006)]. Elle peut être créée ou, au contraire, réduite, par les variations eustatiques et tectoniques. Elle est consommée par la sédimentation. C'est donc le ratio entre taux d'accommodation et taux de sédimentation qui détermine s'il y a dépôt, non dépôt ou érosion. La mise en place de séquences de dépôt et de discontinuités est alors étroitement liée aux variations de l'accommodation.

4.1.4. Production sédimentaire

Dans les systèmes purement silicoclastiques, les apports sédimentaires sont uniquement allochtones. Dans le cas des systèmes mixtes et carbonatés, la production carbonatée *in situ* est une source de sédiment importante qui doit être prise en compte lors de l'analyse de la dynamique sédimentaire. Dans les environnements de plateforme peu profonde subtropicale à tropicale, les principaux facteurs qui régissent la production carbonatée sont :

- La luminosité qui, en favorisant la photosynthèse, favorise la consommation du CO_2 dissout et augmente la saturation en carbonate de l'eau (Bosscher & Schlager, 1992) ;

- La température qui, généralement entre 20° et 30°C, favorise le développement d'organismes diversifiés, dont un grand nombre est producteur de carbonates. Dans cette gamme de valeurs, la température favorise également la formation de grains non squelettiques comme les ooïdes. Sous 20°C environ, la précipitation de carbonates est inhibée. Au dessus de 30°C, la température est trop élevée pour le développement d'une faune benthique diversifiée et devient

alors un inhibiteur de la production de carbonates (Tucker & Wright, 1990). Un tel phénomène se produit par exemple dans certains environnements de lagon restreint des plateformes subtropicales.

- La salinité qui, dans les lagons restreints ou semi-restreint devient un inhibiteur de la production carbonatée en causant une diminution de la diversité des organismes producteurs (Tucker & Wright, 1990).

- Les conditions trophiques, souvent liées aux apports terrigènes, qui, lorsqu'elles deviennent trop eutrophes, sont néfastes au développement de nombreux organismes producteurs, comme certains coraux ou certains stromatoporidés (Leinfelder et al., 1996, Dupraz & Strasser, 1999, Leinfelder et al., 2005).

Ainsi, est-il généralement admis que les zones où la production carbonatée est la plus importante sont situées dans la zone photique, ont une salinité normale et présentent des conditions plutôt oligotrophes. Sur la rampe, ces zones correspondent principalement aux environnements de lagon non-restreint et aux shoals oolithiques. Dans les environnements de lagon plus restreints, la production diminue progressivement en direction des zones émergées et devient très faible sur les platiers. Elle peut être considérée comme nulle dans les zones supratidales. En aval du système, elle diminue également progressivement avec la profondeur et la luminosité (Handford & Loucks, 1993).

Le long des plateformes subtropicales à tropicales, le déplacement de la zone de plus forte production carbonatée en fonction des variations du niveau marin relatif, entraine des perturbations du taux de production (Kendall & Schlager, 1981, Strasser, 1991). D'après ces auteurs, lors d'une augmentation du niveau marin relatif, suite à une phase d'émersion, la production carbonatée subit une phase plus ou moins longue de « redémarrage » appelée la phase de « start-up », pendant laquelle, la production carbonatée reste faible et ne parvient pas à compenser l'augmentation du niveau marin relatif. A l'issue de cette phase, la production carbonatée tend vers un optimum et devient capable de compenser l'augmentation du niveau marin. Elle permet progressivement au fond marin de rattraper le niveau de base. C'est la phase de « catch-up ». Si l'augmentation du niveau marin se poursuit, le système sédimentaire entre dans la phase de « keep-up ». La production carbonatée est suffisante pour compenser l'augmentation du niveau marin et maintient le système à fleur d'eau. Dans le cas où le volume de carbonates produit est supérieur à la création d'accommodation, le système progrades et aggrade simultanément. Dans certains cas, il est possible que la production carbonatée n'arrive pas à compenser suffisamment l'augmentation du niveau marin. Le système est alors ennoyé. L'augmentation de la profondeur provoque une diminution de la production carbonatée. Cette situation est appelée phase de « give up » (Neumann & Macintyre, 1985). Initialement, cette situation a été conçue pour le cas des constructions récifales. Cependant, certains auteurs considèrent qu'elle peut être étendue au cas des plateformes carbonatées (Pittet, 1996, Colombié, 2002).

4.1.5. Autocyclicité et allocyclicité

Les notions d'accommodation et de production carbonatée poussent à s'interroger sur les processus qui contrôlent la mise en place de chaque séquence de dépôt. En effet, les modèles de stratigraphie séquentielle considèrent que les variations du niveau marin relatif (NMR) sont le principal moteur de la formation des séquences de dépôt. Les variations de NMR sont régies par les variations eustatiques et tectoniques. Les variations eustatiques sont supposées avoir un impact de grande échelle sur la sédimentation et générer des séquences corrélables au moins à l'échelle du bassin, sinon à échelle mondiale (phénomènes allocycliques). Les variations tectoniques sont généralement lentes et sont rarement locales. Les séquences alors générées sont souvent corrélables à échelle régionale.

Les variations de NMR ne sont cependant pas les seuls processus capables de générer des séquences de dépôt. Par exemple, la migration d'un corps sédimentaire ou le comblement de l'espace disponible par la production carbonatée *in situ* peuvent générer une séquence régressive, à

niveau marin constant (Ginsburg, 1971, Hardie & Shinn, 1986). On parle alors d'un phénomène autocyclique, lié à la dynamique de l'environnement de dépôt lui-même. Dans ce cas, la séquence créée sera identifiable seulement dans une aire géographique restreinte. Elle aura également une épaisseur limitée, en lien avec l'épaisseur du corps sédimentaire à l'origine de sa formation. Ainsi, plus une séquence de dépôt a une extension géographique et une épaisseur importante, plus elle est susceptible d'avoir été créée par un phénomène allocyclique, et pourra être corrélée à grande échelle. Certains environnements de dépôt comme les environnements oolithiques de haute énergie, en perpétuel mouvement, ont une dynamique autocyclique tellement importante qu'elle est capable de prendre entièrement le pas sur la dynamique allocyclique. Dans ces environnements, il est souvent difficile de discriminer les séquences formées de manière autocyclique des séquences du même ordre de grandeur, formées par des phénomènes allocycliques.

Dans les séries sédimentaires, il est parfois difficile de déterminer si une séquence est liée à un phénomène auto- ou allocyclique. Chacune d'elles est alors considérée de la même manière dans un premier temps. Les possibilités de corrélations de proche en proche entre les coupes révèlent l'extension géographique et l'origine de chacune ultérieurement.

4.2. Modèle utilisé et vocabulaire associé

Pour réaliser l'analyse séquentielle des coupes, je me suis appuyée sur l'approche de « l'école de Fribourg », elle-même basée sur les concepts de stratigraphie séquentielle en domaine carbonaté classiques (Sarg, 1988, Vail et al., 1991, Handford & Loucks, 1993). La méthodologie et les concepts de cette approche sont résumés dans deux publications principales (Strasser et al., 1999, 2000), et sont largement développés dans les thèses et publications des auteurs liés à cette école (Pittet, 1996, Pasquier & Strasser, 1997, Pittet & Strasser, 1998a, b, Strasser & Hillgärtner, 1998, Pittet et al., 2000, Colombié, 2002, Hug, 2003, Rameil, 2005, Strasser et al., 2005, Colombié & Rameil, 2007, Strasser, 2007, Védrine, 2007, Strasser & Védrine, 2009, Strasser et al., 2012). Cette approche a été choisie ici car elle a été spécifiquement mise en place pour l'analyse des séquences de dépôt de plateforme peu profonde et a été largement utilisée dans les dépôts de la plateforme jurassienne suisse, contemporains aux séries étudiées ici. L'utiliser permet donc d'effectuer facilement des comparaisons avec les nombreuses coupes analysées via cette même méthode dans le Jura suisse.

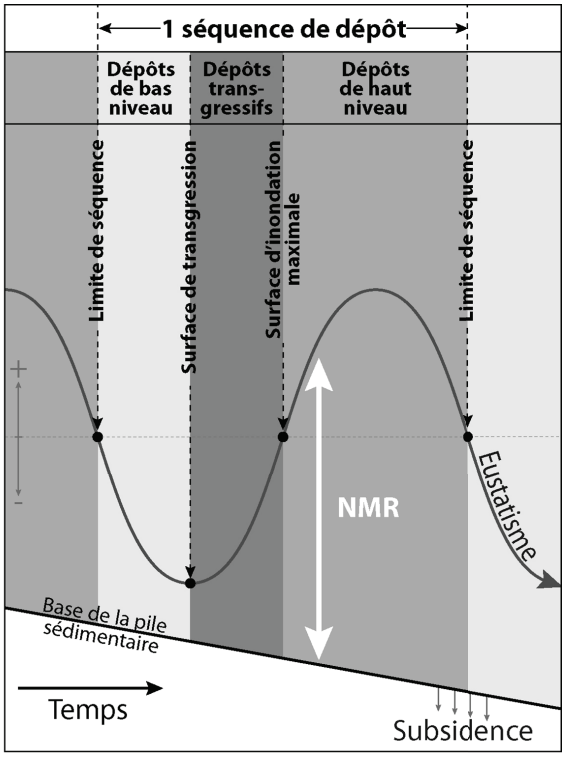


Figure 4.1 Les variations du niveau marin relatif (NMR) contrôlent la mise en place des séquences de dépôt allocycliques, des dépôts et des discontinuités qui les composent

4.2.1. Séquence de dépôt type

Les séries sédimentaires sont faites de bancs séparés par des surfaces de discontinuités. Au sein des bancs, l'évolution latérale et verticale des faciès décrit l'évolution des environnements de dépôt dans l'espace et dans le temps. Au sein d'une séquence de dépôt, la position d'une discontinuité, et ses caractéristiques sédimentologiques permettent de déterminer les conditions et le moment de sa formation, au sein d'un cycle de variation du niveau marin relatif. Ainsi, selon le modèle utilisé, une **limite de séquence** est une discontinuité mise en place lorsque la vitesse de chute du niveau marin relatif est la plus importante au sein du cycle *(Figure 4.1)*. En fonction de l'intensité de la chute et de la position sur la rampe, elle peut, ou non, générer une émersion. Si tel est le

cas, elle est précédée par des faciès de moins en moins profonds (éventuellement de plus en plus restreints) et des bancs de plus en plus minces. Elle est marquée par une surface d'émersion (érosion, pédogénèse, karstification). Dans ce cas, aucun dépôt de bas niveau n'est déposé et la sédimentation ne reprend qu'au cours de la transgression suivante. Limite de séquence et surface de transgression sont alors confondues. Si la baisse du niveau marin relatif ne génère pas d'émersion, la limite de séquence est précédée de faciès de moins en moins profonds et marquée généralement par une surface de non dépôt. Dans ce cas, les **dépôts de bas niveau** correspondent à des faciès peu profonds et sont généralement très réduits. Ce phénomène s'explique par le manque de création d'accommodation et l'inhibition de la production carbonatée, liée à l'émersion de certaines parties de la plateforme et la très la faible profondeur du reste du système. Qu'il y ait émersion ou pas suite à la limite de séquence, la **surface de transgression** marque la remise en eau et/ou l'approfondissement du système. Il s'agit généralement d'une surface de remaniement à lithoclastes et débris divers. Elle est suivie par la mise en place de faciès de plus en plus profonds et/ou ouverts et de bancs de plus en plus épais qui composent les **dépôts transgressifs**. La **surface d'inondation maximale** coiffe les dépôts transgressifs. Il s'agit généralement d'une surface condensée générée lorsque l'augmentation du niveau marin relatif est la plus rapide. Dans les dépôts de plateforme carbonatée peu profonde où la production carbonatée est particulièrement importante, une surface de ralentissement du taux de sédimentation n'est pas toujours générée, ce qui est souvent le cas dans les séries étudiées. En revanche, des «**dépôts d'inondation maximale**» peuvent être identifiés. Ils correspondent alors aux bancs les plus épais, à faciès les plus ouverts. Faisant suite à ces dépôts, les **dépôts de haut niveau** sont mis en place. Ils correspondent dans un premier temps à des faciès ouverts et des bancs relativement épais. Puis, progressivement, ils traduisent la diminution du niveau marin relatif jusqu'à la limite de séquence par des faciès de moins en moins profonds et/ou de plus en plus restreints et par des bancs de plus en plus minces, et ainsi de suite.

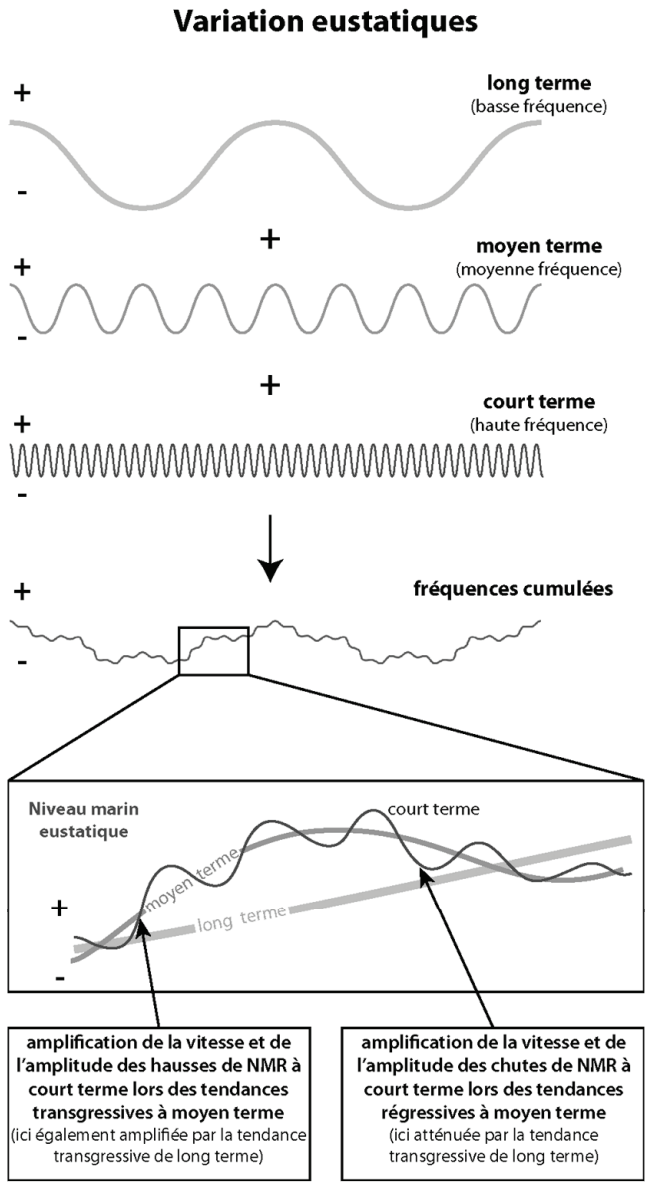


Figure 4.2 Modèle hiérarchique de cumul des fréquences eustatiques. Les trois dernières courbes sont modifiées d'après Strasser & Védrine (2009)

4.2.2. Imbrication des séquences

Les variations du niveau marin relatif sont le fruit du cumul de plusieurs fréquences de variations (Mitchum Jr & Van Wagoner, 1991). Il est généralement admis que ces fréquences sont hiérarchisées *(Figure 4.2)*. Ainsi les variations du NMR de basses fréquences sont supposées avoir une amplitude supérieure aux variations à plus hautes fréquences. Le cumul des fréquences associé à cette hiérarchisation induit une courbe de variations du NMR très complexe dans laquelle le signal haute fréquence est modulé par les signaux de plus basses fréquences. Par exemple, les hausses du NMR à haute fréquence sont amplifiées lors

des hausses du NMR à basse fréquence et inversement pendant les périodes de chute *(Figure 4.2)*. Dans l'enregistrement sédimentaire, cette superposition hiérarchisée se traduit par un emboîtement de séquences de dépôt de grande, moyenne, petite et parfois très petite échelle. Chaque séquence est alors composée de plusieurs séquences d'échelles plus petites dont chacune est marquée par des variations de faciès et des surfaces de discontinuités plus ou moins importantes en fonction de la position de la séquence dans les séquences d'échelles supérieures (Guillocheau, 1991, Strasser et al., 1999).

4.2.3. Multiplication des discontinuités et utilisation de zones

La hiérarchie des séquences et des amplitudes des variations du niveau marin relatif en fonction de la fréquence implique une multiplication des surfaces de discontinuité. Par exemple, plusieurs limites de petite échelle se situent à proximité d'une limite de séquence de grande échelle et il peut être difficile de déterminer avec précision laquelle coïncide avec la limite de séquence de grande échelle parmi toutes les « candidates » potentielles. C'est pourquoi Pasquier & Strasser (1997) introduisent la notion de « zone ». Ainsi, une « zone de limite de séquence » de grande échelle sera composée d'un ensemble de séquences de petite échelle dont les limites sont toutes des candidats potentiels, sans qu'aucune d'entre elles ne puisse être désignée comme hiérarchiquement majeure par rapport aux autres. De la même manière, des « zones de surfaces de transgression et des zones de maxima d'inondation peuvent être définies. Dans les dépôts étudiés ici, il semble que limites de séquences et surfaces de transgression soient souvent confondues et il n'est généralement pas nécessaire d'avoir recours à une zone. En revanche, les maxima d'inondation sont rarement marqués par une surface en particulier et une zone de maximum d'inondation est alors définie, qui contient les faciès les plus distaux de la séquence, et généralement les bancs les plus épais.

4.2.4. Ordres de séquences

	Vail et al. (1991)	Mitchum & Van Wagoner(1991)
1er ordre	>50 Ma	>200 Ma
2ème ordre	50-3 Ma	10-9 Ma
3ème ordre	3-0,5 Ma	2-1 Ma
4ème ordre	0,5-0,08 Ma	0,2-0,1 Ma
5ème ordre	0,08-0,03 Ma	0,02-0,01 Ma
6ème ordre	0,03-0,01 Ma	

Tableau 4.1 Durées attribuées à la mise en place de chaque ordre de séquences

Afin de caractériser l'emboitement de séquences, les auteurs attribuent classiquement à chaque séquence de dépôt un « ordre », basé sur l'estimation de la période de variation eustatique à l'origine de sa formation (Mitchum Jr & Van Wagoner, 1991, Vail et al., 1991). En fonction des auteurs, les durées attribuées à chaque ordre varie, mais l'approche reste similaire *(Tableau 4.1)*. Celle-ci ne peut être mise en place qu'à partir de données sismiques qui permettent d'avoir accès à la géométrie des dépôts. Cette approche s'applique mal à l'étude de coupes car attribuer un ordre à une séquence de dépôt dans une coupe, avant d'avoir une idée de la géométrie de l'ensemble du système obligerait à présupposer de la durée de la variation eustatique liée à sa mise en place, sans aucun contrôle. C'est pourquoi la méthode appliquée ici (« école de Fribourg ») n'utilise pas cette hiérarchie directement. Elle se base dans un premier temps sur la reconnaissance, dans chaque coupe, de séquences de grande, moyenne et petite échelle, et dans certains cas, de séquences de très petite échelle. Dans un second temps, la hiérarchie des séquences est utilisée (entre autres) pour réaliser les corrélations et accéder à la géométrie du système. Dans un troisième temps, des corrélations sont effectuées avec des coupes de bassin, bien datées biostratigraphiquement, dans lesquelles la cyclostratigraphie peut être utilisée pour estimer la durée des dépôts. C'est alors, seulement qu'une proposition de durée et d'ordre peut être émise pour chaque échelle de séquences (Strasser et al., 1999, Strasser et al., 2000).

Dans notre étude, aucune des coupes étudiées ne se prête à une analyse cyclostratigraphique. C'est en partie pourquoi utiliser la même méthode d'analyse séquentielle que l'école de Fribourg est primordial. En effet, ceci facilite l'établissement de correspondances entre les séquences de grande, moyenne et petite échelle des coupes françaises et suisses et permet de raccorder l'analyse séquentielle des coupes françaises à la trame séquentielle établie en Suisse, où les coupes de plateforme ont été corrélées à des coupes de bassin et sont donc déjà raccordée à un cadre temporel calibré par cyclostratigraphie (Strasser et al., 2000, Strasser, 2007).

5. Analyse faciologique et séquentielle des coupes

5.1. Introduction-démarche

Riche en affleurements, le Jura a été l'objet d'un grand nombre d'études géologiques et paléontologiques depuis le XIX^{ème} siècle. Le Jura géologique s'étendant sur plusieurs départements français, la plupart des auteurs ne se sont intéressés qu'à certains secteurs du Jura et pas à son intégralité. D'un point de vue lithostratigraphique, ce phénomène est à l'origine de nombreuses synonymies. *A contrario*, il existe également des homonymies pour des formations n'ayant pas les mêmes limites stratigraphiques. Afin de s'abstraire de ces difficultés lithostratigraphiques, les coupes seront ici présentées secteur par secteur (cf. Chapitre 2). Pour chaque secteur, une liste des principaux travaux concernant les niveaux étudiés sera dressée dans un premier temps. Dans un second temps, chaque formation et membre utilisé pour notre étude sera redéfinit, justifié et accompagné d'une liste des synonymies les plus courantes. Dans un troisième temps, un état des lieux sur les données biostratigraphiques spécifiques au secteur, disponibles dans la littérature, sera proposé, aboutissant à l'élaboration d'un tableau synthétique bio-lithostratigraphique du secteur. Celui-ci intégrera une échelle biostratigraphique, les colonnes lithostratigraphiques proposées par chaque auteur, les faunes d'ammonites trouvées dans le secteur et la colonne stratigraphique utilisée spécifiquement ici. A la lueur de ces éclaircissements bio-lithostratigraphiques préalables, les interprétations sédimentologiques et séquentielles des coupes du secteur seront proposées.

Les figurés utilisés dans les figures illustrant les coupes sont recensés dans sur l'Annexe 1 à la fin du manuscrit. Ces figures intègrent à la fois des données et des interprétations. Ainsi, le profil d'érosion, les structures sédimentaires, les textures et les principaux éléments figurés, les abondances relatives en bioclastes et en quartz et les numéros d'échantillons qui constituent les données brutes, ont-ils été reportés dans la partie centrale des figures. L'évolution des faciès est illustrée sur la droite. Les attributions bio- et lithostratigraphiques, ainsi que l'interprétation séquentielle qui en découle ont été placées à gauche des coupes. La colonne d'interprétation séquentielle se décompose en trois sous-colonnes qui illustrent les séquences de variations du niveau marin à grande, moyenne et petite échelle, déduites de l'évolution des faciès et de la stratonomie. Lorsque cela était possible, une quatrième sous-colonne a été créée et illustre les séquences de très petite échelle. Afin de simplifier les échanges avec le texte, les séquences de moyenne échelle ont été numérotées par des chiffres romains et les séquences de petite échelle par des chiffres arabes. La numérotation des séquences tient compte des corrélations effectuées dans le chapitre 6. C'est pourquoi toutes les coupes ne commencent pas par la séquence de moyenne échelle I par exemple.

Dans le texte, l'évolution sédimentologique des coupes et les principaux arguments sur lesquels repose l'interprétation des faciès et environnements de dépôt sont consignés. Ils servent de base pour l'interprétation séquentielle. Dans la plupart des coupes, celle-ci n'est détaillée que pour les séquences de grande et moyenne échelle. Certaines coupes du Jura central se prêtant particulièrement bien à l'exercice (coupe de la Châtelaine) ont fait l'objet d'une description des séquences à un niveau de détail plus poussé. Leurs séquences de petite échelle ont donc également été décrites.

5.2. Secteur septentrional

Paléogéographiquement, ce secteur se situait sur la bordure la plus méridionale du bassin de Paris (Cf. chapitre 2). La succession lithologique montre des niveaux de faible énergie, déposés dans des environnements généralement peu profonds et calmes. Les faunes d'ammonites récoltées montrent une affinité subméditerranéenne à la fin de l'Oxfordien (s.g.) puis subboréale pendant tout le Kimméridgien inférieur. Ce changement d'affinité à la limite Oxfordien/Kimméridgien *sensu gallico* est particulièrement intéressant dans le contexte actuel où plusieurs propositions de corrélation entre les échelles biostratigraphiques subboréales et subméditerranéennes sont disponibles dans la littérature (Cf. chapitre 1). Dans les paragraphes qui suivent, les coupes de Consolation et La Main, levées en détail au cours de ce travail, seront décrites. La coupe des Combottes, extraite de Oertli & Ziegler (1958), sera également brièvement présentée à la fin de cette partie. Cette coupe couvre un intervalle stratigraphique plus important que les deux premières. Elle apporte notamment des informations supplémentaires sur la Formation des Marnes de Besançon, non observées ici.

5.2.1. Bibliographie

Dans ce secteur, l'«Etude de l'étage Kimméridgien dans les environs de Montbéliard» de Contejean (1859) est un ouvrage fondamental. Sous le nom de Kimméridgien, il décrit en réalité les séries de l'Oxfordien moyen au Kimméridgien supérieur avec une grande exactitude, tant du point de vue de la lithologie que du contenu faunique. Les formations définies alors font la plupart du temps office de référence dans ce travail.

L'Oxfordien supérieur - Kimméridgien de ce secteur a également été largement décrit par Marcou (1856), Perron (1860), Oertli & Ziegler (1958), Contini (1972a, b), Contini & Hantzpergue (1973, 1975), ou encore Enay et al. (1988), Chevalier (1989) et Cochet (1994).

5.2.2. Formations

5.2.2.1. Marnes de Besançon (Marcou, 1856)

Synonymies :
Marnes à Astartes (Contejean, 1859)
Astartien inférieur (Girardot, 1896)

Cette formation est décrite comme des alternances marno-calcaires dont les intervalles marneux sont relativement épais (Cochet, 1994). Les Marnes de Besançon constituent une épaisseur de sédiment importante qui dépasse par endroit 30 mètres, en particulier dans le secteur de Clerval (Enay et al., 1988). Au sein de cet ensemble globalement marneux, s'intercalent régulièrement de fins lits de grès bien triés ou des litages extrêmement riches en *Astartes* (bivalves) ou en *Alveoscepta jaccardi* (foraminifère benthique). Les niveaux les plus calcaires sont généralement peu épais, d'aspect schistoïde ou parfois sablonneux et renferment de nombreux terriers. Occasionnellement, ces bancs peuvent cependant atteindre une puissance de trois mètres et prendre un aspect sublithographique ou renfermer des oncoïdes.

Dans la moitié inférieure de la formation, Oertli & Ziegler (1958) signalent une intercalation limnique et deux intervalles particulièrement riches en oncoïdes. Le second est rattaché par ces auteurs au Membre du Hauptmumienbank suisse. Il convient cependant d'être prudent quant aux corrélations avec les dépôts suisses sur la simple base de la présence d'oncoïdes, car d'autres auteurs signalent la présence de niveaux oncolithiques dans la partie supérieure des Marnes de Besançon (Enay et al., 1988). Confirmant un caractère émersif d'une partie de la formation, des polygones de dessiccation peuvent être y observés au toit de la coupe d'Ornans - observations personnelles, coupe non publiée ici, mais synthétisée dans Enay et al. (1988). Au toit de la formation, Contejean (1859) signale des niveaux très riches en *Apiocrinus royssianus* qu'il considère comme caractéristiques. Des descriptions plus exhaustives de cette formation figurent dans Contejean (1859), Bulle & Rollet (1960) ou Enay et al. (1988). D'un point de vue paléoenvironmental, la composition faunique variable

de la formation met en évidence un dépôt dans des conditions marines, à salinité globalement normale, bien que la présence de bancs à faune monospécifique ou d'intercalations limniques suggèrent la mise en place ponctuelle de conditions restreintes, voir émersives.

5.2.2.2. Calcaires de Besançon (Marcou, 1856)

Synonymies :
Calcaires à Térébratules et Calcaires à Cardium (Contejean, 1859)
Astartien supérieur (Girardot, 1896)

Au sein de cette formation, Contejean (1859) reconnait deux sous-ensembles (Calcaires à térébratules et Calcaires à Cardium), considérés ici comme des membres, dont les caractéristiques lithologiques sont sensiblement différentes.

Les Calcaires à térébratules

L'ensemble des Calcaires à Térébratules a une puissance de l'ordre de 20 à 30 mètres (Contejean, 1859, Enay et al., 1988). Il correspond à une succession de bancs métriques séparés régulièrement par des intervalles marneux schistoïdes, plus nombreux dans la partie inférieure, qui renferment des macrofossiles de bivalves [*Pholadomya*, *Mytilus, Ostrea* (Contejean, 1859)] et de brachiopodes [*Terebratula subsella, Terebratula carinata* (Contejean, 1859)]. Dans la partie médiane sont signalés des niveaux à oncoïdes, ainsi que des structures fenestrées.

Les Calcaires à Cardium

D'une épaisseur d'environ 18 mètres, les Calcaires à Cardium sont particulièrement reconnaissables dans la série par leur couleur blanche et leur aspect souvent crayeux. Il s'agit de bancs massifs de calcaires fins entre lesquels les joints sont difficiles à distinguer. Parfois, le faciès devient finement oolithico-bioclastiques et se charge alors en débris de bivalves, petits brachiopodes et nérinées. Des polypiers sont également signalés mais leur proportion semble rester faible (Contejean, 1859, Enay et al., 1988). Ce membre se termine généralement par une surface durcie, parfois perforée ou encroûtée par des huîtres (Enay et al., 1988). Contejean (1859) signale cependant que le passage des Calcaires à Cardium à la formation sus-jacente des Calcaires et marnes à ptérocères est parfois difficile à mettre en évidence. La comparaison de plusieurs études menées dans la région montre d'ailleurs qu'en fonction des auteurs et des interprétations, le toit des Calcaires à Cardium n'est pas toujours rigoureusement placé au même endroit dans les séries. Pour cette étude, il a été considéré que les Calcaires à Cardium se terminent avec la mise en place d'une surface à lithoclastes, considérée comme un équivalent de la surface perforée et encroûtée signalée par Enay et al. (1988). En effet, outre son caractère exceptionnel, celle-ci marque un changement lithologique majeur avec le passage de calcaires blancs encore riches en faune à des calcaires gris ou beiges, quasiment dépourvus de débris d'organismes. Ce choix limite l'étendue des Calcaires à Cardium vers le haut. La limite ainsi placée est plus précoce qu'elle ne l'est chez d'autres auteurs (Contini & Hantzpergue, 1973, Chevallier, 1989, Cochet, 1994).

5.2.2.3. Les Calcaires et marnes à ptérocères (Boye, 1844)

Synonymies :
Calcaires et marnes à ptérocères (Contejean, 1859)
Calcaires et marnes du Banné (Thurmann, 1832)
Calcaires et marnes de Chargey (Perron, 1860)

Cette formation se divise en deux ou trois membres selon les auteurs. Ayant choisi de suivre la nomenclature proposée par Contejean (1859), il sera considéré ici que la formation est composée de trois membres, les Calcaires à ptérocères inférieurs, les Marnes à ptérocères et les Calcaires à ptérocères supérieurs. Cette formation montre une grande extension géographique et se retrouve avec une grande régularité d'épaisseurs et de faciès dans tous les secteurs étudiés. Les caractéristiques de chaque membre données dans les paragraphes suivants sont communes à tous les secteurs.

Les Calcaires à ptérocères inférieurs (Contejean, 1859)

Synonymies :
Calcaires de Chargey (Perron, 1860)

La base de ce membre est généralement marquée par un franc changement lithologique associé à une surface encroûtée et perforée, ou une surface sur laquelle reposent des débris grossiers remaniés. Cependant, tel qu'il a été dit dans le paragraphe précédent, plusieurs auteurs signalent des localités dans lesquelles le passage des Calcaires de Besançon aux Calcaires à ptérocères inférieurs est progressif (Contini & Hantzpergue, 1973, Chevallier, 1989, Cochet, 1994). Dans ce cas, en fonction des interprétations, la base est plus ou moins précoce au sein de la série. Il est donc difficile d'établir une épaisseur de référence. En se basant sur la position de Contejean (1859), les Calcaires à ptérocères inférieurs ont une épaisseur de l'ordre de 36 mètres, ce qui est conforme aux épaisseurs constatées ici. La partie inférieure du membre correspond à des calcaires micritiques gris ou beiges, très fins et très bioturbés, souvent dépourvus de débris bioclastiques. Dans la partie supérieure du membre, le faciès devient plus grossier et des calcaires argileux à macrofossiles de bivalves et de gastéropodes, très proche du faciès caractéristique des Marnes à ptérocères, sont mis en place, en alternance avec des faciès fins, proches de ceux de la partie inférieure du membre. Dans ce membre, Chevallier (1989) signale l'existence ponctuelle de petites constructions à coraux rameux ou de mud-mounds. Ni l'un ni l'autre n'ont été observés au cours de ce travail.

Les Marnes à ptérocères (Contejean, 1859)

Synonymies :
Marnes à exogyres inférieures (Perron, 1860)
Marnes de Rang (Chevallier, 1989)

Les Marnes à ptérocères s'installent généralement sur les Calcaires à ptérocères inférieurs par l'intermédiaire d'une surface taraudée, souvent oxydée, encroûtée et perforée et d'un intervalle glauconieux. Ces marnes présentent des faciès très biodétritiques, friables et argileux. L'argilosité n'est pas constante et des bancs plus calcaires s'individualisent régulièrement au sein de l'intervalle. Les bancs les plus calcaires prennent un faciès fin et bioturbé qui rappelle les Calcaires à ptérocères inférieurs. Le passage d'un intervalle marneux à un intervalle calcaire est souvent progressif tandis que l'inverse se produit généralement par l'intermédiaire d'une surface durcie oxydée et parfois encroûtée. La quantité d'argiles diminue globalement vers le sud.

Les intervalles marneux sont particulièrement riches en macrofaune. La faune ne semble pas véritablement varier dans les bancs calcaires, mais les macrofossiles sont plus difficiles à extraire et à identifier. Les macrofossiles les plus fréquents sont des bivalves (*Trichites, Pina, Pholadomya, Lima, Ceratomya, Mythilus, Lucina, Cardium*), des brachiopodes (dont la majorité des spécimens sont des

Terebratula) et des gastéropodes (*Harpagodes* principalement, mais Contejean (1859) signale également deux espèces de Naticidés).

Les Calcaires à ptérocères supérieurs (Contejean, 1859)

Synonymies :
Calcaires blancs moyens (base) (Perron, 1860)

Pour Contejean (1859), ce membre est particulièrement peu épais, de l'ordre de 5 mètres dans le secteur de Montbéliard. Les bancs présentent un aspect noduleux et des faciès bioclastiques et micritiques similaires aux bancs de la partie supérieure des Calcaires à ptérocères inférieurs. D'après Contini & Hantzpergue (1973), le Membre des Calcaires à ptérocères supérieurs est d'épaisseur irrégulière et peut se réduire à un seul banc lumachellique à Térébratules dans le secteur de Rang. Chez plusieurs auteurs, cette unité lithologique n'est pas distinguée (Perron, 1860, Chevallier, 1989). Dans les séries Suisses en revanche, les Calcaires à ptérocères supérieurs font plus de trente mètres et intègrent des faciès dont la nature est différente de la description initiale. En tout état de cause, dans les coupes observées (La Main et Consolation), les niveaux qui succèdent aux Marnes à ptérocères sont oolithico-bioclastiques et leur faciès ne correspond pas au faciès typique des Calcaires à ptérocères supérieurs tel que décrit dans leur définition. En revanche, les faciès observés correspondent aux faciès typiques de la Formation des Calcaires des Gorges de Nouailles. Et pour cause, ceux-ci ont été définit dans la coupe de La Main. Il a donc été décidé ici que le Membre des Calcaires à ptérocères supérieur serait considéré comme un équivalent latéral de la base des Calcaires des Gorges de Nouailles, non observé dans le secteur considéré et probablement plus développé dans le secteur de Montbéliard. Ce parti pris a également été adopté par Contini & Hantzpergue (1973) ou Chevallier (1989). Selon ce point de vue, la Formation des Calcaires et marnes à ptérocères se termine par l'intervalle marneux des Marnes à ptérocères dans le secteur septentrional.

5.2.2.4. Les Calcaires des Gorges de Nouailles (Chevallier, 1989)

Synonymies :
Calcaires blancs moyens (partie supérieure) (Perron, 1860)
Calcaires à Corbis + Calcaires à Mactres (Contejean, 1859)
Calcaires à Corbis (Contini & Hantzpergue, 1973)

Cette formation présente des variations latérales de faciès importantes et très rapides (Contini & Hantzpergue, 1973). Chevallier (1989) découpe la formation en cinq membres : les Calcaires à stromatoporidés de Matafelon, les Calcaires des Fins, Les Calcaires de Chougeat, les Calcaires de la Loue et les Tidalites d'Arc-sous-Cicon. Ce grand nombre de subdivisions est lié aux variations latérales de faciès et il n'est pas rare qu'un ou plusieurs membres manquent dans la série pour cette raison. En outre, certains membres, comme les Calcaires à stromatoporidés de Matafelon ont été définis dans le secteur méridional. Si des bancs calcaires contenant des stromatoporidés sont effectivement identifiables dans les secteurs central et septentrional, ils sont caractérisés par des faciès et des stromatoporidés complètement différents. Il semble donc difficile d'assigner un même nom de membre à ces différents ensembles lithologiques. En outre, tel qu'il est dit dans le paragraphe précédent, les avis des auteurs divergent quant à l'appartenance ou non des Calcaires à ptérocères supérieurs à cette formation et certains prennent le parti d'appeler tout l'ensemble Calcaires à ptérocères supérieurs tandis que d'autres suppriment complètement l'appellation pour utiliser Calcaires à Corbis (Contejean, 1859, Contini & Hantzpergue, 1973), Calcaires blancs moyens (Perron, 1860), Calcaires des Gorges de Nouailles (Chevallier, 1989) ou encore Nerinean Limestones (Jank, 2004).

Dans la mesure où cette formation correspond à un intervalle temporel situé au-dessus de l'intervalle qui nous intéresse ici et dans un souci de simplicité, il sera donc considéré simplement que les Calcaires des Gorges de Nouailles correspondent à un ensemble lithologique d'une trentaine

de mètres d'épaisseur, situé entre les deux intervalles marneux des Marnes à ptérocères et des Marnes à Exogyres inférieures, et qui présente des variations de faciès importantes. Localement peuvent s'y développer et alterner des faciès de haute énergie (grainstones) à colonies massives de stromatoporidés, des calcaires lagonaires de basse énergie parfois très riches en nérinées, des tidalites ou des brèches à galets noirs. La fréquence des faciès de haute énergie est plus importante à la base, tandis qu'au sommet, les faciès intertidaux et subtidaux calmes se développent préférentiellement.

5.2.3. Biostratigraphie

Peu d'ammonites ont été récoltées dans les formations du secteur septentrional, mais elles permettent cependant de positionner chaque formation avec une bonne précision. Ainsi, la partie inférieure des Marnes de Besançon contient des faunes de la zone à Bifurcatus, tandis que leur sommet livre (rarement) des faunes de la zone à Bimammatum (Enay et al., 1988). Un spécimen d'*Idoceras planula* est rapporté dans le Membre des Calcaires à Cardium de la Formation des Calcaires de Besançon permettant de dater la partie supérieure de cette formation de la zone à Planula sur l'échelle biostratigraphique subméditerranéenne (Duboz, 1979). Un spécimen de *Pictonia thurmani* est rapporté par Contejean (1859) dans les assises sublithographiques des Calcaires à ptérocères inférieurs (Contini & Hantzpergue, 1973). Au sein des Calcaires et marnes à ptérocères, Contejean (1859) signale également la présence de spécimens d'*Ammonites achilles*, *A. gigas*, *A. cymodoce* et *A. decipiense*. Ces déterminations sont obsolètes (P. Hantzpergue, communication orale). En outre, l'auteur ne précisant cependant pas la position exacte des spécimens au sein de ses coupes, leur intérêt biostratigraphique est limité. Les travaux de Contini & Hantzpergue (1973, 1975) sur le Kimméridgien du secteur de Montbéliard et de Haute-Saône ont permis de compléter le schéma biostratigraphique et lithostratigraphique du secteur septentrional. Les différentes synonymies utilisées par les auteurs, ainsi que les ammonites récoltées sont synthétisées dans le tableau ci-dessous (*Tableau 5.1*). Ces travaux montrent entre autres que la base des Calcaires des

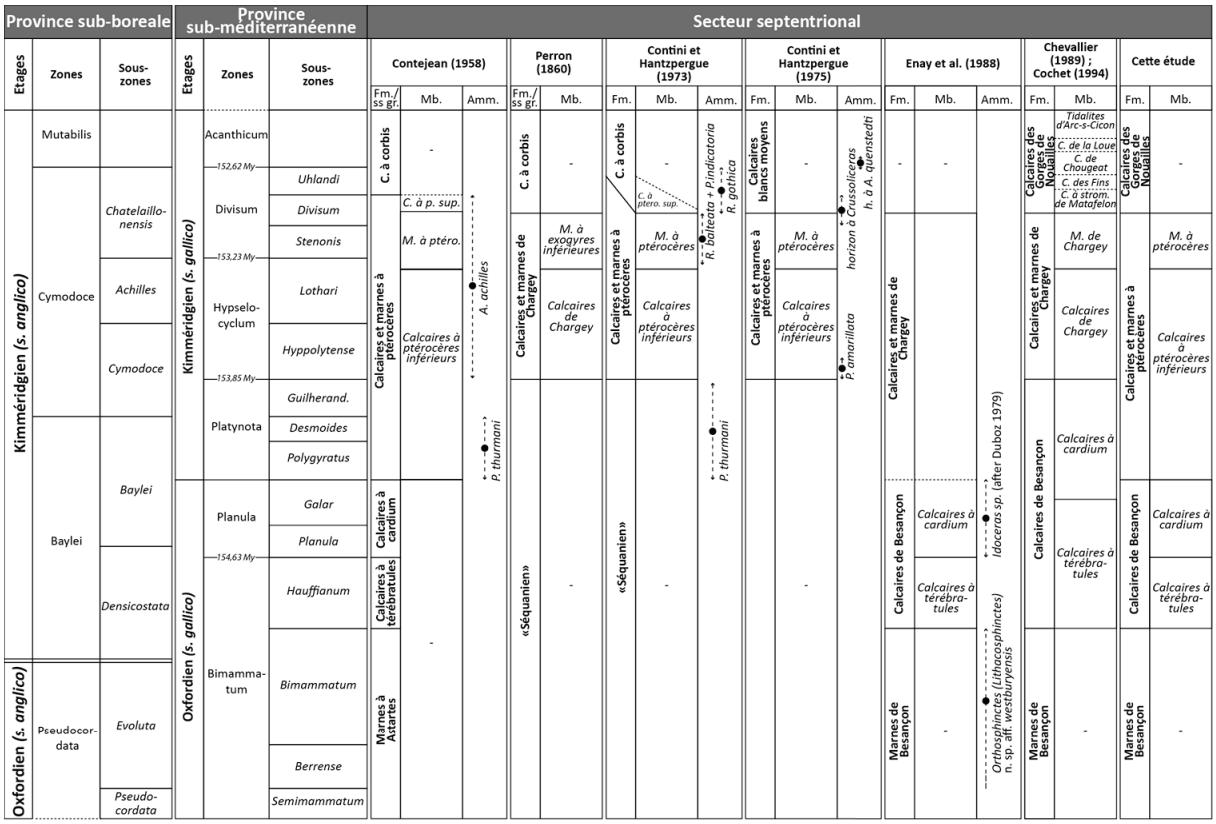


Tableau 5.1 Répartition biostratigraphique des formations du secteur septentrional en fonction des auteurs

Gorges de Nouailles, comme les Marnes à ptérocères, sont probablement datées de la zone à Divisum sur l'échelle téthysienne (sous zone à Chatelaillonensis de la zone à Cymodoce subboréale), tandis que la partie supérieure des Calcaires des Gorges de Nouailles, non étudiée ici, est datée de la zone à Acanthicum (équivalent téthysien de la zone à Mutabilis subboréale).

5.2.4. Coupes

5.2.4.1. Coupe de Consolation

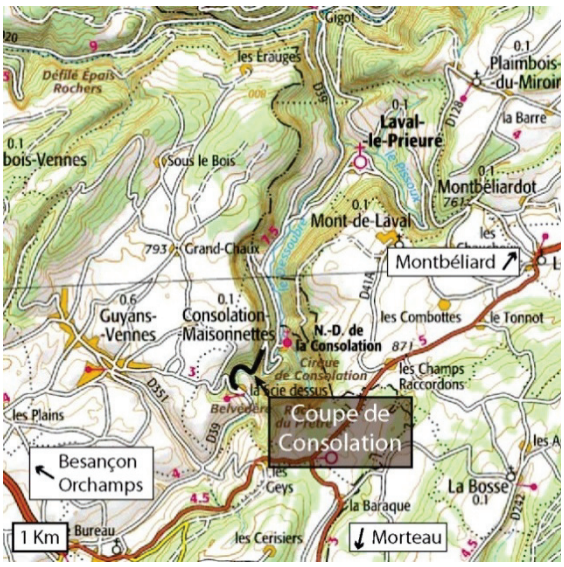


Figure 5.1 Position géographique de la coupe de Consolation

Carte géologique de la France a 1/50 000 : Morteau (n° 531)
GPS : base: 47° 9'28.09"N ; 6°36'10.38"E ; sommet : 47° 9'5.63"N ; 6°35'50.24"E.

Position géographique et stratigraphique

Cette coupe se situe le long de la départementale D39, qui relie la commune de Consolation-Maisonnettes à Guyans-Vennes *(Figure 5.1)*. Elle débute quelques dizaines de mètres en amont du croisement entre la D39 et la route qui permet d'accéder au Cirque de Consolation. A partir de cet endroit, les affleurements deviennent continus jusqu'au croisement avec la route de Guyans-Vennes et montrent les Formations des Calcaires de Besançon et Calcaires et marnes à ptérocères (coupe en *Figure 5.2*). Cette coupe figure également dans les travaux de Chevallier (1989) et Cochet (1994).

Description et interprétation sédimentologique

Calcaires de Besançon – Membre des Calcaires à térébratules

Ce premier ensemble (mètres 0 à 14,9) correspond à une succession d'alternances de calcaires marneux et de calcaires (Planche 13a). Chaque alternance débute par l'installation brutale de faciès marno-calcaires (**faciès Oi2**) riches en *Pholadomya* sur une surface durcie, parfois oxydée. Le dépôt de marnes et l'abondance de bivalves filtreurs indiquent des conditions calmes et probablement mésotrophes, sous la base d'action des vagues de beau temps, inhibant le développement d'une faune diversifiée. Progressivement au cours des séquences, la fraction marneuse diminue et l'épaisseur des bancs calcaires augmente. Aux mètres 3,4 et 8,7, des biostromes à serpules (*Filograna socialis*, **faciès Os10**) se développent et marquent la transition entre les bases de séquences, riches en calcaires marneux et les toits de séquences, riches en calcaires bioclastiques. Le développement de ces constructions monospécifiques semble confirmer un stress environnemental probablement lié à des conditions mésotrophes. Les fins de séquences sont marquées par la mise en place de packstones/wackestones de plus en plus riches en bioclastes et oncoïdes de type 3 (**faciès Ab3**). La faune relativement diversifiée et la présence d'oncoïdes de type 3 met en évidence des conditions de salinité normales et une bonne luminosité. La texture indique des conditions de dépôt sous la limite d'action des vagues de beau temps. Ainsi, les Calcaires à térébratules semblent s'être déposés dans un contexte de rampe médiane. A partir du mètre 13,3, les calcaires acquièrent une texture mudstone très pauvre en faune, au sein de laquelle s'individualisent des passées riches en petits lithoclastes micritiques (**faciès Lr2**). Ceci pourrait indiquer une restriction brutale du milieu permettant le dépôt de plusieurs mètres de calcaires à caractère restreint enregistrant le démantèlement de mud-flats proches.

Calcaires de Besançon - Membre des Calcaires à Cardium

Au mètre 14,9, intervient un changement lithologique important. La fraction marneuse encore visible dans les Calcaires à térébratules disparait totalement au profit de bancs calcaires massifs à texture variable, toujours riche en péloïdes (**faciès Bi3 et Lnr4**). La roche prend une couleur blanche très caractéristique et devient par endroits crayeuse (Planche 13b-c). La texture globalement plus grossière et la diversité de la microfaune, ainsi que la présence d'oncoïdes de type 3 montrent une réouverture du milieu et un brassage plus fréquent du fond qui favorise probablement le développement de *Cladocoropsis.* Cependant, le développement ponctuel de niveaux à texture plus fine (**faciès Lsr2**) au sein desquels la diversité faunique diminue indique la mise en place occasionnelle de conditions plus restreintes qui semblent se généraliser à la fin de l'ensemble jusqu'au mètre 32,7.

Calcaires et marnes à ptérocères - Membre des Calcaires à ptérocères inférieurs

Au mètre 32,7 intervient un changement lithologique majeur par l'intermédiaire d'une surface oxydée succédée par un mince intervalle très riche en lithoclastes micritiques (Planche 13d). La roche perd alors son aspect blanc crayeux. Elle prend une couleur beige ou grise et devient entièrement micritique, formant des barres calcaires plurimétriques séparées par des intervalles inframétriques plus délités à aspect légèrement marneux (Planche 13d-e). Les faciès (**faciès Lr1 et Lr2**), globalement dépourvus de faune sont interprétés comme des faciès de lagon semi-restreint à restreint. La bioturbation est présente partout. Elle s'intensifie cependant progressivement dans les dépôts qui précèdent les intervalles délités. Les terriers prennent alors des contours bien définis et un remplissage packstone-wackestone bioclastique (dans un encaissant mudstone), indiquant un substrat de type *firmground*. La mise en place de ce type de substrat, associée à une intensification de la bioturbation montre un ralentissement du taux de sédimentation dont le paroxysme se situe dans les intervalles les plus délités. Aux abords de ces intervalles, les roches prennent souvent une couleur plus grise, parsemée de traces pourpres. De petits amas de pyrite ont également été observés. Ceci pourrait indiquer des conditions dysoxiques et la conservation d'un taux un peu plus important de matière organique. Dans le quatrième intervalle délité, au mètre 51,4, la présence de gros lithoclastes subrectangulaires encroûtés par quelques huîtres et l'observation en section de structures interprétées comme des fentes de dessiccation, démontre que les dépôts délités ont été mis en place sous une très faible profondeur (Planche 13f). Ainsi, à l'approche des intervalles délités, il semble que la profondeur du lagon diminue, que le taux de sédimentation ralentisse et qu'éventuellement des conditions plus dysoxiques se mettent en place. Au mètre 53,4, un changement lithologique important, associé au dépôt de faciès plus grossiers riches en péloïdes et bioclastes (**faciès Ab3**), marque un changement important des conditions paléoenvironnementales. Cette augmentation d'énergie du système et la présence de bioclastes diversifiés montre une soudaine ouverture du milieu de dépôt. Cette ouverture n'est cependant que ponctuelle car dès le mètre 54,7, des mudstones de lagon semi-restreint à restreint (**faciès Lr1**), localement riches en lithoclastes micritiques (**faciès Lr2**), sont à nouveau observés jusqu'au mètre 61, marquant un retour à des conditions de dépôt proches de celles de la partie inférieure du membre. Au mètre 61, des niveaux à texture plus grossière (**faciès Ab4**) indiquent une nouvelle ouverture du milieu. Un mètre plus haut, une vire métrique de calcaires argileux (**faciès Os9**) riches en macrofossiles de bivalves et de gastéropodes (*Harpagodes et* Naticidés) est observée. Progressivement, la texture des calcaires devient plus fine jusqu'au mètre 66,8 où des niveaux de lagon semi-restreint (**facièsLr1 et Lsr1**) se succèdent, jusqu'à une surface perforée et encroûtée par des huîtres au mètre 72,6.

Calcaires et marnes à ptérocères - Membre des Marnes à ptérocères

A partir du mètre 72,6, plusieurs vires de calcaires argileux d'offshore supérieur (**faciès Os9**) sont successivement mises en place sur des surfaces durcies perforées (Planche 13g-h). Ces vires sont riches en macrofossiles de bivalves (*Trichites, Pholadomya*) de brachiopodes (térébratules) et d'*Harpagodes*. La présence d'une importante faune de filtreurs et de détritivores indique des conditions mésotrophes. Les vires sont séparées par des bancs de calcaires bioclastiques riches en

échinodermes, intraclastes et péloïdes (**faciès Ab4**). Dans ces bancs, la texture s'affine vers le toit (**faciès Ab5**), indiquant des conditions d'énergie plus faibles et probablement une baisse des apports de bioclastes depuis la plateforme interne. La coupe se termine au mètre 79,3 par une importante lacune d'observation qui correspond à une combe dans le paysage, dans laquelle passe la route pour Guyans-Vennes et sur laquelle est installé un monument aux morts. Suite à cette combe, des niveaux massifs de calcaires bioclastiques, grossiers, riches en colonies massives de stromatoporidés, ont été observés. D'après la succession lithologique typique de la région, ces niveaux appartiennent à la formation des Calcaires des Gorges de Nouailles qui succède aux Marnes à ptérocères. La combe est probablement liée à la présence de niveaux particulièrement marneux et tendres, tout à fait compatibles avec une puissance théorique des Marnes à ptérocères plus importante que celle observable dans la coupe de Consolation. Il est cependant possible que la base des Calcaires des Gorges de Nouailles soit également prise dans la lacune.

Interprétation séquentielle

La coupe de Consolation montre des variations de faciès et de taille des bancs bien marquées et régulières, qui font de cette coupe une référence dans l'interprétation des variations du niveau marin sur la plateforme. Au sein de cette coupe, des séquences de grande, moyenne et petite échelle ont été distinguées.

A grande échelle, le passage des niveaux à faciès globalement ouverts des Calcaires de Besançon aux faciès semi-restreints à restreints des Calcaires à ptérocères inférieurs, montre une tendance globalement régressive. La base des Calcaires à ptérocères inférieurs marque un minimum d'espace disponible sur la plateforme à grande échelle. Déjà, la partie supérieure de ce membre enregistre les prémices de l'ouverture suivante à grande échelle, qui se poursuit de manière plus prononcée dans les Marnes à ptérocères à la fin de la coupe.

Au sein de ces grandes tendances, les variations faciologiques permettent de mettre en évidence six séquences de moyenne échelle dont les limites coïncident systématiquement avec des changements lithologiques majeurs, associés à des changements dans les conditions de dépôt. Ainsi, la première (III) débute probablement sous le début de la coupe. Seule sa partie régressive est enregistrée et marquée par une diminution progressive de la fraction argileuse. La régression au cours de cette séquence semble s'accentuer au mètre 13,3 avec une chute du niveau marin relatif qui provoque la mise en place de faciès restreints. Au mètre 14,9 le changement lithologique majeur, correspondant à l'installation d'épais dépôt de plus haute énergie de lagon ouvert, marque la surface de transgression de la deuxième séquence de moyenne échelle (IV), dont le maximum d'approfondissement se situe probablement aux alentours des niveaux riches en *Cladocoropsis,* à environ 35 mètres de la base de la coupe. Cette seconde séquence de moyenne échelle se termine avec la surface taraudée au mètre 32,7 (Planche 13d). Celle-ci marque probablement une émersion car elle est surmontée par un fin niveau à lithoclastes remaniés. La troisième séquence de moyenne échelle (V) est très homogène du point de vue des faciès. Etablir la position du maximum d'inondation est difficile. L'épaisseur des bancs varie peu mais semble paradoxalement avoir tendance à augmenter au cours de la séquence, indiquant une création d'accommodation de plus en plus importante. Cette création d'espace est probablement imputable à la tendance de grande échelle, et constitue un argument pour placer le minimum d'espace disponible à long terme plutôt à la base des Calcaires à ptérocères inférieurs que dans leur partie médiane. Quoi qu'il en soit, la fin de la troisième séquence de moyenne échelle (V) est marquée par la mise en place d'un intervalle condensé particulièrement important et bien visible dans le profil d'érosion, qui montre l'installation de conditions de dépôt peu profondes à taux de sédimentation réduit. La reprise de sédimentation au mètre 51,8 marque le début de la quatrième séquence de moyenne échelle (VI). Celle-ci s'opère progressivement par la mise en place d'environ deux mètres de calcaires fins micritiques encore assez semblables aux dépôts de lagon restreint à semi-restreint sous-jacents, puis par la mise en place de calcaires bioclastiques à texture plus grossière qui traduit une réouverture du système

accompagnant l'augmentation de l'espace disponible (Planche 13e). Cette réouverture est cependant brève et marque le maximum d'inondation de la séquence car, dès le mètre 54,7, des faciès plus restreints sont à nouveau mis en place, et la taille des bancs tend à diminuer au sein de la barre massive que constitue l'intervalle de dépôt de haut niveau marin. A l'image de la séquence de moyenne échelle précédente, la séquence VI se termine par un nouvel intervalle condensé très bioturbé. La séquence VII suit une évolution très similaire à la séquence VI avec une phase d'approfondissement du milieu de dépôt progressive jusqu'au dépôt des calcaires argileux aux alentours du mètre 62. Cet intervalle de calcaires argileux marque le maximum d'inondation de la séquence. La séquence se poursuit alors par des faciès de plus en plus restreints, indiquant un comblement progressif de l'espace disponible. La surface durcie au mètre 72,6 est interprétée comme la surface de transgression de la sixième séquence de moyenne échelle (VIII). Elle marque un arrêt de sédimentation prolongé et le retour brutal de conditions marines ouvertes (Planche 13h). Le maximum d'inondation de cette ultime séquence se situe probablement dans la lacune qui suit la fin de la coupe proposée ici, en admettant que cette lacune correspond à un épais niveau de calcaire argileux bioclastique, typique des Marnes à ptérocères.

Synthèse et comparaison aux travaux antérieurs

La coupe de Consolation est la coupe de référence du secteur septentrional. Elle recoupe partiellement les Formations des Calcaires de Besançon (mètres 0 à 32,7) et des Calcaires et Marnes à ptérocères (mètres 32,7 à 79,3). La limite entre les Membres des Calcaires à térébratules et des Calcaires à Cardium a été placée au mètre 14,9. Cette position est justifiée par un changement de faciès et de couleur de la roche qui marque une transition brutale entre des calcaires gris, faiblement bioclastiques, régulièrement entrecoupés d'intervalles plus marneux, et des calcaires blancs crayeux, massifs. Cette position concorde avec les descriptions de formations proposées par Contejean (1859) qui stipule que les Calcaires à Cardium sont un intervalle repère dans tout le secteur par leur couleur blanche et leur aspect localement crayeux. De la même manière, la limite entre les Calcaires à ptérocères inférieurs et les Marnes à ptérocères est placée au mètre 72,6 qui marque une variation de faciès importante. Ainsi, les Calcaires à térébratules ne sont visibles que partiellement dans la coupe, sur une épaisseur de 14,9 mètres, les Calcaires à Cardium et les Calcaires à ptérocères sont visibles dans leur intégralité et mesurent respectivement 17,8 et 39,9 mètres, et les Marnes à ptérocères ne sont visibles que partiellement sur une épaisseur de 6,7 mètres. Ces épaisseurs, ainsi que la nature des faciès et l'aspect des bancs sont tout à fait compatibles avec les descriptions de Contejean (1859).

En revanche, cette interprétation contraste avec celle de Cochet (1994), pour qui les 15 premiers mètres de la section, de par leur importante proportion de calcaires marneux, correspondent aux Marnes de Besançon. Les Calcaires de Besançon s'étendent alors approximativement, pour lui, du mètre 15 au mètre 62, avec une transition entre Calcaires à térébratules et Calcaires à Cardium située au mètre 28. Cette interprétation n'a pas été retenue ici dans la mesure où elle coïncide mal avec les descriptions originelles des formations de Contejean (1859). En effet, l'intervalle de calcaires blancs crayeux dans la coupe se trouve positionné non plus dans les Calcaires à Cardium dont ils sont caractéristiques, mais dans les Calcaires à térébratules. En outre, les épaisseurs ne concordent pas non plus. Par exemple, les Calcaires à térébratules sont anormalement minces. L'épaisseur « anormalement importante » des Calcaires à Cardium s'explique en revanche par le fait que comme de nombreux auteurs, Cochet (1994) place la limite entre les Calcaires de Besançon et les Calcaires et marnes à Ptérocères (qu'il appelle Calcaires et marnes de Chargey) plus haut dans la série sédimentaire que Contejean (1859).

Coupe de Consolation (1)

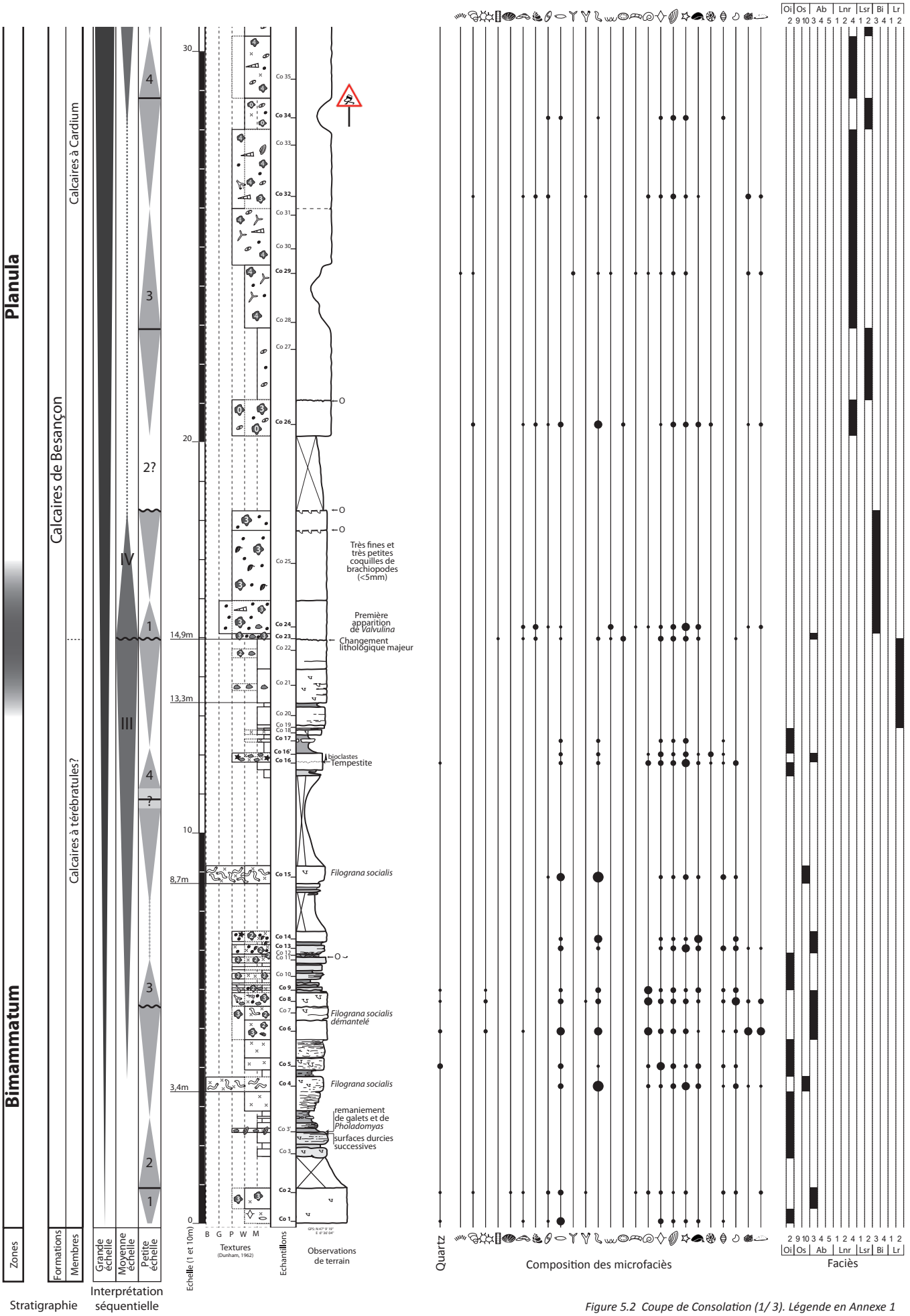


Figure 5.2 Coupe de Consolation (1/ 3). Légende en Annexe 1

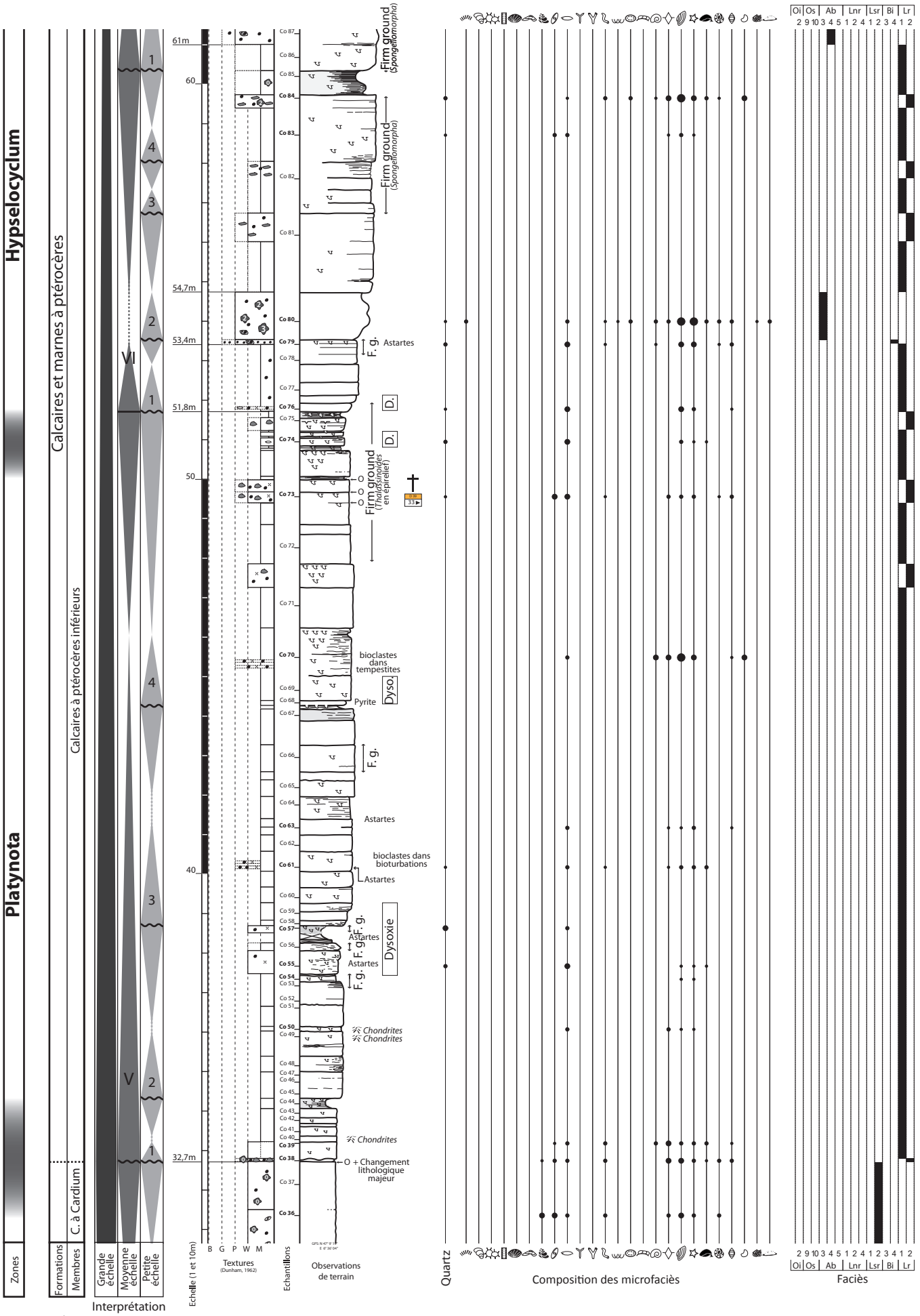


Figure 5.2 Coupe de Consolation (2/3). Légende en Annexe 1

Coupe de Consolation (3)

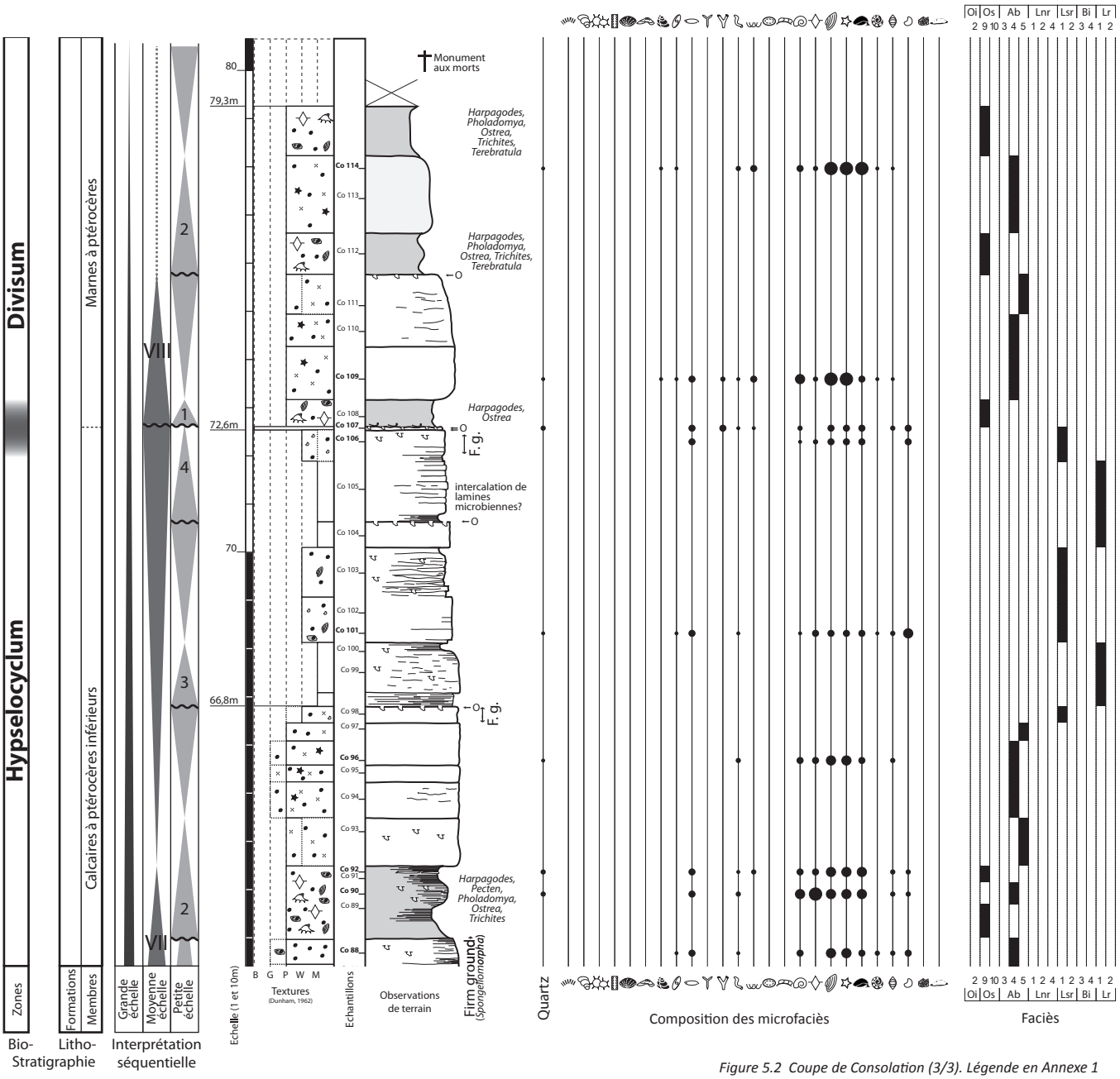


Figure 5.2 Coupe de Consolation (3/3). Légende en Annexe 1

5.2.4.2. Coupe de La Main

Carte géologique de la France a 1/50 000 : Ornans (n° 530)
GPS : base: 47° 1'45.04"N ; 6°17'25.83"E; sommet : 47° 1'30.03"N;6°17'34.54"E.

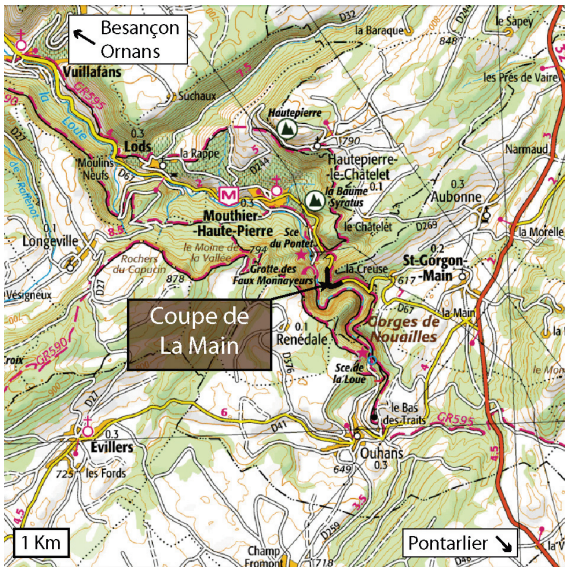


Figure 5.3 Position géographique de la coupe de La Main

Position géographique et stratigraphique

La coupe de La Main se situe le long de la D67, entre les villages de Mouthier-Haute-Pierre et Saint-Gorgon-Main, à la hauteur du lieu-dit « La Creuse » *(Figure 5.3)*. Elle débute à partir de l'endroit où les affleurements deviennent continus, à la fin du virage qui suit la sortie du seul tunnel de cette portion de route, en direction de Saint-Gorgon-Main. Elle a été levée jusqu'au premier niveau à galets noirs, situé environ 2 mètres au-dessus d'une plaque commémorative mise en place à l'occasion de l'inauguration de la route. Cette coupe figure à plusieurs reprises dans la littérature, en particulier pour ses niveaux à galets noirs (Mattauer, 1958, Grandjacquet, 1959). Elle figure également dans la thèse de T. Chevallier (1989), sous le nom de coupe de la Loue. Dans sa thèse, Mouchet (1995) propose une étude minéralogique le long de la coupe (coupe des Gorges de la Loue), au sein de laquelle il repère trois discontinuités majeures sur la base des variations de **faciès** et des variations minéralogiques. La portion de coupe qui nous intéresse comporte deux de ces discontinuités minéralostratigraphiques, Dlou1 et Dlou2. Leurs positions sont repérées sur la *Figure 5.4* sur laquelle la coupe est synthétisée.

Cette coupe expose les Formations des Calcaires et marnes à ptérocères et des Calcaires des Gorges de Nouailles. Les faciès identifiés le long de la coupe sont macroscopiquement typiques des formations auxquelles ils appartiennent. Ces faciès ayant déjà été montés et observés en lame mince dans d'autres coupes, il a été considéré qu'il n'était pas indispensable de réaliser une étude microfaciologique. Les échantillons prélevés ont été observés sous loupe binoculaire.

Description et interprétation sédimentologique

Calcaires et marnes à ptérocères - Membre des Calcaires à ptérocères inférieurs

Tout comme à Consolation, les Calcaires à ptérocères inférieurs de la coupe de La Main peuvent être divisés en deux parties. La première (mètres 0 à 25,8) correspond à un enchaînement de séquences lithologiques bien hiérarchisées montrant des bancs à faciès restreints à semi-restreint (**faciès Lr1 et Lr2**), très pauvres en faune, dont l'épaisseur (parfois jusqu'à 2 mètres) augmente progressivement en début de séquence (Planche 14a). En fin de séquence, une strato-décroissance est observée, associée à la mise en place de joints marneux. La bioturbation (*Thalassinoïdes*) augmente au sein d'un substrat devenant souvent *firmground*, traduisant un ralentissement du taux de sédimentation. Les lithoclastes micritiques sont de plus en plus abondants. Comme dans la coupe de Consolation, la couleur de la roche devient plus foncée avec des passées pourpres, qui pourraient indiquer la mise en place de conditions dysoxiques. Aucun nodule de pyrite n'a cependant été observé dans cette coupe. Ainsi, comme à Consolation, il a été considéré qu'en l'absence de changement de faciès flagrant, chaque fin de séquence lithologique correspond à une réduction importante du taux de sédimentation, provoquée par la diminution de la bathymétrie. Au mètre 21,8, un intervalle délité livre une surface oxydée, irrégulièrement mamelonnée, sur laquelle pourraient s'être développés des voiles microbiens (Planche 14b). L'étude de la section polie LM 39 du banc sous-jacent n'a cependant pas permis de mettre en évidence de lamination particulière ou la

présence de fenestrae caractéristiques. La mise en place de voiles microbiens dans cet intervalle semble alors avoir été très ponctuelle. La seconde partie des Calcaires à ptérocères inférieurs (mètres 25,8 à 38,1) se charge rapidement en bioclastes, et les faciès (**faciès Ab4 et Ab5**) marquent une ouverture du milieu jusqu'au mètre 31,4. Contrairement à la coupe de Consolation, les faciès les plus grossiers ne deviennent pas véritablement argileux (Planche 14c). Cependant, ils contiennent bien la même faune caractéristique à macrofossiles de bivalves et de gastéropodes. L'énergie du milieu diminue ensuite progressivement jusqu'à la fin du membre et les faciès indiquent que le milieu de dépôt redevient plus restreint (**faciès Lsr1, Lr1 et Lr2**), sans toutefois revenir à un appauvrissement faunique aussi important que dans la première partie des Calcaires à ptérocères inférieurs (Planche 14d).

Calcaires et marnes à ptérocères - Membre des Marnes à ptérocères

Au mètre 38,1, la quantité de bioclastes réaugmente rapidement et la texture devient plus grossière (**faciès Ab5 puis Os9**). La fraction argileuse augmente également progressivement, et un intervalle argileux riche en macrofossiles de bivalves et de gastéropodes est mis en place sur environ trois mètres, montrant une ouverture du milieu. Cet intervalle forme une vire bien visible dans le profil d'érosion (Planche 14d). Au mètre 41,1, les apports argileux cessent, mais la texture reste grossière. Elle s'affine cependant jusqu'au mètre 43,3 et l'évolution faciologique (**faciès Ab4 à Lsr1**) montre à nouveau une tendance à la restriction du milieu de dépôt. L'arrêt des apports argileux permet la formation d'une barre calcaire massive (Planche 14d). Cette phase de restriction du milieu de dépôt est très brève car la texture devient à nouveau plus grossière, et un second intervalle de calcaire argileux est mis en place jusqu'au mètre 47,1 (Planche 14e). Cet intervalle forme une seconde vire qui se subdivise en deux parties. La première partie, jusqu'au mètre 45,7 montre une couleur grise et un aspect à la fois très grossier et gélif. Elle est riche en macrofaunes de bivalves (*Trichites, Lucina* principalement) et de brachiopodes. Elle contient également de petites colonies de stromatoporidés massifs mal conservés, ainsi que de grosses géodes complètement recristallisées qui pourraient être des reliques de colonies coralliennes massives. La seconde partie prend un aspect saccharoïde dolomitique et ne contient plus de bivalves. Elle s'enrichit en revanche progressivement en concrétions blanchâtres et pulvérulentes probablement relatives à de la bioturbation (Planche 14f). Ce changement brutal de faciès, associé à la mise en place de dolomie sur un intervalle bien contraint, est interprété comme une diminution de la tranche d'eau et potentiellement un passage en conditions intertidales. En l'absence de lame mince, il convient toutefois de rester prudent quant à cette interprétation. Celle-ci coïncide cependant avec celle de Chevallier (1989) qui, s'appuyant sur des observations de lames minces, considère le ciment dolomitique comme un ciment de diagenèse précoce et assigne cet intervalle à la zone intertidale également.

Calcaires des Gorges de Nouailles

Au mètre 47,1, les apports argileux cessent et des grainstones riches en échinodermes (**faciès Be4**) sont mis en place sans qu'une stratification particulière n'ait pu être mise en évidence (Planche 14e). Progressivement, la teneur en échinodermes diminue, au profit de grosses colonies de stromatoporidés massives qui deviennent très fréquentes jusqu'au mètre 56,9 (Planche 14h). A cette cote, la série est interrompue par une première surface oxydée surmontée de nombreux débris d'huîtres et de *Trichites*, interprétée comme un arrêt de la sédimentation, potentiellement lié à une émersion (Planche 14e). A partir de cette surface, le faciès reste globalement le même mais se charge probablement en dolomie, donnant au banc supérieur un aspect localement plaqueté et un profil d'érosion mal définit. Au mètre 58,9, une seconde surface oxydée a été interprétée comme une nouvelle interruption de la sédimentation par émersion. Il est possible que la dolomitisation du banc sous-jacent soit liée à cet événement. A partir de cette surface, le faciès devient à nouveau grainstone au mètre 60,2 et des stratifications entrecroisées de plages deviennent identifiables. Au mètre 62,4, ces stratifications entrecroisées se muent en stratifications planes parallèles, marquant une diminution de la tranche d'eau. Au mètre 63,5, la série est interrompue par un épais niveau de galets noirs de tailles diverses (**faciès Tf3**) reposant sur une surface très irrégulière qui marque une

phase émersive majeure dans la série (Planche 14i). C'est là qu'a été arrêtée la coupe présentée ici, mais la série se poursuit encore le long de la D67 sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

Interprétation séquentielle

La stratonomie particulièrement bien hiérarchisée et l'évolution des faciès de la coupe permettent d'identifier des séquences de grande, moyenne et petite échelle. Localement des séquences élémentaires peuvent également être distinguées sur la base de la stratonomie dans les Calcaires à ptérocères inférieurs. Contrairement aux autres échelles de séquences, elles ne correspondent cependant jamais à des changements faciologiques importants. A grande échelle, la coupe passe progressivement des faciès de lagon restreints des Calcaires à ptérocères inférieurs à des faciès de plus en plus ouverts, à énergie croissante. A grande échelle, la coupe montre donc globalement une création d'espace. Cependant, la mise en place, à l'extrême fin de la coupe et dans les niveaux supérieurs, de plusieurs niveaux à galets noirs (Mattauer, 1958, Grandjacquet, 1959, Chevallier, 1989) pourrait indiquer une inversion de cette tendance de grande échelle au sein des Calcaires des Gorges de Nouailles. A moyenne échelle, quatre séquences décamétriques ont été identifiées, dont les complètes contiennent chacune quatre séquences de petite échelle. La première séquence de moyenne échelle (V) n'est pas complète vers le bas, et seules ses deux dernières séquences de petite échelle sont visibles. L'épaisseur des bancs augmente globalement entre la première et la seconde séquence de petite échelle, laissant supposer que le maximum d'inondation de la séquence de moyenne échelle V n'est atteint qu'au cours de sa dernière séquence de petite échelle. Ceci peut paraitre surprenant, mais les corrélations avec la coupe de Consolation montrent que la même tendance s'observe à la base des Calcaires à ptérocères dans cette coupe. Une inversion de tendance à grande échelle sous-jacente observée à Consolation a été invoquée pour expliquer ce phénomène. La fin de cette première séquence de moyenne échelle est marquée par une strato-décroissance importante, associée à une forte augmentation de la bioturbation et la mise en place d'une multitude de joints marneux jusqu'au mètre 14,3. A cette cote, la mise en place d'un banc plus épais sur une surface irrégulière est interprétée comme une remise en eaux du système, et marque le début de la transgression de la séquence de moyenne échelle suivante (VI). Au cours de cette seconde séquence de moyenne échelle, des bancs de plus en plus massifs sont rapidement mis en place au cours des deux premières séquences de petite échelle, montrant une phase de création d'espace. Au cours de la troisième et quatrième séquence de petite échelle, la strato-décroissance observée met en évidence une phase de comblement de l'espace disponible. Au mètre 25,8, la mise en place brutale d'un banc massif, dont le contenu faunique se diversifie et dont la texture passe progressivement de fine à grossière, marque la remise en eau liée à la transgression de la troisième séquence de moyenne échelle (VII). Le maximum d'inondation de cette séquence de moyenne échelle ne peut être placé avec certitude. Néanmoins, le joint situé au mètre 28,7, marqué par une intense bioturbation indiquant un ralentissement de la sédimentation, pourrait correspondre à une surface d'inondation maximale. L'intervalle bioclastique grossier massif qui lui fait suite est interprété comme de début de la phase de haut niveau marin à moyenne échelle. Le comblement progressif de l'espace disponible qui suit est marqué par une relative strato-décroissance, une diminution de la taille des séquences de petite échelle et une tendance à la restriction du milieu de dépôt. La réouverture du système de dépôt amorcée au mètre 38,1 est interprétée comme le début de la phase transgressive de la quatrième séquence de moyenne échelle (VIII). Cette transgression rapide permet le dépôt des Marnes à ptérocères. Dans cette ultime séquence de moyenne échelle de la coupe, positionner le maximum d'inondation est très délicat. En effet, le système de dépôt change complètement, avec la mise en place de faciès observés nulle part ailleurs sur la plateforme, et dont l'état de préservation médiocre ne facilite pas l'interprétation. Deux interprétations semblent plausibles. Si le faciès dolomitisé à coraux correspond à un faciès relativement profond de rampe médiane, la série de faciès de plage sus-jacente correspondrait au comblement progressif de l'espace disponible. Si au contraire, le faciès dolomitique est un faciès très peu profond, la mise en place de la série sus-jacente nécessite que la création d'espace à moyenne échelle se poursuive au-delà du

mètre 47,1, plaçant ainsi le maximum d'inondation de la quatrième séquence de moyenne échelle quelque part entre les mètres 47,1 et 56,9. Quoi qu'il en soit, la fin de cette séquence de moyenne échelle est, quant à elle, indiquée par une tendance régressive très bien exprimée qui se termine sous le niveau à galet noir, qui marque la remise en eau suivante et montre clairement une émersion importante.

Synthèse et comparaison aux travaux antérieurs

La coupe de La Main expose successivement les niveaux des Calcaires à ptérocères inférieurs (mètres 0 à 38,1), des Marnes à ptérocères (mètres 38,1 à 47,1), et des Calcaires des Gorges de Nouailles (mètres 47,1 à 64). Ainsi, la coupe de La Main est complémentaire de la coupe de Consolation. Les Calcaires et marnes à Ptérocères sont ici exposés dans leurs faciès typiques, excepté la partie supérieure des Marnes à ptérocères qui présente un faciès dolomitique qui n'a été observé nulle part ailleurs sur la plateforme. C'est la raison pour laquelle Chevallier (1989) a choisi d'intégrer cette deuxième partie de la vire directement dans les Calcaires des Gorges de Nouailles, dans lesquels les variations lithologiques locales sont plus fréquentes que dans les Marnes à ptérocères. Tel qu'il est dit par Contejean (1859), Contini & Hantzpergue (1973) et Chevallier (1989), les Calcaires des Gorges de Nouailles et leurs synonymies forment un ensemble lithologique dans lequel les variations latérales de faciès sont importantes et, dans la coupe de La Main, cette caractéristique ne fait pas exception. Leur partie inférieure correspond à des faciès de barres à composition variable, surmontés de faciès très peu profonds et émersifs. Leur partie supérieure n'a pas été levée ici. D'après Mouchet (1995), la discontinuité Dlou 1 succède de quelques mètres une diminution brutale et pérenne du taux de kaolinite. Dlou2 est la base du niveau chenalisé à galets noirs qui termine la coupe.

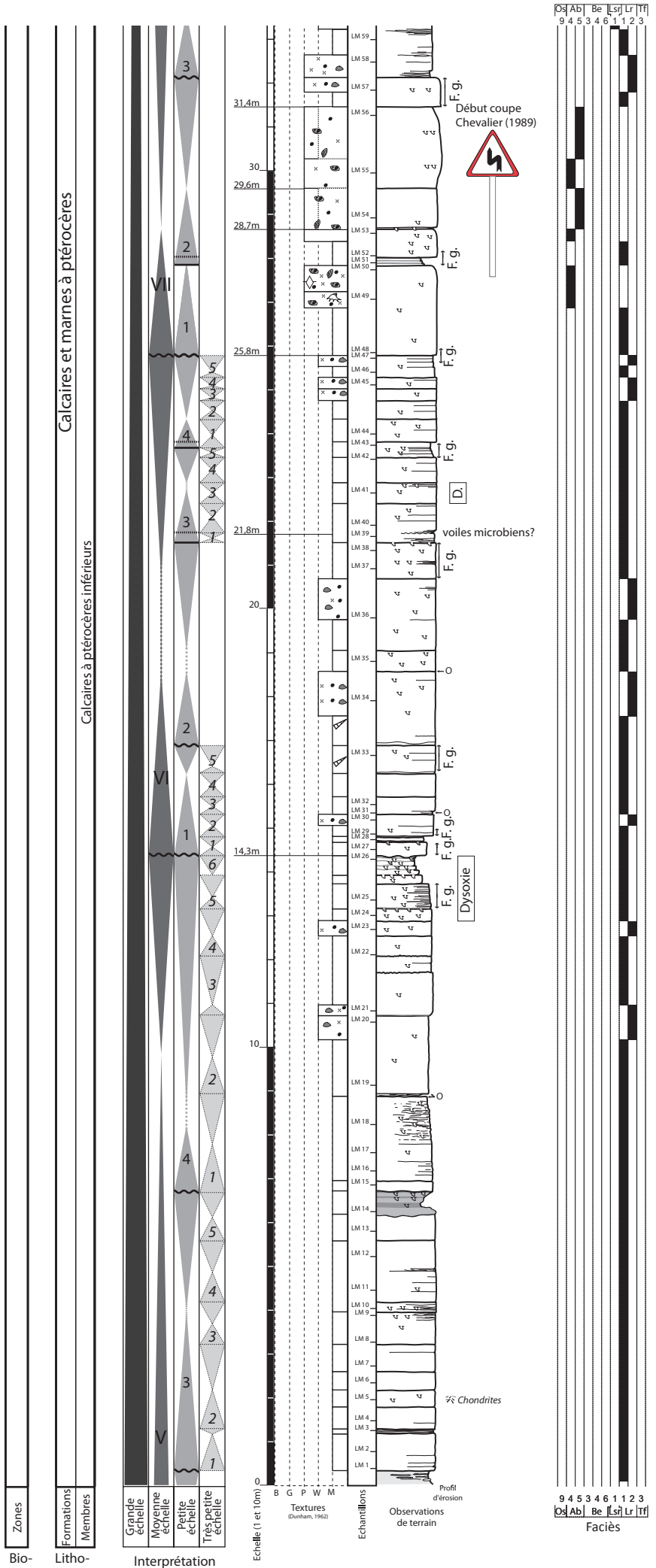


Figure 5.4 Coupe de La Main (1/2). Légende en Annexe 1

Coupe de La Main (2)

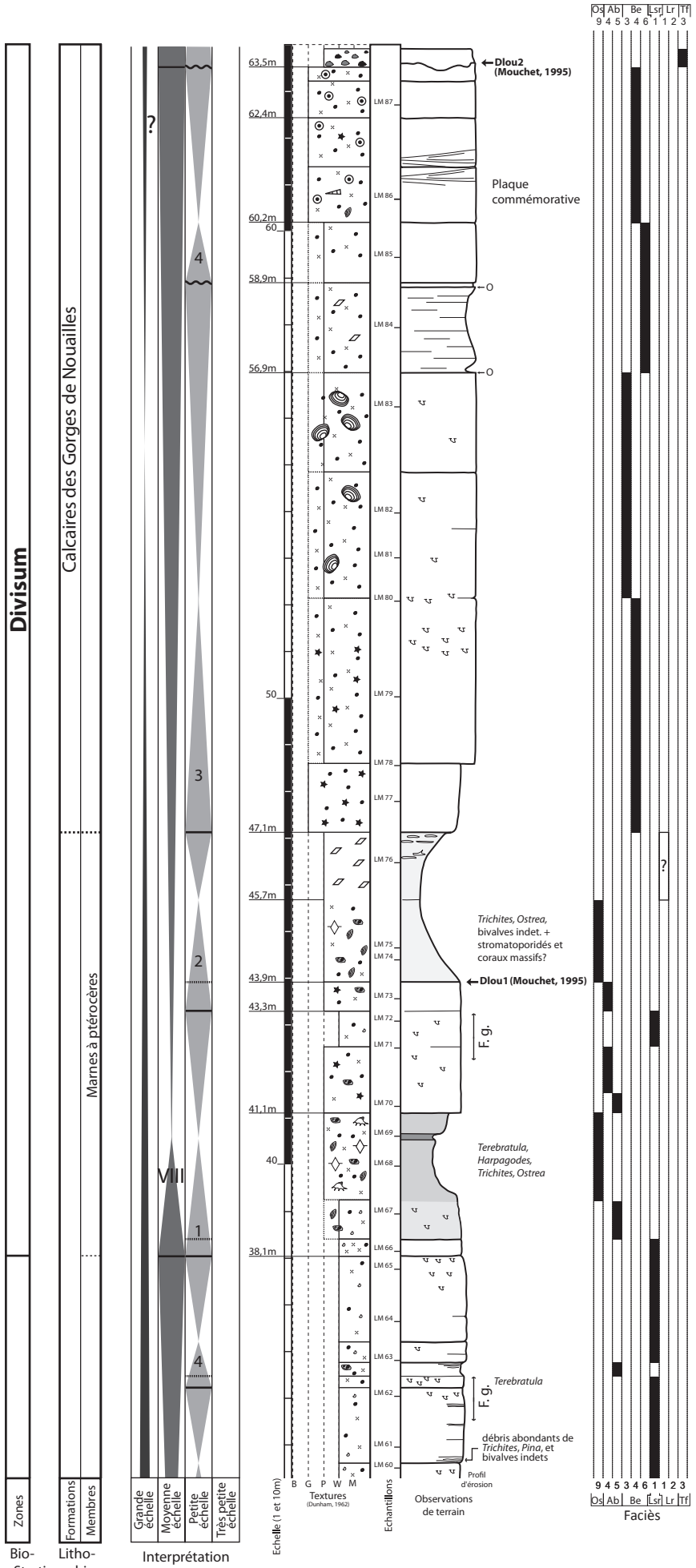


Figure 5.4 Coupe de La Main (2/2). Légende en Annexe 1

5.2.4.3. Coupe des Combottes

La coupe des Combottes étudiée par Oertli & Ziegler (1958) se situe à mi-distance entre la coupe de Consolation et celle de La Main. Elle présente les niveaux du Jurassique supérieur, depuis le « Rauracien » jusqu'au « Kimméridgien » (Oertli & Ziegler, 1958). En d'autres termes et pour adopter la nomenclature actuellement en vigueur, elle recoupe les niveaux de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien inférieur, depuis la zone à Bifurcatus jusqu'à la zone à Divisum. Par conséquent, elle recoupe tous les niveaux qui nous concernent dans cette étude et offre donc un support supplémentaire pour contraindre l'évolution des dépôts dans le secteur septentrional. La *Figure 5.5* synthétise les informations contenues dans la note d'Oertli & Ziegler. La coupe des Combottes proposée par Oertli & Ziegler débute par une quarantaine de mètres de «Calcaire zoogène jaune-beige à débris de coraux, en partie oolithique» attribués au Rauracien (zone à Bifurcatus). Pour des raisons de place et parceque cet intervalle de temps ne concerne pas cette étude, cette portion de coupe n'a pas été reportée sur la *Figure 5.5.*

Les descriptions qui suivent seront utilisées par la suite pour confirmer ou compléter les observations réalisées dans les autres coupes du secteur septentrional:

- les Marnes de Besançon coiffent les dépôts de plateforme du « Rauracien » sur une épaisseur d'environ 50 mètres. Elles contiennent deux niveaux oncolithiques (momies ou oolithes nuciformes), rattachés par les auteurs aux Grüne mumienbank et Hauptmumienbank suisses. La base de ces marnes comporte une « intercalation limnique » qui présente entre autres des charophytes et ostracodes de milieu saumâtre. Contrairement à Contejean (1859), Oertli & Ziegler (1958) ne mentionnent pas de niveaux riches en silts quartzeux.

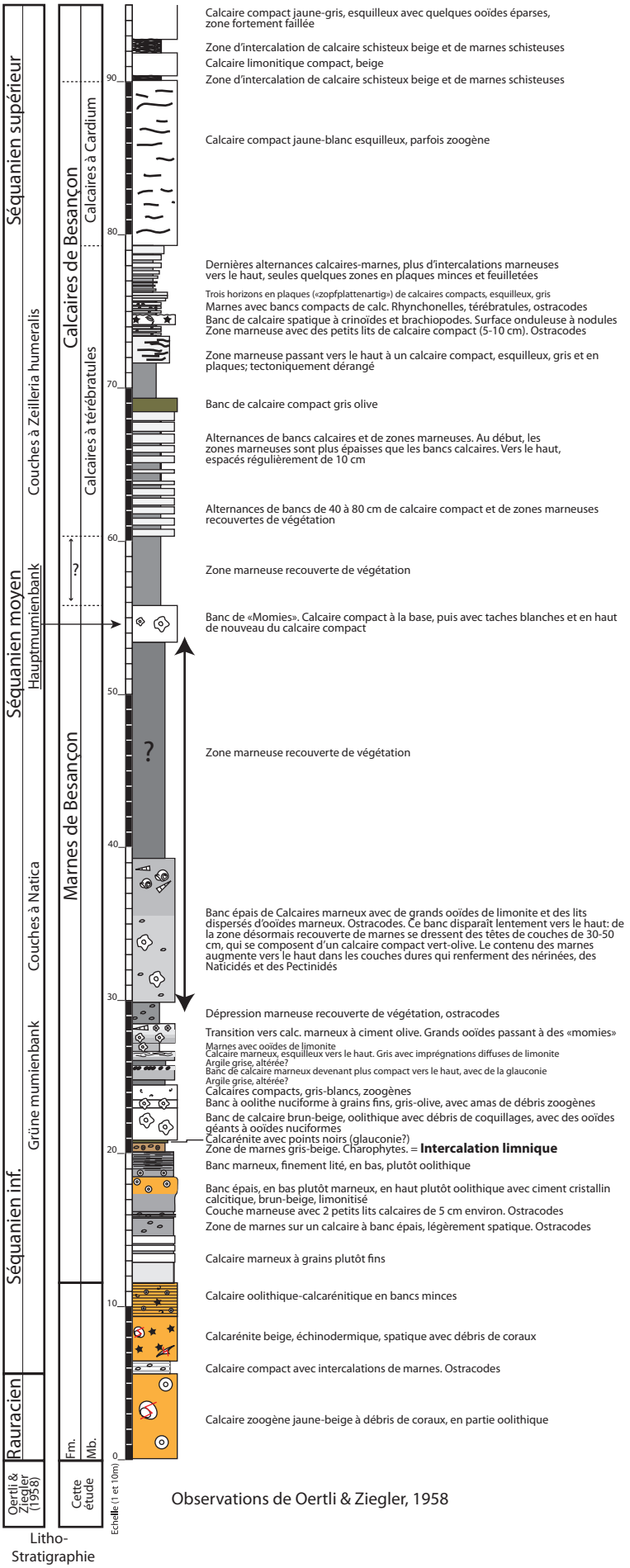
- Les Couches à *Zeilleria humeralis* de Oertli & Ziegler (1958) sont très probablement l'équivalent des Calcaires à térébratules de Contejean (1859) et appartiennent donc déjà à la Formation des Calcaires de Besançon. Ceci confirme le fait que la base de cette formation est toujours légèrement marneuse, tel qu'observé à Consolation. Si les Calcaires à térébratules sont bien ici l'équivalent des Couches à *Zeilleria humeralis*, alors le membre mesure environ 20 mètres entre Consolation et La Main.

- Entre Consolation et la Main, les Calcaires à Cardium ont une puissance de l'ordre d'une dizaine de mètres et conservent un aspect similaire à celui qu'ils ont à Consolation. Ils sont compacts, jaune-blancs, parfois zoogènes ou esquilleux.

- Les Calcaires à ptérocères inférieurs forment, dans la coupe des Combottes comme ailleurs, des assises de calcaires compacts gris-beiges. Oertli & Ziegler (1958) incluent dans leur « Séquanien supérieur » une partie des Calcaires à ptérocères inférieurs. Au niveau du mètre 110 dans la coupe, une zone marno-calcaire interrompt la série. Elle se situe approximativement 20 mètres après le passage des Calcaires de Besançon aux Calcaires et marnes à ptérocères. Dans la coupe de Consolation, cet intervalle a probablement pour équivalent l'intervalle plaqueté contenu entre le mètre 50 et le mètre 51,8, qui marque la limite entre les séquences de moyenne échelle V et VI. La partie supérieure des Calcaires à ptérocères inférieurs devient progressivement bioclastique et les premières vires argileuses reposant sur des surfaces à huîtres apparaissent au mètre 134.

- Les Marnes à ptérocères ne sont pas différentiées des Calcaires à ptérocères, tous deux inclus sous « Kimméridgien ». Néanmoins, Oertli & Ziegler (1958) constatent une augmentation de la quantité de marnes aux alentours du mètre 150 qui correspond probablement à la base du Membre des Marnes à ptérocères. Par comparaison avec les autres coupes du Jura septentrional, les faciès oolithiques qui coiffent les niveaux interprétés comme les Calcaires et marnes à ptérocères sont probablement les niveaux de la base des Calcaires des Gorges de Nouailles, qui deviennent ensuite plus fins. Comme à La Main, un intervalle dolomitique sépare les Calcaires et marnes à ptérocères des Calcaires des Gorges de Nouailles. Bien que le faciès de cet intervalle ne soit typique d'aucune des deux formations, il est inclus par homogénéité avec La Main dans les Marnes à ptérocères.

Coupe des Combottes



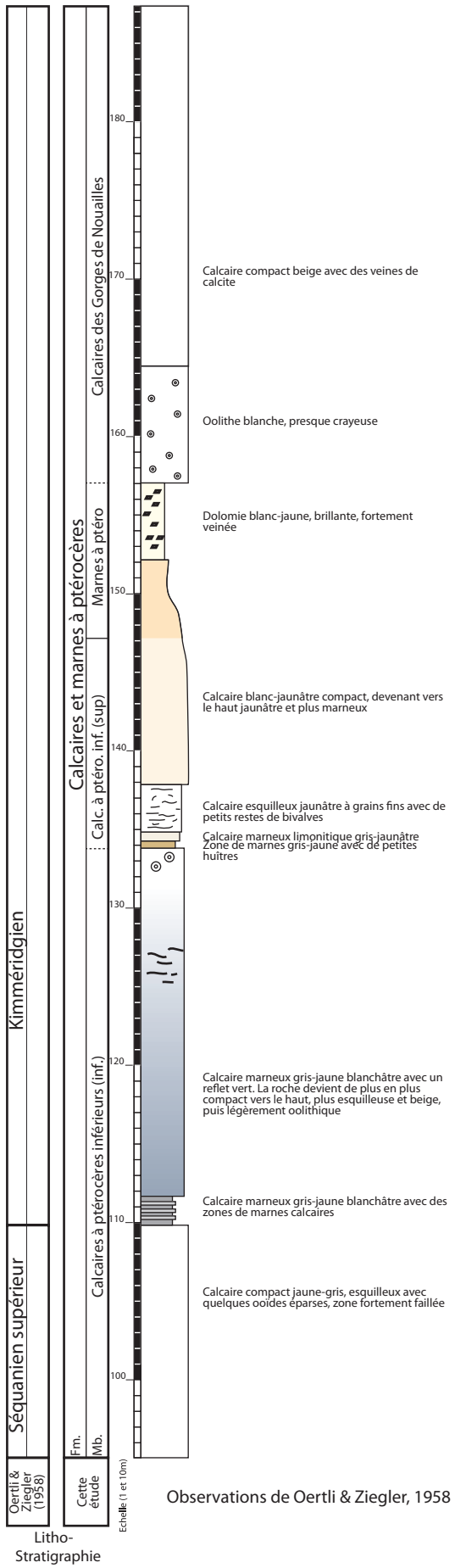


Figure 5-5 Coupe des Combottes. Légende en Annexe 1.

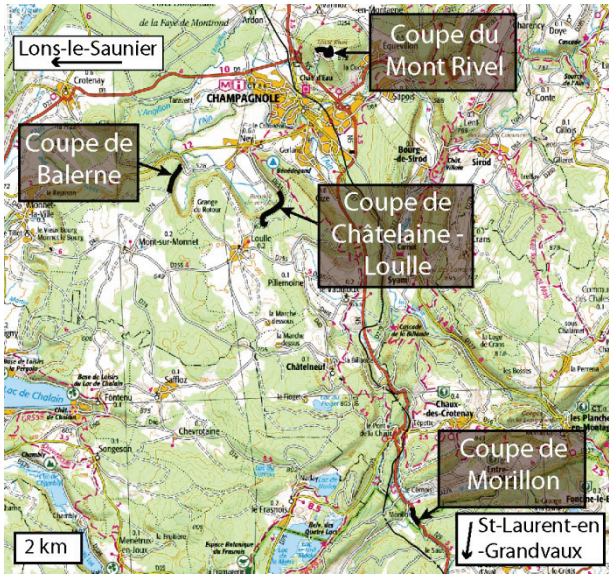


Figure 5.6 Position géographique des coupes du secteur central

5.3. Secteur central

Le secteur central *(Figure 5.6)* est un secteur dépourvu de marqueurs biostratigraphiques. Son calage biostratigraphique est donc particulièrement mal contraint et a conduit les auteurs successifs à des interprétations très diverses quant à l'âge des formations et aux corrélations entre ce secteur et les régions voisines. Ici, l'étude faciologique et séquentielle de coupes telles que la Châtelaine, Loulle et Balerne, très peu étudiées jusqu'à présent, apporte des données supplémentaires et un éclairage nouveau sur la succession sédimentaire et l'organisation des dépôts.

5.3.1. Bibliographie

Ce secteur a été particulièrement exploré par les géologues du XIX^{ème} siècle, dont les deux plus actifs représentants sont P. Choffat et L. A. Girardot. Ce dernier, s'appuyant sur ses propres travaux, mais également sur ceux de P. Choffat avant lui, publia au Bulletin de la Société Géologique de France un compte rendu d'excursion dans lequel figurent de nombreuses coupes du plateau de Châtelneuf, dont la coupe de Loulle (Girardot, 1885a). Dans le même volume, parut également sa « Note sur les différents faciès des étages Rauracien et Séquanien du plateau de Châtelneuf » (Girardot, 1885b). Ces deux notes sont absolument fondamentales et particulièrement précieuses pour comprendre la géologie du secteur. En effet, le Jura du XIX^{ème} siècle était très différent du Jura actuel. L'élevage, alors plus important, nécessitait un déboisement des parcelles qui permis à Girardot et ses pairs de décrire des affleurements aujourd'hui disparus sous la végétation. En outre, le travail de L. A. Girardot est particulièrement remarquable pour la qualité des descriptions lithologiques proposées et la rigueur de la mesure des bancs. Dans la coupe de Loulle, les indications de L. A. Girardot ont permis de contrôler les épaisseurs et les observations réalisées dans les parties les moins accessibles de la coupe à l'heure actuelle. Dans ses descriptions de coupes, L. A. Girardot ne nomme pas de formations (il donne parfois des noms utilisés par les carriers). En revanche, il divise chacune de ses coupes selon le découpage des étages géologiques en vigueur à l'époque (… Argovien, Rauracien, Séquanien, Ptérocérien…). Ce découpage est aujourd'hui obsolète et il a été démontré que les périodes désignées sous ces appellations n'étaient pas toujours synchrones en fonction des secteurs et des auteurs.

En 1960, le secteur fait l'objet de la thèse d'André Guillaume (Guillaume, 1960). Afin de décrire la série lithologique, il utilise la même nomenclature que Girardot (1885a, b). Cependant, il décale les limites positionnées par Girardot et introduit quelques noms de formations. Ainsi, il fait correspondre au « séquanien moyen et supérieur » la Formation des « Calcaires à Momies » puis la Formation de « l'Oolithe Blanche » (*Tableau 5.2*). Le même auteur est également à l'origine de la carte géologique aux 1/50 000 de Champagnole (Guillaume & Guillaume, 1965).

En 1966, Raymond Enay consacre une partie de sa thèse d'Etat à ce secteur (Enay, 1966). Cet auteur s'intéresse aux terrains riches en fossiles biostratigraphiques de l'Oxfordien inférieur et moyen. Pauvres en ammonites, les niveaux de l'Oxfordien supérieur ne font donc pas l'objet d'une interprétation très détaillée. Cet auteur est le premier à utiliser la nomenclature biostratigraphique actuellement en vigueur et à proposer un cadre biostratigraphique pour le secteur.

Concentrés sur les niveaux construits à spongiaires du Jura méridional, les travaux de C. Gaillard (1983) ne donnent qu'une description sommaire de la partie inférieure de la série de l'Oxfordien terminal du Jura central. Ils offrent néanmoins une description ichnologique et lithologique précise des Marnes du Mont Rivel, réalisée dans la coupe du Mont Rivel.

En 1994, Cochet (1994) s'intéresse à un intervalle stratigraphique couvrant l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien. Ses travaux dans le secteur sont à l'heure actuelle les plus récents et font office de référence. C'est donc avec ces travaux que seront comparés les résultats de l'étude menée ici en premier lieu (Chapitre 6).

5.3.2. Formations

5.3.2.1. Les Marnes du Mont Rivel (cette étude)

Synonymies :
Calcaires lités pars. (Enay, 1966, Gaillard, 1983, Enay et al., 1988, Cochet, 1994)

L'appellation Marnes du Mont Rivel est une nouvelle appellation. Elle désigne une formation correspondant à d'épaisses assises marneuses qui constituent le plus souvent des combes recouvertes par la végétation. Lorsqu'elles affleurent, ces assises sont ponctuées de minces bancs tempestitiques de micrite peloïdale ou de calcaires gréseux, très riches en silts quartzeux parfaitement triés et en fins péloïdes de même classe granulométrique. Contrairement aux Calcaires lités, définis dans le secteur méridional mais souvent considérés en synonymie dans le secteur central, les Marnes du Mont Rivel ne renferment que peu de bancs dont la taille dépasse 10 centimètres. En outre, si les Calcaires lités comportent également des intervalles tempestitiques riches en silt quartzeux, la présence répétée de bancs gréseux dans les Marnes du Mont Rivel rappelle surtout les Marnes de Besançon qui en sont très riches et sont généralement considérées comme un équivalent latéral septentrional de la formation (Enay et al., 1988). Cet aspect intermédiaire entre les Marnes de Besançon, généralement considérées comme des « marnes internes » et les Calcaires lités (alternances marno-calcaires de rampe médiane à distale) justifie la création d'une nouvelle formation dont les caractéristiques sédimentologiques mettent en évidence un milieu sous influence des vagues de tempête où se déposent des marnes en grande quantité. Contrairement aux marnes de Besançon, les Marnes du Mont Rivel ne contiennent pas une grande quantité de bancs à association faunique monospécifique. Ceci suggère que les Marnes du Mont Rivel se déposaient dans un milieu globalement plus ouvert et potentiellement plus profond.

5.3.2.2. Les Couches du Morillon (Enay, 1966)

Synonymies :
Rauracien et Séquanien inférieur (Girardot, 1885b, Guillaume, 1960)
Couches du Morillon A (Cochet, 1994)

Cette formation est définie par Enay (1966), dans la coupe de Marigny-sur-Ain (Lac de Chalain, 11 km au sud-est de Champagnole) où seule la base de la formation affleure. R. Enay y décrit les niveaux visibles comme une succession de « calcaires en bancs bien réglés, sans intercalations marneuses, gris, à grains fins avec, dans un même banc, des passées plus grossières à entroques, à débris ou oolithiques». Dans son ensemble, la formation est considérée comme une formation à dominante calcaire dans laquelle les niveaux oolithiques ainsi que les constructions coralliennes sont fréquents. Afin de contraindre la formation, R. Enay précise en outre que celle-ci se termine sous des niveaux extrêmement riches en oncoïdes qu'il attribue dans un premier temps au « banc à momies principal », relié dans le secteur méridional à la Formation des Couches de la Tour et en Suisse au Membre du Hauptmumienbank, dont la traduction en français est « banc à momies principal ». Par la suite, il considèrera que ce niveau oncolithique n'est pas l'équivalent du Hauptmumienbank suisse. Il n'en demeure pas moins que les Couches du Morillon sont, par définition, coiffées par un ensemble lithologique oncolithique caractéristique.

Si l'appellation Couches du Morillon a été reprise plusieurs fois dans la littérature, elle n'a cependant jamais été révisée (Gaillard, 1983, Bernier, 1984, Enay et al., 1988, Cochet, 1994, Cochet et al., 1994). Les travaux réalisés ici ont permis de proposer un découpage de la formation en quatre membres distincts :

Oolithe du Mont Rivel

Ce membre d'une vingtaine de mètres d'épaisseur correspond à un ensemble oolithique massif constitué de grandes structures entrecroisées décamétriques qui témoignent du déplacement de dunes hydrauliques sous l'action des courants et de la houle. Ces calcaires sont majoritairement constitués d'ooïdes de type 3 (Strasser, 1986), mais contiennent également de nombreux débris d'échinodermes (crinoïdes et oursins) et débris de coraux. Le faciès a une couleur rousse ou bleutée en fracture fraîche, qui permet de distinguer au premier coup d'œil cet ensemble oolithique de l'ensemble de l'Oolithe blanche de Balerne. Ce membre est susceptible d'abriter des constructions coralliennes métriques qui se développent entre les dunes oolithiques. De telles constructions sont visibles au Mont Rivel. Un niveau à coraux démantelés s'intercale également dans la série de la coupe de la Châtelaine.

Les Calcaires blancs du Mont Rivel

Ce membre montre d'importantes variations latérales de faciès dans le secteur. Il correspond à des intercalations de bancs grossiers métriques à ooïdes et entroques avec des calcaires blanchâtres ou gris, parfois légèrement marneux ou dolomitiques, riches en grosses oncoïdes à *Bacinella/Lithocodium*. Dans ces calcaires, s'épanouissent de petites constructions coralliennes à coraux branchus, largement encroûtées par *Bacinella* et *Lithocodium*. Ces niveaux se terminent souvent par une augmentation de la quantité de gastéropodes (Nerineidae et Naticidae). Les interfaces entre les niveaux oolithiques et les niveaux à grosses oncoïdes montrent souvent des surfaces érodées, surmontées de gros débris remaniés et de débris végétaux. Au sein du membre, la quantité de quartz silteux varie en fonction des niveaux et peut atteindre jusqu'à 15 %. Ils restent cependant relativement discrets dans l'ensemble. Vers le nord du secteur (Mont Rivel), il semble que les niveaux oolithiques soient de moins en moins fréquents et le membre a une épaisseur d'environ vingt-cinq mètres. Au sud du secteur (coupe de Morillon), il semble qu'il soit réduit à moins de deux mètres, tandis que le membre sous-jacent est particulièrement épais. Les corrélations montreront que la limite entre les deux membres est en fait diachrone et de plus en plus tardive vers le sud.

Les Calcaires marneux récifaux de Loulle

Ce membre est facilement identifiable car il correspond au seul intervalle à alternances marno-calcaires de la formation (4 à 8 mètres). Les bancs calcaires sont généralement formés par des accumulations de tempestites, charriant des péloïdes, des ooïdes et des entroques. Les marnes ou les calcaires marneux peuvent contenir des silts quartzeux en grande quantité (jusqu'à 30%). Au sein de cet ensemble, des constructions coralliennes sont généralement mises en évidence (coupe de Loulle et de Morillon). Contrairement au membre précédent, celles-ci sont dominées par des coraux massifs, de petite taille, et encroûtées par des microbialites très pauvres en *Bacinella* et *Lithocodium*.

Les Calcaires de Loulle

Ce membre d'une vingtaine de mètres constitue la partie supérieure des Couches du Morillon. Il montre des calcaires compacts grisâtres, dominés par les péloïdes, dont la texture est variable. Dans les niveaux les plus boueux, les oncoïdes à *Bacinella*/*Lithocodium* sont assez fréquentes et de petites constructions coralliennes inframétriques peuvent se développer (coupe de Loulle). Dans les niveaux à grainstones qui montrent des structures de plage, les péloïdes sont largement majoritaires et sont associés à de petits foraminifères benthiques. Vers la fin du membre, la série devient dolomitique et d'après les observations de Girardot (1885a, b) cette dolomitisation

s'étend sur une grande partie du secteur central, bien qu'elle n'ait pas été repérée dans la coupe de Morillon. C'est dans ces niveaux dolomitiques qu'ont été découvertes les surfaces à pistes de dinosaures de Loulle. Au sud du secteur (coupe de Morillon), le membre conserve son aspect général, mais les intervalles grainstones à péloïdes sont remplacés par des grainstones oolithiques et les niveaux dolomitiques n'ont pas été identifiés. En revanche, dans la même position stratigraphique, une grande quantité de surfaces durcies oxydées a été observée.

5.3.2.3. Les Couches de Balerne (cette étude)

Synonymies :
Couches du Morillon B (Cochet, 1994)
Calcaires à momies et Oolithe blanche (Guillaume, 1960)

La Formation des Couches de Balerne a été définie au cours de cette étude, suite à la révision de l'extension stratigraphique des Couches du Morillon. Elles ont été divisées en deux membres bien distincts, dont la caractéristique commune est de présenter une quantité très importante d'oncoïdes.

L'Oncolithe de Pillemoine

Le membre inférieur des Couches de Balerne est le Membre de l'Oncolithe de Pillemoine (≈ 15 mètres). Il présente, partout dans le secteur central, des bancs décimétriques à métriques riches en oncoïdes centimétriques de type 2 et 3. Les oncoïdes sont fréquemment si nombreuses qu'elles forment de véritables conglomérats particulièrement friables. Ceci confère à ce membre un profil d'érosion caractéristique, constitué d'une succession de bancs arrondis infra-métriques et de vires prononcées. Certaines vires présentent une quantité importante d'argiles, en plus d'une très grande quantité d'oncoïdes. Cette composante argileuse ponctuelle ne semble pas être constante à l'échelle du secteur. Elle n'a été constatée que dans la coupe de Balerne.

L'Oolithe blanche de Balerne

L'Oolithe blanche de Balerne (≈ 25 mètres) présente une couleur blanche crayeuse ou légèrement beige très caractéristique, qui permet de l'identifier facilement sur le terrain. Elle forme des bancs métriques à plurimétriques, massifs, entre lesquels les joints sont difficiles à distinguer. Le faciès est majoritairement packstone et renferme une grande quantité d'oncoïdes de type 3 et 4. Ces dernières atteignent fréquemment 3 à 5 centimètres et se distinguent relativement bien par une couleur un peu plus foncée que la matrice, et une porosité souvent plus importante (Planche 10d). Entre les intervalles packstones, s'intercalent des intervalles métriques de grainstones oolithiques de même couleur, souvent très fracturés par gélifraction et dans lesquels des structures d'origine tidale ont été distinguées à Loulle. Ces intervalles peuvent comporter des colonies coralliennes de grande taille (coupe de Balerne) qui laissent supposer le développement contemporain et très proche de constructions coralliennes, qui n'ont pas été observées ici.

5.3.2.4. Les Calcaires et marnes à ptérocères (Boye, 1844)

Dans le secteur central, cette formation présente sensiblement les mêmes caractéristiques lithologiques que dans son secteur de référence (secteur septentrional). Elle est donc constituée de calcaires sublithographiques beiges ou gris, à taux de bioturbation variable, alternant, de plus en plus vers la partie supérieure, avec des calcaires bioclastiques, parfois argileux et riches en macrofaune de bivalves, brachiopodes et gastéropodes. Dans le secteur central cependant, on note une fréquence plus régulière de niveaux packstones et grainstones, indiquant une énergie du milieu un peu plus élevée dans ce secteur. Ces niveaux de plus forte énergie contiennent parfois des ooïdes, absentes dans les coupes du secteur septentrional. L'épaisseur des membres est estimée ici à 53 mètres pour les Calcaires à ptérocères inférieurs et 16 mètres pour les Marnes à ptérocères. Comme dans le secteur septentrional, les Calcaires à ptérocères supérieurs n'ont pas été identifiés.

5.3.2.5. Les Calcaires des Gorges de Nouailles (Chevallier, 1989)

Synonymies :
Séquanien moyen et supérieur (Guillaume, 1960)
Calcaires à stromatoporidés de Matafelon + Calcaires de Chougeat (Chevallier, 1989, Cochet, 1994)

Seule la partie inférieure de la formation a été observée au cours de cette étude dans le secteur central. C'est pourquoi la description fournie ici doit être considérée comme incomplète et c'est également pourquoi aucun nom de membre n'est proposé. Les niveaux observés correspondent à des calcaires bioclastiques riches en colonies massives de stromatoporidés et de coraux, positionnés directement au-dessus des Marnes à ptérocères. Le long de la coupe de Morillon, ces calcaires deviennent progressivement plus fins et passent à des bancs massifs métriques de calcaire sublithographique parcourus de nombreux terriers. Dans le Jura central, les calcaires qui succèdent aux Marnes à ptérocères n'ont pas de nom à proprement parler. Ils ont généralement été rattachés aux Calcaires à stromatoporidés de Matafelon, formation supposée équivalente, mais définie dans le secteur méridional (Bernier, 1984), où les Marnes à ptérocères ne sont pas toujours bien identifiées. En outre, les Calcaires à stromatoporidés de Matafelon sont caractérisés par une grande quantité de *Cladocoropsis mirabilis*, très différents des formes massives vues dans le Jura central ou le Jura septentrional. Pour ces raisons, il a été décidé ici que cette partie de la succession stratigraphique du Jura central serait rattachée aux Calcaires des Gorges de Nouailles, définis dans le secteur septentrional, où les Marnes à ptérocères sous-jacentes sont clairement individualisables. Ce rattachement se justifie également par des similarités fauniques et texturales car les Calcaires des Gorges de Nouailles dans leur coupe de référence (coupe de la Main), sont également très bioclastiques et riches en stromatoporidés massifs.

5.3.3. Biostratigraphie (Tableau 5.2)

D'après Enay (1966), les Marnes du Mont Rivel renferment des spécimens de *Lithacosphinctes girardoti* de la zone à Bimammatum. D'après Girardot (1885a), la coupe des Crozets (≈ 1 km au nord de Châtelneuf, aujourd'hui disparue) a livrée, dans des niveaux probablement équivalents aux Calcaires blancs du Mont Rivel, trois spécimens d'ammonites que l'auteur rapporte à *Ammonites aff. Martelli* Opp., *Ammonites cfr. eupalus* d'Orb. et *Ammonites aff. plicatilis* Sow. D'après R. Enay (communication orale), les déterminations initiales sont peu fiables et permettent simplement de présumer qu'il s'agit de gros spécimens macroconques. Malheureusement, ces spécimens n'ont pas été retrouvés dans la collection Girardot de l'Université Lyon 1 et n'ont donc pas pu être redéterminés. Les Calcaires à ptérocères inférieurs n'ont pas livrés d'ammonites dans le secteur à ma connaissance. En revanche, les Marnes à ptérocères ont livré au cours d'une mission de terrain pour ce travail, un nautile non identifiable. Un second spécimen, daté du kimméridgien inférieur est signalé dans la coupe de Syam, au nord-est du secteur (Chevallier, 1989, Cochet, 1994).

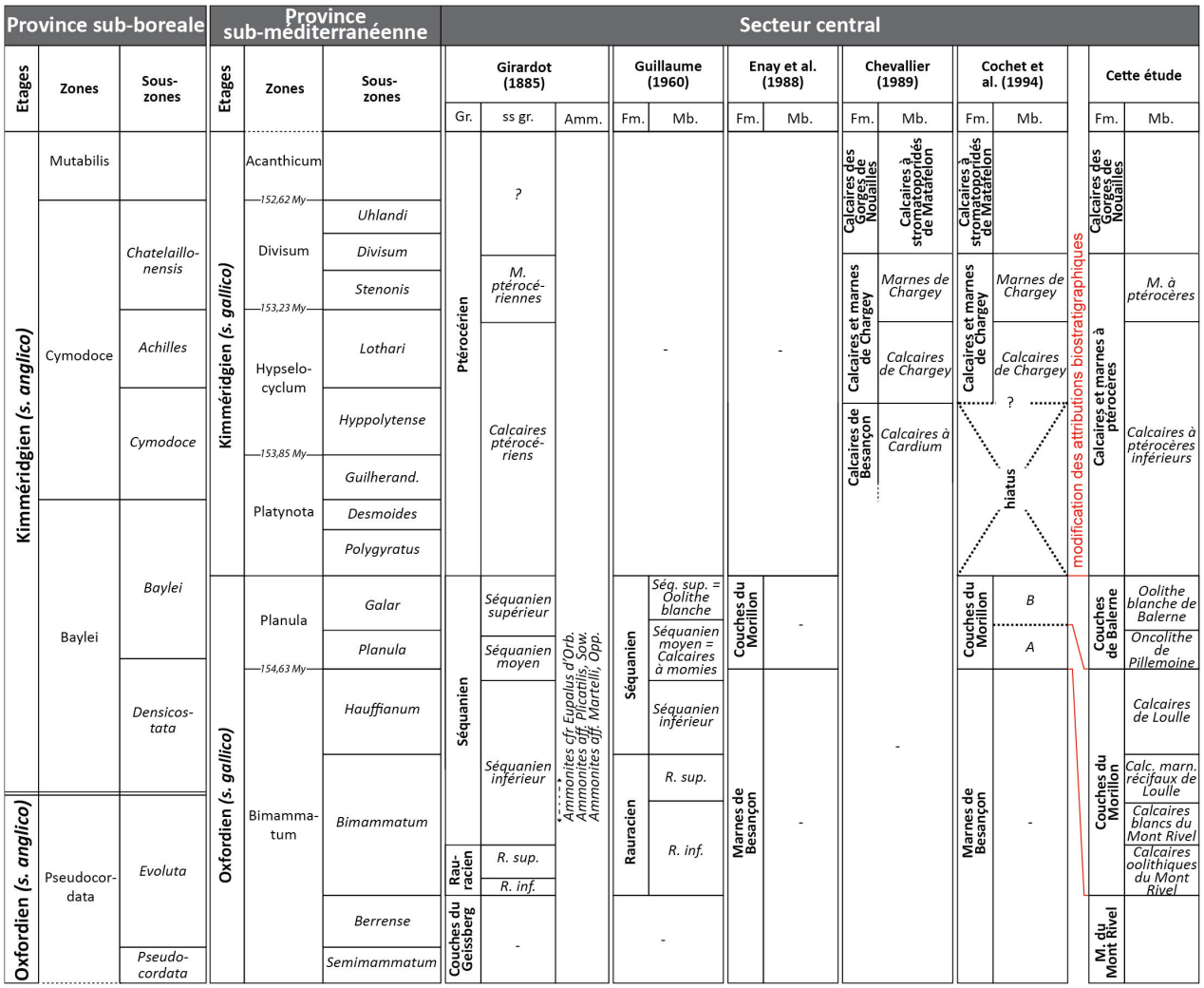


Tableau 5.2 Tableau récapitulatif des positions biostratigraphiques attribuées aux formations du secteur central par les différents auteurs

5.3.4. Coupes

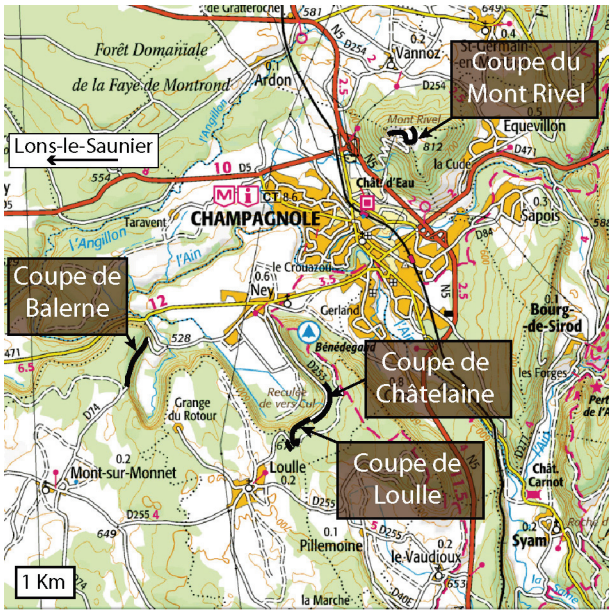


Figure 5.7 Position géographique des coupes du Mont Rivel, de la Châtelaine, de Loulle et de Balerne

5.3.4.1. Coupe du Mont Rivel

GPS : base: 46°45'45.14''N ; 5°55'03.64''E ; sommet : 46°45'44.84''N ; 5°55'20.37''E.

Position géographique et stratigraphique

Cette coupe a été levée dans la carrière ouverte du Mont Rivel *(Figure 5.7 et Figure 5.8)* qui domine la ville de Champagnole (Jura, 39, Feuille de Champagnole). La coupe *(Figure 5.9)* débute quelques mètres au-dessus du plancher de la carrière, dès que les premiers bancs affleurent. Elle recoupe alors une épaisse série marneuse attribuée à la Formation des Marnes de Besançon, puis un ensemble compact de calcaires oolithico-bioclastiques attribué aux Couches du Morillon. Cette coupe est particulièrement remarquable car les corps sédimentaires peuvent y être observés sous plusieurs axes. En revanche, la carrière étant à l'heure actuelle à l'abandon, il a été difficile de

s'approcher des fronts de taille et l'épaisseur des deux dernières barres carbonatées a dû être estimée sur photographie.

Historique de la Coupe

P. Choffat (1875) est le premier auteur à mentionner cette coupe. Il se restreint cependant aux niveaux de l'Oxfordien moyen et ne fait pas une description exhaustive de l'Oxfordien supérieur. Enay (1966) et Gaillard (1983) se limiteront également aux formations marneuses oxfordiennes et ne donnent pas de précisions sur les Couches du Morillon. En revanche, ces auteurs attribuent l'ensemble marneux à la base de la coupe ici décrite à la Formation des Calcaires lités (cf. Secteur méridional). Cette attribution sera révisée par Enay et al. (1988) qui proposent que cet ensemble marneux soit rattaché à la Formation des Marnes de Besançon (Cf. secteur septentrional). Gaillard (1983) fait une description exhaustive de cet ensemble marneux. Il y met en évidence l'existence de bancs tempestitiques riches en quartz et en bioclastes, portant en surface des rides d'interférence ou des rides unidirectionnelles. Il y illustre également des traces rectilignes en base de banc, qu'il attribue à des griffures faites sur le fond par la traction de coquilles d'ammonites portant des épines (Euaspidoceras ?, Planche 15a). Il signale que ces bancs n'ont qu'une extension latérale restreinte et peuvent être considérés comme lenticulaires. Cochet (1994) reprend cette coupe et décrit cette fois-ci les niveaux les plus supérieurs de la carrière, correspondant aux Couches du Morillon. Pour cet auteur, les Couches du Morillon sont restreintes aux deux premières unités lithologiques de la barre carbonatée qui coiffe la carrière. Les deux suivantes, qui ne présentent que peu d'oolithes sont considérées comme appartenant aux Calcaires et marnes de Chargey (synonymie des Calcaires et marnes à ptérocères). Il place alors, sous ces deux dernières unités lithologiques, une surface de discontinuité majeure, qu'il attribue à une émersion prolongée de cette zone de la plateforme pendant tout le Kimméridgien inférieur.

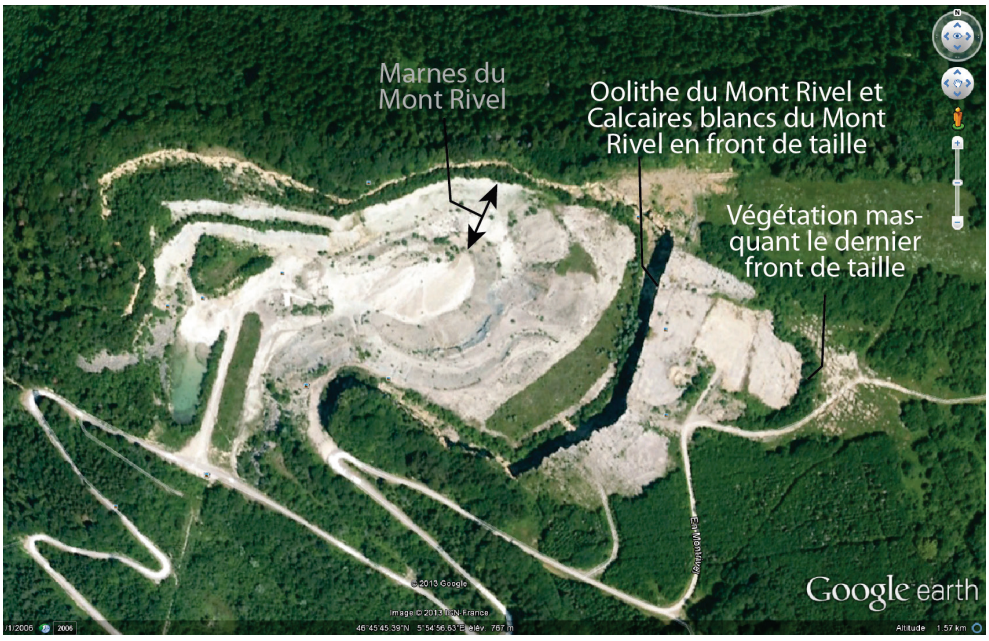


Figure 5.8 Vue aérienne de la carrière du Mont Rivel

Description et interprétation sédimentologique (Figure 5.9)

Marnes du Mont Rivel

Les Marnes de Besançon sont découpées en deux ensembles marneux (Planche 15a, c), respectivement situés des mètres 0 à 7,9 et 9,1 à 20, séparés par un intervalle calcaire oolithique dont l'épaisseur diminue au nord-est et au sud-ouest de la carrière (Planche 15b-c). Le premier

ensemble marneux débute par un banc particulièrement remarquable, décrit en détails par Gaillard (1983), qui marque le début de l'échantillonnage dans la coupe (mètre 0,6). Ce banc d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur (Planche 15a et Planche 3e) est composé essentiellement de tests de petits gastéropodes et de serpulidés à section carrée (*Tetraserpula*). Déposés en grande quantité sur une surface basale nette, les bioclastes sont progressivement dilués dans la matrice vers le haut. Cette structuration met en évidence le caractère événementiel de ce dépôt, interprété comme une tempestite (Gaillard, 1983). A la suite de ce banc, tous les bancs contenus dans le premier intervalle marneux ont été interprétés comme des tempestites (**faciès Os4**). On note cependant un changement de nature de ces bancs au cours de l'intervalle. Les bancs de la base, décimétriques, sont faits d'éléments bioclastiques inclus dans une matrice micritique peloïdale. Ils sont fortement bioturbés et aucun granoclassement ou lamination interne n'est observé. Les bancs sommitaux, en revanche, sont centimétriques et extrêmement riches en silts quartzeux et en micropéloïdes. Ces petits bancs montrent une lamination plane parallèle ou faiblement entrecroisée, soulignée par de faibles différences de composition et de granulométrie. Le mur de ces bancs est marqué par un grand nombre de flood-casts. Leur toit montre des rides d'interférences et porte de nombreuses traces de reptation d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Ce premier intervalle marneux est interprété comme déposé au sein d'un environnement côtier peu profond, à sédimentation majoritairement marneuse. La présence de nombreuses tempestites indique une position en rampe médiane. Au mètre 7,9, la série est interrompue brutalement par la mise en place d'un corps oolithique à stratification oblique formant des sigmoïdes successives qui progradent globalement vers le sud sur une surface érosive (Planche 15b). L'épaisseur de cette structure diminue vers le nord-est de la carrière. Les sigmoïdes sont séparées les unes des autres par de fins lits argileux et de nombreux galets mous ont été mis en évidence soulignant la lamination oblique (**faciès Bi1**). Ces indices de marrée permettent d'interpréter ce corps oolithique comme une structure de comblement d'un chenal de marrée mis en place dans les marnes sous-jacentes. Il indique donc un épisode de sédimentation sous l'action de la marée, vraisemblablement à une profondeur diminuée. Au mètre 9,1, une surface durcie, encroûtée de nombreuses huîtres, coiffe cette structure et la tronque légèrement (Planche 15b). Cette surface précède un banc d'environ 80 centimètres d'épaisseur très bioturbé et riche en *Trigonia* à la base, dont la texture devient de plus en plus fine vers le haut. Ce banc de transition marque le retour progressif à une sédimentation de plus en plus marneuse et initie le second ensemble marneux des Marnes du Mont Rivel (Planche 15c). De multiples bancs entièrement micritiques et probablement légèrement argileux, séparés par de minces intervalles marneux, sont alors successivement mis en place jusqu'aux alentours du mètre 16. Leur épaisseur et leur fréquence diminuent régulièrement jusqu'à cette cote, où ils disparaissent complètement. Leur nature et l'absence de structures de tempête caractéristiques laisse supposer que leur mise en place est liée à la décantation de boues carbonatées, probablement mises en suspension dans les parties plus internes de la plateforme à l'issue de tempêtes. Ainsi, la diminution progressive de ces bancs est interprétée comme un éloignement progressif de la coupe par rapport aux zones côtières de production de carbonate. Au mètre 17,7, de nouveaux bancs apparaissent au sein de l'assise marneuse. Contrairement aux bancs précédents, ceux-ci sont à nouveau riches en silts quartzeux et en micropéloïdes. La mise en place de ces bancs pourrait indiquer un rapprochement de la coupe à la côte et plus précisément à une zone de sand-flats. Le dernier banc de cette nature est mis en place au mètre 20. Ce banc est plus épais que les précédents et est démantelé sur le dessus, formant localement de gros blocs inclus dans la masse bioclastique du banc sus-jacent (**faciès Bi1**) où des structures chenalisées mal visibles ont été identifiées (Planche 15d).

Couches du Morillon – Membre de l'Oolithe du Mont Rivel

Suite aux Marnes du Mont Rivel, un changement lithologique majeur s'opère au mètre 20. La production de carbonates augmente brutalement et conduit à la mise en place de la barre calcaire qui coiffe le Mont Rivel (Planche 15e). Cette barre se divise en deux ensembles lithologiques qui correspondent aux Membres de l'Oolithe du Mont Rivel et aux Calcaires blancs du Mont Rivel. Le premier (15 mètres) correspond à une succession de larges structures oolithiques entrecroisées qui

indiquent un environnement de dunes oolithiques subtidales à intertidales, principalement soumises à l'action de la houle (Planche 9b) et dans une moindre mesure à celle de la marée (quelques drapages micritiques et galets mous sont localement observés). Elles renferment un faciès de grainstone oolithique roux ou bleuté, riche en débris d'échinodermes et débris de coraux (Planche 9c). La partie sommitale de cette unité abrite de petits biohermes métriques (Planche 9a) dont la présence pourrait indiquer une diminution de la fréquence de migration des corps oolithiques (cf. Chapitres 7 et 9).

Couches du Morillon – Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel

Le Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel se subdivise dans la coupe en trois sous-unités (sous unité 2.1, 2.2 et 2.3 sur la Planche 15 e-f). La base de la première sous unité est parfois un peu difficile à placer car elle voit la mise en place de dunes oolithiques de plus faible ampleur que dans le membre précédent, séparées par des chenaux à bases érosives (Planche 15f). Ainsi, le passage de l'unité sous-jacente à celle-ci s'opère soit par un passage de niveaux oolithiques à d'autres niveaux oolithiques par l'intermédiaire d'une surface conforme (la limite entre les deux membres est alors difficile à placer), soit par la mise en place brutale de dépôts de chenaux grossiers sur une surface légèrement érosive. Les barres mises en place latéralement aux chenaux perdent progressivement leur fraction oolithique et les péloïdes deviennent de plus en plus abondants. Dans les chenaux, le sédiment grossier est essentiellement constitué de débris de coraux (colonies parfois complètes) d'échinodermes et de bivalves. Les débris sont souvent oncolithisés (oncoïdes de type 2 et 5) et les oncoïdes sont généralement elles-mêmes brisées. La partie sommitale de cette première sous-unité des Calcaires blancs du Mont Rivel (sous unité 2.1 sur la Planche 15e-f) forme une vire d'environ trois mètres dans le profil d'érosion, des mètres 39,7 à 42,9. A la base de la vire, une surface d'érosion est observée à l'échelle de la carrière. Dans la vire, le faciès est rigoureusement similaire à celui des chenaux observés dans la partie inférieure. Il semble donc que la partie supérieure de cette sous-unité soit composée par un seul chenal de grande taille. Le faciès des chenaux au Mont Rivel est similaire aux faciès d'avant-barre observés dans les coupes plus méridional (**faciès Ab1**). Cependant, la comparaison avec d'autres systèmes actuels (Floride, Golfe persique) et fossiles (Bertling & Insalaco, 1998) similaires, montre que les barres oolithiques passent généralement latéralement et en position plus proximale à des systèmes chenalisés, puis à des lagons. L'évolution sédimentaire de la coupe du Mont Rivel, ainsi que la perte progressive des ooïdes au profit des péloïdes dans les barres et inter-barres chenalisés, portent alors à penser que la succession lithologique indique à grande échelle une progradation simple du système, et que les chenaux ici considérés occupent plutôt une position d'arrière/interbarres qu'une position d'avant barre.

Au mètre 42,7, un intervalle marneux d'une vingtaine de centimètres est enregistré et marque la fin de cette sous-unité lithologique. La sous-unité suivante (2.2) est difficilement accessible. Elle est bien plus massive que la précédente et débute par un mètre de calcaires oolithiques (**faciès Bi1**). Les oolithes disparaissent très rapidement au profit de calcaires bioclastiques fins qui contiennent localement de grosses oncoïdes à *Bacinella* et *Lithocodium*. Le contenu micropaléontologique de cet ensemble indique des conditions de dépôt dans un milieu à salinité normale qui a été interprété comme un milieu de lagon ouvert (**faciès Lnr2**), bien que la texture soit souvent assez fine. Difficile d'accès, cette partie de la coupe n'a pas pu être observée en continu et l'épaisseur a dû être estimée sur la base des photos du front de taille. A certains endroits dans le front de taille, cette sous-unité semble devenir moins massive, grumeleuse, ce qui pourrait suggérer la présence de petits récifs en patchs. Les observations à la jumelle n'ont cependant pas permis de confirmer cette hypothèse de manière catégorique. La dernière sous-unité lithologique (sous unité 2.3 sur la Planche 15f) n'est à l'heure actuelle plus visible de la carrière directement. Pour l'observer, il est nécessaire de contourner la carrière en direction du temple gallo-romain pour accéder au toit du front de taille. Seuls les niveaux du toit de cette dernière sous-unité sont alors accessibles et montrent des bancs calcaires irréguliers, séparés par de minces intervalles marneux. Les calcaires, majoritairement constitués de péloïdes et fins bioclastes, contiennent localement quelques ooïdes et

des colonies coralliennes (**faciès Os7**). Les conditions d'affleurement actuelles n'ont pas permis de meilleurs observations, mais des clichés pris au début des années 1990 par Fabrice Cochet et disponibles dans sa thèse, montrent cette partie du front de taille lorsque celui-ci était encore exploité. Ces clichés mettent clairement en évidence la présence, dans cette dernière sous-unité lithologique, de constructions récifales d'échelle métrique, qui perturbent la stratification (Planche 15g).

Interprétation séquentielle

La limite entre les Marnes de Besançon et les Couches du Morillon est une limite majeure à grande échelle *(Figure 5.9)*. Elle marque le passage d'un milieu sous la limite d'action des vagues de beau temps (présence de tempestites) à un milieu continuellement remanié par la houle et les marées. Elle témoigne donc d'une chute globale du niveau marin relatif à grande échelle, suivie d'une remise en eau immédiate du système, permettant l'enregistrement d'épais dépôts de plateforme interne (Couches du Morillon et formations suivantes). A moyenne échelle, les Marnes du Mont Rivel enregistrent la tendance régressive d'une première séquence (I), traduite par deux séquences de petite échelle successives dont la première se termine par des dépôts intertidaux et la seconde par une surface d'érosion probablement émersive. Cette surface correspond à la surface de transgression de la seconde séquence de moyenne échelle (II). Sur cette surface, la mise en place de dépôts oolithiques dans un premier temps sous influence dominante de la marée, puis de la houle, montre la tendance transgressive de cette seconde séquence de moyenne échelle. La succession des unités lithologiques (Unité 1 puis sous-unités 2.1 et 2.2) montre un déplacement progressif dans le système vers des positions de plus en plus proximales. Cette tendance traduit la progradation du système oolithique. Elle ne reflète cependant pas exactement les variations d'accommodation. En effet, l'empilement de niveaux chenalisés sur plusieurs mètres, puis de niveaux de lagons également épais, sur les niveaux oolithiques montre une création d'espace permanente. Ainsi, il semble que la progradation du système soit simplement liée au fait de l'importante production sédimentaire et pas à une régression à moyenne échelle. La création d'espace à moyenne échelle se poursuit donc au-delà de l'apparition des premiers chenaux et de l'inversion de tendance proximal-distal qu'ils représentent. La position exacte du maximum d'inondation de moyenne échelle est difficile à placer. Il se situe probablement quelque part à la fin de l'unité chenalisée 2.1 ou au début de l'unité 2.2. S'en suit une longue phase de comblement de l'espace disponible par des dépôts lagonaires, qui traduit la phase de haut niveau marin relatif. La mise en place de dépôts d'offshore dans la dernière sous-unité pourrait indiquer le passage à la phase transgressive d'une nouvelle séquence de moyenne échelle. Les corrélations montreront que ce changement de faciès est induit par une transgression à petite échelle seulement et que ces dépôts s'inscrivent malgré tout dans la tendance régressive de la séquence de moyenne échelle II.

Synthèse et comparaison aux travaux antérieurs

Cette coupe présente dans sa partie basale la Formation des Marnes du Mont Rivel (mètres 0 à 20). Elle se poursuit par la Formation des Couches du Morillon (mètres 20 à fin). Celle-ci se subdivise ici en deux membres, l'Oolithe du Mont Rivel qui présente un faciès oolithico-bioclastique classique des Couches du Morillon et les Calcaires blancs du Mont Rivel qui présentent quant à eux des faciès micritiques, à ce jour peu mis en évidence dans le secteur. Ces faciès différents des faciès typiques des Couches du Morillon ont conduit Cochet (1994) et Cochet et al. (1994) à regrouper sous le nom de Couches du Morillon les bancs appartenant au Membre de l'Oolithe du Mont Rivel et les premiers bancs (bioclastiques grossiers) des Calcaires blancs du Mont Rivel, puis à en isoler les bancs supérieurs plus micritiques sous le nom de Calcaires blancs. Ne trouvant pas d'équivalent aux Calcaires blancs dans la coupe du Morillon au-dessus des Couches du Morillon, F. Cochet considère que les Calcaires blancs sont probablement un équivalent latéral des Calcaires et marnes à

ptérocères du Kimméridgien. Cette interprétation, très différente de celle proposée ici, l'amène à envisager l'existence d'une importante lacune entre l'ensemble qu'il appelle Couches du Morillon et celui qu'il désigne sous le nom de Calcaires blancs. L'existence de chenaux à la base des Calcaires blancs du Mont Rivel implique des lacunes sédimentaires, mais aucune discontinuité véritablement majeure, susceptible de témoigner d'une période de non dépôt pendant tout le Kimméridgien basal, n'a pas été mise en évidence et m'a poussée à réviser la lithostratigraphie. Cette révision importante s'appuie également sur des corrélations et des comparaisons de faciès avec les coupes quasi-inédites et très proches de la Châtelaine, Loulle et Balerne qui seront développées dans le chapitre 6.

Coupe du Mont Rivel (1)

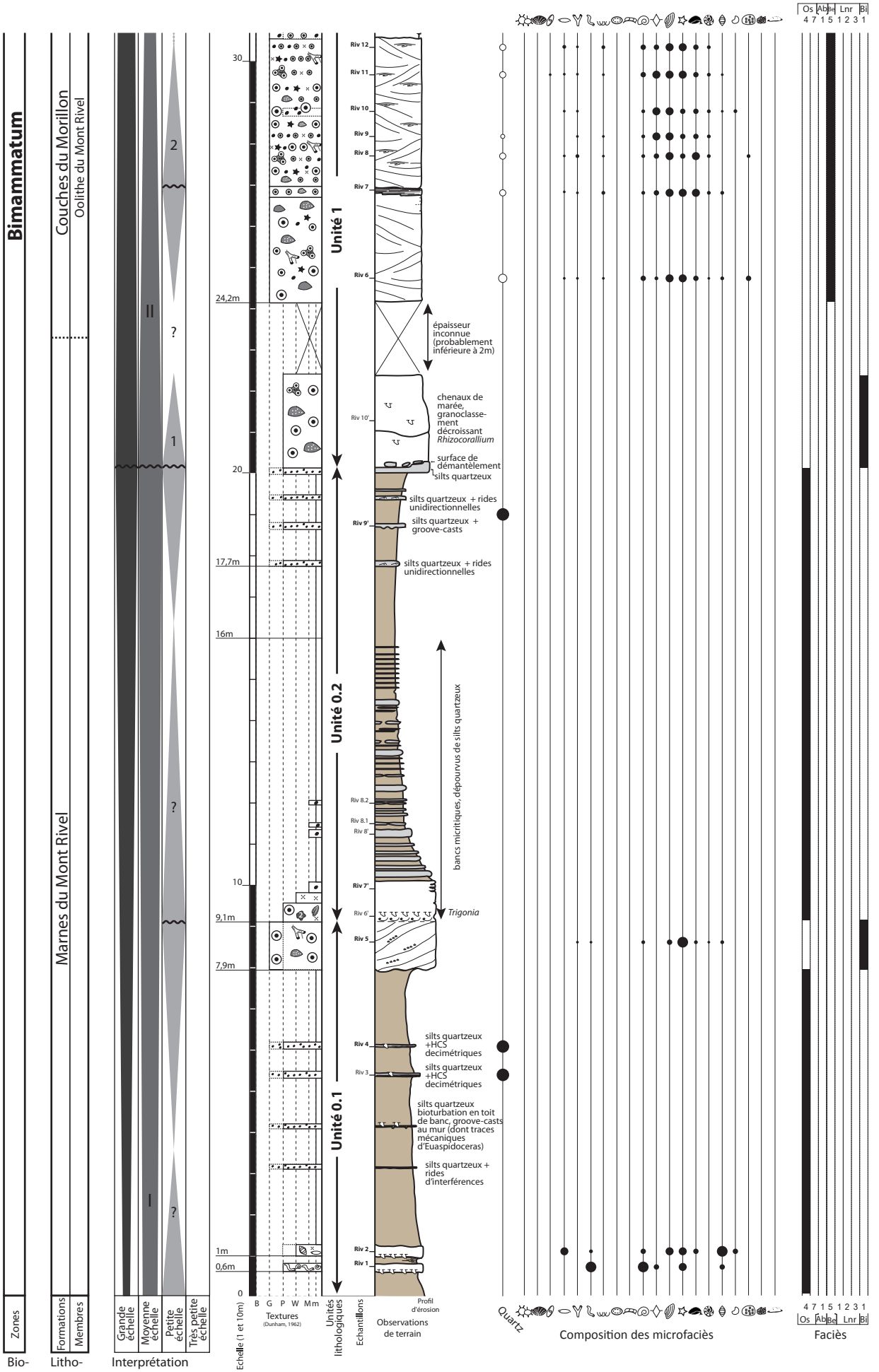


Figure 5.9 Coupe du Mont Rivel (1/2). Légende en Annexe 1

Coupe du Mont Rivel (2)

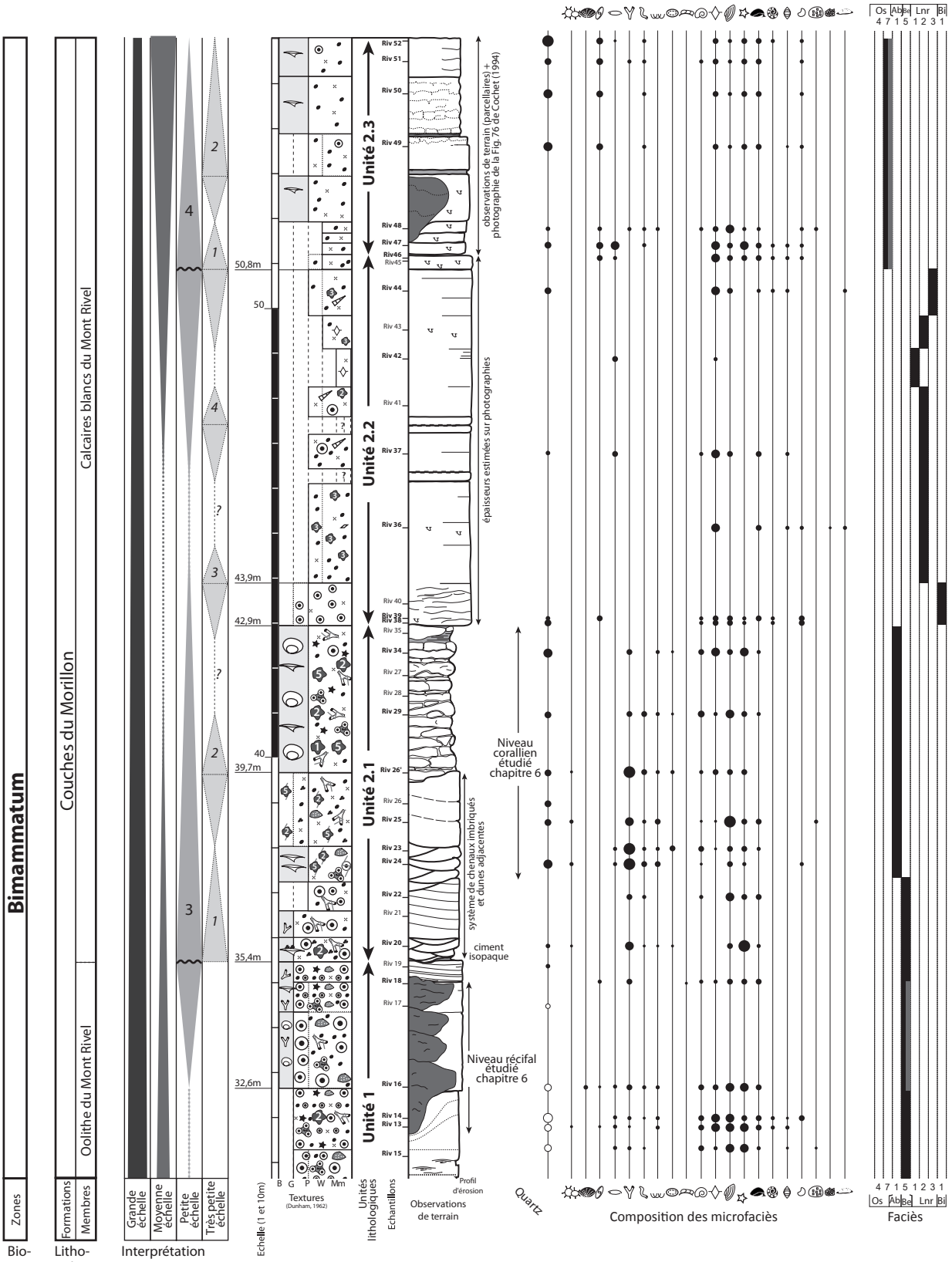


Figure 5.9 Coupe du Mont Rivel (2/2). Légende en Annexe 1

5.3.4.2. Coupe de la Châtelaine

Position géographique et stratigraphique

Carte géologique de la France a 1/50 000 : Champagnole (n° 582)
GPS : base: 46°43'15.70"N ; 5°54'0.27"E; sommet : 46°43'7.03"N; 5°53'51.95"E.

La coupe de la Châtelaine se situe le long de la falaise qui borde la départementale D253 qui mène de Ney à Loulle *(Figure 5.7)*. Ici, elle a été séparée volontairement de la coupe de Loulle qui lui succède le long de la même départementale, car la continuité entre les deux coupes ne peut être mise en évidence facilement le long de la route. Les deux coupes sont cependant rassemblées en une seule par L. A. Girardot (1885b). La coupe de la Châtelaine *(Figure 5.10)* débute environ 150 m en aval d'une chute d'eau saisonnière maçonnée, située dans le coin sud-est de la reculée de Vers Cul. A cet endroit, une partie de la paroi rocheuse est détachée de la falaise principale et forme un piton dont il est possible de faire le tour. L. A. Girardot appelle ce lieu-dit La Grande Châtelaine (Girardot, 1885b). A partir de cet endroit, la coupe a été levée en longeant la falaise dans la direction de Loulle, jusqu'à la cascade, puis jusqu'à un second piton appelé la Petite Châtelaine et situé à égale distance de la cascade que la Grande Châtelaine, mais dans la direction opposée. Cette coupe est difficile d'accès, des observations complémentaires ont été effectuées sur la suite de la série en direction de Loulle, permettant de confirmer les corrélations entre les coupes de La Châtelaine et de Loulle, mais les conditions difficiles d'accès et d'affleurement n'ont pas permis de réaliser des mesures banc par banc ni d'effectuer un échantillonnage conséquent.

La coupe de La Châtelaine recoupe la partie supérieure des Marnes du Mont Rivel, puis les deux premiers Membres des Couches du Morillon, l'Oolithe du Mont Rivel et les Calcaires Blancs du Mont Rivel. Dans la description faite par Girardot (1885b), la portion de coupe correspondant aux Marnes du Mont Rivel est détaillée sous le nom de Rauracien inférieur. Le Membre de l'Oolithe du Mont Rivel débute probablement à l'extrême fin du Rauracien inférieur mais coïncide globalement avec le Rauracien Supérieur. Les Calcaires blancs du Mont Rivel correspondent la partie inférieure du Séquanien inférieur.

Description et interprétation sédimentologique (Figure 5.10)

Les Marnes du Mont Rivel

Les alternances marno-calcaires typiques des Marnes du Mont Rivel sont seulement visibles sur environ un mètre (Planche 16a). Elles présentent des intervalles pluricentimétriques de marnes gris foncées, plaquetées, azoïques, alternant avec des bancs de 5 à 10 centimètres de calcaires argileux gris à pâte fine, dans lesquels flottent de rares bioclastes fins non identifiables et quelques ooïdes (**faciès Os4**). Ce premier affleurement montre des faciès interprétés comme des faciès d'offshore supérieur en raison de leur forte composante marneuse. Cette interprétation repose avant tout sur la comparaison avec la coupe du Mont Rivel, située seulement 4km au nord et dans laquelle des faciès similaires ont été interprétés comme tels, sur la base de critères plus étoffés. Ce premier affleurement de la coupe de La Châtelaine est déconnecté du reste de la coupe par plusieurs mètres recouverts d'éboulis. D'après les observations de Girardot, l'intervalle masqué représente probablement 5 à 7 mètres et était déjà partiellement masqué au XIX^{ème} siècle.

Les Couches du Morillon – Membre de l'Oolithe du Mont Rivel

Suite à cette lacune, des niveaux à fines ooïdes bien triées, parcourus de grandes surfaces de réactivation et d'entrecroisées métriques et décamétriques s'empilent sur une vingtaine de mètres (Planche 16b). Ces dépôts oolithiques sont interprétés comme des dépôts de barres oolithiques externes (**faciès Be5**). Au mètre 14, un banc métrique de packstone oolithique très riche en débris coralliens démantelés interrompt la série. Son extension latérale n'a pas pu être déterminée. Sa base irrégulière semble légèrement ravinante. L'interprétation de la signification de ce banc est difficile faute d'observation latérale. Il peut s'agir d'un dépôt de tempête ou d'un dépôt d'interdune préservé

localement. Au mètre 19,7, une première surface perforée et encroûtée par des huîtres met en évidence un arrêt de sédimentation prolongé. Elle ne correspond cependant pas à un changement majeur de lithologie et est coiffée par environ un mètre de sédiment oolithique identique à celui qui le précède.

Les Couches du Morillon – Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel

Entre les mètres 20 et 20,7, une surface très irrégulière ravine la série sous-jacente mettant fin définitivement au Membre de l'Oolithe du Mont Rivel et débutant celui des Calcaires blancs du Mont Rivel. Cette surface est encroûtée par des huîtres et surmontée par de gros lithoclastes oolithiques et des colonies coralliennes remaniées pouvant dépasser 20 centimètres de diamètre. A partir de ce conglomérat, trois séquences lithologiques très similaires se succèdent (Planche 16c), débutant respectivement à 20,7mètres, 23,3mètres et 27,4 mètres *(Figure 5.10)*. Ces trois séquences lithologiques débutent chacune sur une surface d'érosion, sur laquelle sont remaniés des lithoclastes et des bioclastes de grande taille (Planche 16d, **faciès Lnr3**). Rapidement, la granulométrie diminue et la matrice devient argileuse et se charge en débris de végétaux (tiges et feuilles) (**faciès Lnr1**). Dans la seconde et la troisième séquence (séquences 3.2 et 3.3 sur la figure, séquence 3.3 illustrée sur la Planche 16e), la quantité de marnes diminue et des faciès lagonaires riches en nérinées et grosses oncoïdes de type 3 sont mis en place latéralement à de petites constructions coralliennes d'extension latérale métrique, encroûtées par d'épaisses croûtes microbialitiques à *Lithocodium* (Planche 5g, **faciès Lnr2, Lnr2b**). Les constructions les plus importantes sont situées dans la troisième séquence lithologique et atteignent une hauteur d'environ 1,5 mètre. Dans la seconde comme dans la troisième séquence, les constructions sont coiffées par un niveau démantelé particulièrement riche en nérinées et naticidés, et en oncoïdes irrégulières de type 3 à *Lithocodium*, pouvant atteindre plusieurs centimètres de diamètre (**faciès Lnr3**). Chacune des trois séquences s'achève par un banc inframétrique à structures entrecroisées, formé de packstone-grainstone oolithique riche en crinoïdes, terminé par la surface ravinante qui débute la séquence suivante (**faciès Bi1**). Entre les ooïdes, des ménisques ont été observés dans les parties grainstones. Ces niveaux de grainstones oolithiques sont bien différents des grainstones oolithiques du membre précédent, ils sont moins bien triés, très riches en articles de crinoïdes et les structures entrecroisées qu'ils portent sont de taille nettement inférieure. Au-dessus de la surface ravinante du mètre 27,4, les lithoclastes oolithiques sont particulièrement gros et forment de véritables pavés clairement issus du démantèlement du banc oolithique sous-jacent (Planche 16d). Ce type de dépôt évoque certains estrans sur lesquels le ressac démantèle progressivement le substratum sédimentaire. La mise en place de ces surfaces est donc probablement liée à la mise en place d'estrans et indique que les bancs oolithiques démantelés formaient des beach-rocks. Ainsi, chacune de ces trois séquences lithologiques semble être mise en place selon un même scénario, débutant par la mise en place d'un estran, puis d'un lagon peu profond dans lequel les silicoclastiques et les végétaux s'accumulent. La préservation de débris végétaux montre que l'énergie était alors modérée et le taux d'accumulation élevé. L'augmentation progressive de la profondeur et/ou l'arrêt des apports terrigènes permettent ensuite la mise en place de constructions coralliennes dans des conditions plus oligotrophes et lumineuses. Le démantèlement des constructions est probablement lié à une diminution de la profondeur et une augmentation de l'énergie en fin de séquence. Ces conditions semblent alors particulièrement favorables aux gastéropodes. La mise en place systématique de corps oolithiques inframétriques est interprétée comme la phase de comblement ultime du lagon, pendant laquelle les cordons de plages du système migrent très rapidement avant l'émersion de tout le secteur. C'est probablement au cours de cette émersion qu'intervient leur cimentation précoce qui permet la formation de beach-rocks lors de la phase de ré-ennoiement suivante. Entre les mètres 31,8 et 32,9, plusieurs surfaces faiblement ravinantes séparent des bancs décimétriques présentant des variations latérales de **faciès** très resserrées entre des grainstones oolithiques à structures faiblement obliques et des packstones à éléments remaniés (gastéropodes, coraux, ooïdes, oncoïdes, échinodermes). Au mètre 32,9, un banc massif à faciès de démantèlement est mis en place sur un joint argileux. Au toit de ce banc, un changement lithologique important intervient. Des grainstones oolithiques très bien

triés et pauvres en crinoïdes (**faciès Be5**), rappelant les niveaux oolithiques de l'Oolithe du Mont Rivel, sont mis en place sur une épaisseur métrique (difficultés d'évaluation des épaisseurs à cause de mauvaises conditions d'accès et d'affleurement). Ils sont rapidement remplacés par environ quatre mètres de calcaires gris, à aspect légèrement plaqueté, formés d'alternances de boues micritiques et de passées packstones-grainstones oolithico-bioclastiques, reprises par une bioturbation souvent intense, et interprétées comme de petites tempestites (**faciès Os7 et Os8**). Cet ensemble forme généralement une vire visible dans le profil d'érosion, dans laquelle deux ou trois bancs s'individualisent, et qui peuvent adopter un profil arrondi très caractéristique. Sa mise en place nécessite un approfondissement du milieu de dépôt et un passage sous la zone d'action des vagues de beau temps. L'ensemble est coiffé par environ trois mètres de packstones-grainstones oolithiques roux (**faciès Be4**), extrêmement riches en articles de crinoïdes. La mise en place de cet intervalle est donc interprétée comme un retour à des conditions de dépôt peu profondes de plateforme interne.

Interprétation séquentielle

A grande échelle, la coupe *(Figure 5.10)* montre une chute brutale du niveau marin relatif au niveau du passage entre Marnes du Mont Rivel et Couches du Morillon. La mise en place d'une épaisse série oolithique, déposée sous une faible tranche d'eau, indique que cette chute est suivie d'une transgression importante qui se poursuit par la mise en place récurrente de faciès peu profonds mais toujours ouverts, jusqu'à la fin de la coupe.

A moyenne échelle, les premiers bancs de la coupe appartiennent à une première séquence de moyenne échelle (I). Le passage aux Couches du Morillon marque la transition avec la seconde séquence de moyenne échelle, dont la phase transgressive est caractérisée par le dépôt d'une épaisse série oolithique. Le maximum transgressif de cette séquence est difficile à placer avec précision. Néanmoins, l'empilement d'une grande épaisseur de niveaux de lagon, régulièrement ponctués de surfaces d'émersion dans les Calcaires blancs du Mont Rivel, traduit une création forte et permanente d'espace d'accomodation, qui a conduit à positionner le maximum d'approfondissement de la séquence à proximité du mètre 27, au cœur des Calcaires blancs du Mont Rivel.

Comme au Mont Rivel, la série semble très dilatée et les séquences de petite et très petite échelle sont finalement plus facilement identifiables que les séquences de grande et moyenne échelle. Le nombre limité de séquences de petite échelle me permet de descendre dans la description à un niveau de détail séquentiel supérieur à celui du reste des coupes. Ainsi, à petite échelle, deux premières séquences (II.1 et II.2) correspondent à la mise en place du Membre de l'Oolithe du Mont Rivel. La seconde se termine par une émersion importante qui génère la surface d'érosion du mètre 20,7. Le faciès restant inchangé, les maxima d'inondation de ces séquences de petite échelle ne peuvent être positionnés avec précision. Il n'est pas non plus envisageable d'y distinguer de séquences à plus petite échelle. La troisième séquence de petite échelle (II.3) débute à partir de la surface du mètre 20,7, interprétée à la fois comme une limite de séquence et une surface de transgression. Cette séquence de petite échelle se compose de quatre séquences de très petite échelle, dont les trois premières correspondent aux trois séquences lithologiques décrites dans le paragraphe précédent. La quatrième séquence est moins bien développée que les trois premières, probablement à cause de sa position en fin de la séquence de petite échelle. Elle se compose alors d'une phase d'augmentation du niveau marin pendant lequel les faciès de lagon s'installent progressivement (mètre 31,8 à 32,9), puis d'une brève phase de highstand correspondant à la mise en place d'un banc massif métrique à faciès de démantèlement. Ces quatre séquences de très petite échelle permettent de mettre en évidence les tendances des variations du NMR à l'origine de la séquence de petite échelle qu'elles composent. Ainsi, les trois premières séquences de très petite échelle sont de plus en plus épaisses et expriment des faciès de plus en plus profonds. Ces trois premières séquences de très petite échelle correspondent à une phase d'approfondissement à petite échelle qui atteint son paroxysme dans la troisième séquence de très petite échelle, où le

développement récifal est le plus intense. La phase de haut niveau marin de la séquence de petite échelle II.3 est donc très courte et ne correspond qu'à la partie supérieure de sa troisième séquence de très petite échelle et à l'intégralité de sa quatrième. La quatrième séquence de petite échelle débute alors au mètre 34,1 par la mise en place de faciès oolithiques de nature différente des faciès oolithiques de la séquence de petite échelle précédente. Le passage progressif, par indentations de ces faciès à des faciès boueux à tempestites met en évidence la phase transgressive de petite échelle. Celle-ci se termine par une chute du niveau marin qui ramène le système en rampe interne. Des séquences de très petite échelle existent probablement dans cette dernière séquence de petite échelle mais la qualité des observations réalisées sur ces dépôts ne permet pas de les mettre en évidence.

Synthèse et comparaison aux travaux antérieurs

La coupe de la Châtelaine débute par un affleurement inframétrique des Marnes du Mont Rivel. Suite à une lacune d'observation de quelques mètres, elle développe ensuite les deux premiers membres des Couches du Morillon. Le Membre de l'Oolithe du Mont Rivel est exprimé jusqu'au mètre 20,7 sous son faciès typique. Aucune construction corallienne n'y a été identifiée comme c'est le cas au Mont Rivel, mais ceci est potentiellement lié à des conditions d'observation moins favorables. Le Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel compose toute la partie supérieure de la coupe. Comme au Mont Rivel, il est plus hétérogène que le membre précédent et caractérisé par le développement de faciès lagonaires dans lesquels *Lithocodium aggregatum* se développe de manière intense et constitue des encroûtements microbiens épais, développés sur les biohermes à coraux, ou sous forme d'oncoïdes libres. La mise en place des lagons est ici entrecoupée par des phases d'émersions régulières toujours annoncées par la migration de corps oolithiques très riches en crinoïdes. Ces émersions n'ont pas été observées au Mont Rivel mais pourraient tout à fait y être passées inaperçues en raison des difficultés à observer de près la portion de coupe correspondante.

D'après l'interprétation séquentielle, il semble que deux types de corps oolithiques différents soient déposés dans cette coupe, en fonction du régime séquentiel. Des faciès à ooïdes bien triés dans lesquels tous les clastes sont oolithisés et formant de grandes structures entrecroisées décamétriques se développent pendant les phases de transgression majeures. A contrario, des niveaux oolithiques peu épais, à structures entrecroisées métriques, riches en bioclastes et particulièrement en crinoïdes semblent se développer préférentiellement pendant les phases de comblement des lagons.

Les variations rapides de faciès observées, dans la partie médiane de la coupe en particulier, permettent d'atteindre un niveau de détail exceptionnel et de distinguer quatre ordres de séquences différents emboîtés. L'épaisseur des séquences les plus petites pouvant atteindre jusqu'à quatre mètres, il semble que cet enregistrement séquentiel exceptionnel soit au moins en partie lié à une création d'espace très importante et une dilatation de la série sédimentaire, manifestement lié à la conjonction d'une tendance transgressive à grande et à moyenne échelle, mais peut être également induite par une subsidence accrue qui ne peut être démontrée à l'échelle de la coupe seule.

Bien que difficile d'accès, la coupe de la Châtelaine est une coupe fondamentale car elle présente de très fortes analogies avec la série sédimentaire du Mont Rivel et notamment au niveau des Calcaires blancs du Mont Rivel dont la position (bio)stratigraphique est sujet de controverse. La position géographique et stratigraphique de cette coupe par rapport à celle de Loulle, située dans son prolongement, permet de repositionner stratigraphiquement le Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel. Les implications de ce repositionnement seront discutées dans le chapitre dédié aux corrélations (chapitre 6).

Coupe de la Chatelaine (1)

Figure 5.10 Coupe de La Châtelaine (1/2). Légende en Annexe 1

Coupe de la Chatelaine (2)

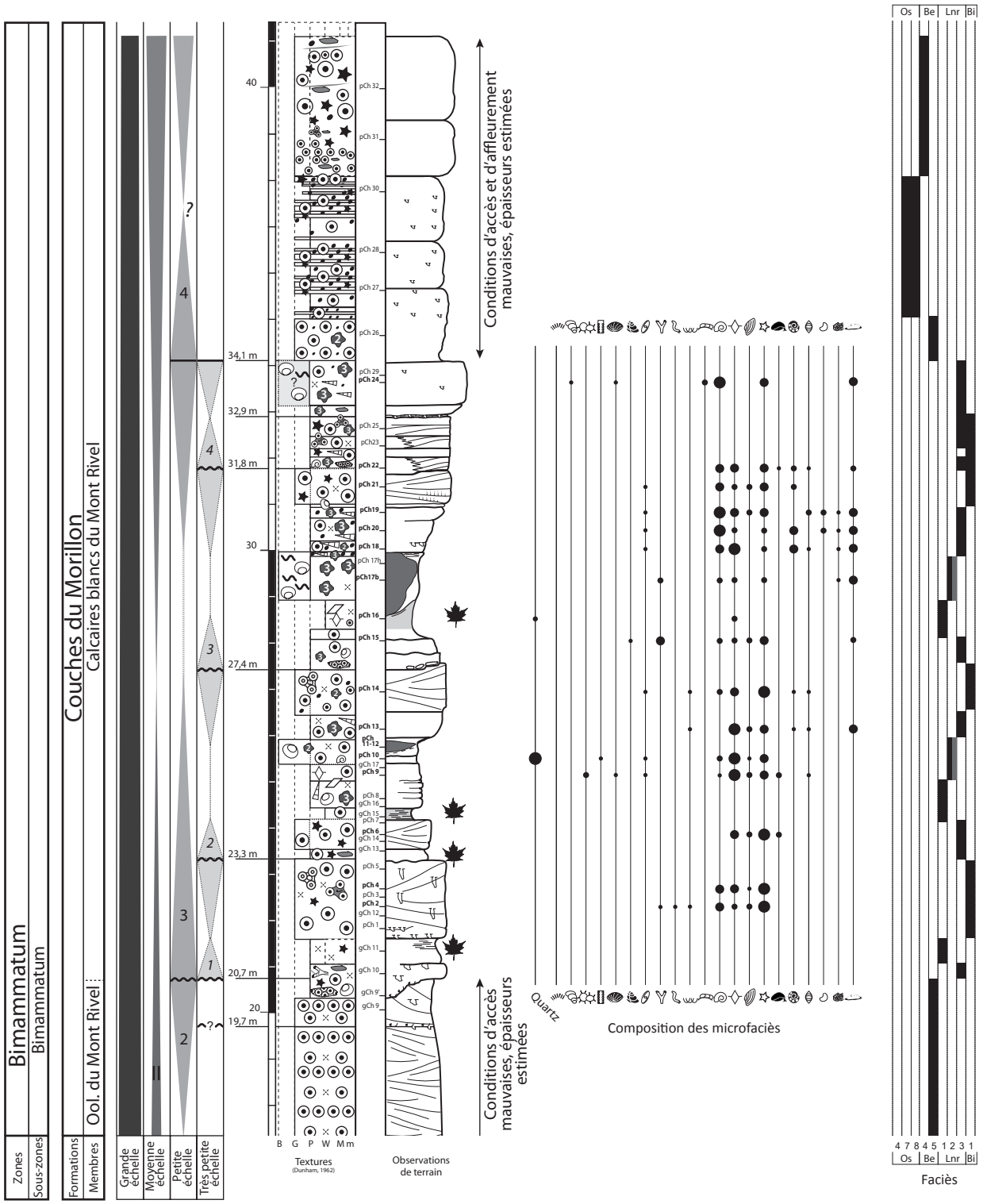


Figure 5.10 Coupe de La Châtelaine (2/2). Légende en Annexe 1

5.3.4.3. Coupe de Loulle

Position géographique et stratigraphique

Carte géologique de la France a 1/50 000 : Champagnole (n° 582)
GPS : base: 46°43'3.83"N; 5°53'43.34"E; sommet : 46°42'27.42"N; 5°53'20.33"E. (voir Figure 5.7)

La coupe de Loulle *(Figure 5.11)* se situe dans le prolongement de celle de La Châtelaine, le long de la route menant de Ney à Loulle *(Figure 5.7)*. Elle débute à l'endroit où les affleurements deviennent continus dans le talus le long de la route, une centaine de mètres en aval du lieu-dit « La table aux corbeaux ». La coupe se poursuit et recoupe la partie sommitale des Couches du Morillon (Membres des Calcaires blancs du Mont Rivel, des Calcaires marneux récifaux de Loulle et des Calcaires blancs de Loulle), jusqu'au front de taille de la carrière aujourd'hui signalée comme « site à pistes de dinosaures ». Elle redémarre ensuite dans le bois en face de l'entrée de la carrière, où affleurent les niveaux de l'Oncolithe de Pillemoine. Le toit de ces niveaux correspond au Lapiaz de Loulle. Après une lacune d'observation de quelques mètres d'épaisseur, les niveaux de l'Oolithe blanche de Balerne affleurent dans une petite carrière, le long du chemin menant au Lapiaz. La coupe de Loulle a été décrite par Girardot (1885a), puis par Guillaume (1960).

Description et interprétation sédimentologique

Couches du Morillon – Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel

La coupe débute par des affleurements de mauvaise qualité sur environ six mètres (Planche 17a). La stratification est par endroits difficile à observer. Les deux premiers mètres livrent de gros oncoïdes de type 3, associés à des packstones-wackestones dans lesquels quelques ooïdes sont présents (**faciès Lnr2**). Les niveaux se chargent ensuite en ooïdes, naticidés, nérinées et localement lithoclastes oolithiques [**faciès Lnr3**, *Figure 6c* dans Cariou et al. (2013) au chapitre 9]. Ces faciès sont interprétés comme des faciès de lagon peu profond, le second montre des indices de démantèlement de récifs et de barres oolithiques. Au mètre 5,6, le faciès se charge en ooïdes fins et bien triés (**faciès Be5**) et des bancs oolithiques à stratification parfois oblique se succèdent sur environ deux mètres (Planche 17b). A partir du mètre 8,2, des lamines de grainstone oolithique à base légèrement érosive commencent à alterner avec des lamines de sédiment micritique, beaucoup plus fin de type micro-packstone-wackestone à péloïdes parfois très bioturbé (**faciès Os8**, Planche 17c). La quantité et la taille des lamines oolithiques diminue rapidement jusqu'à disparaitre. Seuls quelques ooïdes et débris d'échinodermes demeurent alors en suspension dans la matrice (**faciès Os7**). L'acquisition d'une texture boueuse et fine, au détriment de la texture grossière, est interprétée comme un approfondissement du milieu de dépôt, avec le passage sous la limite d'action des vagues de beau temps. Les lamines oolithico-bioclastiques sont interprétées comme des tempestites, charriant du sédiment grossier, issu de barres oolithiques situées en position plus proximale dans le système. Au mètre 10,5, un maximum d'argilosité forme une mince vire dans le profil d'érosion. A partir de cet intervalle, le faciès se charge à nouveau progressivement en tempestites oolithico-bioclastiques, jusqu'à la mise en place d'un intervalle purement oolithico-bioclastique à stratification plane parallèle et faiblement entrecroisée au mètre 12,8. A la base, le faciès est un grainstone oolithique bien trié (**faciès Be5**). Très rapidement, il se charge en entroques et devient plus grossier (**faciès Be4**). L'installation de ces faciès de barre indique le retour de l'environnement de dépôt dans la zone d'action des vagues de beau temps. A partir du mètre 14,5 jusqu'au mètre 15, la taille des strates diminue et elles deviennent plus difficile à observer.

Couches du Morillon – Membre des Calcaires marneux récifaux de Loulle

Au mètre 15, la texture redevient boueuse et plusieurs surfaces oxydées très rapprochées sont observées. Ces surfaces marquent probablement de forts ralentissements du taux de sédimentation. Elles coïncident avec un nouveau passage sous la limite d'action des vagues de beau temps, marqué par la mise en place de tempestites oo-bioclastiques à entroques (Planche 8d), dont

la quantité et la granulométrie diminuent progressivement au cours des deux mètres suivants (**faciès Os7-8**). L'argilosité augmente et des calcaires marneux sont mis en place (Planche 8 et 27). Les inter-bancs argileux contiennent une grande quantité de silts quartzeux. Latéralement à ces alternances marno-calcaires, des constructions à coraux et microbialites se développent, formant de petits patchs d'extension métrique à décamétrique. Ces constructions sont étudiées en détail dans les chapitres 7 et 9. Chaque incrément de croissance récifale passe latéralement à un banc de calcaire marneux. Les arrêts de croissance récifale correspondant passent aux interbancs marneux. Aux mètres 16,6 et 17,8, deux intervalles particulièrement marneux et épais marquent deux arrêts de croissance majeurs dans les constructions, les subdivisant en trois grandes phases de croissance d'environ 1,5 mètres chacune (P&, P2 et P3, Planche 27). La troisième phase de croissance est différente des deux premières. Elle débute par la mise en place de quelques rares colonies coralliennes massives, au sein d'un banc plus riche en quartz et en débris végétaux que les autres bancs de calcaires-marneux. Elle se poursuit par l'implantation de petits patchs métriques, semblables à ceux des deux premières phases de croissance. Latéralement, le sédiment contient quelques minces tempestites riches en péloïdes. Au mètre 18,3, la morphologie récifale change et l'extension latérale des constructions s'étend considérablement. Même si latéralement la construction passe parfois à des parties entièrement constituées de sédiment, globalement, elle est continue et forme un biostrome d'une trentaine de centimètres d'épaisseur. Latéralement, le sédiment devient plus fin et se charge en cristaux subautomorphes de dolomie **(faciès Lnr1**, *Figure 7b* dans Cariou et al. (2013) au chapitre 9). La faune se restreint à quelques ostracodes. Les cinquante centimètres qui suivent conservent le même faciès et constituent trois bancs stratodécroissants, séparés par des intervalles centimétriques plus délités. Chacun de ces bancs passe latéralement à une nouvelle phase de croissance biostromale et chaque interbanc à un arrêt de croissance récifale, fréquemment associé à une surface souvent oxydée ou un mince intervalle argileux. À chaque nouveau banc, le biostrome semble s'éclaircir et se morceler. L'extension latérale des zones bio-construites régresse rapidement. Le dernier banc ne semble pas construit du tout. Il on-lap sur les colonies du banc précédent, formant un relief de quelques centimètres. Le changement de faciès et le changement morphologique du récif entre 18,3 et 19,1 m est interprété comme un passage brutal de la rampe médiane à la rampe interne, dans un environnement de lagon. Dans un premier temps, ce changement morphologique semble plutôt favorable aux constructions qui s'étendent. Dans un second temps, la chute de l'extension latérale des constructions et de la taille des bancs est probablement relative à un manque d'accommodation dans le lagon.

Couches du Morillon – Membre des Calcaires de Loulle

Au mètre 19,1, une surface érosive surmontée de packstones à galets micritiques, d'oncoïdes à *Lithocodium* et d'agrégats (**faciès Lnr2**) met fin définitivement à l'intervalle récifal (*Figure 5e* dans Cariou et al. (2013) au chapitre 9). Progressivement, la taille des éléments remaniés diminue et le faciès redevient proche du faciès latéral aux biostromes (**faciès Lnr1**). Jusqu'au mètre 23,1, plusieurs alternances de faciès de lagon (**Lnr1-Lnr2**) se succèdent. **Lnr2** s'installe toujours sur une surface d'érosion (Planche 17d). Dans ces intervalles, aucune construction n'a été observée le long de la route. En revanche, des constructions ont été mises en évidence latéralement dans une zone difficilement accessible, au pied de la Table aux corbeaux. Les quelques observations réalisées à cet endroit ont montré des colonies coralliennes branchues d'une trentaine de centimètres de diamètre, encroûtées par de la microbialite claire. Ces constructions inframétriques rappellent un peu celles observées à La Châtelaine. Au mètre 23,1, un premier intervalle grainstone laminé à péloïdes interrompt la succession (**faciès Bi4**). Un second, plus épais, se forme à nouveau environ 1,5 mètre au-dessus (Planche 1c et 17e). Dans l'actuel, il semble que la formation de grainstones à péloïdes aussi fins ne soit possible que si les péloïdes sont soumis à une dessiccation qui leur confère une consistance moins molle et évite la formation de boues peloïdales lors des premiers stades de compaction. L'apparition de ces faciès grainstone à lamination plane-parallèle indique donc le passage de l'environnement de lagon subtidal à l'intertidal. La granulométrie très fine montre que l'énergie dans le milieu est faible et ne met en suspension que les péloïdes les plus fins. Au mètre

25,4, une surface érosive met en contact ces fins grainstones à lamination plane parallèle avec des grainstones plus grossiers à stratification entrecroisée (**faciès Bi3**, Planche 17e), marquant une augmentation de l'énergie dans le système. Rapidement, le faciès devient un packstone – grainstone et se charge en oncoïdes à *Lithocodium* et en intraclastes (**faciès Bi2**). Les bancs deviennent plus massifs, traduisant une augmentation de l'accommodation. La texture diminue progressivement en parallèle, jusqu'à la mise en place de faciès de type **faciès Lnr1-2**, autour du mètre 28,1. A partir du mètre 29, la granulométrie augmente et la texture devient à nouveau plus grossière (Planche 17f). Des faciès de barre (**faciès Bi2**), grainstone-packstone parcourus de surfaces de réactivation obliques et riches en péloïdes, en intraclastes et en lithoclastes à **faciès Bi4**, se mettent en place sur environ 1,5 mètre *(Figure 5c-d, 6d et 7c,f* dans Cariou et al. (2013) au chapitre 9). Ces faciès de barre plutôt grossiers se terminent par des grainstones à fin péloïdes et lamination plane parallèle (**faciès Bi4**). Ceux-ci forment une vire dans le profil d'érosion et sont chargés en silts quartzeux (Planche 17f). Au-dessus de cette vire, les observations deviennent difficiles. Il semble néanmoins que les bancs sus-jacents montrent à nouveau des faciès de lagon peu profond (**faciès Lnr2**).Il n'est plus possible d'observer les bancs le long de la route à partir du mètre 34,7. Les observations reprennent dans la carrière de Loulle. La lacune d'observation ne doit pas excéder quelques dizaines de centimètres. Les carottages réalisés dans le plancher de la carrière permettent d'avoir accès aux quarante centimètres sous-jacents (*Figure 11* dans Cariou et al. (2013) au chapitre 9). Avec les soixante premiers centimètres affleurant au-dessus du plancher de la carrière, ces niveaux forment un ensemble homogène de laminites intertidales très dolomitique et riche en silts quartzeux (**faciès Tf2**). Les surfaces à ripple-marks ou à polygones de dessiccation sont communes (*Figure 9* dans Cariou et al. (2013) au chapitre 9). Les dernières portent de nombreuses empreintes de dinosaures (Théropodes et Sauropodes). Ces niveaux ont fait l'objet d'une étude de détail donnée sous forme de publication au chapitre 9. La fin de l'intervalle à laminites (35,9 m) est marquée par une surface oxydée et perforée, sur laquelle sont mis en place sur un peu plus d'un mètre des dépôts wackestones dolomitiques bioturbés, contenant de petites oncoïdes de couleur rosée et rattachées au type 0 (**faciès Lsr5**, *Figure 6f* dans Cariou et al. (2013) au chapitre 9). L'absence de faune diversifiée dans ce **faciès** boueux montre qu'il s'agit d'un faciès de lagon subtidal semi-restreint. Les faciès de barres internes à péloïdes (**faciès Bi3**) ensuite mis en place sur quatre mètres, jusqu'au toit du front de taille de la carrière, et l'intervalle à laminites qui s'intercale dedans au mètre 38,4, montrent le retour à des conditions inter à supratidales.

Couches de Balerne – Membre de l'Oncolithe de Pillemoine

La série reprend dans les bois face à l'entrée de la carrière (Planche 17g et *Figure 6e* dans Cariou et al. (2013) au chapitre 9). Les lacunes d'observation à la base sont liées au couvert végétal. La série présente une succession d'environ 8 mètres de bancs très riches en oncoïdes de type 2 et 3, et en faunes marines (échinodermes, brachiopodes, huîtres, *Trichites*, *Lenticulina*, rhaxels…). Les oncoïdes de type 2 peuvent, dans certains intervalles, atteindre deux centimètres de diamètre et former un véritable conglomérat (**faciès Lnr7**, Planche 17h). Ceux-ci s'installent sur des surfaces érodées, oxydées et souvent perforées et encroûtées. Plus facilement érodés, ces intervalles forment des vires. L'absence de matrice montre un milieu de dépôt avec une énergie relativement forte, probablement dans la limite d'action des vagues. Dans d'autres bancs, les oncoïdes sont disséminés dans une matrice micritique (**faciès Lnr5-6**). Les pics d'abondance des oncoïdes de type 3 coïncident avec les pics d'abondance des dasycladales et indiquent un environnement de lagon non-restreint. Dans ce cadre, il est considéré que le faciès conglomératique est probablement mis en place en bordure de lagon, où il forme des accumulations inframétriques. Le toit de cet intervalle oncolithique constitue un lapiaz et une nouvelle lacune d'observation.

Couches de Balerne – Membre de l'Oolithe blanche de Balerne

Depuis l'entrée de la carrière de Loulle, il est nécessaire de contourner le Lapiaz par la route ou de couper à travers champs pour accéder aux derniers niveaux de la coupe. Le long de la route, quelques affleurements ponctuels montrent des packstones blancs ou gris clair, parfois très riches en nérinées qui semblent indiquer un environnement de lagon. Trop épars, ces affleurements n'ont pas été reportés sur la coupe en *Figure 5.11*. La fin de la coupe se situe dans le chemin communal menant au Lapiaz, où affleurent trois mètres d'oolithe blanche et crayeuse (Planche 17i). Les lames minces montrent que les ooïdes micritiques sont largement dominants et généralement bien triés (**Faciès Be3**). Un stromatopore massif a été récolté. L'observation de la stratification et des structures sédimentaires est rendue difficile par le débit en blocs décimétriques, mais des structures entrecroisées décimétriques à métriques d'origine tidale ont été identifiées, montrant un dépôt sous l'influence principale de la marée.

Interprétation séquentielle

La coupe de Loulle correspond à une épaisse succession de dépôts très peu profonds, parfois même inter à supratidaux. Plusieurs surfaces d'érosion y ont été observées, mais aucune ne semble correspondre à une phase d'érosion intense, susceptible de créer de l'accommodation. La mise en place d'une telle succession nécessite alors une tendance de création d'accommodation à grande échelle, permettant l'accumulation quasi-permanente de dépôts très peu profonds.

La coupe développe trois séquences de moyenne échelle, dont les deux extrêmes sont incomplètes. Les quinze premiers mètres de la coupe s'inscrivent dans la tendance de diminution de l'accommodation (peu marquée) de la première séquence de moyenne échelle (II). Cette séquence se termine par des faciès de barres oolithiques très peu profondes. Au mètre 15, les surfaces oxydées successives et la mise en place brutale de dépôts d'offshore traduisent une augmentation brutale du niveau marin relatif et la mise en place du cortège transgressif de la seconde séquence de moyenne échelle (III). Cette séquence se décompose en quatre séquences de petite échelle. L'épaisseur importante de la deuxième et de la troisième indique probablement le maximum de création d'accommodation à moyenne échelle, sans que celui-ci puisse être positionné avec précision. Le développement de plus en plus fréquent de faciès de plages et barres internes entre les mètres 29 et 40 traduit un comblement progressif de l'accommodation à moyenne échelle. Le dépôt de niveaux de lagon à partir du mètre 40,7 implique une nouvelle transgression à moyenne échelle et marque le début de la séquence IV. La transgression se poursuit probablement jusqu'à la mise en place des dépôts de bordure de plateforme interne de l'Oolithe blanche de Balerne. Au sein de cette coupe, il semble que les séquences de moyenne échelle rythment les principaux changements de faciès. Au sein des trois séquences de moyenne échelle, sept séquences de petite échelle ont été identifiées. Celles-ci sont particulièrement bien marquées dans le profil d'érosion, mais également par l'évolution des faciès et par leur limite qui s'avèrent souvent être des surfaces faiblement érosives.

Synthèse et comparaison aux travaux antérieurs

La coupe de Loulle est une coupe quasiment inédite dans la mesure où, étudiée par seulement deux auteurs (Girardot, 1885a, Guillaume, 1960), elle n'a pas été prise en compte dans les travaux de synthèse sur l'Oxfordien du Jura central les plus récents (Enay et al., 1988, Cochet et al., 1994). Située dans la continuité de la coupe de La Châtelaine, ces deux coupes montrent la succession lithologique complète des couches du Morillon, et les contacts entre cette formation et celles qui l'encadrent.

La coupe de Loulle débute par le Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel de la Formation des Couches du Morillon, alors développés sur quinze mètres. Ensuite, une augmentation du niveau marin relatif conduit à la mise en place d'alternances marno-calcaires riches en tempestites grossières, dans lesquelles s'épanouissent de petites constructions coralliennes. Cet intervalle marneux a été individualisé sous le nom de Membre des Calcaires marneux récifaux de Loulle. La

fraction marneuse diminue ensuite fortement et des calcaires de lagon de moins en moins profonds s'empilent sur environ 20 mètres, constituant le Membre des Calcaires de Loulle. La fin du membre est marquée par une augmentation de la fréquence des dépôts de plages et barres peloïdales, et l'apparition de faciès de laminites dolomitiques, riches en empreintes de dinosaures. Au mètre 40, un changement lithologique majeur est observé et marque le passage de la Formation des Couches du Morillon à celle des Couches de Balerne. Des niveaux à faciès de lagon oncolithiques sont alors mis en place. Progressivement, l'environnement de dépôt s'approfondit, puis passe (après une lacune d'observation) à des niveaux oolithiques blancs crayeux, caractéristiques de la formation de l'Oolithe blanche de Balerne. La description de la coupe effectuée par Girardot est très proche de celle proposée ici car cet auteur a également réalisé une étude banc par banc. Le couvert végétal moins important à l'époque de Girardot a permis à cet auteur de décrire les niveaux contenus dans la lacune à l'interface entre l'Oncolithe de Pillemoine et l'Oolithe blanche de Balerne. Ses observations permettent d'affirmer que les faciès observés de manière sporadique le long de la route sont bien les faciès typiques de l'intervalle manquant aujourd'hui (calcaires de lagon, blancs ou gris clair, localement riches en nérinées). Par analogie de faciès, Guillaume & Guillaume (1965) suggèrent une équivalence entre les niveaux oolithiques blancs crayeux du sommet de la coupe et le Membre de Sainte Vérenne de la zone à Planula en Suisse. Ils suggèrent également une équivalence entre les niveaux aujourd'hui rattachés aux Calcaires récifaux de Loulle et les Marnes à Astartes du Jura septentrional ou les Humeralis schichten du Jura bernois.

Coupe de Loulle (1)

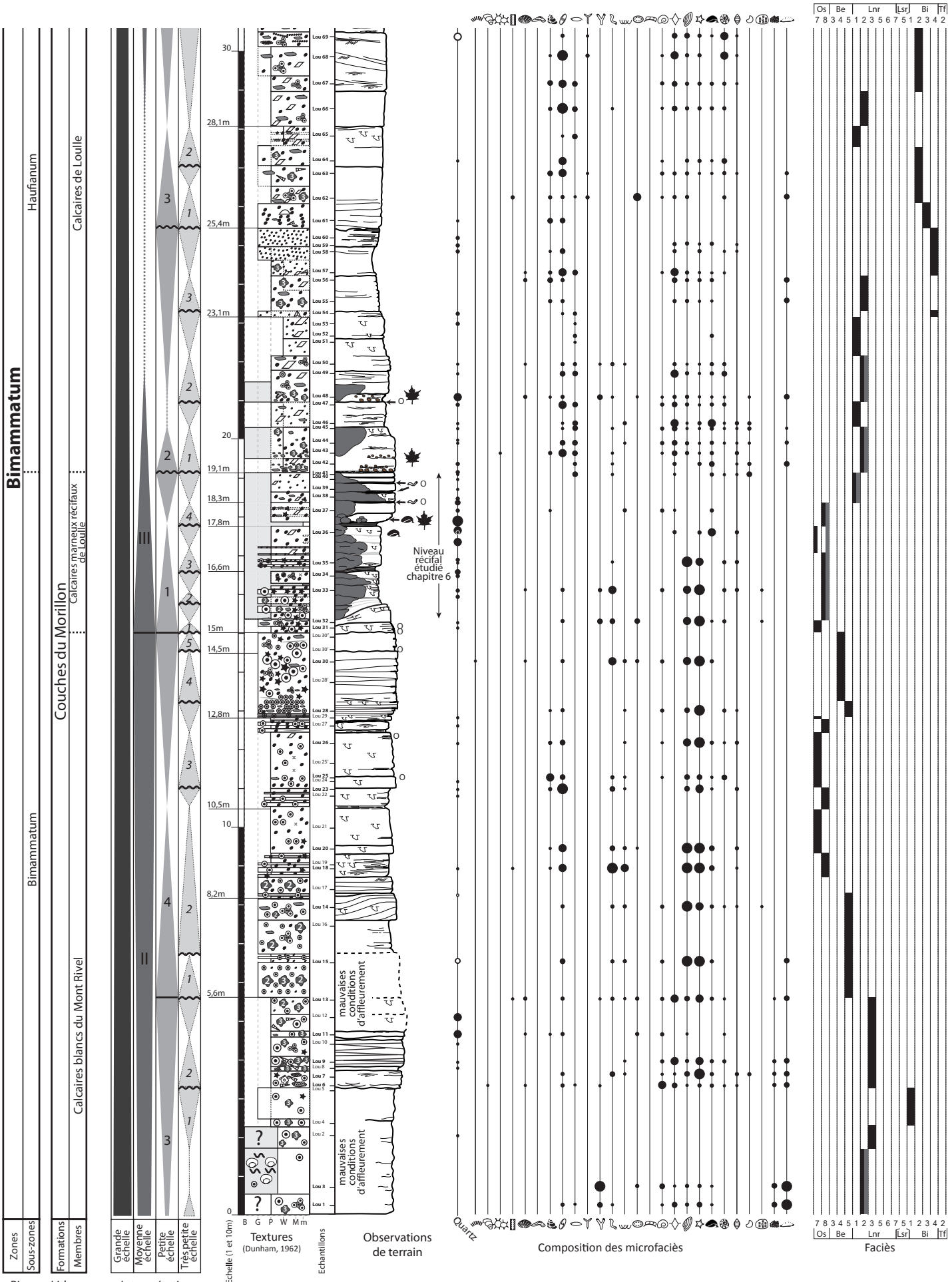


Figure 5.11 Coupe de Loulle (1/2). Légende en Annexe 1

Coupe de Loulle (2)

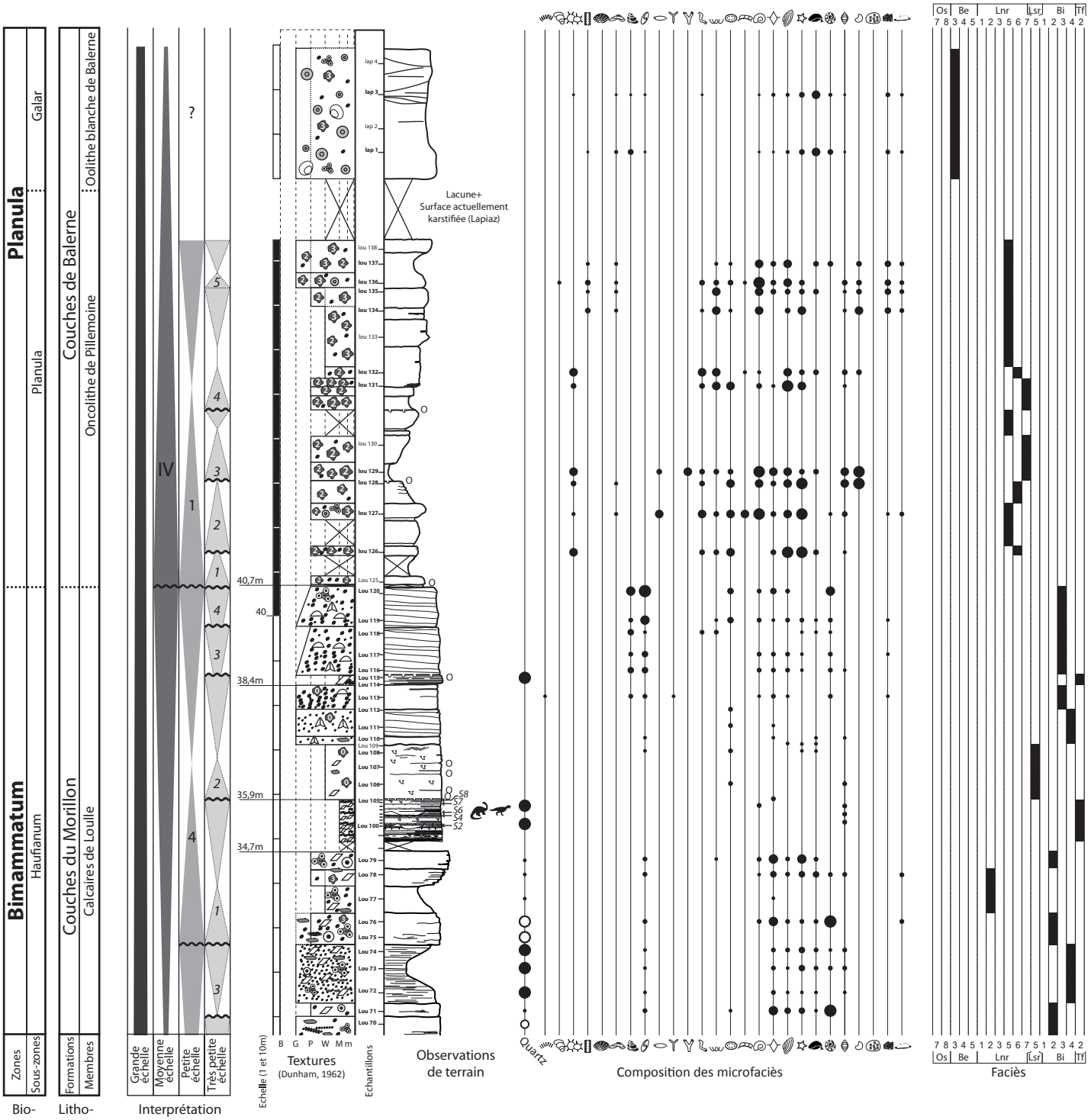


Figure 5.11 Coupe de Loulle (2/2). Légende en Annexe 1

5.3.4.4. Coupe de Balerne

Position géographique et stratigraphique

Carte géologique de la France a 1/50 000 : Champagnole (n° 582)
GPS : base: 46°43'53.92''N ;5°51'34.85"E ; sommet : 46°43'26.40"N;5°51'16.30"E. (voir Figure 5.7)

La coupe de Balerne se situe le long de la départementale D74 qui relie Ney à Mont-sur-Monnet *(Figure 5.7)*. Elle débute à l'endroit où les affleurements commencent, dans un grand virage en épingle. Elle est intégralement continue et montre la partie sommitale des couches du Morillon, la totalité des Couches de Balerne et la partie inférieure des Calcaires et marnes à ptérocères *(Figure 5.12)*. Cette coupe n'a été étudiée que partiellement (Calcaires à ptérocères inférieurs) par Chevallier (1989). Celui-ci considère alors que les niveaux situés sous la base de sa coupe, et donc positionnés directement sous les Calcaires et marnes à ptérocères, correspondent aux Calcaires de Besançon, comme dans le Jura septentrional.

Description et interprétation sédimentologique

Couches du Morillon – Membre des Calcaires de Loulle

La coupe débute par 9,4 mètres d'épais niveaux dolomitiques alternant avec des grainstones à péloïdes (**faciès Bi4 et Tf2**, Planche 18a). Dans les niveaux dolomitiques ont été reconnus comme à Loulle, des polygones de dessiccation et des niveaux à galets mous remaniés, parfois noircis, qui indiquent l'installation récurrente de conditions de dépôt intertidales. Ceci est confirmé par l'identification au mètre 4,6 d'une surface portant des traces de dinosaures identifiées en section par comparaison de forme avec celles de Loulle (Planche 18b).

Couches de Balerne – Membre de l'Oncolithe de Pillemoine

Suite à une lacune d'observation d'environ un mètre cinquante créée par des éboulis, des niveaux très riches en oncoïdes se succèdent jusqu'au mètre 24,2 (Planche 18c). Trois types de faciès y alternent : un faciès formant des intervalles clairement marneux (**faciès Lnr6**), un faciès dans lequel la quantité d'oncoïdes de type 2 est telle qu'elles forment de véritables conglomérats (**faciès Lnr7**, Planche 18d), peu résistant face à l'érosion, qui montrent parfois des structures entrecroisées faiblement visibles (mètre 12,7) ou un granoclassement (mètre 17,6), et un dernier faciès, caractérisé par l'abondance de dasycladacées et d'oncoïdes de type 3 (**faciès Lnr5**). Ces trois faciès sont des faciès de lagon non-restreint, riches en faunes sténohalines. L'accumulation de marnes dans les intervalles à **faciès Lnr6** indique des conditions de faible énergie qui peuvent être liées, soit à une protection physique à la houle particulièrement efficace, soit par une profondeur assez importante. Compte tenu des faunes associées à ces faciès et de la présence de passées oncolithiques parfois granoclassées qui évoquent des tempestites bioturbées, la seconde option semble la meilleure (Planche 18e). Les accumulations d'oncoïdes de type 2, très perforées et riches en lamines à bryozoaires et serpules sont systématiquement installées sur des surfaces oxydées et perforées. L'extrême concentration des oncoïdes, jointives, indique que les particules fines ne sont pas déposées et que le régime hydrodynamique est élevé. Ainsi, ces accumulations pourraient être des accumulations très peu profondes, formant des barres en bordure de lagon, en accord avec les structures entrecroisées observées. Dans cette position, il est possible que le remaniement permanant inhibe le développement d'organismes tels que *Bacinella* ou *Lithocodium*, en provoquant notamment des émersions répétées ou des conditions très turbides. Le **faciès Lnr5** correspond probablement à un faciès intermédiaire aux deux premiers, avec des conditions stables, dans un environnement calme et peu profond de lagon, favorable au développement des algues en grande quantité. Cet ensemble lithologique se termine par un niveau dolomitique dans lequel des fantômes d'oncoïdes sont encore visibles. Cette dolomitisation forte mais ponctuelle est probablement relative à une émersion au mètre 24,2.

Couches de Balerne – Membre de l'Oolithe blanche de Balerne

Débute ensuite un ensemble de bancs particulièrement massif, caractérisé par une couleur blanche crayeuse et la présence en grande quantité d'ooïdes micritiques ou de grosses oncoïdes de type 3 et 4 (Planche 10d). Les intervalles oolithiques (**faciès Be3 et Be6**) présentent des structures entrecroisées et une faune généralement sténohaline, qui mettent en évidence un environnement de barres oolithiques externes (Planche 18f). La fracturation intense dans ces niveaux rend cependant très difficile l'identification minutieuse des structures et des mécanismes à l'origine de leur mise en place. Compte tenu des observations réalisées dans les niveaux équivalents à Loulle, une influence tidale est probable. Au mètre 40, de grosses colonies coralliennes manifestement démantelées sont identifiées. Elles témoignent de la mise en place latéralement aux dunes oolithiques, de constructions coralliennes dont la taille reste indéterminée. La taille importante des colonies (plusieurs dizaines de centimètres) laisse supposer des conditions particulièrement favorables au développement de coraux. Les faciès à texture plus fine (**faciès Lnr4**) contenant de grandes quantités d'oncoïdes de type 3 et 4 sont interprétés comme des faciès de lagon, mis en place derrière les structures oolithiques, à l'abri de l'énergie. Dans ces lagons se développent également de manière épisodique *Cladocoropsis mirabilis* et des gastéropodes Nerineidae.

Calcaires et Marnes à ptérocères.

Au mètre 50,5, le faciès blanc typique du membre précédent prend fin et laisse place à des faciès colorés, tantôt gris, tantôt café au lait. Cette transition marque le passage de conditions marines ouvertes à des conditions majoritairement semi-restreintes à restreintes, qui s'installent alors durablement à cet endroit de la plateforme. Dans un premier temps, se mettent en place, sur un mètre, des micrograinstones à péloïdes à stratification plane parallèle (**faciès Bi4**) qui témoignent de conditions intertidales. Ensuite, des faciès grainstones à wackestones, principalement formés de péloïdes, se succèdent, formant des bancs massifs (**faciès Bi3 et Lsr4**). Les faciès et microfaciès indiquent un environnement de lagon semi-restreint, souvent très riche en milioles et petits foraminifères bisériés, parfois en *Cladocoropsis mirabilis*. L'hydrodynamisme dans le lagon est variable et atteint son maximum au mètre 59 avec la mise en place de grainstones à ooïdes de type 3 (Strasser, 1986). Il diminue ensuite rapidement et des faciès sublithographiques, café au lait, ne contenant plus que de rares foraminifères agglutinants complexes (**faciès Lr1**) sont alors déposés (Planche 18g-h). Sous le mètre 70, ces faciès se chargent en dolomie. Apparait alors un premier intervalle marneux de quelques centimètres, très riche en bioturbation. Celui-ci est interprété comme un ralentissement très fort du taux de sédimentation. Malgré une occurrence de faciès grainstone à péloïdes au mètre 72,9, témoignant d'une augmentation ponctuelle de l'énergie, le dépôt majoritaire de calcaires café au lait, très pauvres en faune, montre que le milieu de dépôt reste calme et semi-restreint à restreint jusqu'au mètre 81,6. A cette cote, une première occurrence de faciès plus grossier montre une réouverture du milieu de dépôt. Celle-ci se confirme au mètre 83,2 où a lieu un changement lithologique majeur avec la mise en place de faciès beaucoup plus grossiers, riches en péloïdes, échinodermes et intraclastes (**faciès Ab4 et Ab5**) qui perdureront jusqu'à la fin de la coupe. Au mètre 90,7, un faciès plus fin à foraminifères complexes met cependant en évidence l'amorce d'une nouvelle phase de restriction du milieu de dépôt.

Interprétation séquentielle

A grande échelle, la coupe montre une tendance à la restriction du milieu de dépôt, jusqu'à la partie basale des Calcaires à ptérocères inférieurs, qui indique un comblement progressif de l'espace disponible. Ensuite, l'empilement sur plusieurs dizaines de mètres de faciès restreints, très peu profonds, indique une création d'espace faible mais régulière. Celle-ci s'amplifie progressivement jusqu'à la réouverture durable du milieu qui s'opère au mètre 83,2.

A moyenne échelle, la coupe montre cinq séquences. La première (III) est incomplète et correspond aux calcaires dolomitiques et péloïdaux intertidaux à la base de la coupe. Elle se termine

au mètre 9,4 par une surface durcie et perforée qui marque la surface de transgression de la séquence de moyenne échelle suivante. La partie transgressive de la séquence IV est marquée par l'installation de lagons à taux de sédimentation faible et probablement parfois à turbidité importante. Le cortège de haut niveau est indiqué par une augmentation importante du taux de sédimentation et le développement d'épais niveaux de lagons ouverts ou de barres oolithiques. Au mètre 50,5, le retour à des conditions intertidales marque la fin de la séquence IV. La phase transgressive de la séquence V est marquée par un important développement de *Cladocoropsis mirabilis*. Elle atteint son paroxysme aux alentours du mètre 59 avec le développement de faciès ouverts à ooïdes. La phase de haut niveau marin correspond alors au comblement progressif de l'espace disponible. Dans ces faciès micritiques très peu profonds, les variations d'accommodation peuvent être directement lues dans la stratonomie qui montre des phases de stratocroissance et stratodécroissance des bancs, interprétées respectivement comme des phases de création et de comblement d'espace disponible. Ainsi, au mètre 70, l'intervalle marneux fortement bioturbé, précédé par des faciès dolomitiques, est interprété comme une limite de séquence. La reprise de sédimentation consécutive, avec un faciès plus riche en faune et en grains, est alors interprétée comme le début de la phase transgressive de la séquence de moyenne échelle VI. Celle-ci se poursuit jusqu'à la mise en place au mètre 72,9 d'un épais niveau de grainstones à péloïdes et oncoïdes qui marque les conditions les plus ouvertes de toute la séquence. Comme dans la séquence V, la phase de comblement de l'espace disponible correspond à une succession de bancs de calcaire sublithographique café au lait, relatifs à des conditions restreintes très peu profondes. La stratonomie met alors en évidence une diminution relative de la taille des bancs jusqu'au mètre 81 où est placée la limite de séquence à la base de la séquence VII. Cette limite de séquence n'est pas marquée par une variation de faciès. En revanche, elle précède de soixante centimètres un premier intervalle grossier qui marque clairement un retour à des conditions plus ouvertes et plus énergétiques. Cette tendance se confirme au mètre 83,2 par la mise en place d'un épais niveau de grainstone riche en échinodermes qui marque un changement lithologique majeur. Le maximum d'inondation de cette septième séquence de moyenne échelle est difficile à placer. Il est probablement atteint dans le banc grainstone à échinodermes du mètre 83,2 car le passage progressif à une texture boueuse puis à un faciès fins à foraminifères agglutinants complexes, au mètre 90,7, semble traduire la phase de comblement de l'espace disponible et le retour à des faciès de lagon.

Synthèse et comparaison aux travaux antérieurs

La coupe de Balerne est une coupe fondamentale dans le secteur central car elle est la seule à montrer sans discontinuité le passage des Couches du Morillon aux Calcaires et marnes à ptérocères. Elle atteste de l'existence dans le Jura central d'une série épaisse d'une cinquantaine de mètres entre les Couches du Morillon et les Calcaires et marnes à ptérocères. Cette série, appelée Couches de Balerne, était passée inaperçue jusqu'à présent aux yeux des auteurs précédents qui travaillaient sur des coupes où elle affleure mal (lacune du deuxième parking dans la coupe du Morillon). Ceux-ci avaient donc eu tendance à l'intégrer aux couches du Morillon (Cochet, 1994), dont elle est exclue par définition. A la suite de cette formation, les Calcaires à ptérocères inférieurs montrent des faciès de faible énergie restreints ou semi-restreints à leur base, puis des faciès ouverts et plus grossiers, riches en échinodermes et en bivalves vers leur sommet. Cette tendance est conforme aux observations réalisées dans le secteur septentrional et déjà signalée par Contejean (1859).

Les coupes de la Châtelaine, Loulle et Balerne, très proches, peuvent sur certaines portions être corrélées banc par banc, l'intervalle à pistes de dinosaures faisant office de point d'ancrage entre Balerne et Loulle. Les trois coupes constituent alors une seule et même succession stratigraphique. Celle-ci synthétise l'évolution des faciès de la plateforme jurassienne dans le Jura central autour de la limite Oxfordien-Kimméridgien, quelle que soit la manière dont celle-ci est positionnée (*sensu anglico* vs *sensu gallico*). Ainsi, comme la coupe de Loulle, la coupe de Balerne,

peu étudiée jusqu'alors apporte des informations cruciales sur la géométrie et la dynamique de la plateforme qui serviront de référence dans le chapitre 6.

Coupe de Balerne (1)

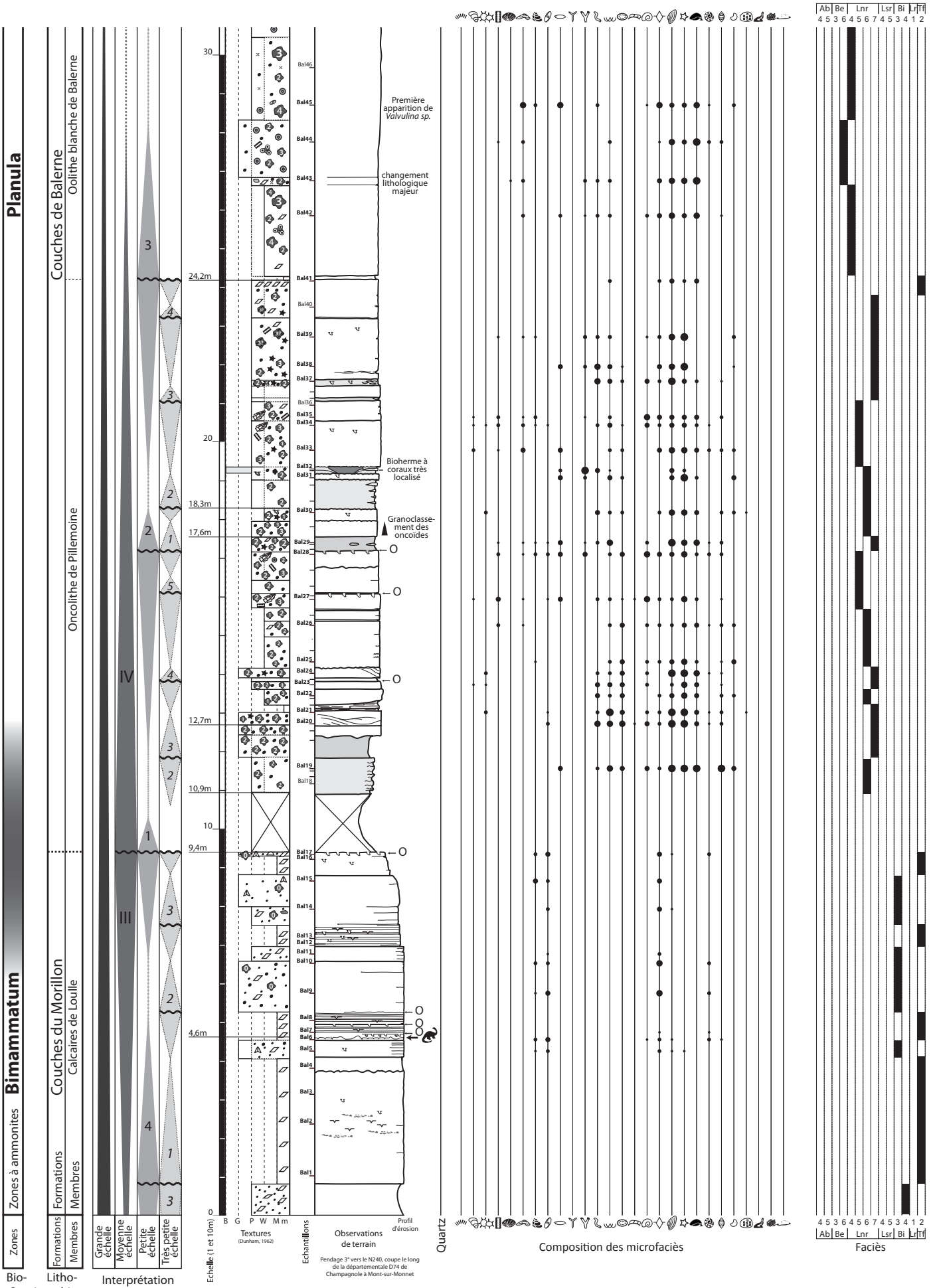


Figure 5.12 Coupe de Balerne (1/3). Légende en Annexe 1

Coupe de Balerne (2)

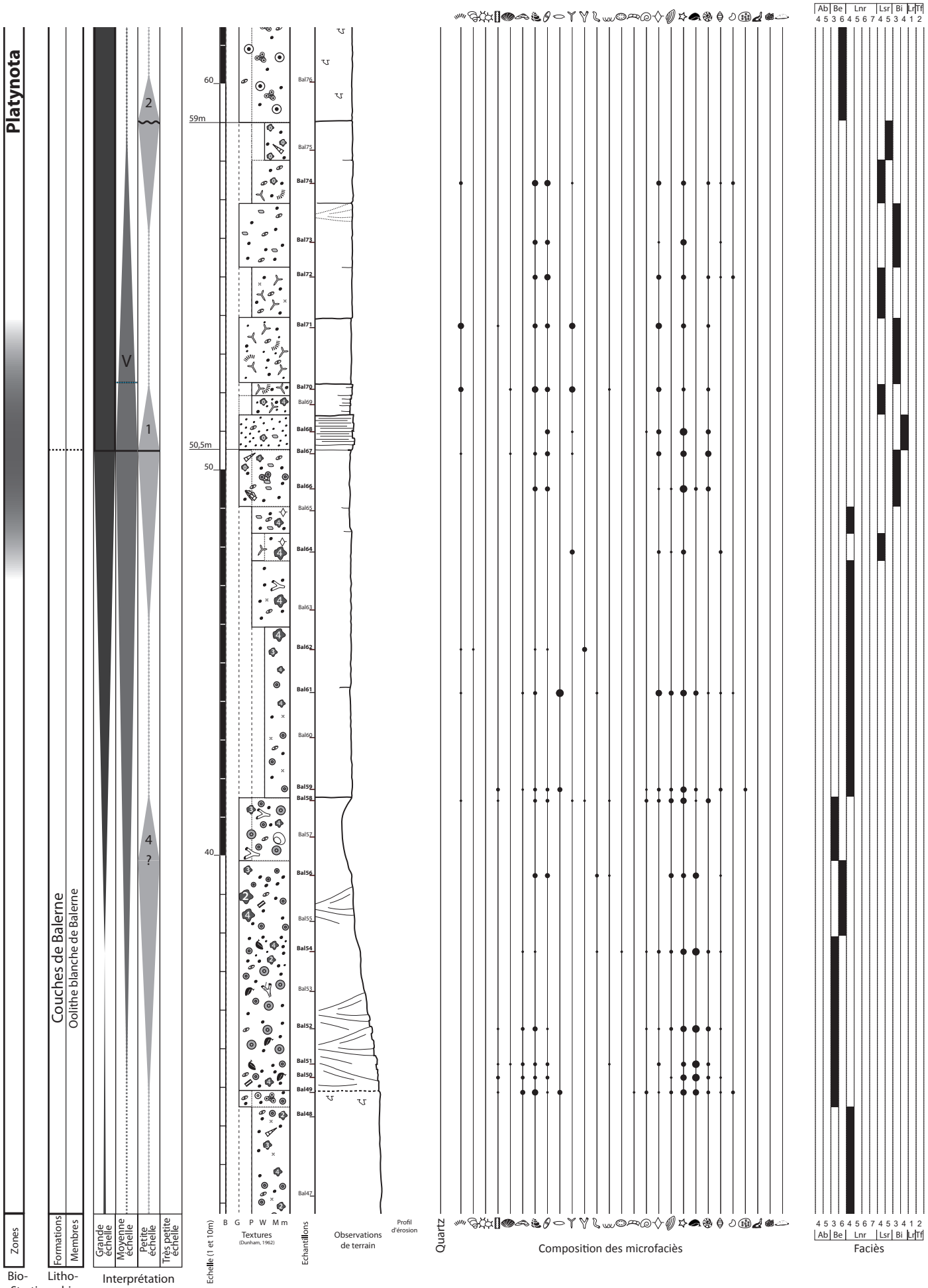


Figure 5.12 Coupe de Balerne (2/3) . Légende en Annexe 1

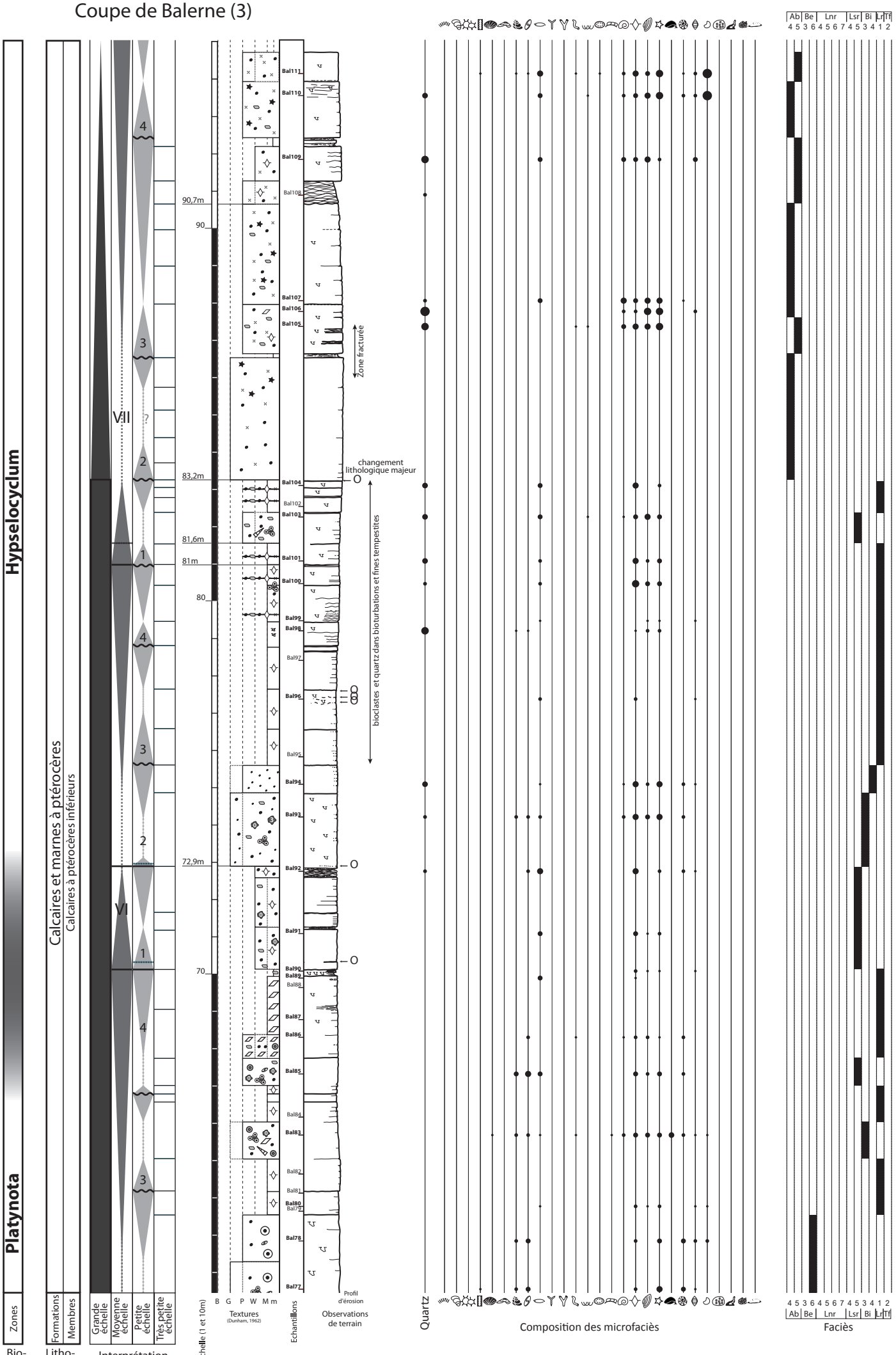


Figure 5.12 Coupe de Balerne (3/3). Légende en Annexe 1

5.3.4.5. Coupe du Morillon

Position géographique et stratigraphique

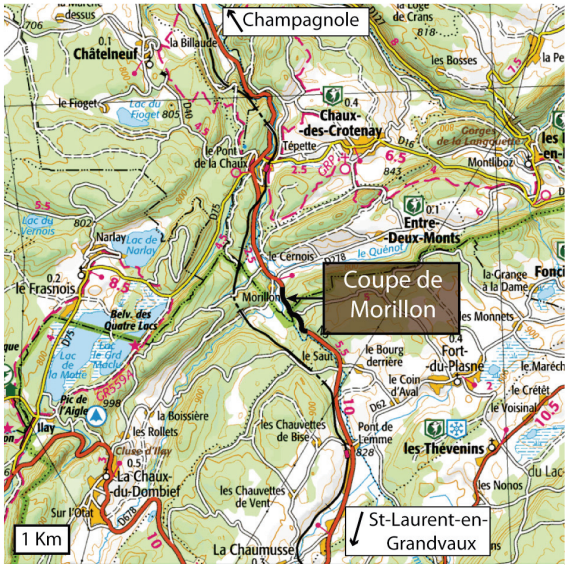


Figure 5.13 Position géographique de la coupe du Morillon

Carte géologique de la France a 1/50 000 : Champagnole (n° 582)
GPS : base: 46°38'0.30''N ;5°56'49.29"E ; sommet : 46°37'37.36"N;5°57'10.69"E.

La coupe de Morillon est située entre les lieux dits Morillon et Le Saut, le long de la nationale N5 qui relie Champagnole à Saint-Laurent-en-Grandvaux *(Figure 5.13)*. La coupe expose les Formations des Couches du Morillon, des Couches de Balerne, des Calcaires et marnes à ptérocères et des Calcaires des Gorges de Nouailles. Elle est interrompue à deux endroits par de la végétation et des parkings. Aucune faille ne semble jouer dans ces lacunes d'observation, la série peut être considérée comme continue. La coupe de Morillon a été décrite par Guillaume (1960), puis par Chevallier (1989) et Cochet (1994). Une version très sommaire de la coupe figure également dans la thèse de Mouchet (1995) qui, comme dans la coupe de la Main, y réalise une étude faciologique et minéralostratigraphique. Sur la base des variations faciologiques et minéralogiques, Mouchet (1995) identifie cinq discontinuités (Dmor 1 à 5) dont les quatre premières sont contenues dans la portion de coupe qui nous intéresse. Elles ont été repositionnées le long de la coupe en *Figure 5.14*. Parmi ces discontinuités, seule Dmor3 correspond à une véritable modification de la composition minéralogique (effondrement du taux de kaolinite), associée à un changement de faciès majeur. Les autres ont été identifiées sur la seule base de changements faciologiques importants.

Description et interprétation sédimentologique

Couches du Morillon – Membre de l'Oolithe du Mont Rivel

La coupe repose sur des niveaux marneux, à peine visible à la base (Planche 19a). Ces marnes forment une combe importante dans le paysage et correspondent aux Marnes du Mont Rivel. La coupe se poursuit par 24,4 mètres de calcaires oolithiques correspondant à une succession de grandes structures entrecroisées décamétriques (Planche 19a). Le **faciès** majoritaire est un grainstone oolithique roux, relativement bien trié par lamines, riche en débris d'échinodermes et parfois en débris coralliens (**faciès Be5**). Cette première unité lithologique montre le développement pérenne de barres oolithiques externes, rattachées au Membre de l'Oolithe du Mont Rivel dans le secteur de Morillon. Au mètre 11, un intervalle métrique présente une texture packstone dont la composition en grains est similaire à celle du faciès grainstone environnant. Cette texture montre l'enregistrement ponctuel d'une baisse d'énergie et pourrait indiquer une légère augmentation de la profondeur, favorisant la préservation ponctuelle de faciès d'interbarre.

Couches du Morillon – Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel

Au mètre 24,4, une surface irrégulière, encroûtée par des huîtres, marque un changement lithologique et le passage à un intervalle métrique packstone à grosses oncoïdes à *Bacinella/Lithocodium* latéralement bioconstruit (**faciès Lnr2**). Suite à un intervalle marneux centimétrique, ce faciès est immédiatement remplacé au mètre 25,3 par environ quatre mètres cinquante de calcaires dolomitiques. La dolomie est très abondante, elle forme de gros cristaux

jointifs. Aucune stratification n'est visible, ni aucune lamination en lame mince (Planche 6g). Cette dolomitisation poussée est délicate à interpréter. Elle peut être liée à une dolomitisation *per descensum* suite à une émersion importante aux alentours du mètre 29,7 à partir duquel le faciès change à nouveau. Dans ce cas, il est étrange qu'à cette cote, aucune discontinuité ne soit observée dans le profil d'érosion. L'hypothèse d'une dolomitisation beaucoup plus tardive (Quaternaire ?) est également plausible. Dans ce cas, elle n'a aucune signification paléoenvironnementale. Au mètre 29,7, la dolomitisation cesse et le faciès devient un micro-packstone – wackestone à péloïdes et fins bioclastes, agencé en bancs décimétriques sur trois mètres. La texture de ce faciès (**faciès Os7**) indique un milieu de dépôt situé légèrement sous la limite d'action des vagues de beau temps en rampe médiane. Au mètre 32,7, une texture plus grossière marque le retour à des conditions plus énergétiques autour de la limite d'action des vagues de beau temps (**faciès Ab1**).

Couches du Morillon – Membre des Calcaires marneux récifaux de Loulle

Après une courte lacune d'observation, la série se poursuit (mètre 35,4) par un intervalle bioconstruit d'environ 2 mètres. Les constructions sont à la fois coralliennes et microbiennes (**faciès Os8b**, Planche 8c). Les microbialites observées sont composées en partie par *Tubiphytes* et des nubéculaires. Latéralement aux constructions, le sédiment déposé est marneux (**faciès Os8**) et indique probablement un milieu de dépôt sous la limite d'action des vagues de beau temps. Ce premier intervalle marneux récifal est coiffé par une barre de grainstones onco-bioclastique à péloïdes et oncoïdes de type 2 et 5 (**faciès Ab1**). Cette barre crée des on-laps sur les constructions sous-jacentes et les couvre complètement sur un plus d'un mètre d'épaisseur. Au sein de la barre, la stratification est faiblement entrecroisée. Au mètre 40, la sédimentation redevient marneuse et de nouveaux patchs à coraux et microbialites sont mis en place. Le poids des constructions provoque des figures de charges dans la barre bioclastique sous-jacente. Sur environ 2,70 mètres se succèdent alors des patchs métriques qui passent latéralement à des alternances marno-calcaires dans lesquelles les bancs montrent une texture micro-packstone à péloïdes. Leur base contient parfois des grains légèrement plus grossiers comme des ooïdes ou des articles de crinoïdes. Ces bancs minces sont interprétés comme des tempestites. Au mètre 41,3 un intervalle irrégulier à stratification faiblement entrecroisée de calcaires onco-bioclastiques à péloïdes est inséré entre deux patchs. La géométrie de cet ensemble est complexe car il semble débuter sous les patchs, puis passer latéralement à ceux-ci. Cet intervalle est probablement constitué de matériel issu du démantèlement des constructions adjacentes. Il semble alors que le matériel démantelé soit concentré entre certaines constructions, tandis que des marnes se déposent latéralement entre d'autres. Aucune structure véritablement chenalisée n'a cependant été clairement mise en évidence. A partir du mètre 42,6, la composante marneuse disparait totalement, au profit de calcaires onco-bioclastiques de la même nature que la barre qui précède l'intervalle marneux. Ce changement lithologique est interprété comme un rapprochement de l'environnement de dépôt à la limite d'action des vagues de beau temps. En dépit de ce changement lithologique, les constructions coralliennes persistent et semblent même s'étendre latéralement. Néanmoins, les derniers bancs observés sont constitués de matériel bioclastique et corallien remanié uniquement. La coupe est ensuite interrompue par un premier parking. La lacune d'observation est évaluée à une douzaine de mètres.

Couches du Morillon – Membre des Calcaires de Loulle

Au mètre 55,2, les affleurements reprennent par des packstones péloïdaux riches en dasycladacées et en foraminifères agglutinants complexes (**faciès Lnr2**). Ces packstones contiennent également des oncoïdes de type 2 et des ooïdes éparses en cours de micritisation. Ils sont interprétés comme un faciès de lagon non-restreint. Jusqu'au mètre 66,6, les packstones (**faciès Lnr5**) vont progressivement acquérir une texture plus fine et se charger en dasycladacées et en oncoïdes de type 3 et 4 (*Bacinella/Lithocodium*), au détriment des oncoïdes de type 2 et des ooïdes. Ces niveaux de packstones sont interrompus à deux reprises aux mètres 54,3 et 61,1 par des bancs de grainstones oolithiques à ooïdes fines et bien triées, contenant également des dasycladacées (Planche 5a). Aucune structure n'est visible au sein des bancs oolithiques, en revanche, ceux-ci sont

souvent séparés par des surfaces oxydées, parfois perforées qui montrent des arrêts de sédimentation et une lithification précoce (Planche 19b). Bien que ces grainstones soient relativement bien triés et pauvres en échinodermes, ils ont été rattachés au **faciès Bi1** pour la petite taille des accumulations et leur composition microfaciologique à affinité lagonaire. Ils ont été interprétés comme un faciès de plage ou barre de bordure de lagon non-restreint. Ces barres sont probablement le lieu de formation des ooïdes contenus dans les packstones adjacents.

Couches de Balerne – Membre de l'Oncolithe de Pillemoine

Ce membre débute au mètre 66,6, par un joint argileux et grumeleux reposant sur une surface oxydée et remaniant des oncoïdes, des ooïdes, des péloïdes et des bioclastes (Planche 19b). S'en suit 11,6 mètres de calcaires (**faciès Lnr5** principalement) très riches en grosses oncoïdes centimétriques de type 2 à 4, et en dasycladacées, à nouveau interprétés comme des niveaux de lagon non-restreint (Planche 19c-d). La dolomie est très importante dans certains niveaux. Elle envahit jusqu'aux cortex des oncoïdes, rendant parfois difficile l'identification des encroûteurs. Comme dans le premier intervalle dolomitique de la coupe, il est probable que cette dolomitisation très invasive soit tardive. Une dolomitisation synsédimentaire ne peut cependant pas être exclue totalement dans ces niveaux de lagon. A cet endroit, la coupe est interrompue par un second parking en arc de cercle, plus large que le premier. D'après le pendage des couches, cette interruption de la série équivaut à 47 mètres jusqu'à ce que les affleurements redeviennent continus. Cependant, sur les bords du parking, plusieurs affleurements déconnectés renseignent sur l'évolution de la série au cours de ces 47 mètres.

Couches de Balerne – Membre de l'oolithe blanche de Balerne

Ainsi, un premier affleurement sur le bord septentrional du parking montre des grainstones très blancs et crayeux à oolithes micritiques (**faciès Be3**), qui présentent localement une stratification plane parallèle indiquant un environnement de plage ou de barre à fleur d'eau. D'après la distance entre cet affleurement et le précédent, cet intervalle lithologique est approximativement situé une dizaine de mètres au-dessus des calcaires oncolithiques de l'Oncolithe de Pillemoine.

Calcaires et marnes à ptérocères - Membre des Calcaires à ptérocères inférieur

Sur le bord oriental du parking, un second affleurement présente des calcaires gris très riches en *Cladocoropsis mirabilis*, *Thaumatoporella* et oncoïdes de type 3 à la base (Planche 5d), puis en miliolidés et oncoïdes de type 0 au sommet (**faciès Lsr4 et Lsr 5**). Ces calcaires sont interprétés comme des calcaires de lagon semi-restreint. La perte des *Cladocoropsis* et des oncoïdes à *Bacinella/Lithocodium* dans le haut de l'intervalle est interprétée comme une intensification de la restriction du milieu de dépôt. Stratigraphiquement, cet intervalle est approximativement situé une douzaine de mètres au-dessus du précédent. La nature de la roche et l'analogie avec la coupe de Balerne poussent à inclure cet ensemble dans les Calcaires à ptérocères inférieurs.

Les affleurements redeviennent continus à l'extrémité méridionale du parking (Planche 19e). La série reprend alors avec des alternances de trois faciès dominants :

- des calcaires massifs packstones-grainstones péloïdaux et intraclastiques riches en échinodermes et parfois en macrofaune de bivalves (*Trichites*, *Ceromya*, *Lucina*, *Mytilus*, *Pholadomya*). Ces faciès grossiers présentent parfois une faible composante argileuse et sont généralement bioturbés (**faciès Ab4 et Ab5**, Planche 19g). La texture de ces faciès indique des conditions d'énergie assez fortes. Le dépôt d'argile, même en faible quantité indique un milieu de dépôt situé légèrement sous la limite d'action des vagues de beau temps, en rampe médiane.

- des calcaires (très minoritaires) wackestones à débris bioclastiques peu diversifiés, souvent riches en spicules d'éponges siliceuses (**faciès Lsr1**), interprétés comme des faciès de lagon semi-restreint.

- des calcaires sublithographiques (**faciès Lr1**) de couleur café au lait en petits bancs de mudstones quasiment dépourvus de faunes mais parcourus de nombreux terriers à parois nettes (*Thalassinoïdes*), interprétés comme faciès de lagon semi-restreint à restreint (Scholle et al., 1983). Les terriers sont parfois remplis de matériel bioclastique grossier. Quelques lamines riches en foraminifères agglutinants complexes et en ostracodes ont été identifiées aux alentours du mètre 137. Ceci témoigne de l'existence de crustacés et foraminifères benthiques dans le lagon. Ceci montre également que le lagon était parfois soumis à des événements de plus haute énergie, probablement des tempêtes, charriant du matériel plus grossier, piégé par les terriers ou directement enregistré et non remanié postérieurement.

L'alternance successive de ces trois faciès dominants met en évidence de nombreuses phases d'ouverture-fermeture du milieu de dépôt entre les mètres 126,4 et 159, dont les deux principales s'étendent des mètres 126,4 à 139,5 et 139,5 à 159.

Trois types de surfaces particulières et intervalles argileux ponctuent cet intervalle. Des surfaces oxydées, parfois encroûtées, suivies de joints marneux marquent souvent les passages de faciès très restreints à des faciès ouverts à intraclastes et échinodermes. C'est par exemple le cas au mètre 139,5 ou au mètre 142,9, où une surface oxydée et encroûtée par des huîtres est précédée par des faciès grossiers dolomitisés. Cette surface est interprétée comme une surface d'émersion suivie d'une reprise lente de la sédimentation, à l'origine du joint marneux. Parmi les intervalles argileux, se distinguent des intervalles à bioturbation très importante qui abritent souvent des petits lits de calcaires fins, parfois en esquille. Ces intervalles marquent des périodes à taux de sédimentation réduit, à très faible profondeur. C'est par exemple le cas entre les mètres 129 et 123, 151 et 152 ou 158 et 159. D'autres intervalles, formant des vires plus larges dans le profil d'érosion, correspondent à des calcaires argileux grossiers qui renferment la macrofaune de bivalve la plus riche (Planche 19g). Ils correspondent à des intervalles relativement profonds au cours desquels arrivent des apports argileux sur la plateforme. Ils ont été interprétés comme transgressifs. La signification et la provenance des apports argileux sera abordée/discutée dans les chapitres 6 et 9.

Calcaires et marnes à ptérocères - Membre des Marnes à ptérocères

Au mètre 161,1, d'épais niveaux de calcaires argileux (**faciès Os9**) sont mis en place sur environ cinq mètres (Planche 19f). Ces niveaux sont très riches en macrofaune de bivalves (en particulier *Trichites* et *Pholadomya*). Les bivalves sont souvent en position de vie. Dans cet intervalle a également été trouvé un nautile non-identifiable. Suite à ce premier passage argileux, l'argilosité diminue à partir du mètre 165,7 et les faciès redeviennent très proches des faciès d'avant barre ou de lagon semi-restreint des Calcaires à ptérocères inférieurs, sans toutefois que les faciès les plus internes ne soient exprimés. Ceci témoigne d'une plus grande ouverture du système dans les Marnes à ptérocères, tout à fait compatible avec le fait que des faunes pélagiques comme les nautiles y soient trouvées.

La mise en place d'une seconde vire argileuse importante, riche en *Pholadomya* et térébratules, marque la fin des Marnes à ptérocères qui se terminent au mètre 177,9 (Planche 19h).

Par la suite, une importante barre calcaire riche en stromatoporidés massifs à la base, puis développant des faciès de plus en plus fins et bioturbés vers le sommet n'a pas été levée. D'après sa position stratigraphique et sa composition, elle correspond aux Calcaires des Gorges de Nouailles. La coupe se poursuit ensuite jusqu'au Tithonien.

Interprétation séquentielle

A grande échelle, la coupe subit un approfondissement progressif depuis sa base jusqu'aux Calcaires marneux récifaux de Loulle qui présentent des faciès sous la limite d'action des vagues de beau-temps. Les faciès deviennent ensuite de moins en moins profonds jusqu'aux Calcaires à ptérocères inférieurs qui présentent des faciès particulièrement peu profonds et calmes de lagon restreint, relatifs à un minimum d'espace disponible sur la plateforme. La fin des Calcaires à ptérocères inférieurs est de plus en plus riche en calcaires argileux grossiers. Ceux-ci annoncent les Marnes à ptérocères et marquent une réaugmentation progressive de l'espace disponible. Au sein de ces grandes tendances, sept séquences de moyenne échelle ont été identifiées. La phase de création d'espace de la première séquence de moyenne échelle (II) est marquée par l'empilement d'épais niveaux à dunes oolithiques. Etablir la position du maximum d'inondation de cette première séquence est délicat dans la mesure où la dolomitisation intensive entre les mètres 25,3 et 29,7 empêche toute interprétation faciologique. Néanmoins, le passage de faciès packstones bioclastiques à des grainstones grossiers entre les mètres 29,7 et 34,2 montre une diminution progressive de l'espace disponible qui indique que le maximum d'inondation est déjà dépassé. La phase d'approfondissement de la seconde séquence de moyenne échelle (III) débute au mètre 35,4 et correspond à l'épanouissement de récifs coralliens. La partie médiane de la seconde séquence de moyenne échelle est masquée par la lacune du premier parking. Sa partie régressive est indiquée jusqu'au mètre 66,6 par des niveaux de plus en plus lagonaires, riches en dasycladacées et oncoïdes à *Bacinella*. Au mètre 66,6, la tendance à la diminution de l'espace disponible s'inverse. De nouveaux niveaux de lagons ouverts sont successivement mis en place, montrant une création d'accommodation. Celle-ci s'accompagne probablement d'une diminution du taux de sédimentation qui provoque l'extraordinaire concentration des oncoïdes (Oncolithe de Pillemoine). Cette création d'espace se poursuit jusqu'au dépôt de sédiments de barres oolithiques externes (Oolithe blanche de Balerne) qui marquent probablement un maximum d'inondation de la séquence de moyenne échelle IV. A défaut d'observation, il est considéré par comparaison avec la coupe de Balerne que la fin de la troisième séquence de moyenne échelle (IV) est masquée dans la lacune du second parking, ainsi que la base de la quatrième (V). Toujours par comparaison avec la coupe de Balerne, les calcaires riches en *Cladocoropsis* autour du mètre 110 sont positionnés à la base de la séquence V, dans la phase de création d'espace. Ce choix s'appuie également sur les commentaires de Leinfelder (2005) qui suggère que les niveaux à *Cladocoropsis* sont préférentiellement mis en place lors de phases transgressives. La limite inférieure de la cinquième séquence de moyenne échelle (VI) est probablement cachée à la fin de la lacune du second parking. Au mètre 130, la mise en place de trois mètres de grainstones péloïdaux marque une augmentation de l'énergie dans le milieu de dépôt qui traduit probablement un maximum d'espace disponible sans qu'une surface particulière ne marque clairement de maximum d'inondation. A partir du mètre 133,3, la diminution progressive de la taille des bancs dans le profil d'érosion jusqu'au mètre 137,3 est interprétée comme une diminution de l'espace disponible, et pousse à positionner la limite inférieure de la séquence VII au mètre 137,3. A partir de cette cote, le faciès reste identique mais la taille des bancs réaugmente marquant une faible augmentation de l'accommodation. Celle-ci accélère brutalement au mètre 139,5 et permet l'installation d'un épais niveau à faciès grossier marin non-restreint. La surface au mètre 139,5 a donc été interprétée comme une surface de transgression majeure. La position du maximum d'inondation est à nouveau délicate à déterminer pour la séquence VII. Les faciès les plus externes de la séquence se situent autour des mètres 140 et 146. Le mince intervalle marneux au mètre 143,8 est probablement un maximum d'inondation à petite échelle, mais la décroissance de la stratonomie à partir du mètre 142,9 montre qu'il n'est probablement pas le maximum d'inondation à moyenne échelle, qui, lui, est certainement plus précoce dans la série. L'intervalle marneux très bioturbé au mètre 151 marque un minimum d'accommodation relatif à la limite de séquence inférieure de la séquence VIII. Des niveaux très peu profonds sont également mis en place entre les mètres 154,8 et 159. Cependant, ces niveaux sont particulièrement épais et peu interrompus par des surfaces d'arrêt de sédimentation. Ceci est interprété comme un indice de création perpétuelle d'accommodation,

c'est pourquoi ces niveaux, bien que peu profonds, ont été placés dans le cortège transgressif de la séquence VIII. Le maximum de transgression de la séquence VIII est probablement atteint au toit du premier intervalle marneux au mètre 165,7, où l'argilosité est maximale. La diminution d'espace consécutive voit la mise en place des faciès grossiers moins profonds à stromatoporidés.

Synthèse et comparaison aux travaux antérieurs

La coupe de Morillon est la coupe la plus longue levée dans le Jura central. En ce sens, elle est remarquable et c'est pourquoi elle a été levée par de nombreux auteurs (Guillaume, 1960, Chevallier, 1989, Cochet, 1994, Mouchet, 1995). L'interruption de la coupe par deux fois par des lacunes d'observations relativement importantes dont la taille est difficile à évaluer est l'une des difficulté majeure de cette coupe et constitue l'un des points de désaccord entre cette étude et celle de Cochet (1994) qui semble minimiser systématiquement la taille des lacunes. Ici, l'épaisseur de sédiment masqué a été estimée sur le terrain par trigonométrie, puis contrôlées par des corrélations fines avec les coupes les plus proches (Châtelaine-Loulle, Balerne), afin de prévenir les erreurs au maximum.

Les attributions lithostratigraphiques proposées ici diffèrent partiellement de celles proposées par les autres auteurs. D'après notre étude, les Couches du Morillon affleurent sur 66,6 mètres (lacune comprise). Le Membre de l'Oolithe du Mont Rivel est particulièrement développé, alors que le Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel est très réduit. Le Membre des Calcaires marneux récifaux de Loulle et des Calcaires de Loulle présentent leurs faciès caractéristiques. Les Couches du Morillon sont coiffées, tel que l'indique leur description initiale, par d'épais niveaux riches en grosses oncoïdes (Membre de l'Oncolithe de Pillemoine de la Formation des Couches de Balerne). La coupe se poursuit par une seconde lacune plus importante que la première, au sein de laquelle le Membre de l'Oolithe blanche de Balerne, avec son faciès caractéristique blanc crayeux à ooïdes micritiques, affleure ponctuellement. La troisième et dernière partie de coupe correspond à l'affleurement des Formations des Calcaires et marnes à ptérocères et des Calcaires des Gorges de Nouailles. La partie inférieure des Calcaires et marnes à ptérocères se situe pour partie dans la seconde lacune. Suite à celle-ci, les faciès sont majoritairement sublithographiques jusqu'au mètres 139,5. De tels faciès sont caractéristiques de la partie inférieure du Membre des Calcaires à ptérocères inférieurs. Pour Chevallier, (1989) cet intervalle appartient aux Calcaires de Besançon, définis dans les secteur septentrional. La formation est ensuite continue et montre des faciès plus bioclastiques jusqu'au mètre 176,9 qui marque la fin du Membre des Marnes à ptérocères. Ensuite, débute l'épaisse série des Calcaires des Gorges de Nouailles qui n'a pas été levée, mais a également été identifiée par Chevallier (1989) et Cochet (1994) sous le nom de Calcaires à stromatoporidés de Matafelon (subdivision des Calcaires des Gorges de Nouailles pour Chevallier). Du point de vue minéralostratigraphique, l'étude de Mouchet (1995) montre que la discontinuité Dmor3 coïncide avec une diminution brutale et pérenne du taux de kaolinite. Celle-ci coïncide avec la mise en place des Marnes à ptérocères.

Coupe de Morillon (1)

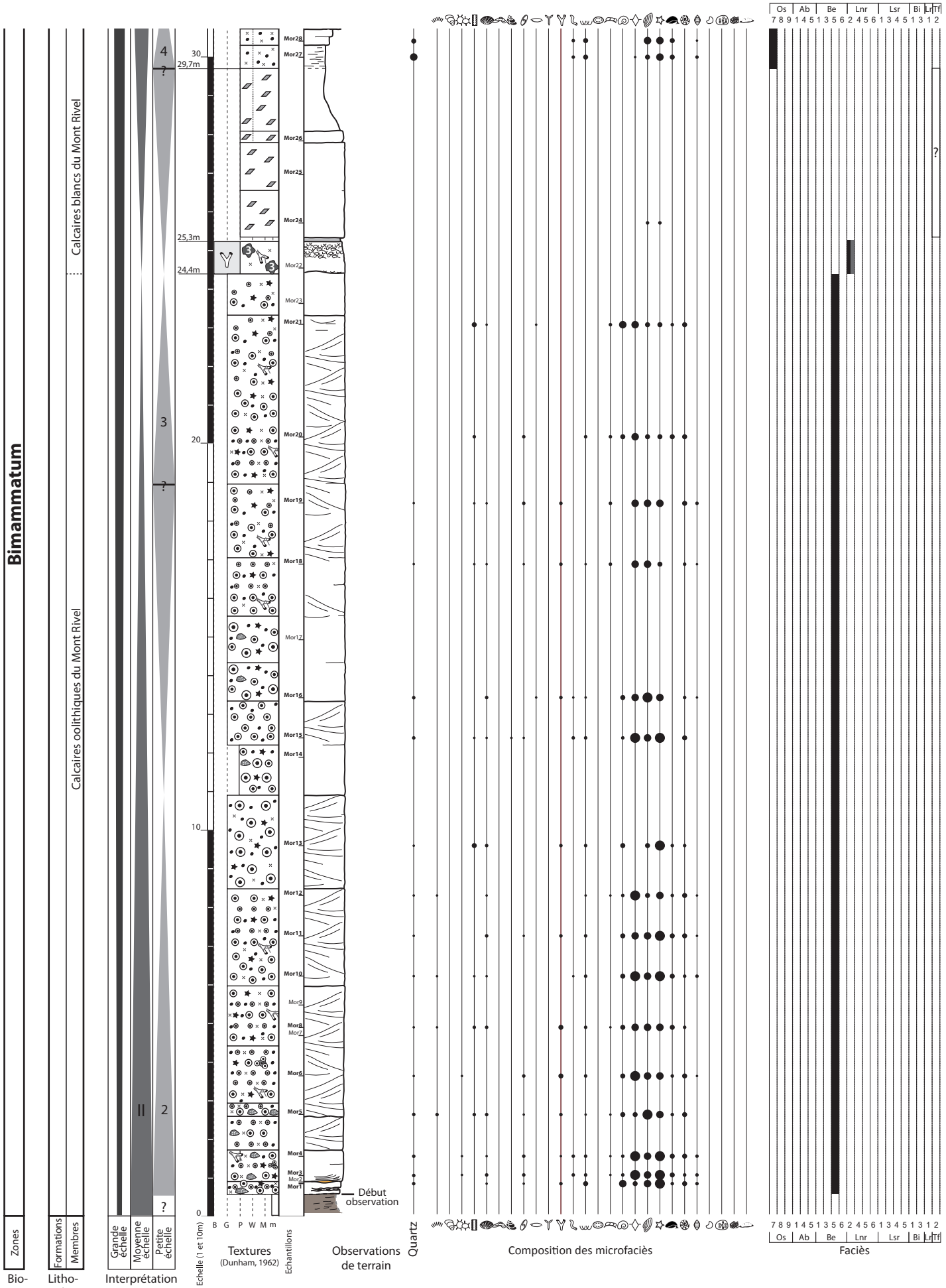


Figure 5.14 (1/5) Coupe de Morillon. Légende en Annexe 1

Coupe de Morillon (2)

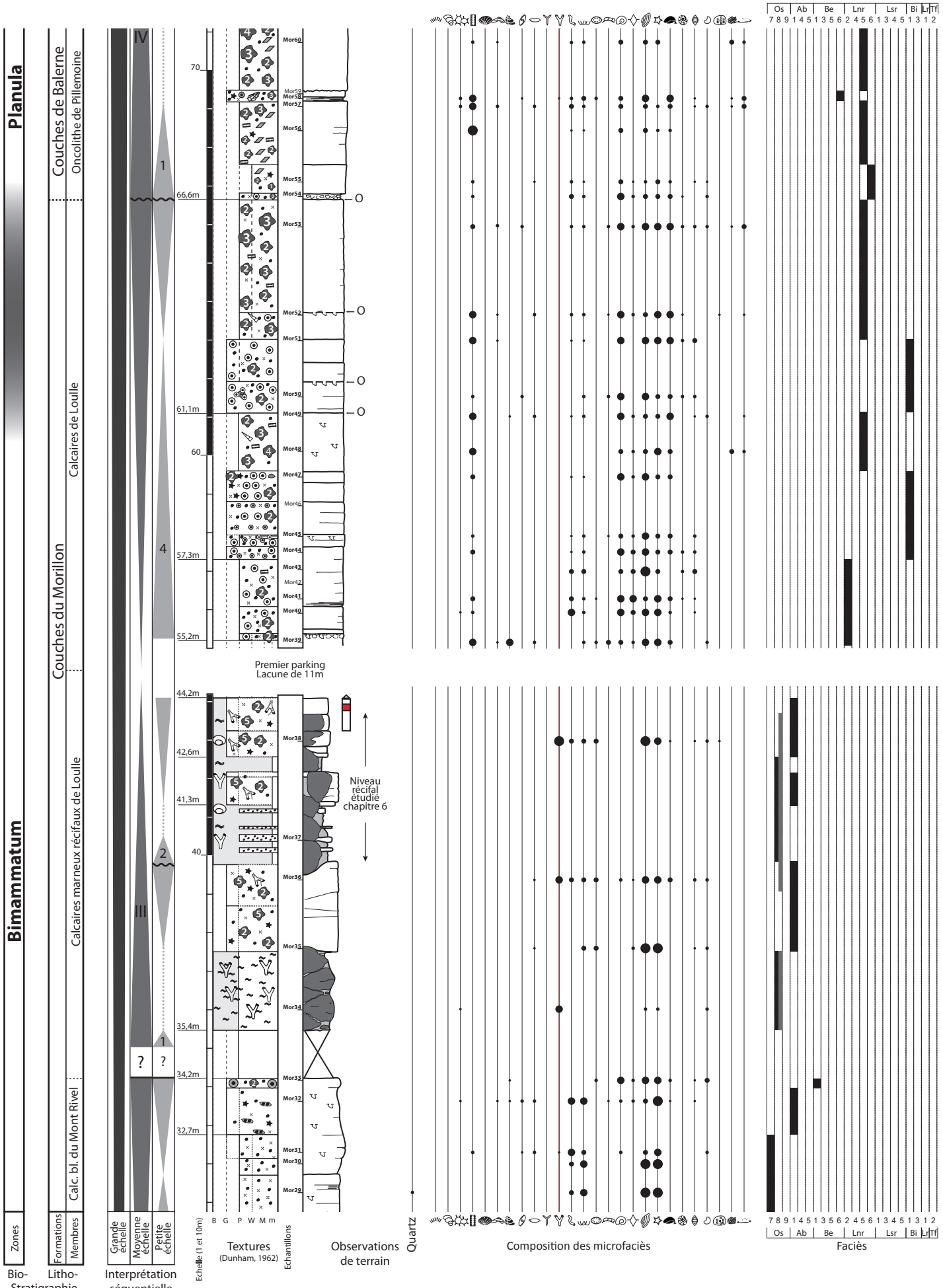


Figure 5.14 (2/5) Coupe de Morillon. Légende en Annexe 1

Coupe de Morillon (3)

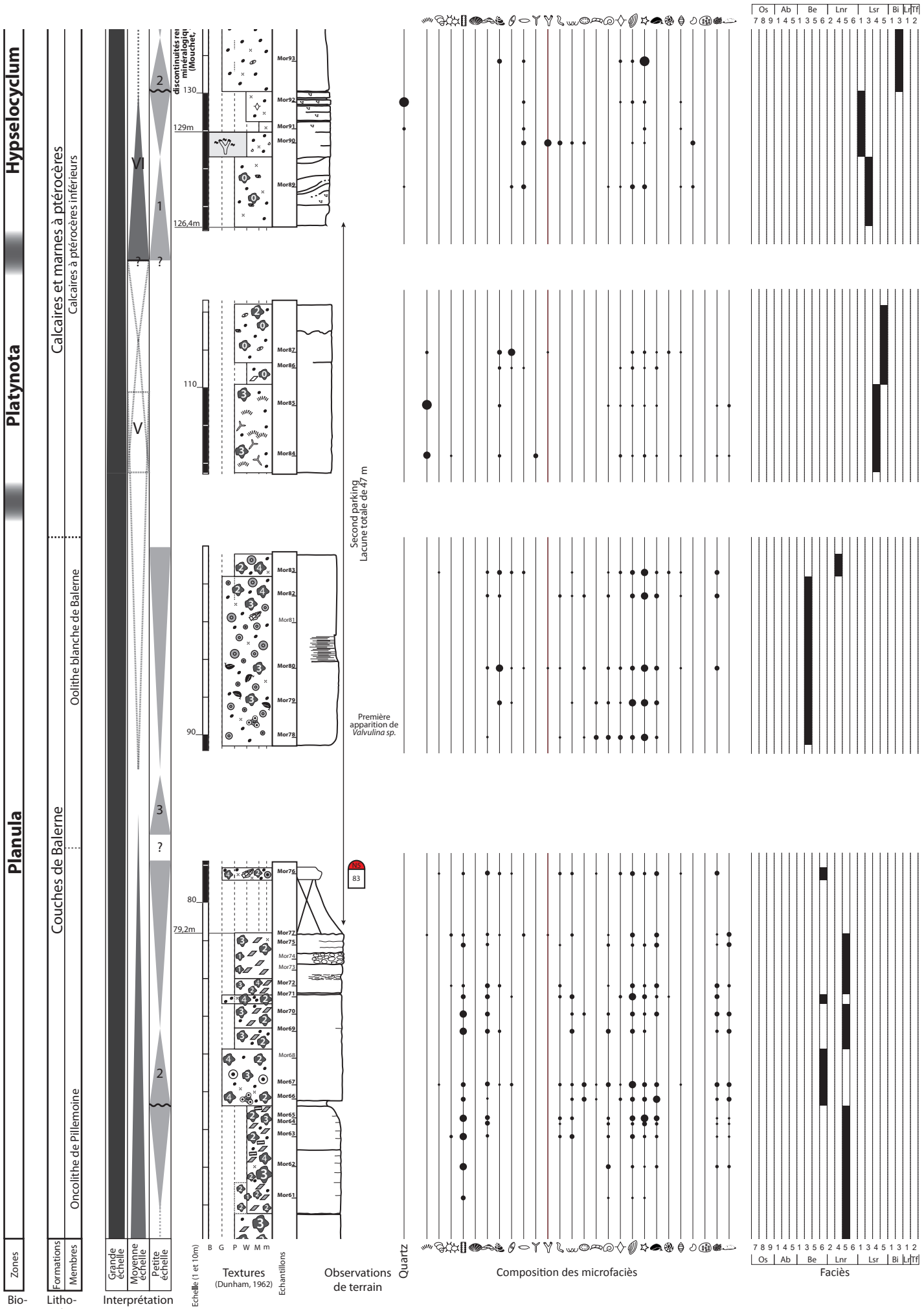


Figure 5.14 (3/5) Coupe de Morillon. Légende en Annexe 1

Coupe de Morillon (4)

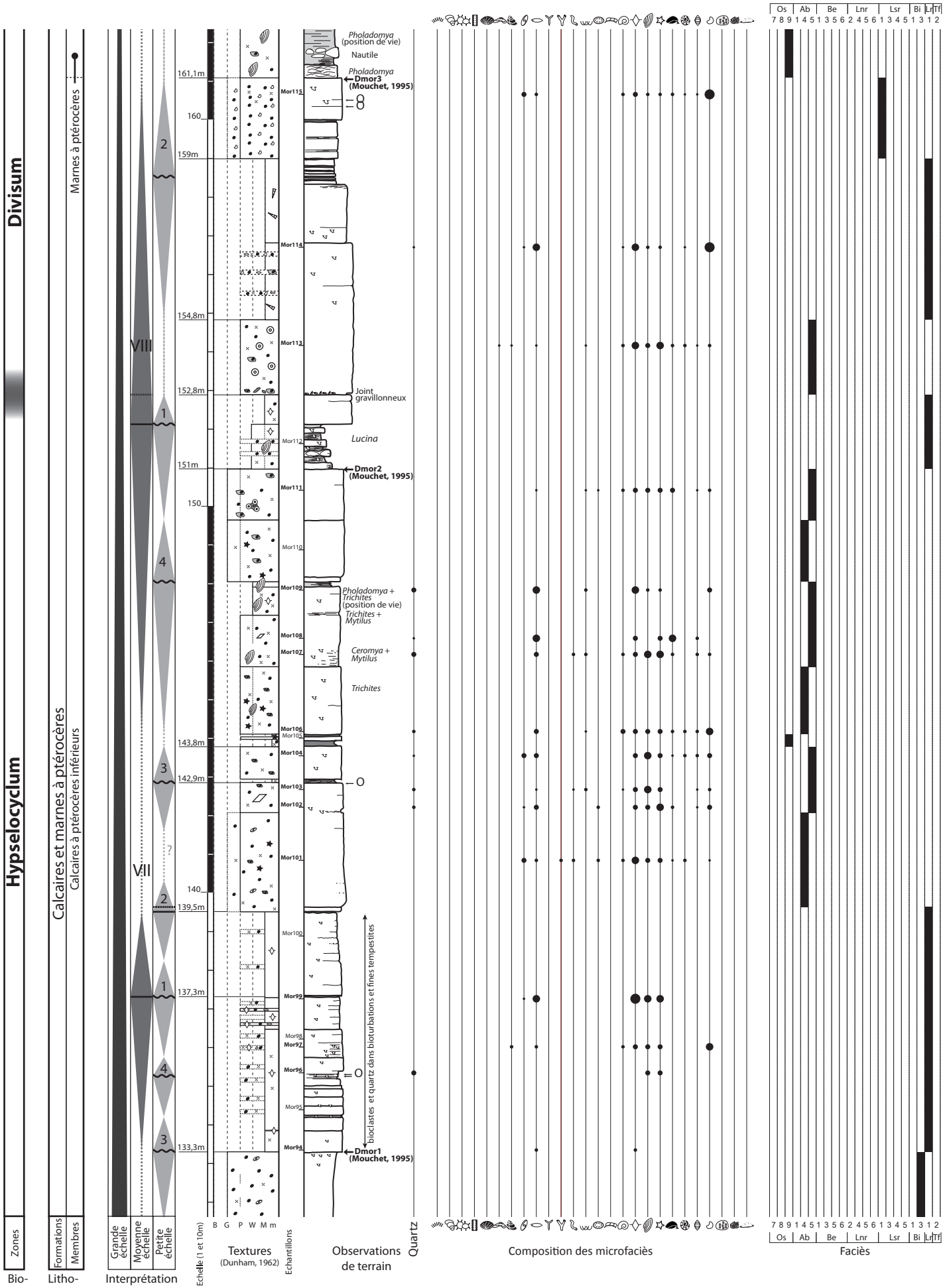


Figure 5.14 (4/5) Coupe de Morillon. Légende en Annexe 1

Coupe de Morillon (5)

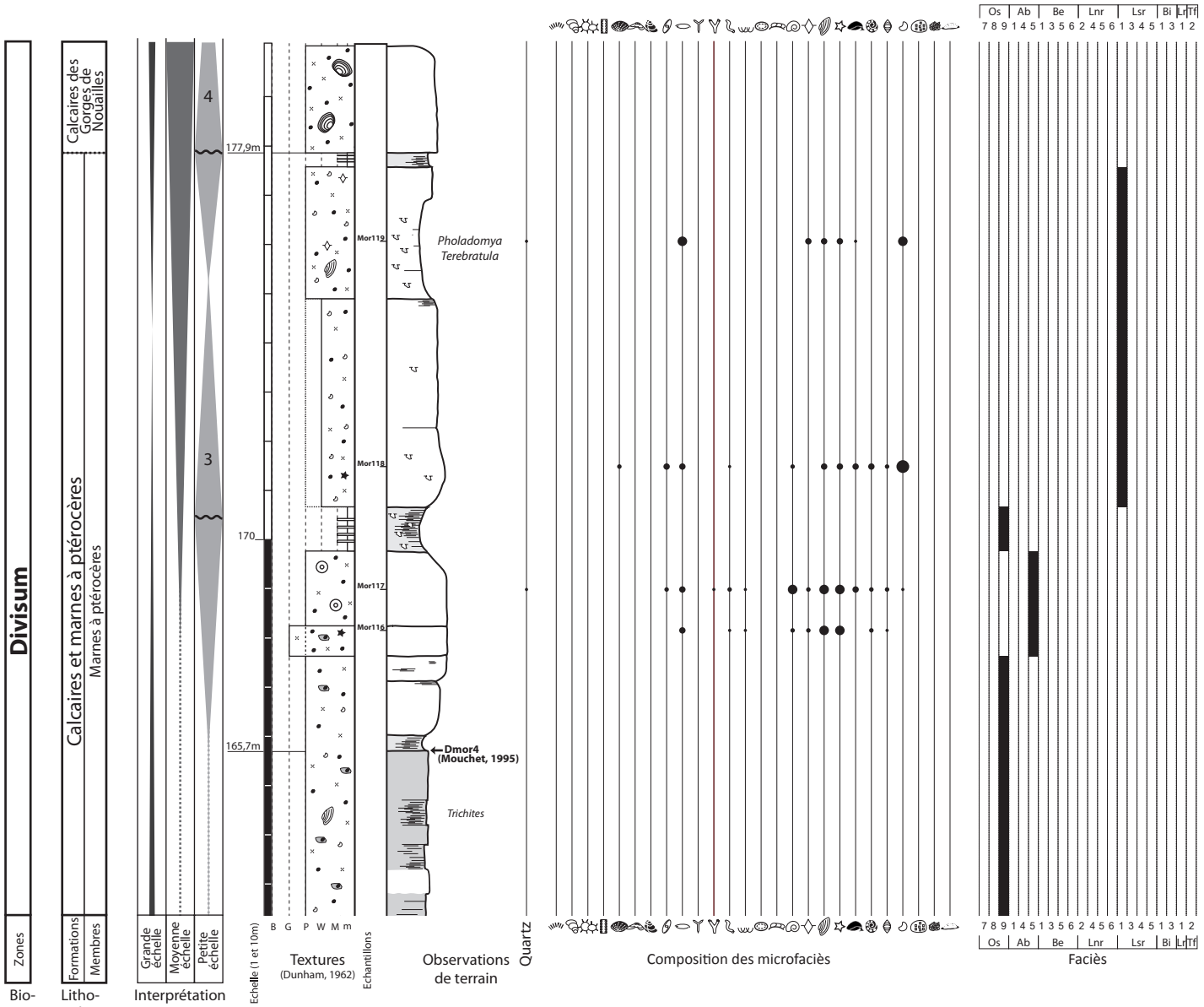


Figure 5.14 (5/5) Coupe de Morillon. Légende en Annexe 1

5.4. Secteur méridional

Le secteur méridional correspond à une aire géographique située au sud de Saint Claude (Dept. Jura, 39). Il couvre les cartes géologiques au 1/50 000 de Moirans-en-Montagne, Bourg-en-Bresse, Nantua, Saint-Julien-en-Genevois et Saint-Rambert-en-Bugey.

Paléogéographiquement, ce vaste secteur se divise en deux parties nord-ouest et sud-est. La partie nord-ouest contient des coupes dont les faciès sont majoritairement de rampe interne. C'est le cas des coupes de Chancia et Molinges qui seront détaillées dans cette partie de la thèse. Les coupes de la partie sud-est sont riches en fossiles d'ammonites à affinité téthysienne et présentent principalement des faciès de rampe distale. C'est le cas de la coupe de Champfromier datée par Hantzpergue (1975), qui sert ainsi de référence pour le calage biostratigraphique de cette étude sur l'échelle téthysienne. Situées à l'interface entre les deux parties du secteur, les coupes du Col de Berthiand, de Corveissiat et d'Aranc n'ont pas fait l'objet d'une étude de détail. Néanmoins, elles apportent des précisions importantes pour la compréhension de la dynamique de la plateforme. C'est pourquoi quelques paragraphes leur sont également consacrés à la fin de ce chapitre.

5.4.1. Bibliographie

De nombreux auteurs se sont attachés à ce secteur pour chacun des étages du Jurassique supérieur. Parmi eux, Enay (1966) et Hantzpergue (1975) ont mené des études biostratigraphiques détaillées respectivement dans les niveaux de l'Oxfordien et de Kimméridgien. Sur ces études reposent la datation des différentes formations de la région. L'évolution des paléoenvironnements a également fait l'objet de travaux approfondis. Gaillard (1983) propose une étude détaillée des biohermes à spongiaires de la Formation des Calcaires lités (Oxfordien supérieur). Bernier (1984) aborde l'évolution des conditions de dépôt sur tout le Jurassique supérieur par l'intermédiaire de l'évolution des microfaunes. Cette dernière étude a servi de base pour la reconnaissance des micro-organismes en lame minces. Olivier et al. (2011) apportent des précisions sur la dynamique de dépôt des niveaux oncolithiques du toit des Calcaires lités. Plus généralement, Enay (1966) puis Bernier (1984), Chevallier (1989) et Cochet (1994) proposent successivement des schémas représentant l'évolution des formations dans l'espace et dans le temps. En dépit de ces nombreuses études, certaines zones d'ombre demeurent et les quatre schémas disponibles dans la littérature ne sont pas rigoureusement similaires. Des points de désaccord importants ne font toujours pas l'objet d'un réel consensus. C'est le cas de la datation des niveaux oolithiques de la coupe de Molinges, dont l'interprétation a des répercussions directes sur l'existence ou non de lacunes de sédimentation dans le secteur (Enay, 2000, Bernier, 2002).

5.4.2. Formations (Figure 5.15 et Figure 5.16)

5.4.2.1. Calcaires lités (Enay, 1966)

Synonymies
Horizon de l'Ammonites bimammatus (Choffat, 1878)
Couches à Ammonites bimammatus (Jaquemin, 1889-1891)
Calcaires gris-fumée à Peltoceras bimammatus de Montchalin (Riaz (de), 1889)
Marnes et marno-calcaires à Peltoceras bimammatum, Zeilleria moeschi et spongiaires (Riche, 1899)

Mise en évidence par les auteurs du 19ème siècle, cette formation typique du secteur méridional a tout d'abord été reconnue par l'intermédiaire de son contenu en ammonites car les variations latérales de faciès ne permettaient pas de la reconnaitre directement de manière évidente sur le terrain.

Enay (1966) introduit le nom Calcaires lités et définit la formation comme un ensemble de 40 à 80m d'épaisseur de « calcaires à grain fin, parfois sublithographique, de teinte claire, à pyrite plus ou moins abondante, en bancs peu épais, bien réglés, séparés par des lits marneux ou plus délités ». Mais la formation contient également localement des récifs à spongiaires (biohermes et biostromes)

sur toute sa hauteur (Gaillard, 1983), ainsi que trois niveaux à concrétions « algaires » grumeleuses, connues sous le noms de « bancs à momies » par analogie aux différents « mumienbanks » suisses et allemands (Enay, 1966). La formation se divise en deux termes calcaires séparés par un terme plus marneux. Plus précisément, elle débute par un premier niveau à concrétions, suivit d'une barre calcaire. Fait suite un ensemble plus marneux au sein duquel s'intercalent le second niveau à concrétions et trois petites barres calcaires. La formation se poursuit par des niveaux bioclastiques dont un, caractéristique, est particulièrement riche en térébratules [= Lumachelle à térébratules violettes (Enay 1966; Gaillard 1983)]. Ce dernier se situe juste sous le troisième niveau à concrétions, lui-même surmonté d'une nouvelle barre plus calcaire de quelques mètres d'épaisseur.

Au cours de cette étude, seuls les niveaux supérieurs (troisième niveau à concrétions) ont été étudiés.

5.4.2.2. Calcaires pseudolithographiques (Riche, 1898)

Synonymies :
Premier niveau des Calcaires lithographiques (Jaquemin, 1889-1891)

Cette formation n'est présente que dans la moitié sud-est du secteur. Au nord-ouest, elle passe latéralement à la Formation de l'Oolithe de Corveissiat (voir paragraphe suivant). La Formation des Calcaires pseudolithographiques est individualisée pour la première fois par Riche (1898).

Les Calcaires pseudolithographiques correspondent à une épaisse formation monotone de 70-80 mètres d'épaisseur, constituée de bancs décimétriques de calcaires fins bleus ou café au lait, séparés par de minces interbancs marneux. Ponctuellement, un banc plus épais et plus riche en bioclastes, oncoïdes et/ou ooïdes peut s'intercaler dans la série. La fréquence de ce type de bancs diminue vers le sud-est. Dans cette direction, ils ne sont d'ailleurs plus visibles que dans la partie supérieure de la formation.

5.4.2.3. Oolithe Blanche de Ramasse (cette étude)

Synonymies :
Oolithe blanche (Jaquemin, 1889-1891, Riche, 1914)
Oolithe de Ramasse (Enay, 1966)
Oolithe de Corveissiat (Bernier, 1984, Chevallier, 1989, Cochet et al., 1994)
Couches de Prapont inférieures (Bernier, 1984)
Couches du Morillon (Gaillard, 1983, Chevallier, 1989)
Couches du Morillon B et unités oolithiques de Molinges (Cochet, 1994)

Cette formation a tout d'abord été décrite sous le nom d'Oolithe blanche par Jaquemin (1889-1891) et Riche (1914). Enay (1966) l'appelle Oolithe de Ramasse, et Bernier (1984) et Cochet (1994), l'Oolithe de Corveissiat *(Figure 5.15 et Figure 5.16)*. Il arrive également qu'elle soit considérée comme l'extrémité méridionale de la Formation des Couches du Morillon (Gaillard, 1983). De manière générale, la position stratigraphique de cette formation, difficile à dater par ammonites, a suscité de nombreuses polémiques (Enay, 2000, Bernier, 2002). Ceci explique en partie les nombreuses synonymies et propositions d'équivalence latérales. Dans cette étude, l'utilisation du nom d'Oolithe blanche de Ramasse est proposé, dans la mesure où cette appellation lie à la fois une caractéristique lithologique évidente de cette formation et une localité type. Il est vrai qu'à Ramasse, la formation et celles qui l'encadrent affleurent à l'heure actuelle très mal. Néanmoins, la coupe de Corveissiat ne présente pas véritablement de meilleures conditions (faille à la base, inaccessible au sommet). C'est pourquoi, la localité type de Ramasse a été conservée. Parmi les coupes étudiées ici, la coupe de Chancia est sans aucun doute le meilleur endroit pour observer la formation elle-même et le passage de cette formation aux formations sous- et sus-jacentes. Comme l'indique son nom, cette formation correspond à une oolithe crayeuse d'une couleur blanche caractéristique qui la distingue, entre autres, des niveaux oolithiques des couches du Morillon qui arborent plutôt des couleurs rousses. L'Oolithe blanche de Ramasse est constituée majoritairement d'oolithes

micritiques, mais elle comporte également de petits lithoclastes roulés constitués d'oolithes de même nature, généralement appelés « gravelles » dans la littérature, et dont la taille peut atteindre plusieurs centimètres. Dans ces calcaires oolithiques à gravelles, des colonies de coraux (massifs et branchus) et de stromatoporidés (massifs) remaniées et fragmentaires sont également fréquentes, ainsi que des coquilles d'huîtres très creuses, qui n'ont été observées ailleurs dans le Jura que dans la Formation de l'Oolithe blanche de Balerne. Sur le terrain, de grandes structures entrecroisées décamétriques sont visibles et souvent soulignées par des variations granulométriques. Des laminations planes parallèles et des structures d'origine tidale de plus petite échelle sont également observées.

5.4.2.4. Calcaires d'Aranc (Bernier, 1984)

Synonymies :
Pisolithe (Riche, 1904)
Couches de la Tour (Enay, 1965)
Calcaires à momies principal (Enay, 1966)
Calcaires d'Aranc (Chevallier, 1989, Cochet, 1994)

Comme la formation précédente, cette formation particulière est sujette à de nombreuses controverses dans la littérature quant à son extension stratigraphique et géographique, et quant aux variations latérales de faciès qu'elle admet. Il est généralement admis par tous les auteurs que cette formation coiffe la Formation des Calcaires pseudolithographiques, par l'intermédiaire d'une surface irrégulière et souvent oxydée (Planche 24). Dans sa localité type (Aranc, Ain), elle présente des niveaux extrêmement riches en oncoïdes à *Bacinella irregularis* et *Lithocodium aggregatum*, étudiés en détails par Dahanayaké (1974). Entre ces niveaux épais s'intercalent localement des grainstones à ooïdes. L'étude des variations de la composition, de la taille et de l'abondance des oncoïdes a permis à Dahanayaké (1974) de mettre en évidence des séquences de dépôt au sein de cette formation. Bernier (1984) utilise des arguments micropaléontologiques pour distinguer cette formation oncolithique d'une seconde, située dans le Kimméridgien moyen et appelée Calcaires de la Semine. Ces critères sont remis en cause par Chevallier (1989) qui suggère que des confusions ont pu être faites entre les deux niveaux oncolithiques, entrainant d'importantes erreurs d'interprétation quant à l'attribution bio- et lithostratigraphiques de certaines coupes. Quoi qu'il en soit, ce problème souligne l'existence de variations latérales de faciès au sein de cette formation qui, vers le nord-ouest, conserve une grande quantité d'oncoïdes à *Bacinella/Lithocodium* (types 3 et 4) mais montre également des oncoïdes de type 0, dans des faciès à caractère plus internes, en accord avec la polarité du système.

5.4.2.5. Calcaires et marnes à ptérocères (Boye, 1844)

Synonymie : Couches à ptérocères du Bois de Trequin (Bernier, 1984)

Comme partout ailleurs dans le Jura, la formation montre des alternances d'intervalles argileux biodétritiques, riches en macrofaunes de bivalves et de gastéropodes, avec des calcaires fins et très bioturbés, compacts, dont la teneur en bioclastes varie beaucoup. Elle affleure cependant moins fréquemment et sous un faciès moins marneux dans le Jura méridional que dans les autres secteurs. C'est pourquoi la majorité des synonymies fait référence à des coupes situées plus au nord (Cf. secteur septentrional). Bernier (1984) introduit une nouvelle synonymie, les Couches à ptérocères du Bois de Trequin, définie spécifiquement pour le secteur méridional. La datation proposée par cet auteur pour cette formation est en contradiction avec celle des Calcaires et marnes à ptérocères tels qu'ils sont connus ailleurs dans le Jura. En revanche, sa position stratigraphique coïncide (sous les Calcaires à stromatoporidés). Ainsi, il semble que la synonymie désigne bien la même formation et que le débat se porte uniquement sur la datation. Chevallier (1989) indique que cette formation, présente dans toute la moitié nord-ouest du secteur tend à diminuer et même à disparaitre sur un axe Saint-Claude/Nantua, ce qu'il interprète comme un haut fond qui séparerait la

« vasière ptérocérienne » de la mer ouverte du Bassin dauphinois. Au sud-est de ce « seuil » considéré comme subémersif, la formation passe aux couches du Burlandier (pars.).

5.4.2.6. Calcaires à stromatoporidés (cette étude)

Synonymies
Calcaires à stromatoporidés de Matafelon (Bernier, 1984)
Calcaires de Matafelon (Chevallier, 1989)
Calcaires à stromatopores (Mangold & Enay, 2004)

Le nom de cette formation d'une quinzaine de mètres d'épaisseur fait écho à la Formation des Calcaires à stromatoporidés du Jura central, dont elle est décrite comme un équivalent latéral (Cochet, 1994). Dans le Jura méridional, elle est cependant majoritairement formée par des bancs métriques micritiques ou dolomitiques riches en *Cladocoropsis mirabilis*. Les stromatoporidés massifs sont nettement moins abondants que dans les secteurs plus méridionaux. Aucun n'a pu être récolté sur le terrain, bien que *Burgondia tinorchii* soit mentionné dans la littérature comme une morpho-espèce caractéristique de la formation (Mangold & Enay, 2004).

5.4.2.7. Couches du Burlandier (Enay, 1966)

Synonymies : Couches à céphalopodes (Bernier, 1984)

Cette formation n'est visible que dans la partie sud-est du secteur méridional tel qu'il est définit ici et correspond à une série marno-calcaire dont l'épaisseur peut atteindre par endroits jusqu'à une centaine de mètres (Hantzpergue, 1975). Riche en céphalopodes et en faunes de bivalves et de foraminifères, cette formation correspond typiquement à des dépôts de plateforme médiane à externe. Au sein de la série, le ratio marnes/calcaires varie, formant des bancs de calcaires micritiques décamétriques ou, rarement, métriques, séparés par des intervalles centimétriques de calcaires délités ou par des intervalles marneux décimétriques à métriques. En dépit de cette grande variabilité, cette série s'organise globalement en un premier intervalle à dominante calcaire au sein duquel des faunes d'ammonites de la Zone à Hypselocyclum ont été décrites (Hantzpergue, 1975), suivit d'un intervalle à dominante marneuse, souvent caché par la végétation, devenant progressivement plus calcaire et formant la « barre à Crussoliceras », d'où proviennent des faunes de la Zone à Divisum. Le dernier ensemble de la formation est globalement calcaire. Sa base comprend cependant encore des intervalles marneux et renferme des faunes de la Zone à Acanthicum. D'après les observations de R. Enay (Enay, 1965, 1966, Mangold & Enay, 2004), la base et le toit de la formation ne sont pas des isochrones. La base serait de plus en plus récente vers le nord-ouest, à l'inverse du toit, de plus en plus récent vers le sud-est.

5.4.2.8. Informations complémentaires

Les Couches de Prapont et les Couches du Chailley (Enay, 1965) sont biostratigraphiquement en dehors de l'intervalle étudié. En effet, la partie inférieure des Couches de Prapont a livré *Aulacostephanus eudoxus* (d'Orb.) qui permet de positionner cette formation dans le Kimméridgien supérieur (Enay, 1982, Mangold & Enay, 2004). La partie basale des Couches du Chailley, directement au contact avec les Couches de Prapont supérieures livre quant à elle des *Gravesia, dont G. irius*, connues à l'extrême fin du Kimméridgien, dans la zone à Beckeri (Hantzpergue, 1989, Cariou & Hantzpergue, 1997). Cependant, ces deux formations sont impliquées dans les nombreux débats des auteurs concernant la bio-lithostratigraphie du Jura méridional. Un bref récapitulatif de leurs caractéristiques lithologiques est donc nécessaire pour comprendre les interrogations, les doutes et les prises de position des uns et des autres.

Couches de Prapont (Enay, 1965)

Ainsi, les Couches de Prapont peuvent être divisées en trois membres :

Les Couches de Prapont Inférieures

Synonymie : Calcaires graveleux inférieurs (Enay, 1965)

Ce membre inférieur (50 à 60 m) correspond à des faciès récifaux et périrécifaux blancs crayeux. Les constructions coralliennes montrent des coraux extrêmement diversifiés et souvent très bien préservés (Fookes, 1995). Entre les constructions, et dans les secteurs où aucune construction n'est visible, les faciès péri-récifaux sont des wackestones à grainstones, généralement massifs, très bioclastiques et péloïdaux. Les ooïdes micritiques y sont rares (Fookes, 1995, Mangold & Enay, 2004). Les stromatoporidés sont en revanche fréquents. Les wackestones peuvent être extrêmement bioturbés. La dolomitisation est parfois importante. Des silex peuvent localement se former. Des débris végétaux et fragments charbonneux sont signalés dans le secteur de Prapont.

Les Calcaires de la Semine (Bernier, 1984)

Synonymie : Banc à momies intermédiaire (Enay, 1965)

Ce niveau de 5 à 12 mètres d'épaisseur est souvent considéré comme un niveau repère dans le Jura méridional. Comme les faciès péri-récifaux des Couches de Prapont inférieures, il correspond à des grainstones à wackestones bioclastiques. Sa particularité est de comporter une grande quantité d'oncoïdes irrégulières, mais également fréquemment des structures d'émersions telles que des structures fenestrées, des calcrétisations, ou encore des brèches à galets noirs (Fookes, 1995, Mangold & Enay, 2004). La faune est considérée comme diversifiée, à bivalves, gastéropodes, échinodermes, coraux et stromatoporidés (surtout *Cladocoropsis mirabilis).* Ce membre peut être assez aisément confondu avec les Calcaires d'Aranc (Bernier, 1984, Chevallier, 1989). Ces deux membres, de par leur contenu faunique (Mangold & Enay, 2004) semblent avoir été mis en place dans des conditions environnementales assez proches. Cependant, si des confusions peuvent avoir eu lieu et figurer dans la littérature, il convient d'être très prudent quant aux « grandes similitudes » entre ces deux membres, qui pourraient être complètement biaisées (Chevallier, 1989).

Les Couches de Prapont supérieures (Bernier, 1984)

Synonymie : Calcaires graveleux supérieurs (Enay, 1965)

Ces niveaux d'une vingtaine de mètres d'épaisseur présentent un faciès souvent grainstone (parfois packstone) blancs crayeux. Ces faciès renferment souvent des colonies coralliennes démantelées, mais jamais de constructions. La faune et la flore sont variées (foraminifères benthiques, algues, bivalves, gastéropodes). *Cladocoropsis mirabilis* et les nérinées sont susceptibles de former de véritables bioaccumulations. La partie supérieure de ce membre peut montrer des indices d'émersions (Mangold & Enay, 2004).

Couches du Chailley (Enay, 1965)

Les Couches du Chailley correspondent dans l'ensemble à des calcaires fins (mudstone à wackestone), en bancs épais (50 à 80 cm), parcourus de nombreuses bioturbations de type *Thalassinoides*. La faune y est relativement peu variée (gastéropodes : Nerineidae, Harpagodes, Bivalves : *Pholadomya, Trigonia*, petits foraminifères benthiques: *Trocholina, Nautiloculina, Valvulina*). Les algues sont en revanche fréquentes. La formation est parfois ponctuée de laminites intertidales et bancs de plus forte énergie, à ooïdes, oncoïdes et coprolites. Les Couches du Chailley reposent dans les zones les plus sud-est du secteur, sur une vire de 3 à 4 mètres de calcaires argileux riches en Harpagodes et en *Nanogyra virgula*, appelée Marnes des Abergements (*Synonymies : Marnes bleues à E. virgulina (Enay, 1982)*), et localement considérés comme une formation à part entière. Au nord-ouest, les faciès bioturbés apparaissent avant cet ensemble marneux. Il est donc probable que la base des Couches du Chailley soit en fait diachrone et marque le passage de faciès de

haute énergie de bordure de plateforme à des faciès de plus faible énergie, lagonaires, de rampe interne.

5.4.3. Biostratigraphie (Tableau 5.3)

La Formation des Calcaires lités fournit des faunes de la zone à Bimammatum. D'après Raymond Enay, dans la notice de la feuille de Saint-Rambert-en-Bugey (Enay, 1982), la barre calcaire inférieure des Calcaires lités renferme *Glochiceras (Gl.) tectum, Gl. (Coryceras) canale, Ochetoceras basseae - hispidiforme, Taramelliceras externnodosum, Amoeboceras ovale, Epipeltoceras semimammatum* et morphotypes, *Aspidoceras (Euaspidoceras) costatum* et *hypselum,* formes de la sous-zone à Hypselum.

Les niveaux supérieurs, à spongiaires et pyrite, localement avec petits biohermes, qui accompagnent la Lumachelle à térébratules violettes, renferment une faune variée : *Ochetoceras marantianum, Trimarginites stenorynchus* et *trimarginatus, Glochiceras (Coryceras) modestiforme, Taramelliceras (T.) hauffianum, T. litocerum, T. tenuinodosum, T. falculum, T. (Strebliticeras) kobyi, Orthosphinctes tiziani, O. colubrinus, O. (Pseudorthosphinctes) alternans et «Decipia» latecosta*, de la sous-zone à Hauffianum.

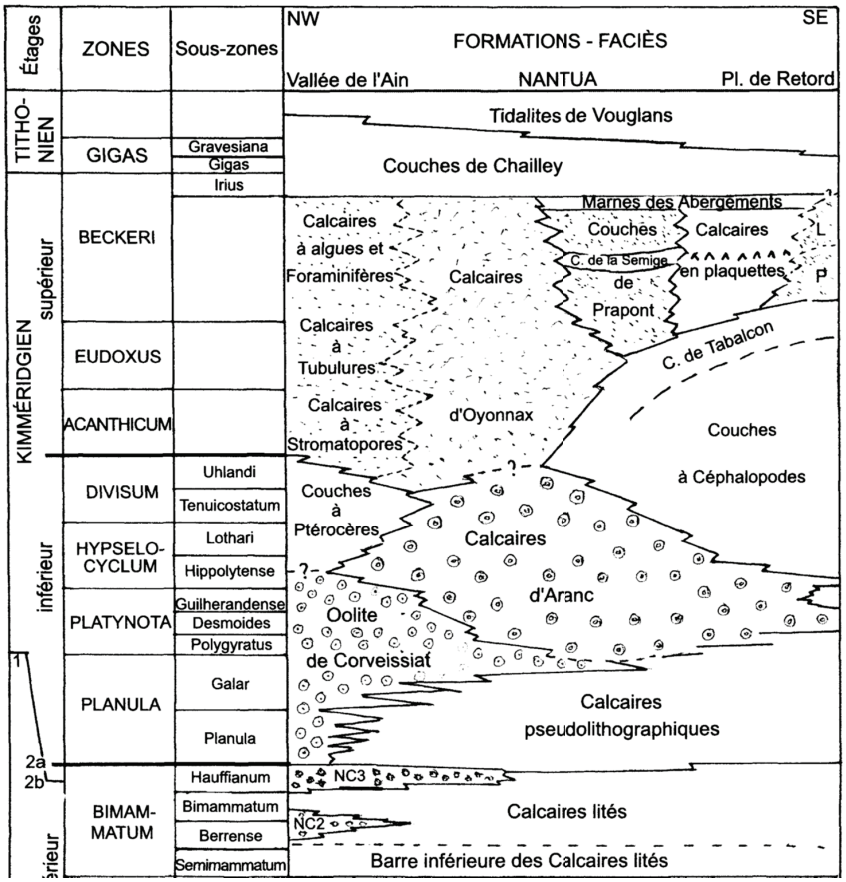


Figure 5.15 Schéma litho-stratigraphique proposé par C. Mangold et R. Enay dans la notice de la carte géologique de Nantua (Mangold & Enay, 2004)

La Formation des Calcaires pseudolithographiques n'est pas très riche en fossiles biostratigraphiques. *Subnebrodites planula* (Qu.), *S. schroederi* (Weg.) et *S. minutum* (Dieter.) de la zone à Planula sont cependant signalés (Mangold & Enay, 2004).

Enay (1966) signale une faune à *Sutneria platynota* dans les Calcaires d'Aranc à la Mainaz, sur la route de Gex au col de la Faucille et met en évidence un passage vertical des Calcaires pseudolithographiques aux Calcaires d'Aranc, puis aux Couches à *Ataxioceras* datées de la zone à Hypselocyclum. Ainsi datée et encadrée, cette formation constitue un niveau repère dans toute la partie sud-est du secteur. Enay (1966) souligne cependant un diachronisme du toit de la formation, en notant que les faunes d'ammonites retrouvées juste au-dessus de la formation sont de plus en plus récentes vers le nord-ouest. Il n'exclue pas non plus un diachronisme au mur de la formation, sans pouvoir le démontrer par des indices biostratigraphiques. Ainsi, il semble que la formation corresponde clairement à la zone à Platynota dans sa partie la plus distale, mais puisse être éventuellement rattachées pro parte à la zone à Planula et surtout à la zone à Hypselocyclum dans les parties les plus internes de la rampe.

Hantzpergue (1975) détermine de nombreux spécimens d'ammonites dans les coupes du Kimméridgien inférieur du Jura méridional. Ces déterminations montrent que les Couches du Burlandier contiennent des faunes des zones à Hypselocyclum, Divisum et Acanthicum.

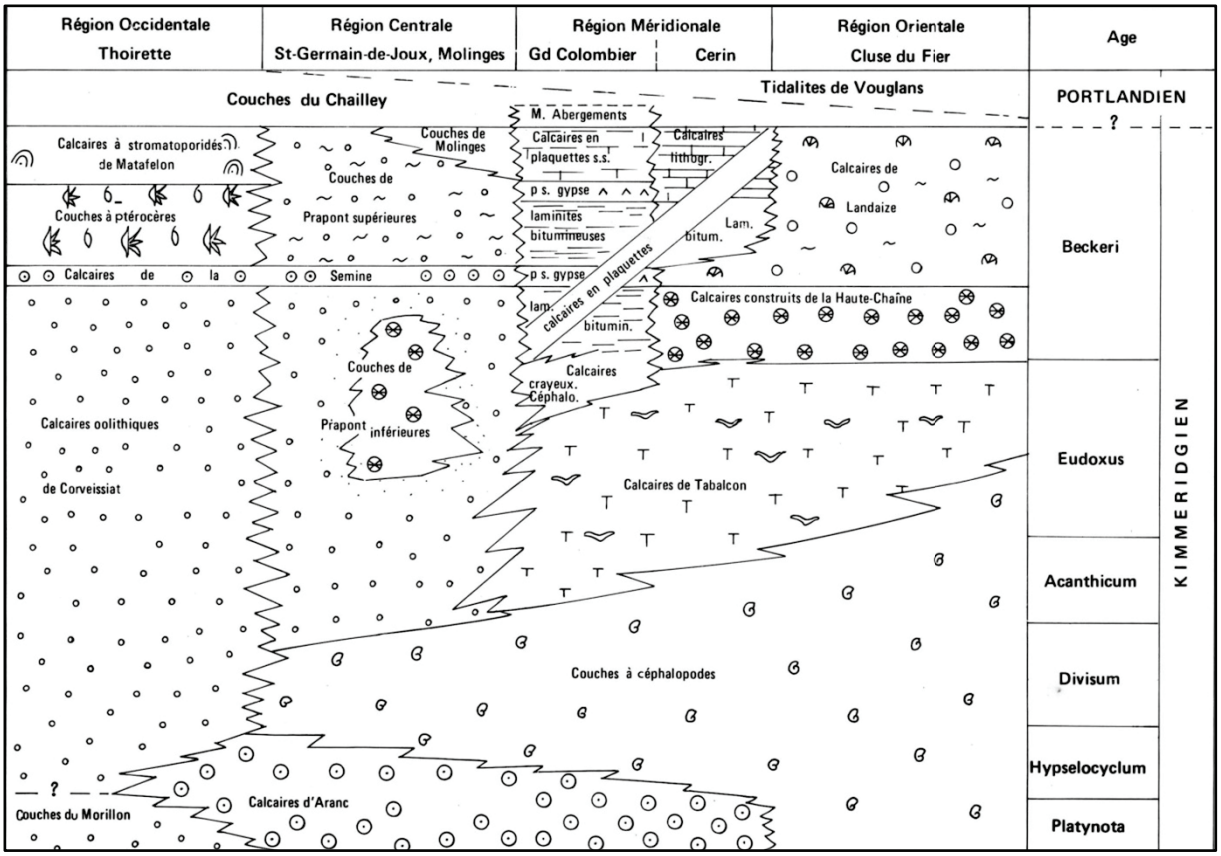


Figure 5.16 Schéma lithostratigraphique proposé par P. Bernier (Bernier, 1984)

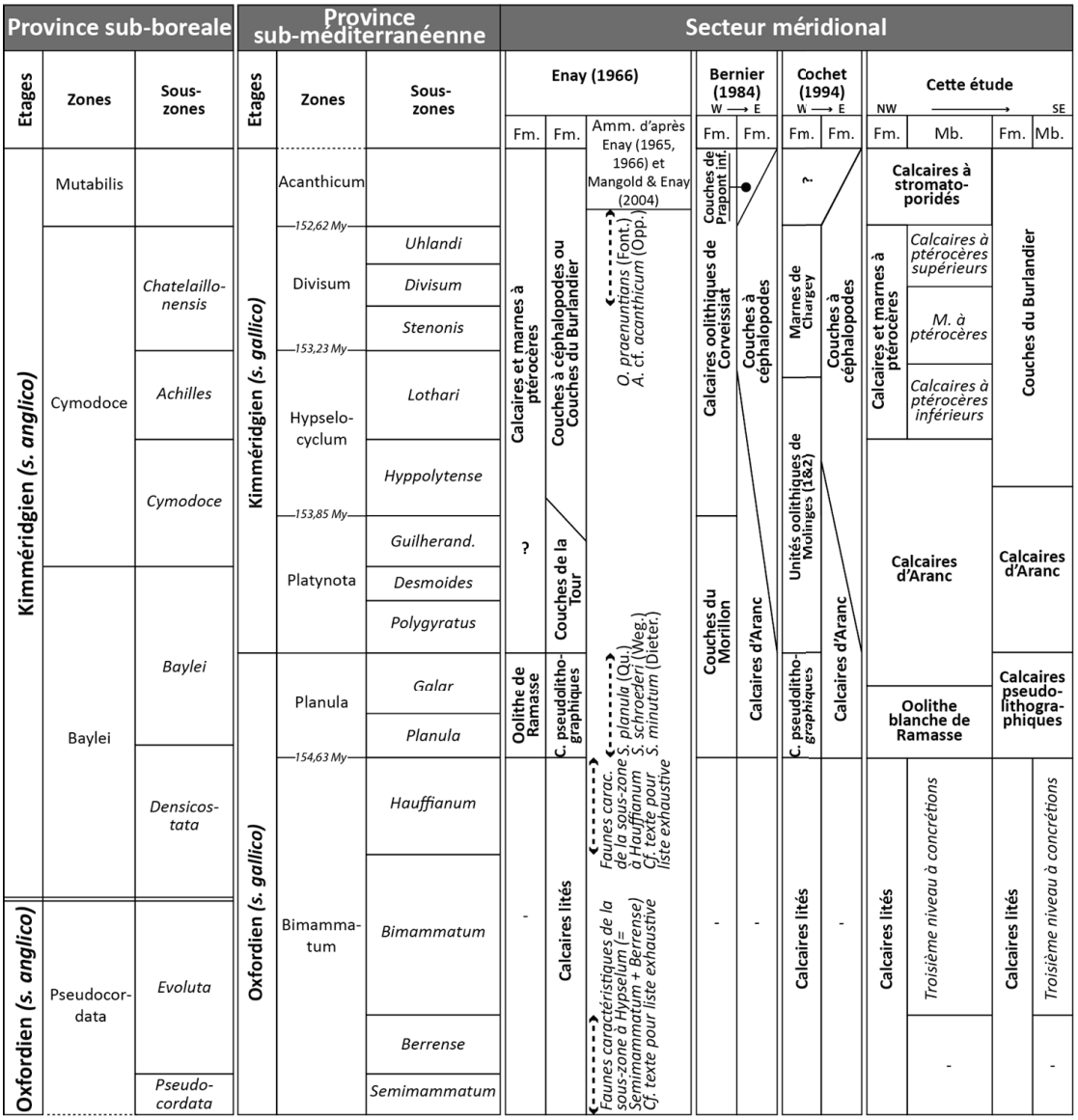


Tableau 5.3 Récapitulatif des positions biostratigraphiques attribuées aux formations du secteur méridional par les différents auteurs

5.4.4. Coupes

5.4.4.1. Coupe de Molinges

Carte géologique de la France a 1/50 000 : Moirans-en-Montagne (n° 627)
GPS : base: 46°21'02.30''N ; 5°46'02.70''E ; sommet : 46°20'28.26''N ; 5°46'04.75''E.

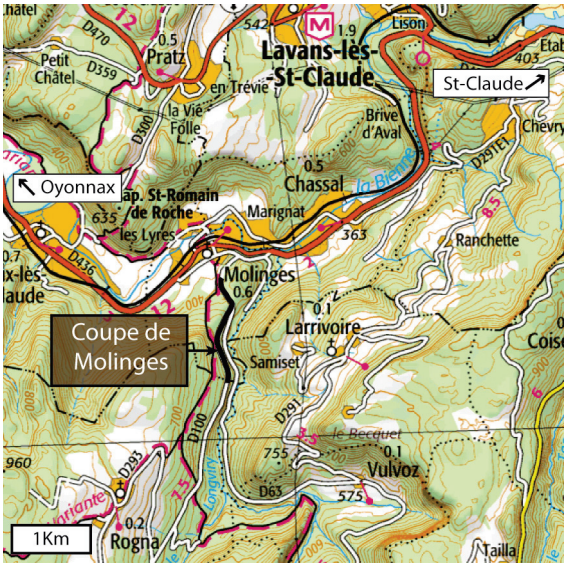


Figure 5.17 Position géographique de la coupe de Molinges

Position géographique et stratigraphique

Cette coupe se situe le long de la départementale D100, qui relie les villages de Molinges et Viry *(Figure 5.17)*. Elle débute environ 150 mètres avant l'intersection entre la route de Viry et celle de Vulvoz, en direction de Molinges. A partir de cet endroit, elle recoupe, d'après cette étude, les Formations de l'Oolithe de Ramasse et des Calcaires d'Aranc. Cette coupe a été décrite par plusieurs auteurs (Bourgeat, 1888, Bernier, 1984, Cochet, 1994, Olivier et al., 2011) et fait actuellement l'objet d'une controverse quant à l'âge des formations qu'elle recoupe (Enay, 2000, Bernier, 2002). Bernier (1984) propose des déterminations microfauniques extrêmement détaillées pour cette coupe. Celles-ci ont été reportées en parallèle de la coupe proposée dans ce manuscrit *(Figure 5.20)*.

Les travaux de Olivier et al. (2011) sur les niveaux oncolithiques et biostromaux de la base de la coupe proposent une interprétation faciologique et séquentielle de haute résolution. Dans cette thèse, le modèle de faciès proposé par Olivier et al. (2011) a servi de base de réflexion. L'interprétation séquentielle a quant-à-elle été reprise sans modification majeure, après vérification de sa compatibilité avec le modèle de faciès proposé ici et l'interprétation séquentielle proposée dans la Coupe de Chancia, qui recoupe les mêmes niveaux.

La partie médiane de la coupe de Molinges est masquée par de la végétation, justifiant le découpage de la coupe en deux tronçons (tronçons 1 et 2).

Description et interprétation sédimentologique

Tronçon 1

Les Calcaires lités

Cette partie de la coupe est reprise d'Olivier et al. (2011). Elle se divise en trois grands ensembles. Le premier, qui couvre les six premiers mètres de la section, est constitué d'alternances marno-calcaires dont les bancs calcaires, comme les intervalles marneux, sont d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique. Les bancs calcaires ont généralement une texture wackestone et comportent de fins débris de bivalves, en particulier des ostréidés, des ostracodes, des débris d'échinodermes et des oncoïdes éparses (**faciès Oi1**). Ces alternances marno-calcaires sont déposées dans un milieu assez profond, sous ou aux alentours de la base de la zone d'action des vagues de tempêtes. L'intervalle se termine par un banc plus épais, contenant des ooïdes, probablement exportés depuis la rampe interne (**faciès Ab2**). Ceci pourrait indiquer une modification des conditions de dépôt et un rapprochement du secteur de Molinges par rapport aux zones de rampe interne. Dans cet intervalle, plusieurs spécimens de *Lithacosphinctes* et des *Perisphinctidae* ont été découverts.

Malheureusement, leur état de préservation ne permet pas une identification plus précise et leur présence n'apporte pas d'indice crucial pour l'attribution biostratigraphique de cette partie de la coupe. Le second intervalle (mètre 6,6 à 21,6) est caractérisé par une grande quantité d'oncoïdes. Celles-ci sont formées autour de bioclastes ou de coquilles entières de brachiopodes (*Somalirynchia moeschi* (Haas) et *Aromasithyris semifarcinata* (Et.) d'après Boulier (1976)). Les cortex sont constitués de lamines de micrite dense, intégrant souvent en grande quantité *Tubiphytes*, mais également des foraminifères nubéculaires, des bryozoaires et des serpules, parfois des éponges calcaires (**faciès Os5**). Entre les vires oncolithiques s'intercalent des biostromes à coraux et microbialites (**faciès Os6**) dont les encroûtements microbiens ont une composition très proches de ceux observés dans les cortex des oncoïdes. S'intercalent également des niveaux de calcaires compacts, décimétriques à métriques relativement riches en oncoïdes, mais pouvant contenir des bioclastes non oncolithisés et des ooïdes (**faciès Ab1**). La présence d'oncoïdes en grande quantité implique un environnement régulièrement soumis à l'action des vagues et un taux de sédimentation faible. Bien que de véritables tempestites ne soient pas observées, Olivier et al. (2011) placent cet environnement dans la zone d'action des vagues de tempêtes. Le dernier ensemble de cette formation, du mètre 21,6 au mètre 28,4 correspond à l'unité h de Cochet (1994). Cet ensemble conserve un faciès à oncoïdes, mais celles-ci ne sont visibles que sous forme de reliques car une forte dolomitisation imprègne la roche. Il est difficile d'assigner ces dépôts à un type d'environnement. Olivier et al. (2011) proposent une position plus interne que l'ensemble précédent, dans un environnement protégé par des barres oolithiques. Cochet (1994) suggère l'existence d'une émersion au toit de cet ensemble, qui serait responsable de la dolomitisation. Cependant, en l'absence de preuves tangibles et compte tenu des observations réalisées dans l'ensemble lithologique sus-jacent et dans d'autres coupes du secteur (Chancia et affleurements observés dans le Bois de la grande côte des arrêtes), cette proposition n'est pas retenue ici. Il est considéré dans un premier temps que la dolomitisation poussée des faciès est probablement tardive (Quaternaire ?) et n'a pas de signification paléoenvironnementale propre.

L'Oolithe blanche de Ramasse

Cette formation débute au mètre 28,4 et se termine au mètre 85,7. Elle présente des faciès oolithiques blancs crayeux à grandes structures entrecroisées décamétriques, organisées en un système d'auges emboitées et de foresets (Planche 9e-h et Planche 20a). Les ooïdes à cortex micritiques (ooïdes de type 1) sont les grains majoritaires. Les débris de coraux, de stromatoporidés massifs, de bivalves, de brachiopodes et d'échinodermes sont assez fréquents (**faciès Be2, Be3 et Be6**). Certaines lamines sont également particulièrement riches en petits lithoclastes oolithiques arrondis, dont la taille excède rarement le centimètre (Planche 9h), appelés « gravelles » par certains auteurs (Bernier, 1984). Le tri granulométrique est généralement bon mais la classe granulométrique varie d'une lamine à l'autre. Dans certains intervalles, les grains sont mélangés et le tri granulométrique devient médiocre. Aucune lamine ne peut alors être mise en évidence (**faciès Be2**). Dans d'autres, les grains sont particulièrement fins et les péloïdes sont très abondants (**faciès Be6**). Faciès et microfaciès indiquent un environnement de mégarides tidales à crêtes sinueuses, probablement battues à la fois par la houle et les courants de marée. Les différences granulométriques sont interprétées comme des variations très locales liées à la position dans le système (inter-barre, sommet de barre, position plus interne, légèrement protégée, Rankey & Reeder (2011)). Au sein de cet ensemble lithologique plutôt homogène, deux sous-ensembles peuvent être distingués entre les mètres 28,4 et 52,8 pour le premier, et 52,8 et 83,1 pour le second. Ces intervalles se terminent tous les deux par plusieurs mètres de faciès oolithique extrêmement dolomitisés. Dans la coupe de Cochet (1994), ces deux intervalles correspondent aux unités i et j. La dolomitisation très importante, comme pour la partie terminale de la formation précédente, a été interprétée comme mise en place lors de phases émersives par F. Cochet. Cependant, des alluvions provenant de l'érosion de formations Jurassiennes plus récentes que l'Oxfordien/Kimméridgien (P. Hantzpergue, communication orale), ont été observés au toit du premier intervalle dolomitique (mètre 52,8, Planche 20a,b), profondément fichés sous la petite barre en ressaut du mètre 53. Ceci tendrait à démontrer que la dolomitisation très

poussée des quelques mètres sous-jacents est récente et liée au fonctionnement du réseau hydrographique subactuel, lors de l'incision de la vallée. La dolomitisation importante de faciès oolithico-bioclastique ailleurs dans la série pourrait tout à fait également être liée à ce type de phénomène, remettant en cause l'interprétation de la dolomitisation comme un indice systématique d'émersion, en particulier lorsque la mise à l'affleurement s'est effectuée de manière naturelle. Le tronçon 1 se termine par 2,6 mètres de calcaires faiblement dolomitisés, affleurant mal, qui contiennent des ooïdes en faible quantité, des oncoïdes de Type 3 et des *Cladocoropsis mirabilis* fréquents (**faciès Lsr4 et Be3**). La perte des oolithes et l'apparition de *Cladocoropsis* est interprété comme une diminution de l'énergie, probablement liée à la mise en place d'un environnement plus protégé de lagon.

Tronçon 2

L'Oolithe blanche de Ramasse

Dans ce tronçon, l'Oolithe blanche de Ramasse est exprimée de manière rigoureusement similaire au tronçon 1, mais n'affleure que sur une épaisseur de 42 mètres (Planche 20c). Les faciès oolithiques affleurent de manière continue jusqu'au mètre 35,7. Des niveaux oncolithiques riches en *Cladocoropsis mirabilis* sont ensuite mis en place sur 4 mètres (**faciès Lsr3**). Leur base conserve quelques oolithes. Avant la fin de la formation, une dernière occurrence de faciès oolithique dépose deux bancs à structure oblique, terminés par une surface durcie et perforée au mètre 42,1. Tout comme dans le tronçon 1, la fin de la formation semble enregistrer une tendance à la diminution d'énergie et le passage d'environnements de shoals à un environnement lagonaire. La dernière occurrence oolithique avant les Calcaires d'Aranc montre que la transition environnementale à lieu par à-coups.

Les Calcaires d'Aranc

Les Calcaires d'Aranc sont exprimés majoritairement sous forme de niveaux packstone/wackestone à grosses oncoïdes de type 0, contenant des quantités variables de *Cladocoropsis mirabilis* (**faciès Lsr3, Lsr4 et Lsr5**). Interrompant cette série, un premier intervalle entièrement micritique, organisé en petits bancs centimétriques (**faciès Lr1**), surmonte un large joint argileux au mètre 51,4. Entre les mètres 60,4 et 63,4, un second intervalle dolomitique finement laminés et montrant occasionnellement des polygones de dessiccation interrompt à nouveau la succession (**faciès Tf2**, Planche 20d-e), mettant en évidence le passage de conditions subtidales lagonaires à des conditions intertidales. Peu après, au mètre 66,4, un nouvel intervalle dolomitisé est mis en place. Cependant, il présente un profil d'érosion mal définit, et un faciès dolomitique, saccharoïde, très homogène, au sein duquel aucune lamination ni aucun grain n'a pu être mis en évidence. Il semble alors qu'à l'image des intervalles dolomitiques du premier tronçon, cet intervalle dolomitique puisse être lié à une dolomitisation tardive et non à des conditions intertidales favorisant la mise en place synsédimentaire de dolomie. Cet intervalle dolomitique est ensuite coiffé par deux bancs oolithiques d'une épaisseur cumulée de quatre mètres, dont le dernier présente une cimentation en ménisques. À partir de cet endroit, la coupe proposée en *Figure 5.20* repose sur les descriptions faciologiques de Bernier (1984) et sur une brève vérification des faciès et des épaisseurs sur le terrain (Planche 20f-h).

Ainsi, d'après Bernier (1984), la série se poursuit par des faciès de lagon à oncoïdes de type 0 et à petits foraminifères benthiques, parfois entrecoupés de dépôts peu épais oolithiques (mètre 78,4) ou dolomitiques (mètre 79,4). N'ayant pas échantillonné cette portion de coupe, il m'est impossible de me prononcer sur l'origine de la dolomie. Aux mètres 89,8 et 94,8, la série est ponctuée par deux intervalles à charophytes et à galets noirs (**faciès Tf3**), marquant des passages en conditions inter à supratidales (Planche 20g-h).

Les Calcaires et marnes à ptérocères

La série se termine par 4,2 mètres de packstone-grainstone à péloïdes, suivis de 3,70 mètres de grainstones péloïdaux, plus riches en faunes, et contenant des intraclastes (Planche 20g). L'épaisseur des bancs et l'acquisition progressive d'une granulométrie plus grossière et d'une faune plus diversifiée est interprété comme une remise en eau du système, accompagnée d'une réouverture du milieu de dépôt.

À partir de cet endroit, les affleurements deviennent discontinus. C'est pourquoi la coupe s'arrête là. Des affleurements discontinus le long de la D100 quelques dizaines de mètres plus au sud montrent des calcaires construits et des calcaires fins très bioturbés.

Interprétation séquentielle

À grande échelle, la coupe montre une diminution de la tranche d'eau depuis les Calcaires lités et jusqu'aux Calcaires d'Aranc, au début desquels la tendance s'inverse et permet l'enregistrement de la Formation des Calcaires et marnes à ptérocères au sommet de la coupe.

Inclues dans ces grandes tendances, sept séquences de moyenne échelle sont visibles, cinq sont complètes. La limite supérieure de la première (I, incomplète) coïncide avec un banc massif à bioclastes, ooïdes et oncoïdes qui enregistre des faciès relativement proximaux au regard des alternances marno-calcaires qui le précèdent, au mètre 6,6. La mise en place de la seconde séquence de moyenne échelle marque l'installation des faciès à gros oncoïdes. Son maximum d'inondation est difficile à positionner avec précision mais se situe probablement aux alentours du mètre 10, au niveau de l'installation des premiers faciès construits (Olivier et al., 2011). Suite à cet intervalle, les faciès deviennent de plus en plus carbonatés jusqu'au mètre 17,1 qui coiffe un banc massif contenant des ooïdes. La phase de transgression de la séquence III correspond à la mise en place d'épais niveaux à oncoïdes, très riches en microbialites, sous un faible taux de sédimentation. Du mètre 21,6 à 28,4, les bancs massifs (dolomitisés) marquent une réaugmentation du taux de sédimentation, interprétée comme le passage en phase de haut niveau marin. Dans cette partie de la coupe, la dolomitisation importante gène une interprétation séquentielle fine. La limite de séquence de la séquence IV est difficile à positionner. D'après Olivier et al. (2011), elle se situe au mètre 28,4. Cette position est conservée ici. L'empilement de plusieurs dizaines de mètres de faciès oolithiques jusqu'à la fin du tronçon 1 nécessite une création importante d'espace qui marque la phase de transgression de la séquence IV. Dans ces faciès oolithiques, le maximum d'inondation n'est pas repéré par une surface particulière. En revanche, l'intervalle entre les mètres 40 et 50 montre les faciès oolithiques les plus grossiers, interprétés comme les plus profonds. A partir de cet intervalle, les faciès deviennent globalement mieux triés, plus fins, et se chargent en petits péloïdes. Le tronçon se termine par des faciès lagonaires à *Cladocoropsis mirabilis*. Cette grande tendance est interprétée comme la phase de highstand de la séquence VI. Une tendance similaire est à nouveau observée à la base du deuxième tronçon de la coupe. Elle se poursuit alors jusqu'au mètre 60,4 par la perte progressive des niveaux oolithiques de barres externes, au profit de dépôts purement lagonaires. L'augmentation relative de la taille des bancs à faciès intertidaux entre les mètres 60,4 et 63,4 indiquent que la tendance transgressive de la séquence V est déjà amorcée. Celle-ci se poursuit jusqu'à la mise en place de niveaux oolithiques ouverts au mètre 69,2, qui marquent l'approfondissement maximal, sans qu'aucune surface liée à un ralentissement du taux de sédimentation ne soit générée. La mise en place consécutive de dépôts de lagon jusqu'au mètre 82,1 correspond à la phase de haut niveau marin de la séquence V. La limite de séquence de la séquence VI a été placée par défaut au mètre 82,1 au toit de l'intervalle dolomitisé. Dans la mesure où il m'est impossible de déterminer l'origine de la dolomie de cet intervalle, la position de la limite de séquence a été établie sur la base des arguments qui suivent. Le premier est que cet intervalle dolomitique est suivit du dépôt d'un ensemble très massif et épais d'environ cinq mètres de calcaires de lagon, qu'il est plus parcimonieux de placer dans une phase de création d'espace. Le second est la comparaison avec l'interprétation séquentielle de la coupe de Chancia, très proche, qui montre dans

le même intervalle stratigraphique des transitions de faciès plus marquées. Cette comparaison pousse alors à placer la limite de séquence au toit de l'intervalle dolomitique plutôt qu'à sa base. Dans ce cas, il est possible que la dolomitisation soit contemporaine des dépôts et indique une émersion. Ainsi, la mise en place des dépôts lagonaires sus-jacents est interprétée comme la phase transgressive de la séquence VI qui se poursuit jusqu'à la mise en place de faciès contenant des ooïdes. La phase régressive de cette séquence est marquée par la mise en place de conditions semi-restreintes à restreintes. Au mètre 94,8, la surface coiffée de conglomérat de galets noirs, localement riche en oogones de charophytes marque un minimum d'accommodation et a été interprétée comme la limite de séquence de la séquence VII. Au mètre 94,8, la mise en place brutale d'un ensemble épais de grainstones à péloïdes montre une brutale augmentation de l'énergie du milieu et de l'accommodation qui indique qu'à cette cote, la tendance transgressive s'intensifie. Cette tendance se poursuit jusqu'à la fin de la coupe par la mise en place de bancs épais à faciès de plus en plus ouverts.

Synthèse et comparaison aux travaux antérieurs

Présence d'une faille

Bourgeat (1888) est le premier auteur à étudier cette coupe. Il fait alors une description sommaire de la série. En 1977, P. Bernier réétudie la coupe. D'après cet auteur, la végétation qui sépare le tronçon 1 du tronçon 2 masque une faille importante qui créé une redondance au sein de la série oolithique de l'Oolithe de Corveissiat (=Oolithe blanche de Ramasse ici) et augmente artificiellement son épaisseur. Cochet (1994) fait l'hypothèse que la série n'est pas faillée. Ainsi, les niveaux oolithiques de l'Oolithe blanche de Ramasse (qu'il nomme Oolithe de Corveissiat) prennent une puissance d'une centaine de mètres.

Pour ma part, l'interprétation faciologique et séquentielle, montrant une redondance entre les tronçons 1 et 2, d'une longue tendance régressive (séquence de moyenne échelle IV), terminée par des faciès à *Cladocoropsis mirabilis*, me porte à penser qu'il existe effectivement une faille entre les deux tronçons. L'observation de la carte topographique et de photos aériennes de la coupe conforte cette hypothèse *(Figure 5.18 et Figure 5.19)*. En effet, entre les deux tronçons, une amorce de cluse d'axe NW/SE (pointillés rouges) interrompt la ligne de crête (en bleu) et un léger décalage du compartiment NE par mouvement dextre est observé. Dans la vallée, le réseau hydrographique actuel est localement dévié selon le même axe. Le passage d'une faille normale à jeu faiblement dextre est donc tout à fait envisageable.

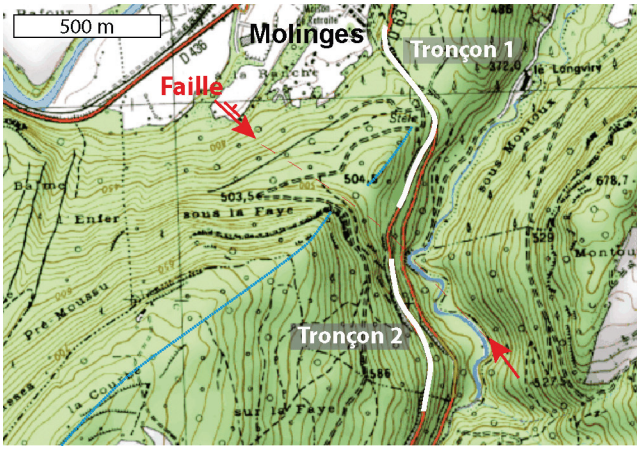


Figure 5.18 Carte topographique du secteur de Molinges. Le passage hypothétique de la faille est repéré en pointillés rouges. La ligne de crête est repérée en pointillés bleus

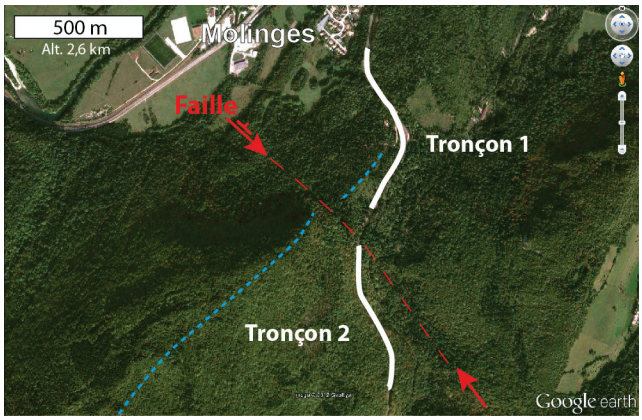


Figure 5.19 Vue aérienne de la coupe de Molinges. Le passage hypothétique de la faille est repéré en pointillés rouges. La ligne de crête est repérée en pointillés bleus

Lithostratigraphie

Bernier (1984) propose trois coupes de Molinges successives. Sa première coupe correspond à la coupe proposée dans cette étude. Sa seconde et sa troisième coupe correspondent à des affleurements, séparés par des lacunes d'observation, situés quelques dizaines de mètres plus au sud, le long de la même départementale. Bernier (1984) considère l'Oolithe de Corveissiat (= Oolithe blanche de Ramasse ici) comme un équivalent latéral et temporel des Couches de Prapont inférieures (Kimméridgien supérieur). Dans la coupe de Molinges, il interprète alors les calcaires riches en oncoïdes qui succèdent à la série oolithique comme appartenant aux Calcaires de la Semine. Les niveaux supérieurs de la coupe, successivement riches en dolomie, ooïdes, foraminifères et galets noirs sont interprétés comme des membres à part entière des Couches de Prapont supérieures (Dolomies rubanées, Calcaires oolithiques, Calcaires à labyrinthines et Couches de Molinges). P. Bernier admet alors que ces membres sont très différents des Couches de Prapont typiques. Les niveaux bioclastiques plus grossiers qui terminent la coupe sont rattachés aux Couches du Chailley du Tithonien. Dans sa seconde et sa troisième coupe de Molinges, P. Bernier reconnait à nouveau les Couches de Prapont. En revanche, celles-ci présentent cette fois-ci leurs faciès caractéristique. Bernier (1984) propose alors l'existence d'une seconde faille entre sa première et sa seconde coupe pour expliquer la redondance des formations. Il n'explique cependant pas pourquoi les formations arborent des faciès si différents à quelques dizaines de mètres seulement.

F. Cochet (1994) lève à nouveau la coupe et en propose une interprétation séquentielle qui repose –entre autres- sur la reconnaissance de niveaux dolomitisés interprétés comme indiquant des émersions prolongées. Sur la base de ses observations, Cochet (1994) remet en cause les attributions lithostratigraphiques de P. Bernier. Il fait état pour la première fois des niveaux très riches en oncoïdes à la base de la coupe, qui n'affleuraient pas en 1977. Cochet (1994) souligne à nouveau les incohérences concernant une éventuelle redondance partielle entre la première et la seconde coupe de Molinges de P. Bernier. Concernant ces niveaux sommitaux, il ne se prononce pas sur une attribution lithostratigraphique particulière.

Biostratigraphie

En 2000, l'exhumation, dans les collections de l'Université Claude Bernard, d'une faune d'ammonites attribuée à la zone à Platynota (sous zone à Desmoides), provenant de la coupe de Molinges, soulève un débat concernant l'âge de la série toute entière. La position stratigraphique exacte de ces spécimens étant controversée, deux possibilités émanent des débats :

- Les ammonites proviennent de la partie inférieure de l'Oolithe blanche de Ramasse (Bernier, 2002), offrant la possibilité de placer toute la formation dans le Kimméridgien.
- Les ammonites proviennent du sommet de cette même formation (Enay, 2000), plaçant de fait l'Oolithe blanche de Ramasse dans la zone à Planula de l'Oxfordien supérieur (*s. g.*).

Dans la mesure où les niveaux à oncoïdes qui précèdent les niveaux oolithiques sont datés par ammonites de la zone à Bimammatum, positionner des ammonites de la zone à Platynota à la base des niveaux oolithiques revient à considérer une condensation où une lacune sédimentaire de toute la zone à Planula. L'hypothèse consistant à placer la faune d'ammonites de Molinges dans la partie supérieure des niveaux oolithiques semble plus parcimonieuse. En revanche, elle implique de placer l'intégralité de la série oolithique dans l'Oxfordien supérieur ou éventuellement à la base du Kimméridgien inférieur, ce qui est incompatible avec le rattachement de cette série aux Couches de Prapont du Kimméridgien supérieur, proposé par Bernier (1984).

Le sédiment entourant les spécimens d'ammonites en collection est un sédiment oolithique et peloïdal très blanc et crayeux. Par comparaison avec les échantillons récoltés, il semble que le faciès soit relativement intermédiaire entre les faciès Be3 et Be6. Bien que Be3 soit ponctuellement

exprimé dès la base de la Formation de l'Oolithe blanche de Ramasse, ces deux faciès sont plutôt caractéristiques de sa partie sommitale. En outre, ils sont également exprimés ponctuellement dans les Calcaires d'Aranc sus-jacents et rien ne s'oppose vraiment à ce que les spécimens aient été récoltés dans cet intervalle. Leur position stratigraphique exacte demeure donc très incertaine.

Synthèse

D'après cette étude, cette coupe se divise en deux tronçons. Elle recoupe dans un premier temps les Calcaires lités, et plus particulièrement leur partie sommitale qui correspond au « troisième banc à momies » de Enay (1966) et Gaillard (1983). Elle recoupe ensuite la formation oolithique de l'Oolithe blanche de Ramasse. Entre les deux tronçons, la présence d'une faille normale est très probable. Celle-ci serait alors à l'origine d'une redondance de la partie sommitale de la formation entre les deux tronçons et expliquerait l'épaisseur totale de la série oolithique, anormalement élevée à Molinges par rapport au reste du secteur. Suite à cette redondance, le second tronçon se poursuit par des niveaux riches en oncoïdes et en indices d'émersions interprétés comme appartenant aux Calcaires d'Aranc. La série se termine par des faciès plus grossiers, très riches en bioclastes, attribués à la Formation des Calcaires et marnes à ptérocères. Ce choix diffère de ceux des auteurs précédents. Il s'appuie sur la corrélation avec la coupe de Chancia dans laquelle l'observation de la série est plus continue. Il permet d'expliquer pourquoi les faciès du toit de la coupe sont si différents des faciès classiques des Couches de Prapont, puisque dans ce cas, ils n'appartiennent pas à cette formation. Ceci implique de considérer qu'il n'y a pas de faille entre la première et la seconde coupe de Bernier. La topographie régulière à cet endroit tend à confirmer cette hypothèse. Dans ce cas, la lacune observée pourrait correspondre à une partie des Calcaires et marnes à ptérocères, particulièrement friable. Ceux-ci seraient alors surmontés par les Couches de Prapont, dans leur faciès typique. Cette nouvelle proposition, sera développée dans le chapitre 6, étayée par des corrélations séquentielles.

Coupe de Molinges (1)

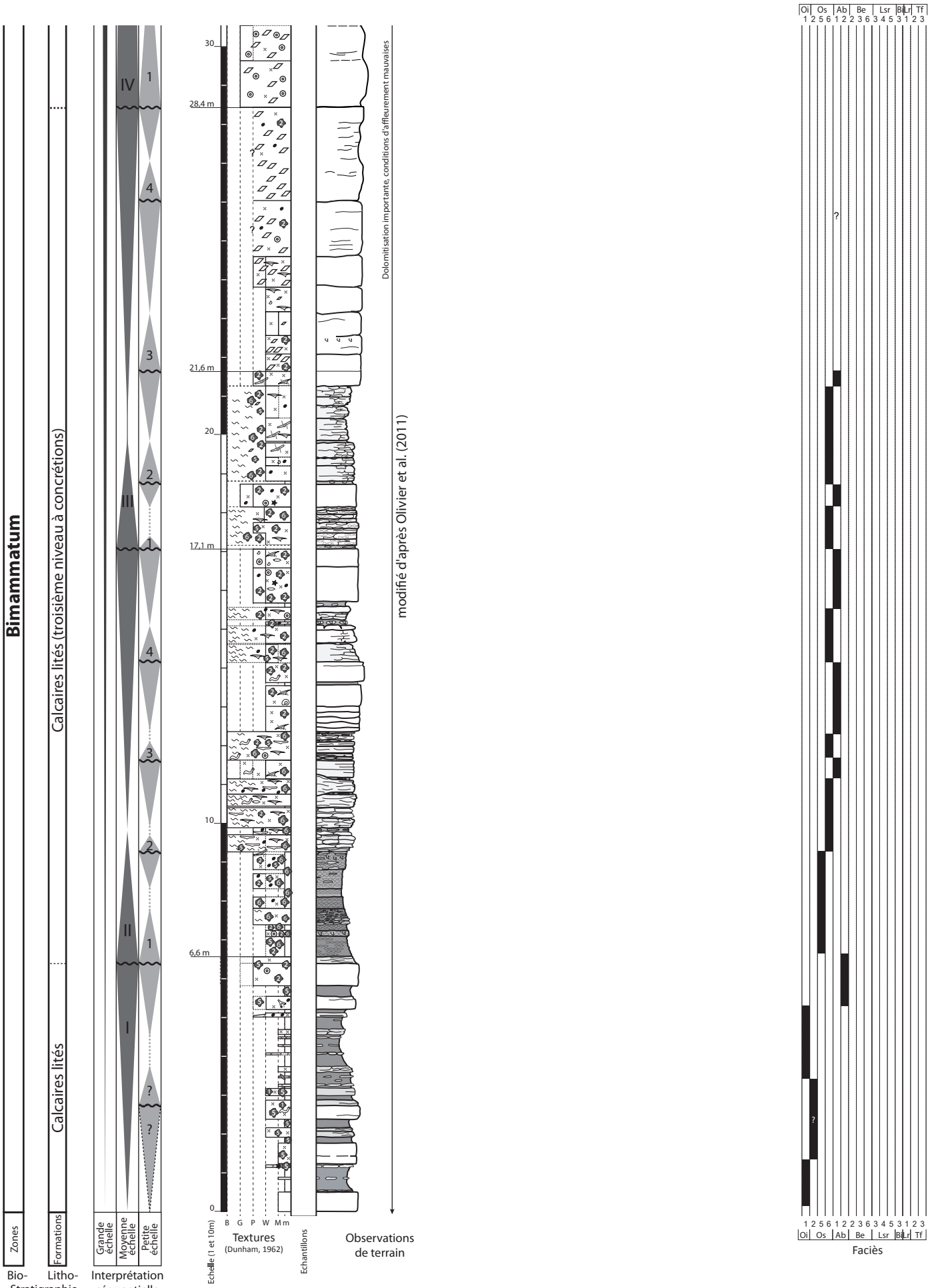


Figure 5.20 Coupe de Molinges, tronçon 1 (1/7) . Légende en Annexe 1

Coupe de Molinges (2)

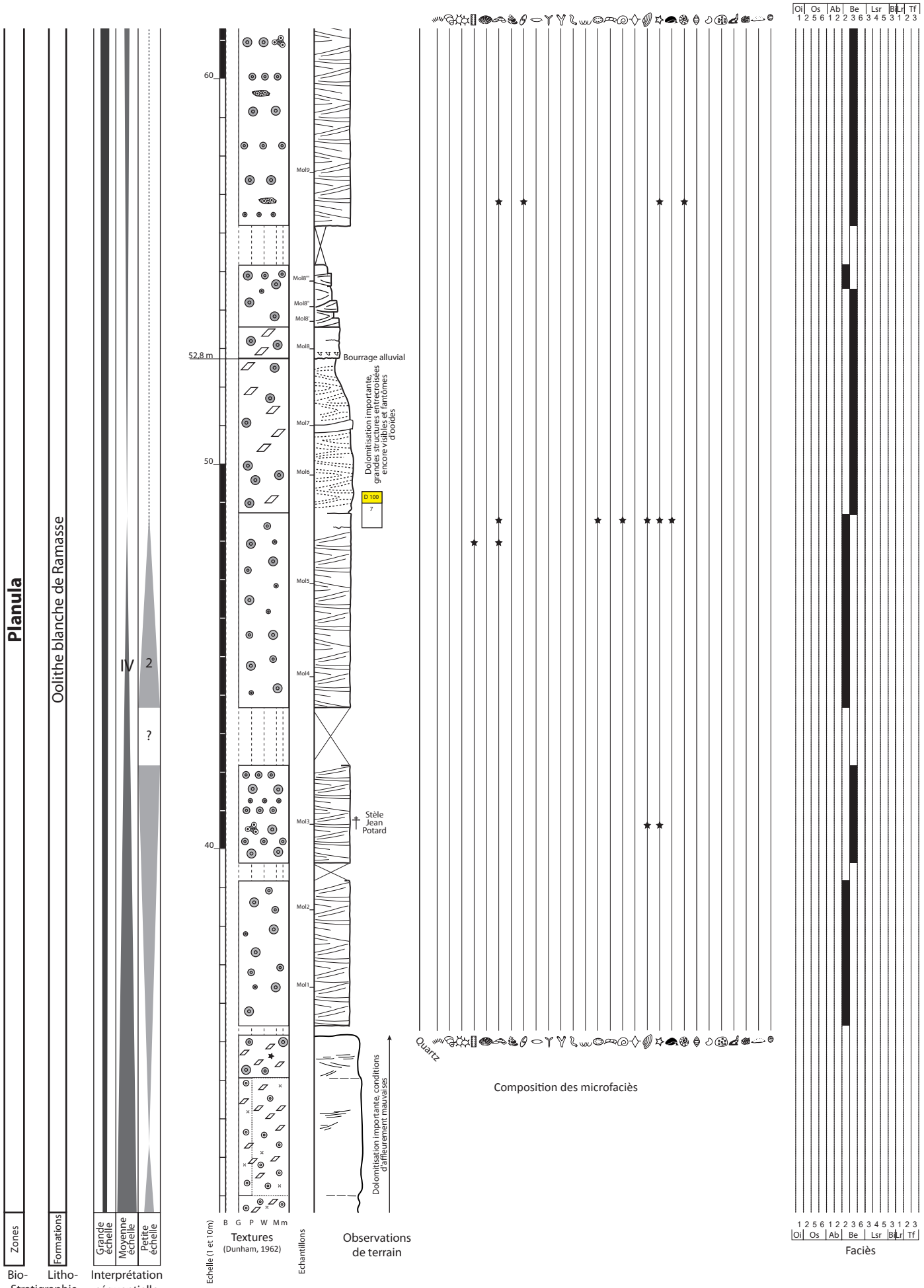


Figure 5.20 Coupe de Molinges, tronçon 1 (2/7). Légende en Annexe 1

Coupe de Molinges (3)

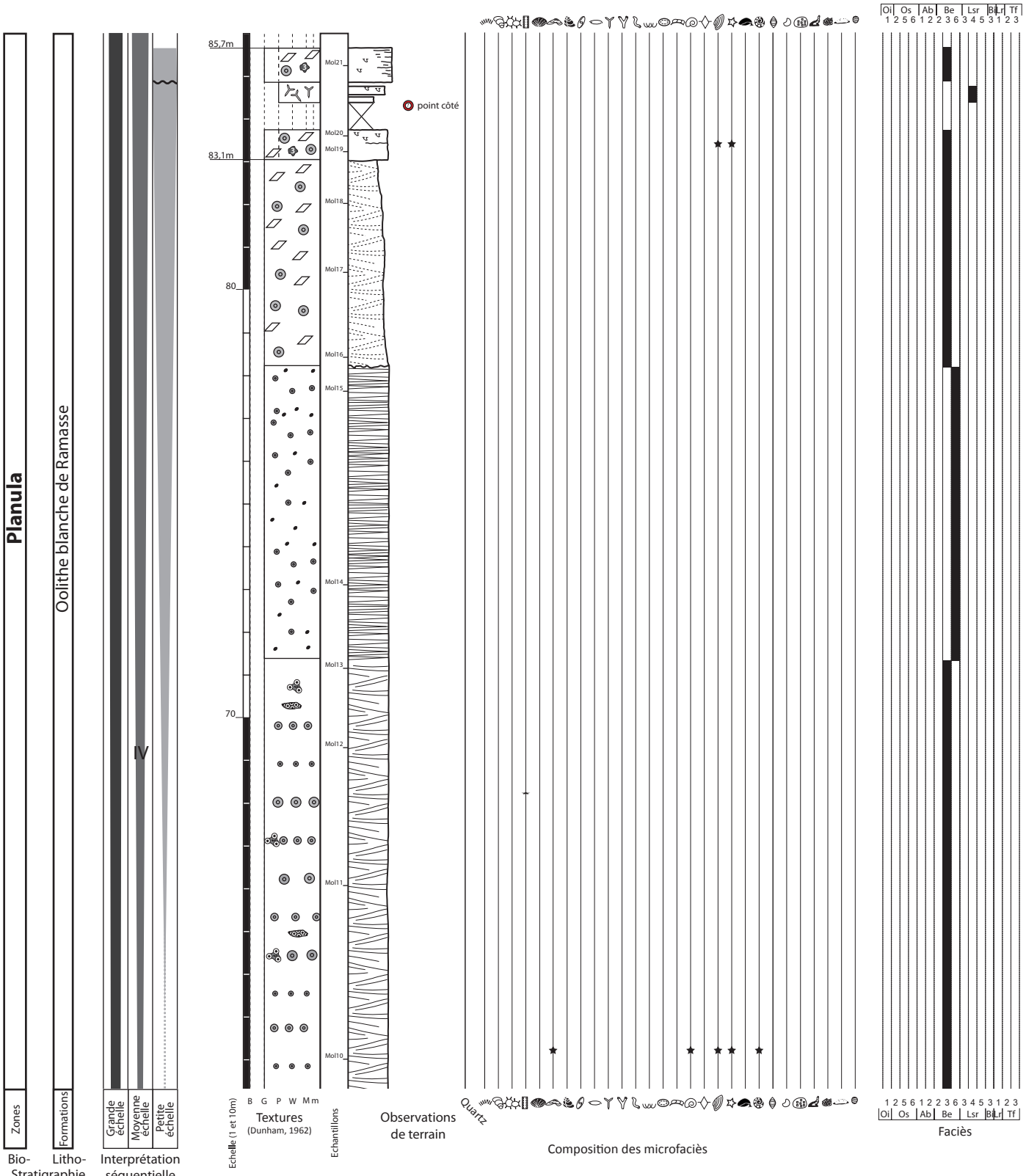


Figure 5.20 Coupe de Molinges, tronçon 1 (3/7). Légende en Annexe 1

Coupe de Molinges (4)

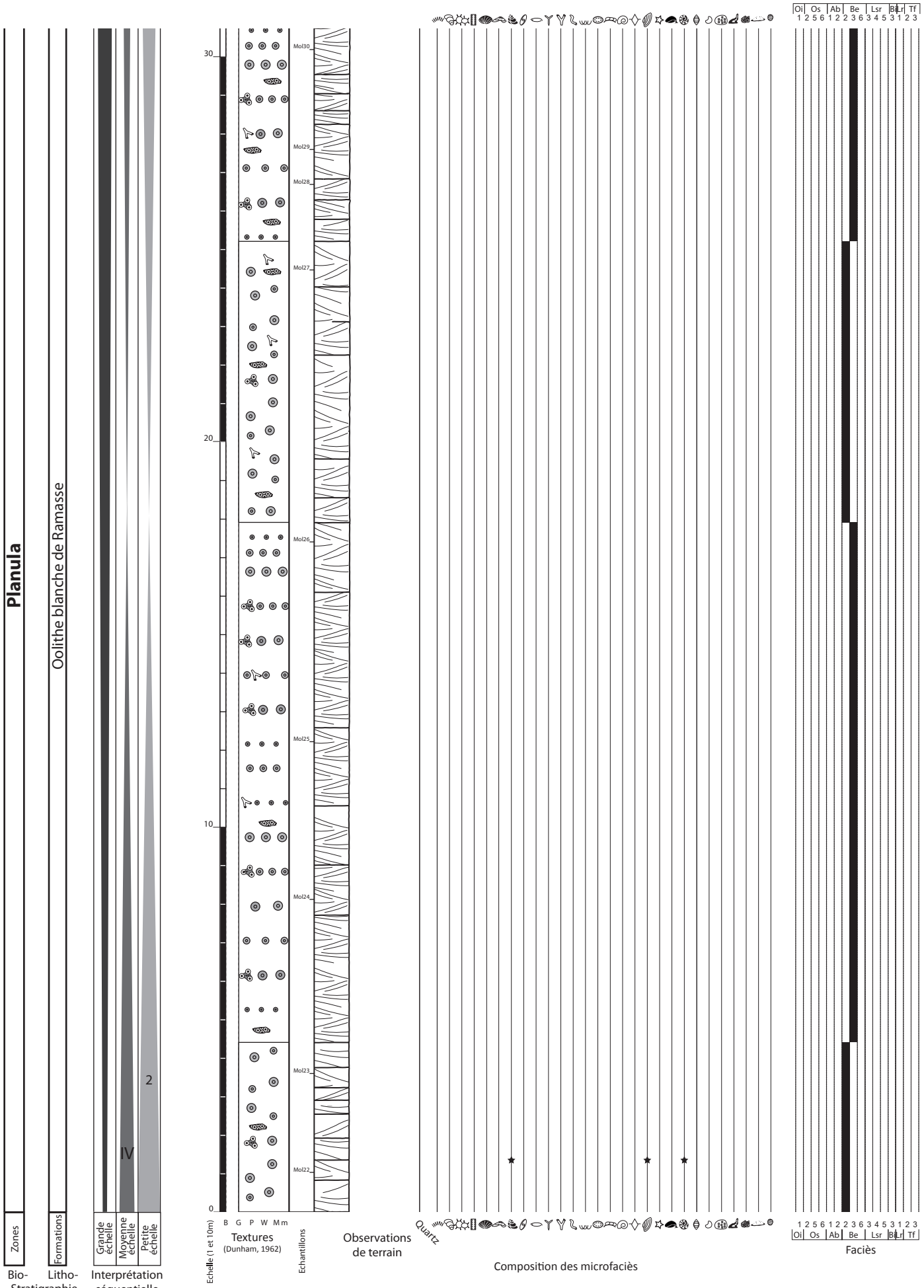


Figure 5.20 Coupe de Molinges, tronçon 2 (4/7). Légende en Annexe 1

Coupe de Molinges (5)

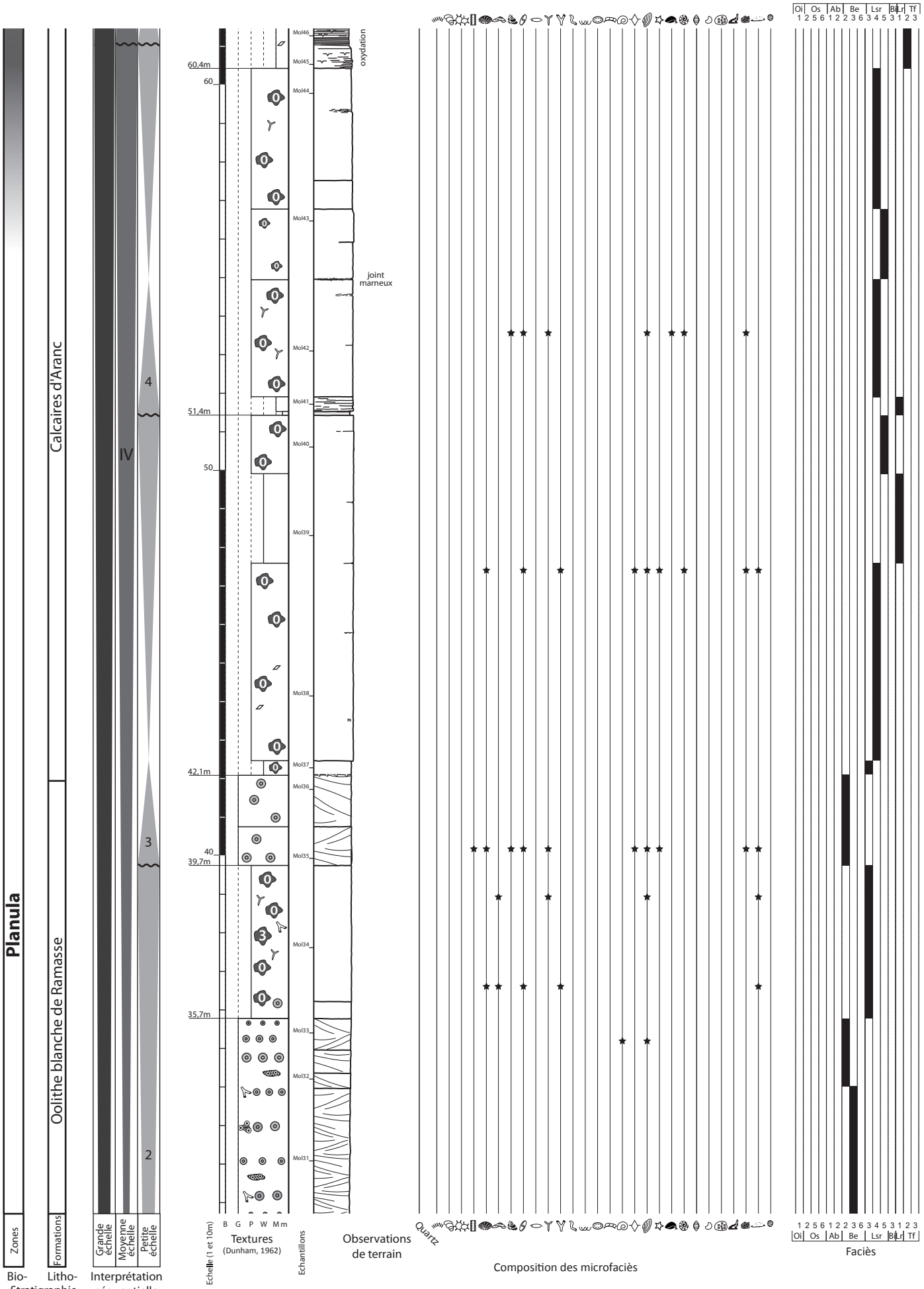


Figure 5.20 Coupe de Molinges, tronçon 2 (5/7). Légende en Annexe 1

Coupe de Molinges (6)

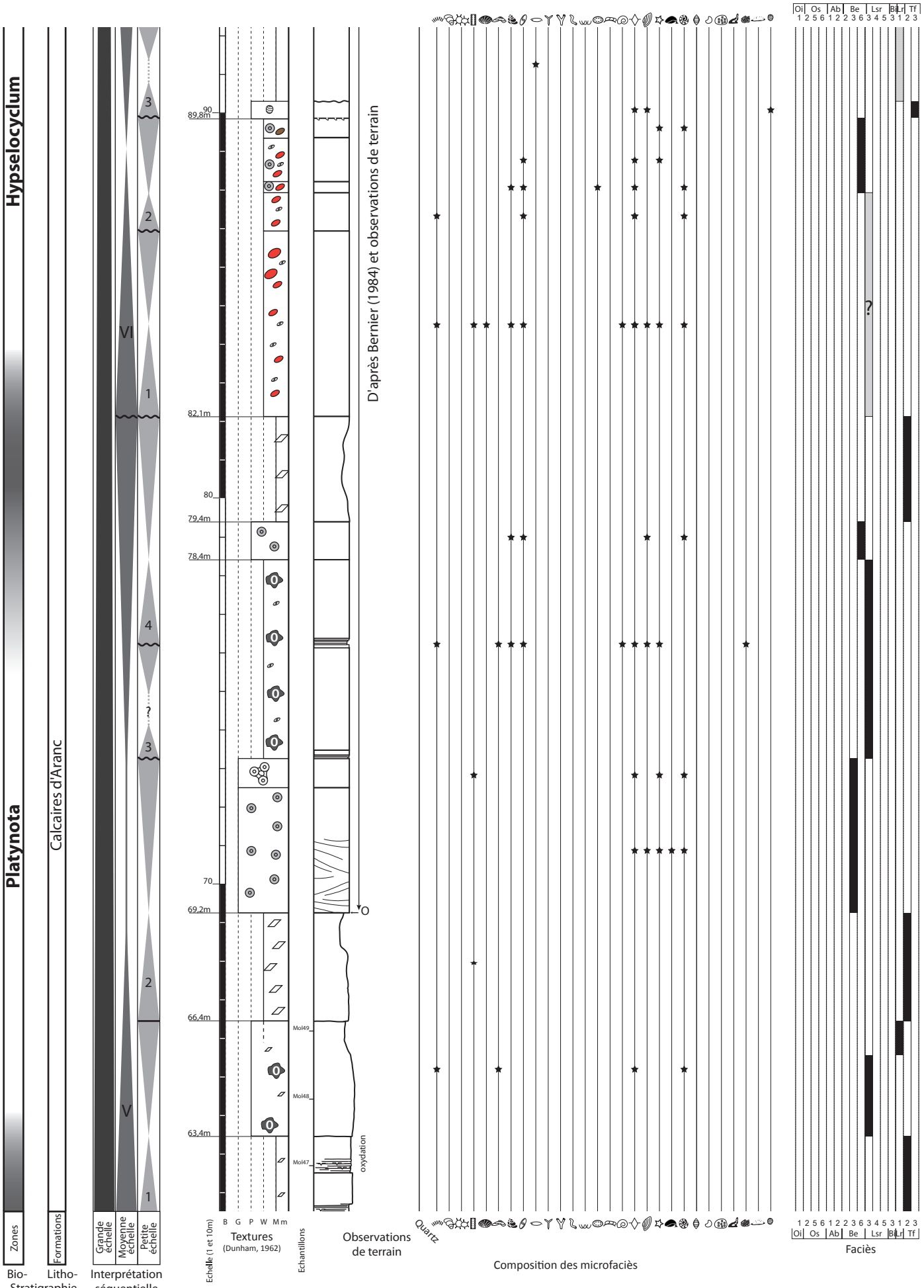


Figure 5.20 Coupe de Molinges, tronçon 2 (6/7). Légende en Annexe 1

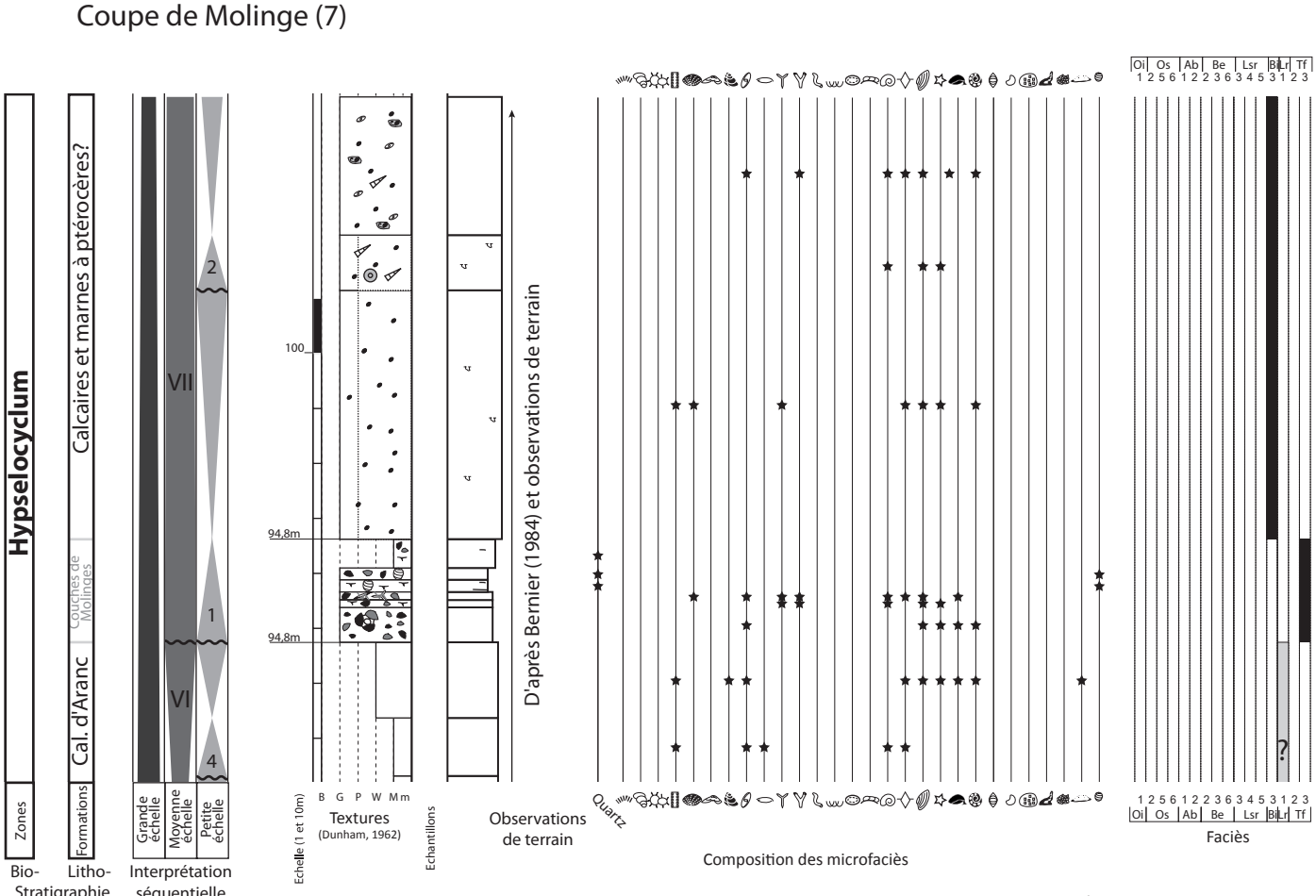


Figure 5.20 Coupe de Molinges, tronçon 2 (7/7). Légende en Annexe 1

5.4.4.2. Coupe de Chancia

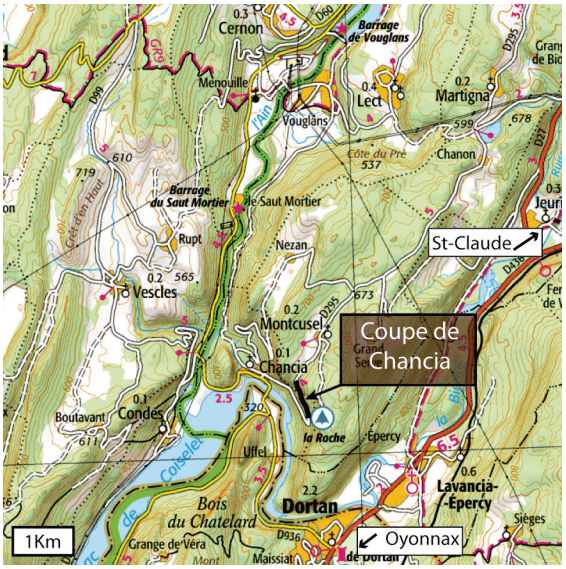


Figure 5.21 Position géographique de la coupe de Chancia

GPS : base: 46°20'24.20''N ; 5°39'18.97''E ; sommet : 46°20'40.23''N ; 5°39'09.88''E.

Position géographique et stratigraphique

Cette coupe s'étend le long de la départementale D295 *(Figure 5.21)*, entre les villages de Chancia et Montcusel (Jura, 39, Feuille de Moirans-en-Montagne). Elle recoupe un synclinal perché, formé par le plissement de formations du Jurassique supérieur, organisées en 4 barres successives, dont seules les deux premières sont accessibles *(Figure 5.22)*. Les formations de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien supérieur y ont été reconnues (le troisième niveau à concrétions des Calcaires lités, l'Oolithe de Corveissiat, les Calcaires d'Aranc, les Calcaires et marnes à ptérocères, les Calcaires à stromatoporidés).

La coupe (synthétisée en *Figure 5.23*) débute lorsque les affleurements deviennent continus, au croisement de la route et de la courbe de niveau 500m sur la carte topographique, environ 250 mètres après la grande épingle à cheveux formée par la route et repérée par le point coté 456 mètres. A partir de cet endroit, la série a été levée banc par banc jusqu'au belvédère. L'analyse des panoramas, associée à l'étude de terrain, permet de démontrer que les quelques lacunes de visibilité de la coupe ne sont en aucun cas liées au passage de failles importantes, mais correspondent simplement à l'installation de couverts végétaux sur des intervalles marneux formant des combes ou sur des éboulis en pied de falaise.

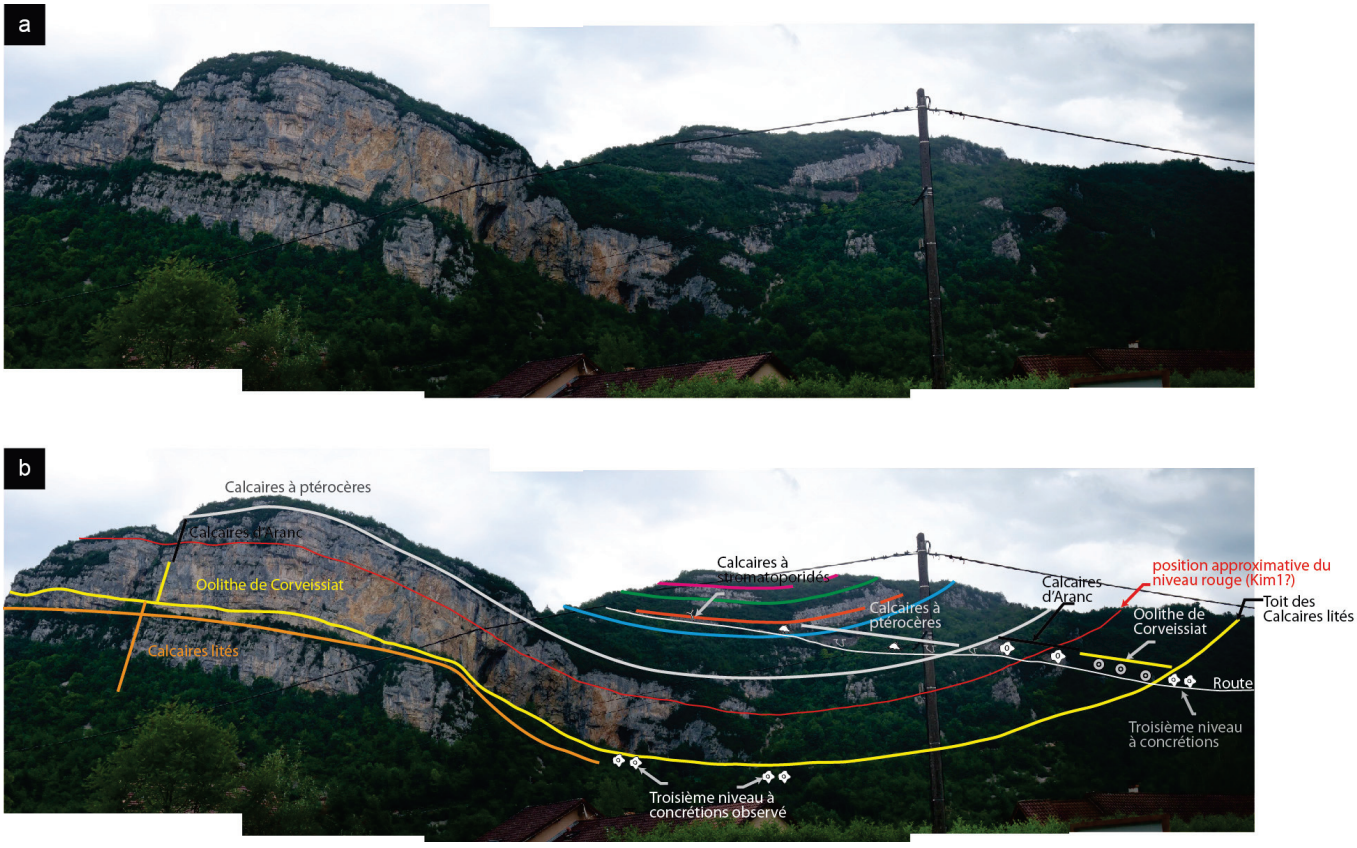


Figure 5.22 a) Synclinal perché de Chancia. b) Position des formations du Jurassique supérieur au sein du synclinal

Le contact entre les Calcaires lités et l'Oolithe de Corveissiat le long de la coupe présente cependant une zone clairement broyée dont le pendage est parallèle au pendage des couches. Le pendage important, la position « en bordure de synclinal » et les différences rhéologiques entre les deux formations permettent de proposer que cette zone broyée correspond au glissement de la formation oolithique sur la formation marno-calcaire sous-jacente lors de la mise en place du pli. Elle n'occasionne donc pas de modification majeure de l'épaisseur des formations.

Historique de la Coupe

Chevallier (1989) est le seul auteur à mentionner cette coupe (alors appelée Coupe de Montcusel). En dépit de la grande continuité de la coupe, Chevallier (1989) n'en décrit que de 7,5 mètres. D'après la localisation proposée par l'auteur, la partie levée correspond à un intervalle contenu entre les mètres 132 et 140 de la coupe présentée ici *(Figure 5.23)*. Cet intervalle contient une lacune de visibilité estimée à 70 cm par cet auteur.

Chevallier (1989) attribue aux Calcaires à Ptérocères les 3,75 mètres situés sous la lacune. Il suppose que la lacune est formée par la Formation des Marnes à ptérocères, alors directement coiffées par les Calcaires à stromatoporidés de Matafelon, auxquels il rattache les trois mètres situés au-dessus de la lacune. Les observations menées ici ne sont pas en accord avec cette dernière attribution lithostratigraphique dans la mesure où des faciès typiques des Calcaires à ptérocères sont rencontrés régulièrement jusqu'au mètre 170 et sont surmontés alors par des calcaires bien plus riches en stromatoporidés que ceux indiqués par Chevallier (1989).

Il est également intéressant de noter que Bernier (1984) propose les trois coupes successives du Bois de Trequin, situées à environ 2,5 km à vol d'oiseau de la coupe de Chancia, qui recoupent un intervalle stratigraphique allant de l'oolithe de Corveissiat (Oxfordien terminal) aux Couches de Chailley (Tithonien). Contrairement à ces trois coupes séparées par des lacunes couvrant potentiellement des failles, la coupe de Chancia a l'avantage d'être presque continue.

Description et interprétation sédimentologique

Les Calcaires lités

La coupe débute par les niveaux supérieurs de la Formation des Calcaire lités (mètres 0 à 21,3). Ces niveaux correspondent au troisième niveau à concrétions de (Enay, 1966). Ils sont composés par alternance de calcaires marneux, dans lesquels des oncoïdes atteignent plusieurs centimètres de diamètre et forment de véritables conglomérats (**faciès Os5 et Os6**), et de calcaires massifs, également riches en oncoïdes, mais également en colonies coralliennes isolées et en spicules d'éponges siliceuses (**faciès Ab1**). Quel que soit le faciès, les oncoïdes ont un cortex épais, formés d'encroûteurs divers (serpulidés, bryozoaires, huîtres, nubéculaires, *Tubiphytes*, …) mais toujours dépourvus d'organismes phototrophes (Planche 2h ; Planche 8e-f ; Planche 21a-b). Les colonies coralliennes sont souvent encroûtées par le même type d'encroûtement, formant de grosses concrétions décimétriques, extrêmement dures ou à l'occasion, de véritables biostromes (**faciès Os6**, mètre 2,1). La mise en place d'épais intervalles oncolithiques montre un taux de sédimentation relativement faible, permettant la croissance des organismes encroûteurs. La présence d'oncoïdes témoigne par ailleurs d'un environnement régulièrement soumis à de l'énergie, probablement dans la zone d'action des vagues de tempêtes (Olivier et al., 2011). Au mètre 11,1, la formation est interrompue par une lacune de visibilité estimée à 5,9 mètres. Suite à cette lacune, la partie terminale de la formation (mètres 17 à 21,3) est fortement dolomitisée et prend une couleur verdâtre peu commune. Il est difficile de déterminer si la dolomitisation est liée à une phase émersive à la fin de la mise en place de la formation ou si elle est d'origine diagénétique tardive, mise en place à la faveur d'une circulation de fluide préférentielle autour de l'interface entre les niveaux globalement marneux des Calcaires lités et les calcaires oolithiques sus-jacents. Quoi qu'il en soit, elle affecte indistinctement tous les grains et les quelques fantômes d'oncoïdes visibles dans les

échantillons les moins atteints par la dolomitisation attestent de l'appartenance de cette partie de la coupe à la Formation des Calcaires lités (**faciès Ab1**).

L'Oolithe blanche de Ramasse

Cette formation (mètres 21,3 à 72,3) est particulièrement repérable sur le terrain car elle présente des faciès oolithiques blancs crayeux formés par une importante accumulation d'ooïdes micritiques (**faciès Be2, Be3 et Be6**). À Chancia, les structures sédimentaires métriques dans les niveaux oolithiques sont difficiles à repérer à cause de la fracturation intense. Cependant de grandes structures entrecroisées ont été reconnues par endroit. L'étude des sections polies révèle parfois l'existence d'une laminations planes parallèles soulignée par des variations granulométriques qui suggèrent un environnement de plages ou de barres oolithiques. En microfaciès, les ooïdes ont des cortex micritiques (Planche 1a) et tous les clastes sont oolithisés, montrant des conditions d'oolithisation optimales. Dans la partie supérieur de la formation, la granulométrie diminue de manière générale et les péloïdes micritiques sont de plus en plus abondants (**faciès Be6**). Cette observation a été interprétée comme une tendance à la protection du milieu face à l'énergie des vagues et des courants. Le milieu de dépôt passe donc progressivement d'un environnement battu par la houle et les courants, à un environnement de lagon protégé. Aucun indice de restriction n'est cependant observé, et il semble que les conditions de salinité restent stables. Les deux derniers mètres de la formation voient la mise en place de niveaux packstone puis wackestone riches en *Cladocoropsis mirabilis* (**faciès Lsr4 et Bi4**). La texture plus boueuse ainsi que la présence d'organismes benthiques fragiles tels que *Cladocoropsis mirabilis* confirme la tendance à la protection de l'environnement de dépôt. Leinfelder et al. (2005) indiquent que le développement de *Cladocoropsis mirabilis* est favorisé par des conditions de salinité normales au sein de lagons régulièrement soumis à l'action des tempêtes, permettant la remise en suspension de la boue et évitant l'enfouissement passif des colonies.

Les Calcaires d'Aranc

Cette formation (mètres 72,3 à 125,6, Planche 21c) est caractérisée par une succession de séquences de dépôt plurimétriques très similaires entre elles qui correspondent à des variations croissantes puis décroissantes de la taille des bancs et à l'expression de six faciès différents.

Le faciès le plus grossier est un grainstone à péloïdes et petits foraminifères benthiques, contenant parfois des oncoïdes de type 3 et des nérinées (**faciès Bi3**, Planche 11c). Il est mis en place sous forme de bancs massifs métriques. Bien qu'aucune structure sédimentaire n'ait été détectée (probablement en raison de la granulométrie fine), ce faciès est interprété comme un faciès de barres internes à péloïdes. La présence en faible quantité d'organismes typiques de milieux marin ouverts (échinodermes, brachiopodes, bryozoaires) et *a contrario* d'une grande quantité d'organismes de lagon (miliolidés et autres petits foraminifères benthiques, nérinées) indiquent un environnement de lagon protégé, plutôt semi-restreint.

Les **faciès Lsr3** et **Lsr5** sont marqués par la présence, parfois en grande quantité, d'oncoïdes de type 0 dont le nucléus est souvent verdâtre et le cortex irrégulier et beige (Planche 2a). Ces oncoïdes dépassent rarement 1cm de diamètre. **Lsr3** est un wackestone (packstone) à grosses oncoïdes de type 0 (centimétriques), associées à une faune assez peu diversifiée, dominée par les petits foraminifères benthiques (Planche 11b). **Lsr5** présentent de petites oncoïdes de type 0 (millimétriques) en grande quantité. Il s'agit généralement d'un wackestone (mudstone) au sein duquel les miliolidés sont particulièrement abondants. Il semble exister un continuum entre ces deux faciès et ils se succèdent généralement dans l'enchainement sédimentaire. Entre les deux s'intercalent parfois des niveaux à faciès **Lsr4** dont la texture packstone/wackestone rappelle le faciès **Lsr3** mais dont la composition est intermédiaire entre **Lsr3** et **Lsr5**. Contrairement à ces deux derniers faciès, **Lsr4** contient, en quantité non négligeable, *Cladocoropsis mirabilis*.

Le faciès **Lr1** est un mudstone massif de couleur café au lait, parfois très bioturbé mais néanmoins très pauvre en faune (ostracodes, miliolidés, grands foraminifères complexes agglutinants), qui ne contient que de rares oncoïdes de type 5 de très petite taille. Plusieurs générations de terriers (*Thalassinoïdes*) s'y succèdent fréquemment, démontrant une évolution du sédiment de meuble (softground) à ferme (stiffground). Les bioturbations effectuées lorsque le sédiment était à l'état de soupground ont un contour diffus et ne sont visibles que par des différences de teinte (couleur rouille). Les terriers préservés après induration du sédiment sont souvent remplis d'un matériel bioclastique grossier (packstone), parfois dolomitisé préférentiellement ou remplis de calcite (Planche 11a, h). Ce faciès est typique d'environnements subtidaux de lagons très peu profonds (Scholle et al., 1983). Le remplissage des terriers les plus récents de l'ichnocénose par du matériel grossier témoigne de l'existence d'événements de forte énergie au sein du lagon, déposant occasionnellement du matériel grossier. Lorsque le sédiment est meuble, ce matériel est rapidement remanié par les organismes et dilué dans le volume de boue calcaire. Il n'est conservé que lorsqu'il est piégé dans des terriers ouverts, mis en place dans un sédiment déjà ferme (Wanless et al., 1988, Rameil, 2005).

Le faciès **Lr1** est souvent précédé ou succédé par les faciès **Bi4** et **Tf1** qui sont également des faciès fins et de couleur café au lait, mais qui présentent une lamination évidente. En microscopie, **Bi4** correspond à un micrograinstone à péloïdes très fins et très bien triés, à contours bien définis, organisés en fines lamines. Ce type de micro-grainstone est mis en place dans la zone intertidale où les émersions régulières permettent la consolidation des péloïdes par dessiccation. **Tf1** montre également une lamination fine mais irrégulière. En microscopie, cette lamination correspond à une succession de lamines irrégulières de micrite de densité variable, et de lamines à fins débris bioclastiques (spicules d'éponges siliceuses notamment). La lamination est parfois interrompue par de grosses bioturbations à bords nets et à remplissage grossier, par des fentes de dessiccation, ou des birdseyes peu nombreux (Planche 12e, g). Ce faciès correspond à des laminites intertidales. Les différences de densité de la micrite entre les lamines, ainsi que leur irrégularité caractéristique, montre que l'essentielle des lamines est probablement d'origine microbienne, bien qu'aucun réseau typique de l'action d'algues ou de cyanobactéries ne puisse être mis en évidence. Les lamines grossières à bioclastes divers sont interprétées comme des dépôts de tempêtes sur le tidal-flat.

Ainsi, à cet endroit de la plateforme, les calcaires d'Aranc sont caractérisés par des séquences successives de mise en place et de comblement de lagons protégés à semi-restreints. L'enchainement systématique des faciès au sein des séquences de dépôts et les continuums mis en évidence entre ces faciès permettent de proposer une structuration bien établie des lagons. Ainsi, la partie la plus distale voit la mise en place des grainstones à péloïdes et foraminifères du faciès **Bi3**. Les faciès **Lnr3** à **Lnr5**, montrant une tendance à la diminution de taille et de la densité des oncoïdes de type 0, semblent de plus en plus proximaux. Les faciès **Lr1** et **Tf1** étaient probablement mis en place en bordure de lagon, dans la zone subtidale supérieure à intertidale.

Aux mètres 81,6 et 89,9 sont mis en place deux intervalles particuliers, développés sur des surfaces perforées. Ils correspondent à de fins niveaux à clastes remaniés (petites oncoïdes de type 0, miliolidés) intercalés dans des lits argileux de couleur ocre (premier intervalle) ou rouge carmin (second intervalle, Planche 21d). A ces intervalles, succèdent systématiquement la mise en place de laminites intertidales. La composition des argiles n'a pas été étudiée en détail. Néanmoins, leur présence et leur teneur en oxyde de fer attestent probablement d'émersions de longue durée, potentiellement accompagnée de la mise en place de paléosols.

Les Calcaires et marnes à ptérocères

Contrairement à ce que propose Chevallier (1989), cette formation est particulièrement épaisse dans la coupe de Chancia (mètres 125,6 à 175). Elle est caractérisée par la présence de nombreuses vires argilo-calcaires jaunâtres à consistance sablonneuse, extrêmement riches en macrofaune (*Harpagodes thirriae*, *Trichites sp.*, *Trigonia, Pholadomya protei*, *Lucina*, *Terebratula subsella*…).

Suite aux Calcaires d'Aranc, la limite basale de cette formation a été placée au mètre 125,6, au niveau d'un changement lithologique majeur qui correspond à la mise en place de faciès riches en débris bioclastiques, avec en particulier la présence d'échinodermes, de bivalves ou de spicules d'éponges siliceuses, proportionnellement absents de la formation précédente. Jusqu'au mètre 134,6, le type de sédimentation reste cependant assez similaire à celui de la formation précédente avec la mise en place de packstones-wackestones bioclastiques (**faciès Lsr1**) alternant avec des mudstones bioturbés d'environnements de lagons subtidaux très peu profonds (**faciès Lr1**). Cependant, la nature et la quantité plus importante des débris bioclastiques indiquent un environnement différent de celui des Calcaires d'Aranc, probablement moins oligotrophe (spicules).

Du mètre 134,6 au mètre 138,2, se succèdent trois vires de calcaires argileux riches en macrofaunes (**faciès Os9**) typiques des Calcaires et marnes à Ptérocères, séparées par des bancs de calcaires massifs, à texture plus fine (**faciès Ab4 et Ab5**), riches en bioclastes (Planche 21f, partie décrite par Chevallier, 1989). La base des vires correspond généralement à une surface nette, parfois oxydée, perforée et encroûtée. En revanche, il est difficile d'établir une limite franche entre une vire et le banc calcaire qui lui succède. Il semble donc qu'un doublet vire-banc massif corresponde à une séquence de dépôt dont la mise en place est liée à une subite arrivée de matériel argileux, puis à la diminution progressive de la fraction argileuse au profit de la fraction micritique. Dans ce cas, il est probable que les surfaces durcies observées soient liées à de brusques ralentissements de la sédimentation à chaque décharge de matériel argileux.

Du mètre 138,2 au mètre 139, une lacune interrompt l'observation de la série. Cette lacune se situe au pied de la dernière barre carbonatée qui compose la coupe de Chancia. Elle est liée à la mise en place d'éboulis. Cependant, elle se situe également au sein d'une large vire, visible à l'échelle du paysage, située entre deux barres carbonatées successives (dernière et avant dernière barres de la coupe, voir *Figure 5.22*), et très végétalisée. Etant donné la forte teneur en argiles des derniers sédiments observés avant la lacune, il est probable qu'elle marque un épisode particulièrement riche en argiles comme le suppose Chevallier (1989).

Suite à la lacune, du mètre 139 au mètre 158,7, les faciès redeviennent proches de ceux observés dans les Calcaires d'Aranc (**Lsr2, Lsr5** et **Lr1**, Planche 21g). Cependant, une vire argileuse à faciès ptérocérien typique est observée au mètre 146,1 et les intervalles à texture packstone et wackestone sont globalement plus riches en échinodermes, brachiopodes, bivalves et spicules d'éponges siliceuses que ceux des Calcaires d'Aranc. Ainsi, l'environnement reste proche de celui dans lequel se sont déposés les Calcaires d'Aranc, mais le milieu est probablement légèrement plus ouvert, et les arrivées d'argiles plus fréquentes provoquent probablement des conditions plus mésotrophes et/ ou une turbidité plus importante. À partir du mètre 158,7, jusqu'au mètre 175, la sédimentation devient à nouveau plus argileuse et de nouvelles vires riches en macrofaune « ptérocérienne » (**faciès Os9**) sont mises en place, en alternance avec des calcaires extrêmement bioclastiques et riches en intraclastes micritiques (**faciès Ab4 et Ab5**). A ces calcaires bioclastiques de texture généralement packstone, s'opposent des mudstones ou des wackestones, bioturbés, amygdalaires, parfois légèrement argileux (**faciès Lr1**, Planche 21h). Ces calcaires à texture plus fine témoignent de brutales chutes du niveau marin relatif qui ramènent l'environnement à un milieu de lagon subtidal protégé et peu profond. L'absence relative d'argile dans ce type de faciès montre que lors de leur dépôt, le système était coupé de la source du matériel terrigène.

Calcaires à stromatoporidés

Au mètre 175, une surface très irrégulière met brutalement en place sur des mudstones (**faciès Lr1**) des packstones extrêmement riches en *Cladocoropsis mirabilis* (**faciès Lsr4**), attribués aux Calcaires à stromatoporidés et marquant la fin de la coupe. Il est difficile d'interpréter ce changement de faciès en termes d'évolution de l'environnement de dépôt à long terme, dans la mesure où aucune observation n'a été faite sur les niveaux sus-jacents. Néanmoins, l'augmentation de la texture, accompagnée d'une augmentation de la taille des bancs, pourrait indiquer une remise en eau du système. Par ailleurs, la présence en grande quantité de *Cladocoropsis mirabilis* indique des conditions oligotrophes, contrastant avec les conditions trophiques régnant dans les Calcaires à ptérocères.

Interprétation séquentielle

A grande échelle, la coupe *(Figure 5.23)* montre une tendance à la baisse du niveau marin relatif, depuis les Calcaires lités jusqu'aux Calcaires d'Aranc. À partir de la mise en place des Calcaires à Ptérocères, le milieu de dépôt semble se réapprofondir légèrement avec des occurrences de moins en moins fréquentes de faciès subémersifs et mise en place ponctuelle de faciès de rampe médiane. Ainsi, il semble que la coupe mette en évidence, à grande échelle, un hémicycle régressif dont le paroxysme, difficile à placer avec précision, se situe au sein des Calcaires d'Aranc, probablement à hauteur des niveaux émersifs des mètres 81,6 et 89,9, suivit d'un hémicycle transgressif dont l'expression, discrète en termes d'approfondissement du milieu, favorise indéniablement le dépôt de la partie supérieure des Calcaires d'Aranc et de l'épaisse série des Calcaires et marnes à Ptérocères.

Au sein de cette grande tendance, deux ordres de séquences (moyenne et petite échelle) de plus haute fréquence ont été déterminés sur la base des variations de faciès et de taille des bancs. La limite supérieure de la première séquence de moyenne échelle (II) est difficile à déterminer avec précision. Elle est placée au-dessus du mètre 11,1. Ainsi, la seconde séquence de moyenne échelle (III) est majoritairement comprise dans la lacune. La limite supérieure de cette séquence se situe probablement au toit de l'intervalle dolomitisé, entre les mètres 21,3 et 21,7.

La troisième séquence de moyenne échelle (IV) est particulièrement épaisse. La position du maximum d'inondation ne peut pas être définie avec précision car il se situe au sein des niveaux oolithiques de l'Oolithe de Corveissiat, dans lesquels il est difficile d'établir les variations du niveau marin relatif. Néanmoins, il se situe probablement dans un intervalle de 10 mètres autour du mètre 40, qui enregistre le faciès le plus grossier de cette formation. La partie régressive de cette séquence marque une lente diminution de la granulométrie et se termine par la mise en place des Calcaires d'Aranc. La surface perforée, surmontée d'un intervalle argileux rouge au mètre 89,9 a été interprété comme la limite supérieure de cette séquence. Cette surface est choisie car elle marque une importante émersion et se situe au niveau d'une inversion de tendance dans l'enchainement des faciès et dans la taille des séquences de petite échelle (faciès de moins en moins profonds et séquences de petite échelle de plus en plus petites avant la surface).

Suite à cette limite, des laminites micritiques sont mises en place sur 90 cm et initient le cortège transgressif de la quatrième séquence de moyenne échelle (V). Au mètre 90,8, l'augmentation brutale de la taille des bancs et l'approfondissent des faciès marque une accélération de la transgression. Aucune surface de maximum d'inondation ne peut être définie dans cette séquence, néanmoins, les faciès s'approfondissent et la taille des bancs continue à augmenter jusqu'au mètre 100. Les faciès vont ensuite progressivement devenir de plus en plus proximaux et la taille des bancs de plus en plus mince, jusqu'au mètre 110,8 et à la mise en place de bancs centimétriques de laminites à birdseyes. Cette quatrième séquence de moyenne échelle (V) est remarquable car les quatre séquences de petite échelle qui la composent sont très bien exprimées et organisées en fonction de la position qu'elles occupent au sein de la séquence de moyenne échelle (Chapitre 4).

Suite à la limite de séquence (mètre 110,8) et comme pour la séquence précédente, un court dépôt de laminites introduit la cinquième séquence de moyenne échelle (VI). Le caractère transgressif de ce dépôt est mis en évidence par la stratocroissance des bancs qui traduit une tendance à l'augmentation de l'espace d'accommodation depuis la limite de séquence. Comme dans la séquence précédente, ces laminites précèdent un changement brutal de faciès et une rapide augmentation de la taille des bancs au mètre 111,6. L'approfondissement maximal de la cinquième séquence de moyenne échelle se situe probablement entre les mètres 116,5 et 118,9, entre lesquels sont mis en place des faciès de barre interne, qui sont les dépôts de plus forte énergie de la séquence. Faisant suite à ce maximum d'approfondissement, la taille des bancs diminue et les variations de faciès deviennent fréquentes, mettant en évidence une diminution de la taille des séquences de plus petite échelle.

La limite de séquence supérieure de la cinquième séquence de moyenne échelle (VII) est difficile à positionner et plusieurs surfaces sont potentiellement candidates, respectivement aux mètres, 119,9, 121,7 et 123,7. La dernière a cependant été retenue car elle est marquée par des perforation, encroûtée (Planche 21e) et surtout précède un épais intervalle de mudstones, suivi d'un changement lithologique majeur, accompagné d'un changement de texture et d'une augmentation importante de la taille des banc (mètre 124,3), interprétés comme le début du cortège transgressif de la sixième séquence de moyenne échelle de la coupe (VII), et qui marquent également le passage à la Formation des Calcaires et marnes à Ptérocères.

Il est impossible de placer avec précision le maximum d'inondation de la séquence VII dans la mesure où cette séquence inclue une lacune d'observation. Cependant, l'augmentation progressive de la quantité de bioclastes et l'acquisition d'une texture de plus en plus grossière jusqu'au mètre 134,6 montrent que le maximum d'inondation n'est pas atteint avant cette cote. La fin de la séquence VI est probablement exprimée après la lacune, du mètre 139 au mètre 152,9, intervalle au sein duquel est observée une diminution progressive de la quantité et de la diversité de grains. Au mètre 152,9, la mise en place de laminites de tidal-flat puis de mudstones à passées packstone/wackestone, interprétés comme des faciès de lagon très peu profonds à dépôts de tempestites, marque le début du cortège transgressif de la septième séquence de moyenne échelle de la coupe (VIII). Le maximum d'inondation de cette séquence est atteint lors de la mise en place des faciès de rampe médiane, riches en échinodermes et intraclastes, à partir du mètre 158,7, jusqu'au mètre 163,8. Le cortège de haut niveau marin de cette séquence est représenté par des faciès typiquement « ptérocériens », très riches en bioclastes, dont la texture va progressivement diminuer jusqu'au mètre 175, où le faciès change brutalement avec la mise en place des Calcaires à stromatoporidés sur une surface très irrégulière, interprétée à la fois comme une limite de séquence et une surface de transgression d'une huitième séquence de moyenne échelle (IX) dont la majeure partie manque.

Synthèse et comparaison aux travaux antérieurs

La coupe de Chancia expose quatre formations successives. Entre les mètres 0 et 21,3, les Calcaires lités ne sont pas exprimés sous leur faciès classique, mais sous un faciès oncolithique qui correspond au faciès du « troisième niveau à concrétions » décrit par Enay (1966), également mis en évidence dans la coupe de Molinges. Les calcaires oolithiques blancs de la Formation des Calcaires de Corveissiat s'étendent ensuite sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur, dans leur faciès caractéristique. La Formation des Calcaire d'Aranc (mètres 72,3 à 125,6) est bien visible dans cette coupe et correspond à un minimum d'accommodation sur la plateforme. Les faciès ici exprimés sont extrêmement proximaux et les oncoïdes, pourtant bien visibles et abondants ne présentent pas des cortex aussi bien développés et aussi riches en *Bacinella irregularis* que dans la localité type (Dahanayaké et al., 1976). Contrairement à ce que suggère Chevallier (1989), la Formation des Calcaires et marnes à ptérocères (mètres 124,3 à 173,4) est très épaisse dans cette série et est marquée par deux épisodes de mise en place de faciès de rampe médiane typiquement ptérocériens,

biodétritiques et argileux à macrofaune riche, séparés par un intervalle de dix mètres plus calcaire, qui rappelle les conditions de dépôt de rampe interne des Calcaires d'Aranc sous-jacents. La série se termine par des niveaux riches en *Cladocoropsis mirabilis*, probablement relatifs aux Calcaires à stromatoporidés de Matafelon de Bernier (1984).

Coupe de Chancia (1)

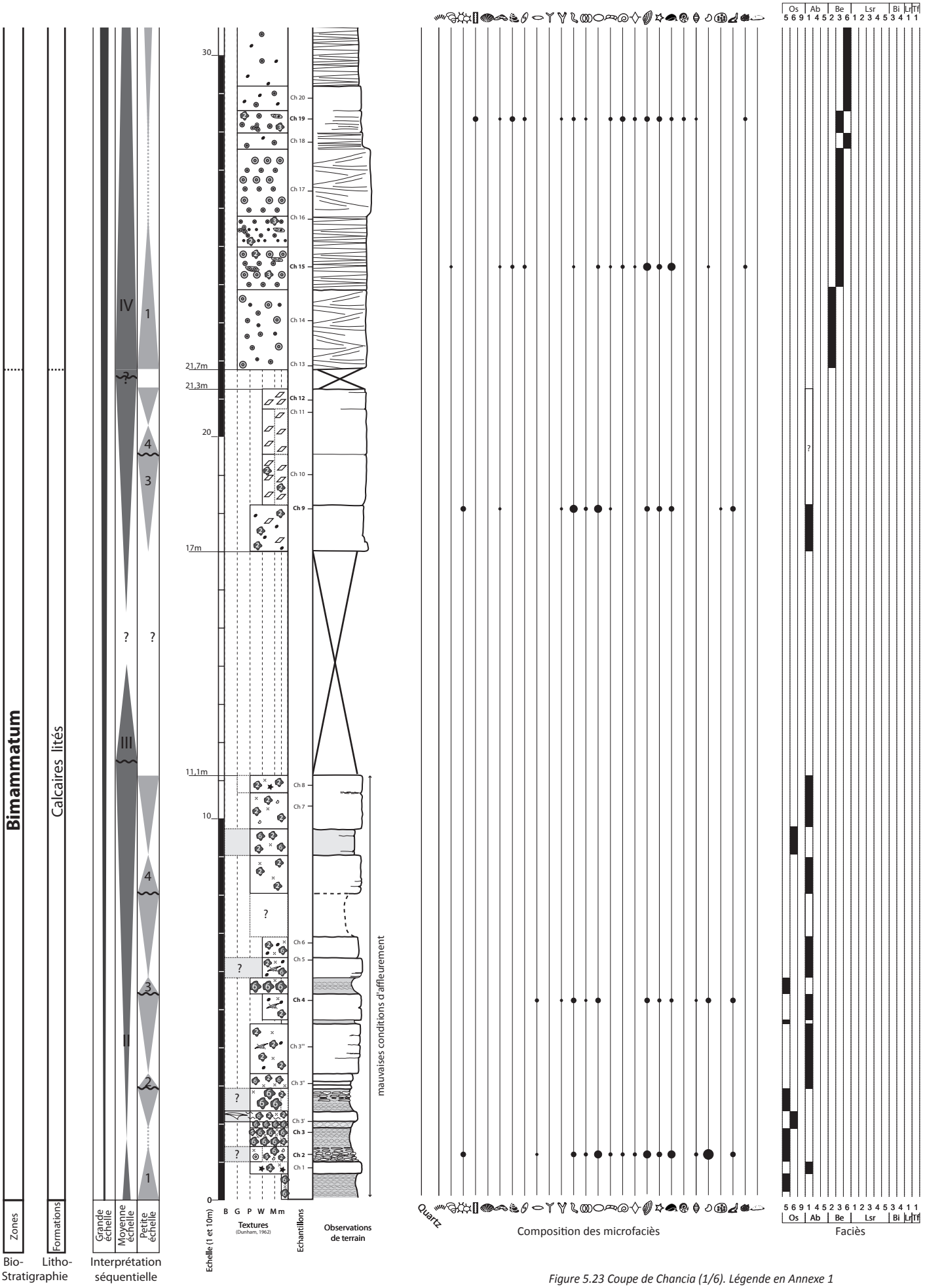


Figure 5.23 Coupe de Chancia (1/6). Légende en Annexe 1

Coupe de Chancia (2)

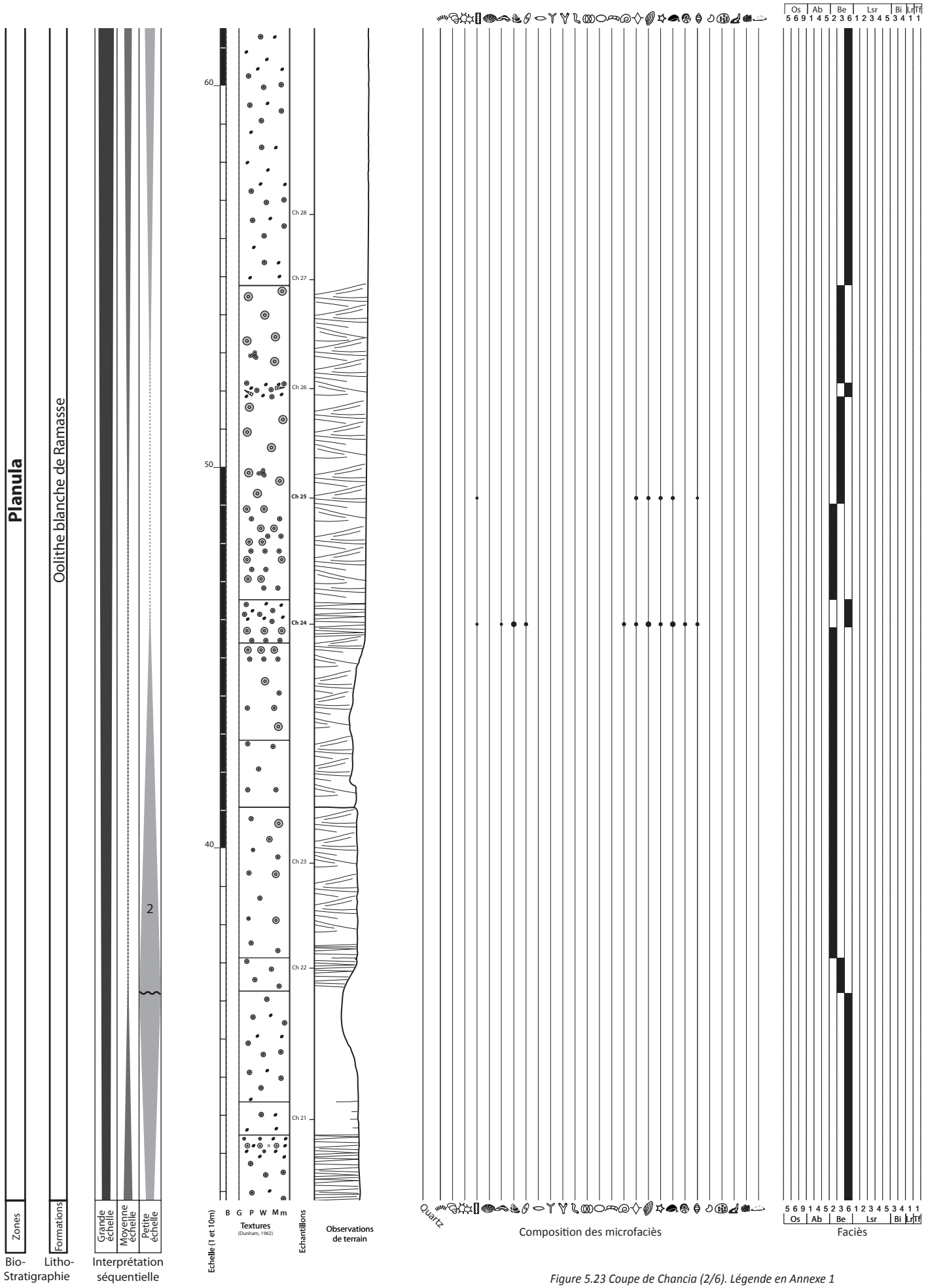


Figure 5.23 Coupe de Chancia (2/6). Légende en Annexe 1

Coupe de Chancia (3)

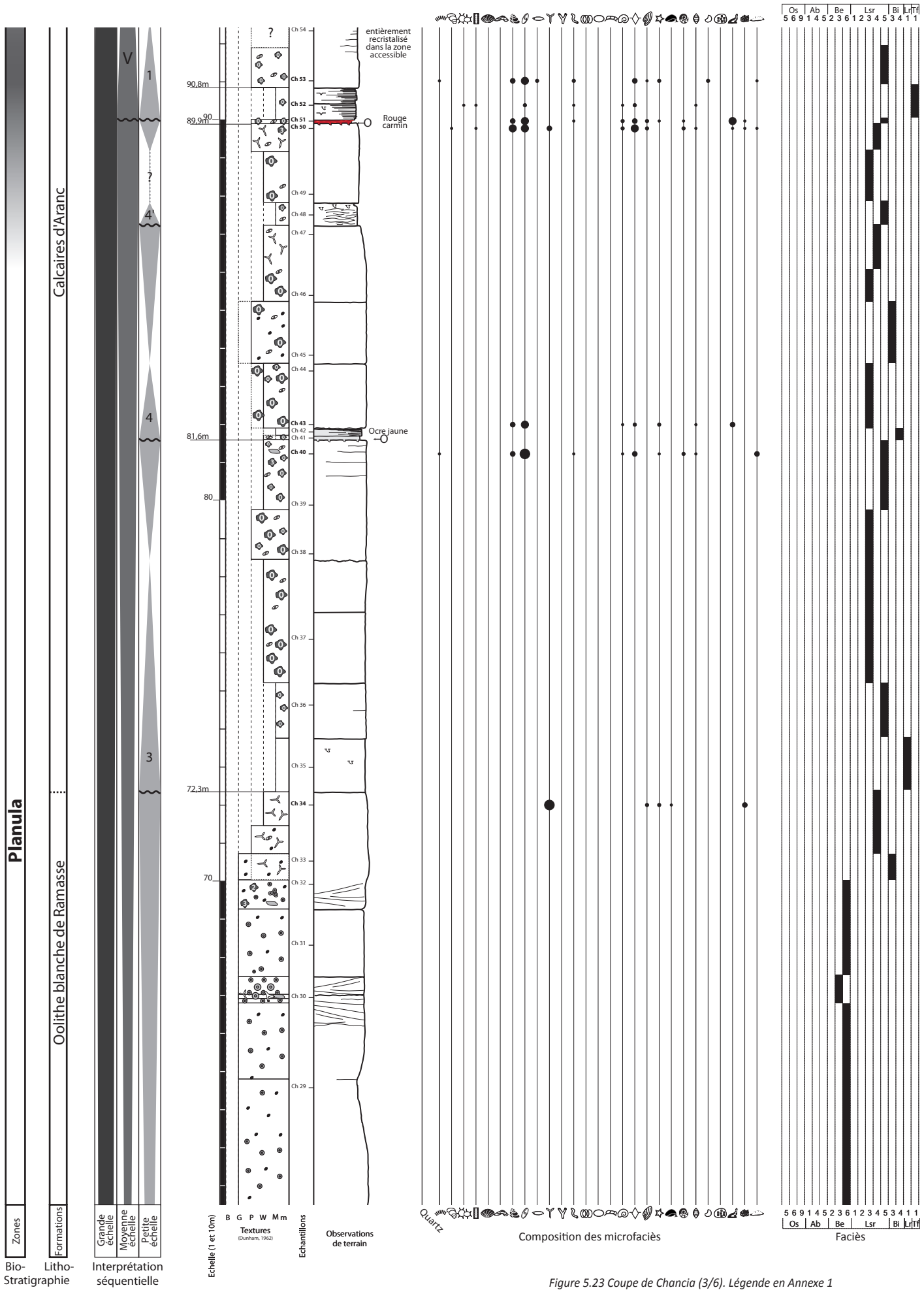


Figure 5.23 Coupe de Chancia (3/6). Légende en Annexe 1

Coupe de Chancia (4)

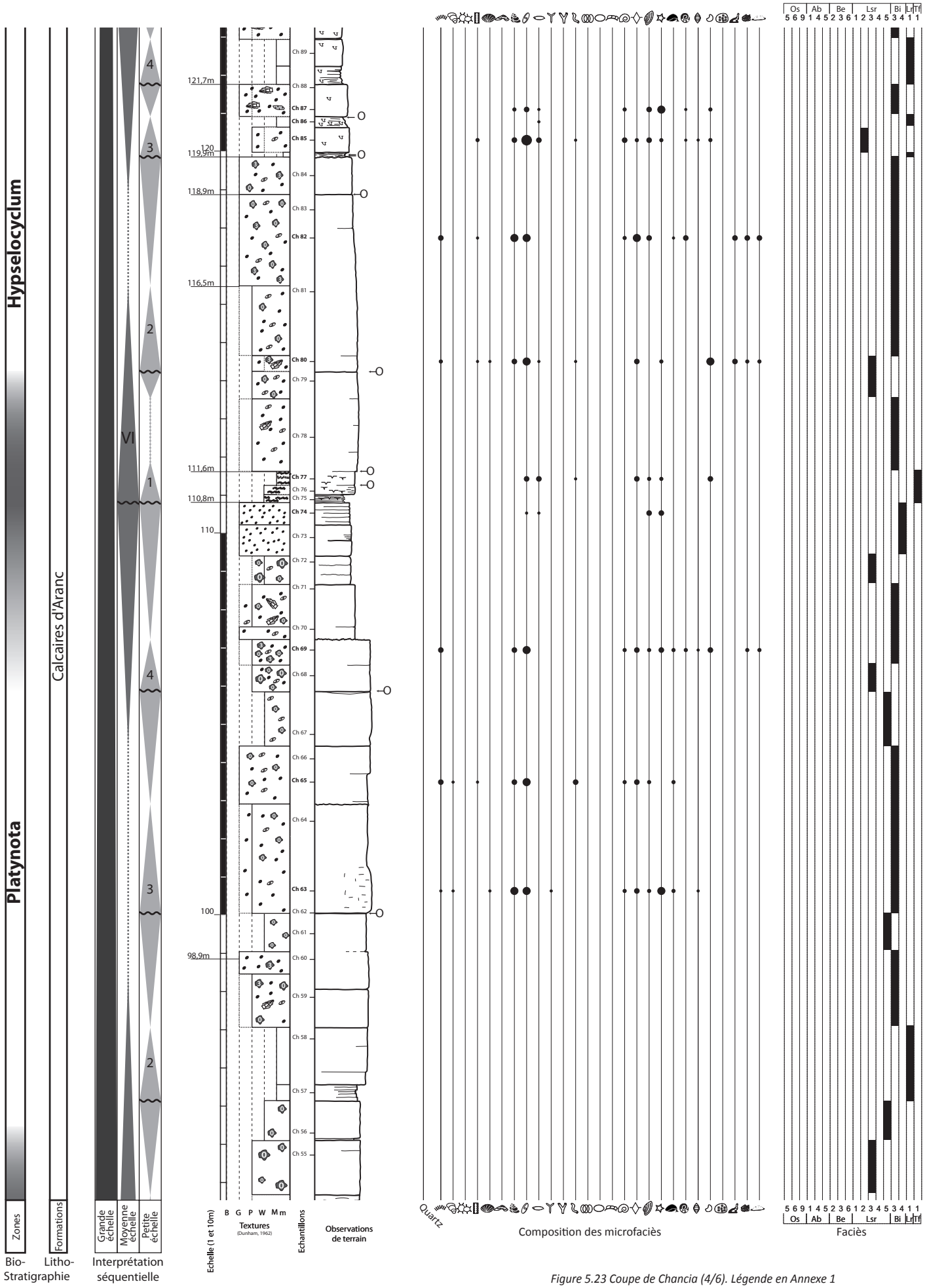


Figure 5.23 Coupe de Chancia (4/6). Légende en Annexe 1

Coupe de Chancia (5)

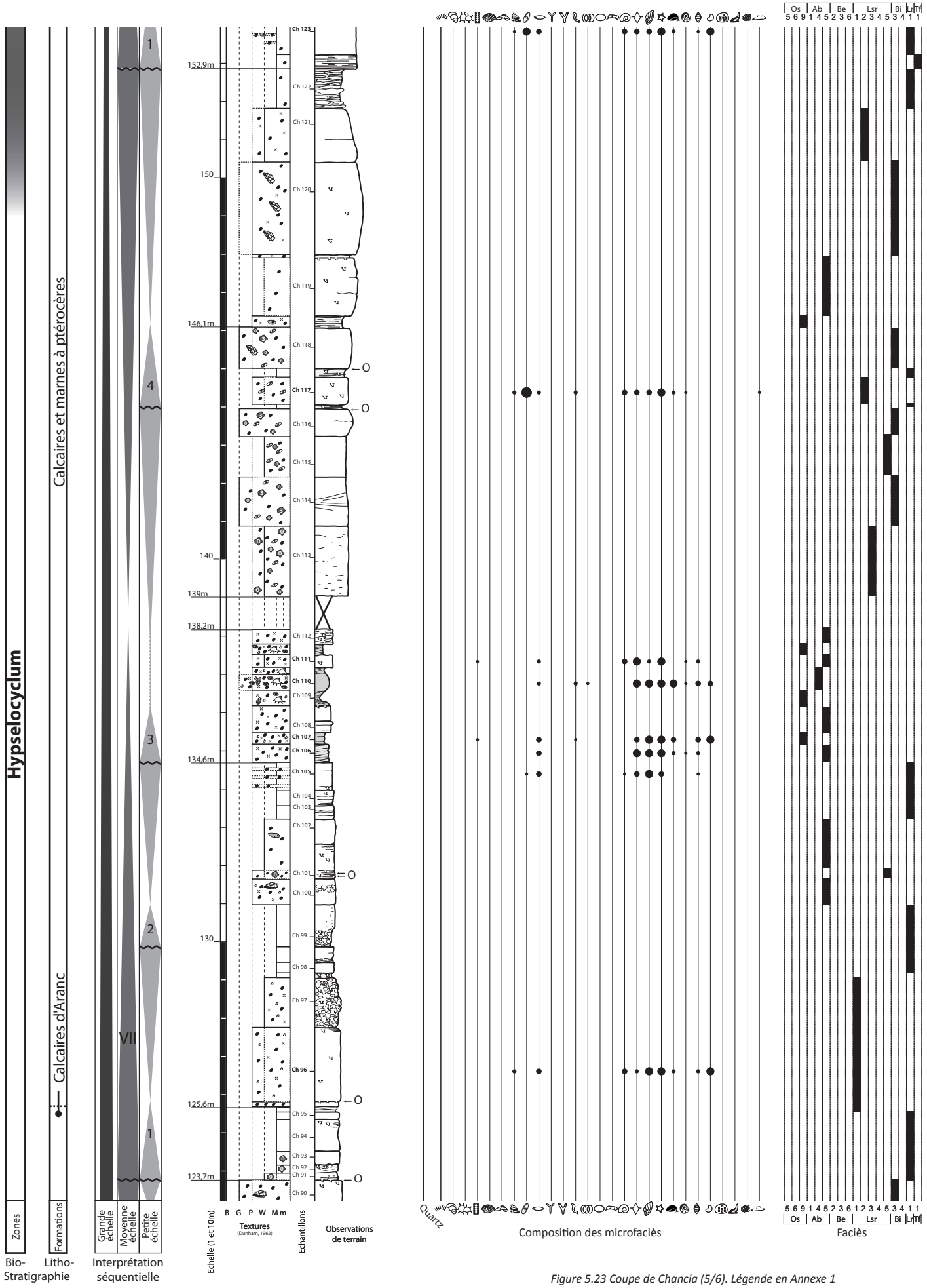


Figure 5.23 Coupe de Chancia (5/6). Légende en Annexe 1

Coupe de Chancia (6)

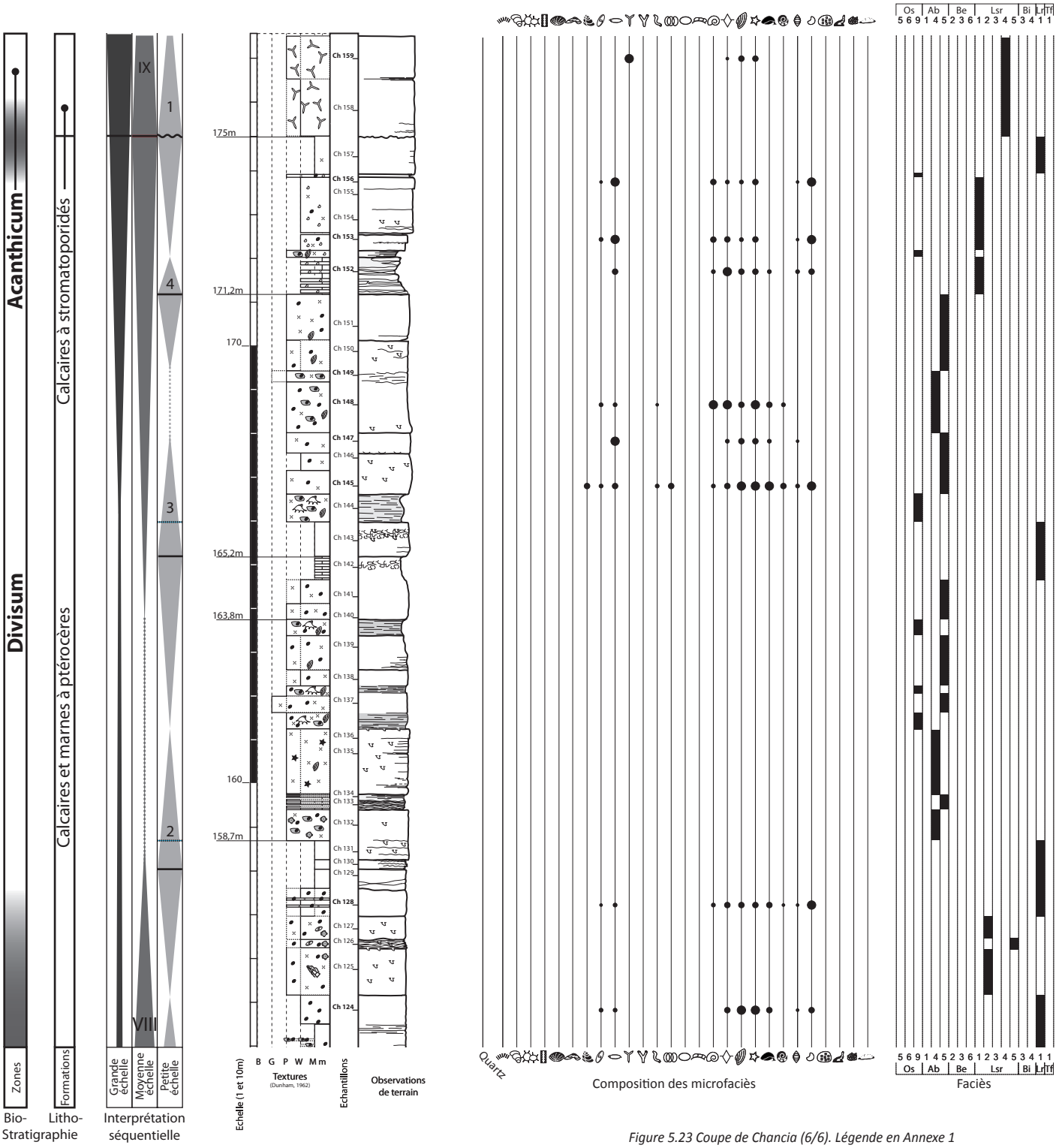


Figure 5.23 Coupe de Chancia (6/6). Légende en Annexe 1

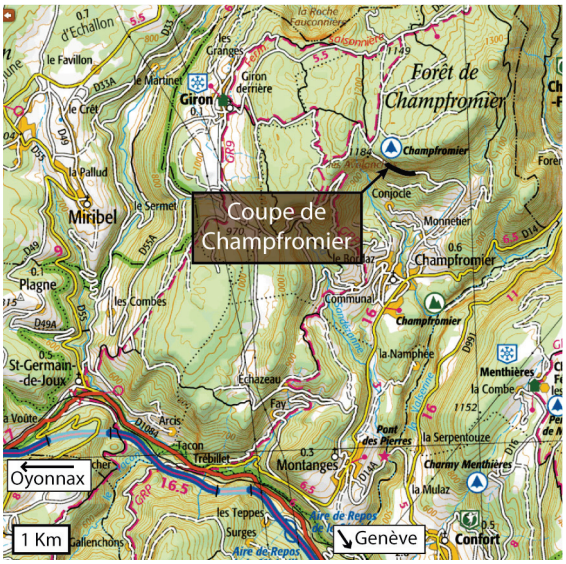


Figure 5.24 Position géographique de la coupe de Champfromier

5.4.4.3. Coupe de Champfromier – Cirque des Avalanches

Carte géologique de la France a 1/50 000 : Saint-Julien-en-Genevois (n° 653)
GPS : base :46°12'44.99''N ; 5°49'08.55''E ; sommet : 46°12'57.22''N ; 5°48'34.18''E.

Position géographique et stratigraphique

Cette coupe s'étend le long du chemin forestier qui conduit de Champfromier (Monnetier, Ain, 01) au lieu-dit « Sur L'Auger » dans la partie orientale du Cirque des Avalanches *(Figure 5.24)*. Dans son intégralité, elle recoupe les formations datées de l'Oxfordien (Marnes à Creniceras renggeri, Couches à sphérites, Calcaires hydrauliques inférieurs, Couches de Birmensdorf, Calcaires hydrauliques supérieurs, Couches d'Effingen, Couches du Geissberg, Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques, du Kimméridgien (Couches de la Tour/Calcaires d'Aranc, Couches du Burlandier, Couches de Prapont, Marnes Grises/Marnes des Abergements) et du Tithonien (Couches du Chailley).

Plusieurs auteurs mentionnent cette coupe :

- Enay (1966) décrit les niveaux des Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques et Calcaires d'Aranc (qu'il nomme Banc à momies principal). Au toit des Calcaires lités, il décrit des bancs riches en spongiaires, térébratules, bivalves. 7 mètres avant la fin des Calcaires lités, l'auteur parle d'un niveau calcaire contenant les ammonites *Tar. wenzeli* (OPP.) – *Tar. pseudowenzeli* (WEG.) et *Decipia latecosta* (DOHM) dont l'association est caractéristique des sous-zones à Bimammatum et Hauffianum de la zone à Bimammatum. Il attribue une puissance de 73,45 m aux Calcaires pseudolithographiques, datés de la zone à Planula.

- Davaud & Lombard (1975) étudient les alternances marno-calcaires des Calcaires lités. Il semble cependant qu'il ne s'agisse pas de la coupe de Champfromier telle qu'elle est décrite ici, mais d'une autre coupe, affleurant dans la partie occidentale du Cirque des Avalanches. A l'aide d'une analyse faciologique et statistique banc par banc, ils montrent que la composition des sédiments qui composent les inter-bancs marneux est relativement stable. Ils relient cette stabilité à une autochtonie de la source de sédiment. Au contraire, les bancs calcaires présentent des compositions variables, interprétées comme l'expression de plusieurs sources de sédiment allochtones, situées en position plus proximale. En d'autres termes, chaque banc calcaire serait dû à un export de sédiment depuis la plateforme proximale. Néanmoins, l'absence de structure de tempêtes au sein des bancs calcaires indiquerait que la mise en place de chaque banc n'est pas liée à un phénomène éphémère de tempête, mais plutôt à un intervalle de temps à plus fort export.

- Bernier (1984) décrit banc par banc la série depuis les Calcaires d'Aranc jusqu'aux Couches du Chailley. La description des microfaciès est particulièrement détaillée et offre une base pour les déterminations réalisées ici (moins détaillées quant aux foraminifères).

- Gaillard (1983) étudie les constructions à spongiaires de l'intervalle Marnes à Creniceras renggeri - Calcaires lités. Il positionne au toit des Calcaires lités un niveau à térébratules qui correspond probablement au Niveau à Térébratules violettes qui marque la fin des Calcaires lités dans tout le Jura méridional.

-Hantzpergue (1975) décrit banc par banc la série depuis la fin des Calcaires pseudolithographiques jusqu'aux Couches du Chailley. Il s'attache particulièrement à la

détermination des faunes de céphalopodes des Couches du Burlandier. Ses déterminations ont été utilisées dans la coupe décrite ici.

-Cochet (1994) propose un log peu détaillée des Calcaires lités aux Couches du Chailley. Il positionne un nouveau spécimen d'ammonite attribué à l'espèce *Orthaspidoceras* cf. *uhlandi* (OPP.), caractéristique de la zone à Divisum. La présence de ce spécimen atteste l'existence de dépôts de la zone à Divisum dans ce secteur et confirme la position de la limite supérieure de cette zone, proposée par Hantzpergue, 1975 (cf. Log détaillé en *Figure 5.25*)

-Rameil (2005) propose une coupe des formations du Kimméridgien supérieur (Couches de Prapont – Couches du Chailley) avec une interprétation séquentielle détaillée. Cette coupe débute quelques mètres au-dessus de la coupe présentée ici. Les deux interprétations séquentielles sont en continuité l'une de l'autre.

Ici, la portion de coupe étudiée *(Figure 5.25)* couvre les Calcaires pseudolithographiques (*pro parte*), les Calcaires d'Aranc et les Couches du Burlandier et correspond à un intervalle biostratigraphique de la zone à Planula (Oxfordien sup. *sensu gallico*) à la zone à Acanthicum (Kimméridgien). La coupe débute à l'endroit où la courbe de niveau 1040 mètres recoupe le chemin forestier sur la carte topographique *(Figure 5.24)*, lorsque les affleurements deviennent continus et ne sont plus masqués par les éboulis. Faute de repère évident, une marque de peinture jaune du GR a été utilisée comme repère de début de coupe et figure sur le deuxième banc de la coupe. À partir de cet endroit, la série a été levée jusqu'à un changement lithologique majeur, marqué par l'apparition de bancs dolomitiques épais attribués à la Formation des Couches de Prapont du Kimméridgien supérieur (Hantzpergue, 1975, Bernier, 1984, Cochet, 1994, Rameil, 2005), et situé environ deux cent mètres avant une petite maison cantonnière. A la base de ces bancs dolomitiques figure une nouvelle marque de peinture jaune, utilisée comme repère de fin de coupe.

Description et interprétation sédimentologique

Les Calcaires pseudolithographiques

Les Calcaires pseudolithographiques correspondent à des alternances de lits marneux et de bancs de calcaires fins, pauvres en faunes (Planche 7a). Deux unités peuvent être distinguées au sein de cet ensemble : l'unité inférieure dans laquelle les lits marneux sont fréquents et parfois épais, et l'unité supérieure dans laquelle les lits marneux tendent à disparaître.

L'unité inférieure (du mètre 1 au mètre 18) est composée de bancs décimétriques de calcaires sublithographiques bleutés (beiges à l'altération) très pauvres en faunes, alternant avec de fins lits marneux (jusqu'à 15 cm) caractéristique du **faciès Oi1**. Ce faciès à texture mudstone, très homogène et relativement pauvre en faunes, a été interprété comme faciès de plateforme distale, sous la limite d'action des vagues de tempête. La partie médiane de cette unité (mètres 6,5 à 14) voit une augmentation de la fréquence et de la taille des intervalles marneux. La partie supérieure de l'unité (mètres 14 à 18) redevient plus calcaire et est marquée par la mise en place d'un intervalle calcaire à fine stratification entrecroisée décimétrique de type HCS, soulignée par des silts quartzeux et une abondance accrue de débris bioclastiques et de coquilles d'ostracodes (**faciès Oi2**, au mètre 15,3, Planche 7e,g). Cet intervalle tempestitique correspond, soit à un événement de tempête particulièrement intense, soit à une période pendant laquelle l'environnement passe dans la limite d'action des vagues de tempêtes, en rampe médiane.

L'unité supérieure (mètres 18 à 38,6) est marquée par une importante diminution de la taille et de la fréquence des intervalles marneux et est principalement composée de minces bancs de calcaires pseudolithographiques pauvres en faunes (**faciès Oi1**). Dans la partie médiane de cette unité un banc massif très bioclastique, contenant des débris de bivalves et de colonies coralliennes, remaniés et oncolithisés (oncoïdes de type 2 et 5, à nubéculaires), s'insère au mètre 28,7 (Planche 22a). Le faciès (**faciès Ab2**) a été interprété comme un faciès d'avant barre qui indique un passage dans la zone d'action des vagues de tempêtes, permettant le remaniement de nombreux débris

allochtones. Ce banc bioclastique est immédiatement suivit au mètre 29,8 d'une petite occurrence de trois intervalles marneux peu épais (quelques centimètres), qui représentent la partie la plus marneuse de l'unité, et marquent un retour au **faciès Oi1**. Cette succession indique un réennoiement rapide de la zone, marqué par une brève diminution du taux de sédimentation et le dépôt de marnes. La fin de la Formation des Calcaires pseudolithographiques est caractérisée par un aspect massif, et les bancs forment une barre calcaire compacte épaisse d'environ 8 mètres. La partie inférieure de cette barre (six premiers mètres) présente le **faciès Oi1** à l'image de la série sous-jacente. Les deux derniers mètres (Planche 22b) se chargent en bioclastes et petits oncoïdes de couleur rouille ou rosée infracentimétriques (**faciès Ab2**) sans qu'une surface particulière ne soit générée au niveau du changement de faciès. Cette nouvelle arrivée onco-bioclastique est plus épaisse que les précédentes. Elle témoigne d'un passage plus prolongé dans la zone d'action des vagues et annonce la Formation des Calcaires d'Aranc, dans laquelle la sédimentation onco-bioclastique de rampe médiane domine largement. Cette dernière barre se termine par une croûte ferrugineuse de quelques centimètres d'épaisseur, irrégulière et riche en ostréidés.

Les Calcaires d'Aranc

Cette formation (mètres 38,6 à 53,6) marque une véritable rupture sédimentaire avec la formation sous-jacente. Suite à un court intervalle marno-calcaire (**faciès Oi1 et Oi2**, mètres 38,3 à 40,5, Planche 22c) interprété comme un bref réennoiement, les Calcaires d'Aranc voient la mise en place de bancs métriques, extrêmement massifs, qui forment une falaise d'une dizaine de mètres, visible dans tout le Cirque des Avalanches. Ces bancs sont très bioclastiques et particulièrement homogènes (Planche 22d). Ils contiennent entre autres des débris pluricentimétriques de coraux et de stromatoporidés, souvent oncolithisés (**faciès Ab3**). Au sein des cortex, la présence d'organismes phototrophes comme *Bacinella irregularis* ou *Lithocodium aggregatum* indique que les oncoïdes ont été formées dans la zone photique, en accord avec la présence en grande quantité de coraux et stromatoporidés. Ainsi, les Calcaires d'Aranc contrastent avec les Calcaires pseudolithographiques par un milieu de sédimentation moins profond, probablement situé à proximité ou dans la zone photique et sous des conditions d'hydrodynamisme accru, dans la zone d'action des vagues de tempêtes. Au mètre 50,9, une texture grainstone indique un bref passage dans la limite d'action des vagues de beau temps. Les trois derniers bancs de cette unité contiennent des ammonites, attribuées aux genres *Ataxioceras cf. suberinum (*AMMON*)* et *A. (Parataxioceras) cf. lothari (*OPP.*),* qui permettent d'après Hantzpergue (1975) de dater la fin de cette formation de la zone à Hypselocyclum .

Les Couches du Burlandier

Les Couches du Burlandier (mètres 53,6 à 120,5) marquent un retour à une sédimentation de plateforme externe caractérisée par une épaisse série d'alternances marno-calcaires contenant des faunes d'ammonites. Le premier banc de cette unité est formé de calcaires sublithographiques, déposés sur les calcaires très bioclastiques de l'unité précédente, après un simple joint sec. Ce premier banc contient des ammonites des genres *A. (Parataxioceras) cf. lothari (OPP.)* et *Physodoceras altenense (d'ORB.),* caractéristiques de la zone à Hypselocyclum. La présence de ces spécimens montre que le changement lithologique/environnemental observé a lieu au sein de la zone à Hypselocyclum. Trois faciès alternent dans cette formation: le **faciès Oi1** (mètres 55 à 77 et 86,5 à 109) à alternances de niveaux marneux avec des calcaires sublithographiques pauvres en faune, le **faciès Os1** (Mètres 53,9 à 55 et 81,5 à 86,5), faciès à alternances marno-calcaires dont les calcaires packstones-wackestones sont riches en bioclastes fins et contiennent une faune peu diversifiée, principalement constituée d'ostracodes, de *Lenticulina* et de Rhaxels, et le **faciès Os2** (mètres 77 à 81,5 et 109 à 120,5), caractérisé par des calcaires compactes riches en serpules pelotonnées autours de petits bioclastes (Planche 22f).

Ces deux derniers faciès, **Os1** et **Os2**, à texture wackestone à packstone, indiquent des conditions d'hydrodynamisme plus important que pour le **faciès Oi1**, et sont interprétés comme des

faciès plus proximaux, de rampe médiane inférieure. De manière relative, le **faciès Os1** est considéré comme plus distal que le **faciès Os2** car les grains y sont plus fins, la diversité faunique est également plus faible et ce faciès intègre une composante argileuse, absente du **faciès Os2**. En outre, il occupe une position intermédiaire dans la coupe entre les **faciès Os2** et **Oi1** et a été interprété comme traduisant un approfondissement progressif du milieu de dépôt.

Entre les mètres 80 et 88 (Planche 22g), les Couches du Burlandier ont livré de nombreux spécimens d'ammonites. Cette intervalle encadre le passage de la zone à Divisum à la zone à Acanthicum, avec le passage de faunes à Ataxioceras [caractéristiques du Kimméridgien inférieur (Hantzpergue, 1975)] à des faunes diversifiées au sein desquelles chaque genre est susceptible de débuter dans la zone à Divisum, mais dont l'association est typique de la base de la zone à Acanthicum (période d'acmé - communication orale, P. Hantzpergue).

La fin de la coupe est marquée par une vire très dolomitique (Planche 22h) située à la base d'une épaisse série de calcaires dolomitiques, et attribuée aux Couches de Prapont du Kimméridgien supérieur qui n'ont pas été étudiées ici.

Interprétation séquentielle

La relative uniformité de la sédimentation dans cette coupe de plateforme externe ne permet pas de proposer une interprétation séquentielle à très haute résolution. Cependant, les variations de faciès mettent clairement en évidence des séquences de grande et de moyenne échelle.

A grande échelle, la coupe montre, dans sa partie inférieure, une tendance à la baisse du niveau marin relatif jusqu'au mètre 51,5. Puis, les faciès indiquent un nouvel approfondissement qui se poursuit jusqu'au mètre 109, où une nouvelle tendance à la diminution de la profondeur semble s'amorcer par la mise en place de faciès de rampe médiane, puis des faciès dolomitiques et subrécifaux du Kimméridgien terminal.

Bien que la base de la coupe soit caractérisée par une grande homogénéité de faciès, l'augmentation de la quantité de marnes aux alentours du mètre 8 est interprétée comme un intervalle de maximum d'inondation de moyenne échelle (séquence de moyenne échelle IV). La mise en place de bancs calcaires d'épaisseur croissante, aboutissant au dépôt de faciès de rampe médiane jusqu'au mètre 38,6, indique la phase de comblement de l'espace disponible pendant le haut niveau marin de la séquence de moyenne échelle (IV). Au sein de cette tendance de moyenne échelle, quatre séquences de petite échelle ont été individualisées sur la base des variations du ratio marnes/calcaires et de l'apparition ponctuelle de faciès de rampe médiane, marquant probablement les périodes de progradation maximale de la plateforme et donc de bas niveau marin.

La base de séquence de moyenne échelle suivante (V) est probablement confondue avec sa surface de transgression au mètre 38,6 (surface oxydée, perforée et encroûtée). Cette surface marque la transition entre des faciès de rampe médiane et des faciès de rampe distale. La phase transgressive qui suit est brève et, très rapidement, la sédimentation de rampe médiane prédomine à nouveau (mètre 41). Ce retour rapide à une sédimentation plus grossière s'effectue néanmoins progressivement et n'est pas interprété comme une limite de séquence, mais comme indicative de la progradation du prisme de haut niveau, relativement homogène sur une forte épaisseur. Au sein de cette séquence de moyenne échelle, les faciès montrent des fluctuations à plus haute fréquence, qui permettent d'individualiser quatre séquences de petite échelle.

La limite de la troisième séquence de moyenne échelle (VI) se situe probablement au mètre 51,5 qui enregistre les faciès interprétés comme les plus proximaux (**faciès Be1** - texture grainstone). Au mètre 53,9, un nouveau changement brutal de faciès (**Os3-Os1**) marque probablement la surface de transgression de la séquence VI, provoquant un important approfondissement du milieu. A nouveau, une sédimentation de rampe externe s'installe durablement. Le maximum d'inondation de cette séquence est difficile à déterminer avec précision en particulier à cause des conditions

d'affleurement. Néanmoins, la présence de plusieurs vires successives, masquées par de la végétation autour du mètre 55 laisse supposer une sédimentation plus marneuse. Le retour à une sédimentation calcaire entre les mètres 57 et 60 est interprété comme une phase de haut niveau marin, avec un export accru de carbonate. La limite de la séquence suivante a été placée au sein de cet intervalle, au niveau d'un intervalle légèrement plus marneux, marquant un ralentissement du taux de sédimentation. Rapidement, de nouvelles vires apparaissent, attestant d'un nouvel ennoiement et du cortège transgressif de la séquence VII. Le maximum d'argilosité se situe vers les mètres 64-65 et indique probablement l'intervalle de maximum d'inondation. A la suite de cet intervalle argileux, la sédimentation redevient plus calcaire et une nouvelle barre calcaire affleure sur le terrain. Comme pour la séquence précédente, la mise en place d'une barre calcaire indique une phase d'augmentation de l'export de carbonate depuis la plateforme proximale, interprétée comme un haut niveau marin. La limite de séquence a été placée au niveau d'un intervalle marneux plutôt positionné en toit de barre, mais l'absence de variation de faciès rend hautement spéculative cette proposition. Quoi qu'il en soit, un nouvel intervalle très marneux est déposé moins de deux mètres au-dessus et indique à nouveau un ennoiement qui marque aux alentours du mètre 73, le maximum d'inondation de la séquence de moyenne échelle VIII. Au mètre 73,8, la sédimentation devient clairement plus calcaire, indiquant des dépôts de haut niveau marin. La fin de la séquence VIII est marquée par l'apparition de faciès de rampe médiane inférieure. Au sein de ces niveaux, deux hardgrounds indiquent des arrêts de sédimentation, marquant probablement la limite inférieure de la séquence IX. La transgression suivante correspond à une succession de faciès de plus en plus profonds (**Os2, Os1, Oi1**). Le dernier intervalle très marneux de la portion de coupe étudiée, aux alentours du mètre 100, est interprété comme l'intervalle de maximum d'inondation de cette ultime séquence de moyenne échelle. A sa suite, la réapparition des faciès de rampe médiane, puis la mise en place des dolomies, montrent une nouvelle progradation de la plateforme, probablement relative au haut niveau marin de la séquence IX.

Synthèse et comparaison aux travaux antérieurs

La portion étudiée de la coupe de Champfromier expose les niveaux des formations des Calcaires pseudolithographiques, des Calcaires d'Aranc, des Couches du Burlandier, et la base des Couches du Chailley. L'épaisseur des Calcaires pseudolithographiques dans cette coupe est considérable. Leur toit comporte déjà quelques oncoïdes et le faciès mis en place annonce celui des Calcaires d'Aranc. Pourtant, ces derniers semblent se déposer après une nouvelle transgression de moyenne échelle, et pas directement au contact des Calcaires pseudolithographiques, comme c'est le cas dans d'autres localités (cf. coupe d'Aranc par exemple). Le dépôt des Calcaires d'Aranc dans la zone à Platynota marque la progradation maximale des faciès de plateforme médiane à proximale. Au cours du Kimméridgien, plusieurs ennoiements successifs se produisent et permettent le dépôt de niveaux de plateforme externe sur une épaisseur très importante. Ce n'est qu'à la fin de la zone à Acanthicum du Kimméridgien supérieur que la plateforme semble à nouveau subir une phase de progradation importante, aboutissant progressivement aux dépôts peu profonds des Couches du Chailley.

Coupe de la Champfromier (1)

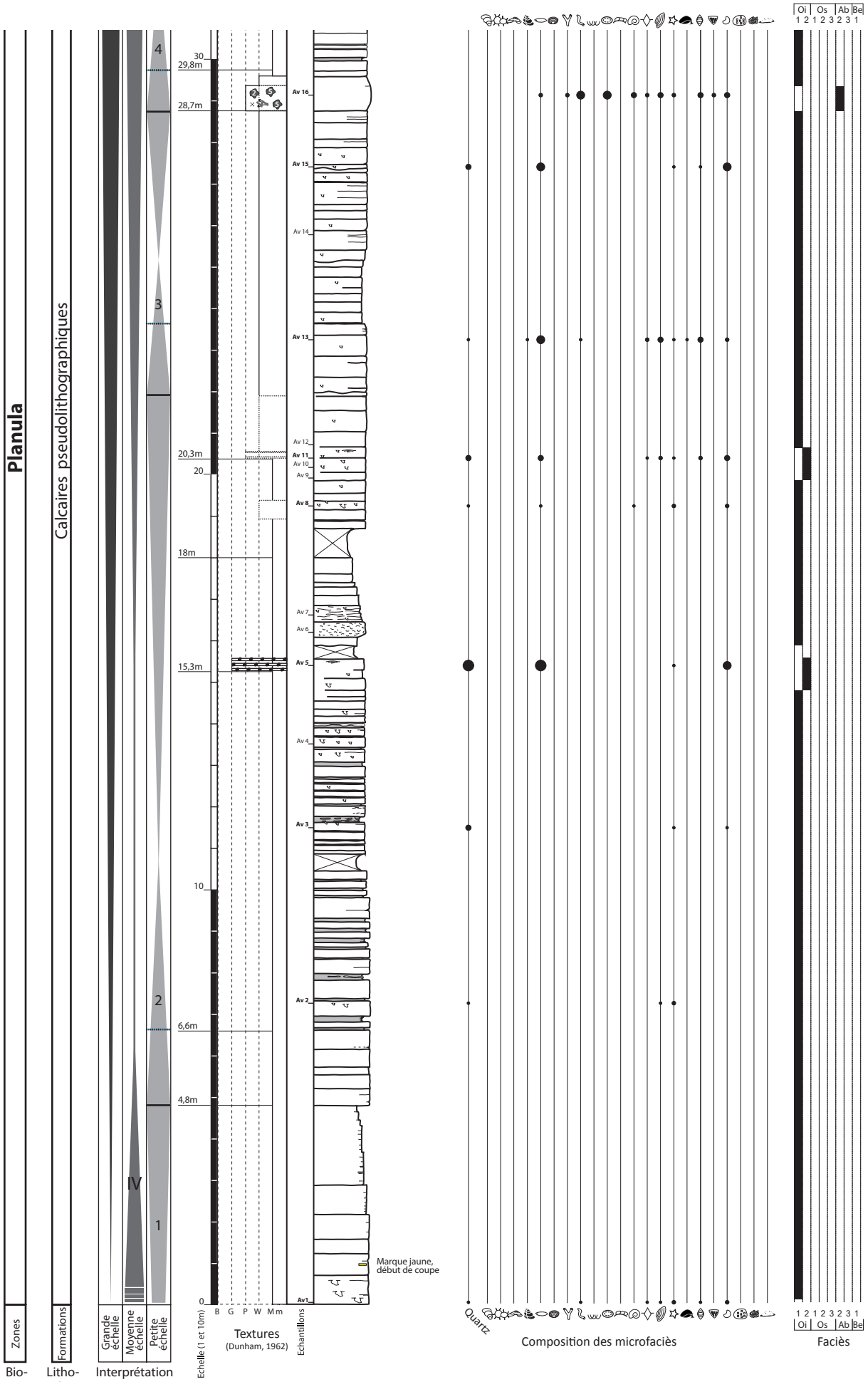


Figure 5.25 Coupe de Champfromier (1/4). Légende en Annexe 1

Coupe de la Champfromier (2)

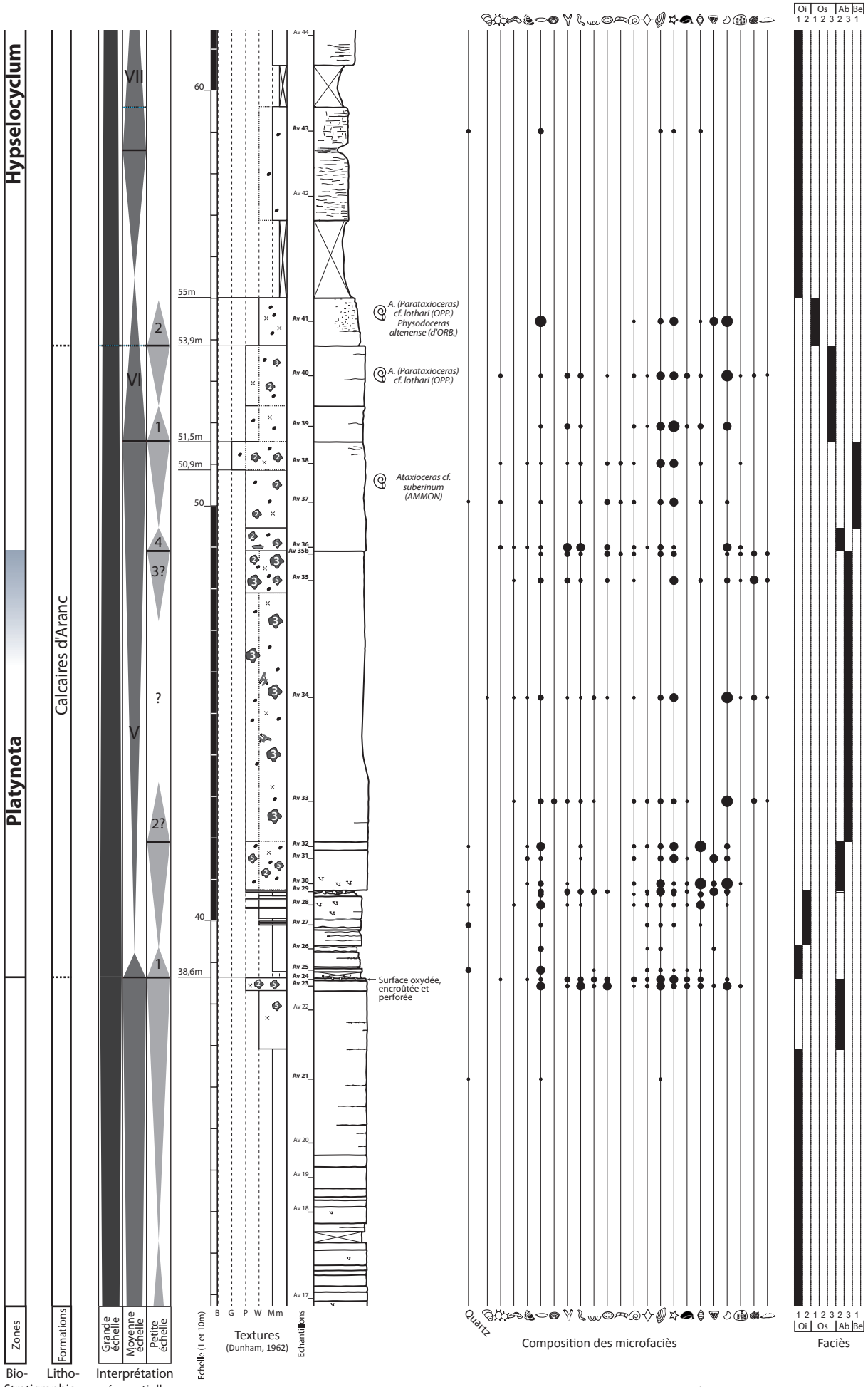


Figure 5.25 Coupe de Champfromier (2/4). Légende en Annexe 1

Coupe de la Champfromier (3)

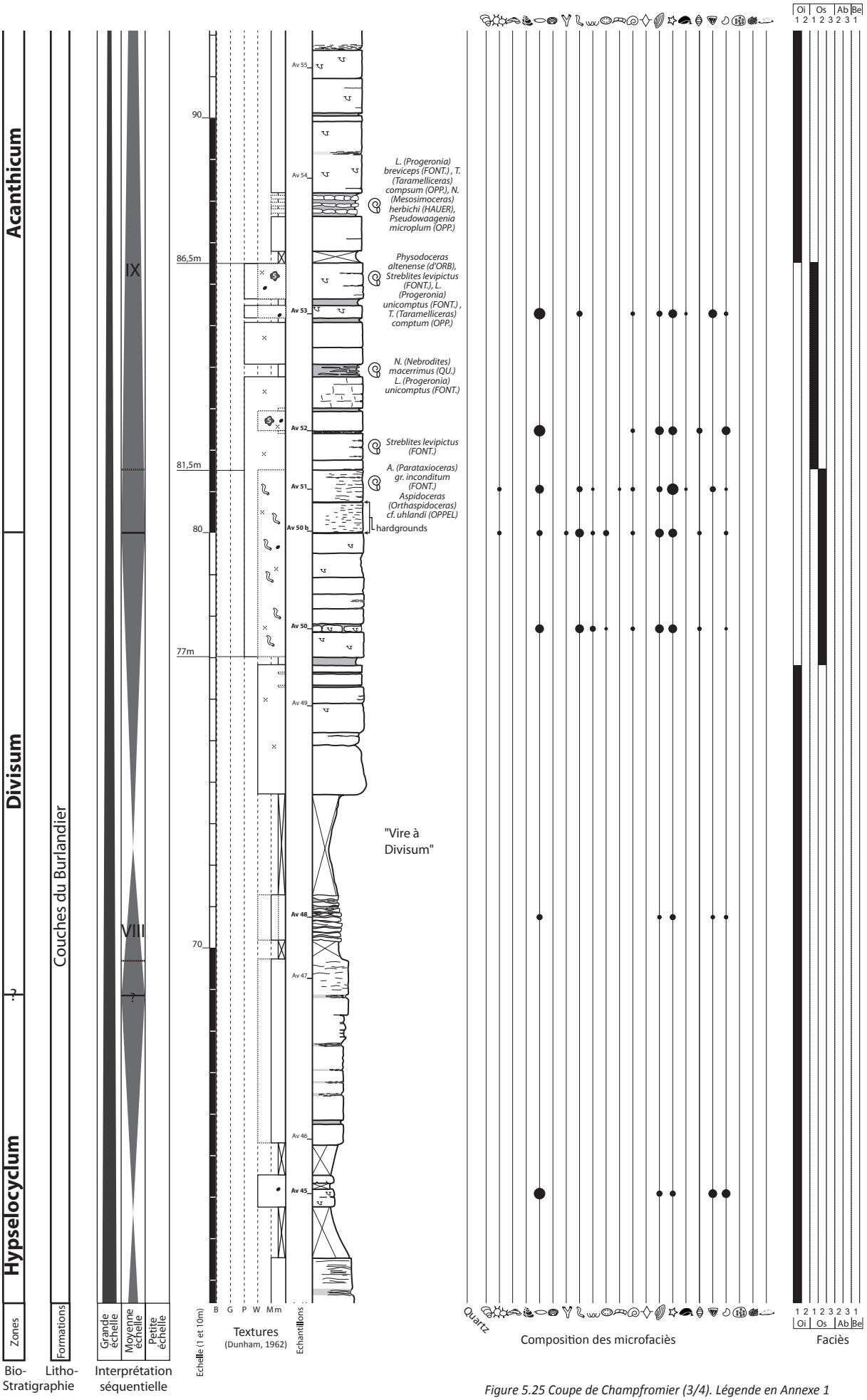


Figure 5.25 Coupe de Champfromier (3/4). Légende en Annexe 1

Coupe de la Champfromier (4)

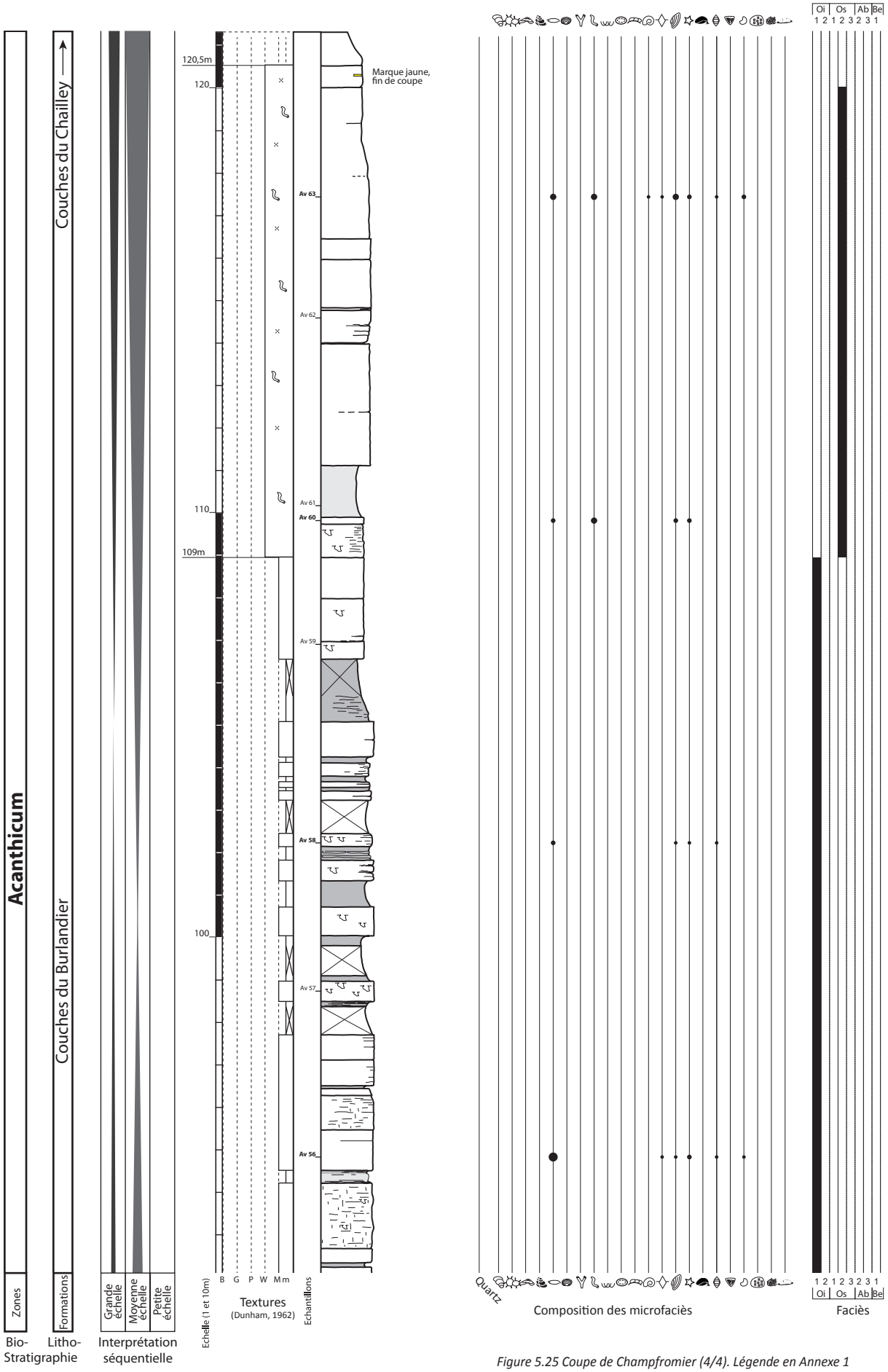


Figure 5.25 Coupe de Champfromier (4/4). Légende en Annexe 1

5.4.4.4. Coupes complémentaires

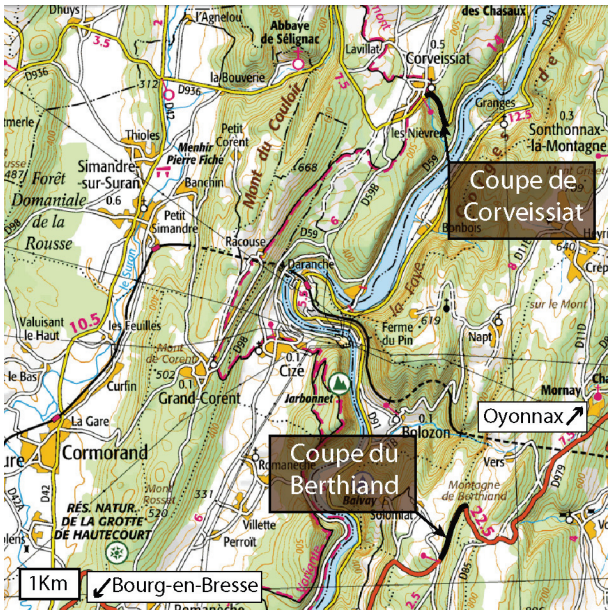


Figure 5.26 Position géographique des coupes de Corveissiat et du Col Berthiand

Coupe de Corveissiat

Carte géologique de la France a 1/50 000 : Moirans-en-Montagne (n° 675)
GPS : base : 46°14'20.97"N ; 5°29'11.62"E ; sommet : 46°14'30.89"N ; 5°28'52.64"E.

Description de la coupe

La coupe de Corveissiat se situe le long de la D936 en contrebas du village de Corveissiat, dans la direction de Thoirette. Elle longe le coté oriental de la reculée de Corveissiat. Cette coupe figure dans les travaux de thèses de Bernier (1984) et Cochet (1994) et est la coupe type de la Formation de l'Oolithe de Corveissiat [décrite par Bernier (1984)et mise ici en synonymie de l'Oolithe blanche de Ramasse). Le secteur de Corveissiat est affecté par des perturbations tectoniques importantes qui gênent l'observation. En outre, elle n'est pas accessible sur un intervalle stratigraphique très large. C'est pourquoi elle n'a pas été retenue comme coupe majeure pour cette étude. Néanmoins des observations complémentaires y ont été effectuées, qui permettent de mieux comprendre les relations entre Calcaires lités, Calcaires pseudolithographiques et Oolithe blanche de Ramasse. La coupe proposée ici est une modification de la coupe de Cochet (1994). Elle sert de référence pour le calage des observations de terrain et a été modifiée par rapport à la version initiale, sur la base de celle-ci. Les épaisseurs proposées parallèlement à la coupe sont celles proposées par F. Cochet. Elles semblent sous estimées.

Dans le virage en épingle à la base de la coupe, la série forme une vire marneuse en partie recouverte par du béton. Dans cette vire, de grosses concrétions microbialitiques très dures ont été récoltées. Elles évoquent les concrétions du troisième niveau à concrétions des Calcaires lités. A ces niveaux marneux, succèdent des bancs massifs métriques de calcaires micritiques qui ont été rattachés à la base des Calcaires pseudolithographiques (Planche 23a). Cette succession se retrouve quelques centaines de mètres en contrebas, au niveau de la grotte de la Balme (ou grotte de Corveissiat, Planche 23b). La résurgence coïncide avec l'interface marne-calcaire. Les Calcaires pseudolithographiques ont une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres à Corveissiat et les tendances de stratocroissance des bancs permettent d'individualiser plusieurs séquences (Planche 23b). Chacune débute par la mise en place de petits bancs centimétriques de calcaires micritiques à surfaces souvent ondulées, séparés par de minces intervalles marneux (Planche 23c) et se termine par de gros bancs massifs. Les affleurements discontinus le long du chemin entre la grotte et la route ont permis d'observer certains de ces bancs massifs, sans pouvoir cependant les replacer avec certitude dans la série. Comme les petits bancs à la base des séquences, ils présentent un faciès micritique sublithographique. Ainsi, il semble que la majeure partie de l'assise calcaire des Calcaires pseudolithographiques corresponde, à Corveissiat, à des calcaires micritiques. Le long de la route, les niveaux basaux des Calcaires pseudolithographiques sont directement mis en contact avec les niveaux terminaux, par l'intermédiaire d'une faille (Planche 23d). Les niveaux terminaux correspondent à des petits bancs micritiques à surfaces ondulées, qui correspondent à la base de la dernière séquence stratocroissante visible sur la photo b de la planche 23. L'observation de cet intervalle à petits bancs réguliers révèle qu'il est interrompu deux fois par la mise en place d'un banc

pluridécimétrique packstone riche en débris bioclastiques grossiers, en ooïdes et parfois en oncoïdes. A la fin de l'intervalle, la stratocroissance s'amorce clairement. Le dernier banc est alors interrompu brutalement par une surface d'érosion conforme mais irrégulière, sur laquelle reposent des niveaux riches en ooïdes, oncoïdes, débris de coraux et d'échinodermes et lithoclastes micritiques (Planche 23e). Cette transition abrupte n'est cependant qu'un précurseur à la mise en place de l'Oolithe blanche de Ramasse car les niveaux qui succèdent à cette surface d'érosion correspondent, dans un premier temps, à des alternances de niveaux oolithiques et de niveaux micritiques (Planche 23f). Les niveaux oolithiques ont été mis en place sous l'action d'un courant et forment des structures progradantes. Les niveaux micritiques correspondent à des phases de sédimentation dans des conditions plus calmes. Dans cet intervalle, la bioturbation est intense. Progressivement, les niveaux micritiques diminuent en taille et en épaisseur vers le haut. Ils laissent alors la place à des niveaux métriques purement oolithiques, riches en lithoclastes oolithiques roulés [gravelles de Bernier (1984)] et débris de coraux, qui constituent un enchevêtrement de mégarides tidales (Planche 23g). La fin de la série oolithique correspond à la mise en place de niveaux à stratification plane parallèle ou à structures tidales de très petite taille (une dizaine de centimètres de hauteur au maximum). Elle se termine par une surface particulièrement marquée dans le profil d'érosion, qui correspond probablement à une surface de discontinuité majeure (Planche 23i). Mes observations personnelles s'arrêtent au toit de la série oolithique. F. Cochet donne quelques informations sur les niveaux sus-jacents. D'après cet auteur, la série se poursuit par « des packstones à ooïdes, bioclastes micritisés, intraclastes, peletoïdes et oncoïdes », dans lesquels « les algues et les foraminifères » sont fréquents. Cette description sommaire pourrait correspondre à celle des Calcaires d'Aranc, tels qu'observés dans les coupes de Molinges et de Chancia. En outre, F. Cochet indique que, d'après ses corrélations avec la coupe de Romanèche, ce dernier ensemble devrait être coiffé par les Calcaires à ptérocères du bois de Trequin. Ceci est tout à fait compatible avec l'enchainement sédimentaire de la série type du secteur méridional occidental.

Interprétation

D'après les observations effectuées sur le terrain, la coupe de Corveissiat montre les Formations des Calcaires lités, puis des Calcaires pseudolithographiques, qui forment à cet endroit une puissante assise calcaire. L'intégralité de la série n'a pas pu être observée banc par banc. Cependant, il semble qu'au moins la partie sommitale enregistre l'influence de tempêtes, qui charrient des ooïdes et des bioclastes divers depuis les zones plus internes de la plateforme. La présence d'une surface d'érosion coiffée de débris grossiers semble marquer une transition brutale des Calcaires pseudolithographiques à l'Oolithe blanche de Ramasse, interprétée par Cochet et al (1994) comme une discontinuité majeure, indiquant potentiellement une régression forcée. D'après les observations de terrain, il semble cependant que le passage de la première formation à la seconde s'opère progressivement, par « envahissement » du faciès micritique par le faciès oolithique. Cet « envahissement » débute par la mise en place de tempestites oolithiques, puis par indentations des deux faciès. Ceci laisse supposer que l'Oolithe blanche de Ramasse se met en place sur les Calcaires pseudolithographiques via une phase de progradation non pas instantanée mais progressive. Il n'est cependant pas possible de définir clairement la vitesse de cet événement. Les faciès oolithiques ensuite mis en place sont clairement sous influence dominante de la marée. Ils se terminent par une diminution de la taille des structures sédimentaire et des stratifications planes parallèles, qui mettent en évidence une diminution de la profondeur allant jusqu'à l'émersion. La coupe de Corveissiat enregistre donc une diminution progressive de long terme de la bathymétrie jusqu'au toit de l'Oolithe blanche de Ramasse. Le système reste ensuite très peu profond (niveaux lagonaires massifs à oncoïdes). La mise en place d'épais niveaux lagonaires nécessite cependant une création d'accommodation, probablement liée à une augmentation du niveau marin à long terme.

Coupe du Col Berthiand

Carte géologique de la France a 1/50 000 : Nantua (n° 652)
GPS : base : 46°10'13.41"N; 5°28'56.55"E; sommet : 46°10'43.71"N; 5°29'19.34"E.

Description de la coupe

La coupe du Col Berthiand est située le long de la D 979 qui joint Hautecourt-Romanèche et Nurieux-Volognat *(Figure 5.26)*. Comme le secteur de Corveissiat, le secteur du Berthiand est affecté par de nombreuses failles qui empêchent de lever la coupe de manière continue. Néanmoins, la coupe est citée dans de nombreux travaux (Enay, 1966, Gaillard, 1983, Mangold & Enay, 2004). En dépit de ces perturbations tectoniques, les Formations des Calcaires lités, des Calcaires pseudolithographiques et de l'Oolithe blanche de Ramasse sont clairement identifiées, dans leur faciès typiques (Planche 24a, d, h). Il est difficile de positionner avec précision le toit des Calcaires lités car ceux-ci présentent souvent un faciès très proche de celui des Calcaires pseudolithographiques sus-jacents, comme dans le reste du secteur (Enay, 1966, Mangold & Enay, 2004). La quantité et la taille des bancs calcaires augmentent cependant considérablement quelques mètres au-dessus d'un intervalle formé d'alternances marno-calcaires extrêmement riches en térébratules (Planche 24b-c). D'après Mangold & Enay (2004) cet intervalle est la « Lumachelle à térébratules violettes », située, d'après ces mêmes auteurs juste sous le « Troisième niveau à concrétions ». Ainsi, l'augmentation de la taille et de la quantité des bancs calcaires observée coïnciderait assez bien au passage des Calcaires lités aux Calcaires pseudolithographiques. Au sein des Calcaires pseudolithographiques, plusieurs séquences de stratocroissance des bancs sont observées. Elles débutent par des bancs centimétriques et se terminent par des bancs massifs, métriques (Planche 24d). Les bancs sont majoritairement formés de micrite dense. Cependant, plusieurs séquences se terminent par des bancs épais qui contiennent des ooïdes. Ceux-ci se présentent soit de manière diffuse dans la matrice micritique, formant des wackestones, soit concentrés dans des intervalles irréguliers packstones à grainstones, alternant au sein des bancs avec des intervalles purement micritiques (Planche 23e). Progressivement, la quantité d'oolithe s'accentue et, comme à Corveissiat, le faciès oolithique typique de l'Oolithe blanche de Ramasse devient pérenne, marquant le passage à cette dernière formation (Planche 24f).

Interprétation

La coupe du Col Berthiand présente de nombreuses similitudes avec la coupe de Corveissiat. Elle montre dans un premier temps les alternances marno-calcaires des Calcaires lités, mises en place dans un milieu profond, relativement calme, de rampe médiane à externe. Contrairement à Corveissiat, la fin de la formation est marquée par la mise en place de la « Lumachelle à térébratules violettes » et non par le « Troisième niveau à concrétions ». La base des Calcaires pseudolithographiques est marquée par une augmentation franche de la quantité de carbonates dans la série. Comme à Corveissiat, plusieurs séquences de strato-croissance des bancs sont visibles. La meilleure accessibilité de la série permet de mettre en évidence des récurrences de faciès oolithiques à la fin des séquences des Calcaires pseudolithographiques. Ceci montre que des faciès oolithiques étaient mis en place simultanément aux calcaires micritiques et vraisemblablement en position plus interne dans le système. Leur mise en place progressive à la fin de chaque séquence pourrait être liée à des progradations du système, suivies à la base de chaque séquence par une phase de rétrogradation, liée à une réaugmentation du niveau marin relatif. Ainsi, à l'échelle de la coupe, la mise en place de la Formation de l'Oolithe blanche de Ramasse sur les Calcaires pseudolithographiques semble s'effectuer par l'intermédiaire d'une progradation des faciès oolithiques sur les faciès micritiques, elle-même constituée de plusieurs phases successives de rétrogradation-progradation. L'épaisseur de série qui sépare les premières arrivées oolithiques de l'installation définitive de la Formation de l'Oolithe blanche de Ramasse indique clairement 1) que le système oolithique a fonctionné parallèlement à la mise en place de plusieurs séquences des Calcaires pseudolithographiques ; 2) que la progradation du système oolithique ne s'est pas effectué

en une fois, mais en plusieurs étapes successives, nécessitant un temps de mise en place très long. A Corveissiat, seule la dernière séquence des Calcaires pseudolithographiques a pu être observée banc par banc, il n'est donc pas possible de savoir si le toit des séquences sous-jacentes se charge également en oolithes. Etant donné les observations réalisées au Col Berthiand, il est probable que le passage des Calcaires pseudolithographiques à l'Oolithe blanche de Ramasse s'effectue plutôt par indentations également.

Coupes d'Aranc et de La Tour

Carte géologique de la France a 1/50 000 : Ambérieu-en Bugey (n° 675)
GPS Aranc: base : 46° 0'14.91"N; 5°30'51.56"E ; sommet : 46° 0'15.42"N; 5°31'9.26"E.
GPS La Tour: base : 46° 9'48.52"N; 5°41'58.28"E; sommet : 46° 9'48.64"N; 5°41'47.15"E.

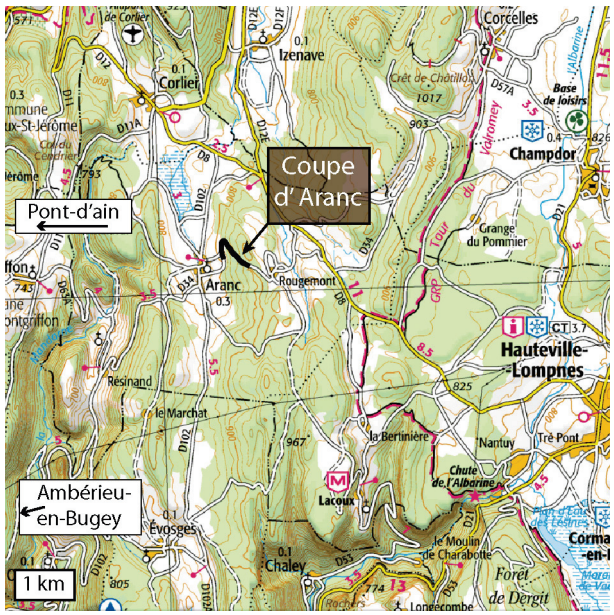


Figure 5.27 Position géographique de la coupe d'Aranc

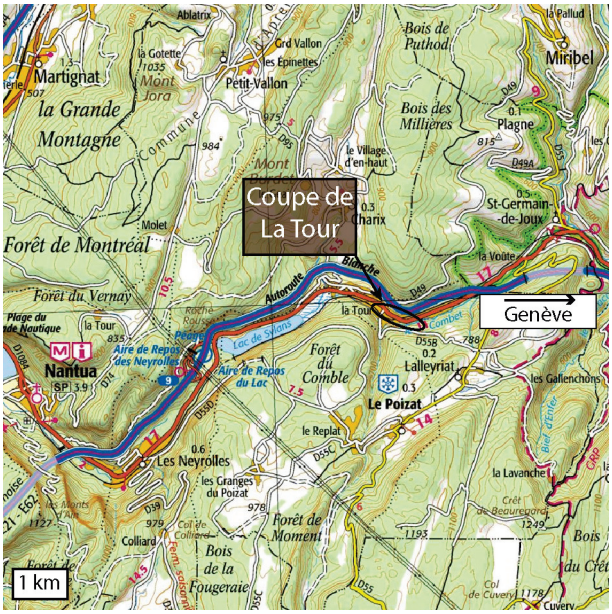


Figure 5.28 Position géographique de la coupe de La Tour

Description des coupes

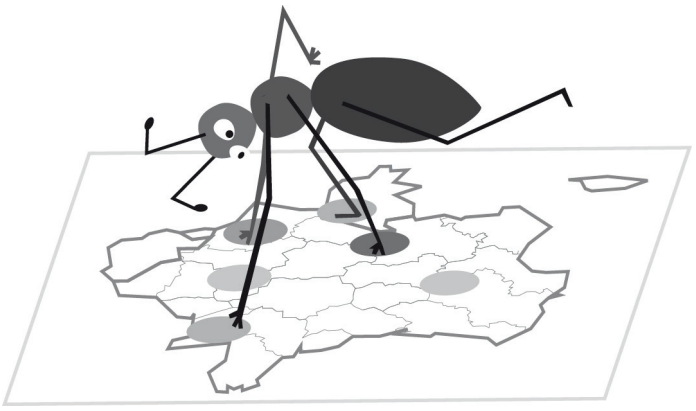
La coupe d'Aranc se situe le long de la route qui mène du village d'Aranc à celui de Rougemont. Elle a fait l'objet d'une partie de la thèse de K. Dahanayaké (1974) et est la coupe de référence des Calcaires d'Aranc (Bernier, 1984). Aujourd'hui, elle est très discontinue, suite à l'implantation d'un nouveau quartier. Cette implantation a cependant permis d'observer des affleurements frais à la base de la coupe. L'un d'eux comprenant le passage des Calcaires pseudolithographiques aux Calcaires d'Aranc (Planche 24g). Ce passage s'effectue selon une surface conforme qui met en contact un mudstone de couleur café au lait, avec un packstone riche en grosses oncoïdes de type 3 (Planche 24h). Cette surface correspond à un simple joint sec. Elle est marquée par une bioturbation importante de type *Thalassinoïdes* qui pénètre dans le banc micritique sous-jacent sur plusieurs dizaines de centimètres. Les bioturbations sont remplies de matériel oncolithique et présentent des bords nets qui indiquent une formation dans un substrat ferme (Planche 24g). Suite à cette surface, F. Dahanayaké a observé plusieurs séquences de dépôt qui, d'après cet auteur, débutent par la mise en place de packstones à oncoïdes de type 2 puis 3, et se terminent parfois par des wackestones à oncoïdes de type 4. Bien que les affleurements soient discontinus, en particulier dans la partie supérieure de la coupe, aucune faille n'a été mise en évidence. A l'extrême sommet de la coupe, les niveaux à oncoïdes sont remplacés par des niveaux oolithiques à stratification confuse, dans lesquels des colonies coralliennes ont été identifiées. Une succession lithologique semblable a été observée également au niveau du passage à niveau

fraichement modifié de La Tour, déjà cité par R. Enay en 1966. A cet endroit, les Calcaires d'Aranc [appelés Calcaires de La Tour par Enay (1966)] montrent également des séquences telles que décrites à Aranc. Ils passent progressivement à des niveaux oolithiques blancs qui passent à leur tour en quelques mètres aux niveaux micritiques des Couches du Burlandier.

Interprétation

Le passage des Calcaires lités aux Calcaires d'Aranc est très soudain à Aranc. La nature des oncoïdes dans les Calcaires d'Aranc indique qu'ils sont mis en place dans un milieu peu profond, lumineux et oligotrophe de type lagon ouvert. Au sein des séquences de dépôt, le changement de texture, de packstone à wackestone, montre une diminution de l'énergie du milieu que Dahanayaké (1974) associe à une augmentation de la profondeur. Ainsi, la mise en place des Calcaires d'Aranc s'effectue par une succession de séquences de lagon transgressives, mises en place sur les Calcaires pseudolithographiques suite à une chute du niveau marin relatif qui amène des niveaux lagonaires directement au contact de dépôts de rampe médiane (Calcaires pseudolithographiques). Progressivement, l'approfondissement du milieu de dépôt et la rétrogradation du système permettent la mise en place de niveaux oolithiques à constructions récifales, puis le retour de conditions de rampe médiane à externe (Couches du Burlandier).

6. Corrélations séquentielles et lithostratigraphiques



Dans le chapitre 5, chaque coupe a fait l'objet d'une interprétation faciologique et séquentielle. Chacune a été subdivisée en une succession de séquences de grande, moyenne et petite échelle imbriquées les unes dans les autres et séparées par des discontinuités, elles mêmes hiérarchisées. Les corrélations proposées dans ce nouveau chapitre sont réalisées sur la base de la reconnaissance des discontinuités majeures et de la hiérarchie des séquences au sein des coupes. Les séquences de grande échelle étant peu nombreuses dans chaque coupe, et *a priori,* plus susceptibles d'avoir une extension géographique importante (cf. chapitre 4), elles sont corrélées de proche en proche en premier. La corrélation de ces grandes tendances permet de proposer des corrélations entre les séquences de moyenne puis de petite échelle. L'extension géographique des corrélations établies permettra par la suite de discuter des mécanismes à l'origine de la formation des séquences de dépôt et de leur caractère allocyclique ou autocyclique (chapitre 9).

Les corrélations s'appuient également sur le cadre biostratigraphique et le cadre lithostratigraphique du Jura français. Les fossiles stratigraphiques étant rares dans les dépôts jurassiens, le cadre biostratigraphique est relativement mal contraint. Cependant, certaines formations sont datées par ammonites (Enay, 1966, Contini, 1972b, Contini & Hantzpergue, 1973, 1975, Hantzpergue, 1975, Enay et al., 1988, Cochet et al., 1994, Enay, 2000) [+ voir. paragraphes biostratigraphie pour chaque secteur dans le chapitre précédent], et ces datations doivent être intégrées aux corrélations. Le cadre lithostratigraphique, en revanche, est toujours pris en considération, mais ne constitue pas une contrainte absolue. En effet, les variations des faciès dans l'espace et dans le temps peuvent être à l'origine de la mise en place de dépôts très similaires mais non contemporains. En outre, il n'est pas possible de s'appuyer sur un cadre lithostratigraphique qui fasse consensus car les auteurs successifs ont chacun proposé des schémas lithostratigraphiques différents pour cette région (Bernier, 1984, Enay et al., 1988, Chevallier, 1989, Cochet et al., 1994, Mangold & Enay, 2004).

L'utilisation de la stratigraphie séquentielle et la réalisation de corrélations séquentielles dans ce chapitre permettent de s'affranchir, dans un premier temps, de la lithostratigraphie et d'apporter de nouveaux arguments de corrélation. Séquence par séquence, la répartition des faciès sera analysée et permettra de mettre en évidence la géométrie des dépôts, la dynamique de la plateforme et les grandes phases de son histoire. Un nouveau cadre bio-lithostratigraphique pourra alors être proposé et comparé aux précédents.

Dans les séries voisines suisses, une démarche similaire de découpage séquentiel de haute résolution a été menée (Pittet, 1996, Colombié, 2002, Hug, 2003, Strasser, 2007, Védrine, 2007). Les corrélations séquentielles établies sont calées biostratigraphiquement par un grand nombre de spécimens d'ammonites (Gygi et al., 1998, Gygi, 2000, Jank et al., 2005, Jank et al., 2006a, Jank et al., 2006b). Elles sont également appuyées par des données minéralostratigraphiques (Bolliger & Burri, 1967, Gygi & Persoz, 1986, Mouchet, 1995, Colombié, 2002, Hug, 2003). En effet, les coupes suisses pour lesquelles des variations minéralogiques ont été étudiées présentent généralement des profils d'évolution très similaires (Gygi & Persoz, 1986, Mouchet, 1995, Mouchet, 1998). En outre, l'observation des variations d'abondance des argiles et du quartz le long d'un profil N-S à travers la plateforme en Suisse, a permis de démontrer que la source des terrigènes sur la plateforme jurassienne au Jurassique supérieur est très probablement le Massif ardenno-rhénan, situé au N/NE, bien que des apports de terrigènes issus du Massif Central ne peuvent cependant pas être écartés complètement (Gygi & Persoz, 1986). D'après Gygi & Persoz (1986), les fluctuations de terrigènes (argiles et quartz) affectent toute la plateforme en Suisse mais également en France, facilitant les corrélations transfrontalières. C'est pourquoi, dans un second temps, les séquences et les variations minéralogiques (quartz) mises en évidence dans les séries françaises, seront comparées aux séquences et variations minéralogiques observées dans les séries suisses. Les cadres biostratigraphiques seront alors également confrontés. L'intégration des données biostratigraphiques et séquentielles de part et d'autre de la frontière permettra l'élaboration d'un schéma synthétique bio-lithostratigraphique et séquentiel franco-suisse, à ce jour inexistant.

Dans un troisième temps, les séquences et discontinuités majeures reconnues en France et en Suisse pourront être positionnées avec précision dans le cadre biostratigraphique et séquentiel ouest-européen, offrant des possibilités de corrélations et de comparaisons avec des régions plus éloignées que la Suisse. Une mise en application sera alors directement proposée à la fin de ce chapitre, par la comparaison des séries jurassiennes et de leur cadre séquentiel avec la coupe de Gudmont-Villiers en Lorraine. Cette coupe a été choisie car elle a fait l'objet d'une analyse séquentielle de haute résolution (Carpentier, 2004, Lefort, 2011, Lefort et al., 2011). En outre, elle a livré la plupart des fossiles de bivalves utilisés pour retracer l'évolution des paléotempératures dans le bassin de Paris à l'Oxfordien et au Kimméridgien (Brigaud et al., 2008, Lefort, 2011). La mise en place de corrélations entre cette coupe et les séries jurassiennes permettra ultérieurement de repositionner, le long de l'échelle biostratigraphique et séquentielle, les valeurs isotopiques mesurées en Lorraine et celles mesurées au cours de cette étude dans le Jura et en Normandie. Le cadre biostratigraphique de Lorraine étant aussi peu contraint que celui du Jura français, ces corrélations séquentielles faciliteront les comparaisons.

6.1. Corrélations proposées

6.1.1. Corrélations des séquences de grande et moyenne échelle

La *Figure 6.1* présente les résultats des corrélations effectuées entre les coupes étudiées. Afin de réaliser ces corrélations, les séquences de grande échelle des plus grandes coupes de chaque secteur (Consolation pour le secteur septentrional, Morillon pour le secteur central, Chancia et Champfromier pour le secteur méridional) ont, dans un premier temps, été comparées. Au sein de ces coupes, deux tendances régressives séparées par une tendance transgressive sont systématiquement observées. La première tendance régressive à grande échelle inclue les séquences de moyenne échelle I à IV, et comprend toutes les formations et membres sous-jacents aux Calcaires à ptérocères inférieurs dans les secteurs septentrional et central (Cf. chapitre 5). Dans ces secteurs, cette tendance régressive aboutit à la mise en place de surfaces émersives et de faciès de lagon semi-restreint à restreint dans les coupes. Dans les coupes du nord-ouest du secteur méridional (Chancia, Molinges), cette même tendance se termine au sein des Calcaires d'Aranc et conduit également à la mise en place de surfaces d'émersion et de dépôts de très faible profondeur. Dans la coupe de Champfromier, au sud-est du secteur méridional, elle se termine au toit des Calcaires pseudolithographiques par une surface durcie.

La seconde tendance de grande échelle est une tendance à l'ouverture et à l'approfondissement des milieux de dépôts. Elle débute partout avec la séquence de moyenne échelle V qui présente une épaisseur importante de faciès de lagon semi-restreint à restreint, dont l'enregistrement a probablement été favorisé par la création d'accommodation, suite à l'inversion de tendance à grande échelle. Cette amorce se poursuit dans les séquences de moyenne échelle VI, VII et VIII qui présentent des faciès de plus en plus distaux, jusqu'à la mise en place des Marnes à ptérocères dans les coupes les plus proximales (Consolation à Chancia) et de la vire à Divisum des Couches du Burlandier dans la coupe de Champfromier. A l'échelle de la plateforme, les faciès mis en place dans ces unités lithologiques sont des faciès ouverts, généralement déposés en dessous de la limite d'action des vagues de beau temps et dans lesquels les céphalopodes (ammonites et nautiles) sont assez nombreux. Une nouvelle tendance à la restriction des milieux de dépôt et la diminution bathymétrique se distingue au toit des coupes de Morillon, Chancia et Champfromier, avec respectivement la mise en place des faciès peu profonds des Calcaires des Gorges de Nouailles, des Calcaires à ptérocères supérieurs, des Calcaires à stromatoporidés et des dolomies de la base des Couches de Prapont inférieures.

Entre les coupes de Consolation, Morillon, Chancia et Champfromier, la corrélation des trois tendances de grande échelle décrites ci-dessus et des séquences de moyenne échelle qu'elles contiennent, permet d'établir la base du cadre séquentiel du transect. A l'intérieur de ce cadre,

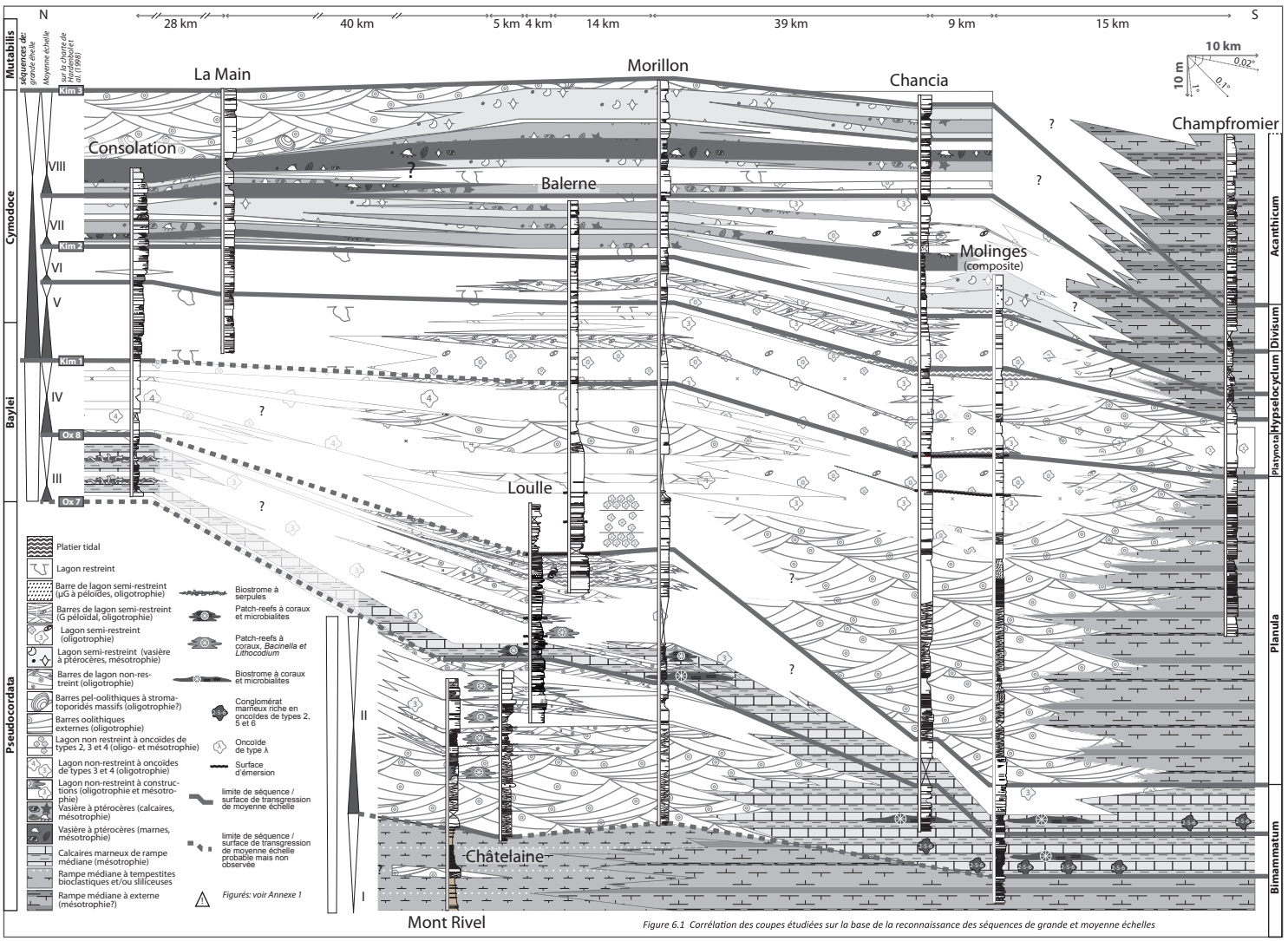


Figure 6.1 Corrélation des coupes étudiées sur la base de la reconnaissance des séquences de grande et moyenne échelles

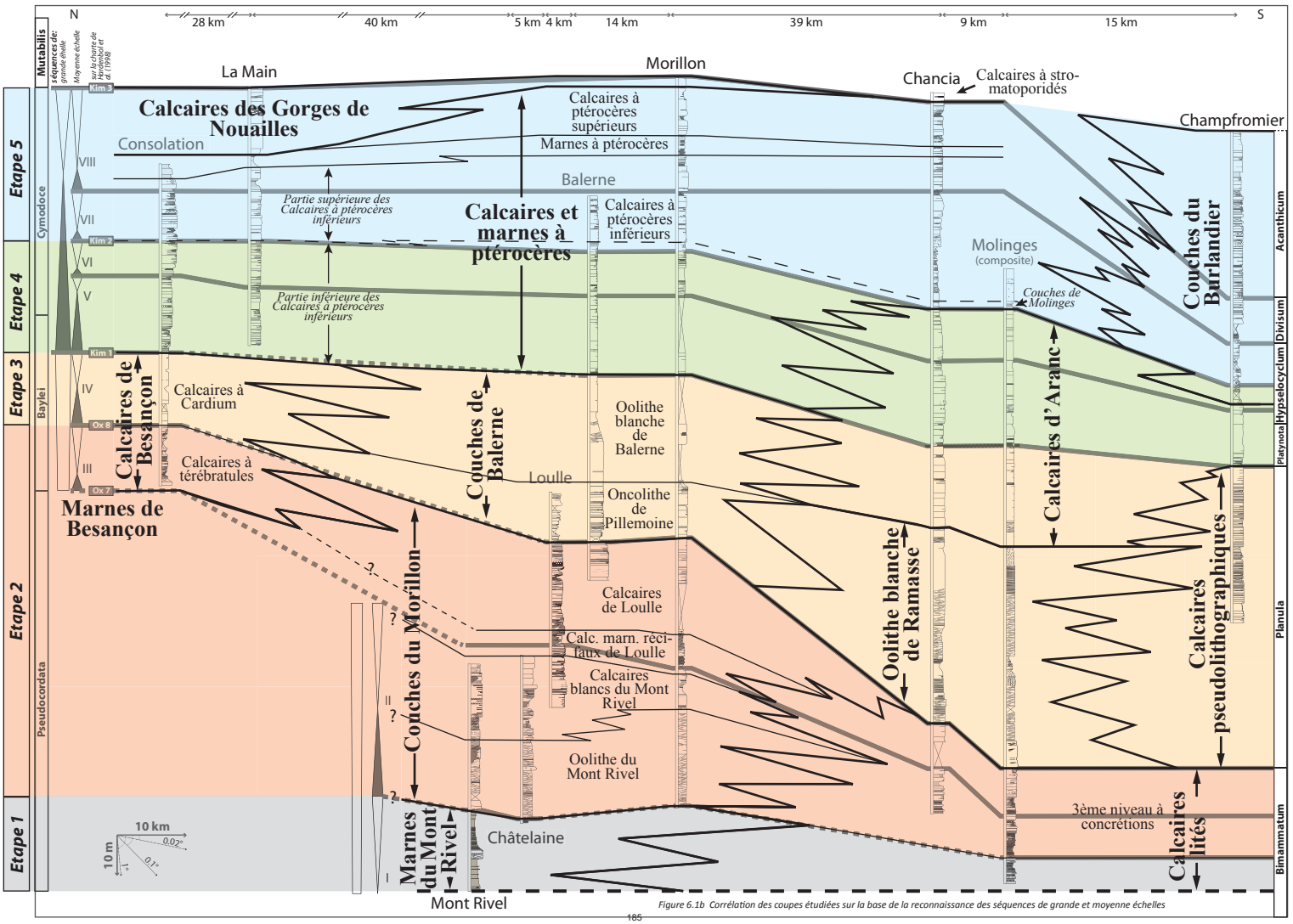


Figure 6.1b Corrélation des coupes étudiées sur la base de la reconnaissance des séquences de grande et moyenne échelles

chacune des autres coupes, plus petites, est alors repositionnée en fonction des tendances de grande échelle dans lesquelles elle s'inscrit, des séquences de moyenne échelle qu'elle renferme, et par comparaison avec les coupes les plus proches déjà repositionnées. De proche en proche, les discontinuités ou intervalles qui marquent les inversions de tendance à grande échelle et les séquences de moyenne échelle sont ainsi corrélées tout le long du transect.

Dans ce cadre, la coupe de La Main (secteur septentrional) s'inscrit dans la seconde et la troisième tendance de grande échelle. Les séquences de moyenne échelle V à VIII y ont été reconnues. Dans le secteur central, les coupes du Mont Rivel, de la Châtelaine et de Loulle montrent une tendance générale à la réduction de l'espace disponible qui permet de les repositionner dans la première tendance de grande échelle et d'y identifier les séquences de moyenne échelle I-II (Mont Rivel et Châtelaine) et II-IV (Loulle). La coupe de Balerne débute au cours de la première et se termine dans la seconde tendance de grande échelle. Les séquences de moyenne échelle III à VII y ont été mises en évidence. Dans le secteur méridional, les trois premiers quarts de la coupe de Molinges présentent des faciès de moins en moins profonds, qui illustrent bien la première tendance de grande échelle. Les séquences de moyenne échelle I à IV y ont été identifiées. Le dernier quart correspond à une succession de dépôts de lagon très peu profond, typique de la base de la seconde tendance de grande échelle. Au sein de ces dépôts, les séquences de moyenne échelle V à VII ont été mises en évidence.

6.1.2. Géométrie des dépôts, distribution et évolution des faciès au sein des séquences de moyenne échelle

Les corrélations réalisées montrent l'évolution parallèle des séquences de dépôt de grande et moyenne échelle dans les différents secteurs de la plateforme. La continuité latérale des unités sédimentaires, l'absence d'indices d'émersion majeure (karstification, paléosols) ou de ravinement (niveaux à galets, niveaux chenalisés) et les possibilités de corrélation entre les séquences de moyenne échelle, traduisent l'absence de lacune sédimentaire majeure, responsable d'une perte d'information pour un intervalle de temps relativement long. En revanche, la présence locale de dépôts émersifs et de surfaces légèrement érodées montre clairement que des lacunes mineures existent. D'un point de vue lithostratigraphique, les limites de séquence de moyenne échelle correspondent le plus souvent à des changements de faciès importants et également à des limites de formations *(Figure 6.1)*. Les formations couvrant les séquences I à IV sont généralement typiques d'un secteur en particulier. Ceci met en évidence d'importantes variations latérales de faciès le long du transect. En revanche, les formations couvrant les séquences V à VIII (Calcaires et marnes à ptérocères, Calcaires des gorges de Nouailles) ont des extensions latérales très importantes qui correspondent à de faibles variations latérales de faciès sur toute la plateforme.

La position des limites de séquences de moyenne échelle dans chaque coupe permet de mettre en évidence la géométrie des dépôts sédimentaires. Les séquences II et III montrent un épaississement dans le secteur du Jura central, et la séquence IV un épaississement à hauteur du Jura méridional. Ces variations latérales d'épaisseur mettent en évidence une géométrie progradante dirigée vers le sud. Les séquences V à VIII ne présentent quasiment pas de variations latérales d'épaisseur (Coupe de Champfromier mise à part), mettant plutôt en évidence un comportement aggradant de la plateforme le long du transect observé. D'après ces variations dans la géométrie des dépôts au sein des séquences de moyenne échelle et dans la distribution des faciès sur la plateforme, cinq grandes phases de l'histoire de la plateforme peuvent être individualisées *(Figure 6.1)*. La première correspond à la séquence de moyenne échelle I et à « l'état initial » de la plateforme. La seconde regroupe les séquences de moyenne échelle II et III dont la géométrie indique une première phase de progradation de la plateforme vers le sud. La troisième étape correspond à la séquence de moyenne échelle IV et à une seconde phase de progradation de la plateforme. La quatrième et la cinquième étape regroupent respectivement les séquences V et VI et les séquences VII et VIII. Ces

deux étapes sont caractérisées par une grande homogénéité des dépôts sur la plateforme, mais se distinguent par des faciès différents qui traduisent un hydrodynamisme différent.

La répartition des faciès et leur évolution au sein des séquences de moyenne échelle seront décrites dans les paragraphes suivants pour chacune de ces cinq étapes. A la fin de chaque paragraphe, un modèle 3D sera proposé, dans lequel les coupes observées seront repositionnées, ainsi que les principaux types de faciès. La quantité de coupes observée n'est pas suffisante pour réaliser de véritables reconstitutions paléogéographiques. En outre, chaque étape correspond à une ou deux séquences de moyenne échelle. Dans les milieux de plateforme interne, la position des faciès évolue très rapidement en fonction des variations du niveau marin relatif de haute fréquence et donc au cours des séquences. La position des faciès par rapport aux coupes dans les modèles a donc seulement une valeur indicative.

6.1.2.1. Première étape – Séquence de moyenne échelle I

Cette étape correspond à la première séquence de moyenne échelle (I), qui n'est observée que dans les coupes des secteurs central et méridional *(Figure 5.9, Figure 5.20, Figure 6.1, Figure 6.2)*. Elle est caractérisée par une sédimentation très marneuse à l'échelle de la plateforme. Dans le secteur central, les Marnes du Mont Rivel présentent des faciès de rampe médiane, riches en tempestites micritiques ou bioclastiques parfois chargées en silts quartzeux (**faciès Rm6**). Dans la coupe du Mont Rivel, la séquence I n'est probablement que partiellement observée (partie supérieure). La partie observée se décompose en deux séquences de petite échelle construites de la même façon. Chacune débute par des niveaux agencés en petits bancs micritiques riches en bioclastes. La fraction marneuse devient progressivement plus importante, la taille et la quantité des bancs micritiques diminuent progressivement au cours du cortège transgressif. En fin de séquence, des tempestites silteuses apparaissent au sein des marnes et deviennent de plus en plus épaisses. Chaque séquence se termine par la mise en place d'un banc oolithico-bioclastique, montrant des structures obliques et coiffé par une surface oxydée et encroûtée. La base ravinante de ces bancs et la présence de nombreux galets mous montrent qu'il s'agit probablement de dépôts de chenaux de marrée. Ainsi, le milieu de dépôt semble passer progressivement au cours de chaque séquence de petite échelle d'une position subtidale, sous la limite d'action des vagues de beau temps, à une position intertidale inférieure. Dans le Jura méridional (coupe de Molinges), la séquence I est caractérisée par les faciès marneux de rampe médiane à externe (**Faciès Rm1, Rm4**) de la Formation des Calcaires lités. Dans la coupe de Molinges, la mise en place progressive de bancs calcaires de plus en plus épais et se chargeant en bioclastes, oncoïdes et ooïdes (**Faciès Rm4**) indique une diminution progressive de l'accommodation et un rapprochement de la limite d'action des vagues de beau temps. Comme dans le secteur central, la phase de création d'accommodation de cette séquence I n'a donc pas été observée dans le secteur méridional. Dans la partie observée, deux séquences de petite échelle se distinguent par des variations d'argilosité et d'apports bioclastiques. Dans le secteur septentrional, les niveaux contemporains n'ont été observés dans aucune des coupes. Néanmoins, les Marnes de Besançon, *a priori* contemporaines, correspondent d'après la littérature, à des alternances marno-calcaires riches en minces bancs de calcaires gréseux, entre lesquels s'intercalent des dépôts à characées et des surfaces à polygones de dessiccation (Contejean, 1859, Oertli & Ziegler, 1958). De tels dépôts laissent supposer un environnement de dépôt de type estran sableux et/ou marais saumâtre.

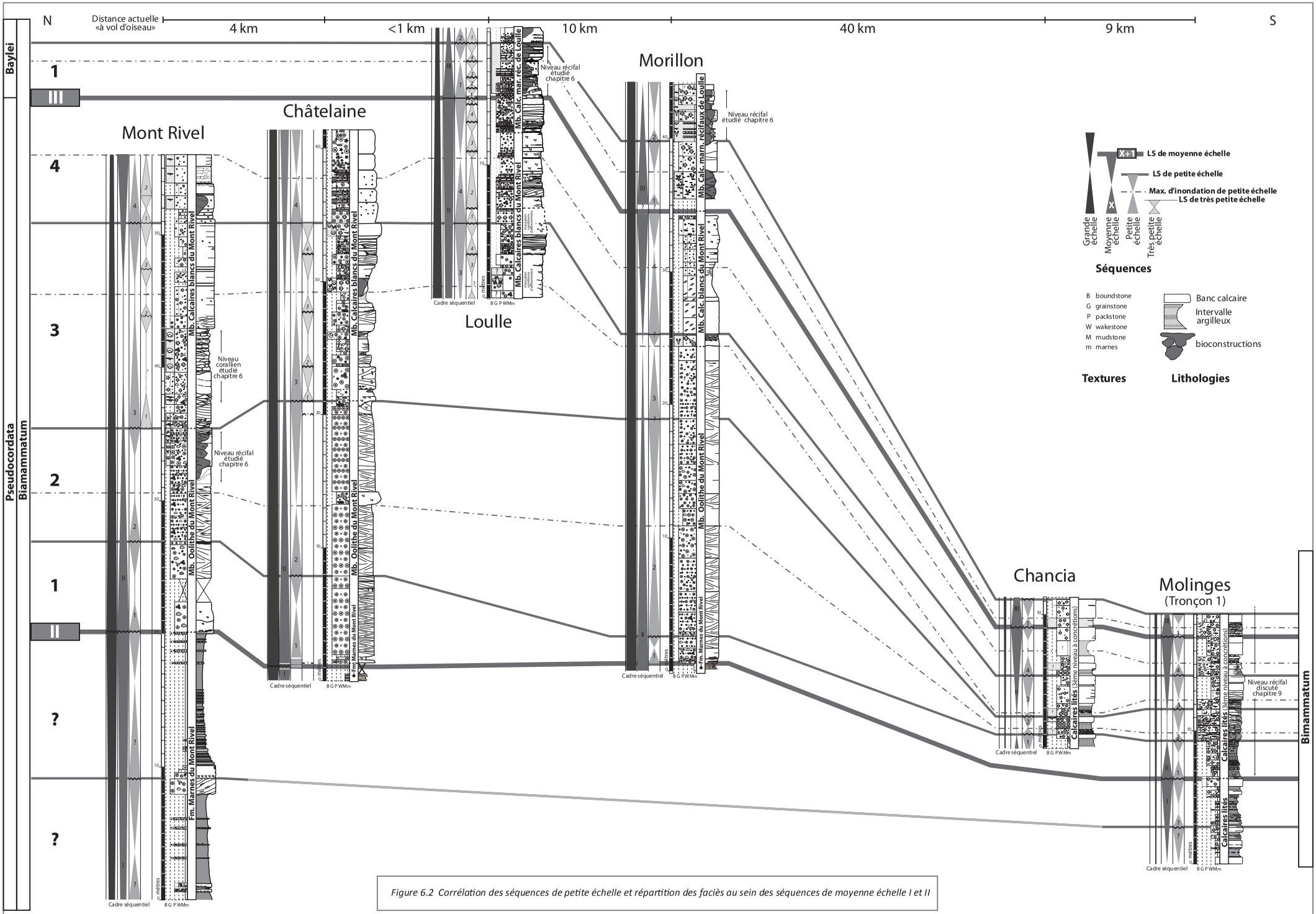
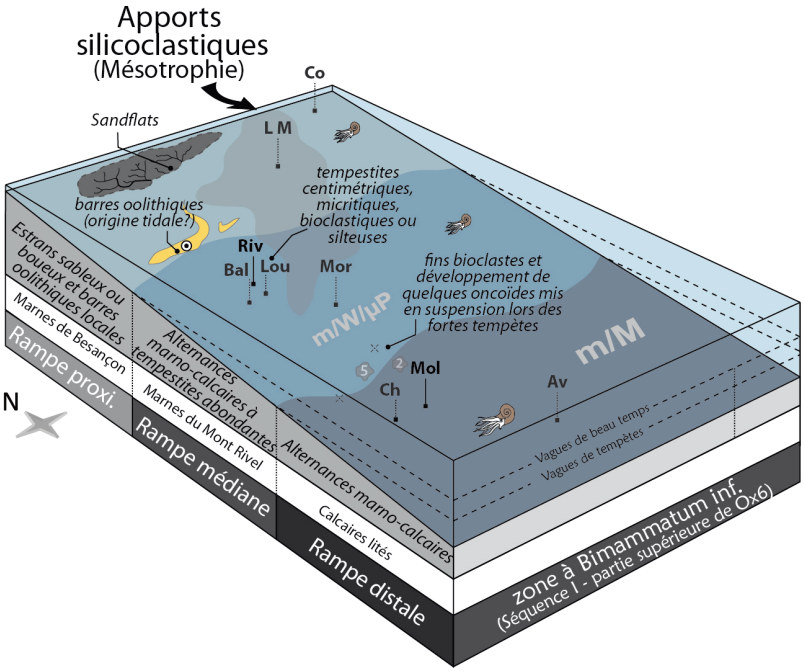


Figure 6.2 Corrélation des séquences de petite échelle et répartition des faciès au sein des séquences de moyenne échelle I et II

Ainsi, la répartition des faciès et milieux de dépôts à l'échelle de la plateforme, illustrée sur la *Figure 6.3* montre que le milieu de dépôt passe progressivement, du nord au sud, du supratidal/intertidal au subtidal puis sous la limite d'action des vagues de beau temps. Localement, des chenaux tidaux dans lesquels se forment des ooïdes, se déplacent dans les milieux intertidaux à subtidaux supérieurs. L'approfondissement régulier vers le sud, sans qu'aucune rupture de pente ne puisse être mise en évidence, indique un profil de rampe peu inclinée, à polarité téthysienne. En outre, cette première étape est caractérisée par une grande quantité de dépôts argileux et la présence de silts quartzeux dont la quantité semble diminuer vers le sud.



Légende

Co: Consolation
L M: La Main
Riv: Mont Rivel
Bal: Balerne
Lou: Loulle-Châtelaine
Mor: Morillon
Mol: Molinges
Ch: Chancia
Av: Champfromier

Coupe non analysée pour cet interval de temps

Coupe analysée pour cet interval de temps et utilisée pour réaliser la reconstruction

m/M Texture typique

Figurés, voir légende générale de la thèse.

Rampe externe

Alternances marno-calcaires de rampe externe

Rampe médiane

Calcaires et alternances marno-calcaires de rampe médiane

Calcaires marneux de rampe médiane

Rampe interne

Calcaires bioclastiques de rampe interne

Calcaires de lagon non-restreint

Calcaires de lagon semi-restreint

Calcaires de lagon restreint

Barres externes (dominante oolithique)

Barres internes (dominante péloïdale)

Tidal-flats

Continental

Figure 6.3 Proposition de reconstitution de la répartition des faciès principaux pour la partie régressive de la première séquence de moyenne échelle (I). La légende associée est valable également pour les figures 6.5, 6.7, 6.9 et 6.11. Pour la légende des figurés, voir en Annexe 1

6.1.2.2. Deuxième étape – Séquences de moyenne échelle II et III

La seconde étape correspond aux séquences de moyenne échelle II et III *(Figure 6.2 et Figure 6.4)*. Dans chacune de ces séquences de moyenne échelle, 4 séquences de petite échelle ont été identifiées et sont corrélables à l'échelle de la plateforme, excepté dans les faciès de forte énergie (oolithes). Cette étape marque le passage d'une sédimentation essentiellement marneuse à une sédimentation à dominante carbonatée. Sa mise en place s'accompagne alors de changements lithologiques importants dans tous les secteurs. Dans le Jura central le changement lithologique à la base de la seconde séquence de moyenne échelle (II) correspond au dépôt d'épais niveaux de mégarides oolithiques à la base des Couches du Morillon (**Faciès Bar 4**). Cette transition brutale avec les marnes sous-jacentes marque un accroissement rapide de la production carbonatée dans le Jura central. L'empilement d'oolithe sur une vingtaine de mètres d'épaisseur nécessite une création permanente d'accommodation et indique la partie transgressive de la séquence II. La partie régressive de la séquence II correspond à la mise en place des dépôts lagonaires du Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel, particulièrement bien observés dans la coupe de La Châtelaine. Au sein de ce membre, les faciès évoluent très rapidement, formant des séquences de petite et très petite échelle au cours desquelles se déposent successivement des dépôts transgressifs grossiers à clastes remaniés, des dépôts argileux, riches en débris végétaux, des calcaires de lagon à patch-reefs encroûtés massivement par *Lithocodium aggregatum*, puis des dépôts de démantèlement, riches en nérinées. Chaque séquence se termine par un banc métrique oolithico-bioclastique, riche en échinodermes, à stratification entrecroisée et dont le toit est généralement raviné par la surface de transgression de la séquence suivante. L'enregistrement exceptionnel et l'épaisseur relativement importante des séquences de très petite échelle (en particulier les deux premières, épaisses de plusieurs mètres) indique un gain général d'espace et un régime en aggradation, mais également des modifications rapides de l'environnement de dépôt sur une verticale. La présence de nombreuses surfaces d'érosion et de débris végétaux dans les dépôts de transgression, marquant la base des séquences, montre que le milieu de dépôt passe très rapidement de l'émersion à une position sous la limite d'action des vagues de beau temps dans un lagon.

Dans la coupe du Morillon, les faciès oolithiques sont plus épais qu'au Mont Rivel ou à la Châtelaine et semblent persister dans la série, tandis que les faciès caractéristiques des Calcaires blancs du Mont Rivel sont très réduits et mis en place tardivement. Cet enregistrement un peu différent témoigne de la progradation de la zone à mégarides oolithiques vers le sud, en direction du Bassin delphino-helvétique. Les faunes sténohalines dans les faciès de lagon des Calcaires blancs du Mont Rivel à La Châtelaine et au Mont Rivel montrent que les mégarides qui persistent au sud ne constituent pas une barrière véritable, mais protège simplement les zones plus en arrière d'une partie de l'énergie de la houle.

La transgression de la séquence III permet l'installation de dépôts de rampe médiane sur tout le secteur central. Ces dépôts de calcaires argileux sont riches en tempestites à ooïdes et crinoïdes. Ils comportent une importante quantité de silts quartzeux et passent latéralement à des récifs coralliens de type patch. Suite à ce bref passage sous la limite d'action des vagues de beau temps, la mise en place, à Loulle, de faciès grossiers à oncoïdes de types 2 et 3, puis de faciès de plage à péloïdes et intraclastes et enfin de faciès de lagon semi-restreint et de laminites microbiennes à pistes de dinosaures, montre la progradation du système, et la partie régressive de la séquence III. A Morillon, des niveaux oolithiques et des dépôts lagonaires à oncoïdes de type 3 et dasycladacées illustrent les variations latérales de faciès le long d'un profil de rampe carbonatée classique, avec la mise en place locale de barres oolithiques ou peloïdales très peu profondes, capables d'isoler de petits lagons plus ou moins restreints.

Dans le secteur méridional, les Calcaires lités se chargent brutalement en oncoïdes de type 2, 5 et 6, à la base de la seconde séquence de moyenne échelle (II). Les dépôts transgressifs à la base de la séquence sont très riches en gros oncoïdes de type 6 (à thrombolites, *Tubiphytes* et nubéculaires) dans une matrice marneuse (**Faciès Zt1**). Ils forment des biostromes auxquels participent également

des coraux et des microbialites. La composition de ces biostromes indique un taux d'accumulation réduit et une position sous la limite d'action des vagues de beau temps, sur la rampe médiane (Olivier et al., 2011). La partie terminale de la séquence II correspond à la mise en place de bancs de packstones bioclastiques massifs (**Faciès Rm3**) indiquant un taux d'accumulation plus fort et une position aux alentours de la base de la zone d'action des vagues de beau temps (Olivier et al., 2011). Ce banc constitue probablement la partie terminale du corps oolithico-bioclastique ultimement mis en place dans le secteur central à la fin de la séquence II. La séquence III est très similaire à la séquence II. La partie transgressive de la séquence correspond à une nouvelle phase de mise en place de biostromes à oncoïdes de type 2,5 et 6. Des faciès grossiers bioclastiques caractéristiques de la rampe interne apparaissent cependant plus précocement, marquant la progradation générale du système par rapport à la séquence II.

La séquence III est enregistrée partiellement dans le Jura septentrional. Les principaux dépôts sont des calcaires marneux à texture fine, contenant parfois des dépôts tempestitiques. Ces dépôts contiennent des faunes typiquement sténohalines. La nature de ces dépôts indique qu'ils ont été déposés sous la limite d'action des vagues de beau temps, dans un environnement calme de rampe médiane. La fin de la séquence est marquée par la mise en place de dépôts de lagon restreint directement au contact des calcaires de rampe médiane. Ce changement lithologique majeur témoigne d'une chute brutale du niveau marin relatif dont la position séquentielle coïncide avec la position des dépôts à pistes de dinosaures dans le Jura central.

La *Figure 6.5* illustre la proposition de reconstitution de la répartition des environnements de dépôts principaux au cours des séquences de moyenne échelle II et III. L'identification de faciès de rampe médiane à la fois dans le Jura septentrional et dans le Jura méridional montre la bipolarité de la plateforme jurassienne, constituée alors de deux de rampes divergentes, adossées l'une à l'autre. La zone de jonction entre les deux rampes marque un point haut dans la topographie de la plateforme. Elle est caractérisée par des faciès de rampe interne. Le Jura central qui présente principalement des faciès de rampe interne à polarité téthysienne était situé sur la bordure méridionale de cette zone de jonction. La corrélation des séquences de moyenne et petite échelle montre un fort épaississement des dépôts dans le Jura central, qui traduit la forte production carbonatée et la progradation des environnements de rampe interne sur les environnements de rampe médiane. La grande variabilité des faciès dans le secteur central met en évidence un système très dynamique, en perpétuel mouvement. A la fin des séquences de moyenne échelle, le comblement de l'espace disponible provoque une progradation importante et très rapide des environnements les plus proximaux du système. Vers le sud, cette progradation est marquée par la mise en place de faciès grossiers de rampe interne qui tendent à atteindre le secteur méridional. Vers le nord, elle est marquée par une restriction brutale des environnements de dépôts. Ce phénomène montre qu'en dépit des variations latérales de faciès, parfois importantes, le système a une pente très faible et chaque variation du niveau marin relatif provoque des migrations de faciès sur de grandes distances. Lorsque les baisses du niveau marin sont suffisamment importantes, comme lors des limites de séquences de moyenne échelle, de vastes étendues peuvent alors émerger de part et d'autre de l'axe de jonction des deux rampes. C'est ce qui se produit à la fin de la séquence III. Sur ces surfaces, des platiers tidaux se développent au moins localement et enregistrent le passage de gros vertébrés (modalités d'enregistrement discutées dans le chapitre 9). A Loulle, chaque limite de séquence de petite échelle au sein de la séquence III est marquée par une surface d'érosion sur laquelle sont souvent remaniés des débris de végétaux terrestres et des galets. Il est donc possible que des émersions se soient produites sur la plateforme au niveau des limites de séquence de petite échelle de la séquence III. Néanmoins, l'absence d'indice indiscutable d'émersion à grande échelle (pistes de dinosaures) ne permet d'affirmer que des émersions locales répétées. Il paraît cependant plausible que des émersions d'ampleur croissante se soient déroulées au cours de la partie régressive de la séquence III. Compte tenu de la morphologie bipolaire de la plateforme, le

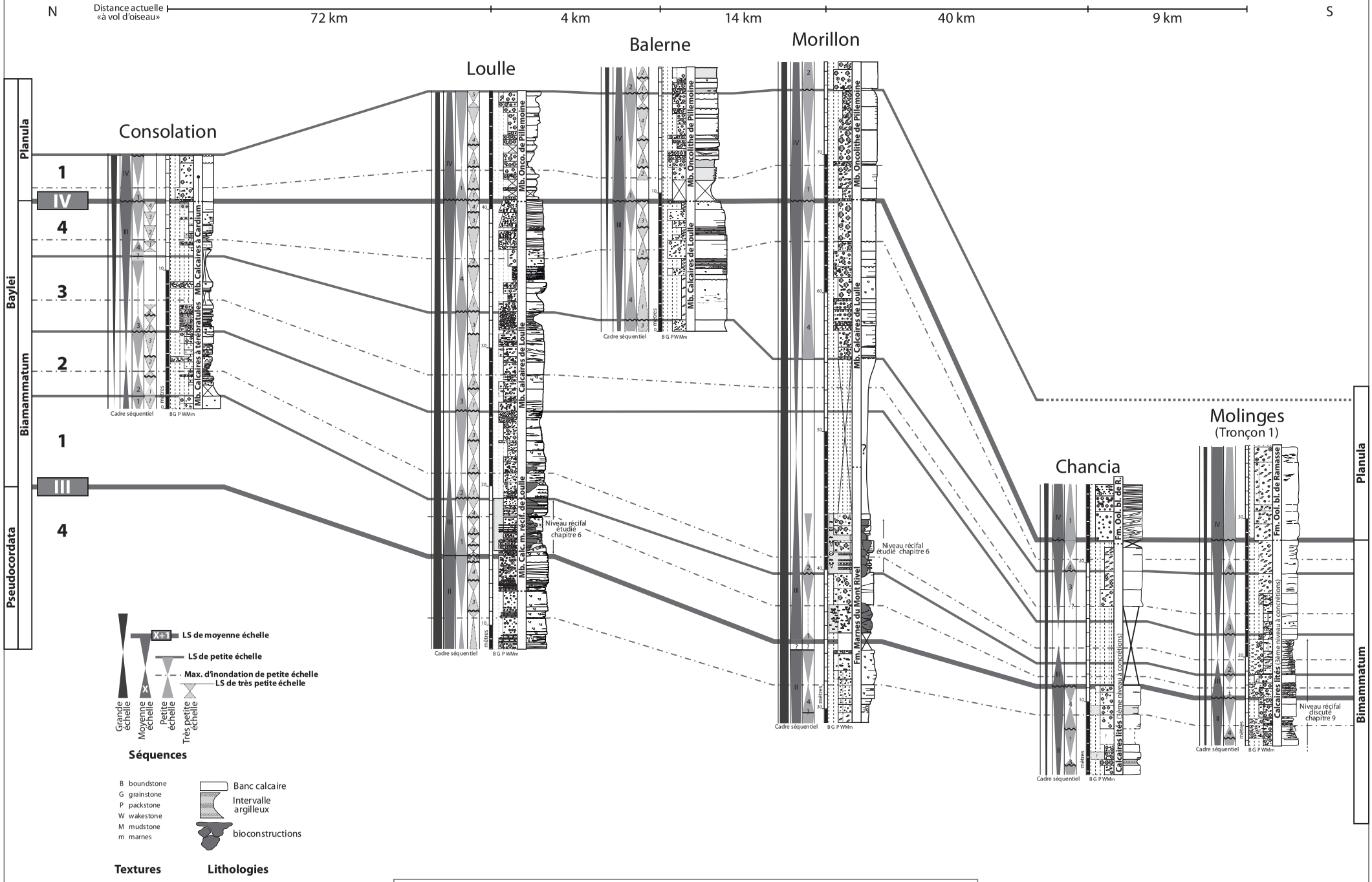


Figure 6.4 Corrélation des séquences de petite échelle et répartition des faciès au sein de la séquence de moyenne échelle III

secteur situé entre les coupes de La Main (secteur septentrional) et Loulle (secteur central) a probablement subit des émersions plus précoces et plus longues que les autres secteurs.

Il n'est pas impossible non plus que des émersions de grande ampleur se soient produites également à la fin de la séquence II, mais les indices d'émersions observés à cette période (débris de plantes et ciments ménisques à La Châtelaine) ne permettent pas à nouveau de mettre en évidence d'émersions régionales.

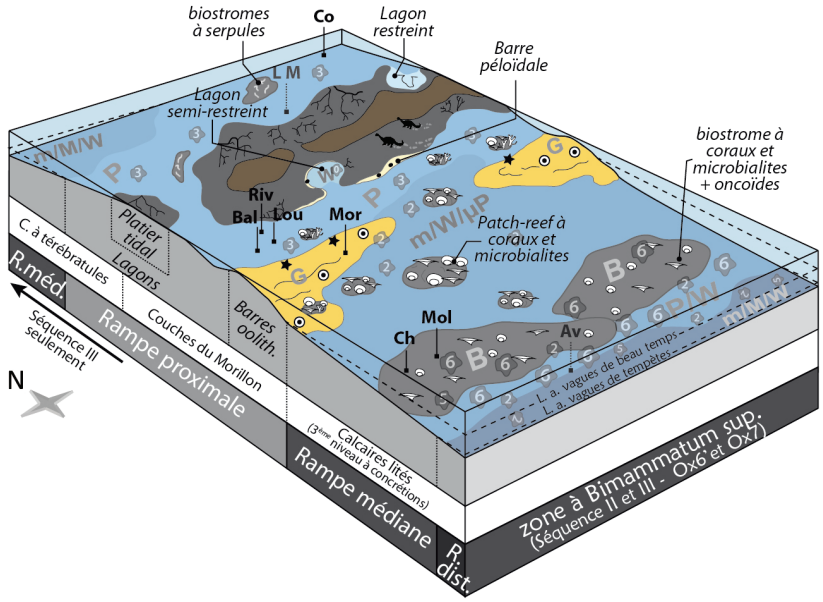


Figure 6.5 Proposition de reconstitution de la répartition des faciès principaux pour les séquences de moyenne échelle II et III. La partie septentrionale du système (flèche sous le diagramme, à gauche) n'est mise en évidence que dans la séquence III. Légendes en figure 6.3 et Annexe 1

6.1.2.3. Troisième étape – Séquence de moyenne échelle IV

La troisième étape correspond à la seule séquence de moyenne échelle IV. Cette étape montre une généralisation des dépôts de rampe interne (sauf pour la coupe de Champfromier) et une disparition totale des sédiments d'origine terrigène qui confère aux calcaires de cette période une couleur blanc-crème et une texture crayeuse caractéristiques *(Figure 6.6)*. Au sein la séquence IV, quatre séquences de petite échelle ont été identifiées dans les coupes du secteur septentrional et du secteur central. Dans le secteur méridional, le dépôt de faciès de forte énergie rend difficile l'identification de telles séquences. Cependant, le passage de faciès dominés par les ooïdes à des faciès dominés par les péloïdes a été interprété comme un indice du passage de barres externes à des barres internes, marquant une progradation du système. L'inverse a été considéré comme une rétrogradation. Ces changements de faciès observés conjointement à Molinges et Chancia ont servi à identifier les séquences de dépôt de petite échelle. Il convient cependant d'être prudent quant à la signification de ces séquences de dépôt car celles-ci pourraient avoir été générées par le simple déplacement aléatoire de barres oolithiques de grande taille.

La troisième étape est une étape clé dans l'histoire de la plateforme. C'est pourquoi, elle sera décrite en détails et illustrée par deux modèles 3D, illustrant respectivement la phase transgressive et la phase régressive de la séquence IV *(Figure 6.7)*.

Dans le Jura septentrional les premiers dépôts transgressifs de la séquence de moyenne échelle IV sont riches en galets micritiques et oncoïdes remaniés. Ils se développent sur une surface plane. Dans ce secteur, une émersion à la fin de la séquence III est probable, mais ne peut être démontrée avec les données dont nous disposons ici. Dans le secteur central en revanche, la surface érodée, perforée et oxydée qui marque le passage de la séquence III à la séquence IV témoigne d'une

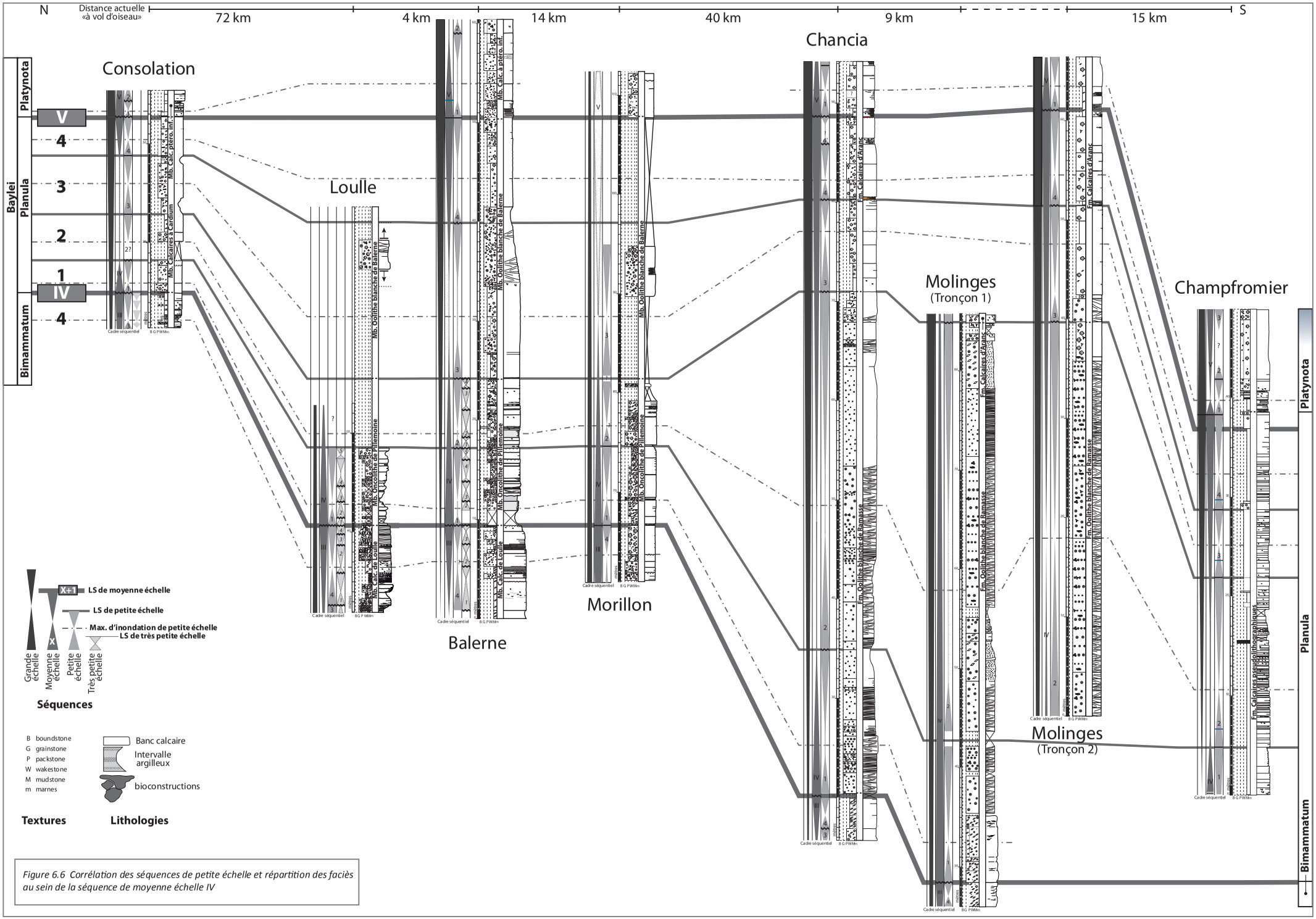


Figure 6.6 Corrélation des séquences de petite échelle et répartition des faciès au sein de la séquence de moyenne échelle IV

émersion suivie d'une transgression. Dans le Jura méridional, aucune surface d'émersion n'a pu être mise en évidence. Cependant, la dolomitisation intense observée à hauteur du passage de la séquence III à la séquence IV dans toutes les coupes du nord-ouest du secteur pourrait constituer un argument en faveur d'une émersion de cette partie du secteur. Ainsi, la fin de la séquence III pourrait être marquée par l'émersion de toutes les zones proximales de la plateforme, depuis le secteur septentrional jusqu'au secteur méridional. Quoi qu'il en soit, les dépôts transgressifs de la séquence IV dans le secteur septentrional sont des niveaux grossiers à faunes sténohalines, déposés dans la limite d'action des vagues de beau temps en milieu ouvert. C'est également le cas des dépôts transgressifs de cette séquence dans le Jura central, qui constituent le Membre de l'Oncolithe de Pillemoine. Ces dépôts oncolithiques sont des dépôts à faunes strictement marines. Les séquences de petite échelle mettent en évidence trois types de faciès : i) des faciès très riches en oncoïdes de type 2, mis en place dans la limite d'action des vagues de beau temps en bordure de lagon ; ii) des faciès plus argileux et plus micritiques, contenant toujours des oncoïdes de type 2, probablement vannés lors des tempêtes vers les parties les plus profondes du lagon, sous la limite d'action des vagues de beau temps ; iii) des faciès à oncoïdes de type 2 et 3 et à dasycladacées, caractéristiques d'environnements de lagon lumineux, régulièrement agité par les vagues lors des tempêtes et dans lequel les conditions de salinité sont normales. Dans le Jura méridional, les dépôts transgressifs de la séquence de moyenne échelle IV sont d'épais dépôts oolithiques. Les observations réalisées dans les coupes de Corveissiat, et surtout du Col Berthiand, montrent que ces dépôts oolithiques passent latéralement par indentations aux calcaires pseudolithographiques, qui sont des calcaires de rampe médiane à externe. Ainsi, par rapport à l'étape précédente, la troisième étape marque un

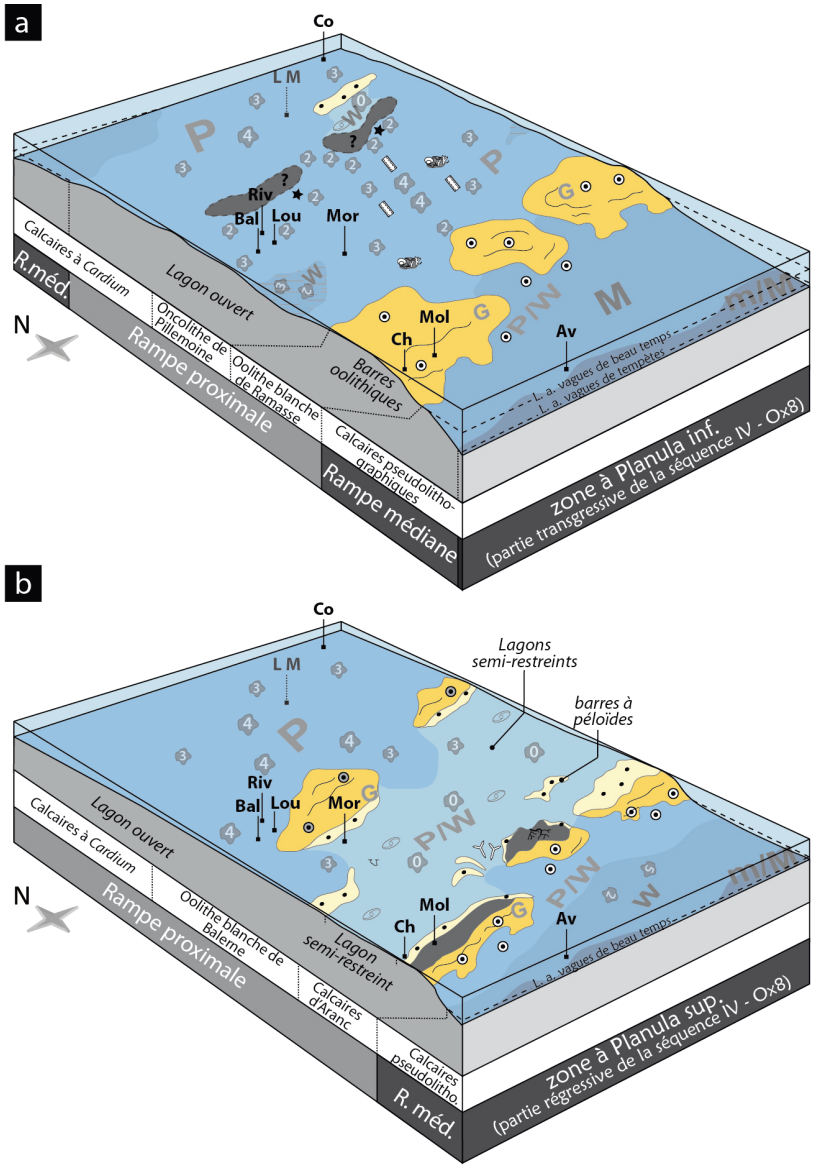


Figure 6.7 Proposition de reconstitution de la répartition des faciès principaux pour la séquence de moyenne échelle IV. a: partie transgressive de la séquence IV ; b : partie régressive de la séquence IV. Légendes en figure 6.3 et Annexe 1

déplacement important vers le sud de la zone de forte énergie et de production des ooïdes, qui correspond à une progradation brutale de la rampe méridionale d'environ 40 km. Au nord des corps oolithiques, une vaste zone de lagons à salinité normale s'installe et aggrade. Dans le secteur septentrional, une zone de plus forte énergie, très discontinue marque probablement le passage à la rampe septentrionale et l'amorce d'un approfondissement vers le bassin de Paris.

La partie régressive de la séquence IV correspond au comblement de l'espace disponible sur la plateforme. Progressivement, des faciès semi-restreints riches en oncoïdes de type 0 et en miliolidés se généralisent dans le secteur central et le secteur septentrional. Les observations menées dans le secteur méridional (partie inférieure des Calcaires d'Aranc à Chancia et Molinges) montrent que les faciès oolithiques de la partie transgressive migrent rapidement vers le sud-est au cours de la partie régressive de la séquence. En arrière des corps oolithiques, se développent alors à Chancia et Molinges, des faciès de lagon, fréquemment interrompus par des surfaces d'émersions, des laminites ou des paléosols. De telles émersions n'ont pas été mises en évidence dans les autres secteurs. La fin de la séquence IV est donc caractérisée sur toute la plateforme par des faciès de lagon semi-restreint. Les faciès plus restreints et les nombreux indices d'émersion découverts dans le nord-ouest du Jura méridional indiquent que ce secteur constituait à la fin de la séquence une zone haute, positionnée à la verticale des niveaux oolithiques les plus épais déposés en début de séquence.

Au cours de la séquence IV, la morphologie de la plateforme subit des modifications importantes *(Figure 6.7)*. En début de séquence, des faciès oolithiques progradent dans le secteur méridional sur une rampe peu inclinée *(Figure 6.7a)*. Ils forment un prisme oolithique, adossé au prisme précédent, formé par les couches du Morillon dans le Jura central au cours de la deuxième étape. En fin de séquence, la progradation des corps oolithiques génère une morphologie de plateforme vaste et plate sur laquelle les faciès de lagon sont très homogènes *(Figure 6.7b)*. Les environnements de haute énergie (faciès grainstone) sont cantonnés à une bande très étroite, située entre Molinges et Champfromier. La portion de plateforme observée est trop étroite pour déterminer la position de ce type d'environnements vers le bassin de Paris. La limite de séquence qui marque la fin de la séquence IV est une discontinuité majeure à l'échelle de la plateforme. Cette discontinuité correspond au passage d'une tendance régressive à une tendance transgressive à grande échelle et a moyenne échelle. A Consolation, elle correspond à une surface plane, surmontée de petits galets micritiques. A Balerne, seuls des niveaux à tidalites sont enregistrés, sans qu'une surface de ravinement ne soit mise en évidence. A Chancia, cette discontinuité coïncide avec une surface perforée surmontée d'un niveau argileux rouge carmin. A Molinges, ce niveau n'est pas enregistré, mais est remplacé par une épaisse succession de laminites dolomitiques à polygones de dessiccation. A Champfromier, le toit des Calcaires pseudolithographiques est marqué par une surface oxydée, encroûtée par des huîtres.

6.1.2.4. Quatrième étape – Séquences de moyenne échelle V et VI

La quatrième étape correspond aux deux premières séquences de moyenne échelle (V et VI) de la tendance transgressive de grande échelle *(Figure 6.8)*. Cette étape est marquée dans le secteur septentrional et dans le secteur central par la généralisation de calcaires de lagons restreints, caractérisés par une texture mudstone et un contenu bioclastique très faible et peu diversifié.

Dans le secteur septentrional, les séquences de moyenne et de petite échelle présentent peu de variations de faciès. Les dépôts sont généralement des mudstones ou des wackestones à faune très peu diversifiée, organisés en bancs décimétriques dont l'épaisseur croit lors des phases de création d'espace et s'affine à l'approche des limites de séquences. Les limites de séquences sont marquées par une multiplication des surfaces d'arrêt de sédimentation. Elles sont généralement précédées par des intervalles délités, formant des vires dans lesquelles la bioturbation devient très intense et met en évidence un substrat ferme. Une telle nature de substrat est cohérente avec des

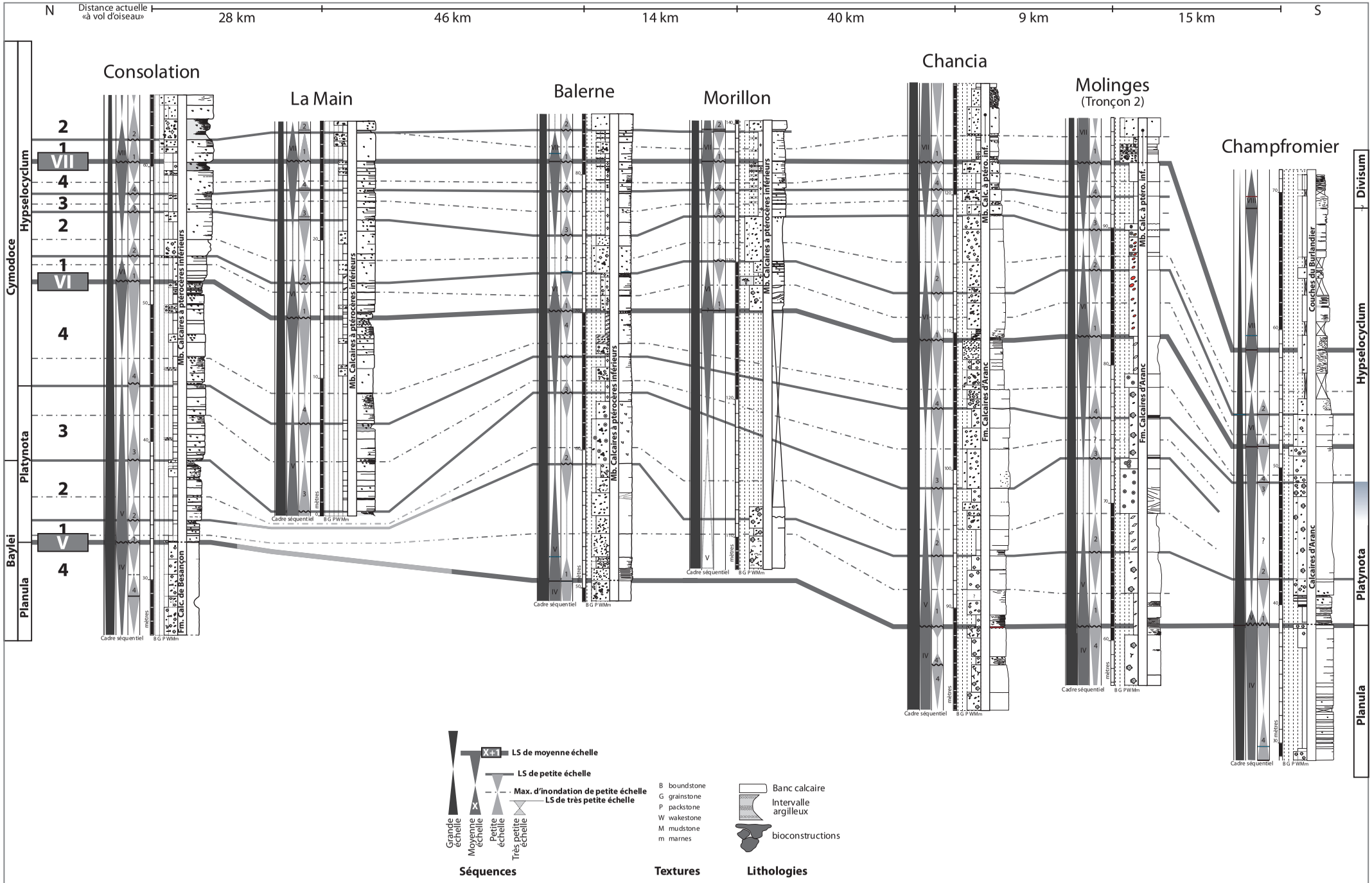


Figure 6.8 Corrélation des séquences de petite échelle et répartition des faciès au sein des séquences de moyenne échelle V et VI

arrêts de sédimentation fréquents. De manière générale, ces intervalles présentent également une couleur gris sombre qui laisse supposer une préservation accrue de la matière organique dans des conditions disoxyques. A Consolation, quelques nodules millimétriques de pyrite découverts dans ces intervalles confortent l'hypothèse d'un milieu réducteur, appauvrit en oxygène. La phase d'ennoiement de la séquence de moyenne échelle VI est le seul intervalle qui présente un faciès un peu plus grossier (packstone), avec une biodiversité moins restreinte. Cet intervalle témoigne d'une première ouverture du système depuis l'inversion des tendances de grande échelle située à la base de la séquence V. Il met en évidence la tendance transgressive à grande échelle.

Le secteur central montre le même type de faciès, très fins et pauvres en bioclastes, en particulier à la fin des séquences de moyenne échelle. En début de séquence, les dépôts grossiers sont plus fréquents que dans le secteur septentrional et forment des intervalles relativement épais et massifs. Dans ces dépôts, le contenu bioclastique est plus diversifié que dans les dépôts de mudstones, mais les faunes et flores représentées indiquent tout de même des conditions semi-restreintes la plupart du temps. Dans le secteur méridional, les faciès de lagons semi-restreint sont dominants. Les maxima d'inondation sont indiqués par des dépôts épais de packstone-grainstone à péloïdes, tandis que les dépôts transgressifs et régressifs sont généralement caractérisés par des wackestones à oncoïdes de type 0. Les faciès restreints, plus fins, et les faciès de laminites intertidales encadrent les limites de séquences. Celles-ci sont généralement marquées par des surfaces d'arrêt de sédimentation ou par des intervalles à faciès très peu profond dans lesquels l'épaisseur des bancs est très réduite. Dans la coupe de Molinges, la mise en place de niveaux oolithiques à structures de marrée et à faunes plus diversifiée montre que Molinges était probablement plus proche que Chancia des milieux ouverts de la plateforme interne. Les nombreux indices d'émersion enregistrés dans ces deux coupes montrent que le nord-ouest du secteur méridional était une zone fréquemment émergée. Les dépôts oncolithiques et oolithiques de la séquence V dans les coupes de Champfromier et Aranc, montrent un milieu de dépôt ouvert, généralement dans la limite d'action des vagues de beau temps. Ils permettent de positionner paléogéographiquement la limite de la rampe proximale. A Champfromier, la séquence VI enregistre des faciès de plateforme médiane (début de la Formation des Couches du Burlandier), plus profonds que ceux de la séquence V, montrant une rétrogradation de la plateforme interne et mettant en évidence clairement le contexte de transgression à grande échelle.

Au sein de chacune des deux séquences de moyenne échelle de cette étape, quatre séquences de petite échelle ont été identifiées et peuvent être corrélées d'un bout à l'autre du transect. Ces séquences montrent parfois des différences d'épaisseur importantes en fonction des localités. Les séquences de petite échelle les plus importantes sont généralement les séquences qui incluent des intervalles grossiers, épais et massifs. A l'échelle de la plateforme, cependant, les deux séquences de moyenne échelle montrent des épaisseurs très stables. Ainsi, il semble que l'accommodation sur la plateforme au cours de chaque séquence de moyenne échelle soit créée de manière homogène, mais que l'utilisation de l'espace créé ne se fasse pas de manière identique dans toutes les localités, en fonction des conditions d'hydrodynamisme et donc de la position sur la plateforme.

Cette quatrième étape enregistre la progradation maximale de la rampe méridionale vers le sud et le tout début de sa rétrogradation. La répartition des faciès montre une polarité téthysienne le long du transect observé, avec des faciès restreints pérennes au nord, et des faciès de plus en plus ouverts vers le sud *(Figure 6.9)*. Sur la plateforme, la morphologie très plate générée à la fin de l'étape précédente est entretenue par une création d'espace constante et répartie de manière homogène. Les ceintures de faciès sont alors très larges et la plateforme est dominée par des conditions semi-restreintes à restreintes, défavorables à une forte production carbonatée et un fort export. Les faciès de haute énergie forment une bande étroite entre rampe interne et rampe médiane. Les coupes de Chancia et Molinges enregistrent des faciès intertidaux qui indiquent des émersions fréquentes, en particulier au niveau des limites de séquences majeures. Paradoxalement, les coupes du secteur septentrional et du secteur central enregistrent très peu ce type de faciès, mais plutôt des intervalles condensés ou des surfaces d'arrêt de sédimentation.

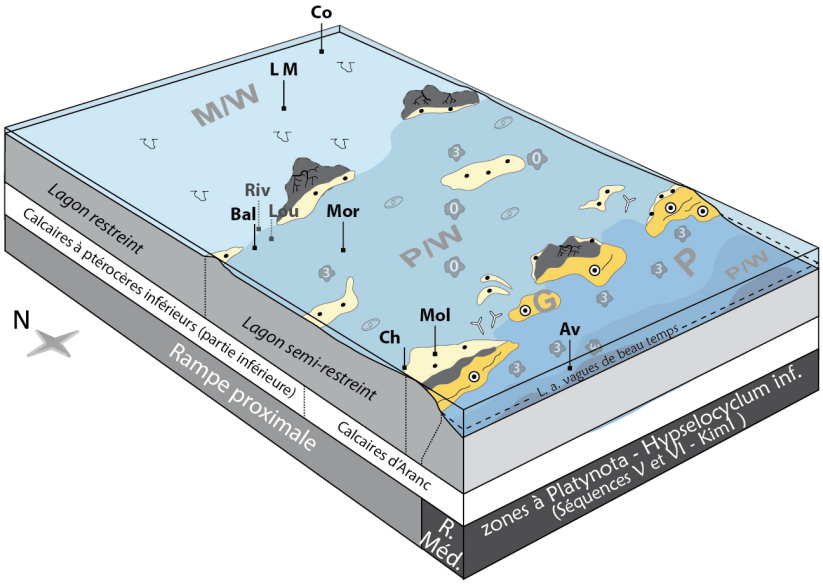


Figure 6.9 Proposition de reconstitution de la répartition des faciès principaux pour les séquences de moyenne échelle V et VI. Légendes en figure 6.3 et Annexe 1

6.1.2.5. Cinquième étape – Séquences de moyenne échelle VII et VIII

La cinquième étape correspond aux séquences de moyenne échelle VII et VIII *(Figure 6.10)*. Elle s'inscrit à la fin de la tendance transgressive de grande échelle et au début de la tendance régressive qui lui succède. Comme dans les séquences de moyenne échelle précédentes, quatre séquences de petite échelle ont été identifiées dans les séquences VII et VIII, et sont corrélables à travers toute la plateforme, Coupe de Champfromier mise à part.

Cette étape coïncide avec le dépôt, depuis le secteur septentrional jusqu'au nord-ouest du secteur méridional, de la partie supérieure des Calcaires à ptérocères inférieurs, remplacés ensuite par les Marnes à ptérocères puis les Calcaires des Gorges de Nouailles ou les Calcaires à ptérocères supérieurs. Au sud-est du secteur méridional, ces formations passent latéralement aux Couches du Burlandier.

Cette étape est marquée par un changement majeur dans la sédimentation sur la plateforme. La partie transgressive de la séquence VII débute par la mise en place rapide de faciès bioclastiques, souvent légèrement argileux dans tous les secteurs. Cette mise en place se déroule en deux temps, au cours de la première séquence de petite échelle. Dans un premier temps, des faciès très peu profonds sont mis en place (faciès de lagon restreint, de platier ou de marais saumâtre) sur une épaisseur n'excédant généralement pas le mètre. Dans un second temps, ces faciès sont brutalement remplacés par des faciès de packstones bioclastiques, riches en péloïdes et intraclastes. De tels faciès montrent une brusque ouverture de tout le système. Dans les coupes méridionales (Chancia et Molinges), des niveaux bioclastiques riches en rhaxels, interprétés comme des faciès de

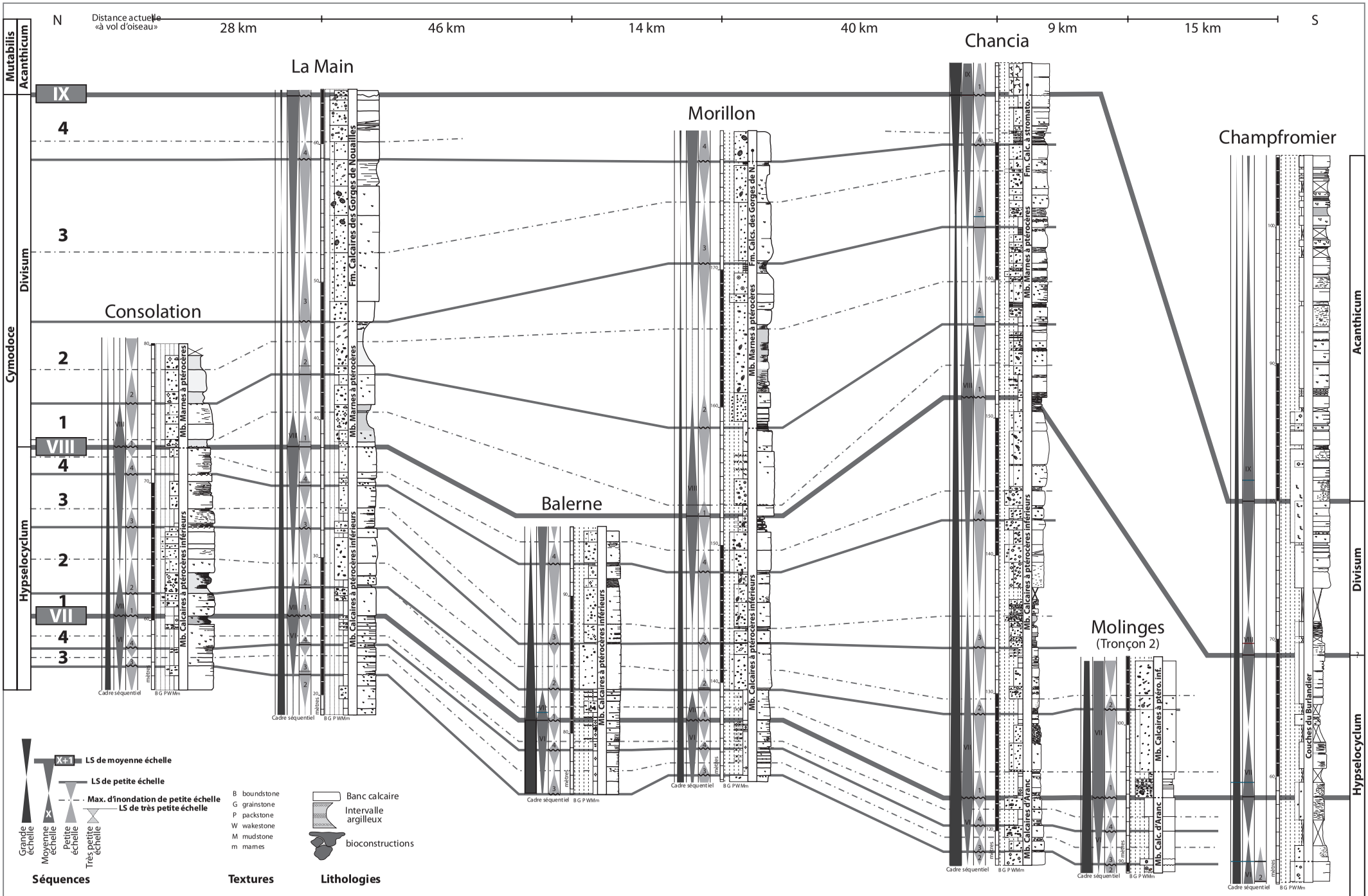


Figure 6.10 Corrélation des séquences de petite échelle et répartition des faciès au sein des séquences de moyenne échelle VII et VIII

lagon semi-restreint, s'intercalent entre les faciès restreints et les faciès ouverts, de sorte que les faciès bio-pel-intraclastiques apparaissent plus tardivement, dans la troisième séquence de petite échelle. Dans les coupes de Consolation et Chancia, des faciès bio-pel-intraclastiques intègrent rapidement une composante argileuse. Ils deviennent alors extrêmement riches en macrofossiles de bivalves (*Pholadomya*), de gastéropodes (*Harpagodes*) et de brachiopodes (rhynchonelles). Le dépôt d'argiles dans ces coupes montre que ces localités passent sous la limite d'action des vagues de beau temps. Ce n'est pas le cas des coupes de La Main, Balerne et Morillon, dans lesquelles les faciès contemporains sont extrêmement riches en bioclastes et notamment en échinodermes, mais n'intègrent pas cette composante argileuse. La fin de la partie régressive de la séquence VII est marquée par un retour à des faciès restreints dans le secteur septentrional. Dans le secteur central et méridional, les faciès bioclastiques persistent, en particulier au niveau des maxima d'inondation des deux dernières séquences de petite échelle, mais alternent avec des faciès semi-restreints.

La base de la séquence VIII montre des faciès assez similaires à ceux de la séquence précédente. Les faciès argileux envahissent dans un premier temps uniquement le secteur septentrional (première séquence de petite échelle) par l'intermédiaire d'une surface oxydée et encroûtée, tandis que d'épais intervalles à faciès restreints sont mis en place dans le secteur central et dans le secteur méridional. L'aggradation de ces faciès au cours de la première séquence de petite échelle est rendue possible par le contexte transgressif de moyenne échelle. La transgression à moyenne échelle se poursuit avec la seconde séquence de petite échelle, et les faciès argileux atteignent le Jura central, tandis que des faciès bio-pel-intraclastiques sont mis en place, dans la limite d'action des vagues de beau temps, au niveau du Jura méridional. Les deux dernières séquences de petite échelle voient apparaître de grosses différences faciologiques entre les secteurs. Ainsi, Dans le secteur septentrional, l'espace créé au cours de la transgression à moyenne échelle est comblé par d'épais niveaux de grainstones oolithiques et péloïdaux, riches en stromatoporidés massifs, jusqu'à émersion et mise en place d'une brèche à gros galets multicolores. Dans le secteur central, le comblement semble plus lent. Des faciès argileux persistent dans la troisième séquence de petite échelle et ne sont remplacés par les faciès à stromatoporidés que dans la quatrième. Dans le secteur méridional, les faciès bio-pel-intraclastiques persistent dans la troisième séquence de petite échelle et sont remplacés par des faciès restreints dans la quatrième. Comme à La Main, une discontinuité majeure termine la séquence à Chancia.

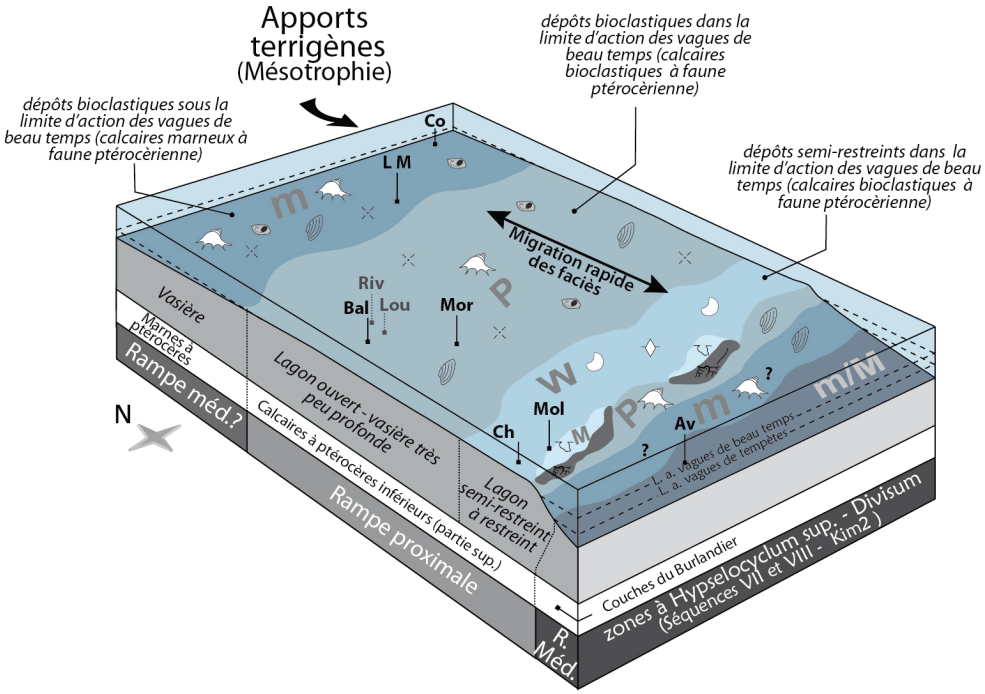


Figure 6.11 Proposition de reconstitution de la répartition des faciès principaux pour les séquences de moyenne échelle VII et VIII. Légendes en figure 6.3 et Annexe 1

Dans la coupe de Champfromier, les faciès distaux à céphalopodes des Couches du Burlandier perdurent pendant toute cette étape. Les maxima d'inondation des séquences de moyenne échelle VII et VIII sont marqués par une argilosité accrue.

La répartition des types de faciès sur la plateforme au sein des séquences de moyenne et petite échelle montre des variations importantes qui correspondent à des phases d'ennoiement rapide de la plateforme, pendant lesquelles sont mis en place des faciès grossiers bio-pel-intraclastiques, argileux dans les zones les plus profondes, suivies de phases de comblement de l'espace créé par accumulation de calcaires à faciès restreint à semi-restreint. Au cours des deux phases d'ennoiement à moyenne échelle, le secteur septentrional montre précocement les faciès les plus profonds. A contrario, les faciès les moins profonds persistent généralement dans le secteur central et surtout le secteur méridional. Ainsi, si la polarité semblait encore dauphinoise au cours de l'étape précédente entre le Jura septentrional et le Jura méridional *(Figure 6.9)*, il semble que la vergence générale s'inverse au cours de la cinquième étape entre le nord-ouest du Jura méridional et le Jura septentrional *(Figure 6.11),* et que la majorité de la plateforme adopte une polarité parisienne. Entre le nord-ouest et le sud-est du Jura méridional, elle reste néanmoins dauphinoise.

6.1.3. Corrélations biostratigraphiques

Bien que peu abondants, les spécimens d'ammonites découverts dans le Jura français imposent un calage biostratigraphique ponctuel au schéma lithostratigraphique mis en place par corrélations séquentielles *(Figure 6.1)*. Les attributions biostratigraphiques des diverses formations ont été précisées dans le chapitre 5, secteur par secteur. Ainsi, les séquences de moyenne échelle I, II et III sont contemporaines au dépôt des Calcaires lités du Jura méridional, qui ont livré des ammonites de la zone à Bimammatum (cf. sous-chapitre 5.3). La présence d'une faune d'ammonite de la sous-zone à Hauffianum dans le troisième niveau à concrétions indique au minimum que la séquence III est partiellement datée de cette sous-zone. Il n'est pas possible de déterminer si c'est également le cas de la séquence II. Coïncidant avec la base des Calcaires pseudolithographiques, la limite de séquence à la base de la séquence IV marque le passage de la zone à Bimammatum à la zone à Planula. Toujours dans le Jura méridional, la limite de séquence à la base de la séquence V initie la mise en place des Calcaires d'Aranc et coïncide avec le passage à la zone à Platynota. La position des ammonites typiques de la zone à Hypselocyclum dans la coupe de Champfromier indique que la limite inférieure de la séquence VI se situe déjà dans la zone à Hypselocyclum. C'est également le cas du reste de la séquence et de la séquence VII dans son intégralité. Dans le secteur septentrional, l'identification de *Pachypictonia amarillata* dans les Calcaires à ptérocères inférieurs (Contini & Hantzpergue, 1975) confirme les corrélations établies et montre l'installation de faunes à affinités subboréales dans le Jura septentrional alors que des faunes téthysiennes sont toujours présentes dans le Jura méridional. D'après les faunes d'ammonites des Marnes à ptérocères découvertes dans le Jura septentrional (cf. sous-chapitre 5.1), la séquence VIII se déroule majoritairement dans la zone à Divisum. Les Calcaires des Gorges de Nouailles sont un équivalent latéral des Calcaires à Corbis de Haute-Saône, également datés de la zone à Divisum (Contini & Hantzpergue, 1973, 1975). C'est pourquoi la limite supérieure de la séquence VIII marque probablement le passage à la zone à Acanthicum.

6.2. Nouveau schéma bio-lithostratigraphique français

Les corrélations établies entre les différentes coupes étudiées et la reconnaissance dans chacune des coupes des formations typiques de chaque secteur, permettent de mettre en place un schéma bio-lithostratigraphique *(Figure 6.12)*. Celui-ci peut alors être comparé aux schémas bio-lithostratigraphiques établis par P. Bernier (1984), R. Enay (1988), T. Chevallier (1989) et F. Cochet (Cochet et al., 1994). Dans la mesure où chacun de ces schémas est différent des autres, établir la liste des différences de chacun avec le nouveau schéma n'aurait pas beaucoup de sens. C'est pourquoi, seules les différences significatives avec le schéma le plus récent *(Figure 6.13)*, mis en place après un travail de synthèse, co-signé par F. Cochet et R. Enay, seront explicitées ici. En dépit

de ces différences il est important de souligner que les deux schémas sont intégralement compatibles avec les données biostratigraphiques existantes dans le Jura français.

Dans le secteur septentrional, la seule modification apportée est la position biostratigraphique des Calcaires de Besançon, dont le membre inférieur (Calcaires à térébratules) est daté à présent de la zone à Bimammatum et non plus de la zone à Planula. Cette modification n'est en aucun cas en contradiction avec les données biostratigraphiques puisque le spécimen d'*I. planula* à l'origine de la datation de toute la formation a été découvert dans le membre supérieur des Calcaires à Cardium. La comparaison avec les données minéralostratigraphiques suisses (paragraphe 6.3.1.3) apportera d'autres arguments en faveur de ce repositionnement biostratigraphique.

Les différences les plus importantes apparaissent dans le secteur central. Une modification majeure de la position biostratigraphique de la Formation des Couches du Morillon doit en premier lieu être signalée. En effet, il est classiquement admis que les Couches du Morillon appartiennent à la zone à Planula et sont l'équivalent latéral de l'Oolithe blanche de Ramasse (Enay, 1966, Gaillard, 1983, Enay et al., 1988, Cochet et al., 1994). Les corrélations séquentielles réalisées ici suggèrent que les deux formations ne sont pas synchrones et que les Couches du Morillon appartiennent à la zone à Bimammatum. Cette nouvelle position biostratigraphique est compatible avec le cadre biostratigraphique du Jura dans la mesure où aucun spécimen d'ammonite identifiable n'a été retrouvé dans le Jura central qui permette de contraindre avec précision la position biostratigraphique de la formation ou des formations adjacentes. En revanche, comme pour les Calcaires à térébratules du Jura septentrional, des arguments minéralostratigraphiques exposés dans le paragraphe 6.3.1.3 étayeront la nouvelle proposition.

Les corrélations séquentielles montrent que les Couches de Balerne passent latéralement aux Calcaires de Besançon supérieurs et aux Calcaires pseudolithographiques, unités litho-stratigraphiques datées de la zone à Planula. Il semble qu'au cours de ses travaux, F. Cochet (1994) n'ait pas fait la distinction entre les niveaux des Couches de Balerne et ceux des Couches du Morillon. Pourtant, d'après la définition des Couches du Morillon telle que décrite par R. Enay, les Couches du Morillon sont coiffées par un niveau à oncoïdes qui, dans la coupe de Morillon, correspond au niveau de l'Oncolithe de Pillemoine. Les niveaux de l'Oncolithe de Pillemoine et de l'Oolithe blanche de Balerne sont donc, par définition, exclus des Couches du Morillon. Dans la mesure où leur nature ne correspond pas du tout à la définition des Calcaires à ptérocères inférieurs sus-jacent, ces niveaux ont été individualisés sous le nom de « Formation des Couches de Balerne ».

Au toit des Couches du Morillon, le schéma proposé par Cochet et al. (1994) fait état d'une lacune importante dans le Jura central, couvrant toute la zone à Platynota et la base de la zone à Hypselocyclum. Les corrélations séquentielles réalisées ici montrent au contraire une continuité des dépôts entre tous les secteurs et indiquent que les zones à Platynota et Hypselocyclum sont bien enregistrées dans le Jura central. Elles correspondent alors à la partie inférieure des Calcaires à ptérocères inférieurs (séquences de moyenne échelle V et VI).

Les différences importantes, entre le secteur central du nouveau schéma et le secteur central du schéma de Cochet et al. (1994) ou des schémas antérieurs, s'expliquent par le fait que seules la coupe du Mont Rivel, et la coupe discontinue du Morillon, avaient à ce jour été prises en compte pour réaliser les schémas bio-lithostratigraphiques du Jura central. Dans le nouveau schéma, la prise en compte des coupes continues de La Châtelaine, Loulle et Balerne a permis de mettre en évidence les variations latérales de faciès au sein des Couches du Morillon et d'apporter des informations sur les niveaux contenus dans les lacunes d'observation de la coupe du Morillon. Ces trois coupes constituent donc un apport considérable pour la compréhension de la dynamique de la plateforme dans ce secteur.

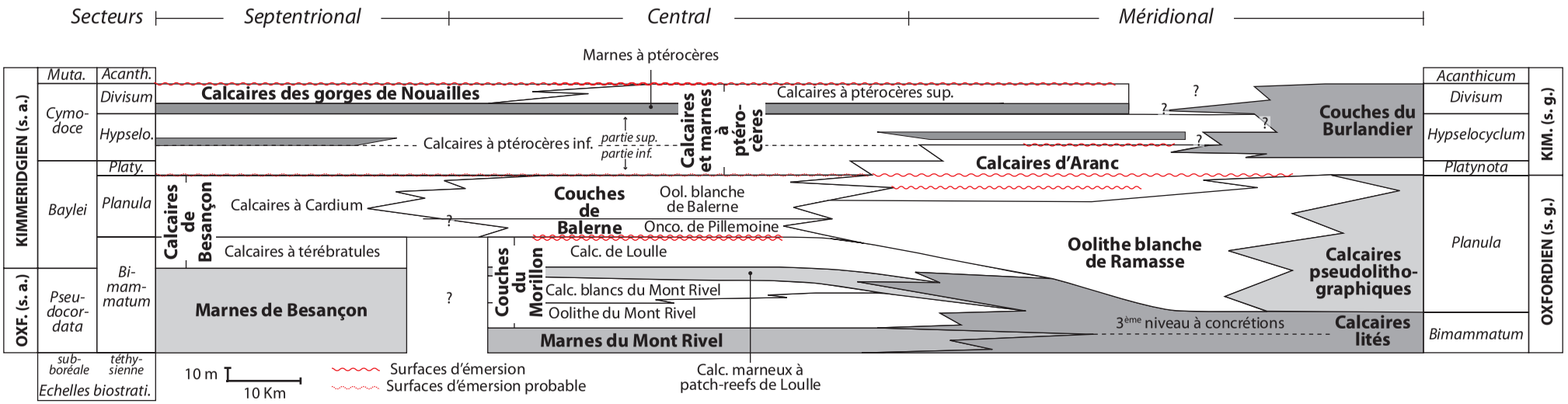


Figure 6.12 Nouveau schéma bio-lithostratigraphique du Jura français au passage Oxfordien – Kimméridgien

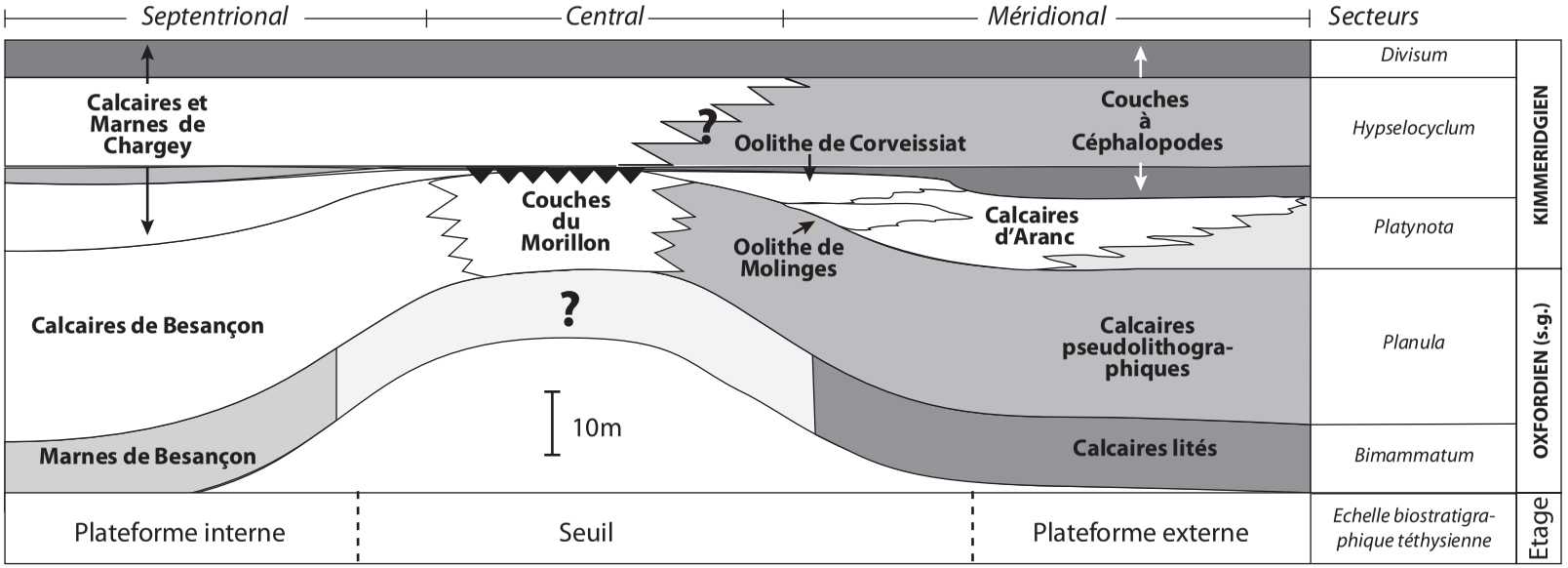


Figure 6.13 Schéma bio-lithostratigraphique du Jura français au passage Oxfordien-Kimméridgien proposé par Cochet et al. (1994)

Dans le secteur méridional, l'Oolithe blanche de Ramasse (syn. Oolithe de Corveissiat) passe latéralement aux Calcaires pseudolithographiques, conformément aux observations de terrain. Elle forme bien un prisme adossé aux Couches du Morillon. La nouvelle datation biostratigraphique de ces dernière amène à positionner l'Oolithe blanche de Ramasse dans la zone à Planula, contrairement à ce qu'indique le schéma de Cochet et al. (1994), mais en accord avec la proposition de R. Enay (1966, 2000). D'un point de vue lithostratigraphique, l'équivalence latérale entre l'Oolithe de Ramasse et les Couches de Balerne est cohérente car ces deux formations revêtent des caractéristiques lithologiques et faunistiques très similaires (calcaires blancs, crayeux, fréquemment riche en ooïdes micritiques et petits foraminifères benthiques, déposés sous influence principale de la marée).

De fait, les Calcaires d'Aranc, en partie positionnés par ammonites dans la zone à Platynota, ne peuvent être un équivalent latéral distal de l'Oolithe blanche de Ramasse. En revanche, ils ont une répartition stratigraphique et également une nature hétérogènes en fonction des localités. Deux grands types de faciès sont individualisés au sein des Calcaires d'Aranc. 1) Des faciès très riches en oncoïdes de type 2, 3 et 4, et plus rarement oolithiques, déposés en milieu ouvert, aux alentours de la limite d'action des vagues de beau temps, caractérisent les Calcaires d'Aranc dans la moitié sud-est du secteur méridional. Il s'agit du faciès typique tel qu'il est observé à Aranc ou dans la coupe de Champfromier. Dans la partie sud-est du secteur méridional, ces calcaires sont mis en place au toit des Calcaires pseudolithographiques. La datation de ces niveaux par ammonites montre qu'ils débutent dans la zone à Platynota (Enay, 1966), 2) des faciès de lagon semi-restreint, riches en oncoïdes de type 0 et en miliolidés sont assimilés aux Calcaires d'Aranc dans la partie nord-ouest du secteur méridional (coupes de Chancia et Molinges). D'après les corrélations séquentielles, la mise en place de ces faciès débute dans la zone à Planula et se poursuit jusque dans la zone à Hypselocyclum. Ainsi, tel que le suggèrent Mangold & Enay (2004), le mur de la formation est hétérochrone et de plus en plus tardif vers le sud-est. Le toit est également hétérochrone et de plus en plus tardif vers le nord-ouest. La différence entre les deux types de faciès oncolithiques observés dans cette formation pourrait justifier une division en deux membres distincts qui traduiraient des conditions d'hydrodynamisme et une répartition biostratigraphique différentes. En outre, cette différence est, semble-t'il, à l'origine des divergences entre les positions biostratigraphiques proposées par les auteurs pour la coupe de Molinges. En effet, Chevallier (1989) et Enay (2000) considèrent (comme ici) que les niveaux à oncoïdes de la coupe de Molinges appartiennent aux Calcaires d'Aranc, en dépit des différences faciologiques avec le faciès type définit à Aranc. Ces auteurs datent donc ces niveaux à Molinges de la zone à Platynota. Constatant la même différence faciologique, Bernier (1984) rattache les mêmes niveaux aux Calcaires de la Semine (description dans le chapitre 5.3), effectivement plus proches faciologiquement, mais qui marquent traditionnellement la transition entre le Kimméridgien inférieur et le Kimméridgien moyen. Il date donc toute la coupe de Molinges du Kimméridgien. Les corrélations séquentielles établies ici apportent de nouveaux arguments en faveur de la première hypothèse.

Les divergences mises en évidence dans ce paragraphe entre le nouveau schéma bio-lithostratigraphique et le précédent ont une influence sur l'interprétation de la dynamique sédimentaire de la plateforme. Celle-ci sera discutée dans le Chapitre 9.

6.3. Comparaisons avec les cadres séquentiels et les discontinuités majeures ouest-européens

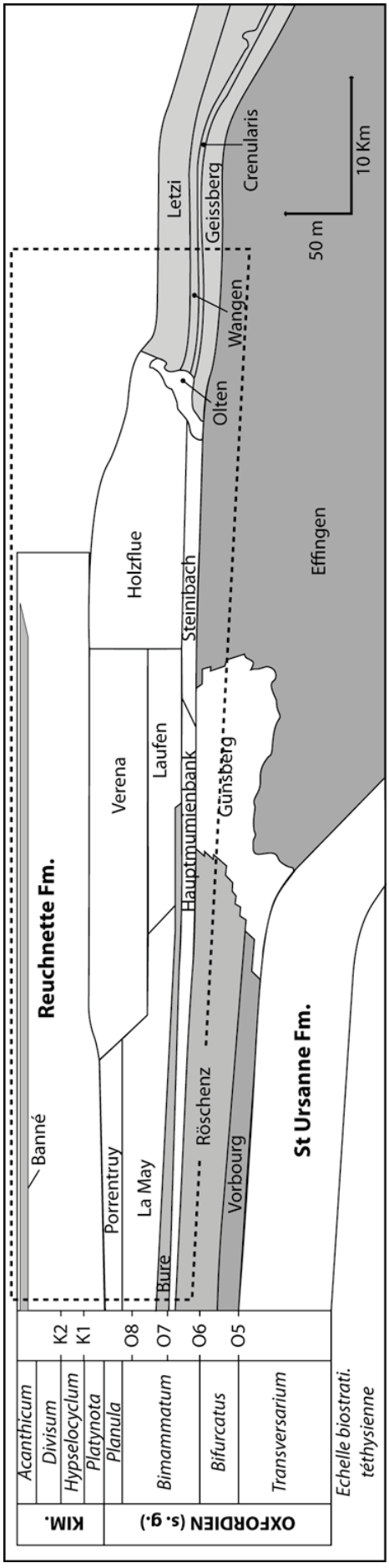


Figure 6.14 Schéma bio-lithostratigraphique du Jura suisse au passage Oxfordien Kimméridgien modifié d'après Gygi (2000). L'encadré en pointillés individualise les formations équivalentes aux formations observées dans le Jura français au cours de cette thèse

6.3.1. Corrélations avec le cadre bio-lithostratigraphique et séquentiel suisse

Le nouveau cadre stratigraphique et séquentiel du Jura français ayant été calé biostratigraphiquement, il peut à présent être confronté à d'autres travaux d'une résolution équivalente, mis en œuvre ailleurs en Europe occidentale. La mise en évidence de points communs ou au contraire de divergences permettra de discuter de la validité des résultats et de la signification des phénomènes observés. Dans un premier temps, le calage biostratigraphique des séquences observées dans le Jura français permet des comparaisons avec le schéma bio-litho-stratigraphique et le cadre séquentiel suisse *(Figure 6.14 et Tableau 6.1*).

6.3.1.1. Corrélations entre les séquences de moyenne échelle

Dans les séries suisses, le cadre biostratigraphique est contraint par un plus grand nombre de spécimens d'ammonites que dans le Jura français. Néanmoins, les deux cadres sont suffisamment précis pour permettre le calage biostratigraphique des séries sédimentaires françaises et suisses (*Tableau 6.1*). Au sein de ces séries, le nombre et la position des séquences de moyenne échelle observées montre de grandes similitudes, qui permettent de proposer des corrélations (Pittet, 1996, Hug, 2003, Colombié & Rameil, 2007, Strasser, 2007). En effet, chaque séquence de moyenne échelle observée ici *(Tableau 6.1*) coïncide avec une séquence de moyenne échelle du découpage séquentiel proposé dans le travail synthétique de Strasser (2007). Un décalage apparait néanmoins à partir de la séquence de moyenne échelle VI. Ce décalage est en réalité un artefact. En effet, les travaux de Strasser (2007) -appuyés sur ceux de C. Colombié (2002)-, se basent sur le cadre biostratigraphique publié en 2000 par R. Gygi, qui place les Marnes du Banné dans la zone à Acanthicum. C'est pourquoi Strasser (2007) considère que la discontinuité observée à la base des Marnes du Banné dans les séries de la plateforme en Suisse est datée de l'extrême fin de la zone à Divisum et est un équivalent dans la charte de Hardenbol et al. (1998) de la limite de séquence de troisième ordre Kim 3 (*Tableau 6.2*). Les travaux de Jank et al. (2005, 2006a, 2006b) et Comment et al. (2011) font état de plusieurs spécimens d'ammonites issus du Membre

des Marnes du Banné, qui permettent de dater l'intégralité du membre de la zone à Divisum. La limite de séquence appelée Kim 3 par Strasser (2007) se situe donc biostratigraphiquement à la base de la zone à Divisum. Elle coïncide alors bien avec la limite inférieure de la séquence VIII, positionnée à la base des Marnes à ptérocères dans le Jura français. De fait, la limite de séquence de moyenne échelle qui précède Kim3 dans les travaux de Strasser (2007) se positionne quelque part dans la partie supérieure de la zone à Hypselocyclum. Elle correspond alors logiquement à la limite inférieure de la séquence VII observée dans le Jura français.

La meilleure résolution du cadre biostratigraphique et séquentiel suisse permet par corrélations de préciser la position de certaines séquences de moyenne échelle observées dans le Jura français. Ainsi, la première séquence de moyenne échelle de la zone à Bimammatum (I) se termine à la limite supérieure de la sous-zone à Semimammatum et la seconde (II), dans la sous-zone à Bimammatum. La limite entre les séquences VI et VII en revanche n'est pas véritablement contrainte, même dans les séries suisses. Elle se situe nécessairement dans la zone à Hypselocyclum, mais a été placée de manière arbitraire entre les sous zones à Hyppolytense et Lothari.

6.3.1.2. Corrélations lithostratigraphiques

Le recalage des séquences de moyenne échelle permet dans un second temps de comparer les cadres lithostratigraphiques entre eux *(Tableau 6.1)*. En dépit de noms différents entre la France et la Suisse, il apparait que bon nombre de formations et de membres ont des limites communes. Celles-ci s'appuient sur les discontinuités et changements de faciès majeurs à échelle du Jura et coïncident généralement avec les limites des séquences de moyenne échelle. D'un point de vue lithologique, la comparaison des faciès typiques des formations françaises avec celle des formations suisses (Gygi & Persoz, 1986, Gygi, 2000), montre elle aussi un grand nombre de similitudes. Ainsi, par exemple, le membre de Steinbach en Suisse est un membre oolithico-bioclastique très similaire à l'Oolithe du Mont Rivel. De plus en plus tardivement vers le sud, le Membre de Steinbach est remplacé latéralement par le Hauptmumienbank, connu pour ses niveaux riches en grosses oncoïdes à *Lithocodium*. Cette variation lithologique diachrone rappelle le passage de l'Oolithe du Mont Rivel aux Calcaires blancs du Mont Rivel, également très riches en oncoïdes à *Lithocodium* (type 3). A l'instar des Calcaires marneux à patch-reefs de Loulle, les Marnes de Bure et l'Oolithe rousse

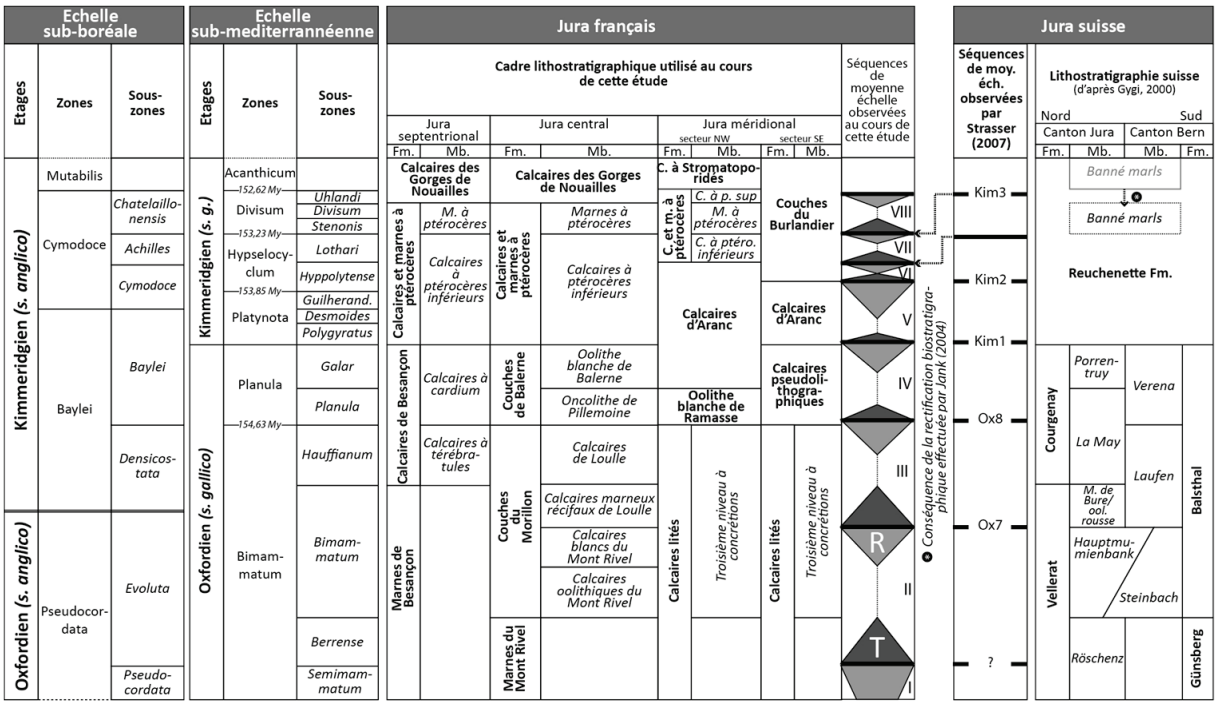


Tableau 6.1 Corrélations séquentielles entre les cadres bio-lithostratigraphiques du Jura français et du Jura suisse

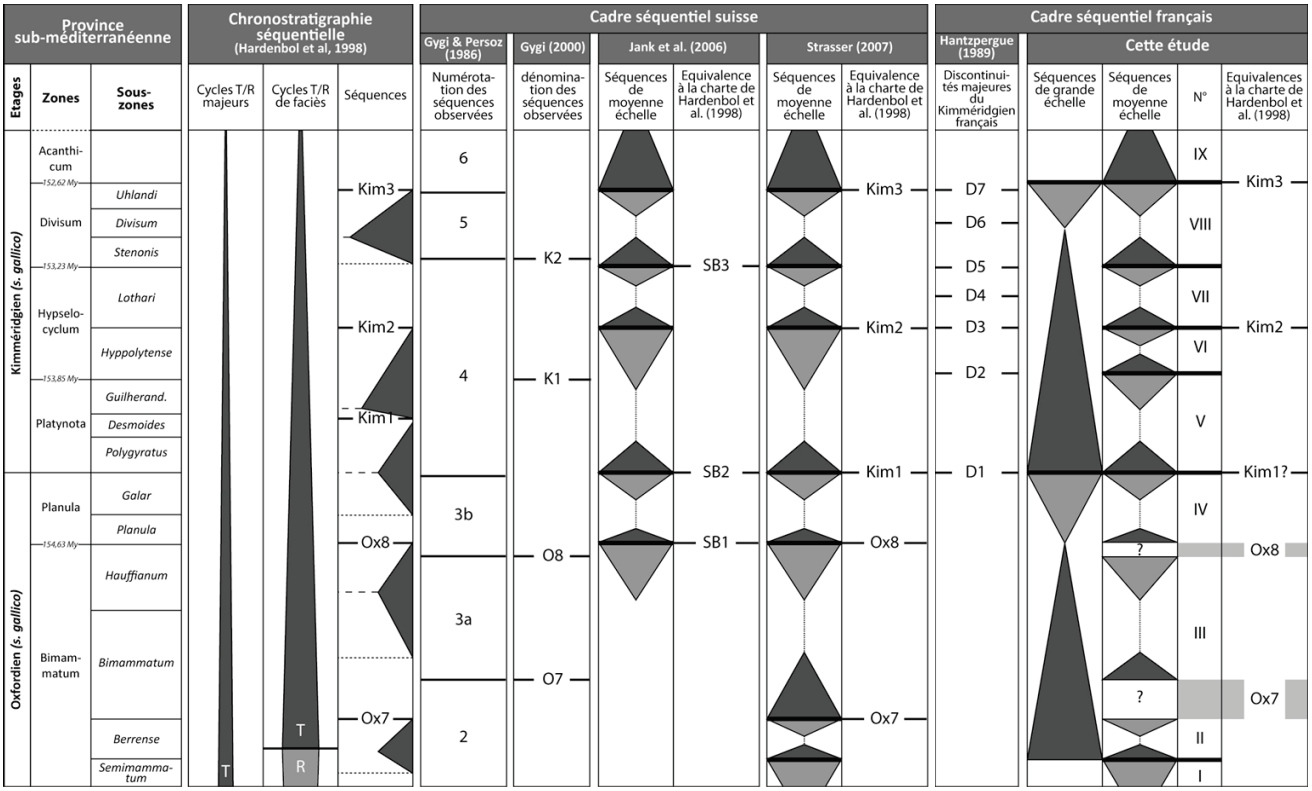


Tableau 6.2 Position des séquences et limites de séquences majeures observées dans le Jura franco-suisse par différents auteurs et des discontinuités majeures observées à échelle française dans le Kimméridgien par Hantzpergue (1985), le long de l'échelle biostratigraphique téthysienne et de la charte de chronostratigraphie séquentielle de Hardenbol et al. (1998)

localement à leur mur, sont transgressives, et laissent place verticalement aux niveaux péloïdaux et oncolithiques du Membre de La May. Tout comme les Membres des Calcaires à Cardium, de l'Oolithe blanche de Balerne ou la Formation de l'Oolithe blanche de Ramasse dans le Jura français, les Membres de Sainte-Vérenne et de Porrentruy sont connus en Suisse pour leur aspect blanc et crayeux caractéristique (Gygi & Persoz, 1986, Gygi, 2000). Leur faisant suite, les Calcaires à ptérocères inférieurs et le Membre de Vabenau qui forme la partie inférieure de la Formation de Reuchenette présentent également des faciès extrêmement similaires (Colombié, 2002, Comment et al., 2011). L'apparition des faciès argileux à faune ptérocérienne proprement dit semble synchrone. En France, ce changement lithologique -bien que signalé depuis le IXX^{ème} siècle par Contejean (1859)- n'a pas été distingué par la création d'un nouveau membre, c'est pourquoi on parle ici de « partie supérieure des Calcaires à ptérocères inférieurs ». En Suisse en revanche(région d'Ajoie), ces niveaux correspondent aux Couches de Creugenat qui présentent rigoureusement les mêmes caractéristiques lithologiques que la partie supérieure des Calcaires à ptérocères inférieurs (Comment et al., 2011). Le Membre des Marnes à ptérocères et celui des Marnes du Banné sont équivalents en termes de faciès et sont tous deux datés par ammonites de la zone à Divisum (Jank, 2004, Comment et al., 2011). En dépit des grandes similitudes faciologiques entre la Formation de Reuchenette et les Calcaires et marnes à ptérocères, il semble que les indices d'émersions et faciès intertidaux soient plus nombreux en Suisse qu'en France. Les Calcaires des Gorges de Nouaille correspondent stratigraphiquement au Membre de Courtedoux (Comment et al., 2011). Contrairement à ce dernier, essentiellement constitué de calcaires fins de lagon, la base des Calcaires des Gorges de Nouailles est principalement composée de faciès de haute énergie. Cette différence est probablement liée à la morphologie de la plateforme. Compte tenu des observations réalisées au cours de cette étude, il est probable que les Calcaires des Gorges de Nouailles aient eu une polarité parisienne. Ils constituaient alors probablement une barrière énergétique derrière laquelle les calcaires lagonaires du Membre de Courtedoux se déposaient.

6.3.1.3. Corrélations minéralostratigraphiques

D'après le nouveau schéma bio-lithostratigraphique et séquentiel établis pour le Jura français, les apports terrigènes diminuent considérablement, à la fois dans le secteur central et méridional, entre les séquences de moyenne échelle I et II, biostratigraphiquement calées au sein de la zone à Bimammatum. En Suisse, une importante perte des terrigènes est enregistrée de manière simultanée, avec le passage des Membres d'Effingen et de Röschenz (marneux), au Membre de Steinbach (oolithe) ou à son équivalent latéral, le Hauptmumienbank (oncolithe), daté de la fin de la sous-zone à Hypselum et de la base de la sous-zone à Bimammatum (Gygi & Persoz, 1986, Pittet, 1996, Hug, 2003, Strasser, 2007, Védrine, 2007).

Suite à cette transition lithologique, les séquences II et III de la fin de la zone à Bimammatum, enregistrent dans le Jura français des quantités de quartz variables. Les apports quartzeux ne cessent réellement qu'à la base de la séquence IV, qui marque le passage à la zone à Planula. Des observations similaires sont faites en Suisse où les Membres du Hauptmumienbank, de Steinbach, de Bure, de Laufen et de La May renferment des grains de quartz, alors que l'Oolithe de Sainte-Vérène et le Membre de Porrentruy en sont dépourvus (Gygi & Persoz, 1986, Pittet, 1996, Gygi, 2000, Hug, 2003, Védrine, 2007).

Plus précisément, parmi les fluctuations des quantités de quartz mesurées dans les séries suisses à la fin de la zone à Bimammatum, les deux derniers pics sont bien identifiables et sont corrélables dans chacune des coupes levées par W. Hug (2003). D'après cet auteur, le premier est mis en place à la base de la dernière séquence de moyenne échelle de la zone à Bimammatum (attribuée à Ox 7), et coïncide avec la mise en place du Membre des Marnes de Bure et la base du Membre de Laufen, datées de la sous zone à Bimammatum. Le second pic, de moindre importance, se situe toujours dans la même séquence de moyenne échelle, mais plutôt dans sa partie terminale, quelques mètres sous la base du Membre de Sainte Vérène ou du Membre de Porrentruy, et est daté de la sous zone à Hauffianum. Dans le Jura central français (coupe de Loulle), les Couches du Morillon enregistrent également deux pics de concentration de quartz au sein de la dernière séquence de moyenne échelle attribuée à la zone à Bimammatum (séquence III). Le premier se situe à la base de la séquence et correspond au dépôt des Calcaires marneux à patch-reefs de Loulle. Le second se situe quelques mètres sous la limite supérieure de la séquence et coïncide avec les niveaux à pistes de dinosaures du Membre des Calcaires de Loulle. D'après la position biostratigraphique de cette séquence (sous-zone à Hauffianum), ces deux pics semblent donc correspondre aux pics observés dans les dépôts contemporains suisses par Hug (2003).

Dans le Jura septentrional français, les observations trop parcellaires pour cette période (coupe de Consolation) n'ont pas permis de mettre en évidence ces deux pics. Cependant, la présence de terrigènes dans calcaires marneux du Membre des Calcaires à térébratules, comme dans les Couches du Morillon, constitue un argument en faveur du repositionnement biostratigraphique de ces deux unités lithologiques dans la zone à Bimammatum.

Suite à la séquence IV datée de la zone à Planula, au cours de laquelle un arrêt complet des terrigènes est enregistré en France comme en Suisse, des silts sont à nouveau identifiés ponctuellement au cours de la séquence V, dans le secteur septentrional seulement. Dans ce secteur, ils deviennent plus abondants dans la séquence VI. Ils atteignent alors le secteur central, où ils ne sont enregistrés que sporadiquement dans calcaires fins des Calcaires à ptérocères inférieurs, au sein de terriers à remplissages grossiers. Aucun apport de quartz n'a été mis en évidence dans les coupes du Jura méridional. Cette observation semble confirmer l'hypothèse d'une source de quartz située au nord (Gygi & Persoz, 1986) et d'une intensification des apports entre les zones à Platynota et à Divisum, également observée en Suisse dans la Formation de Reuchenette (Mouchet, 1995, Colombié, 2002). Les observations réalisées montrent en outre que les tempêtes sont très probablement le vecteur principal des apports de quartz les plus distaux à la source.

La base de la séquence VIII marque l'installation d'une sédimentation marneuse sur toute la plateforme. D'après le nouveau schéma de corrélation, les discontinuités DLou1 et DMor3, identifiées par de Mouchet (1995) dans les Coupes de La Main et Morillon, sont corrélés, conformément à ce que propose cet auteur. Ces discontinuités minéralostratigraphiques ont été identifiées sur la base d'une diminution importante du taux de kaolinite à la base des Marnes à ptérocères. Cette chute de la kaolinite a également été identifiée par Mouchet (1995) en Suisse à la base des Marnes du Banné, confirmant minéralostratigraphiquement le synchronisme des Marnes à ptérocères et des Marnes du Banné, déjà mis en évidence par les indices biostratigraphiques.

D'après Gygi & Persoz (1986) le taux de kaolinite est généralement plus élevé dans les calcaires que dans les marnes. La diminution observée pourrait alors être le simple fait d'un passage de calcaires à des marnes. Cependant, cette diminution importante se poursuit dans les calcaires sus-jacents des Gorges de Nouailles et dans leur équivalent latéral au sein de la Formation de Reuchenette. La kaolinite est le produit de l'altération des granites sous un climat tropical ou subtropical. Cet arrêt brutal des apports de kaolinites sur la plateforme est donc interprété comme lié à la mise en place d'un climat tempéré, sous lequel l'érosion a toujours lieu sur les continents (mise en place de marnes), mais ne produit plus de kaolinite. Cette hypothèse sera discutée à la lueur des analyses de paléotempératures dans le chapitre 9.

6.3.2. Corrélations avec la charte eustatique et les grandes discontinuités ouest-européennes

L'excellente corrélation entre les séquences de moyenne échelle du Jura français et suisse et leur position sur l'échelle biostratigraphique téthysienne montre que ces séquences ont une valeur régionale *a minima*. La confrontation de leur position biostratigraphique avec celle des séquences contemporaines de la charte de Hardenbol et al. (1998), et avec les discontinuités majeures reconnues à échelle franco-suisse - travaux de R. A. Gygi, de l'école de Fribourg, de P. Hantzpergue -, montre qu'en effet, les limites des séquences de moyenne échelle observées ici coïncident généralement avec les limites de séquences de Hardenbol et al. (1998), et sont des discontinuités majeures à échelle ouest-européenne (*Tableau 6.2*).

Ainsi, la séquence III coïncide avec la séquence appelée Ox7 dans la charte de Hardenbol et al. (1998). La séquence IV coïncide avec Ox8. En revanche, Kim1 correspond au groupement des séquences de moyenne échelle V et VI. Kim2 correspond quant à elle au groupement des séquences VII et VIII.

Le positionnement des séquences observées par les divers auteurs dans le Jura suisse met en évidence quelques divergences d'interprétation (*Tableau 6.2*). Pour l'Oxfordien supérieur (*sensu gallico*), un consensus semble être établi entre les positions d'Ox7 et Ox8 dans la charte de Hardenbol et al. (1998) et les séquences 2 et 3a, vues en Suisse par Gygi et Persoz (1986), directement appelées Ox 7 et Ox 8 par Gygi (2000) et Strasser (2007). Les différences mineures de position des limites de ces séquences sont simplement dues aux incertitudes sur les limites de zones et liées à l'absence de fossiles stratigraphiques dans le Jura. Pour le Kimméridgien, les divergences sont plus nombreuses, mais les limites de séquence mises en évidence sont généralement communes à plusieurs auteurs. Chacune d'entre elles coïncide avec une limite de séquence de moyenne échelle mise en évidence dans le Jura français au cours de ce travail.

La comparaison des limites de séquence de moyenne échelle observées avec la position des discontinuités majeurs reconnue à échelle française par Hantzpergue (1985) montre que celles-ci coïncident également dans la plupart des cas (*Tableau 6.2*). Les limites de séquences de moyenne échelle observées dans le Jura français sont donc toutes des discontinuités majeures, visibles à échelle française. En dépit de leur signification suprarégionale et de leur « échelle/ordre » équivalent, toutes n'ont cependant pas été prises en compte dans la charte de Hardenbol et al. (1998).

6.3.3. Corrélations avec les séries de l'Est du bassin de Paris (Lorraine)

Comme le Jura septentrional, la Lorraine était couverte à l'Oxfordien terminal et au Kimméridgien par une plateforme peu profonde qui s'approfondissait en direction du centre du bassin de Paris (Mégnien & Mégnien, 1980, Guillocheau et al., 2000, Carpentier, 2004, Lefort, 2011). Une évolution sédimentologique très semblable est constatée entre les séries de Lorraine et les séries du Jura septentrional, situées à environ 170 km à vol d'oiseau. La fin de l'Oxfordien (*sensu gallico*) correspond dans les deux séries à des dépôts de calcaires marneux riches en serpules puis de calcaires subrécifaux et lagonaires blancs crayeux. La base du Kimméridgien est marquée dans les deux cas par la mise en place de dépôts fins, peu profonds, riches en *Astartes*. La fin du Kimméridgien inférieur correspond dans les deux séries à la mise en place de dépôts argileux grossiers, riches en macrofaunes de bivalves, brachiopodes et gastéropodes (« ptérocères »). Du point de vue lithologique, la série sédimentaire de Lorraine et la série du Jura septentrional présentent largement autant de points communs que le Jura septentrional et le Jura méridional, plus proches. Les évolutions sédimentaires de la série de Lorraine et de la série du Jura septentrional semblent donc étroitement liées et la comparaison de ces deux séries éclaire sur l'histoire des bordures du bassin de Paris.

Comme dans le Jura cependant, l'identification trop ponctuelle en Lorraine de fossiles biostratigraphiques, appartenant à des faunes tantôt téthysienne, tantôt subboréales, pose le problème du calage biostratigraphique des dépôts. De la même manière que pour les différentes coupes du Jura, un découpage séquentiel à haute résolution des séries de Lorraine peut fournir des arguments de corrélation nouveaux, plus précis que la biostratigraphie et/ou la lithostratigraphie. Dans le cadre de cette thèse, l'établissement de telles corrélations avec le cadre séquentiel établis dans le Jura nous intéresse doublement. Elles permettront en effet de comparer l'évolution des dépôts sur ces deux plateformes qui jouxtent le bassin de Paris. En outre, elles permettront de mettre en parallèle, avec précision, les résultats des analyses isotopiques réalisées dans le Jura et en Normandie au cours de cette étude, avec les résultats des analyses isotopiques réalisées en Lorraine par Brigaud et al. (2008) et Lefort (2011), principalement dans la coupe de Gudmont-Villiers.

Le découpage séquentiel de la coupe de Gudmont-Villiers, proposé par Lefort (2011) montre des similitudes avec le cadre séquentiel mis en évidence dans le Jura français. De manière à illustrer également la ressemblance des dépôts, la *Figure 6.15* compare l'évolution lithologique et séquentielle de la coupe de Gudmont avec celle de la coupe la plus septentrionale du Jura (coupe de Consolation). Pour proposer les corrélations, la même méthodologie que pour les corrélations entre les diverses coupes du Jura a été appliquée. Dans un premier temps, les tendances régressives puis transgressives de grande échelle observées respectivement dans les deux coupes ont été corrélées entre-elles. Des correspondances entre les séquences de moyenne échelle du Jura et les cycles hautes fréquence décrits par Lefort (2011) ont ensuite été proposées. Le nombre de cycles de haute fréquence dans la série de Lorraine est supérieur au nombre de séquences de moyenne échelle de la coupe de Consolation, mais inférieur au nombre de séquences de petite échelle. En outre, l'irrégularité de la taille de ces cycles contraste avec la régularité de la taille des séquences de moyenne échelle ou de petite échelle dans le Jura. Il est possible que la colonne « cycles de haute fréquence » de la coupe de Gudmont comporte alors à la fois des cycles équivalents à des séquences de moyenne échelle dans le Jura et d'autres équivalents à des séquences de petite échelle. La corrélation cycle par cycle devient alors impossible. En revanche, certaines discontinuités, correspondant à des événements majeurs et communs aux deux séries, peuvent être corrélés, sur la base des observations sédimentologiques et du cadre biostratigraphique des deux coupes.

D'après sa position relative par rapport à l'inversion de tendance à grande échelle, la discontinuité de chute (zigzag vert sur *Figure 6.15*) observée à Gudmont à la base de l'Oolithe de Lamothe pourrait coïncider avec la chute du niveau marin observée à Consolation, qui provoque un passage brutal d'environnements ouverts de rampe médiane à des faciès restreints de rampe interne. La surface de transgression qui fait suite à cette chute est également un événement

commun aux deux séries. Elle marque dans les deux cas un changement de faciès important, avec mise en place de faciès subrécifaux blanc crayeux, correspondant respectivement aux Calcaires crayeux de Gudmont, et Calcaires à Cardium. La base de la séquence de moyenne échelle VII dans le Jura correspond à la mise en place des premiers faciès argileux à ptérocères. En Lorraine, la partie supérieure des Calcaires rocailleux à ptérocères a livré une ammonite de la sous-zone à Chatelaillonensis, équivalent subboréal de la zone à Divisum sur l'échelle téthysienne. La base de la formation n'est pas datée avec précision. Elle comporte des indices nombreux d'arrêt de sédimentation qui ont poussé Hantzpergue (1985) à considérer une lacune importante, avec absence ou condensation de dépôts de la zone à Hypselocyclum médiane. L'absence d'une telle lacune est démontrée dans le Jura par la continuité des séquences de dépôt à travers la plateforme (présence des séquences VI et VII dans la coupe Champfromier, datées par ammonites de la zone à Hypselocyclum), et par les corrélations plateforme-bassin effectuées par les auteurs suisses (Colombié & Strasser, 2005, Strasser, 2007). Une corrélation peut donc être proposée entre la base de la séquence VII et la base des Calcaires rocailleux à ptérocères. La base de la séquence VIII se corrèle très probablement avec une surface très proche stratigraphiquement de la base des Calcaires rocailleux à ptérocères, mais qui n'apparaît pas comme une limite de séquence majeure dans l'interprétation séquentielle de Lefort (2011). Les corrélations proposées dans ce paragraphe sont utilisées dans le chapitre suivant pour repositionner les échantillons géochimiques jurassiens, normands et lorrains les uns par rapport aux autres.

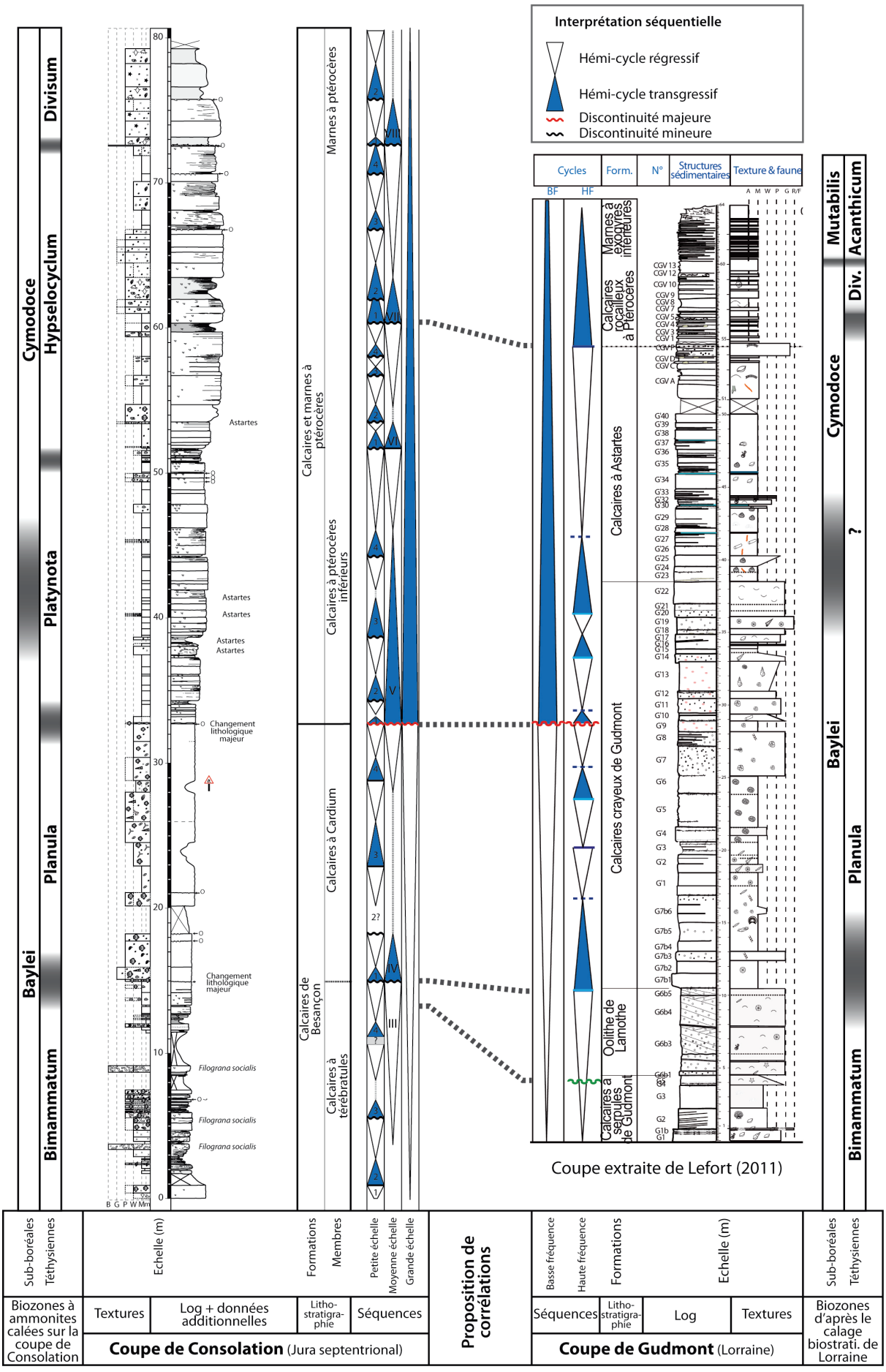


Figure 6.15 Proposition de corrélations entre les coupes de Consolation (Jura septentrional) et de Gudmont-Villiers (Lorraine)

7. Récifs de l’Oxfordien supérieur du Jura

Parmi les dix coupes étudiées en détail, six comportent des niveaux récifaux à coraux : Mont Rivel, Châtelaine, Loulle, Morillon, Molinges et Chancia. Les niveaux récifaux de la Châtelaine sont difficiles d'accès et n'ont pas fait l'objet d'une étude de détail. Les niveaux récifaux de la coupe de Chancia sont strictement contemporains et très similaires à ceux de la coupe de Molinges. Ils n'affleurent cependant que partiellement et les conditions d'affleurement sont moins bonnes qu'à Molinges. Étant donnée la proximité des deux coupes et les objectifs de cette étude, il a été considéré que l'étude de détail des niveaux récifaux de la coupe de Chancia n'était pas nécessaire. Dans ce chapitre seront donc développées les analyses réalisées sur les récifs des coupes du Mont Rivel, de Loulle et de Morillon. L'étude des niveaux récifaux de la coupe de Molinges a été réalisée par Olivier et al. (2011). Les résultats de cette dernière étude seront additionnés à ceux développés dans ce chapitre, où sera proposé et discuté un modèle de répartition des types récifaux (morphologie, composition) à l'échelle de la plateforme.

7.1. Méthodologie

Sur le terrain, une couverture photographique de chaque récif étudié a été réalisée ainsi que des croquis. L'objectif de ce travail était de décrire en détail la morphologie des constructions (morphologie générale, morphologie des phases et sous-phases de croissance), de définir leurs relations avec les sédiments latéraux, et de permettre un positionnement précis des échantillons. Afin de réaliser un bilan des différents constituants récifaux et une estimation des genres de coraux au sein des constructions, deux méthodes d'échantillonnage ont été appliquées :

- Méthode 1 : un échantillonnage en aveugle à l'aide de burins et massettes a été réalisé dans chaque récif. Dans la mesure du possible, un minimum de trente échantillons a été systématiquement prélevé et l'échantillonnage couvre la totalité du récif. Ainsi, 85 échantillons ont été prélevés au Mont Rivel, 109 à Loulle et 30 à Morillon. L'échantillonnage n'a pas été réalisé de manière ciblée sur les colonies coralliennes, de sorte que certains échantillons n'en contiennent pas. D'autres en revanche en contiennent plusieurs. Le prélèvement d'échantillons d'assez grande taille a en revanche été privilégié, dans le but de pouvoir observer de larges portions de récif en section. Lorsque cela était possible (Loulle), ce protocole a été appliqué à chaque phase de croissance afin de tester l'évolution verticale de la composition corallienne au sein du récif. En laboratoire, les échantillons prélevés ont été sciés et polis ou passés brièvement dans un bain d'acide chlorhydrique dilué afin de supprimer les traits de scie. Les colonies coralliennes mises en évidence ont été identifiées par comparaison avec la littérature, au rang générique (Roniewicz, 1966, Turnšek, 1972, Roniewicz, 1976, Dupraz, 1999, Lathuilière, 2000a, b, Leinfelder, 2001, Dupraz & Strasser, 2002, Lathuilière et al., 2005). Le site http://www.corallosphere.org a également été consulté pour les déterminations et pour la taxonomie. Les encroûtements microbialitiques ont fait l'objet d'une étude au premier ordre (morphologie, composition). Les travaux de C. Dupraz (Dupraz, 1999, Dupraz & Strasser, 1999, 2002), R. Leinfelder (Leinfelder et al., 1993, 1994, 1996, Leinfelder, 2001, Leinfelder et al., 2005) et R. Riding (2000, 2002) ont principalement servi de référence .

- Méthode 2 : des carottes d'environ 8 cm de diamètre et d'une longueur variant de 6 à 40 cm ont été réalisées dans les récifs du Mont Rivel et de Loulle. Plusieurs carottes ont été réalisées par récif. À Loulle, plusieurs carottes ont été prélevées par phase de croissance. Ces carottes ont été sciées et plongées brièvement dans un bain d'acide chlorhydrique dilué en laboratoire. Les colonies qu'elles contenaient ont été identifiées et ajoutées au set de données (cf. paragraphe précédent). Chaque carotte a fourni une section polie, utilisée pour estimer le pourcentage relatif des composants récifaux. Celui-ci a été évalué sous loupe binoculaire, à l'aide d'une grille à maille de 5 mm de diamètre (Gaillard, 1983). La nature du composant récifal identifié au centre de chaque maille (corail, microbialite, sédiment, huître…) détermine la nature des 25mm² qui composent la maille. La somme des mailles comptabilisées pour chaque composant sur la section polie permet d'évaluer le pourcentage relatif du constituant au sein de la section polie. Ce pourcentage est extrapolé à la construction ou à la phase de croissance dans laquelle a été prélevée la carotte. Lorsque plusieurs

carottes ont été prélevées pour une même unité récifale, les pourcentages obtenus dans chacune ont été moyennés.

Les sédiments latéraux aux différents récifs ont fait l'objet d'un échantillonnage important et des lames minces ont été réalisées de manière à contraindre au mieux l'environnement de dépôt. Une quinzaine de lames minces supplémentaires ont été réalisées dans les encroûtements microbialitiques des constructions de Loulle afin de déterminer les microfaunes associées aux encroûtements.

Le travail de détermination des colonies a été effectué par Jesús López (récifs de Loulle et du Mont Rivel, stage de M2), Julie Lattaud (récifs du Mont Rivel, stage de L3) et Mathieu Lefèvre (récif du Morillon, stage de L3). Tous ces stages ont été supervisés par Nicolas Olivier. J'ai moi-même participé au co-encadrement du stage de Master de Jesús López.

7.2. Les constructions récifales de la zone à Bimammatum

7.2.1. Les intervalles récifaux du Mont Rivel.

Deux niveaux riches en colonies coralliennes ont été étudiés au Mont Rivel *(Figure 5.9,* Planche 25). Le premier développe des biohermes et constitue un véritable intervalle récifal. Le second, est riche en colonies coralliennes éparses mais ne développe pas véritablement de trame construite. Dans ce cadre, il correspond plutôt à un intervalle corallien. Ces deux niveaux sont décrits séparément dans les paragraphes suivants.

7.2.1.1. Intervalle récifal

Morphologie des constructions

Ce niveau se situe dans la partie supérieure du Membre de l'Oolithe du Mont Rivel *(Figure 5.9)*. Dans cette unité lithologique, plusieurs constructions récifales en patchs ont été observées à différents endroits dans la carrière (Planche 25). Ces constructions ont toujours une extension latérale métrique à décamétrique et une extension verticale de deux à trois mètres. Généralement, leur extension latérale augmente progressivement jusqu'à la moitié du récif, puis diminue légèrement dans la partie haute. Dans le sédiment situé sous les patchs, des figures de charge sont observées.

Les corrélations menées à l'échelle de la carrière montrent que toutes les constructions occupent rigoureusement le même intervalle stratigraphique (Planche 25a-d). L'une des constructions, située en dehors de la carrière, le long du chemin menant au sommet du front de taille et au relais télécom, est partiellement accessible et a permis l'échantillonnage (Planche 25d).

Contexte sédimentaire et séquentiel

Situées dans l'Oolithe du Mont Rivel, les constructions coralliennes de ce niveau récifal passent latéralement à des faciès de grainstones oolithiques interprétés comme des faciès de barres oolithiques *(Figure 5.9)*. Néanmoins, si les niveaux oolithiques sous-jacents et sus-jacents montrent clairement une stratification oblique, l'intervalle de quelques mètres dans lequel sont incluses les constructions présente une stratification plane. Le faciès grainstone oolithique bien trié suggère que les constructions se sont développées à proximité immédiate de barres oolithiques actives, dans une zone momentanément épargnée par la migration des corps oolithiques, mais dans laquelle l'énergie était suffisamment forte pour vanner complètement les particules les plus fines.

L'analyse séquentielle de la coupe du Mont Rivel *(Figure 5.9)* montre que cet intervalle récifal s'inscrit dans une tendance de création d'espace à grande et moyenne échelle. À petite échelle, leur implantation semble coïncider avec un maximum d'approfondissement et leur développement se déroule pendant une phase de comblement de l'espace disponible, clôturée par la migration de corps oolithiques, responsable de la mort récifale.

Composition récifale générale

La composition de la construction étudiée est résumée dans le Tableau 7.1. Les coraux, en position de vie, sont largement majoritaires (54,5 %) et forment la trame primaire du récif –i.e., *Frame reef sensu* Riding (2002). Entre les colonies, le sédiment est relativement peu abondant (16,2 %) et se présente sous deux formes. La première est un grainstone-packstone oolithique très similaire au sédiment environnant les constructions (Planche 26a-b). Ce type de sédiment est principalement présent entre les colonies les plus périphériques du récif.

La seconde forme est plus fréquente que la première dans les parties les plus internes de la construction. Il s'agit d'un wackestone-mudstone à ooïdes, dont la présence laisse supposer le dépôt de particules fines dans les espaces les plus protégés du récif, en dépit des conditions générales de forte énergie (Planche 26c). La matrice dans laquelle baignent les ooïdes est claire et généralement homogène. Les encroûtements léïolitiques sont particulièrement abondants entre les colonies coralliennes (15,6 %). Ils peuvent être distingués du sédiment par une couleur légèrement plus rosée (Planche 26a, c-e), par la présence locale de petites loges remplies de calcite et par la position d'autres organismes, comme par exemple les huîtres, qui se développent à leur surface, ou les lithophages qui les perforent (Planche 26c, e). Les thrombolites sont beaucoup moins abondantes en proportions (6.7 %) et ne participent que peu à la trame secondaire récifale. Les lithophages sont assez fréquents mais n'affectent pas systématiquement toutes les colonies coralliennes. Les huîtres ne sont pas rares mais ne sont pas un constituant majeur de la construction. Seules les valves encroûtant les colonies coralliennes ou les microbialites sont observées. Ces valves sont généralement pluricentimétriques et épaisses.

	Surface observée	Coraux	Sédiment	Microbialites		Bivalves lithophages	Huîtres	Serpules
				Thrombolites	Leiolites			
Premier niveau récifal du Mont Rivel	816 cm²	54,3%	16,2%	6,7%	15,6%	5,5%	1,2%	0,5%

Tableau 7.1 Pourcentages des différents constituants récifaux du premier niveau récifal du Mont Rivel

Composition corallienne et morphologies des colonies

Cinquante colonies provenant de ce niveau récifal du Mont Rivel ont été identifiées *(Figure 7.1)*. La construction corallienne étudiée présente une faible diversité générique avec seulement 7 genres mis en évidence. *Isastrea* et *Thamnasteria* sont les deux genres les plus abondants et représentent à eux deux 50 % des colonies. Les genres *Microsolena*, *Stylosmilia* et *Dermosmilia* sont assez bien représentés (environ 10 % des colonies chacun).

Au sein de la construction, les colonies sont généralement d'assez grande taille, avec une moyenne de l'ordre de 20-30 centimètres de diamètre. Les plus gros spécimens peuvent dépasser 50 cm de diamètre. Les morphologies en boules et branchues ou rameuses sont dominantes *(Figure 7.1)*. Les *Microsolena* forment des colonies lamellaires de plusieurs centimètres d'épaisseur. Globalement, tous les coraux de l'assemblage ont des squelettes robustes, très calcifiés, y compris les colonies branchues.

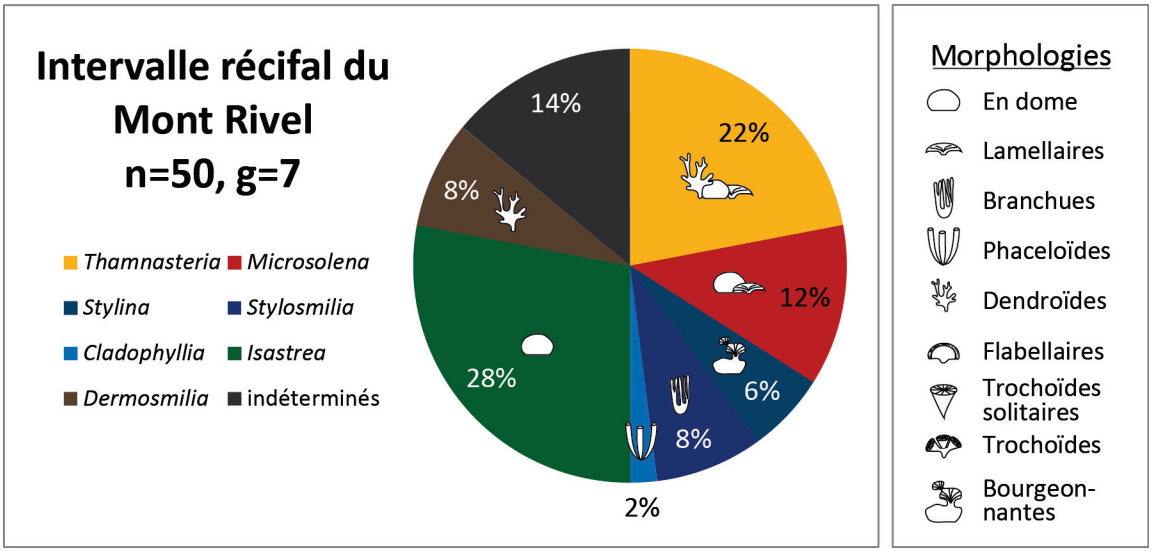


Figure 7.1 Composition corallienne dans l'intervalle récifal du Mont Rivel. La légende « Morphologies » est utilisée également dans les autres figures du chapitre

7.2.1.2. Intervalle corallien

Morphologie générale

Ce niveau se situe dans la partie inférieure du Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel (Planche 25e). Il correspond à l'unité lithologique numérotée 2.1. Cette unité est extrêmement riche en coraux. Cependant, l'analyse sédimentologique et l'observation de la polarité des colonies récoltées montre clairement qu'il ne s'agit pas, à proprement parlé, d'un niveau construit bien que certaines colonies semblent en place (cf. paragraphe suivant). Cette unité se compose de deux parties. La partie inférieure, encore assez massive à l'affleurement, et la partie supérieure, plus délitée, qui forme une vire dans le profil d'érosion et dans laquelle ressortent en relief des boules ou des amas plus durs. L'unité lithologique 2.1 a une épaisseur totale d'environ 8 mètres et peut être suivie à l'échelle de toute la carrière. Généralement situés à mi-hauteur du front de taille, les affleurements de cette unité sont peu accessibles. Comme pour le premier niveau récifal, l'échantillonnage n'a été possible que sur l'affleurement situé le long du chemin qui contourne la carrière par le sud et qui permet d'accéder au sommet du front de taille (Planche 25f). Même à cet endroit, les conditions d'accès difficiles n'ont pas permis de réaliser des carottages dans la partie supérieure de l'affleurement qui correspond à la partie supérieure de l'unité.

Contexte sédimentaire et séquentiel

La base de l'unité lithologique 2.1 est un ensemble hétérogène constitué de barres oolithico-bioclastiques séparées par des faciès d'inter-barres chenalisés, riches en débris bioclastiques démantelés. Dans le profil d'érosion, les niveaux d'inter-barres se délitent plus facilement. Les barres oolithico-bioclastiques sont riches en débris de coraux. Les colonies sont parfois subcomplètes et souvent très perforées. Progressivement, au cours de l'intervalle, la proportion d'ooïdes au sein des barres diminue au profit des péloïdes. La composition des faciès dans les chenaux reste en revanche stable (Planche 25g). Il s'agit de packstone à péloïdes, riche en débris bioclastiques (coraux, échinodermes, bivalves, foraminifères benthiques agglutinants complexes). Tous les éléments sont fragmentaires, beaucoup d'entre eux sont oncolithisés et présentent un aspect oxydé. Les cortex des oncoïdes (oncoïdes de type 2 et 5) sont mis en place autour des débris d'échinodermes, de coraux et de bivalves. Ils sont généralement minces et souvent cassés et incomplets. Dans ces dépôts de chenaux, les ooïdes sont relativement peu nombreux, au regard de leurs proportions dans les barres adjacentes.

La partie supérieure de l'unité lithologique 2.1 débute sur une surface de ravinement similaire à celles des chenaux sous-jacents. L'extension latérale de celle-ci est cependant bien supérieure et couvre l'ensemble de la carrière. Au-dessus de cette surface, le faciès est rigoureusement similaire à celui des chenaux d'inter-barres de la partie inférieure. Les faciès de barres en revanche disparaissent complètement. En raison de l'aspect du profil d'érosion et de la mauvaise accessibilité des affleurements, il est difficile de déterminer si cette partie de l'unité lithologique est un ensemble de chenaux entremêlés ou un intervalle homogène. Quoi qu'il en soit, les observations réalisées dans la partie inférieure de l'unité poussent à considérer qu'il peut s'agir soit d'un ensemble de chenaux, soit d'un chenal de grande taille en soi. L'omniprésence et l'abondance des débris bioclastiques suggère qu'il s'agit d'un environnement « déversoir », régulièrement soumis à un régime hydrodynamique élevé, dans lequel les particules des zones adjacentes (barres ou constructions) sont transportées et quelquefois déposées.

Dans les chenaux de la partie inférieure comme dans la partie supérieure, des colonies branchues ou en boule de grande taille, peu fragmentées, sont parfois observées. Bien qu'aucun de ces niveaux ne soit véritablement construit, il est cependant possible que des colonies se soient développées directement *in situ* et n'aient été remaniées que très faiblement – i.e. *Segment reef sensu* Riding (2002).

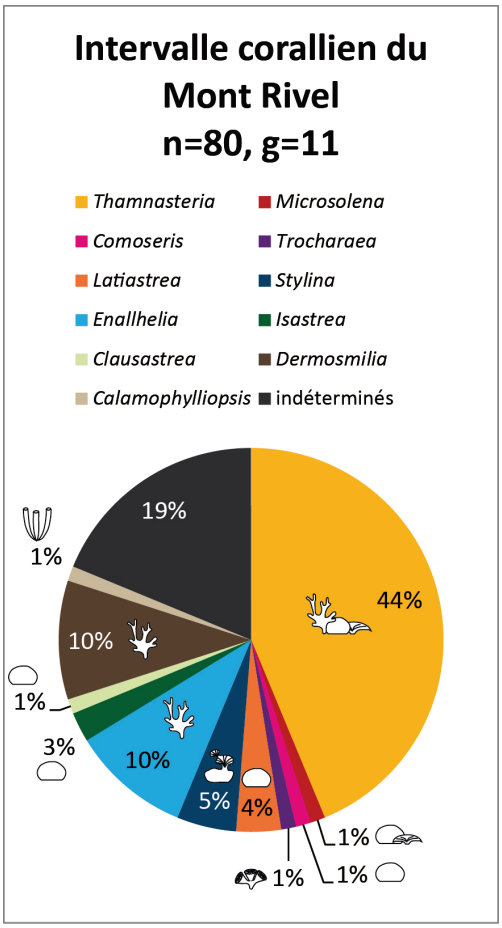


Figure 7.2 Composition corallienne dans l'intervalle corallien du Mont Rivel. Légende des morphologies coralliennes en Figure 7.1

C'est dans les niveaux chenalisés que l'abondance relative des colonies est la plus importante. L'échantillonnage a donc été effectué dans ces intervalles uniquement, à l'exception de trois carottages réalisés dans les faciès de barre. Après identification des colonies, l'assemblage récolté dans les chenaux de la partie inférieure de l'unité n'était pas différent de celui récolté dans la partie supérieure de l'unité. Cette homogénéité des assemblages coralliens confirme l'hypothèse d'un environnement de dépôt relativement similaire entre la partie inférieure et la partie supérieure de l'unité. Ceci permet de considérer l'unité lithologique 2.1 comme un seul et unique « niveau corallien ». Tous les échantillons ont été mis en commun dans les paragraphes suivants.

L'analyse faciologique de la coupe du Mont Rivel développée dans le Chapitre 5 a conduit à positionner ces dépôts de chenaux et de barres intercalées dans une position plus interne que les dunes oolithiques qui jouxtent les patchs coralliens précédemment décrits. Ces dépôts se situent à la transition entre les zones de barres oolithiques et les lagons qu'elles abritent. D'après l'analyse séquentielle de la coupe du Mont Rivel, l'unité lithologique 2.1 s'inscrit dans une tendance transgressive de grande échelle. Elle précède légèrement un maximum d'inondation de moyenne échelle et constitue deux séquences successives de petite échelle, qui correspondent respectivement à la partie inférieure et la partie supérieure de l'intervalle.

Composition générale

Les carottages effectués dans les barres oolithico-peloïdales de la base de l'unité sont composés à 87 % de sédiment oolithique et peloïdal, et à 13 % de coraux. Dans la mesure où aucun carottage n'a été effectué dans les faciès d'inter-barres à la base, ni dans la partie supérieure de l'unité, les proportions relatives des différents constituants dans ces niveaux ne peuvent être établies. Cependant les colonies coralliennes y sont nombreuses et, parmi les échantillons prélevés au hasard, rares sont ceux totalement dépourvus de coraux. Les lames minces montrent en outre que le sédiment entre les colonies ou fragments de colonies présente une grande homogénéité de faciès (Planche 25g). Les microbialites sont présentes dans les cortex des oncoïdes et autour des colonies coralliennes les plus grosses mais ne forment pas d'encroûtements susceptibles d'avoir un rôle dans la stabilisation du sédiment ou dans l'édification de constructions. Les huîtres sont assez fréquentes et encroûtent généralement les plus gros fragments coralliens. Les lithophages sont également abondants et perforent coraux et microbialites, sur tout le pourtour des colonies.

Composition corallienne et morphologies des colonies

Quatre-vingt colonies ont été identifiées dans cet intervalle corallien *(Figure 7.2)*. La diversité générique est faible à moyenne, seuls 11 genres ont été identifiés. Les genres les plus abondants sont *Thamnasteria* (44 %), *Enallhelia* (10 %) et *Dermosmilia* (10 %). *Thamnasteria* forme des colonies lamellaires, généralement cassées. Les morphologies branchues/rameuses sont particulièrement bien représentées. Elles se présentent souvent sous forme de fragments de branches isolées. Néanmoins, tel qu'il est dit dans le paragraphe précédent, de grosses colonies pluridécimétriques subcomplètes ont été observées à plusieurs reprises et ne peuvent avoir subi un transport très important. Dans les barres, les colonies identifiées sont généralement massives ou lamellaires. Une grande colonie branchue (40 cm) a également été observée, remaniée dans une barre.

7.2.2. Intervalle récifal de Loulle

7.2.2.1. Morphologie des constructions

Ce niveau correspond au Membre des Calcaires marneux récifaux de Loulle, observé à la hauteur du premier virage dans la coupe de Loulle. Il s'agit d'un ensemble marno-calcaire d'environ 5 mètres dans lequel ont été identifiées des constructions à coraux et microbialites (cf. Coupe de Loulle, chapitre 5.2) métriques à décamétriques. Les constructions s'organisent selon trois phases de croissance principales (numérotées P1, P2 et P3) qui passent latéralement à des ensembles de bancs de calcaires marneux. Les deux premières phases, d'une épaisseur d'environ 1,60 m chacune, montrent une morphologie classique de bioherme de type patch-reef dont l'extension latérale ne dépasse jamais quelques mètres (Planche 27). Dans un premier temps, au sein de ces deux premières phases de croissance, l'extension latérale des biohermes tend à augmenter. La fin de chaque phase de croissance est ensuite marquée par une légère diminution de l'extension latérale des constructions (Planche 27). Ce rétrécissement est suivi par la mise en place d'un intervalle marneux de plusieurs centimètres d'épaisseur dans les sédiments latéraux (S3 et S6 dans la Planche 27). Dans le récif, la mise en place de ces intervalles correspond à d'importants arrêts de croissance, qui soulignent le passage d'une phase de croissance à la suivante. Les phases de croissance sont composées de sous-phases de croissance. Chaque sous-phase passe latéralement à un banc décimétrique de calcaire marneux et est séparée de la sous-phase suivante par une surface d'arrêt de croissance, passant latéralement à un inter-banc marneux centimétrique.

La troisième phase de croissance (P3) débute par une première sous-phase (3.1), dans laquelle les colonies se groupent localement en petits amas. Ces derniers n'excèdent pas une trentaine de centimètres de diamètre (Planche 27). La seconde sous-phase (3.2) développe de petits patchs métriques. La sous-phase 3.3 correspond à de minces intervalles coralliens successifs subcontinus. Bien que quelques zones soient purement constituées de sédiment, la continuité latérale de ces niveaux coralliens et leur épaisseur faible suggèrent la mise en place de biostromes

discontinus. Cette ultime sous-phase constitue donc une rupture morphologique par comparaison avec le reste des constructions. La troisième phase de croissance se termine par une surface plane qui tronque par endroit les constructions sous-jacentes. Elle est surmontée de calcaires très riches en débris divers et lithoclastes, dont la granulométrie diminue progressivement.

Au sein des constructions, une centaine d'échantillons ont été prélevés et 14 carottages effectués. Echantillons et carottages sont répartis le long de l'intervalle de manière à apporter une quantité importante de données sur chaque phase. Les phases P1 et P2 ont été échantillonnées de manière homogène, indépendamment des sous-phases car aucune variation morphologique ou compositionnelle de l'une à l'autre n'a été mise en évidence. Dans la phase P3, chaque sous-phase a été abondamment échantillonnée de manière à suivre en détail l'évolution récifale, au cours de son changement morphologique.

7.2.2.2. Contexte sédimentaire et séquentiel

L'analyse faciologique réalisée au chapitre 5 *(Figure 5.11)* montre que l'ensemble récifal succède à un ensemble oolithico-bioclastique à stratification entrecroisée et plane parallèle, probablement mis en place dans la limite d'action des vagues de beau temps (Planche 27). L'initiation des constructions se produit simultanément à la mise en place d'alternances marno-calcaires riches en silts quartzeux. Latéralement aux sous-phases de croissance, les bancs calcaires marneux sont à dominante micritique peloïdale, mais ils comportent également des figures de tempête (stratification faiblement entrecroisée, lamines grossières à base érosive, riches en ooïdes et articles de crinoïdes, Planche 8d,g). Latéralement aux arrêts de croissance récifale, les intervalles marneux coïncident avec les plus forts taux de silts quartzeux. Latéralement à la sous-phase 3.1, le sédiment est particulièrement riche en silts quartzeux également. Il contient des débris végétaux. Des débris bioclastiques sont présents dans la matrice mais ne s'organisent pas véritablement en lamines (Planche 28). Au passage à la sous-phase 3.2, la quantité de silts quartzeux diminue et redevient comparable à celle des bancs carbonatés des deux premières phases de croissance. Les apports quartzeux restent faibles dans la sous-phase 3.3.

Suite à l'intervalle oolithico-bioclastique basal, la mise en place de dépôts marno-calcaires riches en dépôts de tempêtes suggère un approfondissement de l'environnement de dépôt qui passe alors sous la limite d'action des vagues de beau temps, en position de rampe médiane. En dépit de la présence de dépôts de tempête, les sédiments latéraux aux constructions sont particulièrement pauvres en débris coralliens, montrant que, même lors des tempêtes, l'énergie du milieu de dépôt restait insuffisante pour provoquer le démantèlement des colonies.

D'après l'interprétation séquentielle de la coupe de Loulle (chapitre 5), l'intervalle récifal s'inscrit dans une tendance transgressive à grande et moyenne échelle. Il constitue une séquence de petite échelle complète, dans laquelle les deux premières phases de croissance récifale se développent au cours de la phase transgressive et la troisième au cours de la phase régressive.

7.2.2.3. Composition récifale générale

L'analyse des 14 carottages réalisés (Tableau 7.2) montre que les coraux occupent 50 % des constructions. En place, ils forment la trame primaire des récifs dans toutes les phases de croissance (Planche 28). Au sens de Riding (2002), les récifs de Loulle sont donc des *frame reefs* quelle que soit la phase de croissance considérée. Huîtres et serpules ne participent que très peu à la trame secondaire (< 1 %). Les spécimens d'huîtres sont généralement isolés, parfois encroûtés sur les colonies coralliennes, parfois remaniés dans le sédiment inter-colonies. Quelques brachiopodes (térébratules et rhynchonelles) ont également été observés sur le terrain et dans les échantillons, mais aucune section de carottage n'en met en évidence avec certitude. C'est pourquoi ils ne sont pas pris en compte dans les quantifications. Quoi qu'il en soit, ils sont largement minoritaires et ne sont présents que sous forme remaniée, dans le sédiment intra-récifal. Les léïolites sont toujours largement minoritaires (< 5 %). La trame secondaire est essentiellement composée par les

thrombolites qui constituent environ 30 % des deux premières phases de croissance. Elles y forment des encroûtements de plusieurs centimètres d'épaisseur autour des colonies (Planche 28). Ces encroûtements sont essentiellement composés de micrite dense ou « *clotted* ». Les *Terebella* de petite taille, les foraminifères nubéculaires et *Tubiphytes* participent activement à l'encroûtement. *Bullopora* est parfois présent en très petite quantité. Aucune évolution de la composition n'est observée en fonction de potentielles « phases successives de croissance » des encroûtements. Entre les colonies (et leurs encroûtements), le sédiment occupe une place mineure, inférieure à 10 %.

Le *Tableau 7.3* montre qu'au sein de la troisième phase de croissance récifale, les variations de composition sont souvent supérieures aux variations observées entre les phases elles-mêmes, et que la quantité de sédiment entre les colonies varie beaucoup d'une sous-phase à une autre.

Dans la première sous-phase (3.1), les carottages prélevés dans les amas coralliens (Planche 28) ne contiennent qu'une proportion modérée de coraux (23 %), tandis que le sédiment est particulièrement abondant (40 %). Les microbialites ne forment que de minces encroûtements millimétriques, essentiellement formés de micrite dense, autour des colonies.

Dans la seconde sous-phase (3.2), les proportions relatives de chaque constituant récifal sont proches de celles observées dans les deux premières phases de croissance (Planche 28). Les coraux prennent une part très importante des constructions (70 %) et la quantité de sédiment inter-colonies est faible (15%). Les microbialites sont modérément présentes (14 %) mais forment tout de même des encroûtements de plusieurs millimètres autour des colonies coralliennes. Deux étapes successives d'encroûtement sont généralement observées. La première est formée principalement par *Lithocodium* et *Bacinella* (beaucoup moins abondant que *Lithocodium*). La seconde est formée de la micrite dense, de *Terebella* et dans certains cas de *Bullopora* (rare).

Dans la sous-phase 3.3, la quantité relative de coraux diminue fortement (<30 %). Au contraire, le sédiment entre les colonies est très présent (45%). Les microbialites occupent environ 20 % des carottages observés (Planche 28). Les thrombolites prennent une couleur très sombre. Elles forment de petites colonnes érigées, sur et entre lesquelles se fixent des *Terebella*. *Bacinella* n'a pas été observé. *Lithocodium* est en revanche relativement abondant. Les encroûtements qu'il forme sont souvent eux-même encroûtés par de la micrite dense qui forme alors de petites colonnes bien individualisées. Des spécimens de *Lithocodium*, encroûtés sur des colonies coralliennes mais dépourvus d'encroûtement secondaire micritique, ont été observés. Cette ultime sous-phase est également caractérisée par la présence de serpules, concentrées sur les surfaces oxydées d'arrêt de croissance récifale. Atteignant parfois des tailles de l'ordre du centimètre de diamètre, elles prennent activement part à la trame récifale et servent localement de support aux encroûtements thrombolitiques (Planche 28).

	Surface observée	Coraux	Sédiment	Microbialites		Bivalves lithophages	Huîtres	Serpules
				Thrombolites	Leiolites			
Phase 1	580 cm²	62,0%	9,0%	22,0%	2,0%	4,0%	1,0%	0,0%
Phase 2	785 cm²	53,0%	10,0%	31,0%	4,0%	1,0%	1,0%	0,0%
Phase 3	1416 cm²	43,5%	40,0%	12,9%	2,0%	0,0%	0,5%	1,1%
Récif	2781 cm²	50,04%	25,07%	19,88%	2,56%	1,12%	0,77%	0,58%

Tableau 7.2 Pourcentages surfaciques des différents constituants récifaux en fonction des phases de croissance au sein de l'intervalle récifal étudié à Loulle

Phase 3								
	Surface observée	Coraux	Sédiment	Microbialites		Bivalves lithophages	Huîtres	Serpules
				Thrombolites	Leiolites			
Sous-phase 3.1	336 cm²	23,0%	72,0%	4,0%	0,0%	0,0%	1,0%	0,0%
Sous-phase 3.2	544 cm²	70,0%	15,0%	10,4%	4,0%	0,0%	0,0%	0,0%
Sous-phase 3.3	536 cm²	29,3%	45,3%	20,9%	1,0%	0,0%	0,8%	3,0%

Tableau 7.3 Pourcentages surfaciques des différents constituants récifaux au sein des sous-phases de la phase 3 de l'intervalle récifal étudié à Loulle

7.2.2.4. Composition corallienne et morphologies des colonies

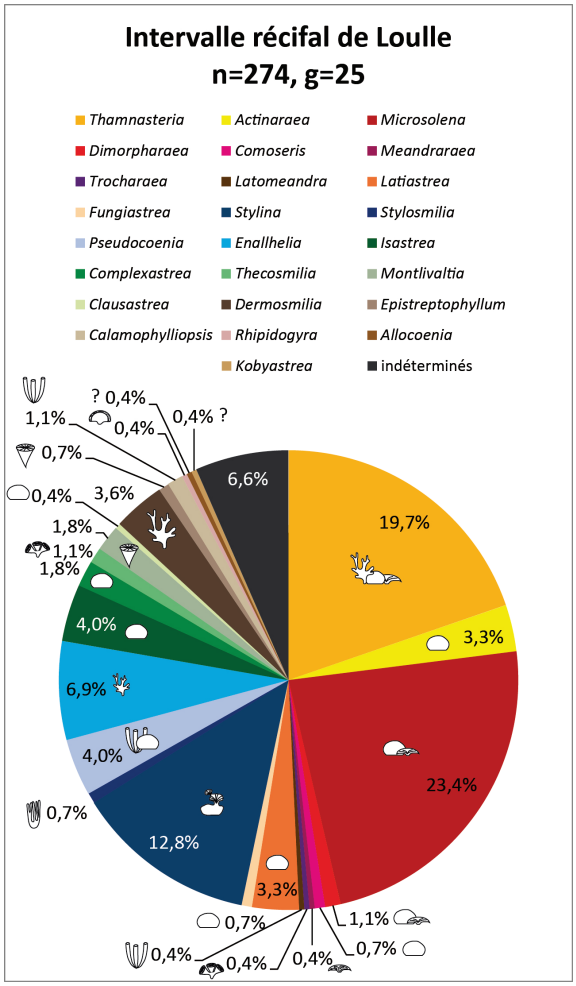


Figure 7.3 Composition corallienne de l'intervalle récifal étudié à Loulle. Légende des morphologies coralliennes en Figure 7.1

Dans son intégralité, l'intervalle récifal de Loulle est assez diversifié, avec 25 genres identifiés *(Figure 7.3)*. Parmi ces genres, *Microsolena*, *Thamnasteria* et *Stylina* sont les trois plus fréquents. Les autres genres occupent généralement moins de 5 % de l'assemblage. D'un point de vue morphologique, les colonies sont principalement lamellaires épaisses ou en boule. Leur taille excède rarement 12 cm de diamètre. Les formes branchues, phacéloïdes ou dendroïdes sont proportionnellement plus rares *(Figure 7.3)* et sont principalement représentées par *Enallhelia*. *Stylina* développe une forme intermédiaire entre massive et branchue, en formant de petits « bourgeonnements » successifs.

L'apparente diversité de l'assemblage est un artefact car si les deux premières phases sont relativement proches en termes de composition et de morphologie récifale, la troisième est différente des deux points de vue.

Dans la première phase de croissance, 17 genres différents ont été identifiés, 14 dans la seconde *(Figure 7.4)*. Neuf genres sont communs aux deux phases. Les genres non communs entre les deux phases sont *Rhipidogyra*, *Epistreptophyllum*, *Complexastrea*, *Comoseris*, *Fungiastrea*, *Thecosmilia*, *Clausastrea*, *Allocoenia*, *Kobiastrea.* Ils représentent toujours respectivement moins de 3 % de l'assemblage, ce qui, compte tenu du nombre de colonies identifiées, correspond généralement à une ou deux colonies. Dans chacune des deux phases, *Microsolena* et *Thamnasteria* sont les genres les plus fréquents. *Microsolena* et *Stylina* deviennent plus abondants dans la seconde phase (augmentation supérieure à 5%). Cette augmentation est compensée par une diminution de la fréquence d'*Actinaraea* et *Enallhelia*.

Dix-sept genres ont été identifiés dans la troisième phase de croissance. *Thamnasteria, Microsolena* et *Stylina* demeurent les genres les plus fréquents, dans des proportions similaires aux deux premières phases. *Stylina* devient néanmoins un peu plus abondant en passant progressivement de 7 % dans la première phase à 13 % dans la deuxième puis 17 % dans la troisième. Comme dans la deuxième phase, *Latiastrea* représente 5 % de l'assemblage. Absent dans les deux premières phases, le genre solitaire *Montlivaltia* représente 5 % de l'assemblage dans la troisième phase. L'observation de l'évolution de l'assemblage entre les sous-phases de la troisième phase de croissance montre que la composition corallienne et la diversité générique varient de manière importante à chaque sous-phase, à l'instar de la morphologie récifale *(Figure 7.5)*.

La diversité générique de la sous-phase 3.1 est peu élevée avec seulement 7 genres identifiés. Le nombre de colonies observées (n=15) est trop faible pour que les proportions relatives de chaque genre puissent être considérées véritablement comme représentatives. Néanmoins, il semble que *Microsolena* et *Thamnasteria* soient dominants. Cette sous-phase est la première dans laquelle *Montlivaltia* est identifié.

Dans la sous-phase 3.2, la diversité générique augmente (9 genres). *Stylina* prend une part plus importante dans l'assemblage et devient aussi abondant que *Thamnasteria* et *Microsolena*. Cette particularité rapproche la composition de cette sous-phase de celle de la phase 2 dans laquelle *Stylina* est également assez abondant (dans des proportions plus faibles toutefois).

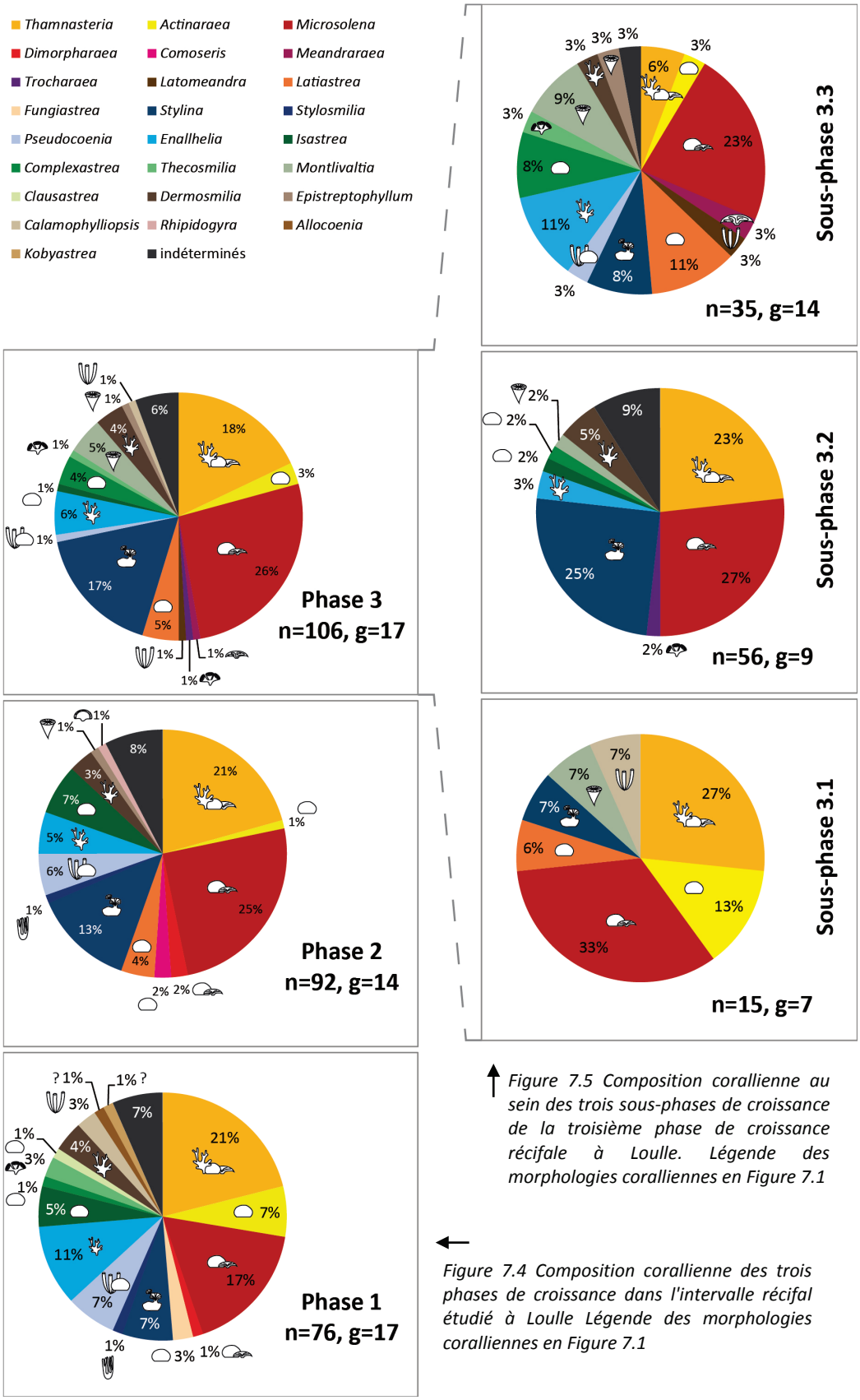


Figure 7.5 Composition corallienne au sein des trois sous-phases de croissance de la troisième phase de croissance récifale à Loulle. Légende des morphologies coralliennes en Figure 7.1

Figure 7.4 Composition corallienne des trois phases de croissance dans l'intervalle récifal étudié à Loulle Légende des morphologies coralliennes en Figure 7.1

La troisième sous-phase (3.3) est relativement diversifiée avec 14 genres identifiés. Alors que *Microsolena* reste relativement abondant, les quantités de *Thamnasteria* et *Stylina* chutent. *Latiastrea, Enallhelia, Complexastrea* et *Montlivaltia* deviennent quant à eux plus abondants et représentent chacun près de 10 % de l'assemblage.

7.2.3. Intervalle récifal du Morillon

7.2.3.1. Morphologie des constructions

Comme le niveau récifal de Loulle, le niveau récifal étudié au Morillon s'intègre au sein du Membre des Calcaires marneux récifaux de Loulle *(Figure 5.14)*. Dans la coupe, il est positionné entre les mètres 39 et 44. Sur le terrain, il constitue les derniers niveaux à l'affleurement avant le premier parking interrompant la coupe en direction de Saint-Laurent-en-Grandvaux. Ces niveaux affleurent dans un virage particulièrement dangereux de la Nationale 5. Pour des raisons de sécurité, il n'a pas été possible d'effectuer autant de prélèvements qu'à Loulle et aucun carottage n'a été réalisé. Ainsi, seuls 30 échantillons ont été prélevés aléatoirement de manière à couvrir la totalité des zones accessibles de l'intervalle récifal. L'étude de la morphologie récifale a essentiellement été effectuée sur photographies en laboratoire. L'intervalle récifal est composé de petits massifs coralliens métriques à décamétriques. Ces patchs se développent les uns sur les autres (Planche 29a, g). Dans la partie supérieure de l'intervalle, les biohermes semblent s'élargir de quelques mètres.

L'intervalle étudié est précédé de quelques mètres par un autre intervalle récifal qui appartient au même membre (Planche 29a). L'observation de lames minces issues de cet intervalle révèle la présence de Stylininés, parfois recristallisés, encroûtés par des microbialites à *Tubiphytes* et nubéculaires (Planche 29b-c).

7.2.3.2. Contexte sédimentaire et séquentiel

L'ensemble récifal se développe suite au dépôt d'une barre onco-bioclastique d'environ 1,5 mètres (Planche 29d, g). Cette barre se dépose en *on-laps* sur les constructions de l'intervalle récifal précédent qu'elle recouvre totalement (Planche 29a). Elle est localement compactée sous le poids des constructions qui lui font suite dans la série. Dans la partie inférieure de l'intervalle, les patchs sont séparés latéralement par des marnes et des calcaires marneux. Les bancs de calcaires marneux échantillonnés renferment des péloïdes très bien triés, faiblement bioturbés (Planche 29e). Ce type de dépôt a été interprété comme des tempestites remaniant du matériel fin. Ainsi, la mise en place des premiers patchs de cet intervalle est liée à un passage de l'environnement de dépôt sous la limite d'action des vagues de beau temps, en rampe médiane. Latéralement aux constructions, le faciès devient extrêmement grossier dans la partie supérieure de l'intervalle et rappelle le packstone-grainstone onco-bioclastique à échinodermes de la barre qui précède l'intervalle (Planche 29f). La stratification est irrégulière et perturbée par la présence des masses récifales. Il semble que les patchs de la partie supérieure de l'intervalle se soient développés aux alentours ou dans la limite d'action des vagues de beau temps, sous une énergie plus forte et constante que la partie inférieure. Les derniers bancs, observés au niveau des buissons qui coiffent l'affleurement, montrent une stratification plus régulière et ne sont plus composés que de matériel bioclastique démantelé. Aucune construction n'a été observée latéralement à ces derniers bancs.

7.2.3.3. Composition récifale générale.

L'absence de carottages ne permet pas d'établir avec précision le pourcentage relatif des différents constituants récifaux. Néanmoins, les observations de terrain et l'étude des échantillons montrent que les colonies sont généralement en position de vie dans les récifs et constituent la trame primaire des constructions. Les récifs du Morillon sont donc des *Frame reefs sensu* Riding (2002). Les thrombolites sont abondantes et forment, comme dans les phases de croissance P1 et P2 de Loulle, d'épais encroûtements autour des colonies, qui constituent la trame secondaire des constructions. Au sein des encroûtements thrombolitiques, *Tubiphytes* est très fréquent.

7.2.3.4. Composition corallienne et morphologies des colonies

L'identification des colonies échantillonnées dans les patchs montre que ceux-ci sont composés de 18 genres et présentent, à l'instar des autres récifs étudiés, une diversité moyenne *(Figure 7.6a)*. A l'échelle de l'intervalle, les colonies massives sont les plus abondantes. Les genres les plus représentés sont *Thamnasteria, Microsolena*, et *Enallhelia.* Le nombre de colonies récoltées, respectivement dans la partie basale marneuse et dans la partie supérieure bioclastique de l'intervalle, autorise à diviser le set de données selon les deux ensembles sédimentaires et à proposer des comparaisons *(Figure 7.6b,c)*. Ainsi, entre la base marneuse et le sommet bioclastique, la diversité passant de 16 à 13 genres, diminue légèrement avec l'augmentation de l'énergie dans le milieu. Si certains genres comme *Thamnasteria, Stylina* ou *Thecosmilia* ne semblent pas affectés par ce changement de conditions écologiques, d'autres genres montrent des variations de proportions relatives significatives. Ainsi, dans la partie inférieure, *Microsolena* compose 29 % de l'assemblage. Dans la partie supérieure, il n'en compose plus que 17 %. A l'inverse, *Enallhelia* et *Latoméandra* deviennent plus abondants dans la partie supérieure (respectivement +5 % et + 6 %). Le passage de la partie inférieure à la partie supérieure provoque la disparition des genres branchus *Stylosmilia, Pseudocoenia* et *Calamophylliopsis*, déjà peu abondants dans la partie inférieure.

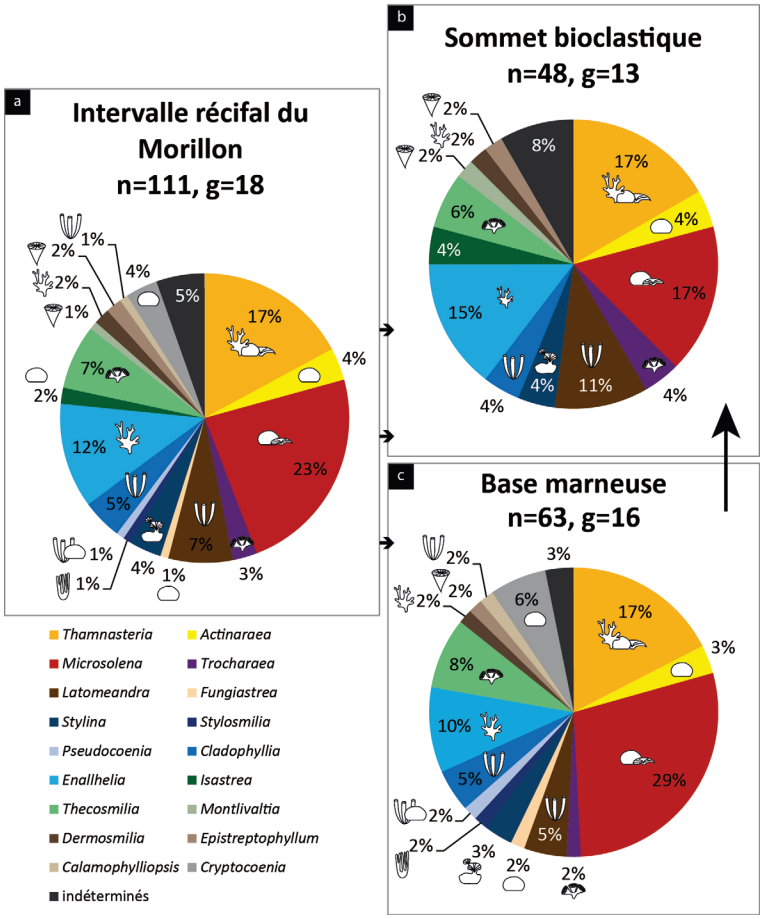


Figure 7.6 Composition corallienne dans l'intervalle corallien du Morillon. a : composition générale de l'intervalle ; b : composition de la partie sommitale, bioclastique ; c : composition de la partie basale, marneuse. Légende des morphologies coralliennes en Figure 7.1

7.2.4. Intervalle récifal de la Châtelaine

Situé au sein du Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel, cet intervalle corallien correspond au développement de petits patchs dont l'extension verticale ne dépasse pas deux mètres et l'extension latérale plurimétrique tend à augmenter vers le haut (Planche 16e). Dans cet intervalle, plusieurs constructions ont été observées, mais les conditions d'accès sont mauvaises et n'ont permis ni d'échantillonner abondamment, ni d'observer en détail les constructions. Néanmoins, les quelques observations réalisées montrent que ces récifs sont différents de tous ceux observés précédemment. En effet, ils se développent dans des environnements lagonaires protégés, suite à un intervalle de quelques dizaines de centimètres riche en silicoclastiques (argiles et quartz) et en débris végétaux mais très pauvre en faune. L'implantation des constructions semble coïncider avec la diminution des silicoclastiques et la diversification faunique dans les dépôts latéraux (Planche 16e). Latéralement aux constructions, se dépose un wackestone-packstone riche en oncoïdes de type 3 (Planche 16h). La faune reste peu diversifiée et peu abondante dans le sédiment, mais ce

phénomène est en partie lié à une forte micritisation. Les ooïdes sont rares. La partie sommitale des constructions est coiffée par un intervalle d'environ un mètre dans lequel les nérinées et les naticidés sont extrêmement abondants. Les ooïdes deviennent progressivement fréquentes.

La composition récifale n'a pu être évaluée avec précision. Cependant, les observations sur le terrain ont montré que les constructions renferment une quantité plus importante de colonies branchues que les autres récifs étudiés (Planche 16f). Ces colonies sont généralement pluridécimétriques. Elles servent de support à des encroûtements microbiens dont l'épaisseur peut largement dépasser dix centimètres (Planche 16g). Ceux-ci forment localement des petites colonnes jointives et sont souvent perforés par les bivalves lithophages. *Lithocodium* est le principal constituant de ces encroûtements. La composition des encroûtements est très similaire à celle des oncoïdes des dépôts latéraux (Planche 16h).

7.2.5. Intervalle récifal de Molinges

Dans la partie basale de la coupe de Molinges se développent des niveaux marno-calcaires riches en coraux, microbialites et oncoïdes centimétriques. Ces dépôts présentent des quantités variables d'argiles et de quartz silteux. Les figures de tempête sont relativement rares et la texture est généralement wackestone à packstone. L'analyse sédimentologique de la coupe montre que ces dépôts sont caractéristiques d'un environnement situé légèrement au-dessus de la base de la limite d'action des vagues de tempête, c'est-à-dire à la base de l'offshore supérieur. La composition et l'organisation des dépôts coralliens ont été étudiées en détail par Olivier et al. (2011). D'après ces auteurs, ces dépôts sont des *cluster reefs* – i.e., construction à très faible relief, caractérisée par un fort quotient matrice/squelettes et dans laquelle les coraux sont en place, adjacents mais pas nécessairement en contact (Riding, 2002). Dans ces constructions, la diversité générique est faible à moyenne (7-16 genres). Les colonies coralliennes sont en place et de petite taille (< 20 cm en général). Les morphologies développées par les coraux sont variées. *Enallhelia* est le genre le plus fréquent. Il s'agit d'un genre branchu à branches graciles. *Dimorpharaea* est commun et développe des formes lamellaires ou en boules irrégulières. Les coraux solitaires tels que *Montlivaltia* ou *Epistreptophyllum* occupent parfois une part importante de l'assemblage corallien (jusqu'à 30% pour *Montlivaltia*). Les éponges calcaires et siliceuses sont présentes dans l'assemblage récifal mais en constituent généralement moins de 1%. Les microbialites (thrombolites et léïolites) sont en revanche un composant majeur des biostromes. Elles occupent entre 30 et 50 % du volume récifal. Les encroûtements sont généralement composés par de la micrite dense, des foraminifères nubéculaires, *Tubiphytes*, des serpules, des bryozoaires. Ils sont fréquemment perforés par des lithophages. Les sédiments latéraux sont généralement riches en oncoïdes formées par les mêmes organismes que ceux contenus dans les encroûtements microbiens.

7.3. Distribution des systèmes coralliens à l'échelle de la plateforme

Le long de la rampe jurassienne méridionale, des constructions récifales sont observées dans les dépôts d'offshore supérieur (Molinges, Morillon et Loulle), de barres oolithiques (Mont Rivel) et de lagon (Loulle et La Châtelaine). D'après les corrélations établies, ces constructions sont toutes contemporaines, datées de la zone à Bimammatum. Elles peuvent être replacées relativement les unes aux autres le long d'un transect proximal-distal *(Figure 7.7)*. Dans ces environnements, le développement des constructions coralliennes est conditionné par différents facteurs dont la combinaison influe sur la morphologie et la composition récifale. Parmi ces facteurs, les principaux sont l'énergie du milieu de dépôt, la luminosité, le taux de sédimentation et les conditions trophiques (Leinfelder, 2001, Dupraz & Strasser, 2002, Riding, 2002, Lathuilière et al., 2005). L'analyse détaillée des différents types de constructions observées permet de discuter l'impact relatif de chacun des principaux facteurs, en fonction de la position des récifs sur la rampe.

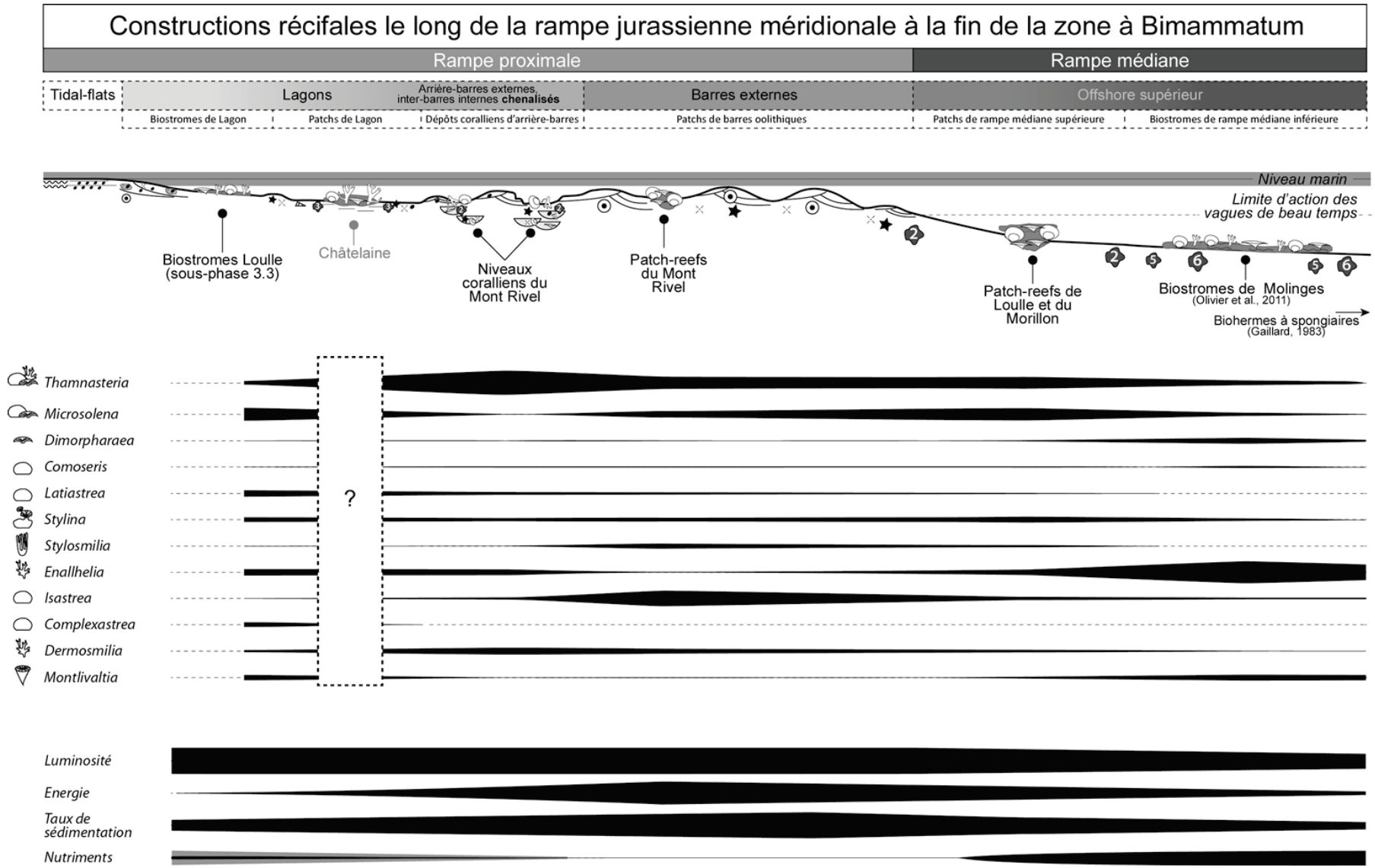


Figure 7.7 Modèle de répartition des récifs, des genres coralliens et des facteurs de contrôle de la croissance récifale le long de la rampe jurassienne à l'Oxfordien terminal (zone à Bimammatum)

7.3.1. Biostromes de rampe médiane inférieure : les bioconstructions de Molinges

Energie

L'absence quasi-totale de figures de tempêtes, la texture wackestone à packstone et la présence d'argiles et de silts dans les sédiments qui jouxtent les constructions de Molinges montrent que la croissance récifale a bénéficié d'un régime hydrodynamique globalement faible, aux alentours de la base d'action des vagues de tempête (Olivier et al., 2011). Ce type de régime hydrodynamique favorise la sédimentation des particules fines et la mise en place de substrats boueux. Sur de tels substrats, les colonies évasées sont plus stables et s'implantent plus facilement que les autres formes (Riding, 2002). D'après Riding (2002), l'implantation préférentielle de ce type de morphologies favorise un fort quotient matrice/squelette élevé et la mise en place de *cluster reefs (Figure 7.8).* Dans ce cadre, le faible régime hydrodynamique à Molinges pourrait être pour partie responsable de la mise en place de biostromes, dans lesquels les formes lamellaires (*Dimorpharaea*) sont bien représentées (jusqu'à 46%).

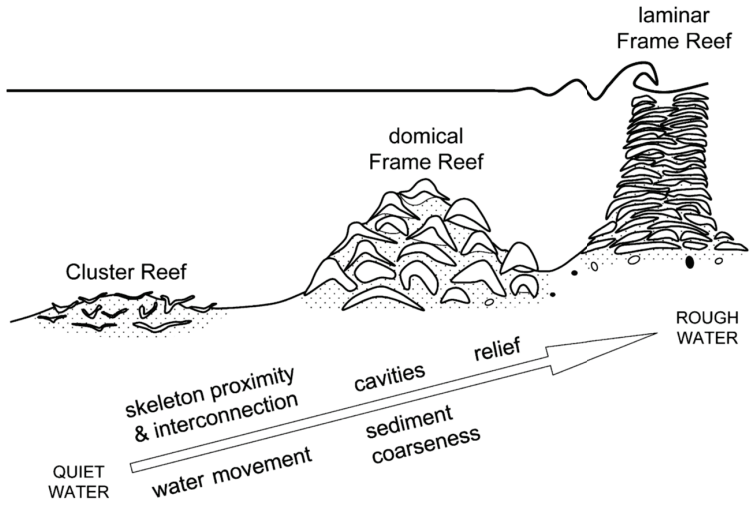


Figure 7.8 Distribution des morphologies récifales en fonction de l'énergie de l'environnement de dépôt. Figure extraite de Riding (2002). D'après l'auteur, le développement de cluster reefs dans des conditions de faible énergie est lié à un taux d'accumulation supérieur qui favorise la mise en place de formes évasées capables de se maintenir sur un substrat boueux. Au contraire, dans un environnement agité, les formes massives et encroûtantes sont favorisées. Leur implantation préférentielle sur les substrats stables et résistants favorise la mise en place de frame reefs

La luminosité

Dans les environnements de rampe, la luminosité varie en fonction de la profondeur ou de la turbidité dans la colonne d'eau. En rampe médiane à externe, une luminosité réduite induit généralement une faible diversité corallienne (<10 genres) et favorise le développement de genres capables d'adopter des formes lamellaires (Insalaco, 1996, Insalaco et al., 1997, Lathuilière, 2000a, Lathuilière et al., 2005). À Molinges, la petite taille des colonies et la diversité générique moyenne à faible (7-16 genres) indique que les constructions se sont mises en place dans des conditions de stress écologique (Olivier et al., 2011). L'absence d'organismes photophiles tels que *Bacinella* ou *Lithocodium* dans les encroûtements microbiens et dans les sédiments latéraux pourrait suggérer que les entités coralliennes étaient soumises à une luminosité réduite. En outre, la présence d'argiles dans le système pourrait témoigner d'un taux élevé de particules fines en suspension et donc d'une turbidité accrue. Néanmoins, la diversité à Molinges, bien que modérée, est généralement supérieure à celle observées dans d'autres biostromes du Jurassique supérieur, développés à forte profondeur, sous une luminosité faible (Insalaco, 1996, Insalaco et al., 1997, Lathuilière et al., 2005). Les microsolénidés, particulièrement bien adaptés aux environnements sombres (Gill et al., 2004) et généralement dominants dans les biostromes profonds du Jurassique supérieur (Insalaco, 1996, Nose & Leinfelder, 1997, Gill et al., 2004, Lathuilière et al., 2005), ne sont quasiment représentés, à Molinges, que par le genre *Dimorpharaea,* qui ne devient jamais dominant et ne présente pas non plus les grandes morphologies en assiettes qu'il adopte généralement dans les environnements peu

lumineux. En outre, les biostromes de Molinges ne sont véritablement dominés par aucun genre en particulier et les morphologies développées par les coraux sont diversifiées. La luminosité, même diminuée par rapport aux environnements de plateforme proximale, ne semble donc pas être le facteur de stress le plus impliqué dans le stress écologique pesant sur le développement des biostromes de la rampe médiane jurassienne.

Taux de sédimentation / d'accumulation

Les apports de terrigènes dans les environnements de rampe sont fréquemment reliés à une augmentation du taux d'accumulation (Nose & Leinfelder, 1997, Dupraz & Strasser, 2002). Généralement, un taux d'accumulation élevé favorise la mise en place de *cluster reefs* en induisant un fort quotient matrice / squelettes (Riding, 2002). Une élévation du taux d'accumulation peut être à l'origine d'un stress environnemental pour les colonies coralliennes, contraintes d'adapter leurs morphologies pour résister à l'envasement. Au sein des biostromes de Molinges, le développement massif de microbialites est incompatible avec un taux de sédimentation élevé (Leinfelder et al., 1993, Olivier et al., 2006). La diversité des morphologies coralliennes ne semble pas indiquer une quelconque adaptation des coraux à un taux de sédimentation fort. En outre, la faible épaisseur des dépôts, relativement à l'échelle séquentielle et astrochronologique (2-3 m / 100 ka), met en évidence un taux d'accumulation faible (Olivier et al., 2011). Par conséquent, les apports terrigènes dans le secteur de Molinges ne sont pas suffisants pour induire un taux de sédimentation élevé et ne sont pas directement responsables de la morphologie biostromale des constructions ou de leur composition.

Conditions trophiques

L'apport de silicoclastiques s'accompagne généralement d'apports de nutriments dans le système, et d'une « mésotrophisation » de la masse d'eau (Weissert, 1989, Dupraz & Strasser, 2002). Des eaux faiblement à modérément mésotrophes favorisent généralement la croissance des microbialites et en particulier des thrombolites (Dupraz & Strasser, 2002, Camoin et al., 2006, Olivier et al., 2007). A Molinges, la diversité et la quantité très importante de microbialites autour des colonies, et dans les cortex des oncoïdes, montrent que les conditions environnementales leur sont particulièrement favorables. Dans les lagons peu profonds, une augmentation du taux de nutriments induit une baisse de la diversité corallienne et une diminution de la taille des colonies. L'association à *Bacinella-Lithocodium* disparaît également (Dupraz & Strasser, 1999, 2002). Cette association est constituée d'organismes luminophiles tels que *Bacinella*, *Lithocodium*, ou *Cayeuxia* dont le développement semble nécessiter des conditions oligotrophes *(Leinfelder et al., 1993)*. A contrario, une augmentation des nutriments dans les lagons provoque une recrudescence des organismes filtreurs. Bien que l'environnement de dépôt à Molinges ne soit pas un lagon, la présence au sein des encroûtements d'organismes filtreurs tels que les serpulidés, les bryozoaires ou les bivalves lithophages et de micro-organismes connus pour leur affinité avec les environnements riches en nutriments, comme *Tubiphytes* ou les foraminifères nubéculaires (Leinfelder et al., 1993, Dupraz & Strasser, 2002), semble effectivement compatible avec des eaux mésotrophes. Au sein de l'assemblage corallien, le genre *Dimorpharaea*, composant parfois jusqu'à 30% de l'assemblage, est un genre dont l'affinité avec les milieux relativement mésotrophes a déjà été démontrée à plusieurs reprises (Insalaco, 1996, Dupraz & Strasser, 2002, Gill et al., 2004). Les coraux solitaires, parfois très abondants à Molinges (> 30 % pour *Montlivaltia*), semblent également particulièrement persistants face à des augmentations d'apports terrigènes et des niveaux trophiques croissants (Sanders & Baron-Szabo, 2005). Alors que la diversité générique corallienne moyenne indique des conditions de luminosité peu stressantes, des conditions mésotrophes de la masse d'eau pourraient alors être responsables et expliquer la diversité générique modérée, la faible taille des colonies coralliennes, l'absence de micro-organismes photophiles (et oligotrophes) dans les encroûtements et le développement massif d'encroûtements microbialitiques, riches en organismes filtreurs.

Synthèse

La croissance des biostromes à Molinges semble régie par deux facteurs principaux. L'énergie faible du milieu favorise probablement la mise en place de biostromes. Les conditions trophiques modérément mésotrophes induisent une baisse de la diversité, une disparition des organismes à affinité avec les environnements lumineux et oligotrophes et un développement important des microbialites. Il est difficile de déterminer avec précision l'impact de la luminosité. Compte tenu de la position en rampe médiane inférieure du système, il est vraisemblable que la profondeur commence à provoquer une diminution de la luminosité. Cette diminution pourrait être accrue par la présence de particules argileuses en suspension dans la masse d'eau, augmentant la turbidité. Cependant, contrairement aux autres biostromes de rampe médiane à distale connus dans le Jurassique supérieur, ceux de Molinges ne semblent pas porter les stigmates d'une luminosité véritablement réduite (assemblages à diversité très faible, morphologies lamellaires généralisées). Le taux de sédimentation ne semble pas non plus particulièrement impacter la croissance récifale dans cette zone de la plateforme.

7.3.2. Patch-reefs de rampe médiane supérieure : bioconstructions de Loulle et du Morillon

Energie

La présence de tempestites et une texture variant de grainstone à wackestone latéralement aux constructions indiquent que les patch-reefs de Loulle et du Morillon se sont déposés dans la limite d'action des vagues de tempête et ont été soumis à des variations fréquentes d'hydrodynamisme. La comparaison avec les biostromes de Molinges, également mis en place en rampe médiane, mais dont les dépôts latéraux contiennent peu de tempestites, montre que les récifs de Loulle et du Morillon occupaient une position plus proximale et plus proche de la limite d'action des vagues de beau temps. Cette position relative est confirmée par les corrélations qui mettent en évidence le développement synchrone de certains biostromes à Molinges et des constructions récifales de Loulle et du Morillon. Alors situées plus au nord, les coupes de Loulle et Morillon occupaient nécessairement une position plus proximale le long de la rampe jurassienne méridionale que la coupe de Molinges (Chapitre 6). Riding (2002) établit une relation entre l'énergie du milieu et la morphologie récifale *(Figure 7.8)*. D'après cet auteur, une augmentation de l'énergie du milieu favoriserait la mise en place de *frame reefs*, au détriment des *cluster reefs,* en favorisant l'utilisation de substrats stables et solides (comme les colonies préexistantes) par les larves coralliennes. L'auteur signale l'existence d'exceptions, mais dans la mesure où la luminosité n'est pas le principal facteur de contrôle de la croissance récifale, même dans les zones les plus distales de la rampe médiane(cf. paragraphes précédents), l'augmentation d'énergie entre rampe médiane inférieure et supérieure pourrait expliquer la mise en place de patchs à Loulle et au Morillon alors que simultanément se développent des biostromes à Molinges. Par ailleurs, l'absence de débris coralliens dans les dépôts latéraux aux récifs, à Loulle comme au Morillon, indique que l'énergie développée lors des événements de tempête était insuffisante pour provoquer un important démantèlement des récifs et freiner ainsi le développement récifal.

Luminosité

Dans le paragraphe sur les biostromes de rampe médiane inférieure, il a été déterminé qu'à cet endroit et en dépit d'une position relativement distale et profonde sur la rampe, la luminosité n'était pas un facteur de contrôle majeur de la croissance récifale. Dans ce cadre, la position plus proximale des biohermes de Loulle et du Morillon implique une bonne luminosité en rampe médiane proximale. Celle-ci est en outre attestée par l'assemblage corallien qui présente une assez grande quantité de *Microsolena* (entre 17 et 26%), mais une faible diversité des microsolenidés (*Dimorpharaea* et *Comoseris* < 2 %), dont l'abondance indique généralement un manque de lumière (Gill et al., 2004). En outre, bien que la morphologie lamellaire soit courante chez *Microsolena*, le

genre ne forme pas de très grandes colonies, plates et fines, typiques des environnements peu lumineux (Insalaco, 1996).

Taux de sédimentation / d'accumulation

Comme pour les biostromes de la partie inférieure de la rampe médiane, l'abondance de microbialites à Loulle comme au Morillon est peu compatible avec un taux d'accumulation sédimentaire très élevé (Olivier et al., 2011). En outre, l'épaisseur des dépôts relativement à l'échelle séquentielle et astrochronologique (4-5 m / séquence de petite échelle – i.e. ≈ 100 ka) montre que le taux d'accumulation, bien qu'un peu supérieur à celui de rampe médiane inférieure, demeure suffisamment faible pour ne pas contraindre la croissance d'organismes dont le taux de croissance annuel est d'ordre millimétrique.

Conditions trophiques

À Loulle comme au Morillon, la présence combinée d'épais encroûtements thrombolitiques dans les constructions, de quartz silteux et d'argiles dans les dépôts latéraux, semble indiquer des conditions relativement mésotrophes. De la même manière que pour les biostromes de Molinges, un niveau trophique relativement élevé seraient tout à fait compatible avec la diversité corallienne modérée (14 à 17 genres), la petite taille des colonies et la faible extension des constructions, à Loulle comme au Morillon. Au sein de l'assemblage corallien, la présence en quantité importante des genres *Microsolena* -adapté à des conditions mésotrophes (Dupraz & Strasser, 2002, Gill et al., 2004)- et *Thamnasteria* - très tolérant (Bertling, 1993, Insalaco, 1999)-, dont chacun occupe toujours entre 20 et 30% de l'assemblage corallien, semble également confirmer des conditions trophiques relativement élevées et peu favorables à la plupart des genres coralliens.

Synthèse

Comme dans les zones inférieures, il semble que le développement récifal dans les parties supérieures de la rampe médiane soit avant tout régi par l'énergie et les conditions trophiques. L'énergie, plus forte qu'en rampe médiane inférieure, est probablement impliquée dans le développement de patchs, en favorisant la nécessité pour les colonies de se fixer sur des substrats durs et stables. Les conditions relativement mésotrophes, induites par l'apport de terrigènes, limitent la croissance des colonies et des constructions et restreint la diversité de l'assemblage. La luminosité et un taux de sédimentation relativement faible ne semblent pas des facteurs de contrôle prépondérants.

7.3.3. Patch reefs de barres oolithiques : les bioconstructions du Mont Rivel

Luminosité et énergie

La nature grainstone oolithique des sédiments latéraux aux récifs du Mont Rivel indique que ceux-ci se sont développés dans des zones de barres oolithiques qui bordent la rampe interne, sous quelques mètres d'eau seulement (Tucker & Wright, 1990). Sous une tranche d'eau aussi faible, la luminosité est nécessairement très bonne et ne peut être considérée comme un facteur limitant de la croissance récifale. En revanche, la houle et les courants de marée créent des conditions de fort hydrodynamisme et les récifs sont éventuellement soumis à de violents courants ou au déferlement des vagues. L'instabilité du sédiment oolithique est défavorable à la croissance récifale (Insalaco, 1999, Lathuilière et al., 2005). Pourtant, la mise en place au Mont Rivel de patchs métriques à décamétriques, dans les niveaux du Membre de l'Oolithe du Mont Rivel, montre que certaines aires, dans ces champs de barres oolithiques, sont tout de même propices au développement récifal. Dans ces zones, l'implantation de coraux nécessite une diminution de l'énergie et une période de stabilisation du substrat (Insalaco, 1999, Reolid et al., 2009). Au Mont Rivel, alors que la stratification oblique décamétrique, dans les dépôts sous-jacents et sus-jacents aux récifs, montre le déplacement constant de dunes oolithiques, l'épaisseur des bancs et l'absence de stratifications obliques

latéralement aux constructions indique probablement une pause locale et ponctuelle dans la divagation des barres, qui semble avoir permis aux récifs de s'implanter (Bertling & Insalaco, 1998, Insalaco, 1999). Dans les patchs du Mont Rivel, le dépôt de particules fines entre les colonies montre effectivement une baisse du régime hydrodynamique pendant le développement récifal, par rapport aux conditions qui présidaient à la divagation des barres oolithiques. La mise en place du sédiment grainstone, latéralement au récif, n'est probablement pas synchrone au développement des constructions. La présence de nombreux débris coralliens dans ces sédiments montre que ceux-ci ont plutôt été mis en place lors de phases de démantèlement et d'arrêt de la croissance récifale. Ainsi, si les récifs semblent avoir bénéficié pour s'implanter et se développer, d'une pause relative de l'énergie, ils étaient néanmoins soumis régulièrement à un hydrodynamisme élevé. Des constructions très similaires (petite taille, faible diversité générique, abondance de *Thamnasteria* et parfois *Isastrea*) ont été observées dans des dépôts de haute énergie d'Angleterre (Insalaco, 1999) et dans le bassin de Paris (Bertling & Insalaco, 1998). D'après les auteurs, la présence en grande quantité de *Thamnasteria* et *Isastrea* dans ce type de constructions dénoterait d'un comportement opportuniste de ces genres et probablement d'une faculté à coloniser rapidement un sédiment nouvellement stabilisé. Dans les conditions agitées du Mont Rivel, il est probable que ces attributs aient également favorisé l'implantation de ces mêmes genres. Les formes massives et très calcifiées de *Thamnasteria*, *Isastrea,* ou *Stylina* constituaient probablement un avantage écologique non négligeable. La présence de genres plus fragiles, branchus phacéloïdes ou dendroïdes (*Cladophyllia*, *Stylosmilia*, *Dermosmilia*) est en revanche plus difficile à concilier. Néanmoins, *Cladophyllia* et *Stylosmilia* sont également associés à des dépôts de haute énergie du Jurassique moyen d'Espagne (Reolid et al., 2009) et d'autres genres branchus comme *Thecosmilia* ont été identifiés en grande quantité dans des dépôts similaires en Angleterre (Insalaco, 1999). L'abondance de ces genres sous forme de fragments dans les dépôts latéraux, au Mont Rivel comme ailleurs, met en évidence leur fragilité face aux hausses de l'hydrodynamisme. Néanmoins, leur présence répétée au sein des assemblages récifaux de haute énergie indique que de tels genres étaient capables de persister dans des environnements à fort hydrodynamisme. Ils se maintenaient alors probablement grâce à une croissance plus rapide que celle de la plupart des colonies massives (Lathuilière et al., 2005).

Taux de sédimentation / d'accumulation

Dans les environnements de haute énergie comme les shoals oolithiques, le taux de sédimentation est très variable. La fenêtre de plus basse énergie ayant favorisé le développement des patchs au Mont Rivel n'a pu être mise en place qu'à l'occasion d'un arrêt de la migration des dunes oolithiques dans cette zone de la plateforme et donc d'une baisse locale et momentanée du taux d'accumulation. L'observation de léïolites entre les colonies au Mont Rivel confirme que le taux de sédimentation pendant la croissance récifale était faible. En revanche, les épisodes de démantèlement pendant lesquels se sont déposés les sédiments latéraux correspondaient probablement à de fortes augmentations du taux de sédimentation. Dans la partie occidentale de la carrière du Mont Rivel, la mise en place d'une dune oolithique décamétrique est manifestement à l'origine de l'enfouissement et de la mort d'un patch (Planches 9a et 25a). La faible taille des récifs et le faible relief qu'ils formaient n'étaient pas suffisants pour prévenir une brutale augmentation du taux d'accumulation lors de la divagation des oolithiques, rendant leur existence très précaire.

Conditions trophiques

Le développement d'ooïdes en grande quantité dans les environnements purement marins nécessite une faible profondeur (<15 m), une grande agitation du milieu, une température de l'eau élevée, une sursaturation en carbonates et des conditions plutôt oligotrophes (Tucker & Wright, 1990). Au Mont Rivel, le développement d'une importante série oolithique indique que de telles conditions étaient réunies lors de la croissance récifale. L'absence relative et la faible diversification des microsolénidés (*Microsolena* est le seul microsolénidé et représente seulement 12% de l'assemblage), généralement très présents dans les milieu à niveaux trophiques élevés (Insalaco,

1996, Dupraz & Strasser, 2002, Gill et al., 2004), confirment des conditions relativement oligotrophes aux abords des constructions du Mont Rivel (Reolid et al., 2009). Dans les encroûtements microbiens, le faible développement des thrombolites, généralement favorisé par la présence de nutriments dans le milieu de dépôt, confirme également de telles conditions (Dupraz & Strasser, 2002). Ainsi, il semble que les récifs du Mont Rivel se soient développés sous des conditions trophiques plutôt favorables au développement des coraux.

Synthèse

Dans les environnements de haute énergie de rampe proximale, les conditions de luminosité sont bonnes et le remaniement constant des particules sur le fond crée des conditions oligotrophes en empêchant la stagnation de particules organiques. Ainsi, le développement récifal est principalement contrôlé par les variations d'énergie. Dans des niveaux de barres oolithiques, l'implantation de récifs nécessite une baisse de l'énergie, une diminution du taux d'accumulation et, dans une moindre mesure, une induration du substrat. Au Mont Rivel, les constructions semblent avoir profité d'une courte fenêtre favorable pour s'implanter entre les barres oolithiques. La faune corallienne est peu diversifiée et les genres les plus représentés sont des genres plutôt opportunistes qui ont la faculté de s'implanter et de croître rapidement. En dépit de cette croissance rapide, les nombreuses phases de démantèlement liées à des augmentations soudaines de l'énergie, probablement à l'occasion de tempêtes, puis la reprise de la divagation des dunes, n'ont cependant pas permis à ces organismes de mettre en place de très grandes colonies et de très grosses constructions.

7.3.4. Dépôts coralliens d'arrière et d'inter-barres : dépôts coralliens du Mont Rivel

Energie

La mise en place de ces niveaux coralliens dans des chenaux, la texture grossière du sédiment et la présence de colonies coralliennes et de bioclastes remaniés en grande quantité montrent que le milieu de dépôt était régulièrement soumis à des augmentations fortes de l'hydrodynamisme. La matrice boueuse indique néanmoins que l'énergie n'était pas suffisante en moyenne pour évacuer complètement toutes les particules fines. L'absence de tapis microbiens bien développés et abondants, même sous forme de fragments, montre que le sédiment n'était probablement pas bien stabilisé. De telles conditions défavorisent fortement l'implantation de coraux, et il semble qu'en effet un grand nombre de colonies identifiées aient été remaniées et soient allochtones. Dans ces niveaux chenalisés, l'assemblage corallien est plus diversifié que celui des patchs de dunes oolithiques (cf. paragraphe précédent). Bien qu'un seul patch de barres oolithiques ait fait l'objet de comptages et qu'une variabilité de composition entre les constructions de haute énergie soit toujours possible, il y a cependant lieu de penser que tous les coraux contenus dans les niveaux chenalisés ne sont probablement pas issus du démantèlement des patchs. Ceci semble attesté par la faible abondance des genres *Isastrea* et *Microsolena*, représentant à eux deux 40 % des patchs et moins de 5 % des dépôts coralliens de chenaux. Il est plus difficile d'établir le même lien avec *Dermosmilia*, à peu près aussi abondant dans les chenaux que dans les patchs, et dont la morphologie branchue aurait pu favoriser le démantèlement dans les patchs et l'export vers les chenaux. Cependant, d'autres genres branchus comme *Stylosmilia*, aussi abondant que *Dermosmilia* dans les patchs (8 %), sont complètement absents des niveaux chenalisés. Dans ce cas, les coraux présents dans les chenaux peuvent s'être développés *in situ* ou provenir des zones plus internes de lagon. Le genre *Thamnasteria* occupe plus de 40% de l'assemblage et de nombreuses colonies de ce genre sont subcomplètes. Compte tenu des remarques des auteurs sur la grande adaptabilité de ce genre et sur son comportement opportuniste et pionnier, il est possible que *Thamnasteria* se soit développé *in situ* (Bertling, 1993, Insalaco, 1999). Trouvés en bien plus petite quantité, les genres *Comoseris*, *Trocharaea*, *Latoméandra*, *Enallhelia*, *Clausastrea* et *Calamophylliopsis* pourraient

provenir des zones plus internes, bien que leur développement *in situ* ne puisse être écarté complètement. Dans ces environnements de chenaux d'arrière-barres, les coraux sont clairement dans des conditions peu favorables à leur croissance, mais relativement favorables à leur accumulation *post mortem*.

Dans des conditions de forte énergie, *Thamnasteria* est tout à fait capable de former des bioconstructions, à condition de bénéficier de pauses assez longues dans le régime énergétique et dans les apports sédimentaires [patch-reefs du Mont Rivel, patch-reefs illustrés par Insalaco (1999)]. Dans les chenaux, le dépôt de matrice indique une énergie en moyenne moins forte que dans les shoals. De plus, les colonies présentes sur le fond des chenaux offrent de bons substrats potentiels pour l'implantation de larves coralliennes. Pourtant, *Thamnasteria*, en dépit de sa capacité à coloniser rapidement un substrat (Insalaco, 1999), ne semble pas en mesure de mettre en place de véritables constructions dans ces chenaux. Dans ce cas, il semble que ce ne soit pas le taux moyen d'énergie ou d'apport sédimentaire qui prévienne l'installation de bioconstructions, mais plutôt des variations trop fréquentes.

Luminosité

Dans de tels environnements, la quantité de particules fines en suspension peut être épisodiquement assez élevée et générer une forte turbidité. Compte tenu de la faible profondeur, du milieu de dépôt et de la nature remaniée des dépôts, cette turbidité ponctuelle n'a probablement pas eu d'impact sur la croissance des coraux observés, qu'ils se soient développés *in situ* ou ailleurs.

Taux de sédimentation / d'accumulation

Dans un environnement de chenal, les sédiments sont généralement en transit, le taux de sédimentation est très variable et le taux d'accumulation généralement faible. Dans le cas de ces dépôts, en grande partie remaniés, il n'est évidemment pas possible de discuter l'impact du taux de sédimentation ou d'accumulation sur la croissance récifale. En revanche, la forte proportion de colonies inidentifiables montre que celles-ci avaient probablement un temps de résidence moyen relativement long sur le fond des chenaux et n'étaient pas nécessairement enfouies de manière définitive très rapidement. Elles généraient alors probablement de petits reliefs au fond des chenaux, elles offraient de bons supports aux organismes sessiles. Ceci explique certainement le grand nombre de perforations dans les coraux et leur colonisation par les huîtres.

Conditions trophiques

Sur les plateformes mixtes carbonatés-silicoclastiques, les chenaux sont un lieu de transit des carbonates et des terrigènes entre les zones distales et proximales. Le type d'apports et de conditions trophiques varie dans le temps, comme en attestent les proportions variables de grains de quartz observées dans la matrice de tous les échantillons prélevés dans cet intervalle *(Figure 5.9)*. Le sommet de l'intervalle est en outre coiffé par un niveau plus marneux, visible dans toute la carrière, qui montre que les argiles sont également présentes dans le système. Néanmoins, la faible proportion de microsolenidés dans l'assemblage montre que ce ne sont pas les conditions trophiques qui régissent la mise en place de ces niveaux.

Synthèse

Ces niveaux chenalisés sont tout à fait particuliers par rapport aux autres constructions étudiées, dans la mesure où l'assemblage corallien est probablement composé à la fois de coraux parautochtones et allochtones. Il est clair que, dans ces niveaux, les variations permanentes de l'hydrodynamisme et les fluctuations de régime sédimentaire qu'elles impliquent, régissent la dynamique sédimentaire et le développement des coraux. Dans ces conditions, les observations soulignent la capacité du genre *Thamnasteria* à coloniser ce type de milieux.

7.3.5. Patch-reefs de lagon : les bioconstructions de La Châtelaine

Energie et luminosité

L'abondance des morphologies branchues d'assez grande taille et la nature boueuse du sédiment montre que les récifs de La Châtelaine se développent dans des environnements protégés de lagon (Chapitre 5). L'analyse faciologique et séquentielle montre que les récifs se développent au sein de séquences de dépôt de quelques mètres au cours desquelles l'environnement évolue depuis l'inter-, voire le supratidal, vers le subtidal de lagon, puis revient rapidement à l'intertidal. La hiérarchie de ces séquences et les difficultés à les corréler à grande échelle suggèrent qu'elles ont pu être mises en place de manière autocyclique, sous l'influence d'une subsidence accrue et de la migration rapide des environnements de dépôts très peu profonds (Cf. chapitre 9). À la fin de chaque séquence, la diminution de l'accommodation provoque le démantèlement des récifs et la mise en place de dépôts grossiers riches en nérinées et Naticidae, dans des conditions de plus forte énergie. Ainsi, si l'énergie ne semble pas être un facteur prépondérant lors de l'édification des récifs, elle participe clairement à leur mort, sous l'impulsion des variations du niveau marin relatif. Dans les récifs, l'abondance des microbialites riches en organismes photophiles tels que *Lithocodium* ou *Bacinella* indique que la luminosité devait être importante et ne constituait probablement pas un facteur limitant au développement des récifs (Leinfelder et al., 1993, Dupraz & Strasser, 2002, Védrine et al., 2007).

Taux de sédimentation / d'accumulation

Compte tenu de l'épaisseur des dépôts, relativement à l'échelle astrochronologique (13 m / séquence de petite échelle – i.e. ≈ 100 ka, cf. chapitre 9), il semble que le taux d'accumulation sédimentaire soit globalement plus élevé à La Châtelaine au moment de la mise en place des constructions que dans les autres environnements de la rampe. Ce taux d'accumulation élevé est probablement imputable à une subsidence et une création d'accommodation accrue (Cf. chapitre 9). Il ne signifie pas nécessairement que le développement de ces récifs ait eu lieu sous un taux de sédimentation plus fort qu'ailleurs en plateforme interne. L'abondance des encroûtements microbialitiques montre de surcroît que ce taux d'accumulation, même accru, n'était pas suffisant pour générer un enfouissement rapide des constructions et constituer un stress écologique, excepté bien-sûr en fin de séquence, lors du démantèlement. Dans ce cas précis, le taux de sédimentation élevé est couplé à une énergie plus importante et une accumulation très réduite.

Conditions trophiques et écologie de Lithocodium

Dans les environnements de lagon de la plateforme jurassienne oxfordienne, Dupraz & Strasser (2002) observent la mise en place de récifs sous des conditions de forte mésotrophie et de forte turbidité, mais également dans des environnements très oligotrophes et lumineux. Au cours des séquences de dépôt dans lesquelles sont contenus les récifs de la Châtelaine, les cortèges transgressifs aboutissent à des maxima de silicoclastiques. Dans ces dépôts, aucune colonie corallienne n'a été observée. Suite à ces maxima, la quantité de terrigènes (argiles et quartz) diminue rapidement et les récifs s'implantent. Il semble donc que la quantité de terrigènes et l'implantation des récifs à la Châtelaine soient intimement liées. Le faible échantillonnage des coraux dans ces récifs ne permet pas de discuter de la diversité générique ou morphologique des colonies, ni de leur mode de construction. En revanche, un échantillonnage plus conséquent des encroûtements associés permet d'apporter quelques éléments de réponse sur les conditions trophiques auxquelles étaient soumis les récifs de La Châtelaine, et également d'apporter quelques précisions sur l'écologie de *Lithocodium*. Le développement massif de *Bacinella* et *Lithocodium* dans les encroûtements microbiens indique que les récifs se développent dans des conditions oligotrophes (Leinfelder et al., 1993, Dupraz & Strasser, 1999, 2002). Dans les encroûtements de La Châtelaine, *Lithocodium* est l'encroûteur principal et son abondance dépasse largement celle de tout autre microorganisme, *Bacinella* compris. Dans le Jura central, la prédominance de *Lithocodium* sur *Bacinella* au sein des

encroûtements (constructions et oncoïdes) débute avec la mise en place des environnements de lagon à La Châtelaine et perdure dans les dépôts jusqu'à la fin de la zone à Bimammatum, qui coïncide avec l'arrêt des apports terrigènes sur la plateforme jurassienne. Dans les niveaux de la zone à Planula observés au cours de cette thèse dans le Jura central, d'autres faciès de lagon non-restreints à oncoïdes que ceux de la Châtelaine sont observés dans l'Oolithe blanche de Balerne. Contrairement à ceux de la Châtelaine, ces faciès sont absolument dépourvus d'apports terrigènes et les conditions trophiques peuvent être considérées comme particulièrement oligotrophes. Dans ces dépôts, quelques spécimens de *Lithocodium* ont été observés, mais les cortex des oncoïdes sont très largement dominés par *Bacinella.* Védrine et al. (2007) constatent, dans les niveaux des séries suisses, strictement contemporains à ceux de la Châtelaine, que les niveaux les plus riches en *Lithocodium* se concentrent souvent aux alentours des maxima d'inondation de la plateforme jurassienne à moyenne et petite échelle, dans des conditions lagonaires relativement profondes, mais toujours dans la zone photique. En accord avec cette observation, plusieurs auteurs évoquent, dans des dépôts du Crétacé, une distribution assez profonde des constructions les plus riches en *Lithocodium*, sous la limite d'action des vagues de beau temps et pouvant atteindre la zone photique inférieure [de 15 à 60 mètres de profondeur pour Banner et al.(1990)] (Schlagintweit et al., 2010b). Dans les dépôts du Crétacé toujours, plusieurs auteurs observent d'épais encroûtements à *Bacinella* et *Lithocodium*, dans lesquels *Lithocodium* semble aussi abondant qu'à la Châtelaine (Immenhauser et al., 2005, Immenhauser et al., 2009, Rameil et al., 2010, Schlagintweit et al., 2010b). Immenhauser et al. (2005, 2009) suggèrent que le développement massif de croûtes microbiennes riches en *Lithocodium* et, dans une moindre mesure en *Bacinella* au Crétacé, au cours de l'OAE1a pourrait être lié à un shift de l'alcalinité de l'eau dû à un changement dans le taux de lessivage de carbonates sur les continents. Parallèlement, plusieurs études suggèrent également que le développement massif de *Lithocodium* pourrait être favorisé par des conditions légèrement mésotrophes ou une augmentation du taux de sédimentation (Rameil et al., 2010, Schlagintweit et al., 2010b). Si les interprétations de toutes ces études ne sont pas rigoureusement les mêmes, il semble clair qu'au Crétacé, *Lithocodium* a une écologie différente de celle qui lui est généralement attribuée dans les environnements du Jurassique supérieur. D'après les observations réalisées ici, il semble que, dès l'Oxfordien terminal, *Lithocodium* présente une plus grande tolérance que *Bacinella* face à la présence de terrigènes dans le système. A ce stade, il n'est pas possible de déterminer quel facteur lié à ces terrigènes contrôle la croissance massive de *Lithocodium* sur la plateforme parmi le taux de sédimentation accru, l'alcalinité accrue ou les conditions trophiques accrues. Cependant, ces observations poussent à penser que les conditions de croissance des récifs de la Châtelaine dans la zone à Bimammatum étaient un peu moins oligotrophes que celles qui présidaient la mise en place des lagons non-restreints de la zone à Planula où *Bacinella* est particulièrement abondant.

Synthèse

Les observations menées à la Châtelaine, bien que parcellaires, montrent que la mise en place de lagons non-restreints en arrière des environnements de barres oolithiques est propice à l'initiation de petits patchs à coraux, fortement encroûtés par *Lithocodium*. La dynamique de ces environnements, probablement conduite par la combinaison d'une forte subsidence et de mécanismes autocycliques, permet d'ouvrir de courtes « fenêtres récifales » lors des hausses du niveau marin relatif. La croissance récifale se déroule alors dans des conditions relativement oligotrophes et lumineuses. La présence massive de *Lithocodium* dans les encroûtements microbiens permet de préciser de manière relative les conditions trophiques dans ces lagons. Ces derniers semblent alors avoir développé un niveau trophique légèrement plus élevé que les environnements très oligotrophes de la Zone à Planula dans lesquels *Bacinella* se développe préférentiellement.

7.3.6. Biostromes de lagon : bioconstructions de la sous-phase 3.3 des bioconstructions de Loulle

Les récifs de la sous-phase 3.3 de Loulle passent latéralement à un sédiment micritique fin, riche en cristaux de dolomie, relativement pauvre en faune. L''interprétation faciologique et l'évolution sédimentaire de la coupe poussent à considérer que, contrairement aux autres phases et sous-phases des constructions de Loulle, la sous-phase 3.3 a été mise en place dans un environnement très calme, de lagon peu profond (Chapitre 5). La taille faible des colonies, la quantité importante de sédiment intra-récifal, la morphologie très plate des phases de croissance (entre biostromale et biohermale) et l'abondance des arrêts de croissance laissent supposer que les récifs ne se trouvaient pas dans des conditions optimales de croissance.

L'observation des encroûtements microbiens montre que deux phases d'encroûtement se succèdent. Au cours de la première, *Lithocodium* et, occasionnellement, *Bacinella* forment des encroûtements millimétriques sur les colonies coralliennes. Au cours de la seconde, ces organismes disparaissent et sont recouvert par des tapis microbiens précipitant principalement de la micrite dense et des *Terebella*. Le développement de *Bacinella* et *Lithocodium* sur les coraux est souvent considéré comme synchrone à la croissance récifale (Dupraz & Strasser, 1999, Olivier et al., 2004). Ces organismes se développent alors sur les parties mortes des colonies. L'encroûtement purement micritique qui les recouvre, ainsi que les serpules associées sont également considérés synchrones au développement récifal (Helm & Schülke, 1998, Dupraz & Strasser, 1999). En revanche, essentiellement composés d'organismes sciaphiles, ils se développent dans les cavités des récifs, qu'ils remplissent progressivement et constituent un second front de croissance, situé au-dessous du niveau du front de croissance corallien (Reitner, 1993, Dupraz & Strasser, 1999). Dans le cas de Loulle, les coraux ne sont pas suffisamment abondants et ne forment pas d'accumulations assez épaisses pour générer des cavités intra-colonies. Il semble donc que les colonnes thrombolitiques se sont développées sur les encroûtements à *Bacinella/Lithocodium* dans un environnement non protégé (i.e., pas dans une cavité intra-récifale), à la suite d'un changement de conditions environnementales important. La croissance des thrombolites sous forme de petites colonnes est parfois considérée comme un indice de fort taux de sédimentation (Schmid, 1996, Dupraz & Strasser, 1999). D'autres auteurs considèrent que ce type de morphologie, érigée vers la source de lumière, est plutôt lié à une mise en place par une association de micro-organismes au moins partiellement phototrophes (Olivier et al., 2004). Dans le premier cas, la mise en place des colonnes thrombolitiques pourrait indiquer une mésotrophisation de l'eau, associée à une augmentation du taux de sédimentation, alors défavorables au développement corallien. Dans le second cas, la mise en place de ces colonnes est probablement toujours liée à une élévation du niveau trophique, défavorable aux coraux et aux organismes de l'association à *Bacinella/Lithocodium*, mais la luminosité reste élevée en raison de la faible profondeur et le taux de sédimentation reste faible.

Energie

D'après le modèle de Riding (2002), une faible énergie du milieu de dépôt induit un fort taux d'accumulation de particules fines et la mise en place préférentielle de biostromes. Concernant la sous-phase 3.3 de l'intervalle récifal de Loulle, dans laquelle la quantité de sédiment inter-colonies est importante, il est possible que le manque d'énergie dans le milieu de dépôt ait effectivement favorisé la mise en place de biostromes.

Luminosité

Dans les conditions de lagon peu profond, la luminosité n'était probablement pas un facteur limitant la croissance récifale. Dupraz & Strasser (1999, 2002) montrent cependant que la turbidité, dans certaines zones de lagon de la plateforme jurassienne à l'Oxfordien moyen, peut être forte. Elle est alors généralement liée à une présence accrue de terrigènes qui induisent également des conditions très mésotrophes. Compte tenu des informations révélées par les microbialites (Cf.

paragraphes conditions trophiques), il est possible que l'eau dans le lagon ait été turbide. Cependant, la diversité générique médiane (14 genres) montre que la turbidité de l'eau n'était sans doute pas très importante et ne constituait pas un facteur de stress aussi important que dans certains environnements de lagon de la plateforme à l'Oxfordien moyen.

Taux de sédimentation / d'accumulation

Les observations concernant la quantité importante de sédiment intra-colonies et la potentielle relation entre la morphologie biostromale, un taux d'accumulation accru et une énergie très faible (Riding, 2002) poussent à considérer que le taux d'accumulation au cours du développement récifal était effectivement relativement important. D'après Dupraz (1999), la tendance des microbialites à former de petites colonnes érigées pourrait être en accord avec un taux d'accumulation de matrice important.

7.3.7. Synthèse sur la distribution des systèmes coralliens à l'échelle de la plateforme

Le long de la rampe Jurassienne, au cours de la zone à Bimammatum (Oxfordien supérieur), tous les environnements de la rampe proximale à médiane voient le développement de constructions récifales à coraux et microbialites. D'après l'étude de celles-ci, il semble que les principaux facteurs de contrôle de la répartition et de la croissance récifale soient l'énergie du milieu et les conditions trophiques, associées à la répartition des terrigènes, préférentiellement en rampe médiane et dans les lagons, sous le contrôle de l'énergie. En rampe médiane, les conditions faiblement mésotrophes restreignent la diversité générique et la taille des constructions. Elles favorisent le développement des microbialites et des microsolénidés, particulièrement bien adaptés à ce type d'environnement. Le niveau trophique n'est cependant pas suffisamment élevé pour générer un véritable effondrement de la diversité spécifique et des genres opportunistes comme *Thamnasteria* sont également capables de se développer en quantité non négligeable. En l'absence de stress provoqué par un manque de lumière, il semble que l'énergie du milieu contrôle la morphologie des constructions. L'énergie très faible de la rampe médiane inférieure pourrait alors expliquer la formation de biostromes. Un niveau d'énergie plus élevé dans les parties supérieures de la rampe médiane serait à l'origine de la formation de petits patchs. Dans les environnements de barres oolithiques, l'énergie contrôle principalement la croissance récifale. Elle mobilise continuellement les substrats, défavorisant l'implantation des récifs et provoquant régulièrement des phases de démantèlement. Elle impacte également le taux de sédimentation en provoquant la divagation des barres oolithiques et des chenaux. Dans ces environnements, *Thamnasteria*, et dans une moindre mesure *Isastrea,* semblent clairement les genres les plus compétitifs. Paradoxalement, les genres branchus (*Dermosmilia*, *Stylosmilia* et *Cladophyllia*), généralement considérés comme fragiles et peu adaptés aux environnements de forte énergie, semblent pouvoir se développer sans trop de difficulté. Ils subissent néanmoins un important démantèlement lors des épisodes de très forte énergie. Leur persistance dans ces milieux pourrait être liée à une bonne faculté à retrouver leur vitalité après un démantèlement, probablement favorisée par un taux de croissance rapide. La mosaïque de lagons développés en arrière des barres oolithiques offre une grande diversité de conditions physico-chimiques. En fonction de celles-ci, la croissance récifale n'est pas contrôlée par les mêmes facteurs. Dans ces zones très proximales, le manque d'accommodation est probablement, de manière indirecte, le facteur le plus important. En effet, le comblement de l'espace disponible signifie inéluctablement l'arrêt de la croissance récifale. Et chaque augmentation de l'accommodation ouvre potentiellement une fenêtre pour le développement récifal. Susceptibles de modifier localement les conditions d'accommodation, l'énergie et le taux de sédimentation peuvent alors influer sur le développement récifal. Les conditions chimiques sont également très importantes dans ces environnements plus ou moins clos. Tant que les propriétés de l'eau restent proches des conditions marines normales, les apports de nutriments jouent un rôle phare dans la composition récifale en influant sur la balance photo-autotrophe/hétérotrophes.

7.4. Développement récifal en fonction des variations du niveau marin

7.4.1. Évolution récifale en fonction des variations du niveau marin à moyenne échelle

La mise en place des corrélations à l'échelle de la plateforme (Chapitre 6) permet de repositionner chaque intervalle récifal étudié par rapport aux autres et de replacer chacun dans un contexte séquentiel particulier. Les corrélations établies sur les *figures 6.2 et 6.4* montrent que tous les intervalles récifaux étudiés ne sont pas synchrones. A moyenne échelle, l'intervalle récifal du Mont Rivel se développe au cours de la partie transgressive d'Ox6' (séquence de moyenne échelle II). L'intervalle corallien qui lui succède se développe autour du maximum d'inondation de la même séquence de moyenne échelle. Les intervalles récifaux de Loulle et du Morillon se développent dans la partie transgressive d'Ox7 (séquence de moyenne échelle III). L'intervalle récifal de Molinges, décrit par Olivier et al. (2011) et inclus dans cette discussion, couvre Ox6' et la partie transgressive d'Ox7. Les constructions de La Châtelaine, ainsi que celles non étudiées de Loulle (juste au-dessus de l'intervalle étudié) et Morillon (juste en-dessous de l'intervalle étudié), sont toutes également inclues dans les intervalles transgressifs et maxima d'inondation d'Ox6' et Ox7.

Généralement, il est considéré que la création d'espace disponible en transgression est favorable à la croissance récifale et favorise l'implantation de nouvelles constructions en libérant de vastes espaces peu profonds (Nose & Leinfelder, 1997, Dupraz, 1999, Leinfelder, 2001, Götz et al., 2005). Les phases de haut niveau et de début de bas niveau marin seraient en revanche moins propices au développement récifal car elles favorisent l'export sédimentaire depuis la rampe interne vers la rampe médiane à externe (Nose & Leinfelder, 1997). Concernant le comportement des terrigènes, il semble que des observations divergentes aient été réalisées en fonction des contextes paléogéographiques. Dans le Bassin lusitanien, Nose & Leinfelder (1997) constatent un plus fort export des terrigènes lors des hauts niveaux et des bas niveaux marins. Ce fort export défavorise la croissance récifale en rampe médiane à externe. D'après Pittet (1996) et Dupraz (1999), le phénomène inverse se produit sur la plateforme jurassienne de l'Oxfordien moyen et les terrigènes semblent plutôt maintenus sur la plateforme lors des bas niveaux, et exportés et distribués en aval lors des transgressions et des hauts niveaux marins.

Les observations réalisées ici à l'Oxfordien terminal montrent que, de manière générale, le développement de récifs sur la rampe oxfordienne du Jura français semble favorisé par les contextes transgressifs à moyenne échelle. En outre, ces observations sont plutôt compatibles avec l'hypothèse d'une accumulation des terrigènes sur la plateforme en bas niveau marin et d'une remobilisation / distribution de ces derniers en transgression, puisque les silicoclastiques sont généralement observés dans les intervalles qui jouxtent les limites de séquence et diminuent progressivement au cours des transgressions. Lors des baisses d'accommodation à moyenne échelle, la progradation des corps sédimentaires sur plusieurs dizaines de kilomètres crée effectivement des conditions de plus forte énergie et de plus fort apport sédimentaire sur les parties les plus distales de la rampe, et des émersions répétées dans les parties les plus proximales. Cependant, l'observation au Mont Rivel de récifs dans les environnements de haute énergie montre que l'énergie n'est pas une contrainte absolue et que certaines associations coralliennes sont tout à fait capables de se développer malgré tout. Il serait donc envisageable d'observer ce type de récifs dans les parties les plus distales de la rampe pendant les phases de diminution de l'accommodation à moyenne échelle (Bertling & Insalaco, 1998). Leur absence dans les coupes observées ne signifie d'ailleurs pas nécessairement que de telles constructions ne se sont pas développées de manière synchrone ailleurs sur la plateforme. Si tel est le cas, elles se positionneraient probablement entre le secteur central et le secteur méridional, c'est-à-dire entre les coupes de Morillon et de Molinges. Par ailleurs, la progradation générale de la plateforme pendant les phases de diminution de l'accommodation à moyenne échelle ne provoque pas la disparition des environnements de lagon. Par conséquent, elle n'empêche pas le développement de constructions à affinité lagonaire. De telles constructions ont

d'ailleurs été mises en évidence sur la plateforme jurassienne dans les dépôts suisses de l'Oxfordien moyen et supérieur (Dupraz, 1999, Hug, 2003). Ces constructions sont néanmoins moins développées que leurs homologues mises en place en transgression à cause du manque de création d'espace.

7.4.2. Évolution récifale en fonction des variations du niveau marin à petite et très petite échelle

À petite échelle, les variations du niveau marin relatif influencent également le développement récifal, mais d'une manière très différente des variations de moyenne échelle. En effet, cette échelle de variation est équivalente à celle du développement des récifs. Les fluctuations environnementales induites à cette échelle influencent donc directement la croissance des récifs et leur évolution. Dans les parties les plus proximales de la plateforme (rampe proximale), la faible accommodation provoque des changements environnementaux très rapides et généralement létaux aux récifs. Il est donc assez rare de pouvoir observer l'évolution d'une construction au cours d'un cycle de petite échelle complet et les données obtenues au cours de cette thèse ne permettent pas d'en discuter. Dans les parties médianes de la rampe en revanche, les fluctuations environnementales liées au niveau marin à petite échelle influent sur la bathymétrie et sur l'influx sédimentaire (type, quantité). Les chutes du niveau marin ne sont en revanche pas suffisantes pour bloquer la croissance récifale et les hausses insuffisantes pour ennoyer les récifs. Ainsi, la croissance récifale est subcontinue dans ces zones et les récifs sont soumis à des conditions environnementales variables qui les forcent à évoluer dans le temps (Dupraz & Strasser, 2002, Götz et al., 2005). C'est le cas des récifs de Loulle et Morillon, dont chacun se développe au cours d'une transgression puis d'une régression de petite échelle.

7.4.2.1. Evolution d'un récif lors du passage d'un environnement de rampe médiane à un environnement de rampe proximale de haute énergie : exemple des bioconstructions du Morillon

L'évolution sédimentaire observée latéralement à l'intervalle récifal étudié au Morillon montre que ce dernier passe progressivement d'un environnement de rampe médiane, positionné sous la limite des vagues de beau temps (base marneuse) à un environnement de haute énergie de rampe proximale, situé dans la limite d'action des vagues de beau temps (sommet bioclastique). Du point de vue de la morphologie récifale, cette modification environnementale semble, dans un premier temps, provoquer une expansion latérale des patches. Dans un second temps, les observations réalisées dans les niveaux supérieurs du l'intervalle montrent que les conditions croissantes d'énergie provoquent le démantèlement des récifs *(Figure 7.9)*.

Cette évolution paléoenvironnementale ne semble pas influer sur la diversité générique qui reste moyenne (13-16 genres) entre la partie inférieure et la partie supérieure de l'intervalle construit. Les proportions relatives de certains genres coralliens, en revanche, semblent évoluer de manière significative. Le genre *Microsolena*, bien adapté à un développement dans des conditions relativement mésotrophes et peu lumineuses (Dupraz & Strasser, 2002, Gill et al., 2004), semble défavorisé lors du changement environnemental. Sa proportion dans l'assemblage corallien passe de 29 % de l'assemblage à seulement 17 %. Les genres branchus *Stylosmilia*, *Pseudocoenia* et *Calamophilliopsis*, déjà peu abondants, disparaissent totalement. C'est aussi le cas de *Cryptocoenia*. Au contraire, les genres *Enallhelia* et *Latoméandra* deviennent plus abondants (+5 % chacun) et *Isastrea* apparaît dans l'assemblage.

Par comparaison, il semble que la composition générique de la partie sommitale des constructions soit intermédiaire entre la composition de la base des constructions, développée dans un environnement calme situé sous la limite d'action des vagues de beau temps, et la composition corallienne des constructions du Mont Rivel, mises en place dans un environnement de forte énergie. Il semble donc que le réarrangement faunique observé au Morillon, lors du passage à un environnement de haute énergie, tende à se rapprocher de la composition corallienne des patchs du Mont Rivel. En effet, la proportion de *Microsolena* (17 %) dans la partie supérieure des constructions du Morillon est intermédiaire entre celle de la base marneuse (29 %) et celle des patchs du Mont Rivel (12 %). Le genre *Isastrea,* très présent au Mont Rivel, entre dans l'assemblage. Les augmentations de l'abondance relative d'*Enallhelia* et *Latoméandra* ne semblent pas en revanche coïncider avec ces observations. Dans la mesure où il s'agit de genres branchus relativement fragiles, il est possible que leur augmentation relative dans la partie sommitale soit liée au fort démantèlement et à une importante dislocation des colonies, multipliant le nombre de fragments.

Le démantèlement des constructions lorsque l'énergie augmente encore montre qu'en dépit de leur adaptation au changement d'hydrodynamisme, celles-ci se trouvent en fin de séquence dans des conditions qui ne sont plus favorables à la croissance récifale (*Figure 7.9*).

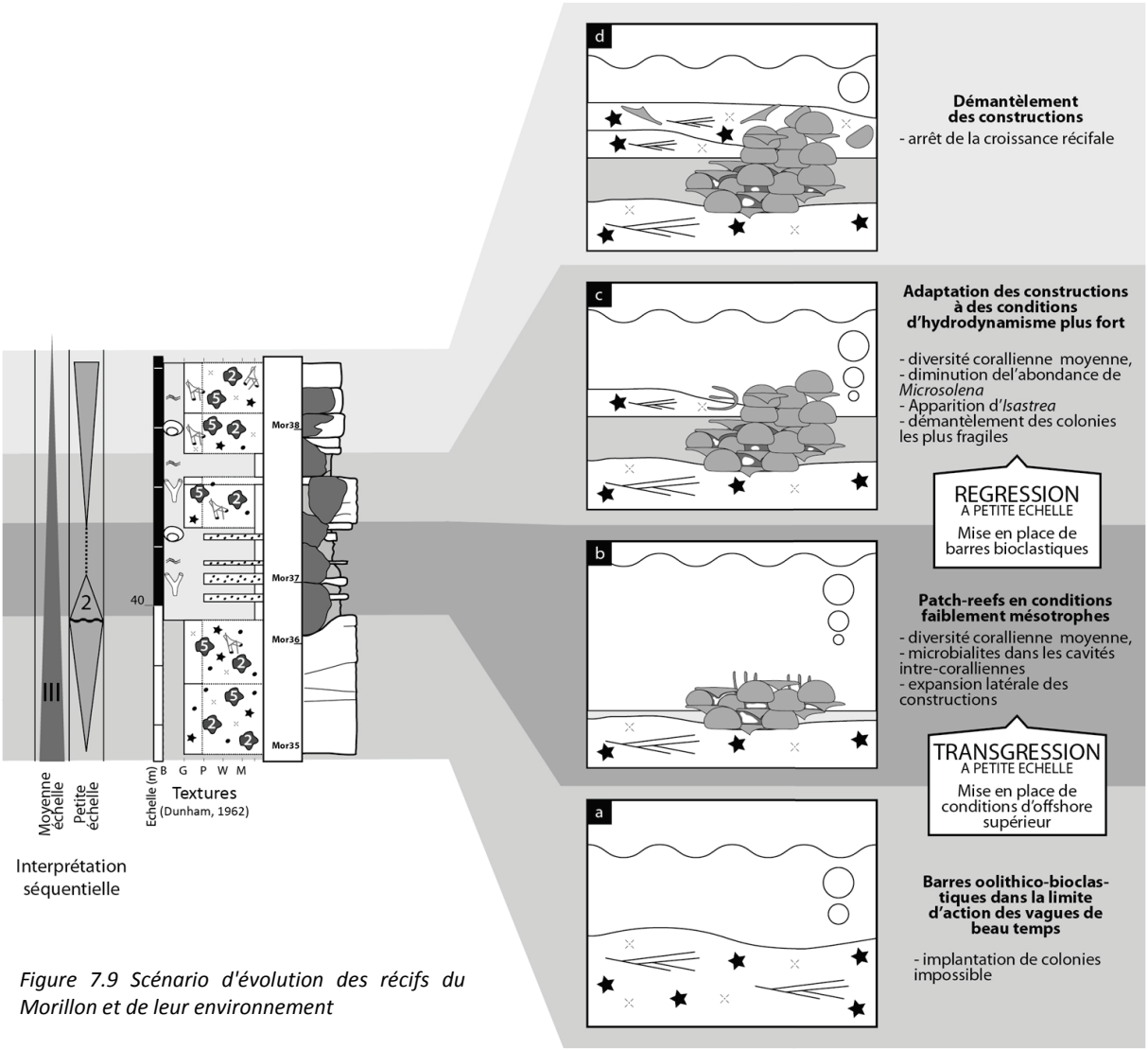


Figure 7.9 Scénario d'évolution des récifs du Morillon et de leur environnement

7.4.2.2. Évolution d'un récif lors du passage d'un environnement d'offshore supérieur à un environnement de lagon : exemple des bioconstructions de Loulle

Après le développement de barres oolithiques riches en crinoïdes, l'installation des récifs de Loulle, latéralement à des faciès de plus en plus boueux et riches en tempestites, montre que ces récifs s'implantent au cours d'une transgression à petite échelle *(Figure 7.10)*. D'après les faciès, la plus grande partie du développement récifal a lieu dans un environnement d'offshore supérieur. La partie terminale en revanche se met en place dans un environnement de lagon, indiquant une régression à petite échelle. La surface de démantèlement au toit des constructions, bien que reprise par une surface de transgression, indique un minimum d'accommodation et marque la limite de séquence à petite échelle. L'intervalle récifal de Loulle évolue donc, comme celui de Morillon, au sein d'une séquence complète de petite échelle.

Latéralement aux récifs, les dépôts forment des alternances marno-calcaires. Chaque alternance peut être considérée comme une séquence de dépôt élémentaire et chaque ensemble de bancs groupés entre deux intervalles marneux décimétriques met également en évidence un cycle de dépôt, interprété comme une séquence de dépôt de très petite échelle. Dans les constructions, chaque banc passe à un incrément de croissance récifale et chaque intervalle marneux est latéralement connecté à un arrêt de croissance. Chaque ensemble de banc correspond à une phase de croissance récifale et les intervalles marneux décimétriques qui séparent les ensembles de bancs coïncident avec des arrêts de croissance majeurs des constructions.

La première séquence de très petite échelle n'est pas connectée latéralement à une phase de croissance récifale. Le sédiment encore packstone, très bioclastique, indique probablement des conditions d'énergie trop forte pour permettre l'implantation de coraux *(Figure 7.10a)*.

La deuxième et la troisième séquence de très petite échelle passent en revanche latéralement à deux phases de croissance récifale, dont la composition et l'évolution sont relativement semblables *(Figure 7.10b-d)*. Chaque première moitié de phase est marquée par une épaisseur croissante des sous-phases et une augmentation de l'extension latérale des constructions, montrant des conditions de plus en plus favorables à la croissance récifale *(Figure 7.10b)*. Latéralement aux récifs, une stratocroissance est observée, les tempestites deviennent moins abondantes et leur granulométrie diminue. Cette tendance indique un éloignement progressif à la source des tempestites et donc une position de plus en plus distale qui montre que la séquence de dépôt est induite par une évolution du niveau marin relatif et, qu'en l'occurrence, la partie inférieure traduit une transgression. Chaque hémi-phase de croissance supérieure est en revanche marquée par une diminution de l'épaisseur des sous-phases et une réduction de l'extension latérale des constructions qui semblent alors se trouver dans des conditions de croissance de plus en plus défavorables *(Figure 7.10c)*. La taille des bancs latéraux diminue et la quantité de silicoclastiques augmente. Bien qu'une réapparition des tempestites bioclastiques ne soit pas observée, cette tendance est interprétée comme la tendance régressive de très petite échelle. Le passage d'une séquence de dépôt à la suivante est marqué par la mise en place d'un intervalle marneux épais qui indique que les périodes de bas niveau marin et de faible création d'accommodation sur la plateforme coïncident avec des apports silicoclastiques accrus (Pittet, 1996). Les maxima d'abondance des apports correspondent à des arrêts de croissance majeurs dans les récifs *(Figure 7.10d)*. En l'absence d'indices d'émersion, et dans la mesure où l'augmentation des terrigènes coïncide avec une réduction de la masse récifale à chaque phase de croissance, il semble que ces apports silicoclastiques soient responsables des épisodes de mort récifale. Au sein de chacune des phases de croissance, les sous-phases de croissance ne montrent pas d'évolution importante de la composition récifale. Bien que chaque sous-phase soit reliée à la mise en place d'une alternance calcaire-marne et donc probablement à un changement des conditions environnementales à très haute fréquence, il semble que, ni à échelle élémentaire, ni à très petite échelle, les variations environnementales ne provoquent une évolution de la composition récifale. La croissance a donc lieu dans des conditions sensiblement similaires. En revanche, dans la mesure où tout dépôt de marnes,

même mince, correspond à un arrêt de la croissance récifale, il semble que, lorsque les variations environnementales induisent des décharges de silicoclastiques à chaque séquence de dépôt, le changement environnemental induise directement un arrêt momentané de la croissance récifale.

La dernière phase de croissance est tout à fait particulière. En effet, contrairement aux deux autres, la base de celle-ci n'est pas marquée par une diminution très importante et rapide des silicoclastiques mais semble beaucoup plus progressive et s'étale sur l'intégralité du premier banc. Dans ce banc, les colonies coralliennes (sous phase 3.1) semblent avoir du mal à s'implanter et à former des constructions. L'assemblage est peu diversifié et les microbialites sont très peu développées. Par comparaison avec le modèle d'Insalaco et al. (1997), ces caractéristiques sont similaires à celles des récifs de type 6, mis en place sous d'importants apports de silicoclastiques. Il semble alors que la dernière phase de transgression de très petite échelle soit moins brutale que les précédentes et ne provoque pas un arrêt brutal des apports terrigènes. Ceux-ci s'accumulent donc pendant la croissance récifale et l'inhibent.

La sous-phase 3.2 est marquée par une diminution des apports silicoclastiques qui semble favoriser la mise en place de patchs. Ces constructions ont une composition assez proche de celles mises en place dans les phases de croissance P1 et P2. Néanmoins, *Stylina* est particulièrement abondant. Ceci est probablement lié à une quantité de silicoclastiques moindre et à des conditions plus oligotrophes, également attestées par la présence de *Bacinella* et *Lithocodium* dans les encroûtements (Dupraz & Strasser, 2002). Compte tenu de la quantité de coraux, la seconde phase d'encroûtements, exclusivement composée d'organismes « sciaphiles » (*Tubiphytes,* serpules), a probablement été mise en place dans les petites cavités disponibles entre les colonies, au cours de la croissance récifale (Helm & Schülke, 1998, Dupraz & Strasser, 2002, Olivier et al., 2004).

Dans la sous-phase 3.3, l'environnement de dépôt change brutalement à la faveur de la combinaison entre régressions de petite échelle et de très petite échelle. Les constructions se trouvent alors dans un environnement de lagon peu profond *(Figure 7.10e-g)*. Dans cet environnement, l'énergie faible et le manque d'accommodation favorisent probablement la mise en place de niveaux biostromaux, dans lesquels les coraux jonchent le fond du lagon (Riding, 2002, Reolid et al., 2009). Ce changement environnemental ne modifie pas la diversité corallienne. En revanche, il provoque un effondrement de la quantité relative de *Thamnasteria* et une augmentation significative de *Latiastrea*.

Comme dans le reste de l'intervalle récifal, chaque incrément de croissance récifale passe latéralement à un banc calcaire. L'observation des carottages montre que chaque nouvel incrément de croissance est mis en place sur le précédent par l'intermédiaire d'une surface durcie, latéralement connectée à un mince intervalle marneux, dans lequel la quantité de quartz est faible. Ainsi, il semble, à l'image des phases précédentes, que les arrivées ponctuelles de terrigènes dans le système marquent des interruptions de la croissance récifale. En revanche si, à l'instar des parties supérieures des phases de croissances P1 et P2, chaque nouvel incrément de croissance est marqué par une réduction de l'extension latérale des constructions, il semble que la quantité de silicoclastiques n'augmente pas progressivement dans les bancs latéraux. Dans ce cas précis, l'apport croissant de terrigènes pendant la croissance récifale en fin de séquence de très petite échelle ne semble donc pas responsable de l'étrécissement latéral progressif des zones construites. En revanche, l'observation de la séquence récifale dans les carottes montre que, dans chaque banc, les coraux s'installent dans un premier temps et sont encroûtés par les organismes de l'association à *Bacinella-Lithocodium* (Leinfelder et al., 1993) *(Figure 7.10e)*. Dans un second temps seulement, se forment de petites colonnes de micrite dense sur tous les substrats potentiellement disponibles *(Figure 7.10b)*. En l'absence de constructions bien développées et de manque de lumière, le développement de ces colonnes n'a pas pu s'opérer dans des cavités intra-récifales et leur développement postérieur à celui de l'association à *Bacinella-Lithocodium* indique nécessairement que le développement des colonnes s'est produit sous des conditions trophiques néfastes aux organismes de cette association. Dans un lagon très peu profond, chaque remise en eau peut correspondre à une ouverture du système et une

augmentation de l'accommodation. Dans ces conditions, les coraux peuvent s'implanter dès que l'accommodation est suffisante et que les conditions deviennent strictement marines *(Figure 7.10e)*. En revanche, chaque fermeture, même partielle du lagon, provoque des modifications de la chimie de l'eau susceptibles d'être létales aux constructions. À Loulle, l'installation des microbialites en colonnes semble effectivement indiquer une modification de la chimie de l'eau et probablement une fermeture du lagon dans lequel se développaient les coraux *(Figure 7.10f)*. La couleur très foncée de ces microbialites est potentiellement liée à une préservation de la matière organique dans les biofilms, qui nécessite des conditions environnementales réductrices (Dupraz & Strasser, 1999). Ici, un environnement de lagon devenant de plus en plus restreint aurait pu favoriser la mise en place de telles conditions. La fermeture progressive du lagon aboutit à des apports silicoclastiques faibles mais, surtout, à un ralentissement de la sédimentation et probablement de la production carbonatée, qui permet la mise en place d'une surface durcie sur laquelle s'implantent les organismes benthiques à l'incrément suivant *(Figure 7.10g)*.

Dans ce contexte de régression à petite et très petite échelle, chaque nouvelle réouverture du système était probablement plus courte que la précédente et offrait aux coraux une fenêtre de colonisation de plus en plus étroite. Ne pouvant recoloniser l'intégralité des zones construites lors de la phase de colonisation précédente, l'extension verticale des zones construites n'est jamais importante et leur extension latérale diminue progressivement.

7.4.2.3. Synthèse

En fonction de leur position, les récifs de rampe médiane ne subissent pas tous les mêmes changements environnementaux lors des baisses du niveau marin à petite échelle. Les plus distaux (Morillon) subissent la progradation des corps oolithico-bioclastiques de haute énergie qui jalonnent la bordure de la rampe interne. Les communautés coralliennes se modifient alors et perdent progressivement les genres particulièrement bien adaptés aux environnements de rampe médiane, au profit de genres plus ubiquistes. Les environnements plus proximaux (Loulle) passent brutalement de la rampe médiane aux lagons de rampe interne. Dans ce cas il semble que le changement brutal d'environnement de dépôt ne permette pas véritablement aux constructions de s'adapter, comme c'est le cas des constructions du Morillon, mais que le développement récifal se poursuive simplement parce que des conditions favorables à la croissance corallienne sont mises en place à la suite du changement environnemental. Il en résulte un changement important de la morphologie, de l'assemblage et du type d'encroûtements.

Ainsi, dans les deux cas, les communautés récifale subissent des modifications importantes, mais le développement récifal se poursuit. Cependant, tel que l'ont observé les auteurs à moyenne échelle, il semble que les diminutions du niveau marin à petite échelle soient nettement moins favorables au développement récifal que les phases d'augmentation de l'accommodation (augmentation de l'énergie dans certaines zones, conditions semi-restreintes dans d'autres, diminution de l'espace disponible). À très haute fréquence, les variations du niveau marin influencent elles-aussi la croissance récifale. Cette influence est particulièrement bien visible à Loulle. Ces variations à très haute fréquence en rampe médiane jouent sur la mise en place des incréments de croissance et les arrêts de croissance récifale en influant sur le taux de silicoclastiques apportés dans le système. En lagon, elles favorisent ou inhibent la croissance corallienne en faisant varier les conditions physico-chimiques de la masse d'eau.

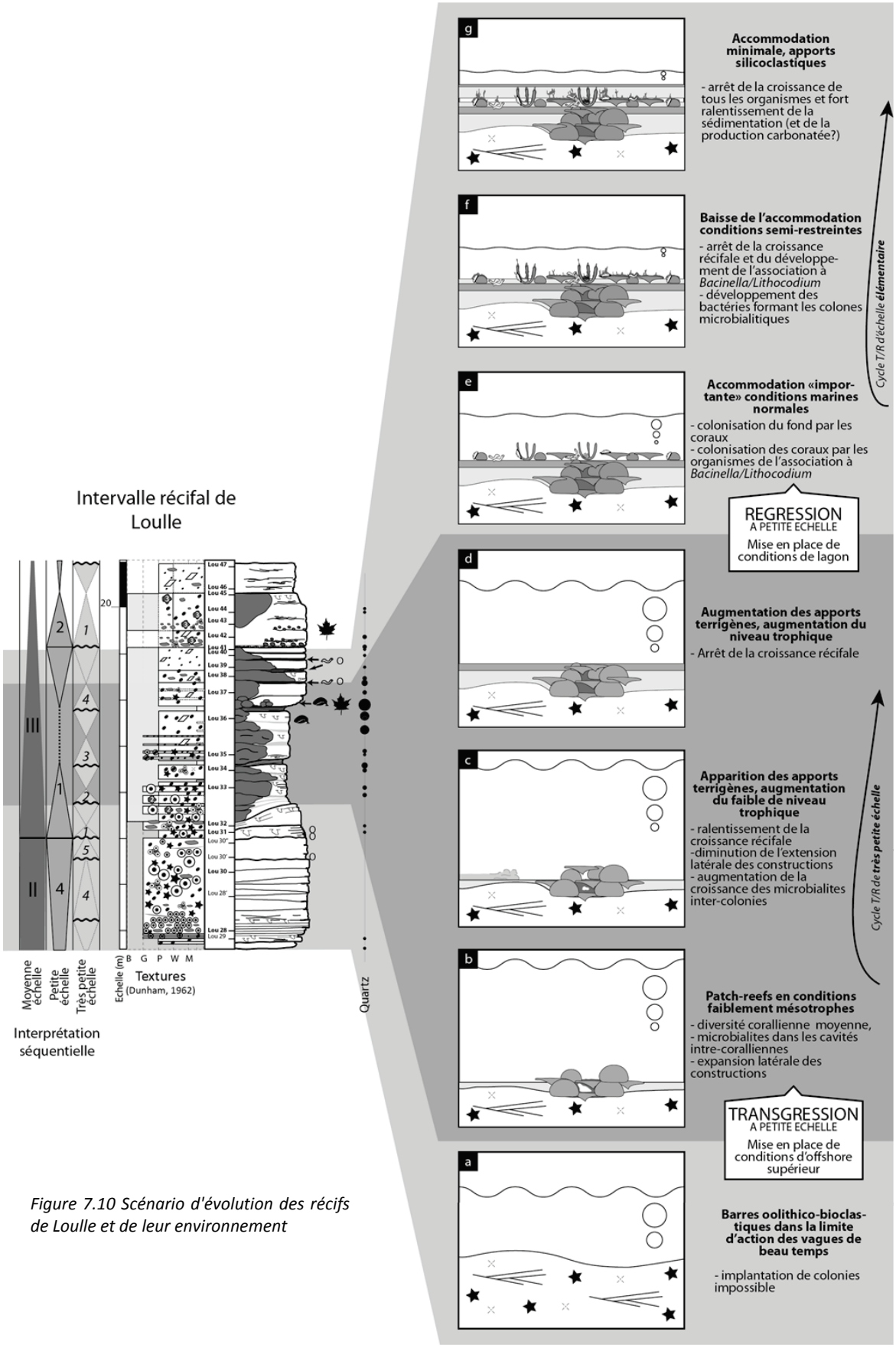
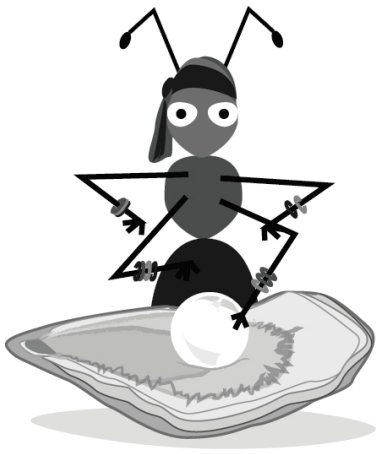


Figure 7.10 Scénario d'évolution des récifs de Loulle et de leur environnement

8. **Isotopes stables et paléotempératures**



8.1. Introduction

L'analyse des faciès, des séquences de dépôt et les interprétations paléoenvironnementales qui en découlent permettent de déduire la plupart des facteurs de contrôle de la dynamique sédimentaire, parmi lesquels l'hydrodynamisme, la bathymétrie, le type de producteurs carbonatés, les apports de sédiments allochtones et leur source, ou encore les variations du niveau marin relatif. La combinaison des facteurs précités permet de manière indirecte d'obtenir des indices sur les variations climatiques ou les variations trophiques qui accompagnent les variations de dynamique sédimentaire. Néanmoins, ces indices ne permettent pas de quantifier les variations observées. La chimie des isotopes stables est un bon moyen de pallier à ce problème et d'obtenir des résultats chiffrés qui précisent les observations sédimentologiques.

Dans la gamme des températures des eaux de surface terrestres, il existe une relation linéaire entre le $\delta^{18}O$ d'un carbonate (organique ou inorganique) et la température de l'eau dans laquelle il a été formé (Epstein et al., 1953, Craig, 1965, Tarutani et al., 1969, Anderson & Arthur, 1983). La composition en $\delta^{13}C$ d'un carbonate organique peut être influencée par divers processus liés au métabolisme de l'animal. Il semble néanmoins que le signal isotopique dominant enregistré par les mollusques marins reflète principalement la composition isotopique en carbone inorganique de l'eau de mer (McConnaughey et al., 1997, McConnaughey & Gillikin, 2008) ; elle-même influencée par le cycle du carbone, la productivité primaire *in situ* ou encore le taux d'enfouissement de la matière organique (Kroopnick et al., 1977, Berger & Vincent, 1986, Berner & Lasaga, 1989, Bartolini et al., 2003). L'analyse des $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des carbonates marins d'une série sédimentaire permet donc de quantifier les variations de paléotempérature et de composition en carbone inorganique de la masse d'eau marine au cours du temps. De telles analyses ne peuvent pas cependant être réalisées sur n'importe quel type de carbonate. En effet, les valeurs obtenues ne sont utiles dans la caractérisation des conditions physico-chimiques de la masse d'eau qu'à condition, 1) que les carbonates analysés n'aient pas subi de modification chimique au cours de la diagénèse, 2) que les rapports isotopiques mesurés traduisent ceux de l'eau dans laquelle a été formé le carbonate, c'est-à-dire que celui-ci ait été précipité à l'équilibre avec l'eau de mer, 3) que l'eau de mer n'ai pas subi une évaporation trop intense et n'ait pas été polluée par des apports d'eaux météoriques, les deux phénomènes lui conférant une signature isotopique complètement différente de la normale (Surge et al., 2001).

La plupart des bivalves fabriquent leur test à l'équilibre avec l'eau de mer (Mook & Vogel, 1968, Lécuyer et al., 2004, Steuber et al., 2005). C'est pourquoi les tests de bivalves sont fréquemment utilisés pour les reconstructions (paléo)environnementales et climatiques (Hong et al., 1995, Andrus & Crowe, 2000, Surge et al., 2003, Lécuyer et al., 2004, Wierzbowski & Joachimski, 2007, Brigaud et al., 2008, Lefort, 2011). Les *Ostréidés* sont les plus utilisés car ils sont très fréquents et leurs modalités de croissance sont bien connues. Certains *Pinnidés* (*Trichites*) ont également été utilisés à plusieurs reprises pour caractériser les paléotempératures d'environnements de plateforme du Jurassique où ils sont particulièrement abondants (Brigaud et al., 2008, Lefort, 2011). Dans ces environnements, les *Pinnas* sont également très fréquents. Leurs tests n'ont à ce jour jamais été utilisés pour des analyses de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$. Cependant, leurs coquilles sont construites sur un modèle très proche de celui des *Trichites* (Marin & Luquet, 2005) et aucune contre-indication particulière à leur utilisation pour des analyses géochimiques de ce type n'a été formulée jusqu'à présent.

Les études de Brigaud et al. (2008) et Lefort (2011) présentent les résultats d'analyses isotopiques de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ réalisées sur des bivalves du Jurassique supérieur de l'Est du bassin de Paris et, en particulier, issus de la coupe de Gudmont-Villiers, avec laquelle une proposition de corrélation bio-lithostratigraphique et séquentielle avec les séries du Jura septentrional a été développée dans le chapitre 6.

Dans ce chapitre, les résultats d'analyses isotopiques réalisées sur deux séries d'échantillons d'*Ostréidés* et de *Pinnidés*, issues respectivement des coupes de l'Oxfordien-Kimméridgien du Jura

central et d'affleurements contemporains de Normandie, seront exposés. Au Jurassique supérieur, le Jura était situé le long de la marge nord-téthysienne et la Normandie le long de la marge méridionale du Bassin de la Manche. Les deux zones, séparées par le bassin de Paris, n'appartenaient pas aux mêmes provinces biogéographiques et étaient sous l'influence de masses d'eau différentes (Cf. Cadre paléogéographique). Riche en ammonites de la province subboréale, la coupe de Normandie est particulièrement bien calée biostratigraphiquement sur l'échelle subboréale (Guyader, 1968, Samson et al., 1996, Samson, 2001). Proche du Dorset, cette coupe a, en outre, été corrélée avec précision aux coupes types du Kimméridgien (Gallois, 2005a, Gallois, 2005b). La réalisation d'analyses isotopiques dans le Jura et en Normandie présente donc de multiples avantages. Dans un premier temps, ces analyses renforcent le set de données déjà acquises en France par Brigaud et al. (2008) et Lefort (2011). Dans un second temps, elles permettent des comparaisons entre les tendances observées dans les différentes séries, et l'identification éventuelle de variations communes. Grâce à la série normande, ces variations sont biostratigraphiquement bien contraintes sur l'échelle subboréale et calées sur les coupes stratotypiques. Elles pourraient refléter des variations climatiques et des variations dans le cycle du carbone à l'échelle de plusieurs bassins, potentiellement enregistrées dans toute l'Europe occidentale. La caractérisation de ces variations pourrait fournir un outil ou des arguments de corrélation supplémentaires, entre les coupes subboréales et téthysiennes, qui faciliteraient par exemple le positionnement de la limite Oxfordien-Kimméridgien stratotypique dans les coupes de la Téthys occidentale. De tels arguments faciliteraient également les corrélations dans les environnements où les fossiles stratigraphiques font défaut.

8.2. Méthode et limites

Les séries d'échantillons analysées dans ce chapitre ont été extraites de 28 bancs dans le Jura et de 19 bancs en Normandie. L'analyse faciologique et paléoenvironnementale de ces bancs indique principalement un dépôt à faible profondeur (< 50 m), dans des conditions de salinité marine normale. Les rares bancs faisant exception présentent des faciès de lagon semi-restreint à faune peu diversifiée. Ils ont été scrupuleusement repérés. L'effet de la diagénèse sur les échantillons a été contrôlé par cathodoluminescence.

8.2.1. Échantillonnage et préparation des coquilles

8.2.1.1. Échantillonnage sur le terrain

Dans le Jura comme en Normandie, les coquilles utilisées pour la réalisation des analyses isotopiques ont été prélevées au sein des bancs, manuellement et individuellement, de manière à assurer le contrôle de la position stratigraphique de chaque spécimen. Dans la mesure du possible, tous les bancs riches en coquilles ont été échantillonnés et trois coquilles au minimum ont été prélevées dans chaque banc. Seuls des tests d'Ostréidés (*Ostrea sp.*, *Lisostrea delta*, *Nanogyra praevirgula* et *Nanogyra nana*) et de Pinnidés (*Trichites* sp. et *Pinna* sp.) ont été prélevés. Les coquilles prélevées sont généralement des valves isolées.

8.2.1.2. Préparation des échantillons

Qu'elles proviennent du Jura ou de Normandie, les coquilles contenues dans des marnes ont été soigneusement nettoyées à l'eau claire et plongées dans un bain à ultrasons pendant environ 5 minutes. Elles ont ensuite été séchées à température ambiante et inclues dans une résine époxyde transparente (AY103, ESCIL) coulée à froid, avant d'être sciées longitudinalement (dans la mesure du possible). Les coquilles contenues dans des calcaires, mais manifestement trop fragiles pour supporter l'opération de sciage, ont été soumises au même protocole. Les coquilles contenues dans du sédiment induré ont simplement été nettoyées et sciées en deux. Les blocs contenant chaque hémi-valve ont été réduits à la taille d'un sucre pour lame mince. Ainsi, 127 et 137 valves, provenant respectivement du Jura et de Normandie, ont été sectionnées (*Tableau 8.1* et *Tableau 8.2*).

Un premier tri a alors été effectué par évaluation visuelle de la qualité de préservation des sections obtenues. Seules les valves, dont les deux sections ne présentaient pas ou peu de zones recristallisées visibles à l'œil nu et qui étaient d'une taille suffisante pour supporter l'échantillonnage pour l'analyse isotopique, ont été retenues. A titre de comparaison, un seul spécimen objectivement altéré de chaque genre – i.e., fortement recristallisé – a été retenu pour chacune des séries. Chaque moitié de valve sélectionnée a ensuite été polie à l'aide de papier de verre à grain très fin (grain 1000) et plongée 5 minutes dans une cuve à ultra-sons dans le but d'éliminer tout résidu de polissage. Les sections polies ont ensuite été scannées avec une résolution de 1200 ppi. Une moitié de chaque valve a été réservée pour une éventuelle utilisation ultérieure.

8.2.2. Contrôle de la diagénèse par cathodoluminescence (CL)

8.2.2.1. Principe

La cathodoluminescence (CL) est l'émission de photons dans le spectre du visible par certains ions d'un réseau cristallin soumis à un bombardement cathodique. Les ions métalliques dont la couche 3d n'est pas remplie (Fe^{3+} et Mn^{2+}) sont particulièrement réactifs à ce type d'excitation.

	Ostréidés	*Pinnidés*		
	Tous genres confondus	**Trichites sp.**	**Pinna sp.**	**Total**
Nombre de spécimens récoltés	88	31	8	127
Nombre de spécimens jugés inexploitables macroscopiquement	20	0	1	21
Nombre de spécimens observés en cathodoluminescence (CL)	68	31	7	106
Nombre de spécimens jugés exploitables après observation en CL et analysés en spectrométrie	49	26	0	75
% d'échantillon non diagénétisés (relativement au nombre de spécimens observés en CL)	72,1	83,9	0	77,96
Nombre de spécimens à valeurs géochimiques incohérentes	0	6	0	6

Tableau 8.1 Récapitulatif du suivi des échantillons du Jura jusqu'à l'analyse isotopique

	Ostrea sp.	**Pinna sp.**	**Total**
Nombre de spécimens récoltés	136	1	137
Nombre de spécimens jugés inexploitables macroscopiquement	87	0	87
Nombre de spécimens observés en cathodoluminescence (CL)	49	1	50
Nombre de spécimens jugés exploitables après observation en CL et analysés en spectrométrie	47	1	48
% d'échantillon non diagénétisés (relativement au nombre de spécimens observés en CL)	95,9	100,0	

Tableau 8.2 Récapitulatif du suivi des échantillons de Normandie jusqu'à l'analyse isotopique

Dans la calcite biogénique, le Mn^{2+} est naturellement présent en faible quantité et émet une lumière orange (Barbin, 2000). L'intensité de la lumière émise est proportionnelle à la concentration en Mn^{2+} tant que celle-ci ne dépasse pas 400 ppm (El Ali et al., 1993). Dans les coquilles des mollusques marins non diagénétisés, la concentration en manganèse est en moyenne inférieure à 50 ppm (Milliman, 1974, Morrison & Brand, 1986, Brand & Morrison, 1987). Elle varie dans les coquilles en fonction de la quantité de Mn^{2+} disponible dans le milieu de vie et de la vitesse de croissance de l'animal (Barbin, 2000, Barbin et al., 2008). Elle ne dépasse généralement pas 100 ppm. A ces concentrations, les coquilles de bivalves non diagénétisées présentent une luminescence très faible sous excitation cathodique. Seules certaines zones, mises en place pendant une période d'augmentation de la concentration de manganèse dans le milieu de vie ou pendant un ralentissement de la vitesse de croissance de l'animal, présentent une luminescence plus vive, mettant en évidence des stries et incréments de croissance (Barbin, 2000, Barbin et al., 2008).

Au cours de la diagénèse, les coquilles carbonatées subissent parfois des modifications chimiques et des recristallisations sous l'effet de la pression, de la température et de la circulation de fluides diagénétiques. Dans un contexte de diagénèse "classique" par enfouissement et circulation de fluides diagénétiques, une diminution du contenu en strontium et une augmentation du contenu en manganèse ont été mises en évidence dans les carbonates biogéniques (Brand, 1989, Barbin, 2000). Ainsi, les coquilles ou portions de coquille diagénétisées ont une concentration en manganèse anormalement élevée qui leur confère une vive luminescence orange en CL. Il est donc considéré que les portions de coquilles anormalement luminescentes en CL (stries de croissance mises à part) ont subi des modifications chimiques sous l'impact de la diagénèse et sont inutilisables pour des analyses géochimiques visant à décrire les conditions initiales de formation de la calcite.

8.2.2.2. Matériel

Ainsi, 117 hémi-valves d'*Ostréidés* (*Ostrea* sp. *Nanogyra praevirgula*, *Nanogyra nana* et *Lisostrea delta*), 31 hémi-valves de *Trichites* et 8 de *Pinna* ont été observées sous un dispositif à cathode froide monté sur un microscope de pétrographie (Olympus BX-50), au laboratoire GEGENA² de l'Université de Reims. Ce dispositif présente l'avantage d'être équipé d'une chambre à vide suffisamment grande et adaptable pour accueillir des échantillons en volume, de la taille d'un sucre pour lame mince. En outre, il est également équipé d'une caméra QImaging (Qicam Fast 1394) qui a permis la réalisation de nombreux clichés (Planche 30).

Sous CL, coquilles et sédiment sont facilement distinguables par leur texture et leur composition. Le sédiment est toujours très luminescent (Planche 30). Les coquilles présentent des intensités de luminescence très variables, liées à plusieurs types de détériorations. Parmi ces types, les bioperforations, réalisées par des éponges, des bivalves et des organismes microscopiques d'origine inconnue, forment des cavités remplies de sédiment (Planche 30). Lorsqu'elles sont grosses et peu nombreuses, les perforations sont bien visibles macroscopiquement et peuvent aisément être évitées lors de l'échantillonnage. Les plus petites (micro-perforations) sont difficilement repérables macroscopiquement. Souvent limitées à la périphérie de la section, elles rendent fréquemment cette zone impropre à l'échantillonnage (Planche 30). La diagénèse tardive donne lieu à une recristallisation partielle ou totale des coquilles. Les zones recristallisées sont généralement visibles macroscopiquement, mais l'identification de la limite entre portion de coquille recristallisée et portion « saine » impose l'utilisation de la CL. De manière plus subtile, il arrive que certaines stries de croissance soient luminescentes sans qu'aucune recristallisation ne soit évidente (Planche 30). La luminescence de ces stries indique qu'elles présentent une concentration en manganèse élevée. Pour autant, il est possible que la composition isotopique du carbonate ne soit pas altérée (Cf. paragraphe précédent). Néanmoins, l'existence dans l'échantillonnage de coquilles dans lesquelles des stries ou incréments de croissance sont entièrement luminescents et recristallisés oblige à la plus grande prudence (Planche 30). C'est pourquoi, par mesure de précaution, les portions de coquille contenant des stries de croissance fortement luminescentes ont été évitées lors de l'échantillonnage, même en l'absence de recristallisations flagrantes. Ponctuellement, des microfractures remplies de

sédiment ou de cristaux de calcite très luminescents ont également été identifiées (Planche 30). Quelle que soit leur nature, les zones luminescentes ont été repérées précisément sur les scans haute-résolution de chaque hémi-valve lors de l'observation en CL. Les zones non-luminescentes ont également été positionnées sur les scans et considérées comme fiables et exploitables pour les analyses isotopiques. Cent-vingt-cinq hémi-valves ont ainsi été totalement ou partiellement considérées comme assez bien préservées et peu perforées pour être utilisables en géochimie (*Tableau 8.1 et Tableau 8.2*). Ceci correspond à plus de 75% des spécimens d'*Ostréidés* observés en CL, et plus de 80% des *Trichites*. On notera néanmoins qu'une grande prudence doit être observée concernant certaines coquilles de *Trichites* qui présentent des incréments de croissance très faiblement luminescents (Planche 30). De telles coquilles, initialement conservées pour les analyses isotopiques, présentent des valeurs de $\delta^{18}O$ anormalement basses et sont probablement faiblement diagénétisées en dépit de leur faible luminescence générale (Cf. paragraphes suivants). Le spécimen de *Pinna* récolté en Normandie ne semble pas avoir été affecté par la diagénèse. En revanche, tous les spécimens du Jura se sont révélés recristallisés, y compris des spécimens compris dans des bancs où *Ostréidés* et *Trichites* sont sains. Il semble donc que le genre *Pinna* soit plus facilement affecté par la diagénèse que les autres genres considérés et se prête mal à des analyses géochimiques visant à reconstituer les conditions de vie des spécimens.

8.2.2.3. Limites

La cathodoluminescence n'est pas une méthode qui permet d'écarter tout risque de diagénèse car la présence de certains éléments (comme le fer en grande concentration) est susceptible d'annihiler la luminescence du manganèse. Bien qu'il existe d'autres moyens de contrôle de la diagénèse, comme le dosage du strontium dans les coquilles ou l'analyse SEM, la cathodoluminescence est la seule méthode à la fois simple, peu coûteuse et non destructive. C'est pourquoi elle est utilisée dans de nombreuses études. Dans la mesure où les spécimens analysés sont assez nombreux et souvent de très petite taille (*Nanogyra*), la cathodoluminescence a été choisie ici comme moyen de contrôle de la diagénèse.

8.2.3. Analyses isotopiques

8.2.3.1. Réalisation des poudres

Les zones non luminescentes ont été échantillonnées précautionneusement sous loupe binoculaire à l'aide d'une perceuse (Dremel) équipée d'une mèche fine (diamètre inférieur à 1mm), ou par grattage à l'aide d'une aiguille pour les zones les plus délicates. Sous la loupe binoculaire, les parties chimiquement altérées repérées par cathodoluminescence présentent généralement une couleur claire, une texture/fabrique mal définie (recristallisations), ou des stries de croissance particulièrement visibles et de couleur claire. Les parties saines sont en revanche typiquement de couleur sombre (gris bleuté pour les *Ostréidés* et brun pour les *Trichites*) et les stries de croissance sont peu visibles macroscopiquement. Elles demeurent cependant identifiables. Plusieurs exceptions à cette règle ont néanmoins été observées (certains *Ostréidés* du Jura, de couleur claire macroscopiquement, se sont révélés validés par CL). Ces exceptions justifient pleinement l'utilisation de la cathodoluminescence. Toutes les zones non luminescentes ont été échantillonnées de manière à homogénéiser et moyenner au maximum le signal géochimique de chaque spécimen. Six-cent microgrammes de poudre de carbonate sont nécessaires pour réaliser les analyses spectrométriques (avec duplicata) pour chaque échantillon. Pour certains spécimens très petits, la quantité de poudre récoltée sur une seule hémi-valve n'était pas suffisante. Les hémi-valves jumelles, mises de côté dans un premier temps, ont alors dû être utilisées également. Sur ces hémi-valves, l'échantillonnage de poudre a été réalisé en fonction des photos réalisées en CL sur l'hémi-valve jumelle et en prenant en compte les remarques « macroscopiques » précitées. En cas de doute, le principe de précaution le plus strict a été observé et aucune poudre n'a été prélevée. En dépit de l'utilisation de la seconde hémi-valve, quelques échantillons (quelques *Nanogyra nana*) n'ont néanmoins pas permis de

récolter plus de 200 µg de poudre. Les analyses isotopiques ont alors été effectuées avec une quantité de poudre réduite à une centaine de microgrammes au minimum.

8.2.3.2. Analyses isotopiques

Pour les deux séries d'analyses (Jura et Normandie), le spectromètre de masse GV Isoprime® du laboratoire LGLTPE de l'Université de Lyon 1 a été utilisé en mode « Dual Inlet » et couplé à un passeur automatique « MultiPerp ». Pour chaque échantillon (sauf exceptions citées dans le paragraphe précédent), une quantité d'environ 300 µg de poudre de carbonate de calcium a réagi pendant 20 minutes avec de l'acide phosphorique anhydre sursaturé à une température de 90°C. Les compositions isotopiques en oxygène et en carbone ont été mesurées relativement à un standard interne (Carrara Marble), utilisé en routine au laboratoire LGLTPE de Lyon et dont la composition relativement au standard international VPDB est connue. Les valeurs ainsi mesurées sont exprimées selon la notation delta en ‰ (VPDB). Toutes les mesures pour les échantillons de Normandie ont été dupliquées et ajustées à la référence internationale NIST NBS19. Compte tenu de la bonne reproductibilité des analyses, il a été considéré qu'il n'était pas nécessaire de dupliquer toutes les analyses des échantillons du Jura. Des duplicatas ont été effectués seulement ponctuellement et montrent également une très bonne reproductibilité. L'erreur standard est de ±0.1 ‰ pour les valeurs de $\delta^{18}O$ et de ±0.05 ‰ pour les valeurs de $\delta^{13}C$.

8.2.4. Paléotempératures

La plupart des bivalves marins précipitent le carbonate de calcium de leur coquille, à l'équilibre avec l'oxygène et le carbone de l'eau de mer ambiante. (Mook & Vogel, 1968, Lécuyer et al., 2004). De nombreuses études expérimentales ont démontré que la température de précipitation du carbonate est inversement proportionnelle à son $\delta^{18}O$. En fonction des auteurs et des études réalisées, plusieurs équations, aux propriétés voisines, ont été déterminées (Epstein et al., 1953, Craig, 1965, Anderson & Arthur, 1983).

$$T_{(°C)} = 16.5 - 4.3\,(\delta^{18}O_{V\text{-}PDB} - \delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}) + 0.13(\delta^{18}O_{V\text{-}PDB} - \delta^{18}O_{V\text{-}SMOW})^2 \quad \text{Epstein et al. (1953)}$$

$$T_{(°C)} = 16.9 - 4.2\,(\delta^{18}O_{V\text{-}PDB} - \delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}) + 0.13(\delta^{18}O_{V\text{-}PDB} - \delta^{18}O_{V\text{-}SMOW})^2 \quad \text{Craig (1965)}$$

$$T_{(°C)} = 16 - 4.14\,(\delta^{18}O_{V\text{-}PDB} - \delta^{18}O_{V\text{-}SMOW}) + 0.13(\delta^{18}O_{V\text{-}PDB} - \delta^{18}O_{V\text{-}SMOW})^2 \quad \text{Anderson \& Arthur (1983)}$$

$\delta^{18}O_{PDB}$ est le $\delta^{18}O$ mesuré pour un échantillon de calcite biogénique, exprimé par rapport au standard PDB.

$\delta^{18}O_{SMOW}$ est le $\delta^{18}O$ de l'eau de mer dans laquelle le spécimen analysé a grandit, exprimé par rapport au standard SMOW.

Bien que l'équation proposée par Epstein et al. (1953) soit corroborée par des expériences de précipitation de calcite inorganique en conditions contrôlées (Tarutani et al., 1969) et qu'elle ait été très utilisée pas les auteurs (Carpenter & Lohmann, 1995, Hong et al., 1995, Brand et al., 2003), l'équation d'Anderson & Arthur (1983) est préférée dans les études les plus récentes pour reconstituer les températures et paléotempératures de l'eau de mer à partir de bivalves ou de brachiopodes (Steuber, 1996, Auclair et al., 2003, Parkinson et al., 2005, Suan et al., 2008, Wisshak et al., 2009). Les études concernant les paléotempératures de l'eau de mer au Jurassique supérieur à partir de bivalves utilisent cette formule (Brigaud et al., 2008, Lefort, 2011). C'est pourquoi, afin de faciliter les comparaisons entre les résultats, cette formule est utilisée ici.

Le Jurassique supérieur est généralement considéré comme une période sans glace continentale. Pour ce type de période, il est classiquement admis que le $\delta^{18}O$ moyen de l'eau de mer est de -1 ‰, ce qui correspond à la valeur moyenne que prendrait l'eau de mer actuelle si toutes les glaces continentales fondaient (Shackleton & Kennett, 1975, Steuber, 1996, Wierzbowski & Joachimski, 2007, Brigaud et al., 2008, Lefort, 2011). Cependant, les mesures de $\delta^{18}O$ de l'eau de mer actuelle réalisées dans des environnements marins côtiers à basse et moyenne latitude, montrent une déviation positive minimum de 0.5 ‰ par rapport à la moyenne globale – i.e., 0 ‰ SMOW

(Lécuyer et al., 2004). Cette déviation correspond à un enrichissement de l'eau en oxygène lourd et est due à l'évaporation. Dans les zones peu profondes des moyennes latitudes du Jurassique supérieur, une évaporation similaire à l'évaporation actuelle dans de telles zones peut être postulée. Aussi, le $\delta^{18}O$ moyen de l'eau de mer utilisé ici a-t-il été augmenté de 0.5 ‰ par rapport à la valeur classiquement utilisée de -1 ‰. Selon la formule d'Anderson & Arthur (1983), la conséquence de ce postulat sur les valeurs de paléotempératures calculées est une augmentation d'environ 2°C.

8.2.5. Limites

Compte tenu de la faible densité de valeurs isotopiques obtenues par bancs et du manque de données dans certains intervalles, la quantité de données n'est pas suffisante pour garantir statistiquement la fiabilité des moyennes obtenues. Les résultats de l'analyse isotopique doivent donc être considérés comme **préliminaires** et nécessitent d'être validés par un nombre d'analyses plus important dans le Jura comme en Normandie. C'est pourquoi on se limitera ici à comparer et discuter les grandes tendances entre les coupes et portions de coupes.

Les limites des méthodes employées (cathodoluminescence + analyses isotopiques sur peu d'échantillons) sont particulièrement contraignantes ici, mais sont inhérentes à la plupart des études dans le fossile. Rares sont les terrains dans lesquel les fossiles sont suffisamment abondants, gros et bien préservés pour permettre des analyses destructives diverses et des analyses statistiques solides.

8.3. Série jurassienne

Les échantillons du Jura central sont replacés sur une coupe synthétique (*Figure 8.1*) réalisée grâce à la corrélation des coupes du Jura central mise en place dans le chapitre précédent. Le long de cette coupe synthétique, les faciès indiquent majoritairement des environnements de dépôt peu profonds, et strictement marins, de rampe interne à médiane. Tous les bancs échantillonnés remplissent ces conditions, permettant de faire l'hypothèse d'une formation des coquilles sous une salinité marine normale. Seuls les bancs correspondant aux échantillons Mor 8 et Mor 10 montrent une diversité faunique réduite et une texture particulièrement fine interprétés comme des indices de restriction en domaine de plateforme interne. Pour ces deux bancs, des variations de salinité dans l'environnement de dépôt sont probables et doivent être prises en compte lors de l'interprétation des résultats. Ils sont donc considérés comme des bancs « test ».

Parmi les 75 échantillons jurassiens analysés, les échantillons d'*Ostréidés* présentent des valeurs isotopiques comprises entre -0,5 et -3,5 ‰ pour le $\delta^{18}O$ et entre 2 et 4 ‰ pour le $\delta^{13}C$ *(Figure 8.2 et Figure 8.3)*. Les valeurs obtenues sur les spécimens de *Trichites* présentent une plus grande variabilité. Leurs valeurs de $\delta^{18}O$ évoluent entre -6 et -1 ‰ et celles de $\delta^{13}C$ entre -1,5 et 4.2 ‰. Pour les *Ostréidés* comme pour les *Trichites*, il n'existe pas de relation linéaire entre les valeurs de $\delta^{18}O$ et de $\delta^{13}C$. Il n'en existe pas non plus en fonction des localités d'échantillonnage (échantillons d'*Ostréidés* et de *Trichites* confondus) *(Figure 8.2 et Figure 8.3)*.

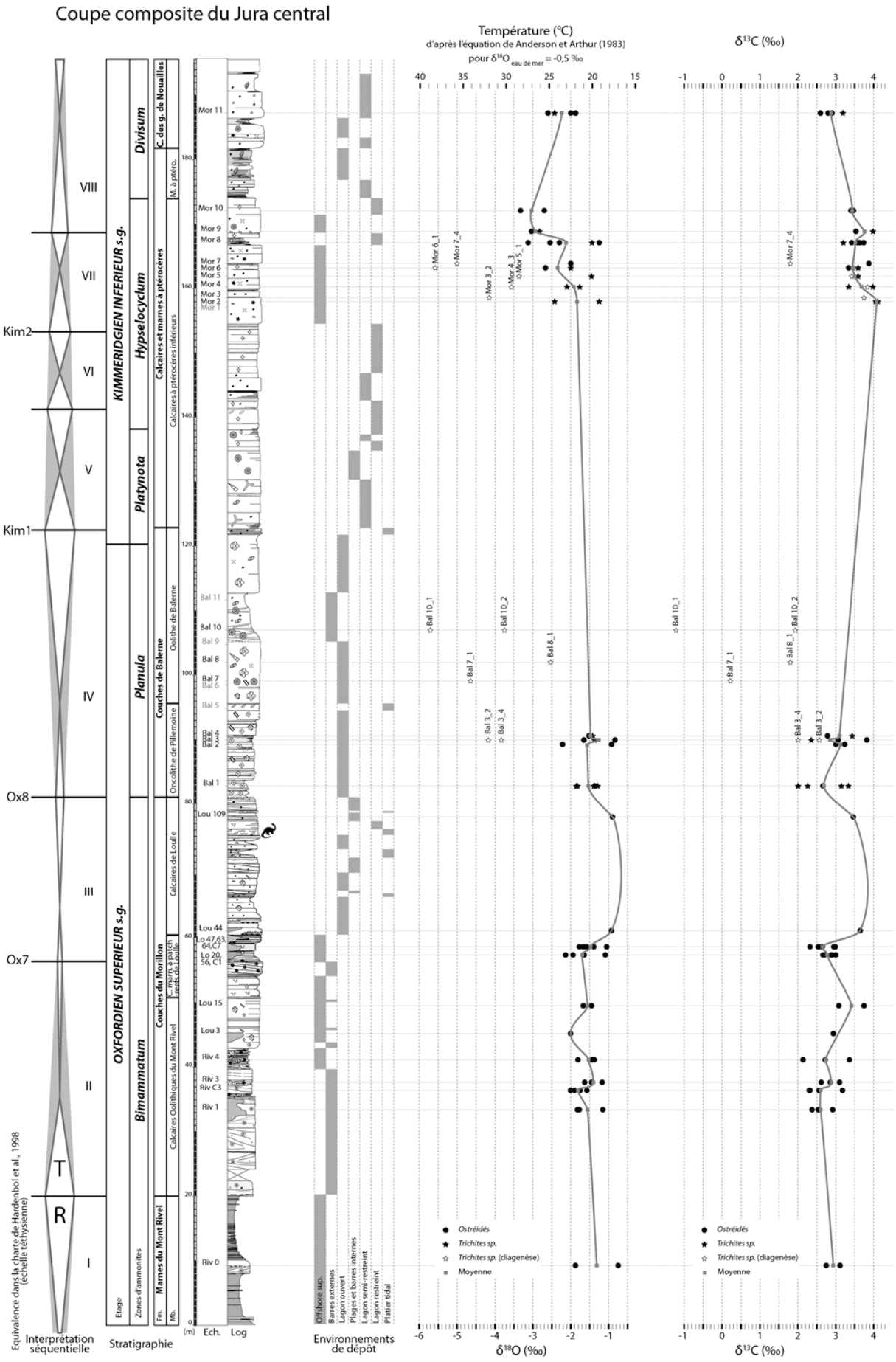


Figure 8.1 Données isotopiques en ^{18}O et ^{13}C des coquilles et paléotempératures calculées via l'équation d'Anderson & Arthur (1983), replacées le long de la coupe composite du Jura central. Les bancs échantillonnés numérotés en gris clair ne contenaient que des échantillons diagénétisés, repérés et éliminés après cathodoluminescence ou directement macroscopiquement. Dans les colonnes $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$, les courbes passent par les moyenne des valeurs obtenues pour les échantillons clairement non diagénétisés de chaque banc échantillonné

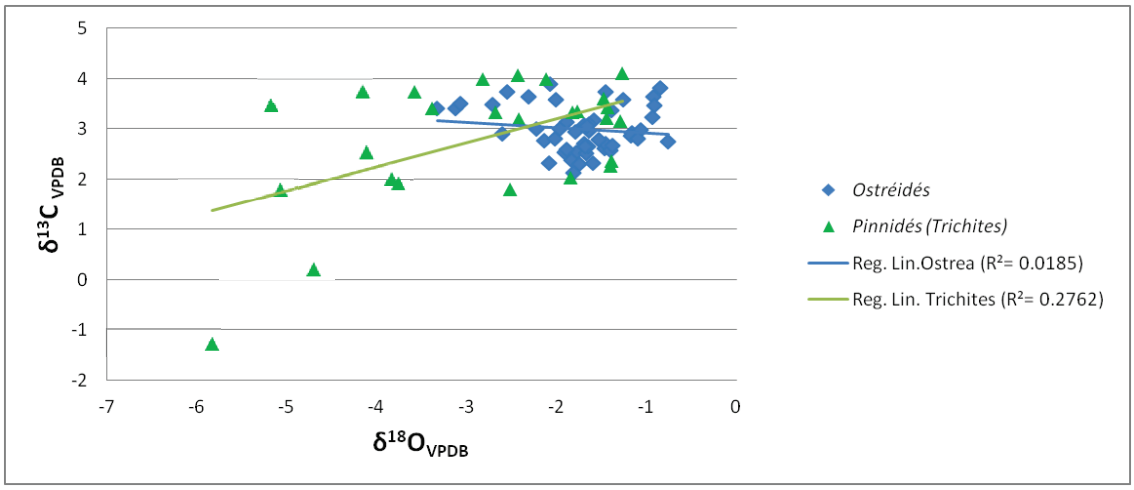


Figure 8.2 Valeurs isotopiques de $\delta^{13}C$ en fonction des valeurs de $\delta^{18}O$ obtenues pour les Ostréidés et les Trichites échantillonnés dans le Jura

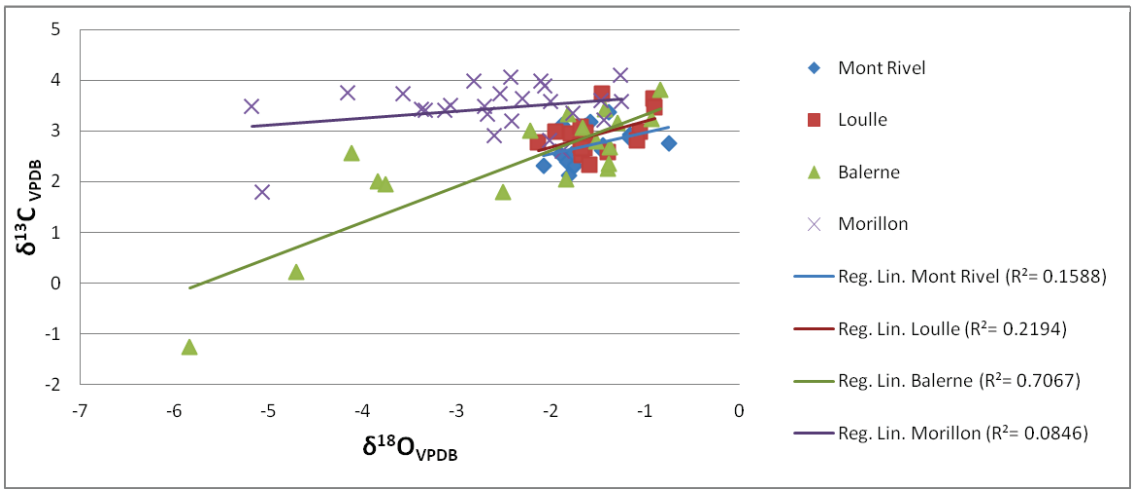


Figure 8.3 Valeurs isotopiques de $\delta^{13}C$ en fonction des valeurs de $\delta^{18}O$ obtenues dans les différentes localités échantillonnées dans le Jura

8.3.1. $\delta^{18}O$

Au sein d'un même banc, les échantillons présentent généralement une dispersion des valeurs de $\delta^{18}O$ inférieure à 1 ‰. Elle ne dépasse jamais 1,5 ‰, excepté dans les cas particuliers des bancs Bal 3,7,8 et 10 et Mor 3 à 8. Au sein de ces bancs (Mor 8 excepté), les valeurs obtenues sur les échantillons d'*Ostréidés* et sur certains échantillons de *Trichites* montrent une dispersion faible, similaire à celle des autres bancs. La dispersion très importante est induite par la présence de quelques valeurs de $\delta^{18}O$ anormalement basses de plusieurs unités, systématiquement mesurées sur des spécimens de *Trichites* présentant des bandes faiblement luminescentes en CL (Planche 30). Mor 8 présente une dispersion de 1.8 ‰, avec des valeurs majoritairement mesurées sur des spécimens d'*Ostréidés*. Le banc correspondant à cet échantillonnage a un faciès argileux bioturbé qui, contrairement aux faciès des autres bancs échantillonnés, est interprété comme un faciès semi-restreint à restreint dans lequel les variations de salinité peuvent être à l'origine de la dispersion plus importante des valeurs de $\delta^{18}O$.

Entre la zone à Bimammatum et la zone à Hypselocyclum, les valeurs de $\delta^{18}O$ moyennes décroissent régulièrement de -1.5 à -3 ‰. La fin de la zone à Bimammatum est néanmoins marquée par une hausse d'environ 1 ‰ du $\delta^{18}O$ moyen. Ce déplacement positif des valeurs est compensé dès la base de la zone à Planula par une inflexion négative d'amplitude équivalente qui ramène les

valeurs moyennes à des valeurs plus proches de la tendance générale. La fin de la zone à Hypselocyclum est marquée par une accélération de la tendance générale à la diminution des valeurs. Le banc Mor 11, seul banc situé dans la zone à Divisum, montre des valeurs globalement plus fortes que tous les bancs qui le précèdent directement, d'environ 0.5 à 1 ‰. Ce résultat est à manier avec d'autant plus de précautions qu'il ne se base que sur quatre échantillons provenant du même banc. La dispersion très faible entre ces quatre échantillons constitue néanmoins un argument en faveur d'une ré-augmentation du $\delta^{18}O$ dans la zone à Divisum.

8.3.2. $\delta^{13}C$

Banc par banc, les valeurs de $\delta^{13}C$ ont une dispersion généralement inférieure à 1 ‰. Elle ne dépasse 1,5 ‰ que dans les cas particuliers des bancs Bal 3, 7, 8, 10 et Mor 7. Dans ces bancs, la dispersion est liée à la présence de valeurs anormalement basses de plusieurs unités, mesurées sur des échantillons de *Trichites*. Les spécimens présentant ces valeurs ont également des valeurs anormalement basses de $\delta^{18}O$ (Cf. paragraphe précédent). En revanche, certains *Trichites* à valeurs anormalement basses en $\delta^{18}O$ présentent des valeurs de $\delta^{13}C$ qui ne semblent pas aberrantes et qui se situent dans la même gamme de valeurs que celles des spécimens à $\delta^{18}O$ « normaux ».

Les valeurs de $\delta^{13}C$ moyennes oscillent autour de 3 ‰ au cours de la zone à Bimammatum. A la fin de cette zone, elles semblent augmenter légèrement d'environ 0.5 ‰. Elles adoptent à nouveau des valeurs aux alentours de 3 ‰ à la base de la zone à Planula, puis augmentent d'environ 0.5 ‰ au cours du Kimméridgien inférieur (zones à Platynota et Hypselocyclum). Dans la zone à Divisum, elles diminuent une dernière fois de 0.6 ‰. Globalement, les tendances observées sur les moyennes de $\delta^{13}C$ sont les mêmes que celles observées pour le $\delta^{18}O$, excepté entre la zone à Planula et la zone à Hypselocyclum, où les valeurs en $\delta^{18}O$ diminuent alors que les valeurs en $\delta^{13}C$ augmentent.

8.4. Série normande

La coupe de Normandie proposée sur la *Figure 8.4* est une coupe composite. Elle a été réalisée à partir d'une compilation des coupes de Villerville-Hennequeville, Villerville-Cricqueboeuf, La Hève et Le Croquet proposées dans les travaux de Guyader (1968), Hantzpergue (1989), Samson et al. (1996), Samson (2001) et Gallois (2005a, 2005b).

D'après ces travaux, les faciès exprimés dans cette série caractérisent des environnements de dépôt peu profonds, mais toujours strictement marins. La richesse en fossiles biostratigraphiques d'ammonites de cette coupe permet de dater les niveaux avec une précision de l'ordre de l'horizon sur l'échelle biostratigraphique subboréale. La partie médiane de cette coupe composite est interrompue par une lacune qui correspond au premier horizon de la zone à Baylei. Il s'agit d'une lacune d'affleurement, mais les auteurs considèrent avant tout qu'il s'agit d'une lacune sédimentaire qui marque la discontinuité majeure K1 ou Kim1 de la base du Kimméridgien en domaine subi-boréal. Les travaux de Gallois (2005a, 2005b) corrèlent avec précision la coupe de Normandie avec les coupes de Ringstead Bay et Black Head dans le Dorset. Ces coupes sont les coupes types du Kimméridgien. Par ses travaux de corrélation, Gallois met également en évidence et positionne sur la coupe de Normandie les discontinuités Kim 2, 3 et 4. A l'instar de Kim 1, ces discontinuités ne semblent pas constituer de lacunes majeures et ne coïncident pas avec l'absence avérée d'un ou plusieurs horizons à ammonites. Elles correspondent néanmoins le plus souvent à des dépôts de lag.

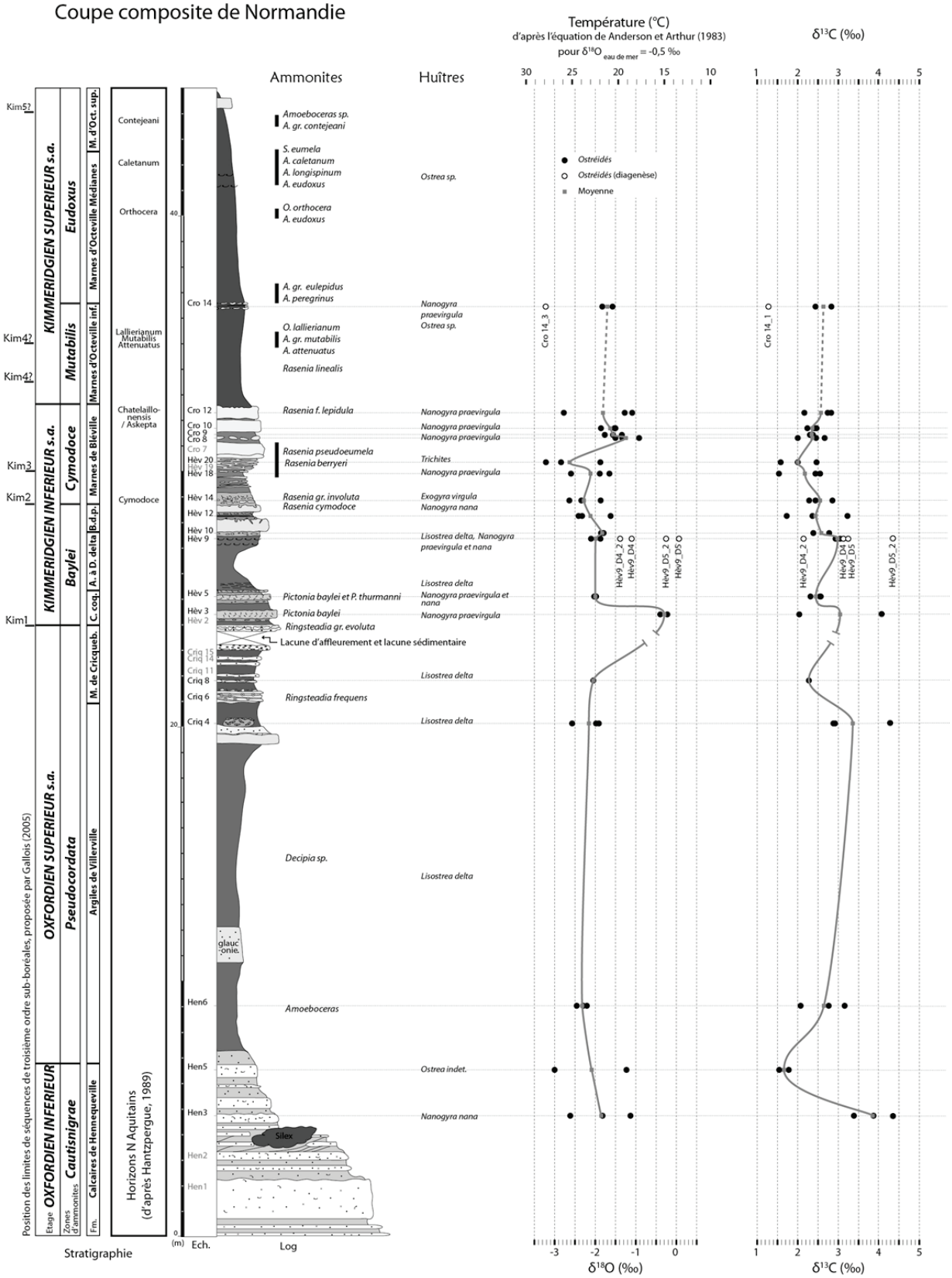


Figure 8.4 Données isotopiques en ^{18}O et ^{13}C des coquilles et paléotempératures calculées via l'équation d'Anderson & Arthur (1983), replacées le long de la coupe composite de Normandie. Les bancs échantillonnés numérotés en gris clair ne contenaient que des échantillons diagénétisés, repérés et éliminés après cathodoluminescence ou directement macroscopiquement. Dans les colonnes $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$, les courbes passent par les moyenne des valeurs obtenues pour les échantillons clairement non diagénétisés de chaque banc échantillonné

Les 47 échantillons d'*Ostréidés* analysés présentent des valeurs de $\delta^{18}O$ comprises entre -0.25 et -3.14 ‰ et des valeurs de $\delta^{13}C$ entre 4.36 et 1.29 ‰ *(Figure 8.5 et Figure 8.6)*. L'unique spécimen de *Pinna* échantillonné indique des valeurs de -1.22 ‰ pour le $\delta^{18}O$ et 1.53 ‰ pour le $\delta^{13}C$. De telles valeurs sont inclues dans la gamme des valeurs obtenues pour les *Ostréidés*. Trois échantillons présentant des indices de diagenèse ont également été échantillonnés (Hèv9_D et Cro 14). Il n'existe pas de relation linéaire entre les valeurs de $\delta^{18}O$ et de $\delta^{13}C$ pour les *Ostréidés*. Il n'en existe pas non plus en fonction des localités d'échantillonnage *(Figure 8.6)*.

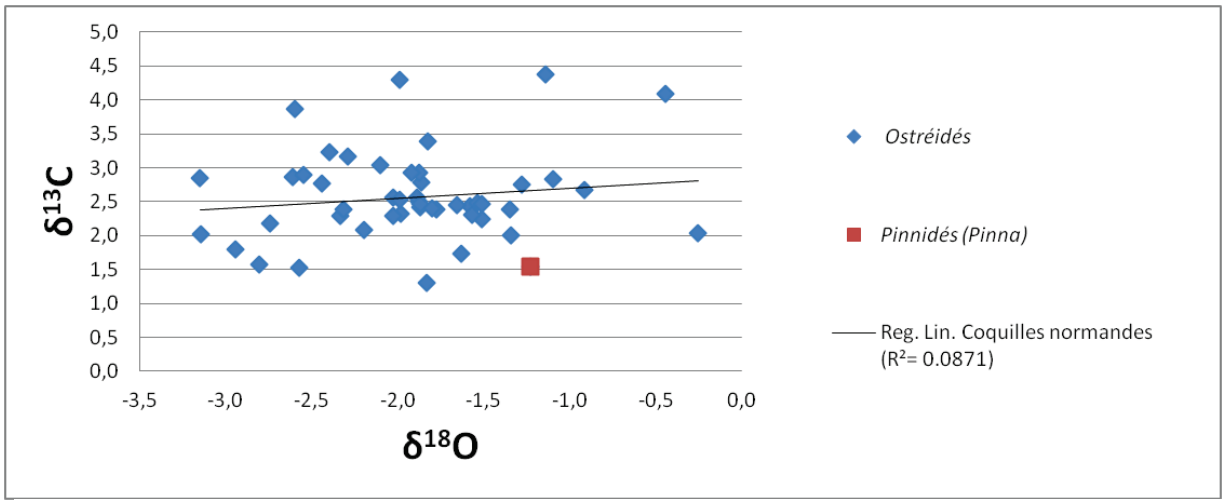


Figure 8.5 Valeurs isotopiques de $\delta^{13}C$ en fonction des valeurs de $\delta^{18}O$ obtenues pour les Ostréidés et Pinnidés échantillonnés en Normandie. Hèv9_D4&5 et Cro 14_3 (diagénétisés) n'ont pas été pris en compte

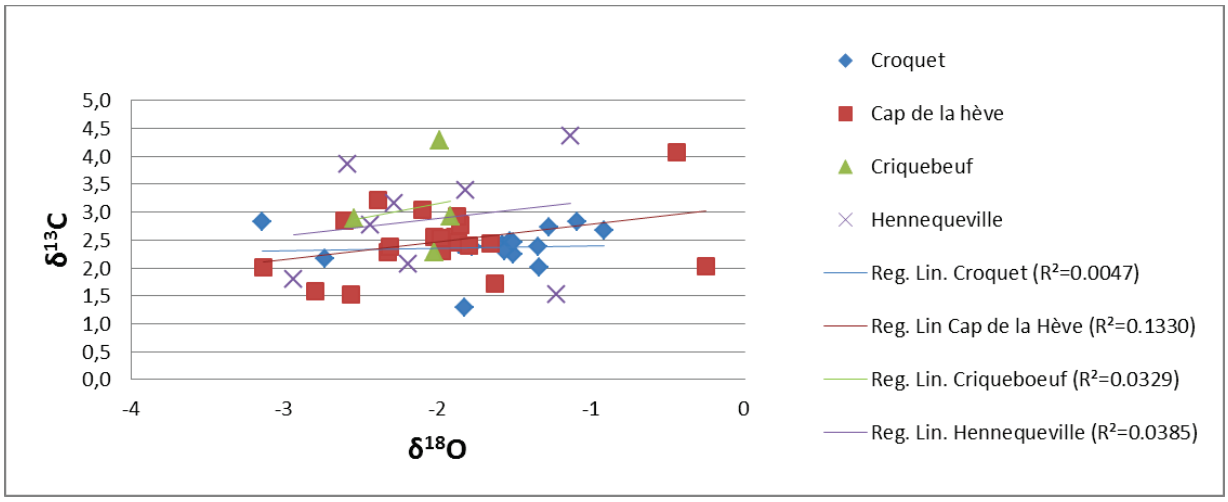


Figure 8.6 Valeurs isotopiques de $\delta^{13}C$ en fonction des valeurs de $\delta^{18}O$ obtenues pour échantillons des différentes localités échantillonnées en Normandie. Hèv9_D4&5 et Cro 14_3 (diagénétisés) n'ont pas été pris en compte

8.4.1. $\delta^{18}O$

Au sein d'un même banc, les valeurs de $\delta^{18}O$ présentent généralement une dispersion inférieure à 1 ‰ *(Figure 8.4)*. Celle-ci ne dépasse 1,5 ‰ qu'à la base et au sommet de la coupe (bancs Hen 3 et 5 et bancs Cro 12 et 14).

Les valeurs moyennes montrent une diminution du $\delta^{18}O$ d'environ 0.5 ‰ au passage de la zone à Cautisnigrae à la zone à Pseudocordata. Elles restent ensuite stables autour de -2 ‰ jusqu'à la zone à Cymodoce. Quelques centimètres au-dessus du passage de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien inférieur, le banc Hèv3 semble néanmoins enregistrer un pic positif ponctuel de +1.7 ‰. Dans la première moitié de la zone à Cymodoce, les moyennes de $\delta^{18}O$ diminuent

progressivement jusqu'à -2.6 ‰. Elles ré-augmentent brutalement de plus de 1 ‰ dans la seconde moitié, et semblent se stabiliser entre -2 et -1.5 ‰ à la fin de Cymodoce. Un seul banc (Cro 14) a été échantillonné dans la zone à Mutabilis. Parmi les trois coquilles provenant de ce banc, la coquille Cro14_3 a un $\delta^{18}O$ très inférieur à celui des deux autres. Paradoxalement, c'est la coquille Cro 14_1 qui présentera un $\delta^{13}C$ différent dans le paragraphe suivant *(Figure 8.4)*. Ce banc Cro 14 présente donc des « hétérogénéités » isotopiques qui poussent à ne pas en tenir compte. C'est pourquoi aucun résultat, même préliminaire, ne sera donné pour la zone à Mutabilis.

8.4.2. $\delta^{13}C$

Banc par banc, les valeurs de $\delta^{13}C$ ont une dispersion généralement inférieure à 1 ‰ *(Figure 8.4)*. Celle-ci ne dépasse 1,5 ‰ que dans les bancs Hèv 3 et Cro 14. Tel qu'il est dit dans le paragraphe précédent, le banc Cro 14 n'est pas pris en compte car les données isotopiques issues de ce banc semblent suspectes, sans qu'aucune explication ne puisse être fournie à ce stade, sinon une diagénèse mal caractérisée en CL. Le banc Hèv3 présente quant à lui des valeurs de $\delta^{18}O$ très resserrées. En outre, aucun des deux spécimens échantillonnés dans ce banc ne présente de valeur de $\delta^{13}C$ véritablement aberrante. La dispersion des valeurs de $\delta^{13}C$ dans ce banc est donc probablement liée à l'échantillonnage en lui-même et ne peut être imputée en l'état à un quelconque phénomène de diagénèse.

Il est difficile d'interpréter une tendance dans les valeurs de $\delta^{13}C$ moyennes pour la partie inférieure de la coupe car celles-ci varient alternativement positivement et négativement à chaque échantillon. Néanmoins, il semble que, globalement, les valeurs tendent à augmenter progressivement (de 2 à 3 ‰) jusqu'au passage Oxfordien/Kimméridgien. A l'image des valeurs du $\delta^{18}O$, elles diminuent ensuite dans la première moitié de la zone à Cymodoce d'environ 1 ‰. Elles ré-augmentent de 0.5 ‰ dans la seconde moitié de la zone, où elles marquent un plateau autour de 2.5 ‰.

8.5. Comparaison des deux séries

Une corrélation biostratigraphique des séries jurassiennes et normandes est proposée sur la *Figure 8.7.* Cette corrélation a été réalisée en accord avec les corrélations biostratigraphiques et magnétostratigraphiques établies par Przybylski et al. (2010) entre des localités des provinces subboréale et téthysienne. D'après cette corrélation, la base du Kimméridgien *sensu anglico* se situe dans la zone et la sous-zone à Bimammatum sur l'échelle biostratigraphique téthysienne. La superposition des courbes de $\delta^{18}O$ moyens montre des similitudes entre Jura et Normandie *(Figure 8.9)* qui attestent d'une évolution conjointe des températures des eaux de surface. Les températures obtenues par l'intermédiaire de l'équation d'Anderson & Arthur (1983) sont conformes aux températures de l'eau sur les plateformes carbonatées subtropicales actuelles (20-25°C). Bien que les variations de $\delta^{18}O$ enregistrées soient de faible amplitude, elles sont généralement supérieures à la dispersion au sein des bancs et semblent donc significatives. Cinq grandes "étapes" se dégagent, pendant lesquelles les variations des moyennes de $\delta^{18}O$ dans le Jura et en Normandie suivent les mêmes tendances, avec des amplitudes similaires. Ces cinq étapes se retrouvent dans les tendances de la courbe des $\delta^{13}C$ moyens *(Figure 8.8)*. Cependant, les variations de $\delta^{13}C$ sont généralement plus faibles et du même ordre que la dispersion au sein des bancs, ce qui rend leur interprétation particulièrement délicate. Néanmoins, des divergences significatives apparaissent entre les valeurs du Jura et de Normandie et méritent d'être soulignées et discutées.

La première étape correspond à la fin de l'Oxfordien (*sensu anglico*). Cette période est caractérisée par de faibles fluctuations des valeurs de $\delta^{18}O$, qui oscillent entre -1,3 ‰ et -2,1 ‰. Dans le Jura, l'échantillonnage plus serré met en évidence des variations mineures et une légère tendance à la diminution du $\delta^{18}O$, non détectable sur la courbe de Normandie. D'après l'équation d'Anderson & Arthur (1983), ces valeurs traduisent des températures de l'eau entre 20 et 23°C. Une tendance commune à la diminution des valeurs du $\delta^{13}C$ est également observée. Dans le Jura, cette

tendance s'inverse dans la seconde moitié de la sous-zone à Bimammatum et semble annoncer l'étape suivante. L'inversion de tendance observée en Normandie dans la *Figure 8.8* à la fin de la première étape est un artefact lié à la présence de la lacune sédimentaire (en pointillés bleus).

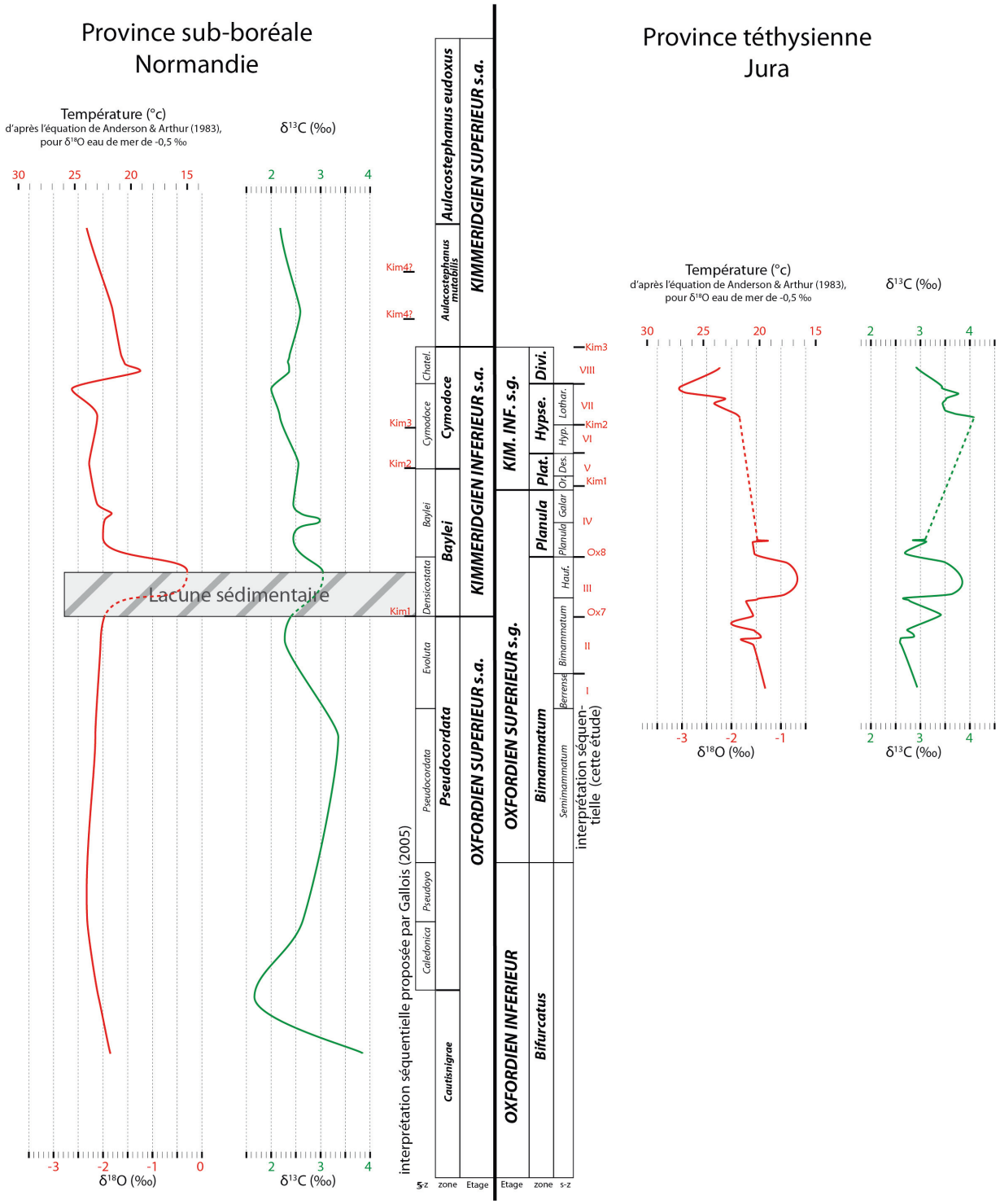


Figure 8.7 Evolution des courbes de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ obtenues dans les séries jurassiennes et normandes corrélées d'après la proposition de corrélation des échelles biostratigraphiques téthysienne et subboréale proposée par Przybylski et al. (2010)

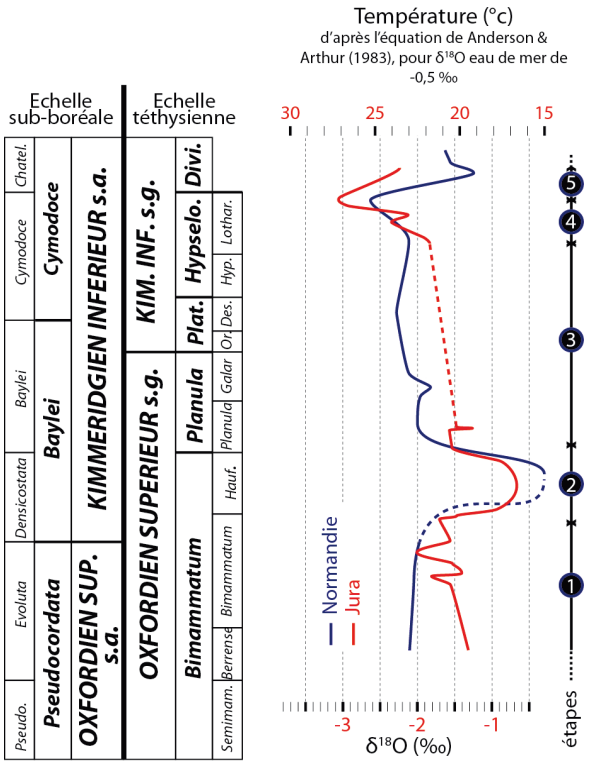


Figure 8.9 Superposition des parties communes des courbes de $\delta^{18}O$ du Jura et de Normandie. La corrélation des échelles biostratigraphiques repose sur la proposition de corrélation de Przybylski et al. (2010). Les 5 étapes de la colonne de droite correspondent aux 5 étapes mentionnées dans le texte

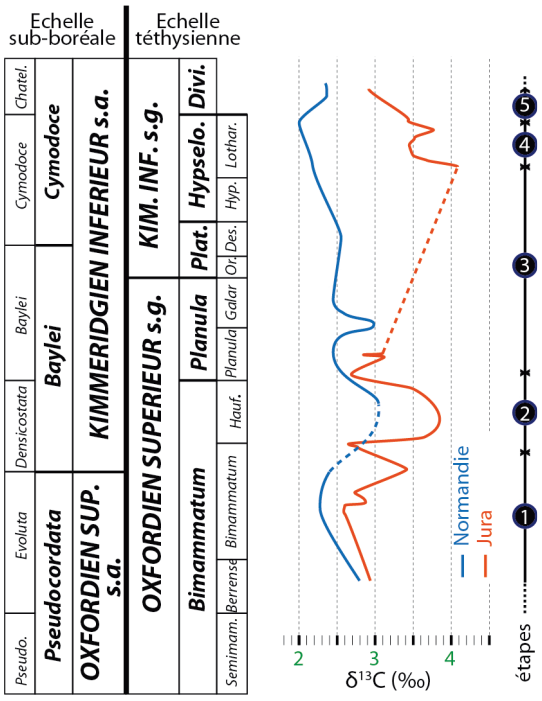


Figure 8.8 Superposition des parties communes des courbes de $\delta^{13}C$ du Jura et de Normandie. La corrélation des échelles biostratigraphiques repose sur la proposition de corrélation de Przybylski et al. (2010). Les 5 étapes de la colonne de droite correspondent aux 5 étapes mentionnées dans le texte

La seconde étape correspond à la base du Kimméridgien (*sensu anglico*). En Normandie, elle est marquée par une lacune sédimentaire directement suivie d'une excursion positive du $\delta^{18}O$ (+1,7 ‰). D'après les corrélations biostratigraphiques, l'intervalle de temps couvert par cette lacune et le banc marquant l'excursion positive coïncide avec la fin de la zone à Bimammatum, pendant laquelle une déviation positive d'environ 1 ‰ de la courbe des $\delta^{18}O$ moyens est observée dans le Jura. Cette déviation ne s'accompagne pas d'un changement lithologique ou d'une discontinuité majeure dans le Jura. Dans les deux localités, l'amplitude de la déviation des valeurs de $\delta^{18}O$ implique une diminution de la paléotempérature des eaux de surface de l'ordre de 5°C en faisant l'hypothèse d'un $\delta^{18}O$ de l'eau de mer constant. D'après l'équation d'Anderson & Arthur (1983), ce refroidissement amène les eaux de surface à des températures entre 15 et 18°C pour un $\delta^{18}O_{\text{eau de mer}}$ de -0.5. Bien que la déviation des valeurs de $\delta^{18}O$ observée dans les deux séries ne soit basée que sur quelques données, celle-ci est toujours largement supérieure à la dispersion entre les échantillons de chaque banc, aux alentours de l'intervalle considéré (généralement <+/- 0.5 ‰). La variation semble donc significative. En outre, elle coïncide avec une déviation positive du $\delta^{13}C$, supérieure à 0,5 ‰, également enregistrée dans les deux localités. La dispersion parfois importante des valeurs de $\delta^{13}C$ dans les bancs situés au voisinage du décalage rend néanmoins cette déviation moins significative que celle observée pour le $\delta^{18}O$. Quoi qu'il en soit, le synchronisme des déviations du $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ dans les deux coupes constitue un argument en faveur d'un important bouleversement, juste à la base du Kimméridgien « stratotypique » (i.e., *sensu anglico*) et dont l'impact affecterait à la fois la composition isotopique des masses d'eau et le cycle du carbone à grande échelle. Du fait de la faible quantité de données, ce résultat doit être manié avec précaution et être considéré comme un « résultat préliminaire ». L'origine potentielle du « bouleversement » enregistré ici sera discutée lors de la confrontation des données isotopiques aux données sédimentologiques, dans le chapitre 9. Néanmoins, l'observation d'un déplacement positif des valeurs moyennes, à la fois dans le Jura et en Normandie, sans changement de faciès majeur indiquant un changement de productivité, pourrait

refléter une variation du $\delta^{13}C$ régionale, voire globale. L'influence d'une masse d'eau septentrionale plus riche en ^{13}C est également une hypothèse plausible. Dans les deux cas, de plus amples investigations sont nécessaires (ajout de nouvelles données, comparaisons aux données de la littérature, analyses de $^{13}C_{org}$ …).

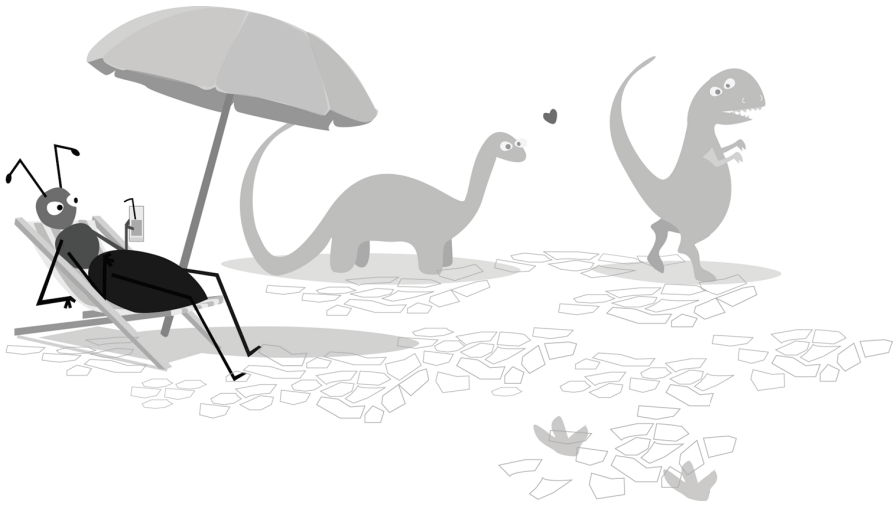
La troisième étape débute avec la zone à Planula de l'échelle téthysienne (= partie supérieure de la zone à Baylei sur l'échelle subboréale). Les $\delta^{18}O$ des deux courbes sont de nouveau similaires aux valeurs « anté-déviation positive» de la fin de l'Oxfordien *sensu anglico*. Depuis la base de la partie supérieure de la zone à Baylei jusqu'au toit de la partie inférieure de la zone à Cymodoce (partie médiane de la sous-zone à Cymodoce), les valeurs de $\delta^{18}O$ augmentent légèrement entre -2 et -2,4 ‰ en Normandie, indiquant une augmentation faible et progressive des paléotempératures de l'ordre de 2°C. La même tendance contemporaine est observée entre la zone à Planula et la partie médiane de la zone à Hypselocyclum dans le Jura. L'absence d'échantillons dans la partie médiane de cet intervalle (Planula sup. - Platynota.), dans la série jurassienne, ne permet pas de mettre en évidence les variations à haute fréquence mais le décalage négatif observé entre les échantillons de la zone à Planula et ceux de la base de la zone à Hypselocyclum indique la tendance générale. De plus, le développement de corps oolithiques puis de dépôts de lagon à faune rare et peu diversifiée, dans l'intervalle stratigraphique dépourvu d'échantillons *(Figure 8.1)*, laisse supposer des températures des eaux de surface de plus en plus élevées, tout à fait en accord avec la tendance générale. Les valeurs de $\delta^{13}C$ varient peu en Normandie au cours de cette étape. Une tendance à la diminution faible mais régulière des valeurs se dessine néanmoins nettement. En revanche, une augmentation des valeurs supérieure à 0.5 ‰ est observée dans le Jura entre les échantillons de la zone à Planula et de la zone à Hypselocyclum. Bien que ce déplacement ne soit pas très important, il accentue la divergence entre les tendances de Normandie et du Jura. De surcroît, il s'accompagne, dans le Jura, d'un changement lithologique important entre la partie inférieure et la partie supérieure des Calcaires à ptérocères inférieurs, avec un passage brutal de calcaires de lagons restreints à semi-restreints pauvres en faune, à des calcaires bioclastiques riches en bivalves, gastéropodes et échinodermes de milieu ouvert. Cette augmentation des valeurs de $\delta^{13}C$ coïncide donc avec un changement dans la dynamique sédimentaire de la plateforme jurassienne. La divergence très nette des valeurs entre la Normandie et le Jura indique que l'origine de la déviation positive observée dans le Jura est un phénomène local dont l'effet n'est ressenti qu'aux abords de la plateforme jurassienne. L'origine de ce phénomène sera discutée dans le chapitre suivant, à la lumière des données sédimentologiques contemporaines.

La partie terminale de la zone à Hypselocyclum, corrélée à la moitié supérieure de la sous-zone à Cymodoce en Normandie correspond à la quatrième étape. Cette période est marquée par une rapide diminution des valeurs de $\delta^{18}O$ qui se décalent négativement de 0,5 ‰ en Normandie et de plus de 1 ‰ dans le Jura. Cette chute indique un nouveau réchauffement des eaux de surface de 2 à 5°C. D'après l'équation d'Anderson & Arthur (1983), les eaux de surface dépassent alors 25°C dans les deux localités. Parallèlement à cette évolution des $\delta^{18}O$, la courbe de $\delta^{13}C$ du Jura montre une évolution complètement déconnectée de celle de Normandie, avec des valeurs entre 3.5 et 4 ‰, toujours nettement supérieures à celles observées à l'Oxfordien terminal et dans la continuité des observations faites à l'étape précédente. La courbe de Normandie chute quant à elle faiblement mais régulièrement, dans la continuité de l'étape 3. Cette inversion des tendances entre la Normandie et le Jura confirme le caractère local de la variation observée dans le Jura. De telles valeurs de $\delta^{13}C$ indiquent probablement une augmentation de la quantité de nutriments dans le milieu de vie. Contrairement à l'augmentation du $\delta^{13}C$ observée au cours de l'étape 2, il est important de noter que celle de l'étape 4 est associée à un réchauffement des eaux de surface et pas à un refroidissement. Une hausse de la productivité liée à des eaux plus froides et moins bien stratifiées ne peut donc pas être invoquée. En revanche, une augmentation de la quantité de nutriments dans le milieu de dépôt semble plus plausible et est compatible avec la grande quantité de bivalves filtreurs et de gastéropodes détritivores. L'origine de cette augmentation sera discutée dans le chapitre suivant.

Peu de points permettent de caractériser la cinquième étape. Néanmoins, une augmentation des valeurs de $\delta^{18}O$ supérieure à 1 ‰ est observée dans les deux localités, respectivement dans la zone à Divisum et à la fin de la zone à Cymodoce (sous-zone à Chatelaillonensis). Cette augmentation brutale et synchrone montre une nouvelle phase de refroidissement des eaux de surface qui coïncide avec le dépôt des Marnes à ptérocères dans le Jura et des "bancs à ptérocères" des Marnes de Bléville. Les valeurs de $\delta^{18}O$ obtenues en Normandie sont clairement supérieures à celles obtenues dans le Jura. Il semble donc qu'un gradient de température de plusieurs degrés s'installe à cette période entre Normandie et Jura. Comme dans l'étape précédente, les tendances de $\delta^{13}C$ sont à nouveau anti-corrélées, avec une augmentation des valeurs moyennes en Normandie et une baisse dans le Jura. Les courbes convergent alors vers des valeurs de l'ordre de 2,5 ‰. Cette convergence pourrait indiquer le retour à un enregistrement plus proche du signal général ouest-européen dans le Jura.

Ici, la faible quantité d'échantillons est un frein majeur à l'interprétation des données, tant pour le $\delta^{18}O$ que pour le $\delta^{13}C$. Néanmoins, ces résultats préliminaires montrent clairement une histoire climatique commune au Jura et à la Normandie et des enregistrements tantôt communs, tantôt divergents du carbone inorganique dissout. Avec beaucoup de prudence, ces résultats seront comparés aux données de la littérature et les conséquences des variations observées seront discutées et mises en perspective par rapport à l'évolution de la dynamique sédimentaire de la plateforme jurassienne, dans le chapitre suivant.

9. **Discussion**



La première partie de cette discussion traitera des facteurs contrôlant la dynamique sédimentaire de la plateforme. Dans un premier temps, les observations concernant l'évolution des dépôts, l'évolution séquentielle et l'évolution climatique de l'intervalle de temps étudié seront mises en relation pour comprendre les modalités d'action des facteurs principaux qui, à grande échelle, régissent l'évolution de la plateforme. Dans un second temps, l'origine des séquences de dépôt de moyenne et petite échelle sera discutée, puis celle des séquences de très petite échelle. Enfin, les conclusions concernant la valeur cyclostratigraphique des séquences de moyenne échelle permettront d'ouvrir une brève discussion sur l'implication de la modification de la position de la limite de séquence Kim 3 au chapitre 7, et l'éventualité d'un contrôle climatique de très basse fréquence sur l'évolution de la plateforme.

La seconde partie de la discussion sera consacrée à la comparaison du modèle de répartition des constructions récifales de la zone à Bimammatum obtenu au cours de ce travail avec plusieurs modèles de répartition des environnements récifaux du Jurassique supérieur et de leurs facteurs de contrôle respectifs.

Dans la troisième partie, l'analyse faciologique de la coupe de Loulle et le cadre séquentiel seront utilisés pour argumenter la présence de dinosaures à Loulle à la fin de la zone à Bimammatum, ainsi que les conditions environnementales, sédimentaires et paléogéographiques exceptionnelles ayant permis l'enregistrement et la préservation de leurs pistes. Cette dernière partie a fait l'objet d'une publication dans la revue Faciès (Cariou et al., 2013). Cette publication figure à la suite de cette discussion, après un bref récapitulatif des principaux résultats.

9.1. Dynamique sédimentaire de la plateforme jurassienne

9.1.1. Relations entre la dynamique de la plateforme et l'évolution du climat, du niveau marin et de la tectonique

Au cours de l'intervalle de temps étudié, l'histoire de la plateforme du Jura peut se résumer en quatre principales étapes, qui marquent des évolutions importantes dans la dynamique de plateforme.

Etape 1 : Réchauffement, aridification et progradation de la plateforme (zone à Bimammatum-zone à Planula)

Entre les zones à Bimammatum et à Planula, la plateforme subit un changement lithologique majeur, avec le passage d'une sédimentation dominée par les marnes (Marnes du Mont Rivel, Calcaires lités, *Figure 9.1a*), à une sédimentation dominée par les carbonates. Les corrélations montrent que ce changement lithologique est en fait progressif et s'opère par la progradation de deux prismes oolithiques successifs (respectivement Formation des Couches du Morillon et Oolithe Blanche de Ramasse, *Figure 9.1b-c*), qui provoque, sur la plateforme, une baisse généralisée de l'accommodation. Les analyses géochimiques réalisées sur les huîtres de la série du Jura central (chapitre 8) montrent que l'évolution de la plateforme, entre la base de la zone à Bimammatum et la fin de la zone à Planula, est contemporaine d'un réchauffement des eaux de surface. Un réchauffement similaire est également observé dans la série normande étudiée ici, ainsi que dans le bassin de Paris ou sur la bordure du Bassin souabe en Allemagne où il semble être accompagné d'une aridification du climat (Bartolini et al., 2003, Brigaud et al., 2008, Lefort, 2011). Dans les dépôts de la plateforme jurassienne, ce réchauffement à grande échelle est probablement à l'origine de la perte progressive des silicoclastiques, de la mise en place de faunes et flores photo-autotrophes (*Bacinella-Lithocodium*) et de la production d'une grande quantité d'ooïdes, conduisant à une forte augmentation de la production carbonatée (Schlager, 2003). L'augmentation de la production carbonatée sur la plateforme jurassienne provoque alors l'export de carbonates vers les zones plus distales. Cette augmentation de l'export a lieu progressivement, parallèlement à la diminution des apports silicoclastiques. Ainsi, dans un premier temps, sous apport terrigènes modérés, d'assez

grandes quantités d'ooïdes et des faciès de lagon non-restreints sont développés dans le Jura central, alors qu'en position méridionale, plus distale, les Calcaires lités déposés simultanément deviennent plus carbonatés (troisième niveau à concrétions) mais conservent une quantité d'argiles non négligeable *(Figure 9.1b)*. Dans un deuxième temps, le développement de l'Oolithe de Ramasse, sous apports terrigènes négligeables, correspond à une nouvelle progradation importante de la plateforme et à l'accumulation d'une grande quantité de sables oolithiques dans la partie nord-ouest du secteur méridional (Molinges, Chancia). En position plus distale, les Calcaires pseudolithographiques perdent presque totalement leur composante argileuse et s'accumulent sur une épaisseur considérable, atteignant par endroit près de 80 m d'épaisseur et témoignant d'un fort export de la micrite générée au niveau des barres oolithiques *(Figure 9.1c)*. D'après Pomar (2001) et Schlager (2003), une augmentation progressive de la production de sables carbonatés dans les parties les plus proximales d'une rampe favorise un changement de morphologie de la plateforme, depuis un profil de rampe classique vers un profil de rampe « distally steepened », et, à l'extrême, à une plateforme « flat-topped ». Ceci semble effectivement être le cas sur la plateforme jurassienne qui montre des faciès de lagon très peu profonds à la fin de la zone à Planula, depuis Consolation (secteur septentrional) jusqu'à Champfromier (sud-est du secteur méridional), et qui présente alors une morphologie extrêmement plate à cette période (Chapitre 6).

Etape 2 : poursuite du réchauffement et aggradation de la plateforme (zone à Platynota et base de la zone à Hypselocyclum)

Entre les zones à Platynota et Hypselocyclum inférieure, les données géochimiques montrent une augmentation très faible et régulière des températures des eaux de surface, qui marque un plateau dans les courbes de paléotempératures, en Normandie comme dans le Jura. Dans les dépôts de Lorraine, Brigaud et al (2008) observent également cette tendance.

A partir de la zone à Platynota, une épaisse série de dépôts de lagons peu profonds, se dépose dans toutes les parties les plus proximales de la rampe jurassienne (i.e., depuis Consolation jusqu'à Chancia). L'absence de surfaces d'érosion majeure montre que cette série est principalement déposée par aggradation. La sédimentation de lagon semi-restreint à restreint se généralise progressivement sur la plateforme depuis le secteur septentrional *(Figure 9.1d)*. Elle atteint la coupe méridionale de Chancia vers le milieu de la zone à Hypselocyclum. En parallèle, dans la coupe de Champfromier, située en position plus distale que la coupe de Chancia le long de la rampe méridionale, les faciès, initialement grossiers de haute énergie (Calcaires d'Aranc), deviennent progressivement marneux et riches en céphalopodes (Couches du Burlandier), traduisant un ennoiement. Ainsi, il semble que de l'accommodation soit créée sur toute la plateforme. Cependant, alors que les parties les plus proximales adoptent un comportement « keep-up », on assiste à la mise en place d'une marge méridionale en bordure de laquelle les environnements de haute énergie sont progressivement circonscrits à une aire géographique très réduite, comprise entre Chancia et Champfromier et cessent de prograder. Ce comportement aggradant (et légèrement rétrogradant) de la plateforme jurassienne est également observé dans les dépôts suisses de la Formation de Reuchenette (Colombié & Strasser, 2005).

Dans les lagons semi-restreints à restreints, la production carbonatée est inhibée par la faible profondeur, la faible énergie et une chimie de la masse d'eau défavorable à la plupart des organismes marins producteurs de carbonate (Handford & Loucks, 1993, Pomar, 2001, Schlager, 2002). L'envahissement progressif de la plateforme par des faciès restreints et la rétrogradation des faciès peu profonds de haute énergie en bordure de plateforme impliquent une importante réduction de l'extension géographique de la zone productrice de carbonate. Cette réduction génère une baisse importante de l'export de carbonates et ce phénomène s'auto-amplifie probablement, inhibant la progradation de la zone de forte production des carbonates. Ainsi, à la fin de la première moitié de la zone à Hypselocyclum, la plateforme jurassienne, sous un climat chaud et aride, produit peu de carbonate. Cette production est néanmoins suffisante pour combler l'espace créé par une

subsidence faible et un ennoiement lent, vraisemblablement liés à la tendance transgressive générale qui couvre toute la fin de l'Oxfordien et tout le Kimméridgien basal et moyen.

Etape 3 : reprise de la production carbonatée sous un climat humide et progressivement plus froid (fin de la zone à Hypselocyclum, base de la zone à Divisum)

A la fin de la zone à Hypselocyclum, les dépôts de la plateforme développent de plus en plus de faciès à faune marine ainsi que des intercalations de calcaires argileux, indiquant une tendance à l'ennoiement de la plateforme toute entière *(Figure 9.1e)*. Dans l'assemblage faunique, tous les types d'organismes sont hétérotrophes (faune ptérocérienne, assemblage de type foramol). L'augmentation progressive des paléotempératures depuis l'Oxfordien terminal subit une brève accélération, dans le Jura comme en Normandie et, semble-t-il, également en Lorraine (Brigaud et al., 2008). Simultanément, les valeurs du $\delta^{13}C$ dans les coquilles jurassiennes et lorraines croissent (Brigaud et al., 2008, Lefort, 2011). Compte tenu des températures élevées observées sur la plateforme jurassienne comme en Lorraine, cette augmentation du $\delta^{13}C$ pourrait être liée à une augmentation de la quantité de nutriments dans l'eau (Chapitre 8). Cette hypothèse paraît compatible avec la grande quantité de bivalves filtreurs et de gastéropodes détritivores dans les dépôts. La présence de terrigènes montre que le climat initialement aride depuis la zone à Planula, devient plus humide et permet l'export de terrigènes sur les plateformes. Ainsi, il semble que le changement lithologique et faunique qui se produit au sein de la zone à Hypselocyclum, et divise le Membre des Calcaires à ptérocères en deux sur la plateforme jurassienne, soit lié non seulement à l'ennoiement progressif de la plateforme, mais également au passage d'un climat chaud et aride à un climat chaud et humide, responsable d'une mésotrophisation des eaux. Dans ces conditions, la reprise de la production carbonatée, favorisée par la réouverture des environnements de dépôt sur la plateforme et des températures plutôt élevées, est inhibée par des conditions trophiques défavorables au développement de faunes photo-autotrophes, beaucoup plus productrices de carbonates que les faunes hétérotrophes.

Cependant, la hausse des températures n'est que de courte durée. En effet, dès la zone à Divisum, les températures de surface chutent dans le Jura et en Normandie (Chapitre 8). Cette chute semble également être observée en Lorraine (Brigaud et al., 2008, Lefort, 2011). Dans les dépôts jurassiens, les marnes deviennent encore plus abondantes et le Membre des Marnes à ptérocères se dépose. En parallèle, la chute du taux de kaolinite observée par Mouchet (1995, 1998), à la base des Marnes à ptérocères dans les coupes de La Main et Morillon, indique que l'altération des massifs cristallins n'a plus lieu sous un climat tropical, mais plutôt sous un climat tempéré, confirmant la chute des températures observées. Le $\delta^{13}C$ des coquilles d'huîtres quant à lui diminue et il semble que les eaux deviennent moins mésotrophes sur la plateforme. Ce signal est à nouveau commun avec le signal enregistré en Lorraine (Brigaud et al., 2008, Lefort, 2011).

Etape 4 : réchauffement climatique modéré et reprise de la production carbonatée (fin de la zone à Divisum, base de la zone à Acanthicum)

Dans le Jura, la production redevient carbonatée à la fin de la zone à Divisum, avec la mise en place des Calcaires des Gorges de Nouailles dans les secteurs septentrionaux et des Calcaires à stromatoporidés dans le secteur méridional *(Figure 9.1f)*. Aucune analyse géochimique n'a été réalisée dans cet intervalle de temps dans les séries jurassiennes. En revanche, en Normandie, un réchauffement est observé, qui coïncide avec le retour à une sédimentation plus carbonatée. D'après les analyses minéralostratigraphiques de Mouchet (1995, 1998), la quantité de kaolinite ne semble pas réaugmenter significativement lors de la reprise de la production carbonatée. De plus, en Aquitaine, comme en Normandie ou en Lorraine (Marnes à exogyres inférieures), la fin de la sous-zone à Chatelaillonensis ou de la zone à Divisum et les zones à Mutabilis et Acanthicum (équivalentes selon les échelles subméditerranéenne ou subboréale) sont généralement marquées par une sédimentation très marneuse (Hantzpergue, 1985, Olivier et al., 2008, Lefort, 2011). En Espagne en

revanche, dans une position plus méridionale, Bádenas et Aurell (2001) observent à la fois le développement de shoals oolithiques et le dépôt de faciès riches en terrigènes sur les rampes qui bordent le Bassin ibérique. Ainsi, il faut peut-être envisager que le Jura se trouvait, au passage de la zone à Divisum à la zone à Acanthicum, au niveau de la limite septentrionale de la ceinture climatique favorable au développement de sables oolithico-bioclastiques. Le climat y était alors peut-être suffisamment chaud pour permettre la reprise de la production carbonatée, mais encore trop frais pour qu'une reprise de l'export de kaolinite puisse avoir lieu.

Ainsi, les variations de la production de carbonates sur la plateforme, et les changements de géométrie que cela implique, semblent être très largement contrôlés par l'évolution à grande échelle du climat. L'accommodation et la géométrie des dépôts sont quant à elles dépendantes à la fois des variations climatiques (via la production carbonatée et les variations du niveau marin) et de la subsidence. Dans le Jura, l'Oxfordien supérieur est une période de forte subsidence (Wildi et al., 1989). L'étude des épaisseurs des séries sédimentaires suisses a conduit à l'hypothèse que l'expansion de la Téthys alpine au Jurassique supérieur a pu provoquer la réactivation des failles bordières de bassins permo-carbonifères, partiellement remplis par les dépôts salifères du Trias, qui constituaient un réseau de bassins en pull-appart dont l'orientation nord-est / sud-ouest coïncide effectivement avec celle de la plateforme (Wetzel et al., 2003). Il semble que l'importante quantité de sel triasique contenu dans ces bassins ait amorti partiellement les déformations lors de la réactivation des failles au Jurassique supérieur, et que la couverture jurassique n'ait subi que de simples flexures, créant un enchaînement de « creux et de bosses » alignés plus ou moins selon un axe nord-est / sud-ouest.

Il n'existe pas aujourd'hui de travaux mettant clairement en évidence la réactivation de paléostructures durant le Jurassique supérieur sous le Jura français. Pourtant, il est très vraisemblable qu'une paléostructuration du socle devait exister et rejouer parallèlement aux structures suisses.

Dans le Jura central, Cochet (1994) suggère que la présence d'un haut-fond d'origine structural sous le Jura central (Champagnole) pourrait être responsable d'une lacune sédimentaire couvrant toute la fin de l'Oxfordien et le Kimméridgien basal au Mont Rivel. Les observations réalisées ici (Mont Rivel, Châtelaine, Morillon) ont montré que contrairement à la vision de cet auteur, les dépôts de lagon observés au-dessus des faciès de shoals au Mont Rivel appartiennent eux-aussi à la zone à Bimammatum de l'Oxfordien et qu'il n'existe pas de lacune aussi importante dans le Jura central. Il ne semble donc plus nécessaire d'invoquer le rejeu d'une paléostructure hercynienne pour comprendre la dynamique sédimentaire du secteur. Dans le Jura méridional, Enay (1988), Chevallier (1989) ou Mangold & Enay (2004) suggèrent que la position des ceintures de faciès et également la rupture rapide entre les faciès très proximaux du nord-ouest et les faciès plus profonds du sud-est du secteur méridional au Kimméridgien inférieur pourraient être liées à l'existence d'accidents structuraux sous-jacents, responsables de la formation d'un « axe calcaire résistant » entre Pont-d'Ain et Morez (ou entre Nantua et Saint Claude) ; la nature, la position et le jeu exacts de ceux-ci demeurant inconnus. Les travaux réalisés ici montrent que les faciès du Kimméridgien basal adoptent une répartition directement liée à la position des ceintures de faciès et à la géométrie de la plateforme de l'Oxfordien terminal et que la répartition de ces derniers semble plus contrôlée par les variations climatiques et eustatiques au cours des zones à Bimammatum et Planula que par l'existence de paléostructures. En d'autres termes, il semble par exemple que la position de l'Oolithe blanche de Ramasse dans la zone à Planula soit d'avantage liée à la capacité de la plateforme à exporter beaucoup de carbonate qu'à l'existence d'un haut fond dans le Jura méridional, et qu'en l'occurrence, sans une modification des conditions eustatiques, la progradation de la plateforme aurait probablement continué plus au sud sans difficulté. En revanche, contrairement au Jura central, le fonctionnement d'une paléostructure au Kimméridgien inférieur à la limite NO/SE du Jura méridional ne peut être complètement écartée et pourrait effectivement avoir favorisé la mise en place de la marge étroite entre Molinges et Champfromier.

En Suisse, l'observation de la répartition des silicoclastiques et de l'épaisseur des séries sédimentaires montre qu'à l'Oxfordien, les bassins permo-carbonifères réactivés jouaient comme des dépôts-centres, dans lesquels s'accumulaient les sédiments (Pittet, 1996). D'après Jank et al. (2006a), le rejeu de ces bassins est très faible à la base du Kimméridgien inférieur, mais redevient plus fort à la fin du Kimméridgien inférieur et au Kimméridgien supérieur, favorisant le dépôt d'épaisseurs importantes de marnes (Marnes à ptérocères, Marnes à virgules) à certains endroits de la plateforme. A l'Oxfordien supérieur, la plateforme jurassienne, selon le transect étudié, montre une bipolarité évidente. Celle-ci disparaît au Kimméridgien basal où la géométrie extrêmement plate ne permet pas de mettre en évidence une quelconque polarité parisienne. Ce n'est en revanche plus le cas dans les niveaux supérieurs du Kimméridgien inférieurs, où la plateforme montre clairement à nouveau une bipolarité et des faciès moins profonds dans la partie centrale qu'au nord et au sud. La réacquisition de cette bipolarité au cours du Kimméridgien semble donc simultanée à la reprise de la subsidence différentielle observée dans le Jura suisse.

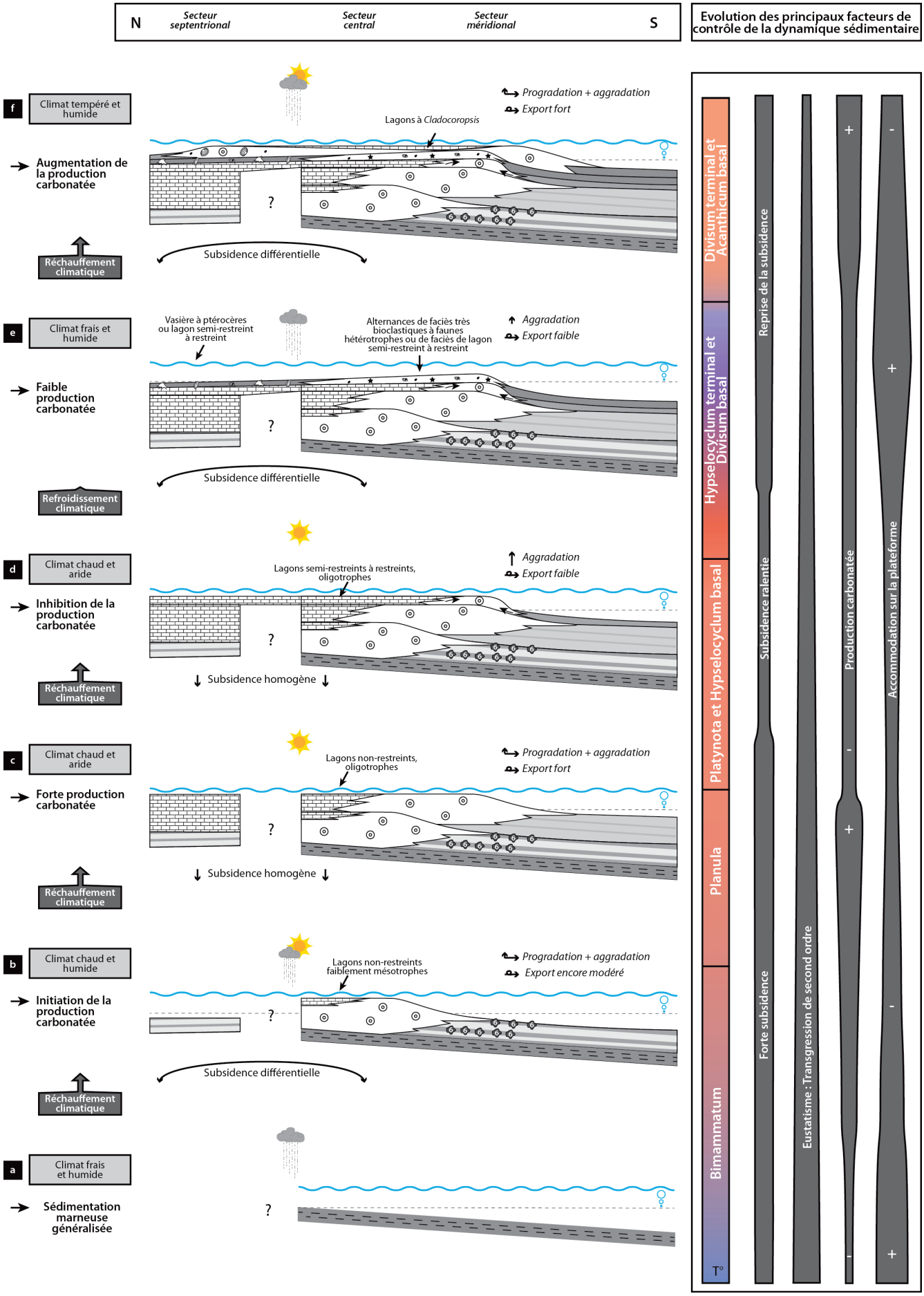


Figure 9.1 Evolution tectonosédimentaire et climatique de la plateforme jurassienne à l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur

9.1.2. Relations entre enregistrement sédimentaire et cycles d'excentricité

9.1.2.1. Séquences de petite et moyenne échelle, enregistrement des cycles d'excentricité de 100 et 400 ka

La révision du schéma lithostratigraphique (Chapitre 6) montre qu'au sein des dépôts jurassiens, des séquences de grande, moyenne et petite échelle peuvent être corrélées du nord au sud de la plateforme. Il apparaît que les changements de séquence de grande et moyenne échelle coïncident avec les changements lithologiques majeurs et les modifications importantes de la géométrie de la plateforme qui traduisent des changements dans la dynamique sédimentaire. Les séquences de petite échelle, quant à elles, rythment les séries, mais le passage d'une de ces séquences à la suivante ne correspond jamais à un changement lithologique majeur, sauf s'il coïncide avec un changement de séquence à moyenne échelle.

Les possibilités de corrélations avec les séries sédimentaires suisses (Gygi, 2000, Strasser, 2007) montrent que l'expression de ces séquences de grande, moyenne et petite échelle s'étend à l'ensemble de la plateforme jurassienne. L'établissement de corrélations avec la Lorraine (Lefort, 2011), montre que les séquences de grande et moyenne échelle sont également exprimées dans l'Est du bassin de Paris. Dans la coupe de Gudmont-Villiers (Lefort, 2011), le nombre de « séquences de haute fréquence », intermédiaire entre le nombre de séquences de moyenne échelle et de petite échelle dans la coupe de Consolation, laisse supposer qu'au moins certaines séquences de petite échelle sont corrélables jusqu'en Lorraine. À l'échelle européenne, les propositions d'équivalences entre certaines surfaces majeures du Jura et les discontinuités observées par Hantzpergue (1985), ou des limites de séquences de troisième ordre de la charte de Hardenbol et al.(1998), montrent que la plupart des discontinuités majeures, à échelle ouest-européenne, correspondent à des limites de séquence de moyenne échelle du Jura. Ainsi, les séquences de moyenne échelle observées dans le Jura semblent assez clairement d'origine allocyclique. Dans une moindre mesure, c'est probablement le cas des séquences de petite échelle s'exprimant sur toute la plateforme jurassienne, dans le Bassin delphino-helvétique et pour certaines jusqu'en Lorraine (Colombié & Strasser, 2003, Boulila et al., 2010, Lefort, 2011).

Les travaux cyclostratigraphiques menés dans les séries de l'Oxfordien-Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin delphino-helvétique ont montré que les séquences de moyenne et de petite échelle observées sur la plateforme étaient liées à des variations du niveau marin, induites par les cycles orbitaux d'excentricité de 400 ka et 100 ka (Strasser et al., 1999, Colombié & Strasser, 2003, Strasser, 2007). Par corrélation, les séquences de moyenne et petite échelle observées dans le Jura français sont donc probablement elles-aussi liées à l'expression de ces cycles. Les variations d'excentricité influencent directement le climat qui, en se modifiant progressivement, entraîne des variations du niveau marin et des changements environnementaux, responsables de changements de faciès et de la formation de séquences de dépôt.

A l'Oxfordien terminal comme au Kimméridgien inférieur, le tectono-eustatisme provoqué par l'ouverture de l'Atlantique nord et l'expansion de la Téthys alpine provoque des variations lentes, mais importantes du taux de subsidence. En parallèle, aucun indice ne permet de mettre en évidence l'existence d'une calotte polaire (Price, 1999) et les variations du niveau marin à haute fréquence sont de faible amplitude et probablement imputables aux cycles d'augmentation/diminution du volume de glace et d'eau continentales ou à l'expansion thermique de la surface des océans (Fairbridge, 1976, Gornitz et al., 1982, Jacobs & Sahagian, 1993). Dans les dépôts de la plateforme jurassienne, les apports de silicoclastiques aux alentours des limites de séquence de petite et moyenne échelle ont permis à Pittet (1996) de proposer que les limites de séquences coïncident avec des périodes pendant lesquelles le climat devient plus froid et humide. Les maxima d'inondation doivent quant à eux correspondre à des périodes plus chaudes.

Ces variations climatiques induisent *a priori* des variations de la température des eaux de surface. Des analyses réalisées sur roche totale dans une série contemporaine de rampe distale en Allemagne mettent en évidence une relation entre le $\delta^{18}O$ enregistré et les séquences de petite et moyenne échelle (Ruf et al., 2005). Dans le Jura central français, comme en Normandie, les analyses isotopiques réalisées sur des coquilles de bivalves ne montrent pas de variations du $\delta^{18}O$ en phase avec les séquences de moyenne échelle. La densité de l'échantillonnage ne permet pas d'observer les variations à petite échelle et la répartition irrégulière des échantillons le long des séries est potentiellement responsable de l'absence de variation observée à moyenne échelle. Quoi qu'il en soit, les limites de séquences de moyenne échelle coïncident le plus souvent à des changements lithologiques importants et il semble effectivement que, d'une séquence à l'autre, les conditions environnementales puissent changer. Ce phénomène pourrait être expliqué par la dérive des températures des eaux de surface à grande échelle. En effet, à cause de cette dérive, les conditions de reprise de la sédimentation, après les limites de deux séquences de moyenne échelle consécutives, ne sont pas les mêmes et ceci peut avoir un impact sur le type de sédiment alors mis en place. C'est d'ailleurs au cours de la zone à Platynota et de la partie inférieure de la zone à Hypselocyclum, pendant lesquelles les conditions climatiques semblent relativement stables, que les séquences de moyenne échelle les plus similaires en termes d'évolution des faciès se mettent en place.

9.1.2.2. Compatibilité du métronome séquentiel avec le cadre chronostratigraphique

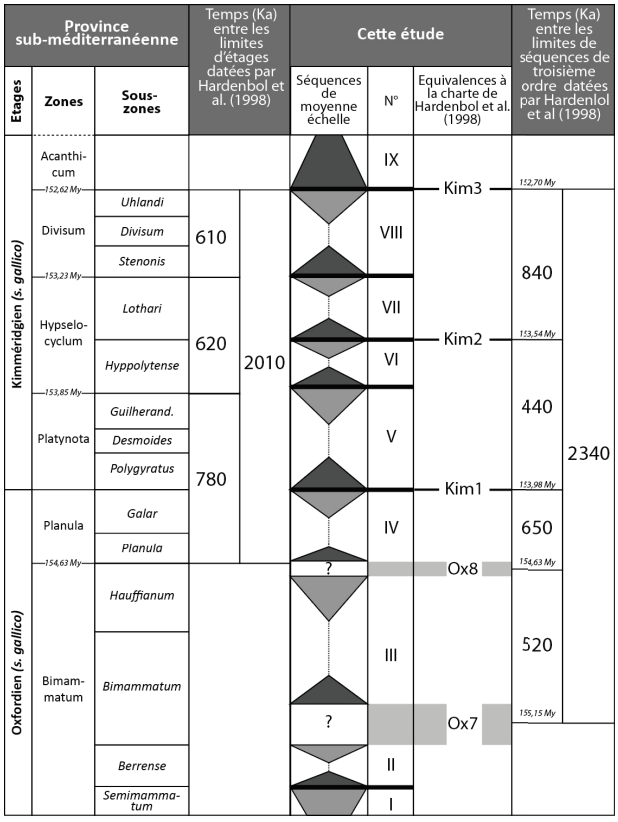


Figure 9.2 Durée des intervalles séparant les limites de séquences de moyenne échelle en fonction des âges chronostratigraphiques attribués à chacune dans la charte de Hardenbol et al (1998)

Si les séquences de petite et moyenne échelle sont effectivement le reflet des cyclicités d'excentricité de 400 ka te 100 ka dans l'enregistrement sédimentaire, celles-ci offrent alors un excellent métronome, dont la précision dépasse largement celle des datations radiochronologiques ou de la biostratigraphie. Néanmoins, les trois échelles, biostratigraphiques, radiochronologiques et séquentielles sont interconnectées, et le métronome séquentiel doit en principe rester en phase avec l'évolution des âges absolus.

L'inclusion au chapitre 6 d'une séquence de moyenne échelle supplémentaire sous la limite de séquence Kim 3, par rapport à ce que propose Strasser (2007), a des répercussions importantes sur la corrélation de l'échelle séquentielle et celle des âges absolus, qu'il est nécessaire de tester.

Dans la *Figure 9.2* ont été mises en relation les échelles biostratigraphiques, chronostratigraphiques et séquentielles subméditerranéennes, avec les séquences de moyenne échelle observées dans les dépôts jurassiens français. Dans cette figure, il peut être constaté que, intégré sur un intervalle de temps relativement long, équivalent à cinq ou six séquences de moyenne échelle, le métronome séquentiel est en accord avec les datations absolues et ce, quelles que soient les références prises pour les datations chronostratigraphiques (limites de biozones ou limites de séquences de troisième ordre). Ainsi, par exemple, l'intervalle allant de la base de la zone à Planula à la base de la zone à Acanthicum a une durée d'environ 2

millions d'années, compatible avec la succession observée de 5 séquences de moyenne échelle au cours de cet intervalle. De la même manière, l'intervalle compris entre les limites de séquence de troisième ordre Ox7 et Kim 3 a, d'après les datations radiochronologiques, une durée de 2,34 Ma qui correspond à la durée des six séquences de moyenne échelle mises en évidence dans cet intervalle de temps. En revanche, sur un temps relativement court, d'une séquence à une autre notamment, les divergences entre échelle chronostratigraphique et échelle séquentielle peuvent être importantes. Ce phénomène est probablement lié au fait que la durée d'une séquence de moyenne échelle se situe dans la gamme d'incertitude de la mesure des datations radiochronologiques.

9.1.2.3. Relations entre les modulations de 2,4 Ma des cycles d'excentricité et la dynamique de plateforme à grande échelle

Au cours de l'intervalle étudié, la plateforme jurassienne semble subir un cycle complet de variations climatiques à très grande échelle, depuis le passage d'un environnement frais et humide (zone à Bimammatum) vers un environnement chaud et aride (zones à Planula - Platynota), puis chaud et humide (zone à Hypselocyclum) et enfin à nouveau frais et humide (zone à Divisum). La mise en place de conditions favorables à l'export de carbonates depuis la plateforme jurassienne dans la zone à Bimammatum coïncide avec la limite de séquence II, et la reprise de la production carbonatée après l'évènement froid de la zone à Divisum s'opère dans la séquence VIII. Les deux phases d'initiation de la production carbonatée sont donc espacées, semble-t-il, d'environ 6 séquences de moyenne échelle, soit 2,4 millions d'années d'après le métronome séquentiel offert par les séquences de moyenne échelle.

Dans les dépôts de bassin de l'Oxfordien - Kimméridgien, plusieurs études ont montré que la susceptibilité magnétique, qui quantifie le ratio argiles/carbonates dans les sédiments (Boulila et al., 2008), enregistre, en plus des cycles d'excentricité de 400 ka et 100 ka, les modulations de 2,4 Ma des cycles d'excentricité de 400 ka (Laskar et al., 2004, Huang et al., 2010, Boulila et al., 2011, Laskar et al., 2011). Dans la mesure où la quantité de carbonates dans les dépôts de bassin dépend principalement de l'export de carbonates depuis les plateformes alentour (Schlager et al., 1994, Pittet et al., 2000), il semble que les modulations de 2,4 Ma des cycles d'excentricité de 400 ka ont un lien avec les phases d'alternance entre fort et faible export de carbonate depuis les plateformes.

Ainsi, il est possible que ces modulations aient influencé directement les grandes phases de croissance de la plateforme jurassienne et probablement les autres plateformes de la marge nord téthysienne. D'autres investigations, appuyées sur un cadre séquentiel et des analyses isotopiques haute résolution, sont maintenant nécessaires dans les dépôts de l'Oxfordien moyen et inférieur et du Kimméridgien-Tithonien des plateformes ouest-européennes, pour tester cette hypothèse. D'ores et déjà, les coupes synthétiques disponibles dans Strasser (2007) montrent, qu'environ six séquences de moyenne échelle après les Marnes du Banné (équivalentes suisses des Marnes à ptérocères), se déposent les « Marnes à virgules supérieures », qui pourraient témoigner d'un nouveau refroidissement.

9.1.3. Environnements favorables à l'enregistrement de la précession dans les dépôts de la plateforme jurassienne

Certaines séquences de petite échelle au sein des coupes sont subdivisées en 3 à 6 séquences de très petite échelle. Ces dernières sont généralement peu épaisses (infra-métriques) et ne s'individualisent que par des changements de faciès ténus et des discontinuités mineures. En revanche, elles sont souvent bien exprimées dans la stratonomie, où elles provoquent soit des alternances de stratocroissance-stratodécroissance des bancs, soit des successions de tendances stratodécroissantes.

Des séquences de même échelle ont également été observées dans les dépôts contemporains en Suisse, et ont été appelées séquences élémentaires (Strasser et al., 1999). Les travaux séquentiels et cyclostratigraphiques réalisés dans ces niveaux ont montré que les séquences

élémentaires suisses peuvent être liées soit à des phénomènes autocycliques, soit à des variations de très haute fréquence du niveau marin (allocycliques), sous le contrôle de variations climatiques liées aux cycles de précession dont la périodicité est d'environ 20 ka (Strasser et al., 1999, Strasser et al., 2012).

9.1.3.1. Enregistrement de la précession dans les lagons

Lagons de la zone à Bimammatum en France

Des séquences de très petite échelle sont particulièrement bien visibles dans certains dépôts de la zone à Bimammatum du Jura central. À La Châtelaine, ces séquences atteignent plusieurs mètres d'épaisseur. Elles se mettent en place sur des surfaces érosives. Les dépôts transgressifs remanient des galets issus du démantèlement des calcaires sous-jacents et se chargent en terrigènes (argiles et quartz). Rapidement, la quantité de terrigènes diminue et des faciès de lagon peu profond et relativement oligotrophes se déposent, latéralement à des constructions récifales métriques. La fin des séquences est marquée par le démantèlement de ces constructions, puis la mise en place de faciès oolithico-bioclastiques grossiers formant des accumulations infra-métriques à structures entrecroisées qui traduisent la migration rapide de corps oolithiques lorsque l'accommodation devient très faible. Le toit de ces barres est ensuite érodé et remanié lors de la transgression de la séquence de très petite échelle suivante. Sur la seule coupe de La Châtelaine, il est difficile de déterminer si de telles séquences sont auto- ou allocycliques. En revanche, l'épaisseur importante de ces séquences montre qu'une forte création d'accommodation régissait la mise en place de ces dernières, observation *a priori* contradictoire avec la faible amplitude des variations du niveau marin relatif au Jurassique supérieur (quelques mètres tout au plus). Cependant, d'après Wildi (1989) ou Wetzel (2003), l'Oxfordien, et notamment la zone à Bimammatum, sont des périodes pendant lesquelles l'extension de la Téthys alpine provoquait une subsidence particulièrement importante dans le Jura. Cette subsidence accrue a probablement favorisé l'enregistrement des séquences de dépôt de très petite échelle de La Châtelaine et plus généralement permis l'accumulation d'une épaisse série sédimentaire à l'Oxfordien.

Afin de déterminer le caractère allocyclique ou autocyclique des séquences, il est nécessaire d'effectuer des corrélations avec d'autres coupes. Quatre kilomètres au nord de la Châtelaine, la base des Calcaires blancs du Mont Rivel correspond à des chenaux et des barres oolithico-peloïdales qui se recoupent les uns les autres. Ses séquences de dépôt, liées à la divagation des chenaux et des barres, ne sont pas corrélables et sont manifestement autocycliques. En revanche, la partie médiane du membre enregistre des séquences de très petite échelle dans des faciès de lagon à oncoïdes très proches de ceux observés à la Châtelaine, et la comparaison des deux séries montre que les séquences observées au Mont Rivel se corrèlent à celles observées à la Châtelaine. Des différences faciologiques significatives sont néanmoins remarquables, dans la mesure où les séquences au Mont Rivel ne semblent pas se mettre en place sur des surfaces érodées, leurs cortèges transgressifs ne remanient pas, semble-t-il, de terrigènes et elles ne s'achèvent pas non plus par la mise en place de corps oolithiques.

Lagons de la zone à Bimammatum en Suisse

Dans les dépôts de lagon contemporains en Suisse, Hug (2003) et Védrine (2007) observent également des séquences de très petite échelle (qu'ils nomment séquences élémentaires). Celles-ci développent les mêmes types de faciès et de successions lithologiques que ceux observés dans les séquences de très petite échelle de la Châtelaine et du Mont Rivel. Ces auteurs expliquent les différences d'enregistrement d'une localité à une autre (présence ou absence de terrigènes, de barres oolithiques…) par une paléogéographie complexe, au sein de laquelle les silicoclastiques transiteraient et se déposeraient préférentiellement dans les dépressions, tandis que dans d'autres zones se développeraient préférentiellement des barres oolithiques, ou des dépôts de lagon dépourvus de terrigènes. Ainsi, par rapport à La Châtelaine, il est possible que le Mont Rivel ait été

momentanément situé sur une zone légèrement surélevée. En outre, dans les dépôts de lagon suisses, les séquences de très petite échelle ont été corrélées par les auteurs entre de nombreuses coupes et il semble que, si des phénomènes autocycliques ont pu avoir localement une influence sur la formation de séquences de dépôt « parasites », le facteur de contrôle principal de la mise en place de ces séquences soit la précession et donc un forçage allocyclique. Dans le Jura français, le faible nombre de coupes observées recoupant les faciès de lagon contemporains ne permet pas de mettre réellement en évidence le caractère allocyclique des séquences. Néanmoins, les similitudes avec les dépôts suisses conduisent à favoriser cette hypothèse et à considérer que, dans ces environnements de lagon, l'enregistrement sédimentaire résulte principalement d'un couplage entre une subsidence importante et un forçage climatique par la précession. Les phénomènes autocycliques (divagation de chenaux et de barres) semblent plutôt ponctuels.

Ce n'est vraisemblablement plus le cas dès lors que l'on se déplace dans le système de dépôt. En effet, dans la coupe de Morillon, 14 km au sud de La Châtelaine, des dépôts purement oolithiques se développent simultanément aux séquences de La Châtelaine et du Mont Rivel. Si l'existence de variations du niveau marin à très haute fréquence est enregistrée dans les lagons, ces mêmes variations ont nécessairement impacté tous les autres environnements de dépôt de la plateforme. Néanmoins, dans les niveaux oolithiques du Morillon, il n'a pas été possible d'identifier de séquences à très petite échelle. En effet, dans ces environnements de haute énergie, le déplacement continuel des barres oolithiques sous l'action des courants et de la houle, et le remaniement permanent des particules permettent aux phénomènes autocycliques de prévaloir dans l'enregistrement sédimentaire sur les phénomènes allocycliques, même si ceux-ci existaient.

Lagons de la zone à Planula et du Kimméridgien

Un autre exemple, très similaire, montre que cette répartition dans la prédominance des facteurs allocycliques ou autocycliques n'est pas spécifique à la zone à Bimammatum de la plateforme jurassienne. En effet, les faciès de lagon oncolithiques de l'Oncolithe de Pillemoine, de la base de la zone à Planula, développent eux-aussi des séquences de très petite échelle. A Loulle et Balerne, celles-ci débutent souvent par des intervalles marneux qui indiquent le dépôt de silicoclastiques, tandis qu'à Morillon, ces intervalles ne sont pas observés et la sédimentation semble se dérouler dans des conditions plus oligotrophes. La corrélation de ces séquences dans tout le secteur du Jura central et leur hiérarchisation au sein des séquences de petite échelle montrent que ces séquences se sont elles-aussi probablement développées sous l'impulsion de la précession. - Comme les faciès oolithiques du Morillon, l'Oolithe de Ramasse, contemporaine de l'Oncolithe de Pillemoine, mais située dans une zone plus distale de la rampe méridionale jurassienne et placée sous un régime hydrodynamique plus fort, n'enregistre aucune variation susceptible de refléter l'évolution du niveau marin à très haute fréquence.

Dans les faciès de lagon restreints à semi-restreints des Calcaires à ptérocères inférieurs (Kimméridgien) du secteur septentrional, la grande homogénéité des faciès ne permet pas toujours d'identifier clairement de séquences de dépôt de très petite échelle par des changements de faciès. En revanche, dans la stratonomie, des tendances de stratocroissance ou stratodécroissance peuvent être interprétées respectivement comme des tendances de création ou de diminution de l'accommodation. Comme dans l'Oncolithe de Pillemoine ou les Calcaires blancs du Mont Rivel, le nombre de séquences ainsi mises en place au sein des séquences de petite échelle est toujours compris entre 3 et 6, et il semble alors que dans ces lagons kimméridgiens, la précession contrôle également l'enregistrement sédimentaire à très petite échelle. Dans le secteur central (Morillon, Balerne), la mise en place ponctuelle de dépôts de plus forte énergie, sous l'influence des variations du niveau marin à petite et moyenne échelle, perturbe l'enregistrement des variations d'accommodation à très petite échelle et il devient très difficile d'identifier des séquences de dépôt à très petite échelle. Ainsi, il semble qu'en l'absence d'une subsidence très importante telle que celle

observée à la fin de l'Oxfordien, l'enregistrement des cycles de précession dans les lagons soit précaire et nécessite des conditions environnementales particulièrement calmes et stables.

9.1.3.2. Enregistrement de la précession en rampe médiane

En rampe médiane, les récifs de Loulle et leurs dépôts latéraux enregistrent également des variations dans la même gamme de fréquence que les séquences de très petite échelle de La Châtelaine. Ces séquences s'expriment là aussi par des variations du taux de silicoclastiques. Les plus forts taux de silicoclastiques encadrent les limites de séquences et provoquent d'importants arrêts de la croissance récifale. Chaque séquence de très petite échelle correspond alors à une phase de croissance récifale encadrée par deux arrêts de croissance majeurs, passant respectivement latéralement à un ensemble de bancs calcaires et deux vires marneuses. Il semble alors que, sous l'impulsion de la précession, les variations du niveau marin et du climat puissent également être enregistrées dans les niveaux de rampe médiane.

Ainsi, à l'instar de l'excentricité à petite et moyenne échelle, la précession à l'Oxfordien comme au Kimméridgien joue un rôle dans la mise en place des dépôts sédimentaires à très petite échelle. Cependant, les variations du niveau marin générées ne sont pas suffisantes pour dominer les phénomènes autocycliques dans les zones de la plateforme où l'énergie est trop importante, et seuls les lagons calmes ou les environnements situés sous la limite d'action des vagues de beau temps sont susceptibles de témoigner de son influence. En outre, il semble qu'une forte création d'accommodation favorise son enregistrement dans les environnements de lagon.

9.2. Développement récifal sur la plateforme jurassienne

9.2.1. Comparaison du modèle de répartition des entités récifales de la rampe jurassienne avec les modèles existants

La comparaison avec les modèles de répartition des environnements coralliens déjà établis pour le Jurassique montre que la plateforme jurassienne de la zone à Bimammatum présente des différences significatives avec les modèles connus. Dans les environnements de rampe médiane inférieure, la luminosité ne semble pas être le facteur principal de contrôle de la croissance récifale. Ainsi, contrairement aux biostromes typiques de l'écozone à *Dimopharaea* et *Microsolena* (Lathuilière et al., 2005) équivalents des biostromes à microsolénidés appelés récifs de type 1 et 2 dans la classification des récifs de l'Oxfordien d'Insalaco et al. (1997) *(*Figure 9.3*)*, ceux de la rampe médiane inférieure jurassienne présentent des faunes plus diversifiées dans lesquelles les microsolénidés ne sont pas dominants et arborent des morphologies coralliennes plus variées. La position sur la rampe des biostromes de Molinges (zones distales de la rampe médiane) et leur composition récifale (dominée par *Enallhelia* et *Dimorpharaea*) présentent des points communs avec les constructions de l'assemblage à *Enallhelia-Microsolena* mis en évidence dans le Bassin lusitanien (Leinfelder et al., 1994, Leinfelder et al., 1996, Nose & Leinfelder, 1997). Ce dernier assemblage s'implante dans les environnements soumis à de forts apports terrigènes, à l'origine d'un fort taux d'accumulation. A Molinges, le microsolénidé le plus abondant n'est pas *Microsolena* mais *Dimorpharaea*. Les corallites en V, profondes et larges de *Dimopharaea*, pourraient témoigner de sa meilleure faculté à rejeter le sédiment, et donc à s'accommoder d'un taux de sédimentation plus fort que *Microsolena* (Insalaco, 1996). Néanmoins, le taux d'accumulation semble plutôt faible à Molinges. Ainsi, l'assemblage à *Enallhelia-Dimorpharaea* observé à Molinges témoignerait plutôt de l'affinité de ces deux genres avec les eaux riches en nutriments que de leur capacité à gérer un fort taux d'accumulation.

Par comparaison avec le modèle de Lathuilière et al (2005), il semble que la transition entre rampe médiane inférieure et supérieure corresponde effectivement à un changement de genre dominant parmi les microsolénidés et au développement préférentiel de *Microsolena* par rapport à *Dimorpharaea*. En revanche, la morphologie en biohermes des constructions de Loulle et Morillon

diffère des biostromes à *Microsolena* classiquement observés dans l'écozone à *Microsolena*

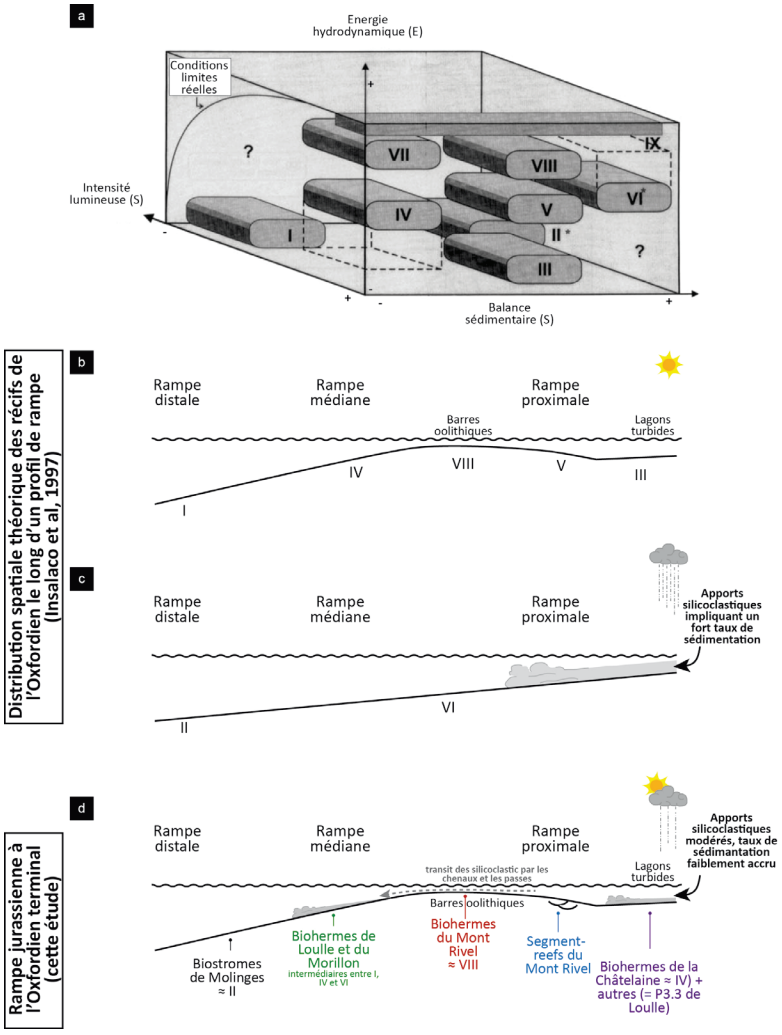


Figure 9.3 Modèles de répartition des récifs de l'Oxfordien en fonction des paramètres L, S et E

a: Répartition relative des différents récifs de l'Oxfordien en fonction de l'intensité lumineuse, l'énergie hydrodynamique et la balance sédimentaire, d'après Insalaco et al. (1997). Les récifs de la rampe jurassienne de la zone à Bimammatum ne peuvent pas toujours être replacés dans ce diagramme qui ne tient pas compte des conditions trophiques autrement que via la balance sédimentaire (S)

b: distribution spatiale des types de récifs développés le long d'une rampe en conditions oligotrophes d'après le modèle conceptuel d'Insalaco et al. (1997) figuré en a

c: distribution spatiale des types de récifs développés le long d'une rampe lorsque les apports sédimentaires sont accrus et génèrent un fort taux d'accumulation sédimentaire, d'après le modèle conceptuel d'Insalaco et al. (1997, Lathuilière et al., 2005) donné en a

d: distribution spatiale des types de récifs développés le long de la rampe jurassienne et équivalences partielles avec les types de récifs du modèle conceptuel d'Insalaco et al. (1997, Lathuilière et al., 2005)

(Insalaco, 1996, Lathuilière et al., 2005). Il est possible qu'une telle différence soit liée à l'énergie du milieu de dépôt (Riding, 2002).

Dans le diagramme L-E-S (luminosité, énergie, balance sédimentaire, *Figure 9.3*) de répartition des récifs coralliens de l'Oxfordien en fonction des conditions écologiques proposé par Insalaco et al. (1997), les récifs de Loulle et du Morillon ne trouvent pas d'équivalent. Plus proximaux sur la rampe que les biostromes à microsolénidés qui constituent les types I et II du diagramme, les récifs de rampe médiane supérieure de la rampe jurassienne ne sont pas rigoureusement similaires à ceux du type IV ou du type VI, qui constituent l'évolution des biostromes à microsolénidés lors d'une augmentation de l'énergie du milieu le long d'une rampe, respectivement lorsque les apports terrigènes sont faibles ou lorsqu'ils sont élevés. Par comparaison avec les récifs de type IV, les récifs de Loulle et du Morillon ont une taille et une absence relative de formes coralliennes branchues, de léïolites et d'organismes luminophiles et oligotrophes tels que *Lithocodium*, *Bacinella* ou *Cayeuxia* (Leinfelder et al., 1993, Dupraz & Strasser, 1999) nettement inférieures. Ces absences sont plutôt un trait commun avec les biostromes à microsolénidés (Insalaco, 1996, Insalaco et al., 1997, Lathuilière et al., 2005). Cependant, l'absence de ces organismes ne peut s'expliquer sur la plateforme de la zone à Bimammatum par un manque de luminosité dans le milieu. Il est donc plus probable que ces organismes oligotrophes ne puissent pas se développer en raison de conditions trophiques trop élevées. Par rapport aux récifs de type VI développés d'après Insalaco et al. (1997) sous des conditions d'apports terrigènes plus importants, les coraux occupent à Loulle comme au Morillon un pourcentage plus important du volume récifal et la diversité générique est plus élevée. Les récifs de

type VI se développant sous un taux d'accumulation très élevé, il est probable que les différences observées soient liées au taux de sédimentation. Il semble donc que les récifs de Loulle et Morillon constituent un intermédiaire entre les récifs de type I-II, IV et VI dans le diagramme LES proposé par Insalaco et al. (1997). En termes de luminosité, d'énergie du milieu et de taux de sédimentation, les récifs de rampe médiane supérieure dans le Jura sont plus proches des récifs de type IV, mais les conditions trophiques plus élevées et non prises en compte dans le diagramme semblent influer fortement sur la taille et la diversité corallienne des constructions. Dans les zones de forte énergie de la rampe interne, les assemblages des écozones à *Dendraraea* et *Comoseris* (Lathuilière et al., 2005) n'ont pas été mis en évidence le long de la rampe jurassienne de la zone à Bimammatum. Dans les environnements de haute énergie, les genres les plus abondants sont *Thamnasteria* et *Isastrea*. Ces genres ont été reconnus dans des proportions similaires dans des constructions anglaises de l'Oxfordien moyen, développées dans des environnements de barres oolithiques (Insalaco, 1999). Les écozones à *Dendraraea* et *Comoseris* ont été mises en évidence dans les environnements de haute énergie du Jura à l'Oxfordien moyen (Lathuilière et al., 2005). Ces assemblages occupaient alors une position plus méridionale et se développaient probablement sous un climat plus chaud. Dans ce cas, l'assemblage à *Thamnasteria* et *Isastrea* des constructions du Mont Rivel pourrait être lié à une différence de température, difficile à quantifier en l'état, et indiquer que la plateforme jurassienne de la zone à Bimammatum évoluait sous un climat plus proche de celui de l'Angleterre que du Jura de l'Oxfordien moyen. Ainsi, l'écozone à *Comoseris* semble avoir pour équivalent septentrional une potentielle « écozone à *Thamnasteria* » mise en place sous un climat plus frais, favorisant les apports silicoclastiques dans le système et des conditions un peu plus mésotrophes. Ceci fait écho au questionnement de Lathuilière et al. (2005) quant au fait de pouvoir replacer sur un même transect, les écozones à *Dimorpharaea* ou *Microsolena* mises en place sous un climat favorisant l'apport de terrigènes et de nutriments, et l'écozone à *Comoseris* développée en conditions très oligotrophes, sous un climat chaud et aride. Ici, les corrélations semblent effectivement montrer que, lorsque les terrigènes sont présents dans le système et provoquent des conditions même faiblement mésotrophes, les biostromes à microsolénidés passent latéralement à des assemblages « à *Thamnasteria* » plutôt qu'à l'écozone à *Comoseris*.

9.2.2. Développement récifal à l'Oxfordien terminal et au Kimméridgien

L'acquisition incomplète de la symbiose avec les zooxanthelles et de l'autotrophie chez les coraux du Jurassique est souvent invoquée pour expliquer leur tolérance, voire leur affinité pour les conditions relativement mésotrophes par rapport aux coraux actuels (Nose & Leinfelder, 1997, Dupraz & Strasser, 2002, Gill et al., 2004). Au cours de la zone à Bimammatum, les conditions environnementales changent et provoquent une forte augmentation de la production carbonatée (base des Couches du Morillon dans le Jura central et du troisième niveau à concrétions dans le Jura méridional). Les apports silicoclastiques diminuent progressivement à la fin de la zone à Bimammatum pour devenir négligeables dans la zone à Planula. Dans la zone à Bimammatum, des constructions se développent en rampe proximale et médiane, mais les conditions (faiblement) mésotrophes semblent constituer un facteur de stress environnemental important. Pourtant, paradoxalement, les dépôts des zones à Planula, Platynota et Hypselocyclum, a priori plus oligotrophes, n'ont pas livrés de niveaux coralliens (excepté à Balerne où les niveaux de la zone à Planula contiennent quelques très petites constructions, formées de quelques individus seulement). Ceci peut probablement être expliqué par la dynamique de la plateforme. En effet, à la fin de la zone à Bimammatum, la rampe méridionale progade rapidement. La plupart des environnements le long du transect deviennent alors semi-restreints et les fluctuations chimiques qu'ils subissent sont probablement létales aux coraux. Ainsi, des constructions à coraux se développent probablement à la faveur de conditions très oligotrophes, mais dans les zones les plus méridionales, situées entre Molinges et Champfromier, ou dans la région d'Aranc. Au toit de la coupe d'Aranc, des constructions ont d'ailleurs été observées. À Champfromier, les niveaux de la zone à Platynota sont également riches en débris de coraux, provenant probablement de zones un peu plus septentrionales.

9.3. Enregistrement des traces de dinosaures sur la rampe jurassienne

En 2006 furent découvertes des pistes de dinosaures sauropodes et théropodes à Loulle (Jura central français). Les travaux stratigraphiques réalisés au cours de cette thèse ont permis de dater avec précision les niveaux à pistes de dinosaures, et de les positionner dans le cadre séquentiel du Jurassique supérieur du Jura. L'analyse de détail de la coupe de Loulle et des niveaux à pistes qu'elle contient a fait l'objet d'une publication aujourd'hui en ligne sur le site de la revue Faciès. Les principaux résultats développés dans cette publication sont résumés rapidement dans le paragraphe suivant et la publication a été reproduite à la suite.

Le site à pistes de dinosaures de Loulle est inclus dans les derniers niveaux de la zone à Bimammatum de l'Oxfordien supérieur. Il s'agit donc à l'heure actuelle du plus ancien site à pistes de dinosaures découvert dans les dépôts du Jurassique supérieur du Jura franco-suisse. L'analyse faciologique de la coupe, et plus particulièrement de l'intervalle de 94 cm qui contient les traces de dinosaures, montre que celles-ci ont été formées dans un environnement de tidal-flat dans lequel émersions et immersions se succédaient, conduisant à un enchaînement de phases de dessiccation, de phases de croissance de voiles microbiens et de phases d'apport sédimentaire. Les traces ont été formées sur un sédiment irrégulièrement saturé en eau et couvert par un mat microbien épais et élastique. L'analyse de la morphologie des empreintes et de la rhéologie du sédiment foulé a permis d'identifier quatre types de traces, de reconstituer le scénario de leur formation et de montrer que la présence de voiles microbiens a évité l'érosion précoce des traces, mais a également empêché l'impression de détails anatomiques fins. La lithification précoce, probablement favorisée par une dolomitisation intense, a ensuite permis une fossilisation rapide des traces, les protégeant des remaniements lors des passages successifs de dinosaures. Le positionnement des niveaux à laminites de la coupe de Loulle dans le cadre séquentiel de haute résolution montre que l'enregistrement des traces de dinosaures n'a été possible qu'à la faveur d'un contexte séquentiel très particulier, selon lequel les gains d'accommodation à échelle élémentaire (infra-Milankovitch) et à petite échelle (100 ka) ont permis un recouvrement rapide et définitif des empreintes, tandis qu'en parallèle les pertes d'accommodation observées à moyenne (400 ka) et très petite échelle (20 ka) ont favorisé la progradation de la rampe à la limite des zones à Bimammatum et Planula, permettant aux dinosaures de s'aventurer sur le tidal-flat de Loulle, en suivant un isthme d'axe NE/SO. L'observation de la position des cinq sites à pistes de dinosaures jurassiens dans le cadre séquentiel haute résolution du jurassique supérieur du Jura montre, en outre, qu'il est possible que les modulations de 2.4 Ma des cycles d'excentricité de 400 ka aient également joué un rôle dans l'enregistrement de pistes de dinosaures sur la plateforme, en favorisant des phases de progradation-aggradation de cette dernière, particulièrement favorables au déplacement de dinosaures sur la plateforme, mais également à l'enregistrement à long terme de leurs traces.

Facies
DOI 10.1007/s10347-013-0368-y

ORIGINAL ARTICLE

Dinosaur track record on a shallow carbonate-dominated ramp (Loulle section, Late Jurassic, French Jura)

E. Cariou · N. Olivier · B. Pittet · J.-M. Mazin · P. Hantzpergue

Received: 31 October 2012 / Accepted: 14 March 2013
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013

Abstract In 2006, sauropod and theropod trackways were discovered at the locality of Loulle in the French Jura Mountains. During the Late Oxfordian (*sensu gallico*), Loulle was located at the southeastern margin of the carbonate-dominated French Jura platform. The upper part of the section contains a 94-cm-thick dinosaur track-bearing interval. Dinosaur tracks were recorded in a tidal-flat setting punctuated by frequent flooding and emersion phases leading to desiccation, microbial mat development, and new sediment inputs. Four types of tracks were identified relative to their morphologies and the rheology of the tracked sediment. Tracks were recorded on sediment with different degrees of water saturation, covered with a thick, cohesive, and elastic microbial mat. This mat cover prevented tracks from erosion agents but also prevented the record of trackmaker anatomical details. Early lithification, probably driven by enhanced dolomitization, allowed the rapid fossilization of the tracks, protecting them from reworking during the subsequent dinosaur tracking phases. Sequential analysis reveals that the record of dinosaur tracks was made possible by a gain of accommodation at the scale of elementary (infra-Milankovitch) and small-scale (100 kyr) sequences. The loss of accommodation observed at the scale of medium-scale (400 kyr) and very small scale (20 kyr) sequences enhanced the ramp progradation at the Bimammatum-Planula boundary, allowing dinosaurs to walk on the Loulle tidal-flat, along a narrow ENE/WSW isthmus.

Keywords Dinosaur tracks · Carbonate-dominated ramp · Sea-level changes · Depositional sequences · Late Jurassic · French Jura

E. Cariou (✉) · N. Olivier · B. Pittet · J.-M. Mazin · P. Hantzpergue
UMR CNRS 5276, Laboratoire de Géologie de Lyon: Terre, Planètes, Environnement, Université de Lyon, Université Claude Bernard LYON 1, Campus de la DOUA, Bâtiment Géode, 69622 Villeurbanne Cedex, France
e-mail: elsacariou@orange.fr

Introduction

Preservation modes and conditions of the dinosaur track record are classically documented in non-marine deposits (Paik et al. 2001; Houck and Lockley 2006; Lockley et al. 2007). In continental settings, the sedimentary record is driven by local base level, which is influenced by subsidence and climate (Catuneanu 2006). There are comparatively few sedimentologic and taphonomic studies of dinosaur tracks in marine deposits (Avanzini et al. 1997; Kvale et al. 2001; García-Ramos et al. 2002; Marty et al. 2007; Pazos et al. 2012). Although relative sea-level fluctuations and vertebrate track records are closely linked (Lockley and Fleming 1990; Lockley 1992), studies that place marine track-bearing deposits in a sequence-stratigraphic framework are only at low- to moderate resolutions (Kvale et al. 2001; Jank et al. 2006; Charollais et al. 2007; Phillips et al. 2007).

The Jura platform reveals several dinosaur tracksites in Kimmeridgian and Tithonian deposits (Meyer 1993; Meyer and Thuring 2003; Le Loeuff et al. 2006; Marty et al. 2007). In 2006, several dinosaur track-bearing surfaces were discovered in a small quarry at Loulle. These surfaces occur within in a 94-cm-thick interval and display hundreds of sauropod and theropod tracks. The excellent preservation of theses tracks in biolaminites allows a precise analysis of their mode of formation. This discovery

Published online: 04 April 2013

documents the presence of large vertebrates on this platform since the beginning of the Late Jurassic (Oxfordian *sensu gallico*). Moreover, the Loulle section displays inner- to mid-ramp facies deposited on a generally carbonate-dominated ramp, and the stacking pattern of these deposits allows a high-resolution sequential analysis. The aims of this paper are to (1) provide a description of the different types of tracks; (2) analyze their mode of formation; (3) perform a detailed facies analysis in order to determine the different marine depositional contexts and their evolution along the Loulle section; (4) propose a high-resolution sequential framework and highlight the putative impact of sea-level fluctuations on the dinosaur track record.

Geological framework

The Loulle section is located 4 km south of Champagnole in the central French Jura Mountains, along road D253 connecting Ney to Loulle (Fig. 1a). The section begins at the place known as "La Grande Chatelaine" (46°43′17 N, 5°53′59 E) and ends with the "Loulle lapiaz" (local name for a modern karstic surface; 46°42′51 N, 5°53′28 E). Girardot (1885) gave the first lithological description of the section, mentioning the presence of coral reefs and intervals rich in plant debris. Due to the scarcity of ammonites, a precise biostratigraphic age of the section is difficult to establish (Figs. 2, 3). However, according to the stratigraphic framework of the region (i.e., the Champagnole plateau) the Loulle section was attributed to the out-dated Rauracian-Sequanian regional stages (Girardot 1885; Guillaume et al. 1961; Guillaume and Guillaume 1965), which correspond in the central French Jura to the Bimammatum—Planula ammonite zones (i.e., Late Oxfordian *sensu gallico*; Enay 1966; Gaillard 1983; Enay et al. 1988; Cochet et al. 1994; Przybylski et al. 2010). The marly unit at the base of the section corresponds to the Marnes de Besançon Formation. The rest of the section up to the dinosaur track interval corresponds to the Couches du Morillon Formation. The oncolitic limestones in the upper part of the section compose the Couches de Balerne Formation.

During the Late Jurassic, the French Jura platform consisted of two diverging ramps aligned along a NE–SW axis, one dipping toward the Paris Basin to the north and the other toward the Delphino-Helvetic Basin to the south (Bernier 1984; Enay et al. 1988; Fig. 1b). Belonging to the ramp dipping to the south, the Loulle section was located in a transitional zone between inner- and mid-ramp settings (Gaillard 1983; Enay et al. 1988; Olivier et al. 2011).

Materials and methods

The Loulle section was measured bed by bed (Figs. 2, 3). A first description of the weathering profile, sedimentary structures, discontinuity surfaces, and lithologies was made in the field. To perform a facies analysis, each bed was sampled with particular attention to vertical and lateral facies variations, and 131 polished slabs with associated

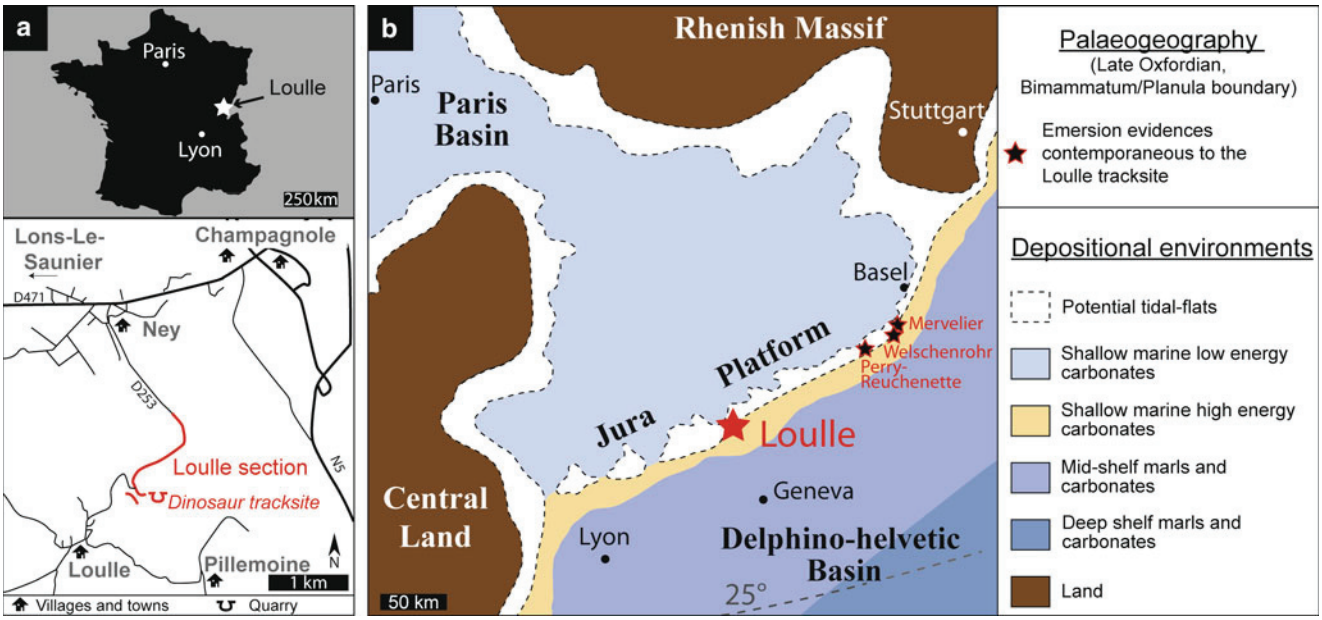


Fig. 1 **a** Geographical location of the Loulle section. **b** Paleogeographical context at the Bimammatum/Planula boundary (Late Oxfordian), compiled after Cecca et al. (2005), Hug (2003), Jank et al. (2006), and this study

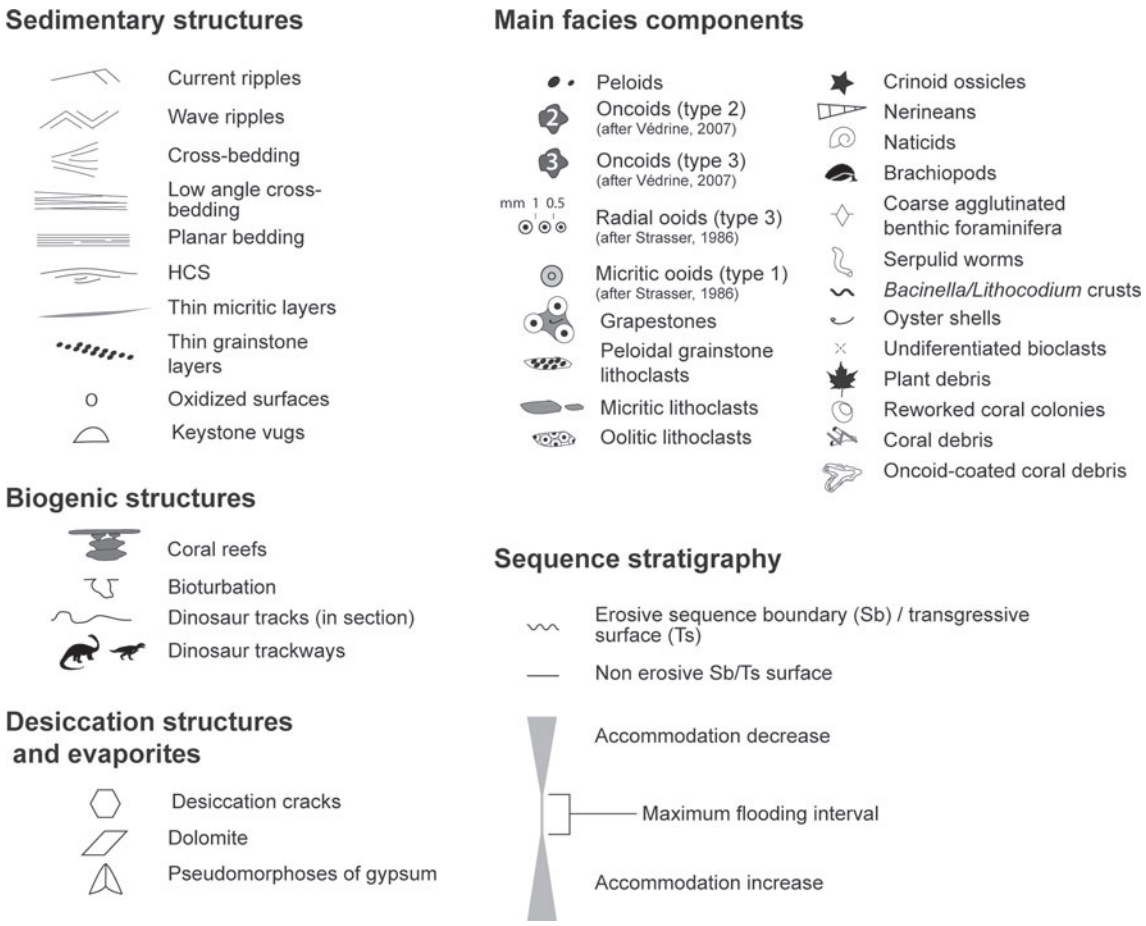


Fig. 2 Legend for the Loulle section of Fig. 3

thin-sections were analyzed. Textures were determined after the classification of Dunham (1962). Quartz proportions were quantified in thin-sections using comparison charts available in Flügel (2004). On the basis of field observations and microfacies analysis, 15 main facies types were distinguished (Table 1). Facies were then interpreted in terms of paleoenvironments and placed along the ramp zonation of Burchette and Wright (1992). The analysis of the nature of track-bearing deposits was made on quarry walls and floors and on 12 oriented polished slabs and 17 thin-sections. Additionally, six vertical cores of 6–40 cm in length were sampled, permitting to observe the whole track-bearing interval over a surface of 2,075 cm^2.

On plastic bio-laminated sediment, formation of a "true track" implies the deformation of the underlying layers creating "undertracks". With increasing depth, undertracks are less and less pronounced and record fewer and fewer anatomical details. After complete draping of a track by sediment, overtracks can also be created. Identification of true tracks was performed on vertical sections by determining the most deformed surface and by the analysis of the track infilling (Thulborn 1990; Lockley 1991; Marty 2008).

Comparison with Recent tidal flats allows subdividing the tidal-flat environment into distinctive zones characterized by typical associations of sedimentary features—e.g., lamination, bedding, bioturbation, ripple marks, desiccation cracks, and pebbles (Ginsburg and Hardie 1975; Ginsburg et al. 1977). Each specific association is linked to a mean percentage of days per year the sediment surface is subaerially exposed. This percentage is called the exposure index (100 % representing a permanent exposure). In ancient sediments, the application of this exposure index notably allows to define the tidal range, the water content of the substrate, the mud consistency, and the specific location on the tidal flat (Marty 2008). The centimeter-per-centimeter facies analysis of the track-bearing interval allows tracing the evolution of the exposure index, giving details about the organization of the tidal flat in the general facies model.

Changes in stacking pattern, lithologies, textures, and faunal contents were used to define elementary, very small, small-, and medium-scale depositional sequences (Strasser et al. 1999). Transgressive surfaces are generally well marked and slightly erosional. The subsequent intervals of

Zones
Sub-zones
Formations
Members
Bimammatum
Bimammatum
Marnes de Besançon
Couches du Morillon
Calcaires Oolithiques du Mont Rivel
Med.-scale
Small-scale
Very small-scale
Ox 6'
Bio-stratigraphy
Litho-stratigraphy
Sequential framework
Section
Facies
metres
Textures (Dunham, 1962)
Litho. units
Unit 1
Unit 2
Unit 3
Bad outcrop conditions
Mid-ramp
Inner-ramp
Planula
Planula
Hauffianum
Couches de Balerne
Oncolithes de Pillemoine
Calcaires de Loulle
Calc. bl. du Mont Rivel
Calcaire marneux récifaux de Loulle
Ox 7
Ox 8
V. s.-scale
Unit 4
Unit 5
Unit 6

◀ **Fig. 3** Log of the Loulle section including bio- and lithostratigraphic frameworks, sequential interpretation, textures, lithological units, erosion profile, and facies (location in Fig. 1, facies description in Table 1, and legend in Fig. 2)

accommodation gain are characterized by rapid facies changes, thickening-upward beds, and an increase in biotic diversity. Maximum flooding intervals correspond to deposition of the deepest and most distal facies and to the thickest deposits. Intervals of accommodation loss correspond to the filling of the available space by proximal facies with beds thinning upwards to the next sequence boundary. Sequence boundaries are placed where facies indicate the shallowest and most proximal settings, suggesting the lowest accommodation.

Section, facies analysis, and depositional settings

The Loulle section is subdivided into six main lithological units that essentially consist of limestones, locally interrupted by thin argillaceous limestones (Fig. 3). The first unit poorly crops out at the base of the section and is made of marl-limestone alternations (Fig. 4a). The second unit, from 1.5 to 20.5 m, consists of oolitic limestones (Fig. 4b). The third unit lies between 20.5 and 44 m and corresponds to oolitic, peloidal, oncolitic, bioclastic limestones and small coral-microbialite patch-reefs (Fig. 4c–e). The fourth unit, from 44 to 48 m, corresponds to argillaceous limestones, thin marly interbeds, and coral-microbialite bioconstructions (Fig. 5b, f). The fifth unit is made of peloidal intraclastic and oncolitic limestones, more or less dolomitized (Fig. 5a–e). At 64 m, a 94-cm-thick dinosaur track-bearing interval is located (Fig. 5a). At the top of the section, a last unit corresponds to oncolitic limestones.

Table 1 gives a detailed description of the 15 facies types and their interpretation in terms of depositional settings. Marl-limestone alternations laterally connected to meter-scale coral-microbialite patch reefs, correspond to facies 1 and 2 (Figs. 6a, 7a). Erosional bases, planar laminations, and ripple cross-laminations observed in argillaceous limestone beds are interpreted as storm structures, implying deposition below the fair-weather wave-base in a mid-ramp position (Table 1; Fig. 8). Facies 3 also corresponds to argillaceous limestones with thin marly interbeds. It differs from the first two facies by a texture that is both mud- and grain-supported (Fig. 7b), suggesting deposition at the transition between mid and inner ramp settings. Facies 4 is a well-sorted oolitic grainstone with large-scale cross-stratification. It represents oolitic shoals (Fig. 7d). Facies 5 is made of poorly sorted ooids, coral debris, and lithoclasts. It is interpreted as inter-shoal deposits. Facies 6 corresponds to intraclastic and peloidal limestones with ooids and large oncoids (Fig. 6b). Facies 7 is a coarse bioclastic limestone with nerineid gastropods (Fig. 6c). Facies 8 represents an oolitic limestone rich in crinoid ossicles (Fig. 7e). Facies 9 represents peloidal limestones containing large proportions of intraclasts, small oncoids, micritic lithoclasts, and grainstone lithoclasts (Figs. 6d, 7c, f). The grain-supported textures and the marine biota of facies 4–9 indicate deposition in an open lagoon above the fair-weather wave-base (Fig. 8). The grainstone texture, planar lamination, cross-stratification, reactivation surfaces, and meniscus cements point to a beach environment for facies 8 and 9. Facies 10 and 11 are oncolitic limestones (Fig. 6e), which were deposited in a sheltered non-restricted lagoon. Facies 12 is a bioturbated micritic limestone with sparse dolomite crystals, oncoids, and rare bioclasts (Fig. 6f), suggesting a semi-restricted lagoon. Facies 13 is a peloidal grainstone rich in small benthic foraminifera, displaying keystone vugs and reactivation surfaces. It was deposited in a beach setting of a semi-restricted lagoon. Facies 14 is a thinly laminated peloidal limestone with rare fauna, indicating a deposition in the intertidal or shallow subtidal zones of a tidal flat (Purser 1983; Flügel 2004). Facies 15 corresponds to dolomitized biolaminites, displaying ripple marks, fenestrae, mudcracks, and dinosaur tracks (Figs. 5a, 9). This facies was deposited in the intertidal to supratidal area.

Dinosaur track-bearing deposits

Dinosaur tracks are observed in a 94-cm-thick interval at 64 m from the base of the section (Fig. 3). This interval corresponds to biolaminites (facies 15; Table 1). A detailed analysis of polished slabs and thin-sections allowed the identification of four sub-facies (F15.1–F15.4; Figs. 8, 10). In the field, the outcropping conditions allowed the observation of nine bed surfaces (S1–S9), eight of them revealing dinoturbation, i.e., true tracks, undertracks, or overtracks.

Sub-facies F15.1 is characterized by an alternation of dark and light planar or gently irregular laminae that never exceed a few millimeters in thickness. This sub-facies recorded dinoturbation on surfaces S1, S2, and S4–S7 (Fig. 10). Dark laminae are made of a large amount of subhedral dolomite crystals (20–70 μm in size), micro-peloids and up to 20 % of small (20–30 μm in size) and well-sorted quartz grains (Fig. 11a, c). These laminae also contain organic matter and pyrite framboids (Fig. 11c). Thick dark laminae locally display ripple marks ca. 1 cm in height and ca. 3 cm in wavelength associated with desiccation polygons of 10–15 cm in diameter (Fig. 9b–f). S1 and S4 formed at the top of such dark laminae (Fig. 11). Light laminae correspond to dense peloidal micrite containing

Table 1 Facies descriptions

Facies	Lithology	Texture	Diagnostic components	Bedding, sedimentary structures, and granulometry	Paleoenvironments
F1	Thin marl-limestone alternations	P	Argillaceous limestone beds with peloids, undifferentiated bioclasts, ostracods, ooids, and quartz. Undifferentiated marly intervals	Thin beds (cm thick) alternating with cm- to dm-thick marly intervals. Erosive bases, planar lamination, and asymmetric ripples. Grain sizes <0.5 mm	Mid-ramp with storm deposits
F2	Argillaceous limestones with thin marly interbeds	P(G)-B	Argillaceous limestone beds with peloids, ooids (types 3 and 4 of Strasser 1986), bivalves, crinoid ossicles, brachiopods, serpulids, bryozoans, *Lenticulina*, siliceous sponge spicules, and ostracods. Coral-microbialite (m-scale) patch reefs. Undifferentiated marly intervals	Cm- to dm-thick beds and cm-thick marly interbeds. Coarse bioclastic laminae with erosive bases, normal grading, ripple cross lamination. Grain sizes rarely >1 mm. Biohermal buildups	Mid-ramp with storm deposits
F3	Argillaceous peloidal limestones	W(P)-B	Argillaceous peloidal limestone with intraclasts, small oncoids (type 2 of Védrine 2007), ostracods, echinoderms, brachiopods, bivalves, undifferentiated benthic foraminifera, and plant debris. Quartz and sparse euhedral to subhedral dolomite crystals	Dm-thick beds and cm-thick marly interbeds. Bioturbation. Grain sizes commonly <1 mm. Biostromal buildups	Inner- to mid-ramp transition
F4	Oo-bioclastic limestones	G	Ooids (type 3 of Strasser 1986), oncoids (type 2 of Védrine 2007), aggregates, micritic lithoclasts with quartz grains and siliceous sponge spicules, crinoid ossicles, coral debris, bivalves, and brachiopods, small undifferentiated benthic foraminifera, and quartz	Pluri-metric thick beds. Cross bedding (megaripples). Good sorting, grain sizes 0.2–2 mm. Pebbles and oncoids can be larger (up to 1.5 cm)	Oolitic shoal
F5	Bio-ooclastic limestones	P	Ooids (type 3 of Strasser 1986), coral debris, echinoids, bivalves, and lithoclasts	Dm-thick beds. Poorly sorted grains	Inter-shoal area
F6	Intraclastic and peloidal limestones	P(W)-B	Peloids, intraclasts, oncoids (type 3 of Védrine 2007), ooids (types 3 and 4 of Strasser 1986). Agglutinated foraminifera, bivalves, echinoids, brachiopods, nerinean gastropods, dasycladacean algae, *Cayeuxia*, and coral debris. Coral-microbialite bioconstructions with *Lithocodium* and *Bacinella*	Dm- to m-thick beds. Bioturbation. Oncoid sizes up to 2.5 cm large. Small (m-scale) patch reefs	Open lagoon, above fair-weather wave base
F7	Coarse bioclastic limestones	P(G)	Nerinean gastropods, ooids (type 3 of Strasser 1986), peloids, oncoids (types 2 and 3 of Védrine 2007), echinoderms, undifferentiated benthic foraminifera, dasycladacean algae, coral debris, lithoclasts, and aggregates	Dm-thick beds. Poorly sorted peloids and ooids. Ooid sizes 0.3–1.5 mm. Oncoids, aggregates, lithoclasts, and nerinean tests up to 10 cm large	Open lagoon, above fair-weather wave base
F8	Oolitic, ossicle-rich limestones	P-G	Ooids (type 3 of Strasser 1986), oncoids (type 2 of Védrine 2007), crinoid ossicles, and bioclasts	Dm- to m-thick beds. Top of beds often eroded. Beach rocks. Meter-scale cross stratification. Reactivation surfaces. Bioturbation. Meniscus cements. Ooids and bioclastic debris sizes 0.2–1.5 mm. Oncoid sizes <1 cm	Beach
F9	Lithoclastic limestones	G-P	Micritic and grainstone lithoclasts, peloids, aggregates, small oncoids (type 3 of Védrine 2007), ooids (type 4 of Strasser 1986), small undifferentiated benthic foraminifera, and dolomite	Dm- to m-thick beds. Hummocky cross stratification, symmetric ripples, planar lamination, reactivation surfaces. Grain sizes 0.2–5 mm, lithoclasts up to 1.5 cm	Beach

Table 1 continued

Facies	Lithology	Texture	Diagnostic components	Bedding, sedimentary structures, and granulometry	Paleoenvironments
F10	Oncolitic limestones	G-P(W)	Oncoids (types 2, 3, and 4 of Védrine 2007), dasycladacean algae, echinoderms, bivalves, brachiopods, and ostracods	Dm- to m-thick beds. Oncoid sizes up to 3 cm large	Sheltered lagoon, above fair-weather wave base
F11	Oncolitic limestones	P	Oncoids (type 2 of Védrine 2007), peloids, echinoderms, bivalves, brachiopods, sponge spicules, and dasycladacean algae	Dm-thick beds. Normal grading. Megaripples. Oncoid sizes up to 2 cm large	Sheltered lagoon, above fair-weather wave base
F12	Micritic limestones	W	Sparse euhedral dolomite crystals, oncoids, undifferentiated foraminifera, and bioclasts	Dm-thick beds. Burrows (*Thalassinoides*) often filled with dolomite or large sparite crystals. Bioclastic grain sizes <1 mm	Semi-restricted lagoon
F13	Peloidal limestones	G(P)	Peloids, small undifferentiated benthic foraminifera, gastropods, and *Cladocoropsis mirabilis*. Sparse gypsum pseudomorphs	Dm- to m-thick beds. Reactivation surfaces and planar stratification. Keystone vugs. Grain sizes 0.1–4 mm	Beach of semi-restricted lagoon
F14	Thinly laminated peloidal limestones	G	Peloids, rare fauna (miliolids, thin undetermined bioclasts). Quartz, rare gypsum pseudomorphs	Cm-thick beds. Thinly laminated planar or gently crossed-stratification (angles <5). Beach rocks. Excellent sorting, grain sizes 0.1–0.2 mm	Tidal-flat (lower intertidal zone)
F15	Laminated dolomite	M	Peloids, microbial mats, and micritic lithoclasts. Rare ostracods and small undifferentiated benthic foraminifera. Dolomite euhedral to sub-hedral crystals, quartz	Cm-thick beds with (mm-scale) internal lamination. Desiccation cracks, ripple marks, fenestrae, borings, rare bioturbation, black and grey pebbles, dinosaur tracks. Peloid and dolomite crystal sizes 50–100 μm	Tidal-flat (intertidal to supratidal zones)

scattered euhedral to subhedral crystals of dolomite (20–70 μm in size) with cloudy centers (Fig. 11a, c). These light laminae display irregular surfaces and an internal lamination characteristic of microbial activity (Noffke et al. 1997). S2, S6, and S7 formed at the top of these microbial mats. On S2 and S7, microbial mats grew both on polygons and in the cracks that formed in the underlying dark laminae, forming polygons of type C according to Black (1933). This led to small domes with an onion-like morphology (Figs. 9f, 12c). In both dark and light laminae, fauna is rare with only a few ostracods and small micritized bivalves. Apart from dinoturbation, this sub-facies is poorly bioturbated and displays rare open burrows of a few millimeters in width and depth. In terms of depositional setting, the presence of ripple marks at the top of dark sandy layers indicates wave action and deposition under shallow water. A probable tidal influence cannot be demonstrated, as current ripples or flaser-bedding are absent. Associated desiccation cracks indicate subsequent drying phases. Polygon size and dinoturbation suggest a rather high exposure index, probably between 60 and 90 %, pointing to soft and water-unsaturated sediment deposited in the higher intertidal to lower supratidal zone (Ginsburg and Hardie 1975; Ginsburg et al. 1977; Marty 2008; Figs. 8, 10).

Sub-facies F15.2 differs from F15.1 by thicker sandy dark laminae and less common light microbial laminae that display a more irregular shape (S3, Fig. 11a). Thick dark laminae contain large desiccation polygons, 15–25 cm in diameter (Fig. 9e). Desiccation cracks are deeper than those in F15.1 but remain shallower than 1 cm. Microbial mats grew on the dark desiccated laminae, forming polygons of type C according to Black (1933). Open burrows are common but this sub-facies does not display dinoturbation. Large desiccation polygons and high bioturbation are indicative of a general high water-saturation of the sediment and a low exposure index—probably between 60 and 20 % (Ginsburg and Hardie 1975; Ginsburg et al. 1977; Figs. 8, 10)—of the lower to higher intertidal zone.

Sub-facies F15.3 corresponds to highly bioturbated peloidal mudstones. It forms relatively massive intervals, up to 5–10 cm in thickness (Fig. 10). The bioturbation is homogeneously distributed and burrows display poorly defined margins. Benthic organisms reworked all laminae, homogenizing the sediment color and composition. Thus, the original lamination is barely visible or even absent. This sub-facies does not display dinoturbation. Poorly defined margins of burrows and the lack of desiccation features indicate a semi-liquid soup-ground—i.e., strongly water-saturated sediment—in the subtidal to lower intertidal zone and a low exposure index comprised between 0 and 20 % (Ginsburg and Hardie 1975; Ginsburg et al. 1977; Figs. 8, 10).

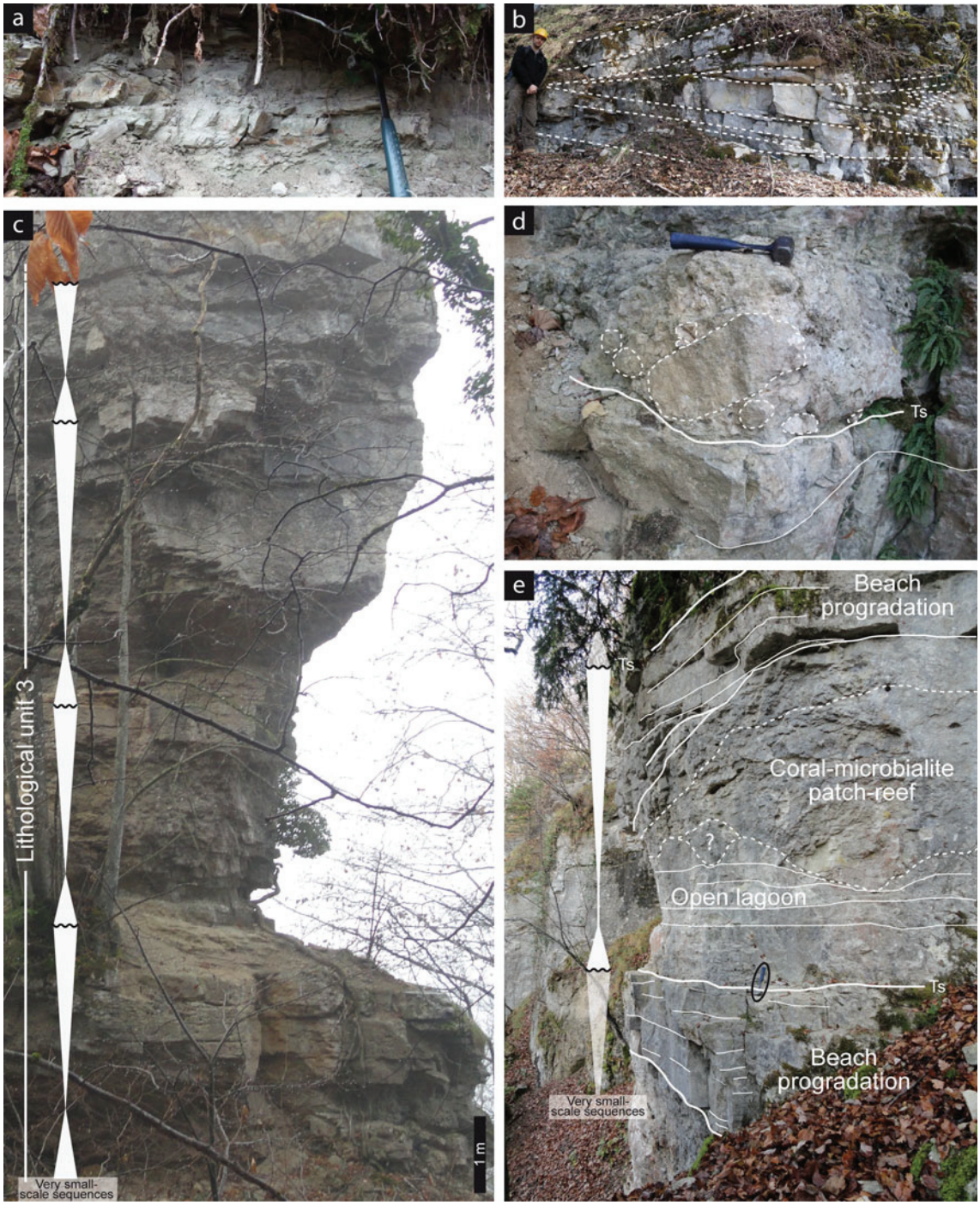


Fig. 4 Field views of the lower part of the Loulle section. **a** Marly limestones, lithological unit 1. **b** Large cross-bedded structures in oolitic facies (F4), lithological unit 2. **c** General overview of the lower part of lithological unit 3 and the first four very small scale sequences of this unit (cf. Fig. 3). **d** Detail of an erosional transgressive surface, third very small scale sequence of lithological unit 3. Note the large oolitic lithoclasts (surrounded by *dashed lines*), reworked from the oolitic beach deposits right below. **e** Illustration of the third very small scale sequence of lithological unit 3. *Hammer* is shown for scale

Sub-facies F15.4 corresponds to biolaminites with abundant reworked clasts. Light laminae have a microfacies similar to the microbial mat laminae of sub-facies F15.1. However, they are laterally more discontinuous and display abundant reworked light clasts and some more or less dismantled desiccation polygons (Fig. 11b, e). Dark laminae are mainly made of mm- to cm- scale light and dark clasts in a peloidal and dolomitic matrix. Light clasts

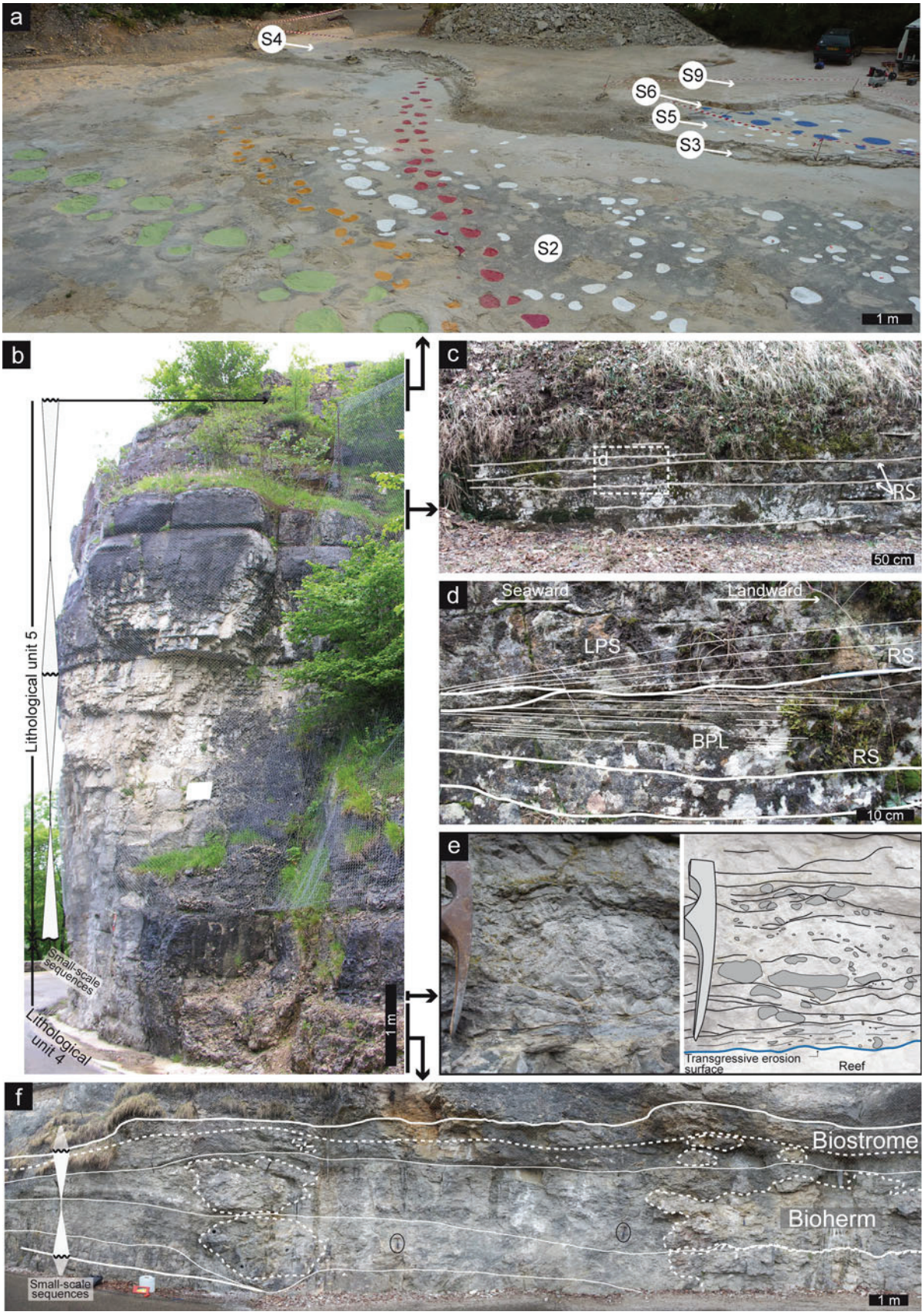
are reworked from microbial mat laminae. Dark clasts reveal a composition similar to microbial mat laminae (Fig. 11e), suggesting coloring by a blackening process (black pebbles; Strasser 1984). The presence of clasts highlights dismantling phases of desiccated microbial mats. This sub-facies displays poorly preserved dinoturbation on S8 and S9 (Fig. 10). Intervals displaying this sub-facies are often ended by oxidized and perforated surfaces. The features of this sub-facies suggest a deposition in the lower to higher supratidal zone, pointing to an exposure index higher than 90 % (Ginsburg and Hardie 1975; Ginsburg et al. 1977; Figs. 8, 10).

Dinosaur track types

True tracks were identified on the exposed surfaces S2, S4, and S6-8 (Fig. 10). Surface S2 constitutes the main quarry floor and outcrops over 3,000 m^2 (Figs. 5a, 9a, b, 12a–f). A detailed analysis of this surface reveals about 1,500 dinosaur footprints, among them 23 sauropod and five theropod trackways. Sauropod trackways display characteristic alternating crescent-like tracks corresponding to sauropod manus and ovoid to trapezoidal larger tracks attributed to sauropod pes (Lockley 1991). Manus-print widths range from 20 to 70 cm and pes-print lengths range from 35 to 110 cm (Figs. 9a, 12a, c–f). Theropod tracks display a tridactyl morphology (Figs. 9b, c, 12b). Their length generally varies between 20 and 30 cm but can reach up to 80 cm. Although the general morphology of the tracks allows to distinguish unambiguously sauropod and theropod tracks, anatomical details—e.g., digits, claws, or foot pads—are rarely observable (Fig. 12b). The surfaces S4–S8 never crop out over more than a few square meters and rarely expose tracks (Figs. 5a, 9c,e). Nonetheless, a theropod trackway was observed on the exposed part of S4 (Fig. 9c). A sauropod trackway was excavated on S5 (Fig. 5a) but the accurate analysis of the track-bearing interval in cross-section revealed that the trackway consisted of undertracks (Fig. 10). The related true-tracks rest on S6 and were observed only in vertical section. Several additional tracks on the surfaces S4 and S6-8 were also identified and observed in vertical section in the quarry faces (Fig. 13). Their size and morphology in vertical section always point to sauropod tracks (Marty 2008). Independently of the trackmaker, footprints have been classified into four true-track types on the basis of their morphologies, their relationships with the surrounding sediment and the rheology of the tracked sediment (Fig. 12). All observed true tracks were recorded on microbial mat layers. Track penetration depth never exceeds 10 cm.

Dinosaur tracks of type 1 correspond to shallow depressions never exceeding 3 cm in depth with poorly defined outlines and surrounded by a flat and barely visible displacement rim (Fig. 12a, f–g). On S2, the bottoms of this track type display well-visible and rather undeformed desiccation polygons. Dinosaur tracks of type 2 are defined by steep margins and surrounded by a thick and well-defined displacement rim. They are 3–8 cm deep (Fig. 12c, d, f–g). On the bottom of the tracks of type 2 observed on S2, desiccation polygons are flat, highly deformed, and sometimes absent in the forward position. If polygons are absent, the front of the track bottoms can display internal concentric rims of sediment infill (Fig. 12c). Unlike the polygons situated in the tracks, polygons situated on the displacement rims are particularly rounded and convex-up (Fig. 12c). Dinosaur tracks of type 3 are similar to type 2 in shape, depth, and internal structure. They differ from tracks of type 2 by flatter and larger displacement rims, which display sinuous external margins (Fig. 12d, g). Desiccation polygons are occasionally visible on the internal side of the displacement rims. The displacement rims' periphery displays a 2–3-cm-thick, flat sediment layer showing internal flow structures and steep and lobed external margins (Fig. 12d). Dinosaur tracks of type 4 are similar to types 2 and 3 in terms of shape and depth. The external part of the displacement rim is similar to the tracks of type 3, i.e., lobed with steep outer margins (Fig. 12e, g). However, the internal margin of the displacement rim cannot be clearly defined because the sediment of the rim flowed back into the track, forming a cm-thick sediment layer partly covering the track bottom.

On S2, most of the tracks are of types 1 and 2. A dozen of tracks of type 3 were nonetheless observed, while tracks of type 4 were only identified twice. Different types of tracks are often identified along the same trackway (e.g., type 1 and 2 in Fig. 12f). The theropod tracks observed on S4 display poorly defined displacement rims and the trampled desiccation polygons and ripple marks are poorly affected by deformation in the track bottoms. These tracks are attributed to type 1 (Fig. 9c). The distinction between track types 2, 3, and 4 is essentially based on the behavior of the sediment contained in the rim. As the sediment flow is not homogeneous around the tracks, the distinction in vertical section between the track types is highly dependent of the orientation of the section considered. This is why this distinction was not done on surfaces S6 and S7 where tracks were observed only in vertical section (Fig. 10). Tracks recorded on S8 correspond to very shallow depressions (<2 cm-deep), devoid of displacement rims. Track sizes and shapes evoke sauropod tracks of type 1. However, S8 is recorded in sub-facies F15.4, characterized by numerous erosion and reworking features and the tracks were probably damaged before their burial.


a
S4
S9
S6
S5
S3
S2
1 m
b
Lithological unit 5
Small-scale sequences
Lithological unit 4
1 m
c
Id
RS
50 cm
d
Seaward
Landward
LPS
RS
BPL
RS
10 cm
e
Transgressive erosion surface
Reef
f
Biostrome
Bioherm
Small-scale sequences
1 m

◀ **Fig. 5** Field views of the upper part of the Loulle section. **a** Loulle quarry, trackways were painted during field work (2008) in *green*, *yellow*, *red*, and *blue*. *White tracks* initially corresponded to isolated tracks, but are now attributed to trackways. S2–S6 and S9 are track-bearing surfaces. Upper part of lithological unit 5. **b** The first two small-scale sequences of lithological unit 5. **c** Reactivation surfaces (RS) seen below the track-bearing interval (meter 58 in Fig. 2). **d** Detail of the **c** picture. Reactivation surfaces (RS) sharply cut lagoonal beach planar lamination (BPL) and are covered by low-angle progradation structures (LPS). **e** First transgressive interval at the base of lithological unit 5. **f** Small-scale sequence of lithological unit 4. Biohermal and biostromal morphologies outlined by *dashed lines*

Observation of tracks of types 1, 2, and 3 in vertical sections reveals that track infillings always consist of peloidal sediments rich in dolomite, quartz, and organic matter, i.e., dark laminae of facies F15. These sediments display a sigmoidal internal geometry reflecting a progradational trend from the edges to the center of the depression. These sigmoidal structures display an aggradational component and are often truncated by weakly erosional reactivation surfaces (Fig. 13a, b). Microbial overgrowths on the track bottoms were not observed.

Sequential interpretation

According to the deepening-shallowing trends revealed by facies analysis along the Loulle section, different orders of depositional sequences can be identified (Fig. 3). Three-decameter-thick medium-scale sequences are characterized by large trends of facies changes. At the base of the section, thick oolitic shoal deposits (F4) of lithological unit 2 mark a phase of accommodation gain for the first medium-scale sequence. The maximum-flooding interval is likely

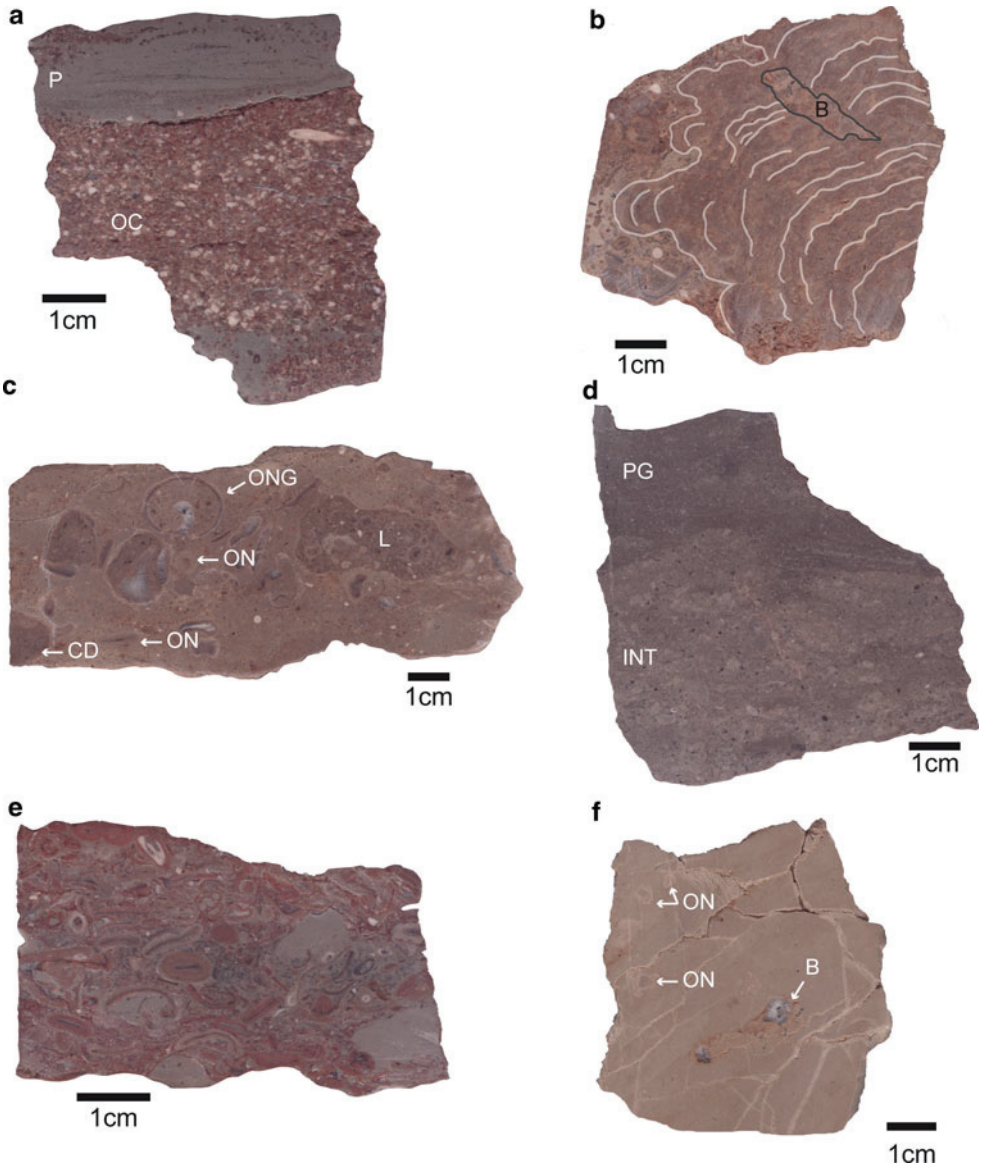


Fig. 6 Typical macrofacies observed along the Loulle section. **a** Facies 2; peloidal and bioclastic packstone (P) and ooid/crinoid ossicle-rich packstone/grainstone (OC). Note discrete cross-lamination in the peloidal and bioclastic packstone interval. **b** Facies 6; detail of a thick crust dominated by *Lithocodium aggregatum* and *Bacinella irregularis*, encrusting corals in open lagoon facies of unit 3. **c** Facies 7; oolitic packstone containing lithoclasts (L), oncoids (ON), oncoid-coated naticid gastropods (ONG), and coral debris (CD). Oncoids of type 2 after Védrine et al. (2007). **d** Facies 9; intraclastic packstones (INT) passing upward to well-sorted peloidal grainstone (PG). **e** Facies 11; oncolitic packstone with oncoids of type 2 after Védrine et al. (2007). **f** Facies 11; micritic limestone with small oncoids (ON) and an open burrow (B). *B* indicates a bioperforation

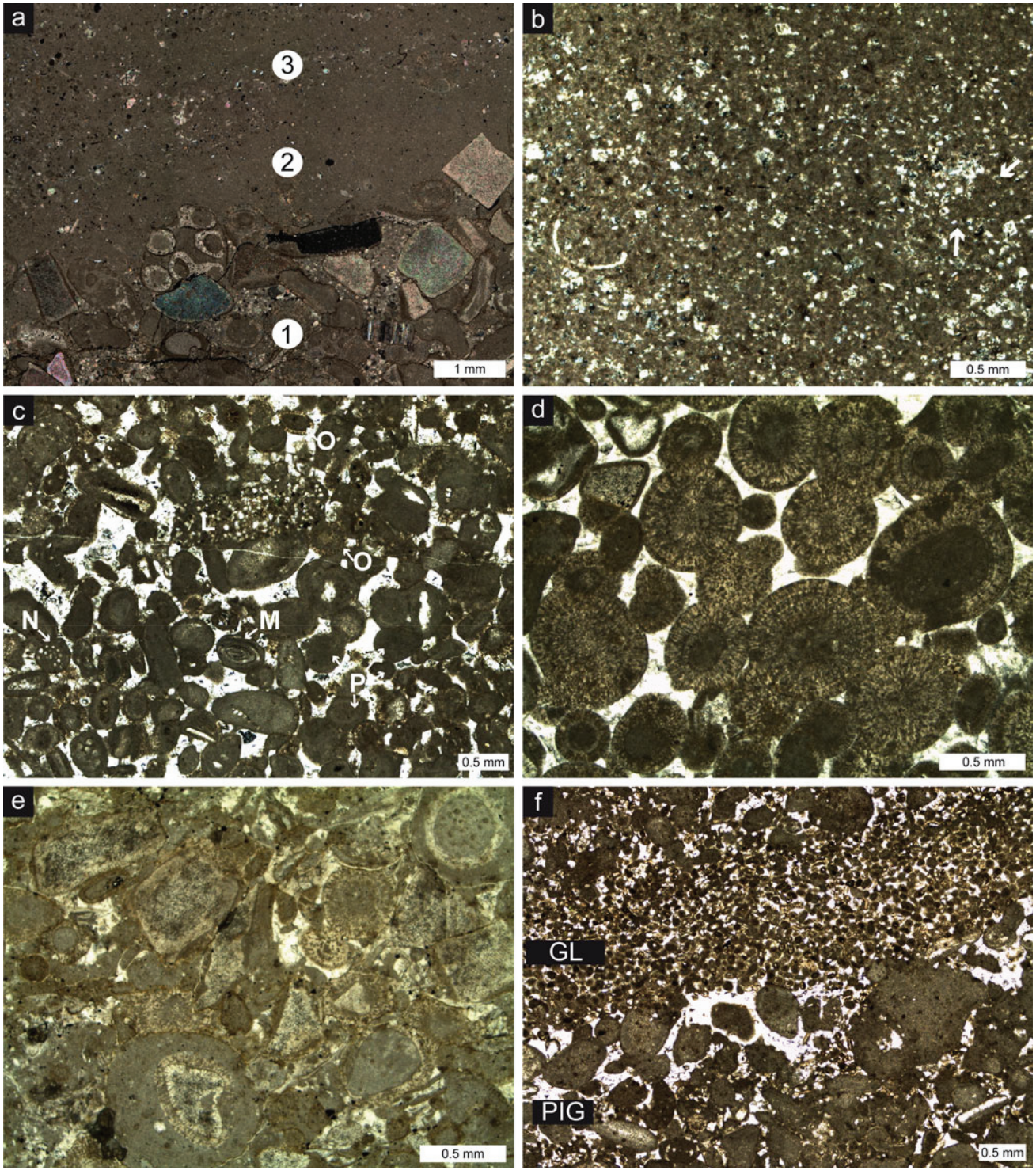


Fig. 7 Typical microfacies observed along the Loulle section. **a** Facies 2; (*1*) ooid/crinoid ossicle-rich packstone/grainstone, (*2* and *3*) peloidal packstone with different granulometries underlining the gentle cross stratification seen in Fig. 6a. **b** Facies 3; packstone. Note the scattered dolomite crystals, the ostracod shell, and the pearl-string arrangement of peloids and dolomite crystals (*arrows*), suggesting meiofaunal bioturbation (Fürsich et al. 2012). **c** Facies 9; intraclastic and peloidal grainstone with lithoclasts (L), peloids (P), ooids (O), miliolids (M), and *Nautiloculina oolitica* (N). **d** Facies 4; oolitic grainstone. **e** Facies 8; ooid/crinoid ossicles-rich packstone/grainstone. **f** Thin peloidal grainstone layers (GL) of facies 14 alternating with peloidal-intraclastic grainstones (PIG) of facies 9

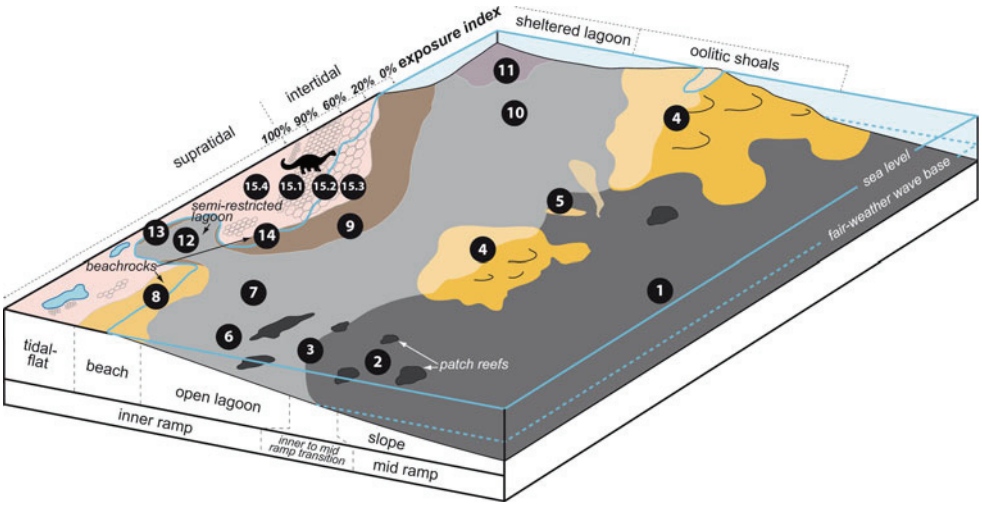


Fig. 8 Ramp facies model interpreted on the basis of facies evolution in the Loulle section (see text for more information). *Numbers* correspond to facies types

recorded in the middle part of lithological unit 3 where bioconstructions show a maximum of development. Reoccurrences of shoal deposits in the upper part of lithological unit 3 indicate a phase of accommodation loss. Bioconstructions of lithological unit 4 mark a trend of accommodation gain for the second medium-scale sequence. The maximum-flooding interval may have favored the development of the last bioconstructions at the base of lithological unit 5. The rest of this lithological unit, with beach and tidal deposits, reflects an accommodation loss. Only the base of the third medium-scale sequence is visible, i.e., lithological unit 6, with oncolitic limestones (F10–F11) that mark a gain in accommodation.

Nine small-scale sequences are interpreted along the section (Fig. 3). The stacking pattern of these sequences is particularly well marked in lithological units 4 and 5. At the base of lithological unit 4, a thin cm-thick bed with reworked clasts marks the beginning of a transgressive interval. Then, a gain in accommodation corresponds to the installation and development of meter-scale bioherms. In the last decimeters of this lithological unit, bioconstructions display biostromal morphologies, highlighting a phase of accommodation loss. In lithological unit 5, three small-scale sequences are identified. The first two show well-marked transgressive erosional surfaces. Their maximum-flooding interval is indicated by bioturbated argillaceous peloidal limestones (F3) of the mid to inner ramp. Tidal-flat peloidal limestones (F14) were deposited during phases of accommodation loss. The third small-scale sequence is the last one of the second medium-scale sequence. It does not record a clear transgressive erosional surface. Aggradational lagoon (F6 and F9) and tidal-flat (F15) deposits mark a phase of accommodation gain. Thick massive beds of bioturbated mud (F12) of semi-restricted lagoon origin indicate its maximum-flooding interval. Beach deposits (F13) then mark an accommodation loss.

Very small scale sequences are well recognizable in depositional settings where accommodation is sufficient for their record, i.e., at the transition between inner and mid ramp zones (Fig. 8). Very small scale sequences are recorded in lithological unit 3 where they display well-marked transgressive erosional surfaces (Fig. 4c–e). Accommodation creation leads to the record of lagoon coarse bioclastic deposits (F7) and the maximum-flooding interval to mid to inner ramp deposits (F3) and bioconstructions (F6). Loss of accommodation is marked by deposition of beach grainstones (F8). In lithological unit 4, very small scale sequences are also observed and correspond to the main reef-growth phases, which are delimited by major marly intervals (Fig. 5f).

The smallest depositional sequences, i.e., the elementary sequences, are only observed in intervals corresponding to specific depositional settings. In the track-bearing interval, the subtle sub-facies changes observed highlight elementary sequences of accommodation variations (Fig. 10). These sequences are highly asymmetrical and are 20–30 cm thick. Phases of accommodation gain are marked by the aggradation of thick bio-laminated deposits (sub-facies 15.1 and 15.2). Maximum-flooding intervals correspond to a few-cm-thick intervals of peloidal and quartz-bearing limestones, bioturbated and dolomitized (sub-facies 15.3). Phases of accommodation loss are characterized by the deposition of cm-thick dismantled and reworked dolomitic deposits rich in clasts (sub-facies 15.4). They are generally overlain by an oxidized and perforated surface.

Previous studies of Late Jurassic mid ramp deposits of the French Jura platform showed that the hierarchical stacking of depositional sequences can be explained by the superposition of different orders of sea-level fluctuations (Olivier et al. 2011). In Loulle, transgressive surfaces of very small scale sequences are well marked when there is a

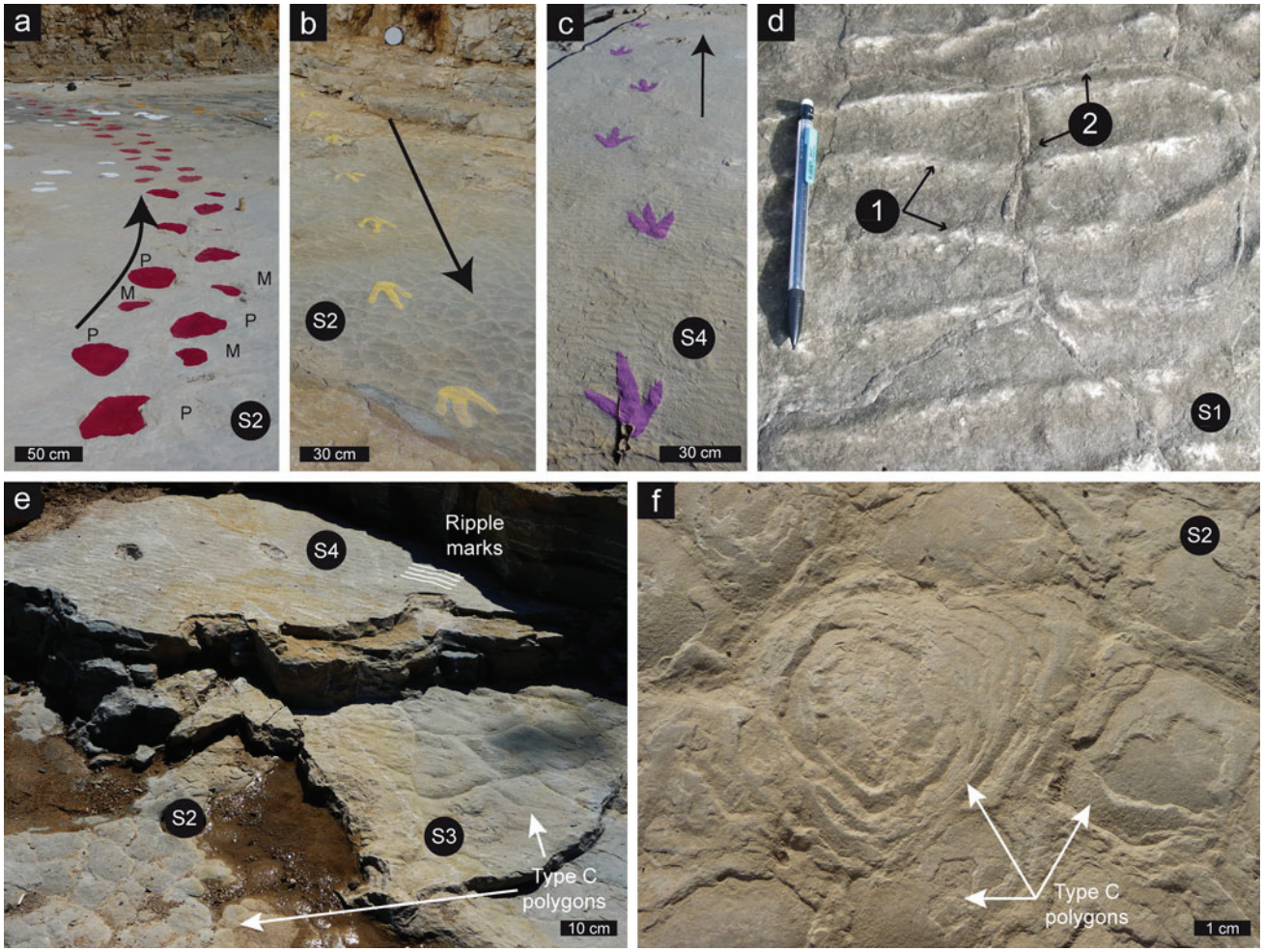


Fig. 9 Track-bearing surfaces and associated sedimentary structures. *Black arrows* indicate the direction of dinosaur displacements. **a** Sauropod trackway on S2 (M: manus, P: pes). **b** Theropod trackway on S2. **c** Theropod trackway on S4. **d** Straight-crested ripple marks (*1*), intersected by desiccation polygons (*2*). **e** Track-bearing surfaces S2, S3, and S4 displaying type C (Black 1933) desiccation polygons (<10 cm in diameter), type C desiccation polygons (>25 cm in diameter) and small straight-crested ripple-marks, respectively. **f** Type C desiccation polygons on S2. Note the onion-skin structure, illustrating successive microbial mat growth phases. Desiccation cracks are completely filled by microbial mats

gain of accommodation both at medium- and small-scales (cf. bases of lithological units 3 and 5). The superposition of maximum-flooding intervals of very small, small-, and medium-scale sequences led to maximum reef development in lithological unit 3. Equally, the record of track-bearing deposits can be explained by a superposition of different orders of relative sea-level fluctuations in a context of generally low accommodation (cf. discussion).

The sequential analysis performed in contemporaneous lithological successions in Switzerland identified medium-scale, small-scale, and elementary depositional sequences (Pittet 1994; Strasser et al. 1999; Hug 2003; Strasser 2007). The Ox7 and Ox8 third-order sequences are recorded in Jura deposits and each of them correspond to a medium-scale sequence, while the Ox6 third-order sequence, also recorded, corresponds to two medium-scale sequences, informally numbered Ox6 and Ox6′ (or Ox6+, Hug 2003; Védrine 2007). In agreement with biostratigraphic data and the important facies similarities of deposits between the French and Swiss Jura sections (Gygi and Persoz 1986; Gygi 2000), the medium-scale sequences observed in Loulle correspond to the medium-scale sequences recognized in Switzerland (Pittet 1996; Strasser et al. 1999; Colombié 2002; Hug 2003; Strasser 2007; Védrine 2007). The first medium-scale sequence in Loulle corresponds to Ox6′, the second one to Ox7, and the last one to Ox8. With respect to their number and thickness, the small-scale sequences can be compared to the small-scale sequences observed in Swiss sections. Very small scale sequences correspond to the elementary sequences recognized in Swiss sections. Strasser et al. (1999) demonstrated that the medium-scale, small-scale, and elementary sequences

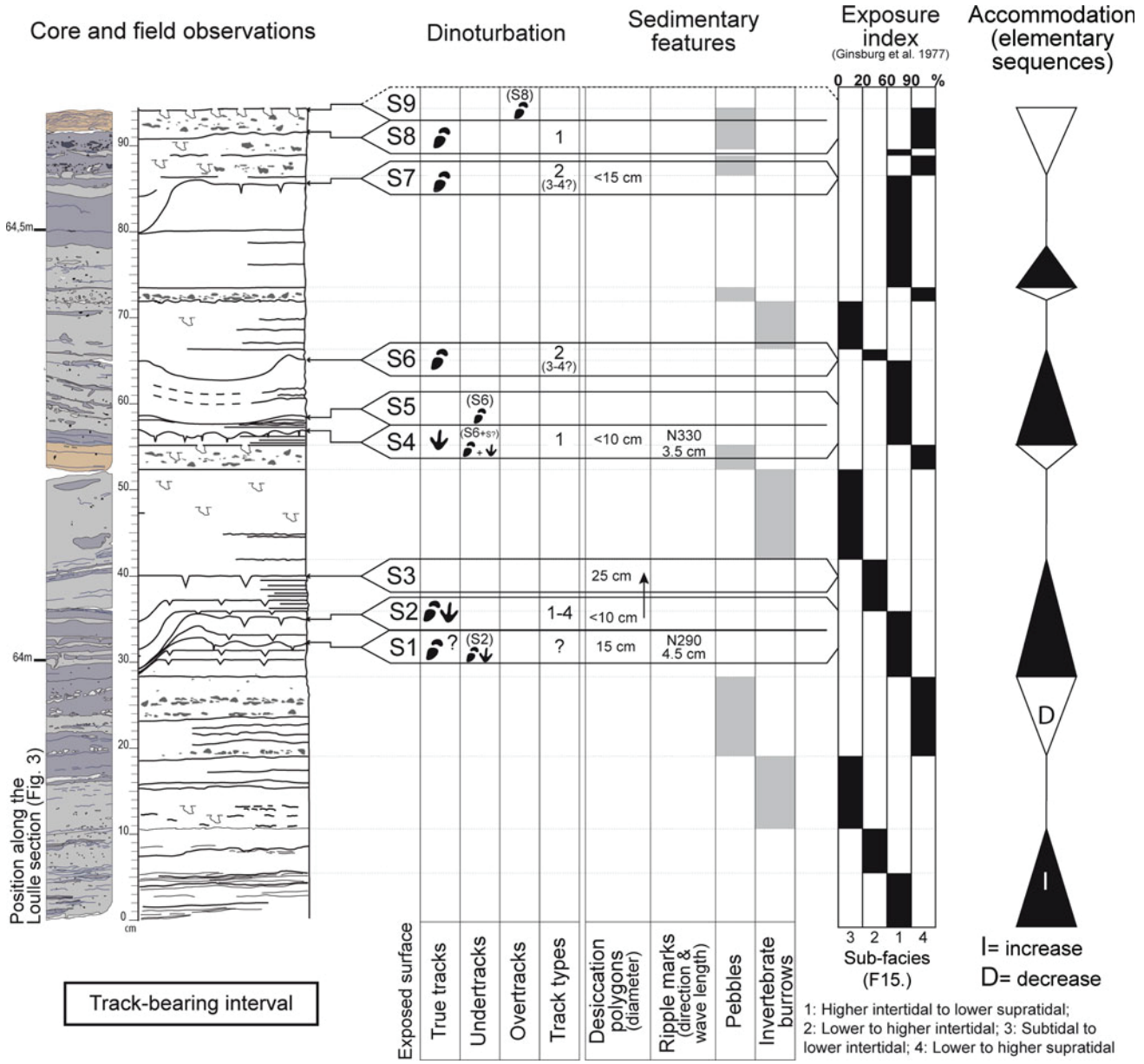


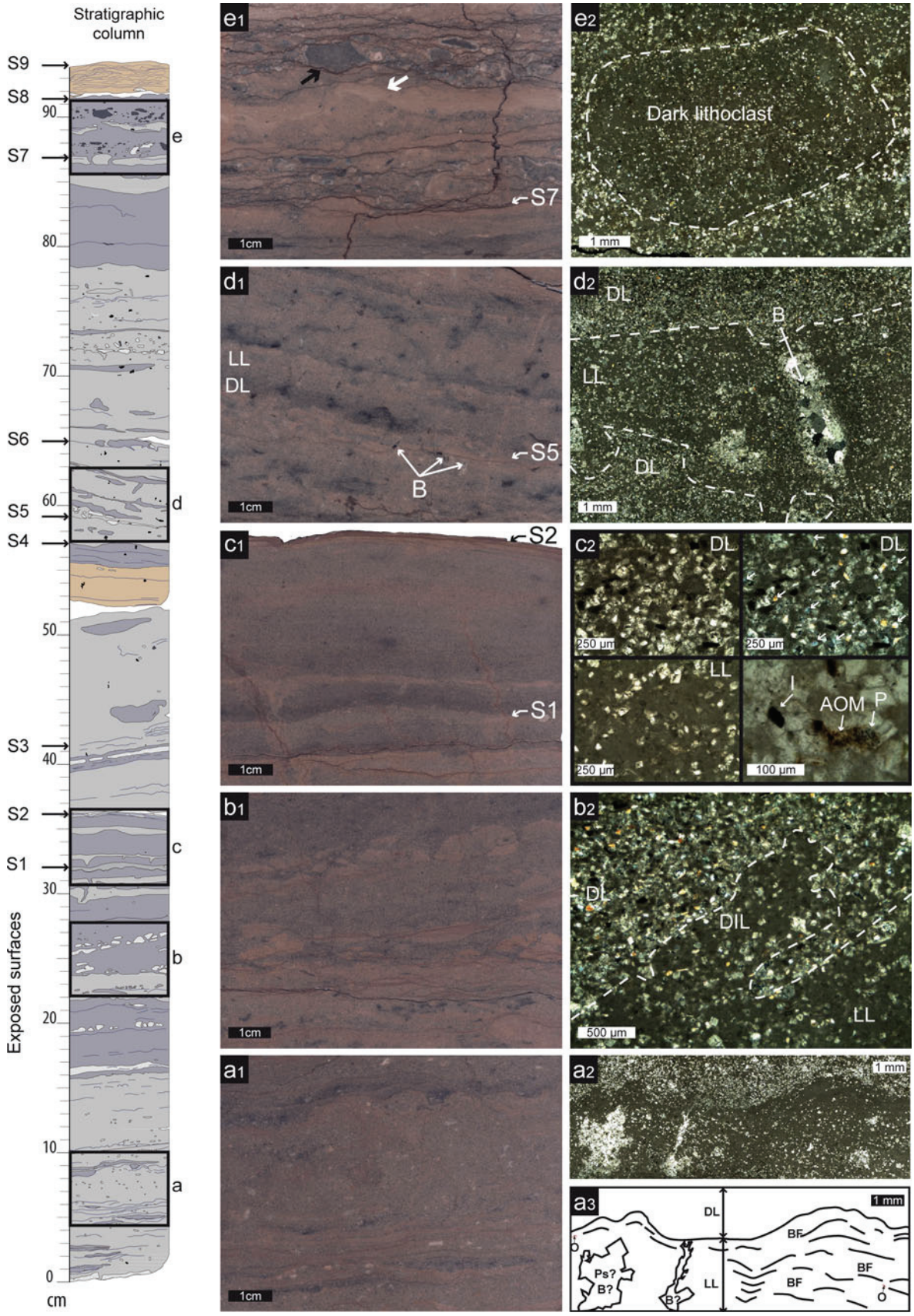
Fig. 10 Evolution of sub-facies, exposure index, and accommodation trends along the track-bearing interval

observed in Switzerland formed in tune with the orbital cyclicities of eccentricity (400 and 100 kyr) and precession (20 kyr), respectively.

Discussion

Track genesis in Loulle

Substrate properties and trackmaker nature influence the shape of the footprint at the moment of its formation (Scrivner and Bottjer 1986; Allen 1997; Milán and Bromley 2006; Marty et al. 2009). Right after the trampling, tracks can be submitted to weathering, flooding, collapsing, dismantling, or bioturbation, making their preservation extremely unlikely. However, early hardening, rapid covering by sediment and overgrowth by microbial mats can favor the preservation of tracks (Lockley 1989, 1991; Avanzini et al. 1997; Paik et al. 2001; Phillips et al. 2007). In Loulle, the track-bearing interval corresponds to an inter- to supratidal setting characterized by alternating periods of seawater influx and subaerial exposure. On the main tracked surface S2, the nature of the substrate onto which dinosaurs trampled corresponds to biolaminites (F15.1) of the higher intertidal area (Figs. 8, 10). The biolaminites are composed of

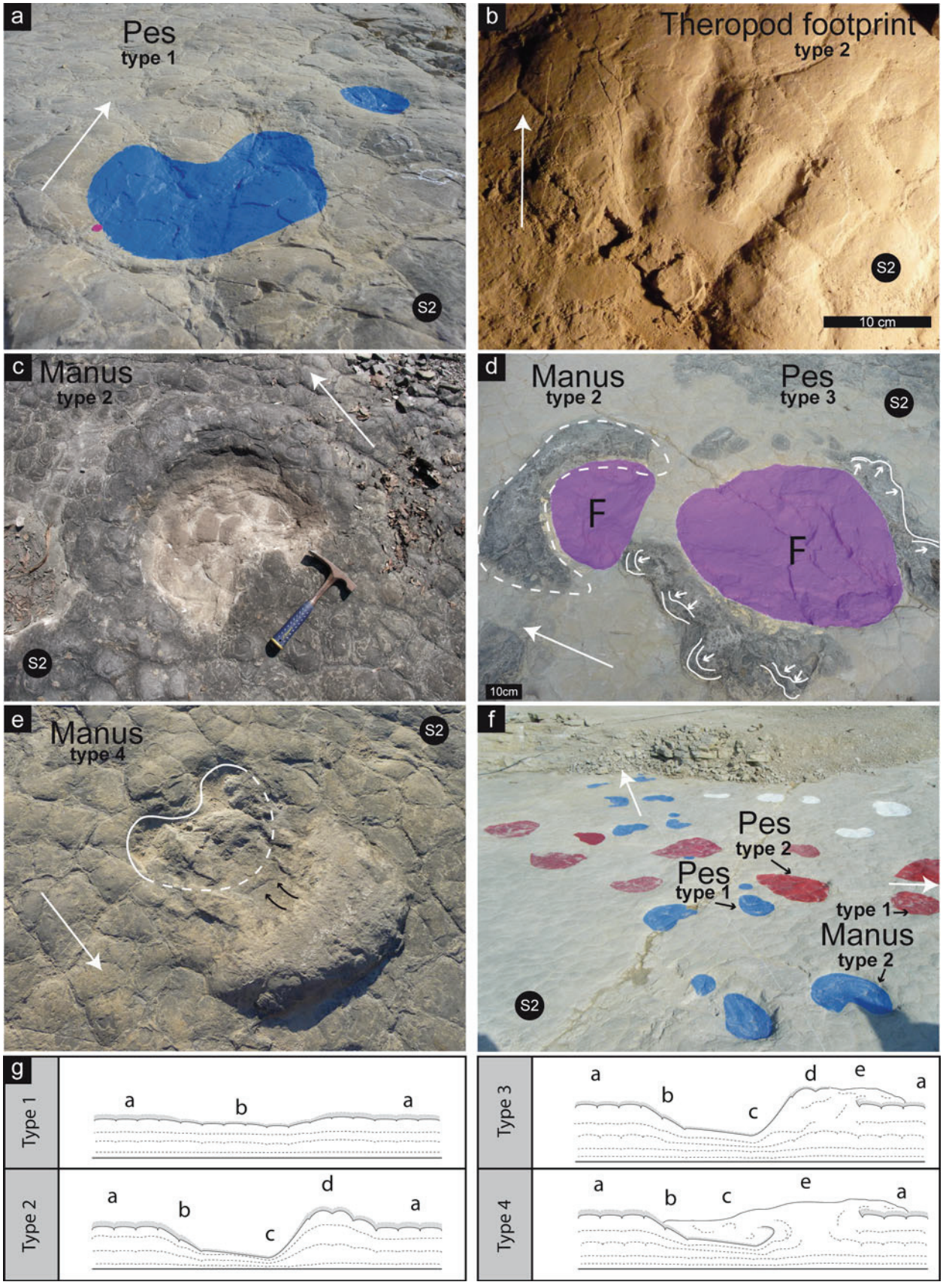

Stratigraphic column
S9
S8
S7
S6
S5
S4
S3
S2
S1
Exposed surfaces
cm
e
d
c
b
a
e1
S7
1cm
e2
Dark lithoclast
1 mm
d1
LL
DL
B
S5
1cm
d2
DL
B
LL
DL
1 mm
c1
S2
S1
1cm
c2
DL
DL
250 µm
250 µm
LL
I
AOM
P
250 µm
100 µm
b1
1cm
b2
DL
DIL
LL
500 µm
a1
1cm
a2
1 mm
a3
1 mm
DL
BF
Ps?
B?
LL
BF
BF
B?

◀ **Fig. 11** Stratigraphic column of the track-bearing interval and related facies and microfacies. Dark laminae (DL); light laminae (LL); dismantled lithoclasts (DIL); burrows (B); Ostracods (O); amorphous organic matter (AOM); pyrite (P); inertinite (I); gypsum pseudomorphoses (Ps), successive biofilm growth-phases (BF). $\mathbf{a_1}$ Flat lamination of sub-facies 15.1 shifting upward to irregular laminations of sub-facies 15.2. $\mathbf{a_{2-3}}$ Microscopic view of a dark and a light lamina of F15.2. $\mathbf{b_{1-2}}$ Sub-facies F15.4. Formation of light lithoclasts by dismantling of light laminae. $\mathbf{c_{1-2}}$ Details of the few centimeters below the main tracked surface S2 and different components of light and dark laminae. $\mathbf{d_{1-2}}$ Details of the sub-facies F15.1 with small open burrows. $\mathbf{e_{1-2}}$ Details of sub-facies F15.4 exhibiting dark (*black arrow*) and light lithoclasts. Note the section of a desiccation polygon (*white arrow*)

alternations of peloidal and quartzose mud, i.e., dark laminae, and microbial mats, i.e., light laminae (Fig. 14a). On present-day tidal-flats, muds are generally deposited in very shallow water. Microbial mats are susceptible to develop both in shallow water and on subaerially exposed surfaces if they are episodically re-flooded (Hardie 1977). Before the trampling, a phase of subaerial exposure led to the formation of desiccation polygons (Fig. 14b) associated to shallow mud-cracks in peloidal and quartzose dolomitic limestones. The size and the good preservation of the desiccation polygons indicate a relatively short period of exposure in an upper intertidal to lower supratidal zone (Ginsburg and Hardie 1975). Subsequently, a flooding event allowed the growth of microbial mats (Fig. 14c). On present-day tidal-flats, development of microbial mats on subaerially exposed desiccated surfaces preferentially occurs in the cracks between the desiccation polygons, where remnant humidity favors longer growth phases (Hardie 1977; Shinn 1983). On surface S2, mat growth was laterally continuous over the desiccated surface (onion-skin structures on polygons). These observations indicate a comparable humidity above and between polygons, pointing to a mat growth under a shallow-water column. During a trampling stage (Fig. 14d), the shape and structure of footprints depend on the exerted pressure, the water content in the sediment, and the mat cohesion (Scrivner and Bottjer 1986; Allen 1997; Marty 2008). Presence of different types of tracks along the same trackway indicates that the substrate displayed heterogeneities in water content. The absence of a displacement rim around tracks of type 1 indicates a rather dry substrate before the track formation (Marty 2008). On the contrary, the presence of a well-developed displacement rim in tracks of types 2, 3, and 4 points to a moist substrate (Marty 2008). Differences in the pressure exerted by the trackmakers are visible in tracks of type 2. Some of them are devoid of polygons at the bottom front of the track. This is due to a distinct deformation of the sediment under the track-maker's feet. Once the foot was removed, the sediment reflux produced concentric rims at the front of the print. The lobed external shape of the displacement rims of track types 3 and 4 suggests that the pressure exerted by the track-maker feet was sufficient to provoke extrusion of the sediment out of the rims by tearing of the microbial mat cover. The moderate lateral expansion of the extruded sediment lobes indicates that the substrate was insufficiently water saturated to largely spread out of the rims. Like the presence of different track types, related to heterogeneities in the water content of the substrate, the behavior of the extruded sediment around tracks of type 3 suggests that the trampling phase did not occur under shallow water but during a phase of subaerial exposure. On present-day tidal-flats, the presence of a thick, coherent, and elastic mat prevents cracking of the sediment surface and precludes the record of anatomical details in tracks (Demicco and Hardie 1994; Marty 2008). The convex-up shape of polygons—covered with microbial mats—on the top of displacement rims of track type 2 suggests that microbial mats were most of the time able to contain the sediment and water supply by stretching, during the trampling. This suggests high elasticity and cohesion of the mat cover. Such properties of the mat on S2 are consistent with the lack of anatomical details in the tracks. It could also explain the absence of a second desiccation polygon generation, which might have occurred during the trampling phase. Nevertheless, the absence of chips around the tracks rather suggests that the trampling of S2 by dinosaurs occurred before the formation of an early lithified and dried crust on the substrate surface (Avanzini et al. 1997; Marty et al. 2009).

On tidal-flats covered by microbial mats, Marty et al. (2009) discussed the possibility of growth of microbial mats inside the tracks, forming true (modified) tracks or overtracks, and masking their anatomical details. The lack of new microbial growth phases on extruded sediment around tracks of types 3 and 4 indicates that the tracked surface did not experience such a microbial overgrowth (Fig. 14e). The deposition of sigmoidal packages of sandy peloidal sediment inside the tracks rather suggests that track burial began by trapping of sediment (Paik et al. 2001). The infilling of the tracks is marked by successive phases of sediment input, separated by reactivation surfaces (Fig. 13b). These structures resemble low-angle metric HCS with lateral accretion, the formation of which is controlled by the combined action of waves and tides (Gréselle and Pittet 2010).

Intertidal laminated sediments from facies F15 contain much more dolomite crystals than any other facies. Dolomite crystals are mainly concentrated in quartzose laminae, while microbial laminae are poor in dolomite (Fig. 10). Such dolomite crystals—classified by Rameil (2008) as Type 2 dolomites—are known on present-day tidal-flats as "penecontemporaneous dolomites" (Budd 1997). Their formation is linked to tidal and evaporative pumping


a
Pes
type 1
S2
b
Theropod footprint
type 2
S2
10 cm
c
Manus
type 2
S2
d
Manus
type 2
Pes
type 3
S2
F
F
10cm
e
Manus
type 4
S2
f
Pes
type 2
Pes
type 1
type 1
Manus
type 2
S2
g
Type 1
a
b
a
Type 2
a
b
c
d
a
Type 3
a
b
c
d
e
a
Type 4
a
b
c
e
a

◀ **Fig. 12** Different types of dinosaur tracks. *White arrows* indicate the displacement direction of the trackmaker. **a** Type 1 sauropod pes, the two *blue marks* indicate the parts of the pes where the pressure was sufficient to provoke deformation of the substrate. This pes belongs to the *blue trackway* illustrated in **f**. **b** Type 2 theropod footprint. The track is well defined, polygons are clearly deformed or absent on the track bottom, and few anatomical details of the central digit can be distinguished. **c** Type 2 sauropod manus. Note the deformed polygons on the track bottom, the concentric internal rims at the front of the track, and the convex-up polygons on the displacement rim. **d** Type 2 and type 3 tracks associated in a same manus-pes couplet left by a sauropod. While the manus displacement rim is well constrained, the pes one displays irregularly lobed edges indicating flowing of the sediment out of the elastic microbial mat cover. **e** Type 4 sauropod manus. Instead of spreading outward only as in type 3 tracks, the sediment of the disrupted rim flowed back into the track (*black arrows*), partially covering the track bottom. **f** Two intersecting sauropod trackways displaying simultaneously type 1 and type 2 tracks, depending on the substrate properties and the differential pressure exerted by manus and pes. **g** Sketches of the different track types in vertical section. *a* Undisturbed desiccation polygons, covered by undisturbed microbial mat. *b* Slightly disturbed polygons and microbial mat cover. *c* Highly disturbed, crushed polygons and microbial mat cover. *d* Convex-up polygons, created by sediment pressure in the displacement rim. *e* Sediment flowing out of the displacement rim after rupture of the microbial mat cover

processes (Carballo et al. 1987; Rameil 2008). According to Carballo et al. (1987), this kind of dolomitization increases in the first centimeters underneath the sediment surface and provokes cementation of the sediment during the first centuries of burial. Independently of the tracked surface, the track penetration depth never exceeds 10 cm in Loulle, suggesting that the sediment below the first 10 cm was consolidated or compacted enough to support a sauropod. In agreement with the type of dolomitization, a relatively rapid cementation of biolaminites, enhanced by early dolomitization, probably avoided the formation of deep or pointed depressions during the trampling (Paik et al. 2001). It also prevented buried tracks from destruction during the next incursions of dinosaurs on the tidal-flat by limiting the formation of numerous deep undertracks (Paik et al. 2001). Finally, it protected buried tracked surfaces from bioturbation.

Dinosaur tracks and sea-level fluctuations

In continental settings, numerous studies demonstrate that accommodation creation is essential for track preservation and is mainly driven by subsidence (e.g., Paik et al. 2001; Houck and Lockley 2006). The Jura platform developed on a slowly subsiding passive margin (Wildi et al. 1989). Thus, accommodation variations were mainly driven by high-frequency sea-level fluctuations (Strasser et al. 1999). Lockley and Fleming (1990) and Lockley (1992) recommend the "marriage" between sequence stratigraphy and vertebrate track study, because the presence of tracks in sediments can help sequential interpretation. Reciprocally,

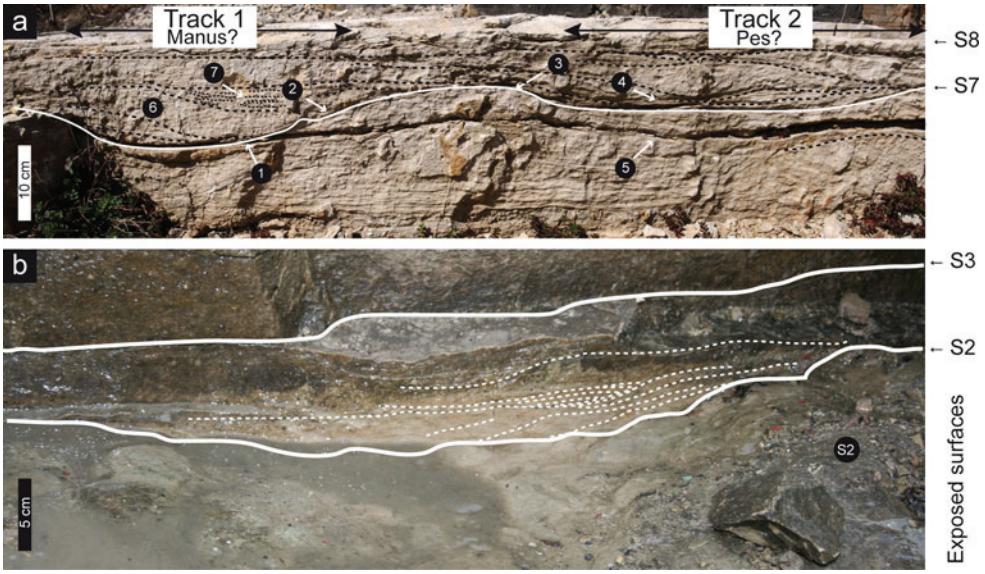


Fig. 13 Dinosaur tracks in section. **a** Two footprints on the surface S7 (*white line*). (*1*) Contact between the track 1 bottom and a poorly deformed underlying surface. The differences in the sediment behavior (deformation) below and above this surface indicate the position of the early lithification front at the moment of the track formation. (*2*) Edge of track 1. (*3*) Displacement rim of the two tracks. (*4*) Bottom of the track 2. (*5*) Surface of the probably consolidated substrate at the moment of the track formation. This surface does not coincide with the bottom of the track 2 but marks a gentle inflexion, typically recording an undertrack. (*6*) Sediment infill, prograding into the track from the left and forming successive sigmoids. (*7*) Horizontal microbial mats in the remaining depression, leading to its definitive filling. **b** Track filling by successive progradational phases of sediment trapped in the depression formed by a 7-cm-deep track on the main tracked surface (S2)

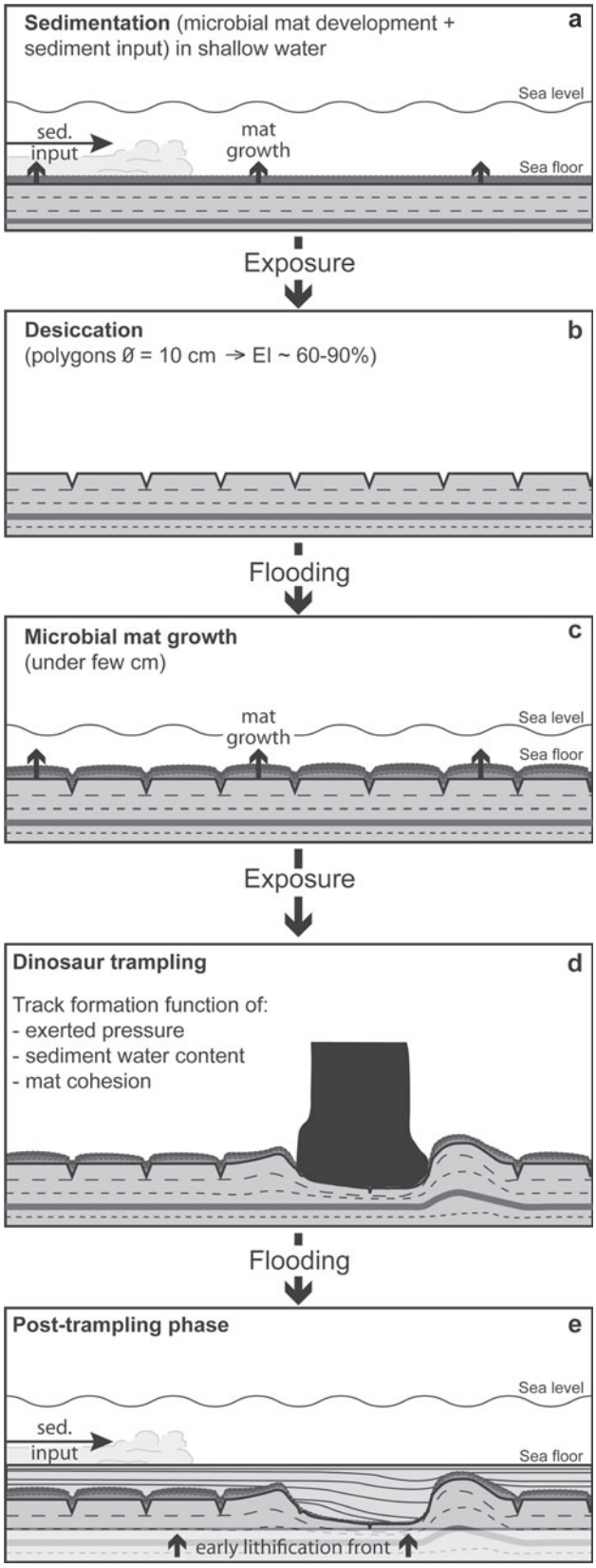


Fig. 14 Scenario of track formation and preservation from observations made in the Loulle quarry. *Dashed lines* represent successive detritic laminae. *Dark grey* indicates microbial mat laminae

sequential interpretation based on facies evolution and stacking pattern of beds may help to explain dinosaur-track preservation in ancient sedimentary successions.

Lockley et al. (1992) noticed common positioning of tracksites "associated with lowstand to early transgressive phase deposits", without mentioning the scale of associated relative sea-level fluctuations. Jank et al. (2006) and Marty (2008) observed numerous track-bearing intervals along the Jura platform in lowstand, highstand, and transgressive deposits of the Tethyan third-order sequences Kim3 and Kim4 of Hardenbol et al. (1998). Charollais et al. (2007) positioned the track-bearing surface discovered in Berriasian deposits of the "En Ratie" quarry (Gex, Ain, France) at the top of highstand deposits of third-order sequence Be3.

In the Late Oxfordian Jura deposits (top of Bimammatum and Planula ammonite zones), the medium-scale sequences observed are correlated with the third-order sequences Ox7 and Ox8 (Hug 2003; Strasser 2007). According to the sequential interpretation, the Loulle track-bearing deposits are recorded in the late highstand deposits of Ox7. The identification of small-scale, very small scale, and elementary sequences in the Loulle section suggests that high-frequency sea-level fluctuation were also involved in dinosaur track preservation (Fig. 15).

At the scale of elementary sequences, the cm-thick dinosaur track-bearing biolaminites (F15.1) display an aggrading stacking pattern, reflecting a relatively continuous creation of accommodation. This accommodation gain is necessary to protect the tidal-flat deposits from subaerial erosion by rapid burial (Fig. 10). At this scale, such a gain may be due to successive increases of sea level with an infra-Milankovitch beat. Nevertheless, autocyclic processes are often predominant in intertidal to supratidal settings (e.g., Pratt and James 1986; Strasser 1991; Hill et al. 2012) and the impact of infra-Milankovitch sea-level fluctuations on the track record remains uncertain.

At larger scales, the preservation of dinosaur tracked surfaces depends on a specific superposition of different orders of relative sea-level fluctuations (Fig. 15). During a phase of accommodation gain at the scale of medium sequences, whatever the trend considered at higher frequencies, the time window for the formation of intertidal deposits is absent or too short to record dinosaur track-bearing surfaces (Fig. 15a). The two observed intervals of biolaminites (F15) formed in periods of accommodation loss at the scale of medium sequences (Figs. 3, 15b–c). In such a medium-scale low-accommodation context, periods of accommodation gain at the scale of small sequences are characterized by intertidal deposits that formed either during periods of accommodation loss or gain at the scale of very small sequences (Fig. 15b). Phases of very small scale accommodation gain only record intertidal deposits

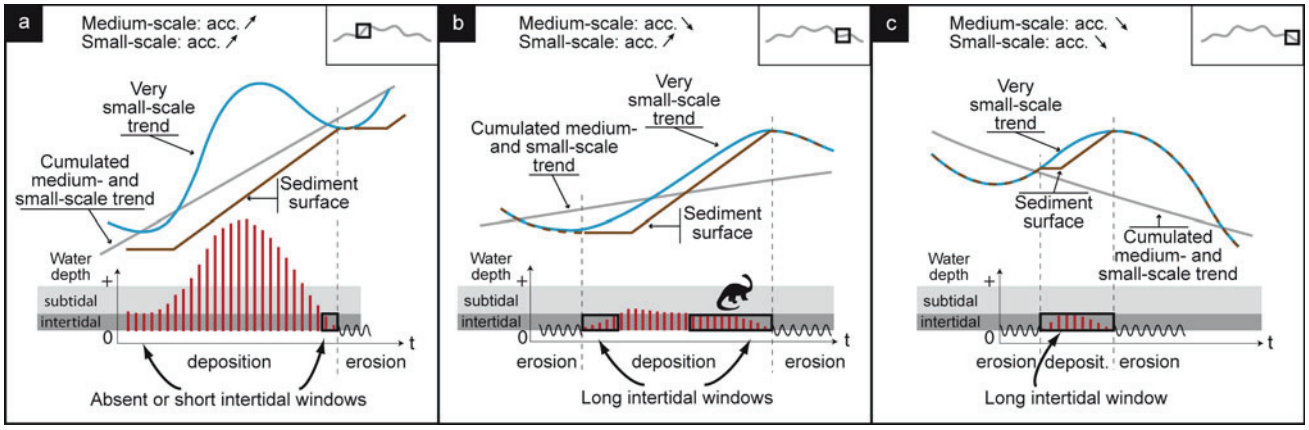


Fig. 15 Theoretical scenarii explaining the specific location of dinosaur track-bearing deposits related to different orders of relative sea-level fluctuations. *Boxes* in the right-hand corner indicate the position of the illustrated very small scale relative sea-level variation on the medium- and small-scale trend. Jura platform subsidence was assumed to be constant at around 3 cm kyr^{-1} (Wildi et al. 1989). Sedimentation rate was fixed assuming a time delay between inundation and sedimentation restart after subaerial exposure (Kendall and Schlager 1981; Pittet et al. 2000). Sedimentation was assumed to outpace subsidence (Schlager 1981). *Acc.* for accommodation

corresponding to beach grainstones (F9) and do not bear footprints (Fig. 15b). On the contrary, periods of accommodation loss at the scale of very small sequences record thick intervals of biolaminites, rich in well-preserved dinosaur tracks. The combined accommodation loss at the medium and very small scale, on the one hand, probably triggered sufficient shallowing of the ramp to allow the record of track-bearing tidal-flat deposits in Loulle. On the other hand, the combination of accommodation creation trends of small and elementary sequences allowed accumulation of thick biolaminites. Finally, intertidal deposits are also observed when there is superposition of accommodation loss at medium and small scale (Fig. 15c). In such a context, flooding phases during which sedimentation was possible were short and separated by long phases of subaerial exposure (Pittet and Strasser 1998; Strasser et al. 1999). During these short periods of sedimentation, each accommodation gain of very small scale led to the formation of beach deposits (F13 and F14; Figs. 3, 8). Loss of accommodation at a very small scale only allowed the record of thin intervals of biolaminites. The reduced thickness of these biolaminites can be explained by the almost permanent subaerial exposure of the inner parts of the ramp.

In the Late Jurassic deposits of the Jura Mountains, the 400-kyr eccentricity cycles were responsible for the formation of medium-scale sequences (Strasser et al. 1999; Strasser 2007). The boundaries of these medium-scale sequences are marked by important facies changes facilitating their recognition and allowing the construction of an astrochronological and sequence-stratigraphic framework (Fig. 16). The five Late Jurassic tracksites or megatracksites known in the Jura Mountains can be placed within this framework: (1) the Loulle tracksite below Ox8 sequence boundary; (2) the megatracksite in the Lower Reuchenette Formation, above the Kim3 sequence boundary; (3) the megatracksite in the Upper Reuchenette Formation below the Kim4 sequence boundary (Meyer and Thuring 2003; Marty 2008); (4) the Coisia tracksite above the Ti1 sequence boundary; and (5) the Plagne tracksite above the Ti2 sequence boundary. In addition to the 400-kyr cycles, some authors also suggested the influence of the 2.4-myr eccentricity modulation cycles in the Jurassic sedimentary record (Laskar et al. 2004, 2011). Such long-period eccentricity modulation cycles were observed in magnetic susceptibility variations recorded in Oxfordian and Kimmeridgian deposits of European basins (Huang et al. 2010; Boulila et al. 2010, 2011). In Fig. 16, the detrended magnetic susceptibility curve obtained by Boulila et al. (2011) up to the Ox5 third-order sequence boundary was extended to the rest of the Late Jurassic. Along this curve, all dinosaur tracksites are positioned in the decreasing hemicycles of magnetic susceptibility cycles of 2.4 myr (grey intervals in Fig. 16). Decreasing trends of magnetic susceptibility are linked to falls in the clay/carbonate ratio in basinal deposits (Boulila et al. 2008), which may likely result from carbonate export cycles from the surrounding platforms (Schlager et al. 1994; Pittet et al. 2000). These Late Jurassic periods of magnetic susceptibility decrease also coincide with the main progradation phases of the Jura platform (Gaillard 1983; Enay et al. 1988; Colombié 2002; Colombié and Strasser 2005). Thus, eccentricity modulation cycles of 2.4 myr may have controlled the long-term progradation phases of the Jura platform and thus might have favored dinosaur migration over large areas across the platform.

Settlement of a dinosaur isthmus along the Jura platform

In Oxfordian deposits of the Jura Mountains, evidence of emersion is common but never points to a regional extent (Enay 1980). Presence of dinosaur tracks in the Loulle section, 5 m below Ox8 (Fig. 3), constitutes the first evidence of periods of widespread emersions of the Jura platform during the Late Oxfordian. In the Swiss Jura, only four sections display evidence of emersion of this age, e.g., blackened lithoclasts, sedimentary gaps, and karst surfaces (Gygi 2000; Rauber 2001; Strasser 2007). Replaced on a paleogeographic map (Fig. 1), these sections are aligned along a general ENE–WSW axis that turns north close to the Rhenish Massif. Two distinct sedimentary domains are observed across this axis: a northwestern domain represented by low-energy micritic and peloidal lagoonal limestones open to the Paris Basin, and a southeastern domain characterized by oolitic shoals with a Tethyan polarity. The Loulle section and other sections with evidence of contemporaneous subaerial exposure suggest the existence of a narrow isthmus attached to the emerged Rhenish Massif from where dinosaurs probably migrated (Diedrich 2011). The westward extension of this putative isthmus remains unknown. During Kimmeridgian and Tithonian times, the progressive platform flattening permitted synchronous subaerial exposures of much more extended areas, enabling the establishment of large tidal-flats and the record of the Swiss megatracksites (Gygi 2000; Colombié 2002; Rameil 2005).

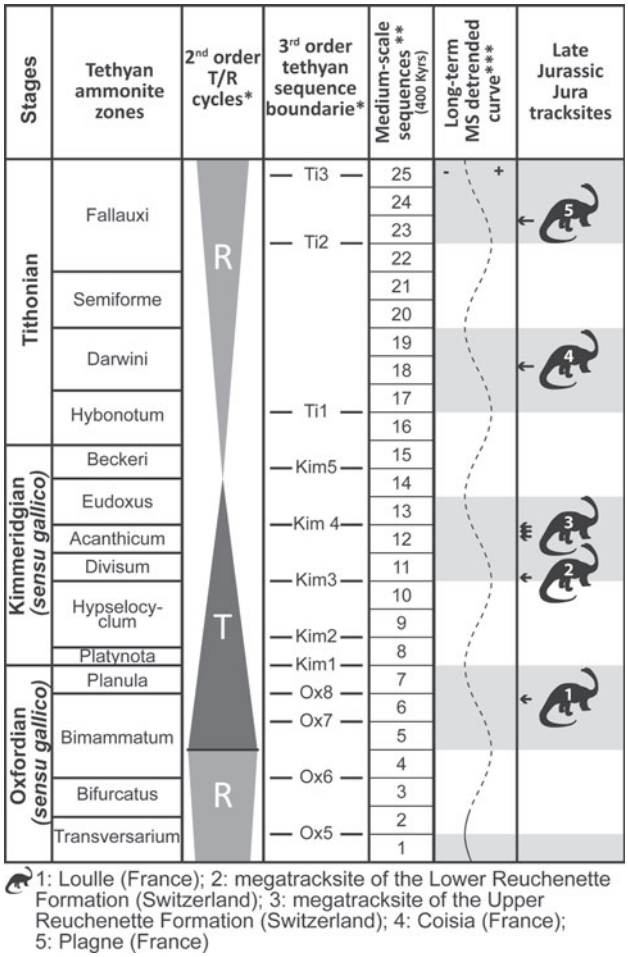


Fig. 16 Position of known Jura tracksites in the Late Jurassic Jura sequential framework. *After Hardenbol et al. (1998), T/R for transgressive/regressive. **Compilation of results from Colombié (2002), Rameil (2005), Strasser (2007) and this study. ****Dashed line*: extrapolation by continuation of the magnetic susceptibility (MS) curve (*solid line*) obtained by Boulila et al. (2011), assuming 2.4-myr eccentricity modulation cycles are a factor controlling the long-term signal of magnetic susceptibility

If the very small scale sequences observed in the Loulle section have a duration of 20 kyr, the dinosaur track-bearing interval was formed in a few thousands of years. On recent and ancient tidal flats, accumulation rate is generally between 0.07 and 2 mm/year (Tucker and Wright 1990; Sanchez-Cabeza et al. 1999; Strasser and Samankassou 2003; Marty 2008). Considering a decompaction factor of 2.5 for ancient tidal-flat deposits (Strasser and Samankassou 2003; Marty 2008), the duration for the deposition of a 94-cm-thick track-bearing interval is also consistent with the cyclostratigraphic time assessment of a few thousands of years. The presence of plant remains and dinosaur tracks in the Loulle section shows that the general low relative sea-level during this period allowed the settlement of plants and the migration of terrestrial faunas across the mosaic of shallow lagoons and tidal flats of the proximal parts of the ramp (Strasser and Védrine 2009). The discovery of sauropod nests on Cretaceous tidal-flats in Spain confirms particular affinities of some sauropods with these kinds of environments (Lopez-Martinez et al. 2000).

Conclusions

During the Late Jurassic, the Loulle section was situated in the central part of the French Jura platform. The stratigraphic succession reveals marine deposits containing several track-bearing surfaces, concentrated in a 94-cm-thick interval. Dated from the Late Oxfordian *sensu gallico,* i.e., Early Kimmeridgian *sensu anglico*, it is the oldest Late Jurassic tracksite known on the Jura platform. High-resolution facies and sequence-stratigraphic analysis performed along the Loulle section highlight the following points:

1. Sediments were mainly deposited on an inner ramp setting submitted to wave and potentially tide action. The depositional environments evolved from oolitic

shoals, to shallow open-lagoon environments and to intertidal to supratidal settings that allowed the record of dinosaur tracks.

2. The dinosaur track-bearing interval is composed of laminated tidal-flat deposits, corresponding to sandy siliciclastic and peloidal layers alternating with micritic microbial mat layers. Early lithification processes, probably linked to an early dolomitization and a consolidation of the microbial mats, allowed the dinosaurs to walk on the tidal flats without sinking. About 1,500 dinosaur true tracks were observed either on exposed surfaces or in vertical section. Twenty-three sauropod and five theropod trackways were identified. Four morphological true-track types were distinguished. Their morphology highly depends on the substrate rheology, which is mainly controlled by water content of the sediment and the development of microbial mats. During the trampling, microbial mats facilitated footprint preservation by binding and stabilizing the sediment. After the trampling, the mats preserved the tracks from destructive biological or weathering processes. The mats and the footprints were rapidly covered and filled with sediment, suggesting a relatively short period of exposure after the trampling.
3. Identified medium-, small-, and very small scale sequences are interpreted to have formed in tune with eccentricity cycles of 400 and 100 kyr and with 20 kyr precession cycles, respectively. The dinosaur track-bearing interval can be subdivided into four elementary sequences that may have been caused by infra-Milankovitch or autocyclic processes. According to the sequential interpretation, the deposition of sediment susceptible to record dinosaur tracks was possible only within a short time window corresponding to a gain of accommodation at the scales of elementary and small sequences, coupled with a loss of accommodation at the scales of medium and very small sequences. The positioning of the five known Jura tracksites and megatracksites within the framework of medium-scale (400 kyr) sequences suggests a strong influence of the superposed long-term eccentricity modulation cycles of 2.4 myr on the record of dinosaur tracks on the Jura platform. These cycles might have controlled major phases of progradation, favoring the migration of dinosaurs across the platform.
4. The presence of dinosaur tracks in Loulle implies extended exposed surfaces on the Jura platform at the Bimammatum/Planula transition. According to the cyclostratigraphic interpretation, the dinosaur track-bearing interval was deposited during a few thousands of years, suggesting that dinosaurs had access to the Loulle area during this time interval. The Loulle section and sections in the Swiss Jura displaying evidence of contemporaneous subaerial exposure are aligned along a narrow ENE/WSW axis. This axis probably constituted an isthmus along which dinosaurs could migrate.

Acknowledgments This project was funded by the Franche-Comté regional council, the Jura departmental council, and the municipality of Loulle. We are grateful to André Strasser and Franz Theodor Fürsich for their helpful and pertinent remarks, which significantly improved the quality of the manuscript. We also thank Gishlaine Broillet for thin-section preparation. Finally, we thank Sylvanie Poster and Fabrice Cordey for reviewing the English of this manuscript.

References

Allen JRL (1997) Subfossil mammalian tracks (Flandrian) in the Severn Estuary, S.W. Britain: mechanics of formation, preservation and distribution. Philos Trans R Soc Lond B 352:481–518

Avanzini M, Frisia S, Van Den Driessche K, Keppens E (1997) A dinosaur tracksite in an early Liassic tidal-flat in northern Italy: paleoenvironmental reconstruction from sedimentology and geochemistry. Palaios 12:538–551

Bernier P (1984) Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional, stratigraphie, micropaléontologie sédimentologie. Doc Lab Géol Lyon 92:1–883

Black M (1933) The algal sediments of Andros Island, Bahamas. Philos Trans R Soc Lond B 222:165–192

Boulila S, Galbrun B, Hinnov LA, Collin P-Y (2008) High-resolution cyclostratigraphic analysis from magnetic susceptibility in a Lower Kimmeridgian (Upper Jurassic) marl–limestone succession (La Méouge, Vocontian Basin, France). Sediment Geol 203:54–63. doi:10.1016/j.sedgeo.2007.10.004

Boulila S, Galbrun B, Hinnov LA, Collin PY, Ogg JG, Fortwengler D, Marchand D (2010) Milankovitch and sub-Milankovitch forcing of the Oxfordian (Late Jurassic) Terres Noires Formation (SE France) and global implications. Basin Res 22:717–732. doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00429.x

Boulila S, Galbrun B, Miller KG, Pekar S, Browning JV, Leskar J, Wright JD (2011) On the origin of Cenozoic and Mesozoic "third-order" eustatic sequences. Earth Sci Rev 109:94–112

Budd DA (1997) Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin. Earth Sci Rev 42:1–47

Burchette TP, Wright VP (1992) Carbonate ramp depositional systems. Sediment Geol 79:3–57

Carballo JD, Land LS, Miser DE (1987) Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarloaf Key, Florida. J Sediment Petrol 57:153–165

Catuneanu O (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 p

Cecca F, Martin Garin B, Marchand D, Lathuiliere B, Bartolini A (2005) Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 222:10–32

Charollais J, Wernli R, Meyer CA, Clavel B (2007) Découverte d'empreintes de dinosaures dans le Berriasien du Jura méridional (Ain, France). Arch Sci (SPHN, Genève) 60:33–40

Cochet F, Ferry S, Enay R, Contini D (1994) Passage Oxfordien—Kimméridgien dans les carbonates du Jura français au Bassin vocontien. Régression forcée et cortège transgressif. CR Ac Sci Paris Sci Terre Planètes 319:1041–1047

Colombié C (2002) Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin

vocontien (France): relations plate-forme—bassin et facteurs déterminants. GeoFocus 4:1–198
Colombié C, Strasser A (2005) Facies, cycles, and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura). Sedimentology 52:1207–1227. doi:10.1111/j.1365-3091.2005.00736.x
Demicco RV, Hardie LA (1994) Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow-marine carbonate deposits, vol 1. SEPM atlas ser, 265 p
Diedrich C (2011) Upper Jurassic tidal flat megatracksites of Germany—coastal dinosaur migration highways between European islands, and a review of the dinosaur footprints. Palaeobiodivers Palaeoenviron 91:129–155. doi:10.1007/s12549-010-0044-y
Dunham RJ (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham WE (ed) Classification of carbonate rocks—a symposium. Am Assoc Petrol Geol Mem 1:108–121
Enay R (1966) L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. Etude stratigraphique. Nouv Arch Mus d'hist natur Lyon 8(1–2)1:1–624
Enay R (1980) Indices d'émersion et d'influences continentales dans l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur en France. Interprétations paléogéographiques et conséquences paléobiogéographiques. Bull Soc géol France 22:581–590
Enay R, Contini D, Boullier A (1988) Le Séquanien-type de Franche-Comté (Oxfordien supérieur): datations et corrélations nouvelles, conséquences sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et régions voisines. Eclogae Geol Helv 81:295–363
Flügel E (2004) Microfacies of carbonate rocks. Springer, Berlin 976 p
Fürsich FT, Werner W, Delvene G, García-Ramos JC, Bermúdez-Rochas DD, Piñuela L (2012) Taphonomy and palaeoecology of high-stress benthic associations from the Upper Jurassic of Asturias, northern Spain. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 358–360:1–18. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.07.006
Gaillard C (1983) Les biohermes à Spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. Doc Lab Géol Lyon 90:1–515
García-Ramos JC, Lires J, Piñuela L (2002) Dinosaurios: rutas por el Jurásico de Asturias. La Voz de Asturias, Lugones 204 p
Ginsburg RN, Hardie LA (1975) Tidal and storm deposits, Northwestern Andros Island, Bahamas. In: Ginsburg RN (ed) Tidal deposits, a casebook for Recent examples and fossil counterparts. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 201–208
Ginsburg RN, Hardie LA, Bricker OP, Garrett P, Wanless HR (1977) Exposure index: a quantitative approach to defining position within the tidal zone. In: Hardie LA (ed) Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas. Johns Hopkins Univ Stud Geol 22:7–11
Girardot A (1885) Note sur les différents facies des étages Rauracien et Séquanien du plateau de Châtelneuf. Bull Soc géol France 13:719–740
Gréselle B, Pittet B (2010) Sea-level reconstructions from the Peri-Vocontian Zone (south-east France) point to Valanginian glacio-eustasy. Sedimentology 57:1640–1684. doi:10.1111/j.1365-3091.2010.01159.x
Guillaume S, Guillaume A (1965) Carte Géologique au 1/50 000, CHAMPAGNOLE (XXXIII-26) Notice explicative. Serv Carte Géol France 582:5–6
Guillaume S, Guillaume A, Mattauer M (1961) Observations sur le Jurassique supérieur de la feuille au 1/50 000 de Champagnole (Jura). Étude détaillée du Kimméridgien-Portlandien. Bull Serv Cart Géol France 261:75–86
Gygi RA (ed) (2000) Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. Mem Swiss Acad Sci 104:1–152
Gygi RA, Persoz F (1986) Mineralostratography, litho and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. Eclogae Geol Helv 79:385–454
Hardenbol J, Thierry J, Farley MB, Jacquin T, De Graciansky PC, Vail PR (1998) Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. SEPM Spec Publ 60:3–13
Hardie LA (ed) (1977) Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas. Johns Hopkins Univ Stud Geol 22:1–202
Hill J, Wood R, Curtis A, Tetzlaff DM (2012) Preservation of forcing signals in shallow water carbonate sediments. Sediment Geol 275–276:79–92. doi:10.1016/j.sedgeo.2012.07.017
Houck KJ, Lockley MG (2006) Life in an active volcanic arc: petrology and sedimentology of dinosaur track beds in the Jindong Formation (Cretaceous), Gyeongsang Basin, South Korea. Cret Res 27:102–122
Huang C, Hesselbo SP, Hinnov L (2010) Astrochronology of the late Jurassic Kimmeridge Clay (Dorset, England) and implications for Earth system processes. Earth Planet Sci Lett 289:242–255
Hug WA (2003) Sequenzielle Faziesentwicklung der Karbonatplattform des Schweizer Jura im Späten Oxford und frühesten Kimmeridge. GeoFocus 7:1–156
Jank M, Meyer CA, Wetzel A (2006) Late Oxfordian to Late Kimmeridgian carbonate deposits of NW Switzerland (Swiss Jura): stratigraphical and palaeogeographical implications in the transition area between the Paris Basin and the Tethys. Sediment Geol 186:237–263
Kendall CGSC, Schlager W (1981) Carbonates and relative changes in sea level. Mar Geol 44:181–212. doi:10.1016/0025-3227(81)90118-3
Kvale EP, Johnson GD, Mickelson DL, Keller K, Furer LC, Archer AW (2001) Middle Jurassic (Bajocian and Bathonian) dinosaur megatracksites, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.A. Palaios 16:233–254
Laskar J, Robutel P, Joutel F, Gastineau M, Correia ACM, Levrard B (2004) A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astron Astrophys 428:261–285
Laskar J, Fienga A, Gastineau M, Manche H (2011) La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. Astron Astrophys 532:A89
Le Loeuff J, Gourrat C, Landry P, Hautier L, Liard R, Souillat C, Buffetaut E, Enay R (2006) A Late Jurassic sauropod tracksite from Southern Jura (France). CR Palevol 5:705–709
Lockley MG (1989) Summary and prospectus. In: Gillette DD, Lockley MG (eds) Dinosaur tracks and traces. Cambridge University Press, New York, pp 441–447
Lockley MG (1991) Tracking dinosaurs: a new look at an ancient world. Cambridge University Press, Cambridge 238 p
Lockley MG (1992) Vertebrate tracks and sequence stratigraphy, an unusual combination of disciplines or a natural marriage? In: Warme JE, Weimer P, Sonnenberg SA, Basse R, Posamentier HW (eds) Applied sequence stratigraphy—a symposium. Colorado School Mines, Golden, Colorado, pp 25–27
Lockley MG, Fleming F (1990) Colorado's dinosaur freeway—a Cretaceous megatracksite in the Dakota Group: implications for sequence stratigraphy. Am Assoc Petrol Geol Bull 74:1334
Lockley MG, Holbrook JM, Hunt AP, Matsukawa M, Meyer CG (1992) The dinosaur freeway: a preliminary report on the Cretaceous megatracksite, Dakota Group, Rocky Mountain Front Range and Highplains; Colorado, Oklahoma and New Mexico. In: Flores R (ed) Mesozoic of the Western Interior. SEPM Midyear Mtg Fieldtrip Guidebook, pp 39–54
Lockley MG, Mitchell L, Odier GP (2007) Small theropod track assemblages from Middle Jurassic eolianites of eastern Utah: paleoecological insights from dune ichnofacies in a transgressive sequence. Ichnos 14:131–142

Lopez-Martinez N, Moratalla JJ, Sanz JL (2000) Dinosaurs nesting on tidal flats. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 160: 153–163

Marty D (2008) Sedimentology, taphonomy, and ichnology of Late Jurassic dinosaur tracks from the Jura carbonate platform (Chenevez—Combe Ronde tracksite, NW Switzerland): insights into the tidal-flat paleoenvironment and dinosaur diversity, locomotion and palaeoecology. GeoFocus 21:1–278

Marty D, Ayer J, Becker D, Berger J-P, Billon-Bruyat J-P, Braillard L, Hug WA, Meyer CA (2007) Late Jurassic dinosaur tracksites of the Transjurane highway (Canton Jura, NW Switzerland): overview and measures for their protection and valorisation. Bull Appl Geol 12:75–89

Marty D, Strasser A, Meyer CA (2009) Formation and taphonomy of human footprints in microbial mats of present-day tidal-flat environments: implications for the study of fossil footprints. Ichnos 16:127–142

Meyer CA (1993) A sauropod megatracksite from the Late Jurassic of northern Switzerland. Ichnos 2:1–10

Meyer CA, Thuring B (2003) Dinosaurs of Switzerland. CR Palevol 2:103–117

Milán J, Bromley RG (2006) True tracks, undertracks and eroded tracks, experimental work with tetrapod tracks in laboratory and field. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 231:253–264

Noffke N, Gerdes G, Klenke T, Krumbein WE (1997) A microscopic sedimentary succession of graded sand and microbial mats in modem siliciclastic tidal flats. Sediment Geol 110:1–6

Olivier N, Colombié C, Pittet B, Lathuilière B (2011) Microbial carbonates and corals on the marginal French Jura platform (Late Oxfordian, Molinges section). Facies 57:469–492

Paik IS, Kim HJ, Lee YI (2001) Dinosaur track-bearing deposits in the Cretaceous Jindong Formation, Korea: occurrence, palaeoenvironments and preservation. Cret Res 22:79–92

Pazos PJ, Lazo DG, Tunik MA, Marsicano CA, Fernández DE, Aguirre-Urreta MB (2012) Paleoenvironmental framework of dinosaur tracksites and other ichnofossils in Early Cretaceous mixed siliciclastic-carbonate deposits in the Neuquén Basin, northern Patagonia (Argentina). Gondwana Res 22:1125–1140. doi:10.1016/j.gr.2012.02.003

Phillips PLJ, Ludvingson Greg A, Joeckel RM, Gonzàlez LA, Brenner RL, Witzke BJ (2007) Sequence stratigraphic controls on synsedimentary cementation and preservation of dinosaur tracks: example from the lower Cretaceous, (Upper Albian) Dakota Formation, Southeastern Nebraska, U.S.A. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 246:367–389

Pittet B (1994) Modèle d'estimation de la subsidence et des variations du niveau marin: un exemple de l'Oxfordien du Jura suisse. Eclogae Geol Helv 87:513–543

Pittet B (1996) Contrôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur des systèmes mixtes carbonates-siliciclastiques de plate-forme: exemples de l'Oxfordien (Jura suisse, Normandie, Espagne). PhD Thesis, Fribourg University, Fribourg, 258 p

Pittet B, Strasser A (1998) Depositional sequences in deep-shelf environments formed through carbonate-mud import from shallow platform (Late Oxfordian, German Swabian Alb and eastern Swiss Jura). Eclogae Geol Helv 91:149–169

Pittet B, Strasser A, Mattioli E (2000) Depositional sequences in deep-shelf environments: a response to sea-level changes and shallow platform carbonate productivity (Oxfordian, Germany and Spain). J Sediment Res 70:392–407

Pratt BR, James NP (1986) The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. Sedimentology 33: 313–343. doi:10.1111/j.1365-3091.1986.tb00540.x

Przybylski PA, Ogg JG, Wierzbowski A, Coe AL, Hounslow MW, Wright JK, Atrops F, Settles E (2010) Magnetostratigraphic correlation of the Oxfordian-Kimmeridgian boundary. Earth Planet Sci Lett 289:256–272

Purser BH (1983) Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents—Les domaines de sédimentation carbonatée néritiques récents; application à l'interprétation des calcaires anciens, vol II. Technip edn. Institut Français du Pétrole, Paris, 389 p

Rameil N (2005) Carbonate sedimentology, sequence stratigraphy, and cyclostratigraphy of the Tithonian in the Swiss and French Jura Mountains—a high-resolution record of changes in sea level and climate. GeoFocus 13:1–246

Rameil N (2008) Early diagenetic dolomitization and dedolomitization of Late Jurassic and earliest Cretaceous platform carbonates: a case study from the Jura Mountains (NW Switzerland, E France). Sediment Geol 212:70–85

Rauber G (2001) Géologie de la région de Bärschwil-Grindel (Jura soleurois, Suisse) avec analyse détaillée de l'Oxfordien supérieur. Unpubl Diploma Thesis, Univ Fribourg, Fribourg, 94 p

Sanchez-Cabeza J-A, Masqué P, Martinez-Alonzo M, Mir J, Esteve I (1999) ^{210}Pb atmospheric flux and growth rates of a microbial mat from the northwestern Mediterranean Sea (Ebro River delta). Environ Sci Technol 33:3711–3715

Schlager W (1981) The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. Geol Soc Am Bull 92:197–211

Schlager W, Reijmer JJG, Droxler AW (1994) Highstand shedding of carbonate platforms. J Sediment Res 64:270–281

Scrivner PJ, Bottjer DJ (1986) Neogene avian and mammalian tracks from Death Valley National Monument, California: their context, classification and preservation. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 57:285–331

Shinn EA (1983) Tidal flat environment. In: Scholle PA, Bebout DG, Moore CH (eds) Carbonate depositional environments. Am Assoc Petrol Geol Mem 33:172–210

Strasser A (1984) Black-pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia). J Sediment Petrol 54:1097–1109

Strasser A (1986) Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. Sedimentology 33:711–727

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, Berlin, pp 709–721

Strasser A (2007) Astronomical time scale for the Middle Oxfordian to Late Kimmeridgian in the Swiss and French Jura Mountains. Swiss J Geosci 100:407–429

Strasser A, Samankassou E (2003) Carbonate sedimentation rate today and in the past: Holocene of Florida Bay, Bahamas and Bermuda vs. Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Jura Mountains (Switzerland and France). Geol Croat 56:1–18

Strasser A, Védrine S (2009) Controls on facies mosaics of carbonate platforms: a case study from the Oxfordian of the Swiss Jura. IAS Spec Publ 41:199–213

Strasser A, Pittet B, Hillgärtner H, Pasquier J-B (1999) Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high resolution analysis. Sediment Geol 128:201–221

Thulborn T (1990) Dinosaur tracks. Chapman & Hall, London 410 p

Tucker ME, Wright VP (1990) Carbonate sedimentology. Blackwell Science Publications, Oxford 482 p

Védrine S (2007) High-frequency palaeoenvironmental changes in mixed carbonate-siliciclastic sedimentary systems (Late Oxfordian, Switzerland, France, and southern Germany). GeoFocus 19:1–216

Védrine S, Strasser A, Hug W (2007) Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). Facies 53:535–552

Wildi W, Funk H, Loup B, Amato E, Huggenberger P (1989) Mesozoic subsidence history of the European marginal shelves of the alpine Tethys. Eclogae Geol Helv 82:817–840

10. Conclusions et perspectives

Les données sédimentologiques et géochimiques acquises dans les séries sédimentaires de l'Oxfordien – Kimméridgien du Jura français et de Normandie ont permis, par l'intermédiaire d'une analyse faciologique de détail et d'une interprétation séquentielle de haute résolution, de réviser le schéma bio-lithostratigraphique et séquentiel du Jura français. Dans ce cadre, certaines unités lithologiques du Jura central ont été repositionnées biostratigraphiquement (Formation des Couches du Morillon dans la zone à Bimammatum) et d'autres ont été individualisées pour la première fois (Membres des Calcaires blancs du Mont Rivel, des Calcaires marneux récifaux de Loulle, de l'Oncolithe de Pillemoine, de l'Oolithe de Balerne). Dans les secteurs méridionaux et septentrionaux, la position biostratigraphique d'unités déjà connues a pu être précisée (Oolithe blanche de Ramasse dans la zone à Planula, Calcaires d'Aranc depuis la zone à Planula jusqu'à la zone à Hypselocyclum en fonction des localités, et Calcaires à térébratules dans la zone à Bimammatum). Sur la base d'arguments biostratigraphiques et géochimiques, la limite Oxfordien – Kimméridgien stratotypique a été positionnée au sein des Marnes de Besançon dans le secteur septentrional, dans les Couches du Morillon dans le secteur central et dans les Calcaires lités dans le secteur méridional (zone à Bimammatum).

L'établissement de ce schéma bio-lithostratigraphique et séquentiel a permis de montrer que la plateforme jurassienne évolue selon cinq étapes successives au cours desquelles sa dynamique sédimentaire évolue progressivement en fonction du climat, de la subsidence et de l'eustatisme, dont les actions conjointes influent sur la production carbonatée. La première étape (zone à Bimammatum) se déroule sous un climat frais et humide qui donne lieu à une sédimentation marneuse généralisée. Au cours de la deuxième étape (zones à Bimammatum - Planula), le climat devient progressivement chaud et aride et initie une phase de progradation de la plateforme vers le Bassin delphino-helvétique suite à une augmentation de la production carbonatée. Au cours de la troisième étape (zones à Platynota - Hypselocyclum pars.), la topographie très plane de la plateforme induit le développement de vastes lagons semi-restreints à restreints sous un climat chaud et aride et une subsidence faible. L'augmentation progressive du niveau marin à grande échelle provoque l'aggradation de la plateforme et la rétrogradation de la zone principale de production de carbonates qui se trouve alors confinée sur une aire géographique très réduite, inhibant la production carbonatée. Au cours de la quatrième étape (zones à Hypselocyclum pars. - Divisum pars.), la transgression se poursuit, la subsidence augmente probablement et le climat devient dans un premier temps chaud et humide, puis frais et humide. En résulte un changement de producteurs carbonatés avec le passage d'assemblages chlorozoan à des assemblages foramol, peu producteurs. La combinaison de ces facteurs induit un bref ennoiement de la plateforme. Au cours de la cinquième et dernière étape (Divisum pars. - Acanthicum pars.), le climat se réchauffe et permet une reprise de la production carbonatée, traduite par une nouvelle phase progradante.

La réalisation du calage séquentiel des séries sédimentaires du Jura français et les comparaisons établies avec d'autres séries ouest-européennes ont mis en évidence la forte implication des cycles d'excentricité de 400 ka et de 100 ka et de leurs modulations sur la dynamique sédimentaire des plateformes. Plus particulièrement, les cycles d'excentricité de 400 ka sont à l'origine de discontinuités majeures, visibles à très grande échelle. Celles-ci constituent alors un remarquable outil, non seulement de corrélation, mais également de chronométrie qui, à l'avenir, pourra servir à corréler très précisément les dépôts de plateformes éloignées, et ainsi faire des comparaisons à haute résolution entre les dynamiques sédimentaires contemporaines des différentes plateformes de la marge Nord-téthysienne.

Dans ce cadre, les travaux sédimentologiques et géochimiques haute résolution menés au cours de ce travail pourront être intégrés à des travaux de synthèse traitant de la dynamique paléo-

environnementale et sédimentaire des plateformes de la marge nord-téthysienne au cours du Jurassique supérieur.

Ces travaux ont également mis en évidence l'existence d'entités récifales variées, à coraux et microbialites, le long de la rampe méridionale de la plateforme, dans la zone à Bimammatum. L'étude de ces constructions a montré que le développement récifal à cette période s'est effectué dans des conditions relativement mésotrophes, en rampe médiane, ou dans des conditions de faible accommodation et parfois de forte énergie, en rampe proximale. De telles conditions ont favorisé l'implantation préférentielle de genres coralliens ubiquistes formant toujours des constructions de petite taille dont l'étude de la répartition et de l'évolution des morphologies et assemblages le long de la rampe a conduit à l'élaboration d'un modèle. La position des constructions étudiées dans le cadre séquentiel établi montre que ces constructions se sont implantées préférentiellement au cours des transgressions de moyenne échelle (400 ka), et notamment que celles de rampe médiane réagissent aux variations du niveau marin à haute fréquence (100 ka, 20 ka). Dans les zones de rampe distale, non étudiées au cours de ce travail, des constructions à spongiaires ont été mises en évidence (Gaillard, 1983) et semblent également réagir aux variations du niveau marin relatif de haute fréquence (Olivier et al., 2007). *L'intégration de ces constructions au modèle établi permettrait de compléter ce dernier et d'avoir ainsi accès à des données concernant la répartition et les conditions de développement de tous les types de constructions le long de la rampe. Et des corrélations séquentielles de haute résolution pourraient alors permettre d'étudier les modalités d'évolution des constructions de la rampe jurassienne face aux variations du niveau marin.* De plus, les niveaux de haute énergie de la zone à Planula livrent également quelques constructions récifales, et les faciès et microfaciès associés montrent que ces constructions se sont mises en place dans des conditions plus oligotrophes que celles de la zone à Bimammatum. Les analyses géochimiques montrent en outre que les paléotempératures étaient alors plus élevées de quelques degrés. *Des comparaisons entre ces constructions et celles des environnements de forte énergie de la zone à Bimammatum permettraient par exemple de tester l'influence de la température sur la composition des récifs de barres oolithiques au Jurassique supérieur.*

Le calage biostratigraphique et séquentiel de la coupe de Loulle, dans laquelle un site à piste de dinosaures a été découvert en 2006, a permis de montrer que des incursions de dinosaures se sont produites dès l'Oxfordien terminal (zone à Bimammatum) sur la plateforme jurassienne, à la faveur d'émersions généralisées des parties les plus proximales. Les dinosaures dont les empreintes sont enregistrées à Loulle (Jura central) venaient probablement du Massif ardenno-rhénan et se déplaçaient selon un isthme étroit d'axe NE – SO. L'enregistrement de leurs pistes a alors été possible grâce au développement d'épais tapis microbiens littoraux, qui lors des incursions successives ont imprimé les empreintes et les ont conservées en se lithifiant rapidement. L'enregistrement de plusieurs surfaces à pistes successives n'aurait cependant pas été possible sans une combinaison séquentielle très particulière, favorisant à la fois un niveau marin relatif particulièrement bas sur la plateforme, et une augmentation de ce dernier suffisamment faible et régulière pour permettre le recouvrement rapide des empreintes, sans démantèlement. *Le scénario d'enregistrement des pistes mis en évidence dans la coupe de Loulle revêt un caractère prédictif et le modèle proposé pourrait à l'avenir être confronté aux modalités de préservation d'empreintes issues d'autres gisements.*

Liste des figures

Figure 2.1 Localisation géographique des affleurements exploités *19*
Figure 2.2 Contexte paléogéographique *21*
Figure 2.3 Cadre biostratigraphique et séquentiel (Hardenbol et al., 1998) *23*
Figure 3.1 Répartition des types d'oncoïdes sur un profil de rampe théorique *37*
Figure 3.2 Répartition spatiale et abondances relatives des grains carbonatés, des structures sédimentaires et des indices de diagenèse précoce le long d'un profil de rampe théorique (non à l'échelle) schématisant la rampe jurassienne aux alentours de la limite Oxfordien-Kimméridgien *55*
Figure 3.3 Modèle d'organisation spatiale des zones de faciès. Légende des figurés en Annexe 1 ..... *56*
Figure 4.1 Les variations du niveau marin relatif (NMR) contrôlent la mise en place des séquences de dépôt allocycliques, des dépôts et des discontinuités qui les composent *61*
Figure 4.2 Modèle hiérarchique de cumul des fréquences eustatiques. Les trois dernières courbes sont modifiées d'après Strasser & Védrine (2009) *62*
Figure 5.1 Position géographique de la coupe de Consolation *72*
Figure 5.2: Coupe de Consolation. Légende en Annexe 1 ..... *76*
Figure 5.3 Position géographique de la coupe de La Main *79*
Figure 5.4 Coupe de La Main. Légende en Annexe 1 ..... *83*
Figure 5.5 Coupe des Combottes. Légende en Annexe 1 ..... *86*
Figure 5.6 Position géographique des coupes du secteur central *87*
Figure 5.7 Position géographique des coupes du Mont Rivel, de la Châtelaine, de Loulle et de Balerne *92*
Figure 5.8 Vue aérienne de la carrière du Mont Rivel *93*
Figure 5.9 Coupe du Mont Rivel. Légende en Annexe 1 ..... *98*
Figure 5.10 Coupe de la Châtelaine. Légende en Annexe 1 ..... *104*
Figure 5.11 Coupe de Loulle. Légende en Annexe 1 ..... *111*
Figure 5.12 Coupe de Balerne. Légende en Annexe 1 ..... *117*
Figure 5.13 Position géographique de la coupe du Morillon *120*
Figure 5.14 Coupe du Morillon. Légende en Annexe 1 ..... *126*
Figure 5.15 Schéma litho-stratigraphique proposé par C. Mangold et R. Enay dans la notice de la carte géologique de Nantua (Mangold & Enay, 2004) *136*
Figure 5.16 Schéma lithostratigraphique proposé par P. Bernier (Bernier, 1984) *137*
Figure 5.17 Position géographique de la coupe de Molinges *139*
Figure 5.18 Carte topographique du secteur de Molinges. Le passage hypothétique de la faille est repéré en pointillés rouges. La ligne de crête est repérée en pointillés bleus *143*
Figure 5.19 Vue aérienne de la coupe de Molinges. Le passage hypothétique de la faille est repéré en pointillés rouges. La ligne de crête est repérée en pointillés bleus *143*
Figure 5.20 Coupe de Molinges (tronçon 1 et 2). Légende en Annexe1 ..... *146*
Figure 5.21 Position géographique de la coupe de Chancia *153*
Figure 5.22 a) Synclinal perché de Chancia. b) Position des formations du Jurassique supérieur au sein du synclinal *153*
Figure 5.23 Coupe de Chancia. Légende en Annexe 1 ..... *161*
Figure 5.24 Position géographique de la coupe de Champfromier *167*
Figure 5.25 Coupe de Champfromier. Légende en Annexe 1 ..... *172*
Figure 5.26 Position géographique des coupes de Corveissiat et du Col Berthiand *176*
Figure 5.27 Position géographique de la coupe d'Aranc *179*
Figure 5.28 Position géographique de la coupe de La Tour *179*
Figure 6.1 Corrélation des coupes étudiées sur la base de la reconnaissance des séquences de grande et moyenne échelle *185*
Figure 6.2 Corrélation des séquences de petite échelle et répartition des faciès au sein des séquences de moyenne échelle I et II *189*
Figure 6.3 Proposition de reconstitution de la répartition des faciès principaux pour la partie régressive de la première séquence de moyenne échelle (I). La légende associée est valable également pour les figures 6.5, 6.7, 6.9 et 6.11. Pour la légende des figurés, voir en Annexe 1 ..... *191*

Figure 6.4 Corrélation des séquences de petite échelle et répartition des faciès au sein de la séquence de moyenne échelle III *195*
Figure 6.5 Proposition de reconstitution de la répartition des faciès principaux pour les séquences de moyenne échelle II et III. La partie septentrionale du système (flèche sous le diagramme, à gauche) n'est mise en évidence que dans la séquence III. Légendes en figure 6.3 et Annexe 1 ..... *197*
Figure 6.6 Corrélation des séquences de petite échelle et répartition des faciès au sein de la séquence de moyenne échelle IV *199*
Figure 6.7 Proposition de reconstitution de la répartition des faciès principaux pour la séquence de moyenne échelle IV. a: partie transgressive de la séquence IV ; b : partie régressive de la séquence IV. Légendes en figure 6.3 et Annexe 1 ..... *201*
Figure 6.8 Corrélation des séquences de petite échelle et répartition des faciès au sein des séquences de moyenne échelle V et VI *203*
Figure 6.9 Proposition de reconstitution de la répartition des faciès principaux pour les séquences de moyenne échelle V et VI. Légendes en figure 6.3 et Annexe 1 ..... *206*
Figure 6.10 Corrélation des séquences de petite échelle et répartition des faciès au sein des séquences de moyenne échelle VII et VIII *207*
Figure 6.11 Proposition de reconstitution de la répartition des faciès principaux pour les séquences de moyenne échelle VII et VIII. Légendes en figure 6.3 et Annexe 1 ..... *209*
Figure 6.12 Nouveau schéma bio-lithostratigraphique du Jura français au passage Oxfordien - Kimméridgien *212*
Figure 6.13 Schéma bio-lithostratigraphique du Jura français au passage Oxfordien-Kimméridgien proposé par Cochet et al. (1994) *212*
Figure 6.14 Schéma bio-lithostratigraphique du Jura suisse au passage Oxfordien Kimméridgien modifié d'après Gygi (2000). L'encadré en pointillés individualise les formations équivalentes aux formations observées dans le Jura français au cours de cette thèse *214*
Figure 6.15 Proposition de corrélations entre les coupes de Consolation (Jura septentrional) et de Gudmont-Villiers (Lorraine) *221*
Figure 7.1 Composition corallienne dans l'intervalle récifal du Mont Rivel. La légende « Morphologies » est utilisée également dans les autres figures du chapitre *227*
Figure 7.2 Composition corallienne dans l'intervalle corallien du Mont Rivel. Légende des morphologies coralliennes en Figure 7.1 ..... *228*
Figure 7.3 Composition corallienne de l'intervalle récifal étudié à Loulle. Légende des morphologies coralliennes en Figure 7.1 ..... *232*
Figure 7.5 Composition corallienne des trois phases de croissance dans l'intervalle récifal étudié à Loulle Légende des morphologies coralliennes en Figure 7.1 ..... *233*
Figure 7.4 Composition corallienne au sein des trois sous-phases de croissance de la troisième phase de croissance récifale à Loulle. Légende des morphologies coralliennes en Figure 7.1 ..... *233*
Figure 7.6 Composition corallienne dans l'intervalle corallien du Morillon. a : composition générale de l'intervalle ; b : composition de la partie sommitale, bioclastique ; c : composition de la partie basale, marneuse. Légende des morphologies coralliennes en Figure 7.1 ..... *235*
Figure 7.7 Modèle de répartition des récifs, des genres coralliens et des facteurs de contrôle de la croissance récifale le long de la rampe jurassienne à l'Oxfordien terminal (zone à Bimammatum) *237*
Figure 7.8 Distribution des morphologies récifales en fonction de l'énergie de l'environnement de dépôt. Figure extraite de Riding (2002). D'après l'auteur, le développement de cluster reefs dans des conditions de faible énergie est lié à un taux d'accumulation supérieur qui favorise la mise en place de formes évasées capables de se maintenir sur un substrat boueux. Au contraire, dans un environnement agité, les formes massives et encroûtantes sont favorisées. Leur implantation préférentielle sur les substrats stables et résistants favorise la mise en place de frame reefs *238*
Figure 7.9 Scénario d'évolution des récifs du Morillon et de leur environnement *251*
Figure 7.10 Scénario d'évolution des récifs de Loulle et de leur environnement *255*
Figure 8.1 Données isotopiques en ^{18}O et ^{13}C des coquilles et paléotempératures calculées via l'équation d'Anderson & Arthur (1983), replacées le long de la coupe composite du Jura central. Les bancs échantillonnés numérotés en gris clair ne contenaient que des échantillons diagénétisés, repérés et éliminés après cathodoluminescence ou directement macroscopiquement. Dans les colonnes $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$, les courbes passent par les moyenne des valeurs obtenues pour les échantillons clairement non diagénétisés de chaque banc échantillonné *265*
Figure 8.2 Valeurs isotopiques de $\delta^{13}C$ en fonction des valeurs de $\delta^{18}O$ obtenues pour les Ostréidés et les Trichites échantillonnés dans le Jura *266*

Figure 8.3 Valeurs isotopiques de $\delta^{13}C$ en fonction des valeurs de $\delta^{18}O$ obtenues dans les différentes localités échantillonnées dans le Jura 266
Figure 8.4 Données isotopiques en ^{18}O et ^{13}C des coquilles et paléotempératures calculées via l'équation d'Anderson & Arthur (1983), replacées le long de la coupe composite de Normandie. Les bancs échantillonnés numérotés en gris clair ne contenaient que des échantillons diagénétisés, repérés et éliminés après cathodoluminescence ou directement macroscopiquement. Dans les colonnes $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$, les courbes passent par les moyenne des valeurs obtenues pour les échantillons clairement non diagénétisés de chaque banc échantillonné 268
Figure 8.5 Valeurs isotopiques de $\delta^{13}C$ en fonction des valeurs de $\delta^{18}O$ obtenues pour les Ostréidés et Pinnidés échantillonnés en Normandie. Hèv9_D4&5 et Cro 14_3 (diagénétisés) n'ont pas été pris en compte 269
Figure 8.6 Valeurs isotopiques de $\delta^{13}C$ en fonction des valeurs de $\delta^{18}O$ obtenues pour échantillons des différentes localités échantillonnées en Normandie. Hèv9_D4&5 et Cro 14_3 (diagénétisés) n'ont pas été pris en compte 269
Figure 8.7 Evolution des courbes de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ obtenues dans les séries jurassiennes et normandes corrélées d'après la proposition de corrélation des échelles biostratigraphiques téthysienne et subboréale proposée par Przybylski et al. (2010) 271
Figure 8.9 Superposition des parties communes des courbes de $\delta^{13}C$ du Jura et de Normandie. La corrélation des échelles biostratigraphiques repose sur la proposition de corrélation de Przybylski et al. (2010). Les 5 étapes de la colonne de droite correspondent aux 5 étapes mentionnées dans le texte 272
Figure 8.8 Superposition des parties communes des courbes de $\delta^{18}O$ du Jura et de Normandie. La corrélation des échelles biostratigraphiques repose sur la proposition de corrélation de Przybylski et al. (2010). Les 5 étapes de la colonne de droite correspondent aux 5 étapes mentionnées dans le texte 272
Figure 9.1 Evolution tectonosédimentaire et climatique de la plateforme jurassienne à l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur 281
Figure 9.2 Durée des intervalles séparant les limites de séquences de moyenne échelle en fonction des âges chronostratigraphiques attribués à chacune dans la charte de Hardenbol et al (1998) 283
Figure 9.3 Modèles de répartition des récifs de l'Oxfordien en fonction des paramètres L, S et E 288

Liste des tableaux

Tableau 2.1 Calage de la limite Oxfordien-Kimméridgien stratotypique sur l'échelle subméditerranéenne en fonction des auteurs 22
Tableau 3.1 Synthèse des principaux faciès de la plateforme jurassienne autour de la limite Oxfordien - Kimméridgien. Dans la colonne « constituants diagnostiques » les abondances relatives pour un grain ou un ensemble de grains sont notées entre parenthèses sous forme abrégée: Abs pour Absent, R pour Rare, RàC pour Rare à Commun, C pour Commun, F pour Fréquent et A pour Abondant. A titre d'exemple, C-Abs signifie que le type de grain est généralement trouvé dans des proportions allant de Commun à Absent 27
Tableau 3.2 Classification des ooïdes d'après Strasser (1986) 32
Tableau 3.3 Classification des oncoïdes de plateforme interne identifiés dans le Hauptmumienbank par Védrine et al. (2007), critères d'identification et conditions de dépôt. Tableau modifié d'après Védrine et al. (2007) 34
Tableau 3.4 Classification des oncoïdes de rampe médiane identifiés par Olivier et al. (2011) dans la coupe de Molinges, critères d'identification et conditions de dépôt 35
Tableau 3.5 Classification des oncoïdes identifiés au cours de cette étude : critères d'identification et conditions de dépôt 37
Tableau 3.6 Comparaison des principales interprétations taxonomiques de Lithocodium aggregatum Elliott et Bacinella irregularis Radoičić, extrait de Schlagintweit et al. (2010b). 44
Tableau 4.1 Durées attribuées à la mise en place de chaque ordre de séquences 63
Tableau 5.1 Répartition biostratigraphique des formations du secteur septentrional en fonction des auteurs ... 71
Tableau 5.2 Tableau récapitulatif des positions biostratigraphiques attribuées aux formations du secteur central par les différents auteurs 92
Tableau 5.3 Récapitulatif des positions biostratigraphiques attribuées aux formations du secteur méridional par les différents auteurs 138
Tableau 6.1 Corrélations séquentielles entre les cadres bio-lithostratigraphiques du Jura français et du Jura suisse 215
Tableau 6.2 Position des séquences et limites de séquences majeures observées dans le Jura franco-suisse par différents auteurs et des discontinuités majeures observées à échelle française dans le Kimméridgien par Hantzpergue (1985), le long de l'échelle biostratigraphique téthysienne et de la charte de chronostratigraphie séquentielle de Hardenbol et al. (1998) 216
Tableau 7.1 Pourcentages des différents constituants récifaux du premier niveau récifal du Mont Rivel 226
Tableau 7.2 Pourcentages surfaciques des différents constituants récifaux en fonction des phases de croissance au sein de l'intervalle récifal étudié à Loulle 231
Tableau 7.3 Pourcentages surfaciques des différents constituants récifaux au sein des sous-phases de la phase 3 de l'intervalle récifal étudié à Loulle 231
Tableau 8.1 Récapitulatif du suivi des échantillons du Jura jusqu'à l'analyse isotopique 260
Tableau 8.2 Récapitulatif du suivi des échantillons de Normandie jusqu'à l'analyse isotopique 260

Références bibliographiques

Abbink O, Targarona J, Brinkhuis H, Visscher H (2001) Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. Global and Planetary Change 30 (3-4):231-256. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00101-1

Adams JE, Rhodes ML (1960) Dolomitization by seepage refluxion. AAPG Bulletin 44:1912-1920

Aitken JD (1967) Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. Journal of Sedimentary Petrology 37 (4):1163-1178

Alméras Y, Boullier A, Laurin B (1990) Les zones de brachiopodes du Jurassique en France. Annales scientifiques de l'Université de Franche-Comté 4:3-30

Alméras Y, Boullier A, Laurin B (1994) La zonation du Jurassique français par les brachiopodes: limites de résolution. Geobios 27:69-77

Anderson BG, Droser ML (1998) Ichnofabrics and geometric configurations of *Ophiomorpha* within a sequence stratigraphic framework: an example from the Upper Cretaceous US Western Interior. Sedimentology 45:379-396

Anderson TF, Arthur MA (1983) Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course 10:1.1-1.151

Andrus CFT, Crowe DE (2000) Geochemical Analysis of Crassostrea virginica as a Method to Determine Season of Capture. Journal of Archaeological Science 27 (1):33-42. doi:http://dx.doi.org/10.1006/jasc.1999.0417

Atrops F, Reinhart G, Bronislaw Andrzej M, Andrzej W (1993) The Amoeboceras faunas in the Middle Oxfordian - Lower Kimmeridgian, Submediterranean succession, and their correlation value. Acta Geologica Polonica 43 (3-4):231-227

Auclair A-C, Joachimski MM, Lécuyer C (2003) Deciphering kinetic, metabolic and environmental controls on stable isotope fractionations between seawater and the shell of Terebratalia transversa (Brachiopoda). Chemical Geology 202 (1–2):59-78. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00233-X

Babin C, Delance J-H, Emig C, Racheboeuf PR (1992) Brachiopodes et Mollusques bivalves, concurrence ou indifférence? Geobios 14:35-44

Bádenas B, Aurell M (2001) Proximal-distal facies relationship and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp (Kimmeridgian, northwest of the Iberian Ranges, Spain). Sedimentary Geology 139:319-340

Bádenas B, Aurell M (2010) Facies models of a shallow-water carbonate ramp based on distribution of non skeletal grains (Kimmeridgian, Spain). Facies 56:89-110

Banner FT, Ficnch EM, Simmons MD (1990) On *Lithocodium* Elliott (Calcareous algae); its paleobiological and stratigraphical signifcance. Journal of Micropalaeontology 9:21-36

Barbin V (2000) Cathodoluminescence of carbonates shells: biochemical vs diagenetic process. In: Pagel M, Barbin V, Blanc P,Ohnenstetter D (eds), Cathodoluminescence in Geosciences. Springer Verlag, 303-329

Barbin V, Ramseyer K, Elfman M (2008) Biological record of added manganese in seawater: a new efficient tool to mark in vivo growth lines in the oyster species *Crassostrea gigas*. International Journal of Earth Sciences 97:193-199

Bartolini A, Pittet B, Mattioli E, Hunziker JC (2003) Shallow-platform palaeoenvironmental conditions recorded in deep-shelf sediments: C and O stable isotopes in upper Jurassic sections of southern Germany (Oxfordian-Kimmeridgian). Sedimentary Geology 160:107-130

Bathurst RGC (1971) Carbonate Sediments and their Diagenesis. Elsevier, Amsterdam, 620 pp.

Bathurst RGC (1975) Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in sedimentology 12. Elsevier, Amsterdam-London-New York, 658 pp.

Berger WH, Vincent E (1986) Deep-sea carbonates: Reading the carbon-isotope signal. Geologische Rundschau 75 (1):249-269. doi:10.1007/bf01770192

Berner RA, Lasaga AC (1989) Modeling the geochemical carbon cycle. Sci Am:54-61

Bernier P (1984) Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional, stratigraphie, micropaléontologie sédimentologie. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon, vol 92. Université Lyon 1, Lyon, 883 pp.

Bernier P (2002) Commentaire à la note : "Une faune d'ammonites inédite du Kimméridgien inférieur à Molinges (Jura) et la limite Oxfordien-kimméridgien dans le faisceau externe du Jura méridional par R. Enay". Géologie de la France 3:60-62

Bertling M (1993) Ecology and distribution of the Late Jurassic Scleractinian Thamnasteria concinna (Goldfuss) in Europe. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 105 (3–4):311-335. doi:http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(93)90088-Z

Bertling M, Insalaco E (1998) Late Jurassic coral/microbial reefs from the northern Paris Basin- facies, palaeoecology and palaeobiogeography. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 139:139-175

Birkelund T, Callomon JH (1985) The kimmeridgian ammonite faunas of Mine Land, Central East Greenland. Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse 153:1-56

Bolliger W, Burri P (1967) Versuch einer Zeitkorrelation zwischen Plattformcarbonaten und tiefermarinen Sedimenten mit Hilfe von Quarz-Feldspat-Schüttungen (mittlerer Malm des Schweizer Jura). Eclogae Geologicae Helvetiae 60 (2):491-507

Bosence DWJ (1979) The factors leading to aggregation and reef formation in Serpula vermicularis L. In: G. L,Rosen BR (eds), Biology and systematics of colonial organisms. Syst. Assoc. Spec. Publ., London, vol 11, 299-318

Bosscher H, Schlager W (1992) Computer simulation of reef growth. Sedimentology 39 (3):503-512. doi:http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.1992.tb02130.x

Bottjer DJ (2005) Geobiology and the fossil record: eukaryotes, microbes and their interactions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 219:5-21

Boulila S, Galbrun B, Hinnov LA, Collin P-Y (2008) High-resolution cyclostratigraphic analysis from magnetic susceptibility in a Lower Kimmeridgian (Upper Jurassic) marl–limestone succession (La Méouge, Vocontian Basin, France). Sedimentary Geology 203 (1–2):54-63. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.10.004

Boulila S, de Rafélis M, Hinnov LA, Gardin S, Galbrun B, Collin P-Y (2010) Orbitally forced climate and sea-level changes in the Paleoceanic Tethyan domain (marl–limestone alternations, Lower Kimmeridgian, SE France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 292 (1–2):57-70. doi:10.1016/j.palaeo.2010.03.026

Boulila S, Galbrun B, Miller KG, Pekar S, Browning JV, Leskar J, Wright JD (2011) On the origin of Cenozoic and Mesozoic “third-order” eustatic sequences. Earth-Science Reviews 109:94-112

Boullier A (1976) Les térébratules de l'Oxfordien du Jura et de la bordure sud du bassin de Paris. Thèse de doctorat, Université de Besançon, Besançon, 457 p.

Boullier A (1980) Essai de zonation de l'Oxfordien et du Kimméridgien français au moyen des Térébratulidés (Brachiopodes). Bulletin de la Société géologique de France 7 t.22 (4):599-606

Boullier A (1981) Le genre *Postepithyris* MAKRIDIN (Térébratulidés, Brachiopodes) dans l'Oxfordien et le Kimméridgien français. Geobios 14 (1):29-67

Bourgeat E (1888) Recherches sur les formations coralligènes du Jura méridional. Savy et Lefort edn., Paris, 181 pp.

Boye N (1844) Fossiles jurassiques. Mémoires de la Société d'Emulation du Doubs (3e sér) 3 (10)

Braga JC, Martin JM, Riding R (1995) Controls on Microbial Dome Fabric Development along a Carbonate-Siliciclastic Shelf-Basin Transect, Miocene, SE Spain. Palaïos 10:347-361

Brand U (1989) Aragonite-calcite transformation based on Pennsilvanian molluscs. Geol Soc Am Bull 101:377-390

Brand U, Morrison JO (1987) Biogeochemistry of fossil marine invertebrates. Geoscience Canada 14:85-107

Brand U, Logan A, Hiller N, Richardson J (2003) Geochemistry of modern brachiopods: applications and implications for oceanography and paleoceanography. Chemical Geology 198 (3–4):305-334. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00032-9

Brigaud B, Pucéat E, Pellenard P, Vincent B, Joachimski MM (2008) Climatic fluctuations and seasonality during the Late Jurassic (Oxfordian-Early Kimmeridgian) inferred from $\delta^{18}O$ of Paris Basin oyster shells. Earth and Planetary Science Letters 273:258-267

Bromley RG (1972) On some ichnotaxa in hard substrates, with a redefinition of *Trypanites* Mägdefrau. Paläontologische Zeitschrift 46 (1-2):93-98. doi:http://dx.doi.org/10.1007/bf02989555

Bromley RG, Ekdale AA (1984) *Chondrites*: a trace fossil indicator of anoxia in sediments. Science 224:872-874

Buatois L, Mángano MG (2011) Ichnology, organism-substrate interactions in space and time. Cambridge University Press, 358 pp.
Budd DA (1997) Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin. Earth-Science Reviews 42:1-47
Bulle J, Rollet M (1960) Remarque sur la combe séquanienne dans la région de Besançon. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle, Doubs 62 (3):75-83
Burchette TP, Wright VP (1992) Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology 79:3-57
Camoin G, Cabioch G, Eisenhauer A, Braga JC, Hamelin B, Lericolais G (2006) Environmental significance of microbialites in reef environments during the last deglaciation. Sedimentary Geology 185 (3–4):277-295. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.12.018
Carballo JD, Land LS, Miser DE (1987) Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarloaf Key, Florida. Journal of Sedimentary Petrology 57 (1):153-165
Cariou E, Hantzpergue P (1997) Biostratigraphie du Jurassique ouest européen et méditerranéen. Bulletin des Centres de Recherches Elf-Aquitaine Exploration-Production Mém.17:422 p.
Cariou E, Olivier N, Pittet B, Mazin JM, Hantzpergue P (2013) Dinosaur track record on a shallow carbonate-dominated ramp (Loulle section, Late Jurassic, French Jura). Facies:1-25. doi:http://dx.doi.org/10.1007/s10347-013-0368-y
Carpenter SJ, Lohmann KC (1995) δ18O and δ13C values of modern brachiopod shells. Geochimica et Cosmochimica Acta 59 (18):3749-3764. doi:http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(95)00291-7
Carpentier C (2004) Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de L'Est du bassin de Paris. Thèse de doctorat, Université H. Poincaré, Nancy, 470 p.
Carpentier C, Lathuiliere B, Ferry S (2010) Sequential and climatic framework of the growth and demise of a carbonate platform: implications for the peritidal cycles (Late Jurassic, North-eastern France). Sedimentology 57 (4):985-1020
Carpentier C, Lathuilière B, Ferry S, Sausse J (2007) Sequence stratigraphy and tectonosedimentary history of the Upper Jurassic of the Eastern Paris Basin (Lower and Middle Oxfordian, Northeastern France). Sedimentary Geology 197 (3-4):235
Catuneanu O (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.
Cecca F, Azema J, Fourcade E, Baudin F, Guiraud R, Ricou LE, Wever PD (1993) Early Kimmeridgian (146-144 Ma.). In: Dercourt J, Ricou LE,Vrielynck B (eds), Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps. 97-112
Cherchi A, Schroeder R (2013) Revision of the holotype of *Lithocodium aggregatum* Elliott, 1956 (Lower Cretaceous, Iraq): new interpretation as sponge–calcimicrobe consortium. Facies 59 (1):49-57. doi:http://dx.doi.org/10.1007/s10347-012-0336-y
Chevallier T (1989) Les formations carbonatées de la séquence ptérocérienne (Kimméridgien pars) dans le Jura français et les régions voisines. Thèse de doctorat, Institut Catholique de Lyon, Lyon, 194 p.
Choffat P (1875) Le corallien dans le Jura occidental, 16 pp.
Choffat P (1878) Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et le Jura méridional. Georg edn., Genève, 113 pp.
Cochet F (1994) Stratigraphie séquentielle dans les carbonates de l'Oxfordien terminal-Kimméridgien du Jura français. Thèse de doctorat, Université Claude Bernard, Lyon, 200 p.
Cochet F, Ferry S, Enay R, Contini D (1994) Passage Oxfordien - Kimméridgien dans les carbonates du Jura français au bassin vocontien. Régression forcée et cortège transgressif. Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris - Sciences de la Terre et des Planètes 319 (ser. 2):1041-1047
Collinson JD, Mountney NP, Thompson DB (eds) (2006) Sedimentary structures. Terra Publishing, vol 1, 292 p.
Colombié C (2002) Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France): relations plate-forme - bassin et facteurs déterminants. GeoFocus, vol 4. Université de Fribourg, Fribourg (Suisse), 198 pp.
Colombié C, Strasser A (2003) Depositional sequences in the Kimmeridgian of the Vocontian Basin (France) controlled by carbonate export from shallow-water platforms. Geobios 36 (6):675-683. doi:10.1016/j.geobios.2003.03.004
Colombié C, Strasser A (2005) Facies, cycles, and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura). Sedimentology 52 (6):1207-1227. doi:http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00736.x
Colombié C, Rameil N (2007) Tethyan-to-boreal correlation in the Kimmeridgian using high-resolution sequence stratigraphy (Vocontian Basin, Swiss Jura, Boulonnais, Dorset). International Journal of Earth Sciences 96 (3):567-591

Comment G, Ayer J, Becker D (2011) Deux nouveaux membres lithostratigraphiques de la Formation de Reuchenette (Kimméridgien, Ajoie, Jura suisse) - Nouvelles données géologiques et paléontologiques acquises dans le cadre de la construction de l'autoroute A16 (Transjurane). Swiss Bull angew Geol 16 (1):3-24

Contejean C (1859) Etude de l'étage Kimméridgien dans les environs de Montbéliard et dans le Jura. Mémoires de la Société d'Emulation du Doubs (3e sér) 4

Contini D (1972a) Présence de végétaux d'origine continentale dans le "Séquanien inférieur" de Haute-Saône. Annales scientifiques de l'Université de Besançon 3 (17):19-20

Contini D (1972b) Observations stratigraphiques sur le Kimméridgien du fossé de la Saône. Extrait du "Compte Rendu Sommaire des séances de la Société Géologique de France" 2:76-77

Contini D, Hantzpergue P (1973) Le Kimmeridgien de la région de Montbéliard. Annales scientifiques de l'Université de Besançon 3 (18):143-179

Contini D, Hantzpergue P (1975) Le Kimméridgien de Haute-Saône. Annales scientifiques de l'Université de Besançon 3 (23):5-37

Craig H (1965) The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. Proc Spoleto Conf Stable isotopes in Oceanog Studies Paleotemperatures:3-24

Cuadrado DG, Carmona NB, Bournod C (2011) Biostabilization of sediments by microbial mats in a temperate siliciclastic tidal flat, Bahia Blanca estuary (Argentina). Sedimentary Geology 237:95-101

Dahanayaké K (1974) Les oncolithes du jura français, Classification - Formation - Répartition séquentielle et milieux de dépôt. Thèse de doctorat, Université de Nancy - Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 99 p.

Dahanayaké K, Champetier Y, Hilly J (1976) Oncolithes et pseudooncolithes: relations entre la disposition séquentielle et la participation de *Bacinella irregularis* Radoičić aux structures oncolithiques. Bulletin de la Société géologique de France 18 (6):1665-1669

Davaud E, Lombard A (1975) Statistical approach to the problem of alternating beds of limestone and marl (Upper Oxfordian of the French Jura). Eclogae Geologicae Helvetiae 68 (3):491-509

Dercourt J, Ricou LE, Vrielynck B (1993) Atlas: Tethys palaeoenvironnemental maps. CCGM. Gauthier-Villards, Paris, 307 pp.

Diedrich C (2011) Upper Jurassic tidal flat megatracksites of Germany—coastal dinosaur migration highways between European islands, and a review of the dinosaur footprints. Palaeobiodiversity & Palaeoenvironnements 91 (2):129-155. doi:http://dx.doi.org/10.1007/s12549-010-0044-y

Dodson P, Behrensmeyer AK, Bakker RT, McIntosh JS (1980) Taphonomy and palaeoencolgy of the dinosaur beds of the Jurassic Morisson Formation. Paleobiology 6:208-232

Dromart G, Garcia J-P, Picard S, Atrops F, Lécuyer C, Sheppard SMF (2003) Ice age at the Middle-Late Jurassic transition? Earth and Planetary Science Letters 213:205-220

Duboz P (1979) Etude géologique de la région de Damprichard et du Goumois (Doubs). Thèse de doctorat, Université de Franche-Comté, Besançon, 200 p.

Dunham RJ (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: E. HW (ed), Classification of carbonate rocks - A symposium. American Association of Petroleum Geologists Memoir, vol 1, 108-121

Dupraz C (1999) Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français). Geofocus 2:1-247

Dupraz C, Strasser A (1999) Microbialites and Micro-encrusters in Shallow Coral Bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). Facies 40 (1):101-130

Dupraz C, Strasser A (2002) Nutritional modes in coral-microbialite reefs (Jurassic, Oxfordian, Switzerland): evolution of trophic structure as a response to environmental change. Palaïos 17:449-471

Ekdale AA, Bromley RG (2003) Paleoethologic interpretation of complex *Thalassinoïdes* in shallow-marine limestones, Lower Ordovician, southern Sweden. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 192 (1–4):221-227. doi:http://dx.doi.org/10.1016/s0031-0182(02)00686-7

Ekdale AA, Bromley RG, Pemberton SG (1984) Ichnology: trace fossils in sedimentology and stratigraphy. SEPM short course 15

El Ali A, Barbin V, Calas G, Cervelle B, Ramseyer K, Bouroulec J (1993) Mn2+ -activated luminescence in dolomite, calcite and magnesite: quantitative determination of manganese site distribution by EPR and CL spectroscopy. Chemical Geology 104:189-202

Elliott GF (1956) Further records of fossil calcareous algae from the Middle East. Micropaleontology 2:327-334

Embry AF (1993) Transgressive–regressive (T–R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. Canadian Journal of Earth Sciences 30:301-320

Enay R (1965) Les formations coralliennes de Saint-Germain-de-Joux (Ain). Bulletin de la Société Géologique de France 7:23-31
Enay R (1966) L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. Etude stratigraphique. Nouvelles Archives du Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon. Lyon, fasc. 8, vol. I-2; I, p.1 -323 ; II, p.331-624, 624 pp.
Enay R (1982) Notice explicative de la feuille Saint-Rambert-en-Bugey a 1/50 000, vol 676. Carte géologique de la France à 1/50 000, vol 3230. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 84 pp.
Enay R (2000) Une faune d'ammonites inédite du Kimméridgien inférieur à Molinges (Jura) et la limite Oxfordien-Kimméridgien dans le faisceau externe du Jura méridional. Géologie de la France 4:3-19
Enay R, Contini D, Boullier A (1988) Le Séquanien-type de Franche-Comté (Oxfordien supérieur): datations et corrélations nouvelles, conséquences sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et régions voisines. Eclogae Geologicae Helvetiae 81 (2):295-363
Enay R, Mangold C, Cariou E, Contini D, Debrand-Passard S, Donze P, Gabilly J, Lefavrais Raymond A, Mouterde R, Thierry J (1980) Synthèse paléogéographique du Jurassique français par le Groupe français d'étude du Jurassique. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon Hors Série vol. 5:1-210
Epstein S, Buchsbaum R, Lowenstam HA, Urey HC (1953) Revised carbonate-water isotopic temperature scale. Bulletin of the geological society of America 64:1315-1326
Fairbridge RW (1976) Convergence of evidence on climatic change and ice age. Annals of the New York Academy of Sciences 97:542-576
Farrow G, E. (1966) Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 2:103-151
Flügel E (2004) Microfacies of carbonate rocks. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 976 pp.
Fookes E (1995) Development and eustatic control of an Upper Jurassic reef complex (Saint-Germain-de-Joux, Eastern France). Facies 33 (1):129-150
Gaillard C (1983) Les biohermes à Spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon, vol 90. Université Lyon 1, Lyon, 515 pp.
Gallois R (2005a) Correlation of the Kimmeridgian succession of Normandy coast, northern France with that of the Dorset-type area, southern England. Comptes rendus Geoscience 337:347-355
Gallois RW (2005b) On the Kimmeridgian (Jurassic) succession of Normandy coast, northern France. Proceedings of the Geologists' Association 116:33-43
Galloway WE (1989) Genetic stratigraphic sequences in basin analysis; I, Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 73 (2):125-142
Gammon PR, James NP (2001) Palaeogeographical influence on Late Eocene biosiliceous sponge-rich sedimentation, southern Western Australia. Sedimentology 48:559-584
Geyer O (1969) The Ammonite genus *Sutneria* in the Upper Jurasic of Europe. Lethaia 2:63-72
Gill GA, Santantonio M, Lathuiliere B (2004) The depth of pelagic deposits in the Tethyan Jurassic and the use of corals: an example from the apennines. Sedimentary Geology 166:311-334
Ginsburg RN (1971) Landward movement of carbonate mud: a new model for regressive cycles in carbonates. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 55:340
Ginsburg RN (1975) Tidal Deposits, A Casebook for Recent Examples and Fossil Counterparts. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 428 pp.
Girardot A (1885a) Compte rendu de l'excursion du 23 août à Châtelneuf. Bulletin de la Société Géologique de France 13 (3):688-719
Girardot A (1885b) Note sur les différents facies des étages Rauracien et Séquanien du plateau de Châtelneuf. Bulletin de la Société Géologique de France 13 (3):719-740
Girardot A (1896) Etudes géologiques sur la Franche-Comté septentrionale. Le système oolithique. Librairie de Sciences Générales, Paris. 416 pp.
Gornitz V, Lebedeff S, Hansen J (1982) Global sea-level trend in the past century. Science 215:1611-1614
Götz S, Löser H, Schmid DU (2005) Reef development on a deepening platform: two Early Cretaceous coralgal patch reefs (Catí, Llàcova Formation, eastern Spain) compared. Cretaceous Research 26 (6):864-881. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.cretres.2005.05.008
Grandjacquet C (1959) Données nouvelles sur le faisceau salinois à l'Ouest de Mouthier (Doubs). Bulletin de la Société Géologique de France 7 (1):827-832
Guillaume A (1960) Contribution à l'étude géologique de la région de Champagnole (Jura). Thèse de doctorat, Faculté des sciences de l'université de Paris, Paris, 558 p.
Guillaume S, Guillaume A (1965) Carte Géologique au 1/50 000 , CHAMPAGNOLE (XXXIII-26) Notice explicative. Service de la Carte Géologique de la France 582:5-6

Guillocheau F (1991) Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plateforme (Dévonien armoricain): nature et distorsion des différents ordree de séquences de dépôt emboîtées. Bulletin des Centres de Recherches Elf-Aquitaine Exploration-Production 15 (2):383-410

Guillocheau F, Robin C, Allemand P, Bourquin S, Brault N, Dromart G, Friedenberg R, Garcia J-P, Gaulier J-M, Gaumet F, Grosdoy B, Hanot F, Le Strat P, Mettraux M, Nalpas T, Prijac C, Rigollet C, Serrano O, Grandjean G (2000) Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta 13 (4):189-245. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0985-3111(00)00118-2

Guyader J (1968) Le Jurassique supérieur de la Baie de la Seine - Etude stratigraphique et micropaléontologique. Thèse de doctorat, Université de Paris (Mention Sciences), Paris, 268 p.

Gygi RA (2000) Integrated Stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany, vol 104. Memoirs of the Swiss Academy of Sciences. Birkhäuser Verlag, Basel, Boston, Berlin, 152 pp.

Gygi RA, Persoz F (1986) Mineralostratography, litho and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. Eclogae Geologicae Helvetiae 79:385-454

Gygi RA, Coe AL, Vail PR (1998) Sequence stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian stages (Late Jurassic) in northern Switzerland. SEPM special Publication 60:527-544

Hallam A (1985) A review of Mesozoic climates. Journal of the Geological Society of London 142 (3):433-445

Handford CR, Loucks RG (1993) Carbonate depositional sequences and system tracts - responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. In: Loucks RG,Sarg JF (eds), Carbonate sequence stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists Memoirs, vol 57, 3-41

Hantzpergue P (1975) Le Kimmeridgien à Céphalopodes du Jura méridional, Stratigraphie et Paléontologie. Thèse de doctorat, Université Claude Bernard Lyon 1, Lyon, 285 p.

Hantzpergue P (1985) Les discontinuités sédimentaires majeures dans le kimméridgien français: chronologie, extension et corrélations dans les bassins ouest-européens. Geobios 18 (2):179-194

Hantzpergue P (1989) Les ammonites kimméridgiennes du haut-fond d'Europe occidentale: Biochronologie, systématique, evolution, paléobiogéographie. Cahiers de paléontologie Editions du C.N.R.S, 428 pp.

Hantzpergue P (1993) Biogéographie des ammonites et variations du niveau marin: analyse quantitative des peuplements du Kimméridgien ouest-européen. Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris t. 317, série II, p. 493-498

Hardenbol J, Thierry J, Farley MB, Jacquin T, De Graciansky PC, Vail PR (1998) Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. SEPM Special Publication 60:3-13

Hardie LA (ed) (1977) Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas. The Johns Hopkins University Studies in Geology, Baltimore and London, vol 22, 202 p.

Hardie LA, Shinn EA (1986) Carbonate depositional environments, modern and ancient, Part 3 - Tidal flats, vol 80. Colorado School of Mines Quarterly, 74 pp.

Helm C, Schülke I (1998) A Coral-microbialite Patch Reef from the Late Jurassic (*Florigemma*-Bank, Oxfordian) of NW Germany (Süntel mountains). Facies 39:75-104

Homewood P, Guillocheau F, Eschard R, Cross TA (1992) Corrélations haute résolution de stratigraphie génétique: une démarche intégrée. Bulletin des Centres de Recherches Elf-Aquitaine Exploration-Production 16 (2):357-381

Hong W, Keppens E, Nielsen P, van Riet A (1995) Oxygen and carbon isotope study of the Holocene oyster reefs and paleoenvironmental reconstruction on the northwest coast of Bohai Bay, China. Marine Geology 124 (1-4):289-302. doi:http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(95)00046-2

Howard JD, Frey RW (1984) Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. Canadian Journal of Earth Sciences 21:200-219

Huang C, Hesselbo SP, Hinnov L (2010) Astrochronology of the late Jurassic Kimmeridge Clay (Dorset, England) and implications for Earth system processes. Earth and Planetary Science Letters 289 (1):242-255

Hug WA (2003) Sequenzielle Faziesentwicklung der Karbonatplattform des Schweizer Jura im Späten Oxford und frühesten Kimmeridge. GeoFocus, vol 7. Université de Fribourg, Fribourg (Suisse), 156 pp.

Immenhauser A, Hillgärtner H, Van Bentum E (2005) Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological signifcance and possible relation to oceanic anoxic event 1a. Sedimentology 52:77-99

Immenhauser A, Huck S, Rameil N, Heimhofer U, Korbar T, Wieczorek TD, Kunkel C (2009) Tethys-wide occurrence of Lower Aptian *Lithocodium-Bacinella* facies: shoalwater expression of basinal OAE1a black shales. Geochimica et Cosmochimica Acta 73 (Goldschmidt Conference Abstracts:A568)

Inden RF, Moore CH (1983) Beach Environment. In: Scholle PA, Bebout DG,Moore CH (eds), Carbonate Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists Memoirs, Tulsa, vol 33, 211-265

Innace A, Zamparelli V (1996) The serpulid-microbialite bioconstructions of the "Scisti ittiolitici" basin of Giffoni Vallepiana (Upper Triassic, Southern Apennines). Palaeopelagos 6:45-62

Insalaco E (1996) Upper Jurassic microsolenid biostromes of northern and central Europe: facies and depositional environment. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 121:169-194

Insalaco E (1999) Facies and palaeoecology of Upper Jurassic (Middle Oxfordian) Coral Reefs in England. Facies 40:81-100

Insalaco E, Hallam A, Rosen B (1997) Oxfordian (Upper Jurassic) coral reefs in Western Europe: reef types and conceptual depositional model. Sedimentology 44 (4):707-734. doi:http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.1997.d01-44.x

Jacobs DK, Sahagian DL (1993) Climate-induced fluctuations in sea-level during non-glacial times. Nature 361:710-712

Jank M (2004) New insights into the development of the late Jurassic Reuchenette Formation of NW Switzerland : late Oxfordian to late Kimmeridgian, Jura Mountains). PHD thesis, Geologisch-Palaeontologisches Institut, Basel, 122 p.

Jank M, Wetzel A, Meyer CA (2005) Late Jurassic sea-level fluctuations in NW Switzerland (Late Oxfordian to Late Kimmeridgian): closing the gap between the Boreal and Tethyan realm in Western Europe. Facies 52 (4):487-519

Jank M, Meyer CA, Wetzel A (2006a) Late Oxfordian to Late Kimmeridgian carbonate deposits of NW Switzerland (Swiss Jura): Stratigraphical and palaeogeographical implications in the transition area between the Paris Basin and the Tethys. Sedimentary Geology 186: 237-263

Jank M, Wetzel A, Meyer C, A. (2006b) A calibrated composite section for the Late Jurassic Reuchenette Formation in northwestern Switzerland (?Oxfordian, Kimmeridgian *sensu gallico*, Ajoie-Region). Eclogae Geologicae Helvetiae 9 (2):175-191

Jaquemin E (1889-1891) Etude sur les terrains secondaires du département de l'Ain, vol XXII, XXIII, XXIV. Annales de la Société d'Emulation de l'Ain, 475 pp.

Kalkowsky E (1908) Oolith und stromatolith im norddeutschen Bundsandstein. Zeitschrift der deutschen geologischen gesellschaft 60:68-125

Kelly SRA, Bromley RG (1984) Ichnological nomenclature of clavate borings. Palaeontology 27:793-807

Kendall CGSC, Schlager W (1981) Carbonates and relative changes in sea level. Marine Geology 44 (1–2):181-212. doi:http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(81)90118-3

Kendall CGSC, Lerche I (1988) The rise and fall of eustasy. In: Wilgus CK, Hastings BS, Posamentier H, Van Wagoner J, Ross CA,Kendall CGSC (eds), Sea-level changes: an integrated approach, SEPM Special Publications. Tulsa, 3-18

King PB (1942) Permian of W. Texas and SE New Mexico. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 26:535-763

Koch R, Moussavian E, Ogorelec B, Skaberne D, Bucur I (2002) Development of a *Lithocodium* (syn. *Bacinella irregularis*)-reefmound– A patch reef within Middle Albian lagoonal limestone sequence near Nova Gorica (Sabotin Mountain, W-Slovenia). Geologija 45:71-90

Kroopnick PM, Margolis PM, Wong CS (1977) $\delta^{13}C$ variations in marine carbonate sediments as indicators of the CO_2 balance between the atmosphere and oceans. In: Anderson NR,Malahoff A (eds), The Fate of Fossil Fuel CO_2 in the Oceans. New York, 295-321

Laskar J, Fienga A, Gastineau M, Manche H (2011) La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. Astronomy & Astrophysics 532:A89

Laskar J, Robutel P, Joutel F, Gastineau M, Correia ACM, Levrard B (2004) A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astronomy & Astrophysics 428:261-285

Lathuilière B (2000a) Coraux constructeurs du Bajocien inférieur de France: 2ème partie. Geobios 33 (2):153-181. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0016-6995(00)80013-3

Lathuilière B (2000b) Coraux constructeurs du Bajocien inférieur de France: 1ère Partie. Geobios 33 (1):51-72. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0016-6995(00)80149-7

Lathuilière B, Gaillard C, Habrant N, Boder Y, Boullier A, Enay R, Hanzo M, Marchand D, Thierry J, Werner W (2005) Coral zonation of an Oxfordian reef tract in the northern French Jura. Facies 50:545-559

Leckie D (1988) Wave-formed, coarse-graines ripples and their relationship to Hummocky Cross-Stratification. Journal of Sedimentary Petrology 58 (4):607-622

Lécuyer C, Reynard B, Martineau F (2004) Stable isotope fractionation between mollusc shells and marine waters from Martinique Island. Chemical Geology 213 (4):293-305. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.02.001

Lefort A (2011) La limite Oxfordien-Kimméridgien (Jurassique supérieur): stratigraphie et paléoenvironnements dans les domaines téthysien (Est et Sud du bassin de Paris, France) et boréal (Ile de Skye, Ecosse). Thèse de doctorat, Université Henry Poincaré, Nancy, 304 p.

Lefort A, Lathuilière B, Carpentier C, Huault V (2011) Microfossil assemblages and relative sea-level fluctuations in a lagoon at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary (Upper Jurassic) in the eastern part of the Paris Basin. Facies 57 (4):649-662

Leinfelder R (2001) Jurassic Reef Ecosystems. In: Stanley Jr GD (ed), The history and sedimentology of ancient reef systems. Kluwer Academic/Plenum, New York, 251-309

Leinfelder R, Nose M, Schmid DU, Werner W (1993) Microbial crusts of the late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. Facies 29:195-230

Leinfelder R, Schlagintweit F, Werner W, Ebli O, Nose M, Schmid D, Hughes G (2005) Significance of stromatoporoids in Jurassic reefs and carbonate platforms—concepts and implications. Facies 51 (1):288-326

Leinfelder R, Werner W, Nose M, Schmid DU, Krautter M, Laternser R, Takacs M, Hartmann D (1996) Paleoecology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic. In: Reitner J, Neuweiler f,Gunkel F (eds), Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. I. Reef Evolution. Research Reports. Göttinger Arbeinten Zur Geologie Und Paläontologie, Göttinger, vol Sb2, 227-248

Leinfelder R, Krautter M, Laternser R, Nose M, Schmid D, Schweigert G, Werner W, Keupp H, Brugger H, Herrmann R, Rehfeld-Kiefer U, Schroeder JH, Reinhold C, Koch R, Zeiss A, Schweizer V, Christmann H, Menges G, Luterbacher H (1994) The origin of Jurassic reefs: current reaserch developments and results. Facies 31:1-56

Loreau J-P (1982) Sédiments aragonitiques et leur genèse. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle Série C (47), Editions du Museum edn. Museum National d'Histoire Naturelle, Paris, 307 pp.

Mangold C, Enay R (2004) Carte géologique de Nantua au 1/50 000 - notice explicative, 180 pp.

Marcou J (1856) Lettres sur les roches du Jura et leur distribution géographique dans les deux hémisphères. Librairie pour les Sciences, Paris

Marin F, Luquet G (2005) Molluscan biomineralization: The proteinaceous shell constituents of Pinna nobilis L. Materials Science and Engineering: C 25 (2):105-111. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.msec.2005.01.003

Mattauer M (1958) Présence de brèches à cailloux noirs et de calcaires lacustres dans le Kimméridgien du Jura central. Extrait du "Compte Rendu Sommaire de la Société Géologique de France" 1:47-48

Matyja AB, Wierzbowski A (2003) Correlation chart of the standard chronostratigraphic ammonite zonations at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary. International Subcommission on Jurassic Stratigraphy Newsletter 30:25-27

Mégnien C, Mégnien F (1980) Synthèse géologique du bassin de Paris. Mémoires du BRGM 101-102-103

Melendez G, Atrops F, Ramajo J, Perez-Urresti I, Delvene G (2006) Upper Oxfordian to lower Kimmeridgian successions in the NE Iberian Range (E Spain): some new stratigraphical and palaeontological data. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 241:203-224

Milliman JD (1974) Marines carbonates. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, 375 pp.

Mitchum Jr RM, Van Wagoner JC (1991) High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. Sedimentary Geology 70 (2-4):131-160. doi:http://dx.doi.org/10.1016/0037-0738(91)90139-5

Mitchum RM, Vail PR, Thompson DB (1977) Seismic statigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unitfor stratigraphic analysis. In: Payton CE (ed), Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoirs, vol 26, 53-62

Mook WG, Vogel JC (1968) Isotopic equilibrium between shells and their environment. Science 159:874-875

Morrison JO, Brand U (1986) Geochemistry of recent marine invertebrates. Geoscience Canada 13:237-254

Mouchet P (1995) Le Kimméridgien du Jura central. Microfaciès, minéralogie et interprétation séquentielle. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel, Neuchâtel, 204 p.

Mouchet P (1998) Stratigraphy and mineralostratigraphy in the Kimmeridgian in the central Jura mountains of Switzerland and eastern France. Eclogae Geologicae Helvetiae 91:53-68

Neumann AC, Macintyre IG (1985) Reef response to sea-level rises: keep-up, catch-up, give-up. In: Proceedings of the 5th International Coral Reef Congress, 1985, Tahiti, 105-110
Newell ND, Rigby JK, Fischer AG, Whiteman AJ, Hilcox JE, Bradley JS (1953) The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico. 236 pp.
Noffke N, Gerdes G, Klenke T, Krumbein WE (1997) A microscopic sedimentary succession of graded sand and microbial mats in modem siliciclastic tidal flats. Sedimentary Geology 110:1-6
Nose M (1995) Vergleichende Faziesanalyse und Palökologie korallenreicher Verflachungsabfolgen des iberischen Oberjura. Profil 8:1-237
Nose M, Leinfelder R (1997) Upper Jurassic coral communities within siliciclastic settings (Lusitanian Basin, Portugal): implications for symbiotic and nutrient strategy. Proceedings of the 8th International Coral Reef Symposium 2:1755-1760
Oertli HJ, Ziegler M (1958) Présence d'un séquanien lacustre dans la région de Pontarlier. Eclogae Geologicae Helvetiae 51 (2):385-391
Ogg JG, Hinnov LA, Huang C (2012) Chapter 26 - Jurassic. In: Grandstein F (ed), The Geologic Time Scale. Elsevier, Boston, 731-791. doi:http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00026-3
Olivier N, Lathuilière B, Thiry-Bastien P (2006) Growth models of Bajocian coral-microbialite reefs of Chargey-lès-Port (eastern France): palaeoenvironmental interpretations. Facies 52 (1):113-127. doi:http://dx.doi.org/10.1007/s10347-005-0022-4
Olivier N, Pittet B, Gaillard C, Hantzpergue P (2007) High-frequency palaeoenvironmental fluctuations recorded in Jurassic coral- and sponge-microbialite bioconstructions. Comptes Rendus Palevol 6 (1–2):21-36. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.crpv.2006.07.005
Olivier N, Colombie C, Pittet B, Lathuilière B (2011) Microbial carbonates and corals on the marginal French Jura platform (Late Oxfordian, Molinges section). Facies 57 (3):469-492
Olivier N, Pittet B, Werner W, Hantzpergue P, Gaillard C (2008) Facies distribution and coral-microbialite reef development on a low-energy carbonate ramp (Chay Peninsula, Kimmeridgian, western France). Sedimentary Geology 205:14-33
Olivier N, Carpentier C, Martin-Garin B, Lathuilière B, Gaillard C, Ferry S, Hantzpergue P, Geister J (2004) Coral-microbialite reefs in pure carbonate versus mixed carbonate-siliciclastic depositional environments: the example of the Pagny-sur-Meuse section (Upper Jurassic, Northeastern France). Facies 50:229-255
Oschmann W (1988) Kimmeridge Clay sedimentation - a new cyclic model. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 65:217-251
Parkinson D, Curry GB, Cusack M, Fallick AE (2005) Shell structure, patterns and trends of oxygen and carbon stable isotopes in modern brachiopod shells. Chemical Geology 219 (1–4):193-235. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.02.002
Pasquier J-B, Strasser A (1997) Platform-to-basin correlation by high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy (Berriasian, Switzerland and France). Sedimentology 44:1071 - 1092
Perron M (1860) Cours du 12 septembre à Chargey-les-gray. Bulletin de la Société Géologique de France 2 (17):847-854
Pittet B (1996) Contrôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur des systèmes mixtes carbonates-siliciclastiques de plate-forme: exemples de l'Oxfordien (Jura suisse, Normandie, Espagne). Thèse de doctorat, Université de Fribourg, Fribourg, Suisse, 258 p.
Pittet B, Strasser A (1998a) Depositional sequences in deep-shelf environments formed through carbonate-mud import from shallow platform (Late Oxfordian, German Swabian Alb and eastern Swiss Jura). Eclogae Geologicae Helvetiae 91:149-169
Pittet B, Strasser A (1998b) Long-distance correlations by sequence stratigraphy and cyclostratigraphy: examples and implications (Oxfordian from the Swiss Jura, Spain, and Normandy). Geologische Rundschau 86:852-874
Pittet B, Strasser A, Mattioli E (2000) Depositional sequences in deep-shelf environments: a response to sea-level changes and shallow platform carbonate productivity (Oxfordian, Germany and Spain). Journal of Sedimentary Research 70 (2):392-407
Pomar L (2001) Types of carbonate platforms: a genetic approach. Basin Research 13:313-334
Posamentier HW, Jervey MT, Vail PR (1988) Eustatic controls on clastic deposition I: Conceptual framework. In: Wilgus CK, Hastings BS, Posamentier H, Van Wagoner J, Ross CA,Kendall CGSC (eds), Sea level changes, an integrated approach, SEPM Special Publication. Tulsa, vol 42, 109-124
Price GD (1999) The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. Earth-Science Reviews 48 (3):183-210

Przybylski PA, Ogg JG, Wierzbowski A, Coe AL, Hounslow MW, Wright JK, Atrops F, Settles E (2010) Magnetostratigraphic correlation of the Oxfordian-Kimmeridgian boundary. Earth and Planetary Science Letters 289:256-272

Purser BH (1980) Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents - Les éléments de la sédimentation et de la diagenèse, vol I. Technip edn. Institut Français du Pétrole, Paris, 366 pp.

Purser BH (1983) Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents - Les domaines de sédimentation carbonatée néritiques récents; application à l'interprétation des calcaires anciens, vol II. Technip edn. Institut Français du Pétrole, Paris, 389 pp.

Rameil N (2005) Carbonate sedimentology, sequence stratigraphy, and cyclostratigraphy of the Tithonian in the Swiss and French Jura Mountains - A high-resolution record of changes in sea level and climate. GeoFocus, vol 13. Université de Fribourg, Fribourg (Suisse), 246 pp.

Rameil N (2008) Early diagenetic dolomitization and dedolomitization of Late Jurassic and earliest Cretaceous platform carbonates: A case study from the Jura Mountains (NW Switzerland, E France). Sedimentary Geology 212:70-85

Rameil N, Immenhauser A, Warrlich G, Hillgärtner H, Droste HJ (2010) Morphological patterns of Aptian *Lithocodium-Bacinella* geobodies—relation to environment and scale. Sedimentology 57 (3):883-911

Rankey EC, Reeder SL (2011) Holocene oolithic marine sand complexes of the Bahamas. Journal of Sedimentary Research 81:97-117

Reitner J (1993) Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia) formation and concepts. Facies 29:2-40

Reolid M, Gaillard C, Lathuilière B (2007) Microfacies, microtaphonomic traits and foraminiferal assemblages from Upper Jurassic oolitic-coral limestone: stratigraphic fluctuations in a shallowing-upward sequence (French Jura, Middle Oxfordian). Facies 53:553-574

Reolid M, Gaillard C, Olóriz F, Rodríguez-Tovar FJ (2005) Microbial encrustations from the Middle Oxfordian-earliest Kimmeridgian lithofacies in the Prebetic Zone (Betic Cordillera, southern Spain): characterization, distribution and controlling factors. Facies 50:529-543

Reolid M, Nagy J, Rodríguez-Tovar FJ, Olóriz F (2008) Foraminiferal assemblages as palaeoenvironmental bioindicators in Late Jurassic epicontinental platforms: Relation with trophic conditions. Acta Palaeontologica Polinica 53 (4):705-722

Reolid M, Molina JM, Löser H, Navarro V, Ruiz-Ortiz PA (2009) Coral biostromes of the Middle Jurassic from the Subbetic (Betic Cordillera, southern Spain): facies, coral taxonomy, taphonomy, and palaeoecology. Facies 55:575-593

Riaz (de) A (1889) Etude sur les étages Jurassiques moyens et supérieurs des cantons de Crémieu et Morestel (isère) Bulletin de la Société géologique de France série 3, t. XXIII:366-394

Riboulleau A, Baudin F, Daux V, Hantzpergue P, Renard M, Zakharov V (1998) Evolution de la paléotempérature des eaux de la plate-forme russe au cours du Jurasique supérieur. Compte Rendu de l'Académie des Sciences - Sciences de la Terre et des Planètes 326:239-246

Riche A (1898) Feuille de Chambéry. Bulletin des Services de la Carte géolologique 10:157-160

Riche A (1899) Feuille de Chambéry. Bulletin des Services de la Carte géolologique 10:121-125

Riche A (1904) Feuille de Lyon au 1/320 000. Bulletin des Services de la Carte géolologique 12:75-79

Riche A (1914) Feuille de Lyon au 1/320 000. Révision des feuilles de Saint-Claude, Nantua et Chambéry au 1/80 000. Bulletin des Services de la Carte géolologique 21, 132

Riding R (1991) Calcifed cyanobacteria. In: Riding R (ed), Calcareous algae and stromatolites. Springer, Berlin Heidelberg New York, 21-51

Riding R (2000) Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. Sedimentology 47 (Suppl.1):179-214

Riding R (2002) Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. Earth-Science Reviews 58 (1–2):163-231. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00089-7

Roniewicz E (1966) Les madréporaires du Jurassique supérieur de la bordure de la bordure des Monts de Sainte-Croix, Pologne. Acta Paléontologica Polonica 11 (2):157-256

Roniewicz E (1976) Les scléractiniaires du Jurassique supérieur de la Dobrogea centrale Roumanie. Palaeontologica Polonica 34:17(23)-121

Ruf M, Link E, Pross J, Aigner T (2005) Integrated sequence stratigraphy: Facies, stable isotope and palynofacies analysis in a deeper epicontinental carbonate ramp (Late Jurassic, SW Germany). Sedimentary Geology 175 (1–4):391-414. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.12.023

Samson Y (2001) Foraminifères et reconstructuion des variations bathymétriques: exemple du Kimmeridgien de la région du Havre (Seine-Maritime, Normandie, France). Revue de micropaléontologie 44 (1):59-91
Samson Y, Lepage G, Hantzpergue P, Guyader J, Saint-Germès M, Baudin F, Bignot G (1996) Révision lithostratigraphique et biostratigraphique du Kimmeridgien de la région havraise (Normandie). Géologie de la France 3:3-19
Sanders D, Baron-Szabo RC (2005) Scleractinian assemblages under sediment input: their characteristics and relation to the nutrient input concept. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 216 (1–2):139-181. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.10.008
Sarg JF (1988) Carbonate sequence stratigraphy. In: Wilgus CK, Hastings BS, Posamentier H, Van Wagoner J, Ross CA,Kendall CGSC (eds), Sea-level changes: an integrated approach, SEPM Special Publications. Tulsa, 3-18
Schlager W (1993) Accommodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences. Sedimentary Geology 86 (1-2):111-136
Schlager W (2002) Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Carbonate Rocks. Amsterdam, 146 pp.
Schlager W (2003) Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. International Journal of Earth Sciences 92 (4):445-464. doi:http://dx.doi.org/10.1007/s00531-003-0327-x
Schlager W, Reijmer JJG, Droxler A (1994) Highstand shedding of carbonate platforms. Journal of Sedimentary Research 64 (3b):270-281. doi:http://dx.doi.org/10.1306/d4267faa-2b26-11d7-8648000102c1865d
Schlagintweit F (2012) *Mohlerina basiliensis* (Mohler, 1938): a Middle Jurassic–Early Cretaceous facultative (?) epilithic benthic foraminifer. Facies, vol 58. doi:http://dx.doi.org/10.1007/s10347-012-0297-1
Schlagintweit F, Bover-Arnal T, Salas R (2010a) Erratum to: New insights into *Lithocodium aggregatum* Eliott 1956 and *Bacinella irregularis* Radoičić 1959 (Late Jurassic-Lower Cretaceous): two ulvophycean green algae (?Order Ulotrichales) with a heteromorphic life cycle (epilithic/euendolithic). Facies 56:635-673
Schlagintweit F, Bover-Arnal T, Salas R (2010b) New insights into *Lithocodium aggregatum* Eliott 1956 and *Bacinella irregularis* Radoičić 1959 (Late Jurassic-Lower Cretaceous): two ulvophycean green algae (?Order Ulotrichales) with a heteromorphic life cycle (epilithic/euendolithic). Facies 56:509-547
Schmid DU (1996) Marine microbolithe und mikroinkrustierer aus dem Oberjura. Profil 9:101-251
Schmid DU, Leinfelder RR (1995) *Lithocodium aggregatum* Elliott – No alga but an encrusting foraminifer, trouble by the endocommensalic foraminifer*Troglotella incrustans* Wernli and Fookes. Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris - Sciences de la Terre et des Planètes, Série II 320:531-538
Schmid DU, Leinfelder RR (1996) The Jurassic *Lithocodium aggregatum Troglotella incrustans* foraminiferal consortium. Paleontology 39:21-52
Scholle PA, Bebout DG, Moore CH (eds) (1983) Carbonate depositional environments. AAPG Memoir 33. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, vol 33, 708 p.
Schwartz RK (1982) bedforms and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. Sedimentology 29:835-849
Segonzac G, Marin P (1972) *Lithocodium aggregatum* Elliott et *Bacinella irregularis* Radoičić de l'Aptien de Teruel (Espangen): deux stades de croissance d'un seul et même organisme *incertae sedis*. Bulletin de la Société Géologique de France 14:331-335
Seilacher A (1963) Lebensspuren und sakinitatsfazies. Fortschritte in der Geologie Rheinland und Westfalen 10:81-94
Sellwood BW, Valdes PJ, Price GD (2000) Geological evaluation of multiple general circulation model simulations of late jurassic palaeoclimate. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 156 (1-2):147-160
Shackleton NJ, Kennett JP (1975) Paleotemperature history of the Cenozoic and initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 281. Initial Rep Deep Sea Drill Proj 29:743-755
Steuber T (1996) Stable isotope sclerochronology of rudist bivalves: Growth rates and Late Cretaceous seasonality. Geology 24 (4):315-318. doi:http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0315:sisorb>2.3.co;2
Steuber T, Rauch M, Masse JP, Malkoc M (2005) Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes. Nature 437:1341-1344
Strasser A (1984) Black-pebble occurrence and genesis in holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia). Journal of Sedimentary Petrology 54 (4):1097-1109
Strasser A (1986) Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. Sedimentology 33:711-727

Strasser A (1991) Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: Einsele G RW, Seilacher A (ed), Cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 709-721

Strasser A (2007) Astronomical time scale for the Middle Oxfordian to Late Kimmeridgian in the Swiss and French Jura Mountains. Swiss Journal of Geosciences 100 (3):407-429

Strasser A, Hillgärtner H (1998) High-frequency sea-level fluctuations recorded in shallow carbonate platform (Berriasian and Lower Valanginian of Mount Salève, French Jura). Eclogae Geologicae Helvetiae 91:375-390

Strasser A, Védrine S (2009) Controls on facies mosaics of carbonate platforms: a case study from the Oxfordian of the Swiss Jura. IAS Special Publication 41:199-213

Strasser A, Védrine S, Stienne N (2012) Rate and synchronicity of environmental changes on a shallow carbonate platform (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). Sedimentology 59:185-211

Strasser A, Pittet B, Hillgärtner H, Pasquier J-B (1999) Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high resolution analysis. Sedimentary Geology 128:201-221

Strasser A, Hillgärtner H, Hug W, Pittet B (2000) Third-order depositional sequences reflecting Milankovitch cyclicity. Terra Nova 12 (6):303-311

Strasser A, Aurell M, Bàdenas B, Meléndez G, Tomàs S (2005) From platform to basin to swell: orbital control on sedimentary sequences in the Oxfordian, Spain. Terra Nova 17 (5):407-413

Suan G, Mattioli E, Pittet B, Mailliot S, Lécuyer C (2008) Evidence for major environmental perturbation prior to and during the Toarcian (Early Jurassic) oceanic anoxic event from the Lusitanian Basin, Portugal. Paleoceanography 23 (1):PA1202. doi:http://dx.doi.org/10.1029/2007pa001459

Surge D, Lohmann KC, Dettman DL (2001) Controls on isotopic chemistry of the American oyster, Crassostrea virginica: implications for growth patterns. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 172 (3–4):283-296. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00303-0

Surge DM, Lohmann KC, Goodfriend GA (2003) Reconstructing estuarine conditions: oyster shells as recorders of environmental change, Southwest Florida. Estuarine, Coastal and Shelf Science 57 (5–6):737-756. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00370-0

Tarutani T, Clayton RN, Mayeda TK (1969) The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. Geochimica et Cosmochimica Acta 33 (8):987-996. doi:http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(69)90108-2

Ten Hove HA, Van Den Hurk P (1993) A review of Recent and fossil serpulid “reef”; actual palaeontology and the “Upper Malm” serpulid limestones in NW Germany. Geologie en Mijnbouw 72:23-67

Thierry J, (41, co-auteurs) (2000) Early Kimmeridgian (146-144Ma). Map 10. In: Dercourt J, Gaetani M, Vrielynck B et al. (eds), Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical Maps. 85-97

Thompson JB, Mullins TH, Newton CR, Vercoutere TL (1985) Alternative biofacies model for dysaerobic communities. Lethaia 18:167-179

Thurmann J (1832) Essai sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy. Description géognosique de la série jurassique et théorie orographique du soulèvement. Extrait des Mémoires de la Société d'Histoire Naturelle de Strasbourg. Paris, 84 pp.

Tucker ME, Wright VP (1990) Carbonate sedimentology. Blackwell Science Publications, Blackwell publishing edn., Oxford, 482 pp.

Tucker ME, Bathurst RGC (1990) Carbonate diagenesis. Blackwell Scientific Publications, Blackwell publishing edn., Oxford, 312 pp.

Turnšek D (1972) Upper Jurassic corals of Slovenia. Znanstvenoraziskovalni Center SAZU:147-265

Turnšek D, Buser S (1966) The development of the Lower Cretaceous beds and the boundary between Jurassic and Cretaceous formations in the western part of Trnovski Gozd. Geologija 9:543-548

Vail PR, Mitchum RM, Thompson DB (1977) Seismic statigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton CE (ed), Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration American Association of Petroleum Geologists Memoirs, vol 26, 63-81

Vail PR, Audemard F, Bowman SA, Eisner PN, Perez CG (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology: an overview. In: Einsele G R, Seilacher A (ed), Cycles and events in stratigraphy. Springer, Berlin, 617-659

Van Wagoner JC, Posamentier HW, Mitchum RM, Vail PR, Sarg JF, Loutit TS, Hardenbol J (1988) An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key defiinitions. In: Wilgus CK, Hastings BS, Kendall CGSC, Posamentier HW, Ross CA,Van Wagoner JC (eds), Sea-level changes: an integrated approach. SEPM Special Publication, Tulsa, vol 42, 39-45

Védrine S (2007) High-frequency palaeoenvironmental changes in mixed carbonate-siliciclastic sedimentary systems (Late Oxfordian, Switzerland, France, and southern Germany). GeoFocus, vol 19. Université de Fribourg Fribourg (Suisse), 216 pp.

Védrine S (2008) Co-occurrence of the foraminifer *Mohlerina basiliensis* with *Bacinella–Lithocodium* oncoids: palaeoenvironmental and palaeoecological implications (Late Oxfordian, Swiss Jura). Journal of Micropalaeontology 27:35-44

Védrine S, Strasser A, Hug W (2007) Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). Facies 53:535-552

Vennin E, Vachars D, Proust J-N (1996) Taphonomie et synécologie du "Genre" *Tubiphytes* dans les bioconstructions de Tratau et de Nizhni-Irginsk (Permien inférieur de l'Oural, Russie). Geobios 30 (5):635-649

Videt B, Néraudeau D (2002) Distribution paléoenvironnementale des huîtres dans le Messinien du bassin de Sorbas (Andalousie, SE Espagne). Annales de Paléontologie 88 (3):147-166. doi:http://dx.doi.org/10.1016/s0753-3969(02)01045-5

Wanless HR, Tedesco LP, Tyrrell KM (1988) Production of subtidal tubular and surficial tempestites by Hurricane Kate, Caicos Platform, British West Indies. Journal of Sedimentary Research 58 (4):739-750. doi:http://dx.doi.org/10.1306/212f8e31-2b24-11d7-8648000102c1865d

Weissert H (1989) C-Isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: A case study from the Early Cretaceous. Surveys in Geophysics 10:1-61

Wetzel A, Allenbach R, Allia V (2003) Reactivated basement structures affecting the sedimentary facies in a tectonically “quiescent” epicontinental basin: an example from NW Switzerland. Sedimentary Geology 157 (1-2):153-172. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00230-0

Wierzbowski A, Coe AL, Hounslow MW, Matyja BA, Ogg JG, Page KN, Wierzbowski H, Wright JK (2006) A potential stratotype for the Oxfordian/Kimmeridgian boundary: Staffin Bay, Isle of Skye, UK. Volumina Jurassica 4:17-33

Wierzbowski H (2002) Detailed oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Oxfordian in Central Poland. International Journal of Earth Sciences 91 (2):304-314. doi:http://dx.doi.org/10.1007/s005310100217

Wierzbowski H (2004) Carbon and oxygen isotope composition of Oxfordian-Early Kimmeridgian belemnite rostra: palaeoenvironmental implications for Late Jurassic seas. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 203:153-168

Wierzbowski H, Joachimski M (2007) Reconstruction of late Bajocian–Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (central Poland). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 254 (3–4):523-540. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.07.010

Wildi W, Funk H, Loup B, Amato E, Huggenberger P (1989) Mesozoic subsidence history of the European marginal shelves of the alpine Tethys. Eclogae Geologicae Helvetiae 82 (3):817-840

Wisshak M, López Correa M, Gofas S, Salas C, Taviani M, Jakobsen J, Freiwald A (2009) Shell architecture, element composition, and stable isotope signature of the giant deep-sea oyster Neopycnodonte zibrowii sp. n. from the NE Atlantic. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 56 (3):374-407. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2008.10.002

Wood R (1999) Reef evolution. Oxford University Press, Oxford, 414 pp.

Wright JK (1992) Microfacies of carbonate rocks. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 976 pp.

Wright JK (2010) The Aulacostephanidae (Ammonoidea) of the Oxfordian/Kimmeridgian boundary beds (Upper Jurassic) of southern England. Palaeontology 53:11-52

Planches photographiques

Planche 1 : Les grains carbonatés non-squelettiques

Planche 2 : Types d'oncoïdes

Planche 3 : Grains carbonatés squelettiques

Planche 4 : Les foraminifères

Planche 5 : Les algues

Planche 6 : Matière organique et dolomitisation

Planche 7 : Faciès de rampe distale

Planche 8 : Faciès de rampe médiane

Planche 9 : Faciès de plages et barres oolithiques et peloïdales

Planche 10 : Faciès de lagon non-restreint

Planche 11 : Faciès de lagon semi-restreint à restreint

Planche 12 : Faciès de tidal-flat

Planche 13 : Consolation

Planche 14 : La Main

Planche 15 : Mont Rivel

Planche 16 : La Châtelaine

Planche 17 : Loulle

Planche 18 : Balerne

Planche 19 : Morillon

Planche 20 : Molinges

Planche 21 : Chancia

Planche 22 : Champfromier

Planche 23 : Corveissiat

Planche 24 : Col Berthiand et Aranc

Planche 25 : Récifs du Mont Rivel

Planche 26 : Trame construite dans les bioconstructions du Mont Rivel

Planche 27 : Récifs de Loulle

Planche 28 : Évolution de la trame construite dans les bioconstructions de Loulle

Planche 29 : Récifs du Morillon

Planche 30 : Cathodoluminescence

PLANCHE 1

Les grains carbonatés non-squelettiques

a: Ooïdes micritiques de Type 1. Coupe de Chancia, échantillon Ch 24.

b: Ooïdes de Type 3 dans un packstone à péloïdes. Coupe de Loulle, échantillon Lou 5.

c: Micro-grainstone à péloïdes très bien triés et à bordures bien définies. Les flèches noires pointent de petits grains de quartz. Coupe de Loulle, échantillon Lou 59 (LPA).

d: Agrégat d'ooïdes partiellement érodé. L'intervention microbienne dans la cohésion des grains est mise en évidence par de très fines lamines micritiques mises en place entre les grains sur la bordure externe (flèche 1). En haut à gauche (flèche 2), un extraclaste très riche en tests d'ostracordes ayant subit une oolithisation. En haut à droite (flèche 3), un extraclaste micritique contenant des bioclastes, des ooïdes et des silts quartzeux. En bas (flèche 4), un agrégat d'ooïdes oolithisé. Coupe du Mont Rivel, échantillon Riv 16'.

e: Grainstone oolithique à extraclastes d'origines variées. 1: extraclaste micritique à silts quartzeux et bioclastes (dont tests d'ostracodes), 2: extraclaste micritique à ooïdes et silt quartzeux. A sa surface, une couche de micrite plus sombre, laminée et irrégulière est probablement liée à une phase d'activité microbienne à la surface de l'extraclaste au cours de son histoire . Les flèches noires pointent des ooïdes tronqués en bordure d'extraclaste. Coupe du Mont Rivel, échantillon Riv 6.

f: Intraclastes micritiques (Im) issus du remaniement *in situ* de boues micritiques consolidées. Coupe de Consolation, échantillon Co 16'.

g: Packstone-grainstone à intraclastes-agrégats et péloïdes. Coupe de Chancia, échantillon Cha 110.

h: Agrandissement de la photo g. La plupart des grains sont composés de constituants divers (souvent bioclastiques) de plus petite taille, enrobés dans de la micrite. D'un point de vue génétique, ce type de grains, issus d'un remaniement de boues faiblement consolidées, se rapproche des intraclastes. Dans la classification des grains proposée par Flügel (2004), ces grains sont cependant classés parmis les péloïdes (mud peloids). Bien que l'action microbienne ne puisse être mise en évidence, il est possible également de les rapprocher des agrégats car aucun constituant tronqué n'est visible en bordure de grain.

Les grains carbonatés non-squelettiques

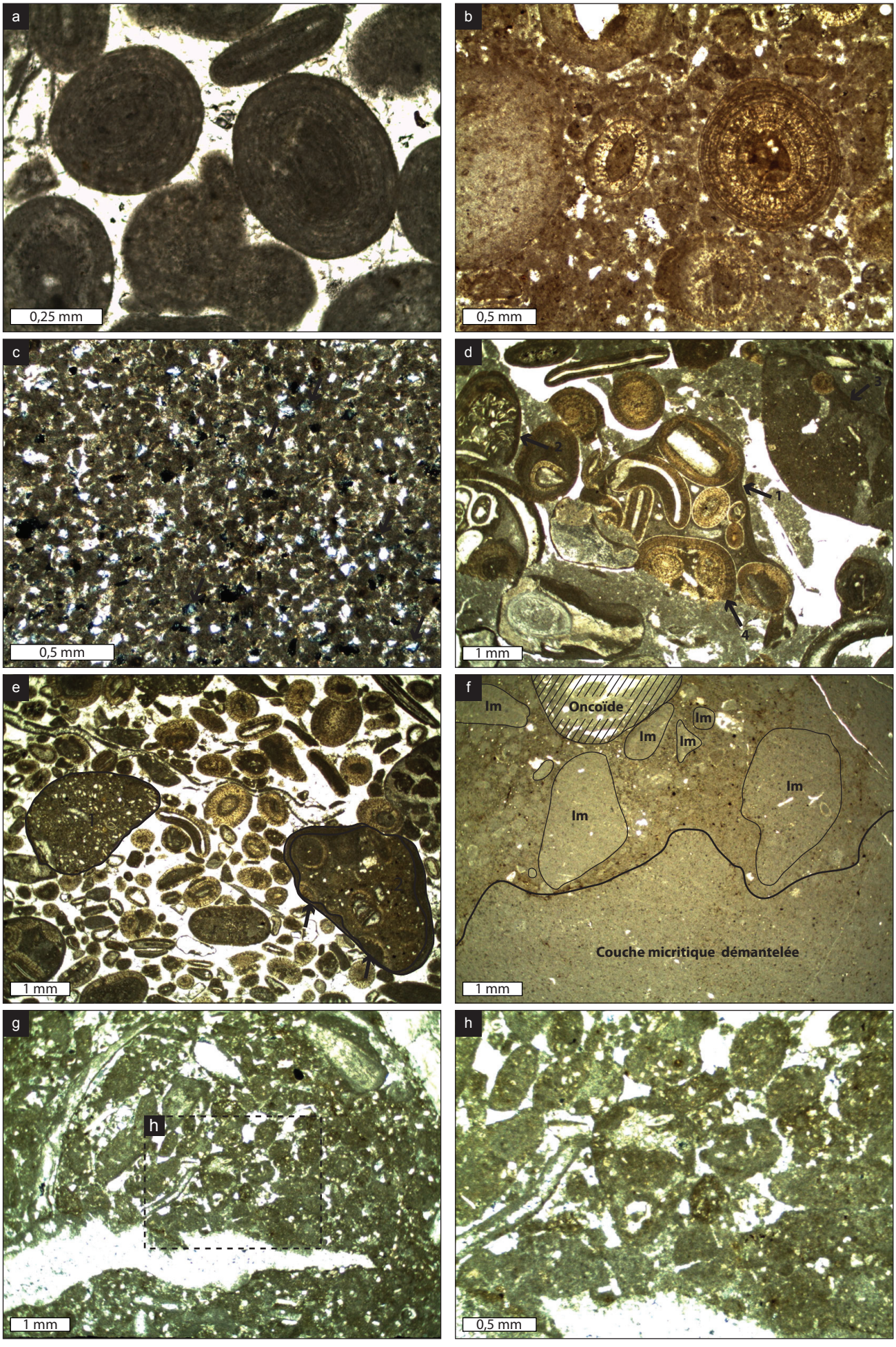


PLANCHE 2

Types d'oncoïdes

a: Oncoïde de type 0. Flèche 1: nucléus dolomitique contenant un spicule d'éponge (flèche 2); flèche 3: cavité allongée remplie de sparite (section sub-axiale d'un tube); flèche 4: cavité circulaire remplie de sparite (remplissage de tube), flèche 5: filament micritique séparant deux cavités remplies de sparite (paroi de tube); flèche 6: lamination bien visible. Coupe de Chancia, échantillon Ch 80.

b: Lamination des oncoïdes de type 0, les flèches 1 à 3 pointent des sections transversales de tubes micritiques creux, remplis de sparite. La flèche 4 pointe une section longitudinale d'un de ces mêmes tubes. Couvrant tout le bord droit du cliché, le nucléus de l'oncoïde est un intraclaste micritique. Coupe de Chancia, échantillon Ch 43.

c: Oncoïde de type 1, flèches : lamination micritique peu visible. Coupe de la Châtelaine, échantillon Gch 20.

d: Oncoïde de type 2, flèche 1: nucleus (huître); flèche 2: lamination micritique (plusieurs densités de micrite se succèdent); flèche 3: bryozoaire; flèche 4: *Bullopora*; flèche 5: nubéculaires. Coupe de Balerne, échantillon Ba 24.

e: Oncoïde de type 3, *Bacinella irregularis (RADOIČIĆ, 1959)* majoritaire dans le cortex. Flèche 1: réseau de *Bacinella irregularis (RADOIČIĆ, 1959)*; flèche 2: lamine de *Lithocodium*. Coupe de Loulle, échantillon Lou 135 (LPA).

f: Oncoïde de type 4. Flèche 1: nucleus (bivalve ou gastéropode recristallisé); flèche 2: brachiopode incorporé dans le cortex de l'oncoïde; flèche 3: serpules (incorporées ou encroûtantes?); flèche 4: réseau de *Bacinella* formant la majorité du cortex. Coupe du Morillon, échantillon Mor 71.

g: Oncoïde de type 5. Flèche 1: lamine constituée de nubéculaires.
Coupe de Champfromier, échantillon Av 35.

h: Oncoïde de type 6. Flèche 1: nucleus (huître); flèche 2: bryozoaire; flèche 3: nubéculaires; flèche 4: serpules; flèche 5: micrite dense; flèche 6: *Bullopora*; flèche 7: perforation par un bivalve lithophage; flèche 8: *Trypanites.* Coupe de Chancia, échantillon Ch 2 (LPA).

Types d'oncoïdes

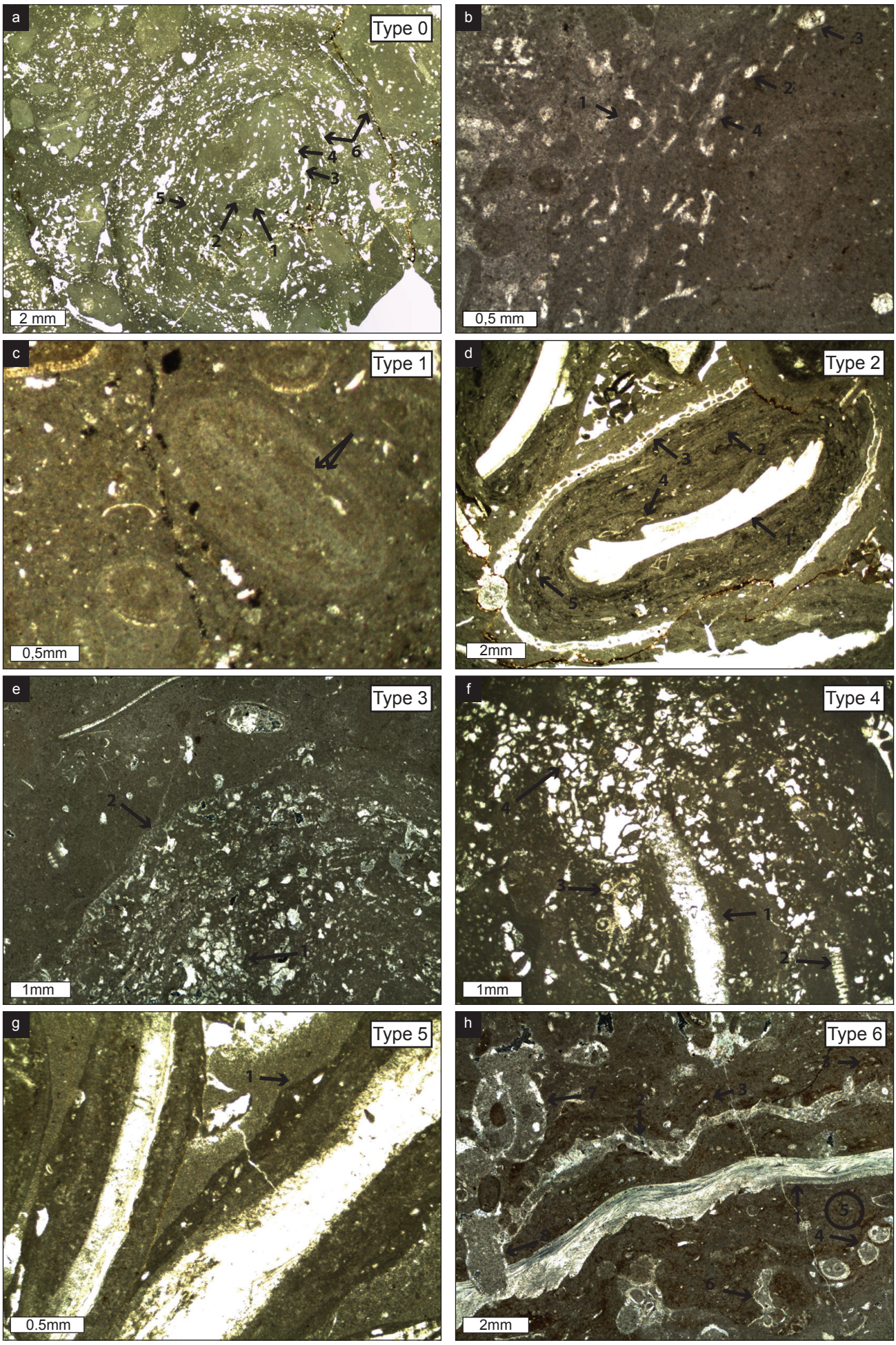


PLANCHE 3

Grains carbonatés squelettiques

a: Articles de crinoïdes (flèches blanches). Coupe de Loulle, échantillon Lou 30.

b: Rhaxes (la flèche pointe un spécimen réniforme présentant une forme caractéristique de haricot). En bas à gauche, un fragment d'échinoderme. En haut, les prismes réguliers verticaux de calcite appartiennent à une coquille de *Trichites*. Coupe de Chancia, échantillon Ch 2 (LPA).

c: Eponge calcaire. Coupe du Mont Rivel, échantillon Riv 6.

d: Section longitudinale de *Cladocoropsis mirabilis*. Coupe de Balerne, échantillon Bal 69.

e: Gastéropodes indet. (1) et *Tetraserpula* en section transversale (2) et longitudinale (3). Coupe du Mont Rivel, échantillon Riv 1.

f: Section transversale d'une coquille de *Trichites*. Coupe du Morillon, échantillon Mor 107.

g: Section transversale d'une coquille de brachiopode (*Terebratula*). Coupe de Balerne, échantillon Bal 52.

h: *Filograna socialis* (serpules). Biostromes à serpules de la coupe de Consolation, échantillon Co 15.

Grains carbonatés squelettiques

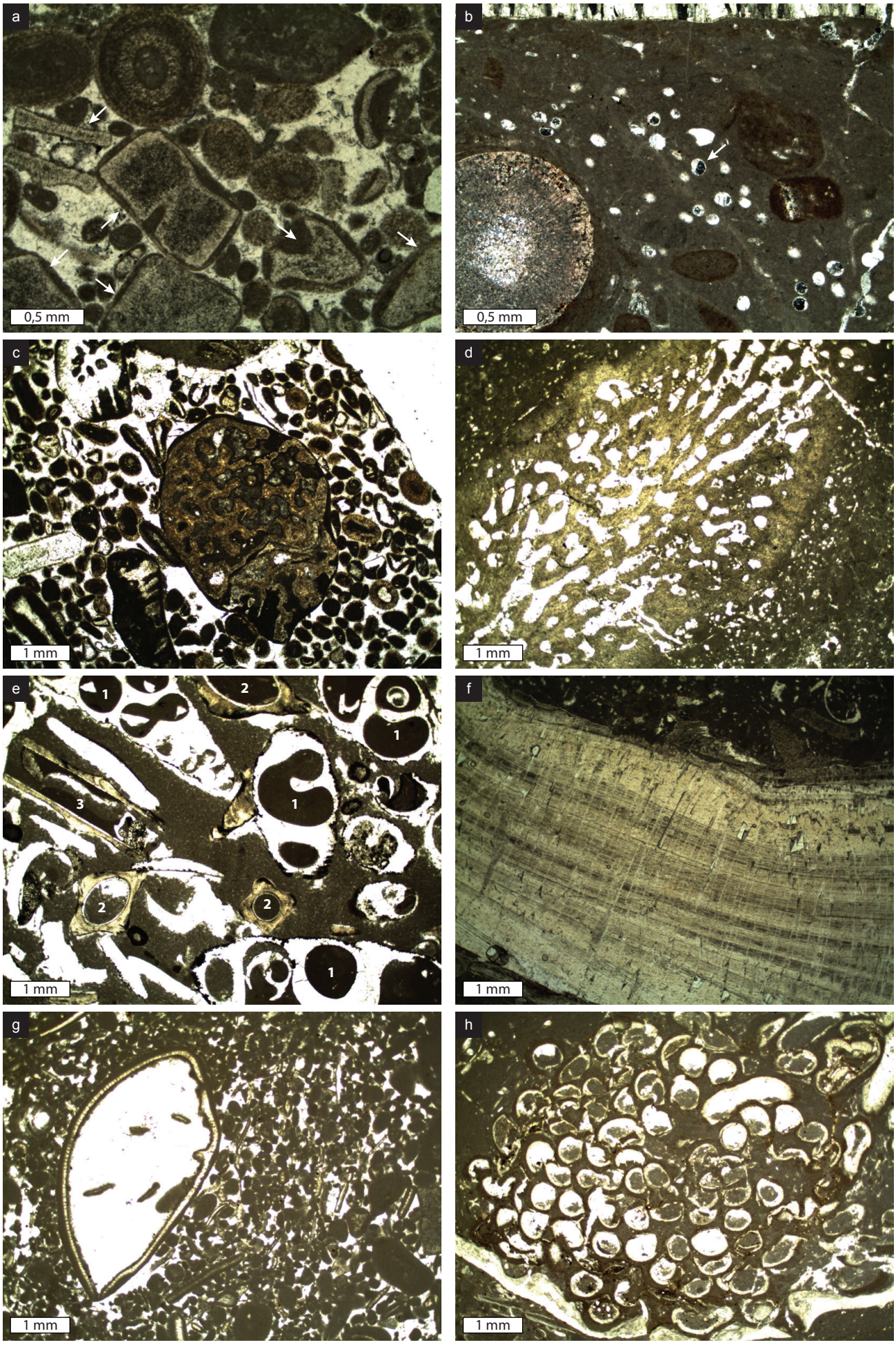


PLANCHE 4

Les foraminifères

a: Grand foraminifère agglutinant complexe indéterminé. Coupe de Chancia, échantillon Ch 153.

b: Grand foraminifère agglutinant complexe indéterminé. Coupe du Morillon, échantillon Mor 12.

c: Grand foraminifère agglutinant complexe: section équatoriale d'*Alveosepta jaccardi* (SCHRODT). Coupe de Balerne, échantillon Bal 109.

d: Grand foraminifère agglutinant complexe: section axiale d'*Alveosepta jaccardi* (SCHRODT). Coupe de Balerne, échantillon Bal 101.

e: Section équatoriale de *Nautiloculina oolithica* (MOHLER). Coupe de Balerne, échantillon Bal 74.

f: Petit Textulariidé bi/tri-sérié en cours de micritisation. Coupe de Chancia, échantillon Ch 24.

g: Section subaxiale de *Lenticulina sp.*. Coupe de Chancia, échantillon Ch 4 (LPA).

h: Miliolidae. Coupe de Balerne, échantillon Bal 47.

i: Miliolidae. Coupe du Chancia, échantillon Ch 40 (LPA).

j: *Epistomina sp.*. Coupe de Champfromier, échantillon Av 32.

k: Section axiale de *Valvulina sp.*. Coupe du Morillon, échantillon Mor 87.

l: *Mohlerina basiliensis* (MOHLER), incluse dans le cortex d'un oncoïde de type 2 et potentiellement en position de vie (flèche blanche). Coupe du Morillon, échantillon Mor 65.

m: Section axiale de *Mohlerina basiliensis* (MOHLER) en cours d'oolithisation. Coupe de Balerne, échantillon Bal 52.

n: Section axiale de *Mohlerina basiliensis* (MOHLER). Coupe de Consolation, échantillon Co 2.

o: *Bullopora sp.* (QUENSTEDT). Coupe de Chancia, échantillon Ch 3 (LPA).

p: *Placopsilina* (D'ORB.) encroûtant un oncoïde de type 3. Coupe du Morillon, échantillon Mor 67.

q: *Placopsilina* (D'ORB.) encroûtant un ooïde. Coupe de la Châtelaine, échantillon gCh 24.

r: *Troglotella incrustans* (Wernli & Fookes, 1992), perforant une partie du cortex et le nucleus d'un oncoïde de type 3 (flèche blanche). Coupe de Balerne, échantillon Bal 27.

s: *Tubiphytes morronensis* (CRESCENTI) dans le cortex d'un oncoïde de type 6 (flèche blanche). Coupe de Chancia, échantillon Ch 4.

t: Foraminifères nubéculaires (flèche blanche) dans le cortex d'un oncoïde de type 2. Coupe du Morillon, échantillon Mor 70

Les foraminifères

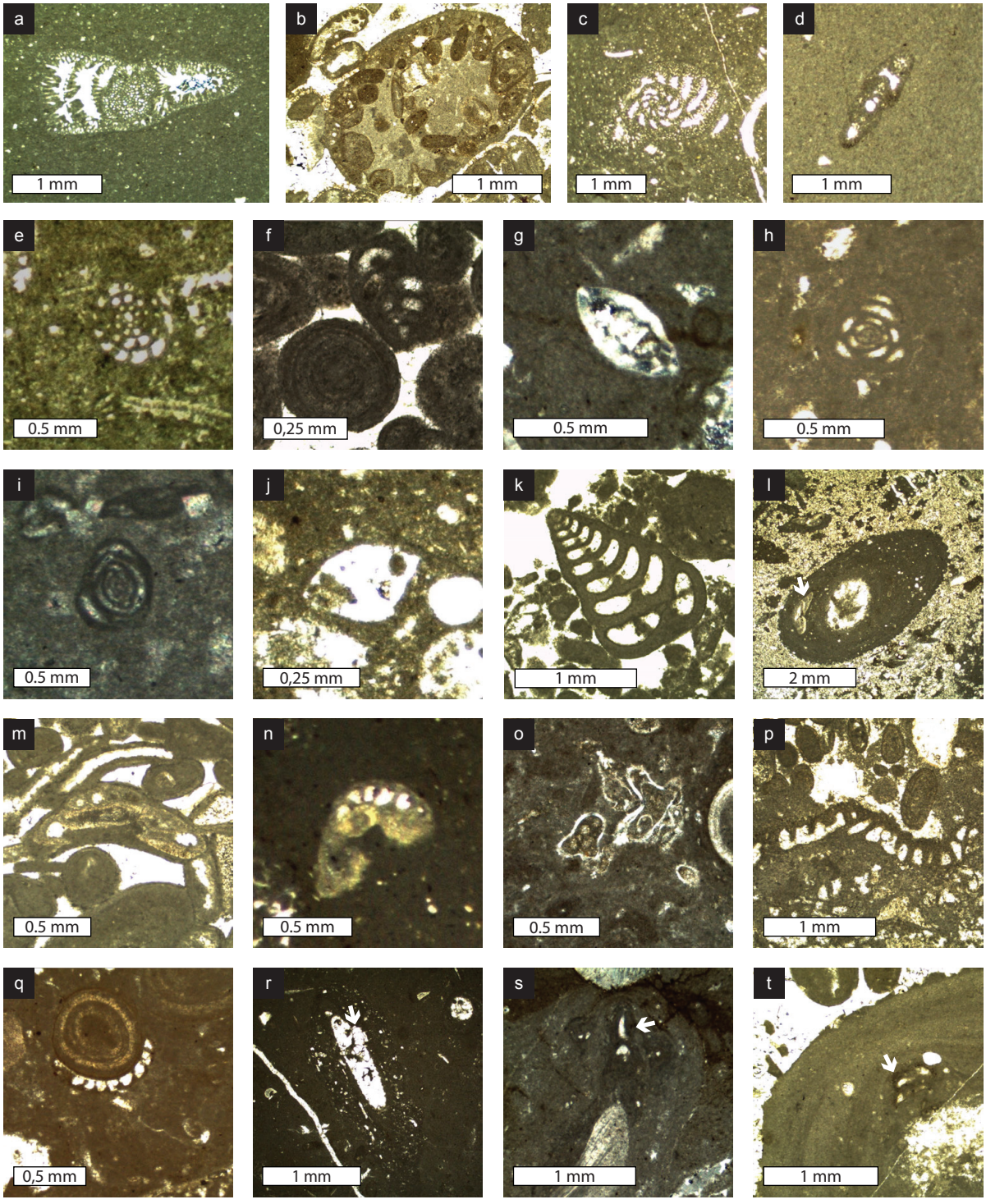


PLANCHE 5

Les algues

a: *Juraella bifurcata* (BERNIER, 1984). Coupe du Morillon, échantillon Mor 44.

b: *Salpingoporella*. Coupe de Balerne, échantillon Bal 50.

c: *Thaumatoporella* sous forme de filaments démantelés dans un sédiment grossier. Coupe de Chancia, échantillon Ch 65 (LPA).

d: *Thaumatoporella* dans une matrice micro-péloïdale. *Thaumatoporella* forme des encroûtements irréguliers subhorizontaux (rôle de stabilisation du sédiment?). Les micro-péloïdes sont potentiellement les reliques d'une activité microbienne intense contemporaine. Coupe du Morillon, échantillon Mor 84.

e: *Bacinella irregularis (RADOIČIĆ, 1959)*. Coupe du Morillon, échantillon Mor 76.

f: *Lithocodium aggregatum (ELLIOTT, 1956)* parasité par *Troglotella incrustans (WERNLI & FOOKES, 1992,* flèche blanche). Coupe du Morillon, échantillon Mor 66.

g: Encroûtement récifal à *Lithocodium aggregatum (ELLIOTT, 1956)* majoritaire. Flèche 1: réseau de *Bacinella*; flèche 2: lamine de *Lithocodium*. De tels encroûtements peuvent également former des oncoïdes qui appartiennent alors au type 3. Coupe de Loulle, échantillon Lou 3 (LPA).

h: *Cayeuxia sp*.. Coupe de Balerne, échantillon Bal 43.

Les algues

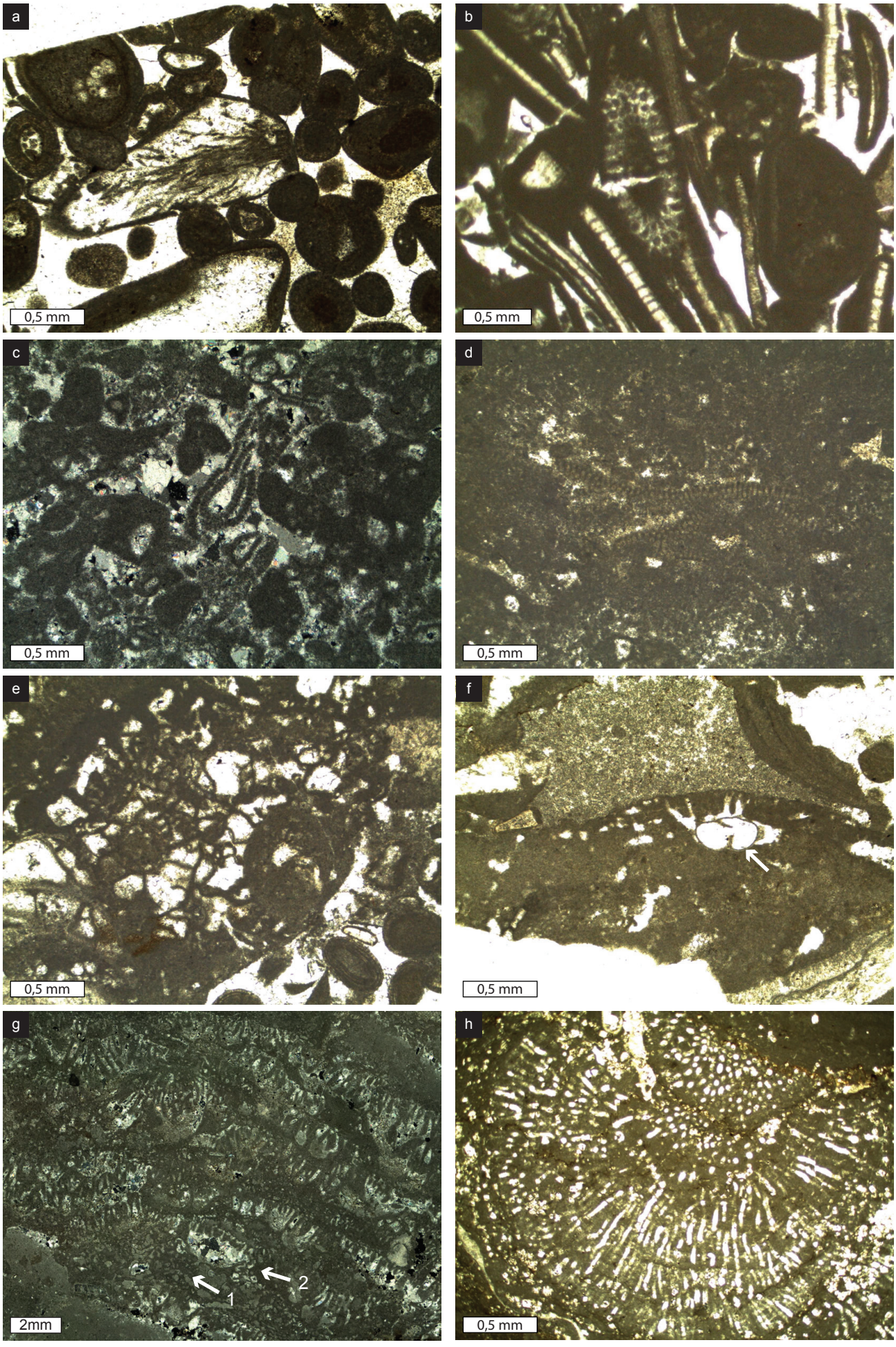


PLANCHE 6

Matière organique

a: Débris végétaux (entourés). La flèche pointe un débris de bois particulièrement gros et bien conservé. Coupe de la Châtelaine, échantillon Gch 16.

b: Matière organique amorphe et inertinite dans les lamines détritiques des laminites à pistes de dinosaures de Loulle. Coupe de Loulle, échantillon Lou 101.

Dolomitisation

c: Dépôts de lagon semi-restreint, dolomitisation de type 1. Augmentation de la dolomitisation aux abords d'une zone bioturbée (dolomitisation de type 3). Cette dolomitisation intense est probablement liée à des modifications chimiques dans le sédiment autour du terrier, provoquées par l'activité de son occupant. Coupe de Loulle, échantillon 107.

d: Dolomie de type 1: cristaux automorphes ou sub-automorphes dont le centre est trouble. Coupe de Loulle, échantillon 107.

e: Dolomie de type 2, mise en place dans les sédiments laminés de tidal-flats. Cristaux automorphes à sub-automorphes de dolomie. Les cristaux sont plus petits, plus nombreux et majoritairement sub-automorphes dans les lamines détritiques. Coupe de Loulle, échantillon Lou 102.

f: Dolomie de type 3: la dolomie est concentrée au niveau des terriers. Chaque terrier comporte un centre en calcite recristallisée, entouré d'une auréole dolomitique dont le contact avec le sédiment environnant est légèrement diffus. Coupe de Loulle, à hauteur de l'échantillon Lou 108.

g: Dédolomie de type 2: la structure initiale de la roche a complètement disparu. Seul un débris d'échinoderme a résisté à cette dédolomitisation massive. Coupe de Morillon, échantillon Mor 25.

Matière organique et dolomitisation

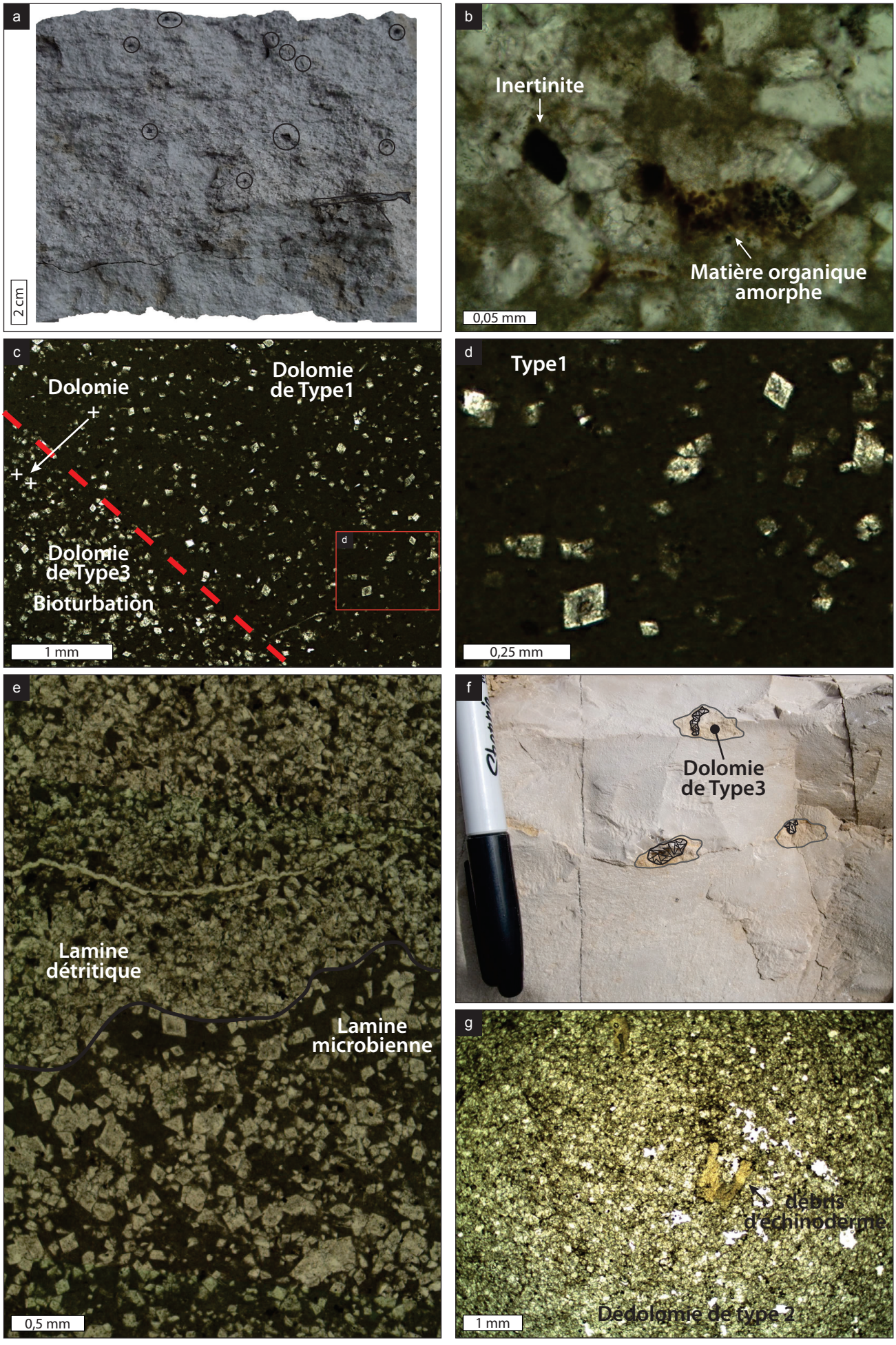


PLANCHE 7

Faciès de rampe distale

a: Alternances marno-calcaires dans la coupe de Champfromier (mètres 8-9, faciès Oi1, formation des Calcaires pseudolithographiques).

b: Alternances marno-calcaires dans la coupe de Molinges (mètres 4-8, faciès Oi1 et Ab6, formation des Calcaires lités).

c: Micrite pure, sédimentation de rampe distale, faciès Oi1. Coupe de Champfromier, échantillon Av 21.

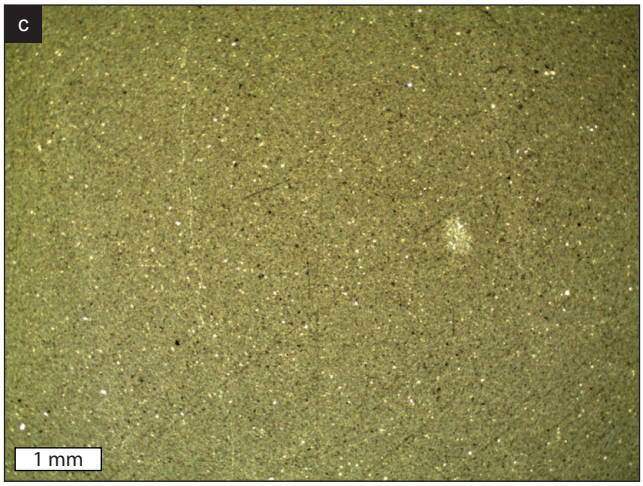
d: Tempestite bioclastique de rampe distale (*Lenticulina sp.,* ostracodes et bivalves), faciès Oi2. Coupe de Champfromier, échantillon Av 28.

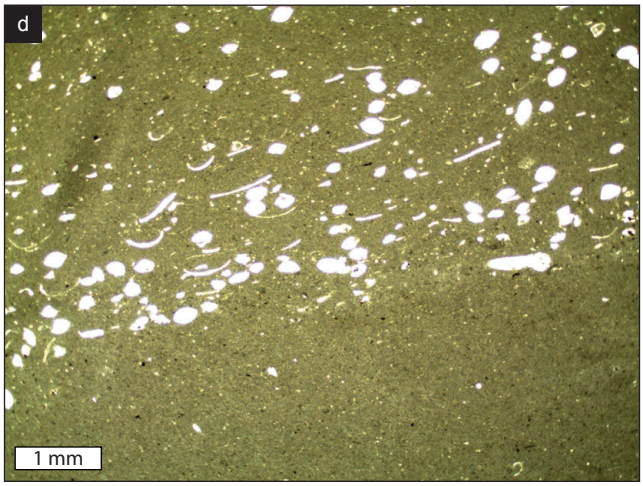
e: Tempestite à silts quartzeux et péloïdes de rampe distale, faciès Oi2. Coupe de Champfromier, échantillon Av 5 (échantillon macroscopique associé en g).

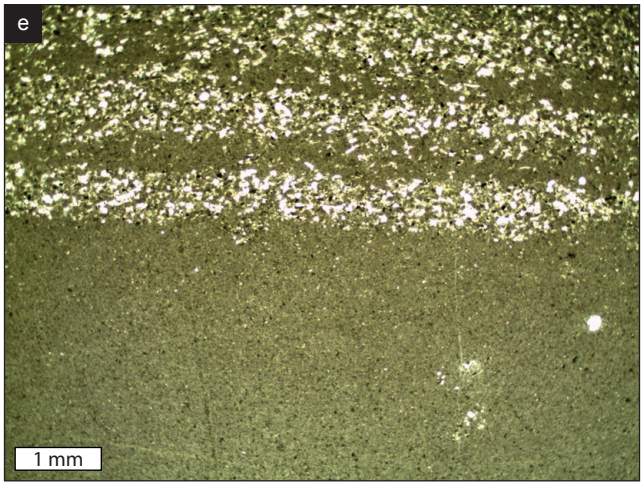
f: Sédimentation micritique de rampe distale (faciès Oi1), perturbée par des bioturbations de type *Thalassinoïdes (?)* et *Chondrites*. Coupe de Champfromier, échantillon Av 3.

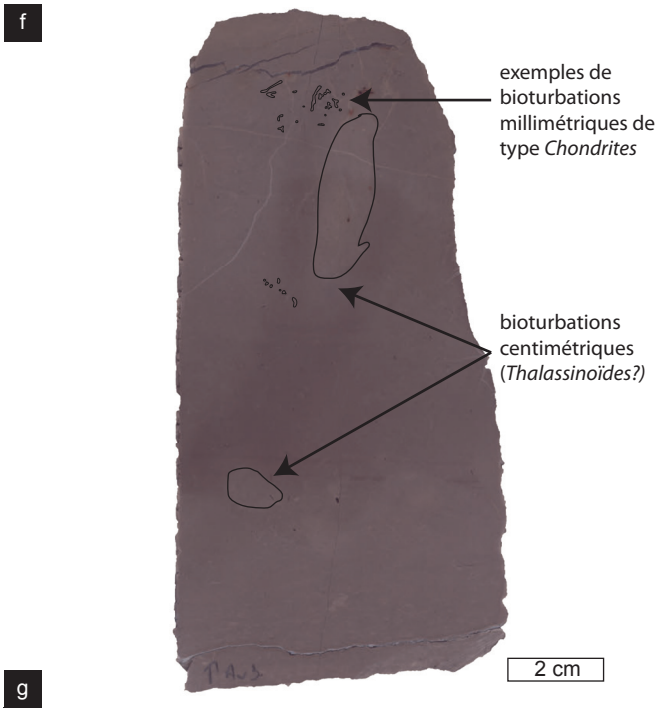
g: Tempestite à silts quartzeux et péloïdes de rampe médiane. Coupe de Champfromier, échantillon Av 5 (voir en e pour échantillon microscopique associé).

Faciès de rampe distale









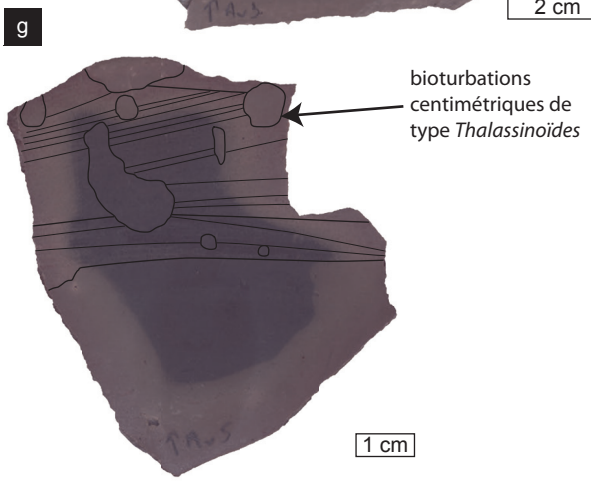


PLANCHE 8

Faciès de rampe médiane

a: Niveaux oncolithiques de la coupe de Molinges, mètres 10 à 17 (= troisième «niveau à concrétions» de la Formation des Calcaires lités), faciès Os5-6 et Ab1.

b: Niveaux récifaux de la coupe de Loulle (Formation des Calcaires marneux à patch-reefs de Loulle), faciès Os7-8.

c: Niveaux récifaux de la coupe de Morillon, mètres 35 à 43 (Formation des Calcaires marneux à patch-reefs de Loulle), faciès Os8 et Ab1.

d: Tempestite bioclastique, faciès Os8. Coupe de Loulle, échantillon Lou 33 (échantillon microscopique correspondant en g).

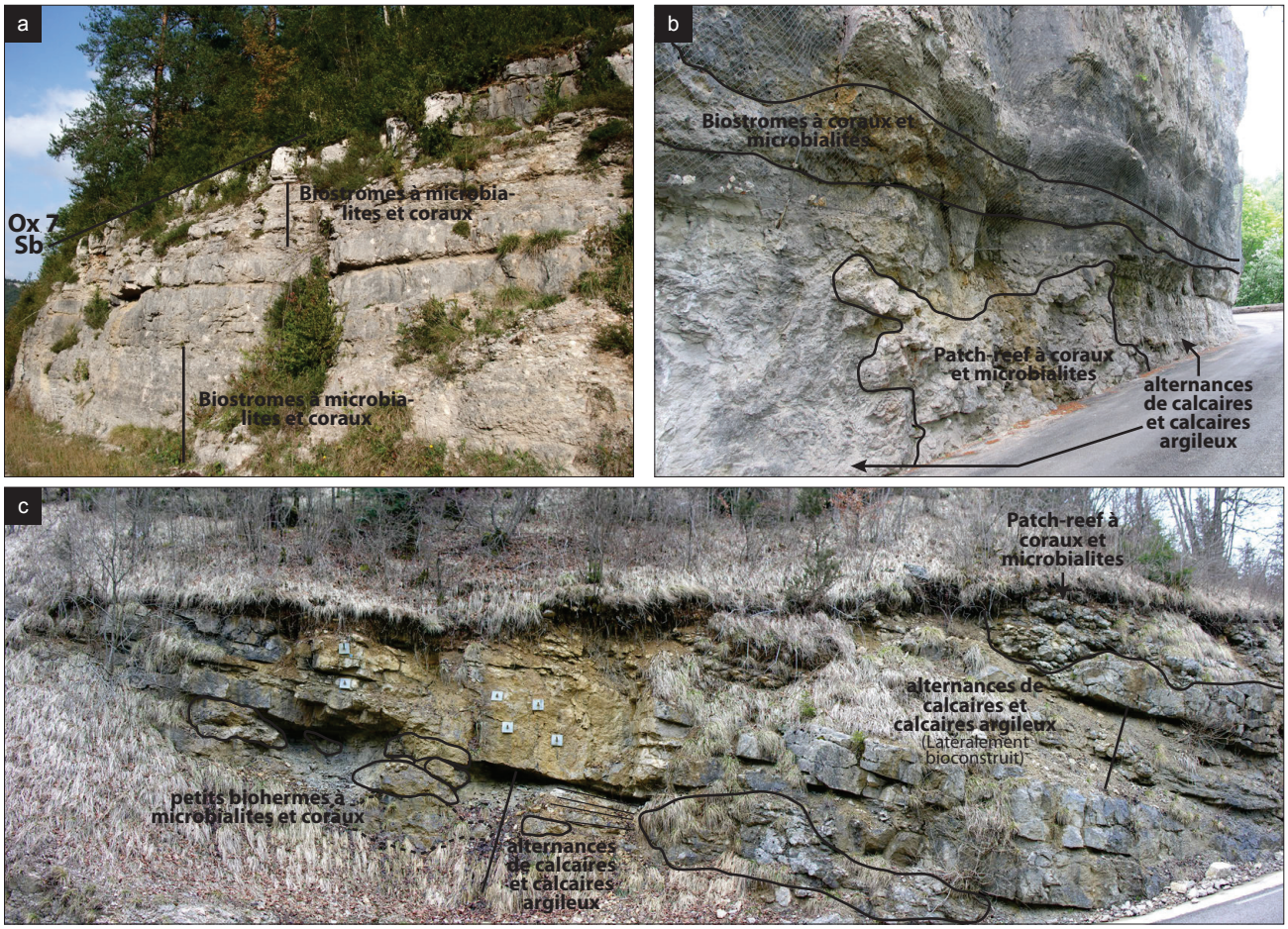
e: Faciès oncolithique (Ab1) de la coupe de Chancia (troisième niveau à oncoïdes de la Formation des Calcaires lités), échantillon Ch 2.

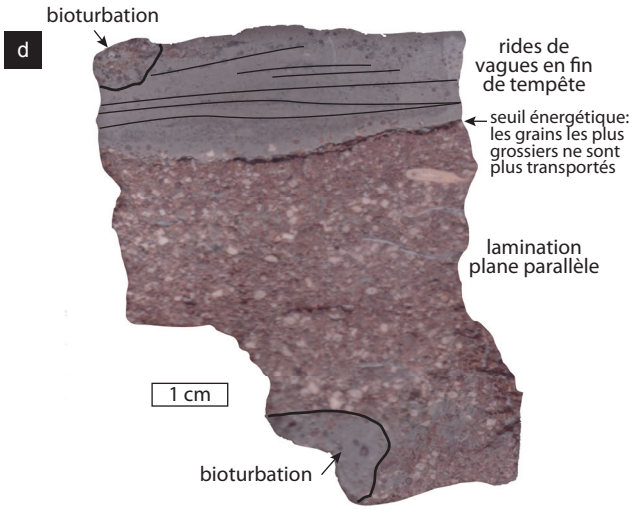
f: Oncoïdes pluri-centimétriques de type 6, faciès Os5, troisième niveau à oncoïdes de la Formation des Calcaires lités. Coupe de Chancia , échantillon Cha 3.

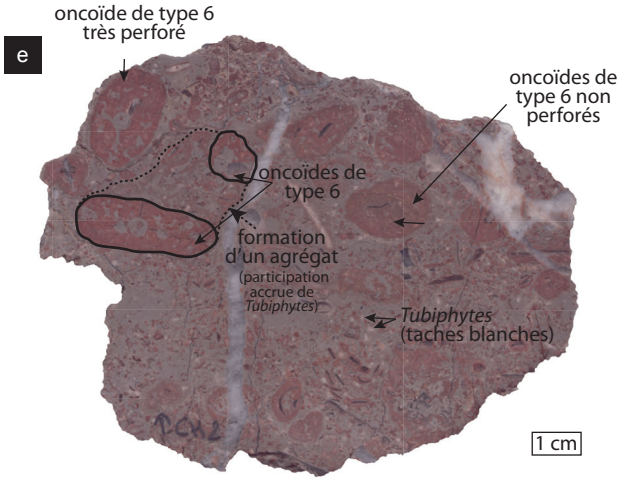
g: Tempestite bioclastique, faciès Os8. Coupe de Loulle, échantillon Lou 33 (LPA, échantillon macroscopique correspondant en d).

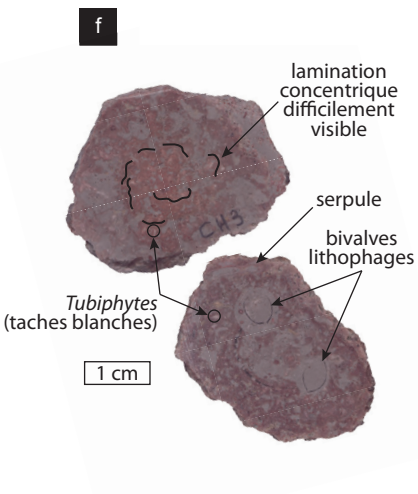
h: Wackestone bioclastique (faciès Ab2), coupe de Champfromier, échantillon Av 23. Les grains ont subi un transport depuis les zones plus proximales de la plateforme, ils sont fragmentaires et émoussés.

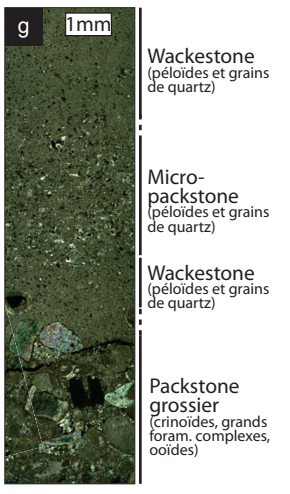
Faciès de rampe médiane











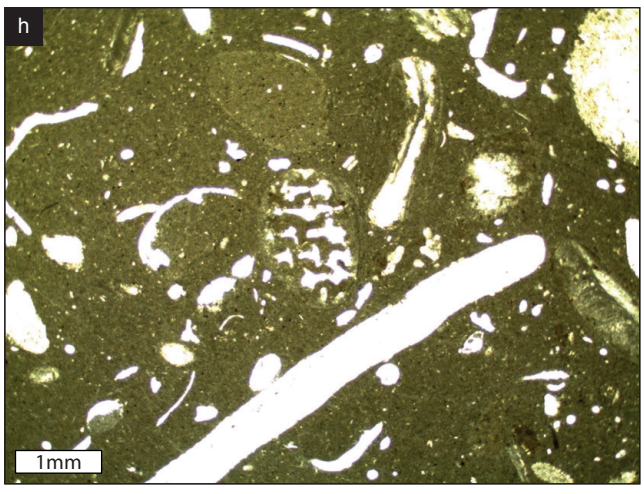


PLANCHE 9

Faciès de plages et barres oolithiques et péloïdales

a: Calcaires oolithiques du Mont Rivel, carrière du Mont Rivel, système de progradation successive de barres oolithiques sous influence de la houle. Première barre: α.1) progradation de foresets + α.2) lamination plane parallèle ; Interbarre: β) mise en place de bancs réguliers et développement récifal (en rouge) ; seconde «barre»: γ) progradation de foresets, terminée par une surface de ravinement ; troisième barre: 3) progradation de foresets (sens de progradation inversé par rapport aux deux premières barres). Les unités notées à gauche de la photographie correspondent aux unités lithologiques utilisées pour décrire la coupe du Mont Rivel.

b: Calcaires oolithiques du Mont Rivel, carrière du Mont Rivel. Photographie réalisée dans l'intervalle 1.1 de la photo a. Emboîtement des chevrons vers le haut: système dominé par la houle.

c: Faciès typique des Calcaires oolithiques du Mont Rivel: grainstone à ooïdes grossières, riches en débris d'échinodermes (e), coraux (c) et bivalves (b), carrière du Mont Rivel, échantillon Riv 6.

d: Grainstone à péloïdes et ooïdes très fine dans l'Oolithe blanche de Ramasse (plage située en position interne du système de mégarides tidales des photos e à h). Coupe de Chancia, échantillon Ch 26.

e: Emboîtement d'auges perpendiculairement au sens du courant dominant: mégarides tidales à crêtes sinueuses. Oolithe de Ramasse, coupe de Molinges, (base du second tronçon).

f: Progradation des foresets dans le sens du courant dominant: compatibilité avec l'interprétation de mégarides tidales à crêtes sinueuses de la photo e (angle d'observation perpendiculaire). Oolithe de Ramasse, coupe de Molinges, (base du second tronçon).

g: Détail de la photo e: structures entrecroisées en auges. Oolithe de Ramasse, coupe de Molinges, (base du second tronçon).

h: Faciès typique de l'Oolithe blanche de Ramasse: grainstone blanc à gros ooïdes micritiques, contenant une grande quantité de gravelles (galets roulés de nature oolithique), mais également des débris de coraux.

Faciès de plages et barres oolithiques et péloïdales

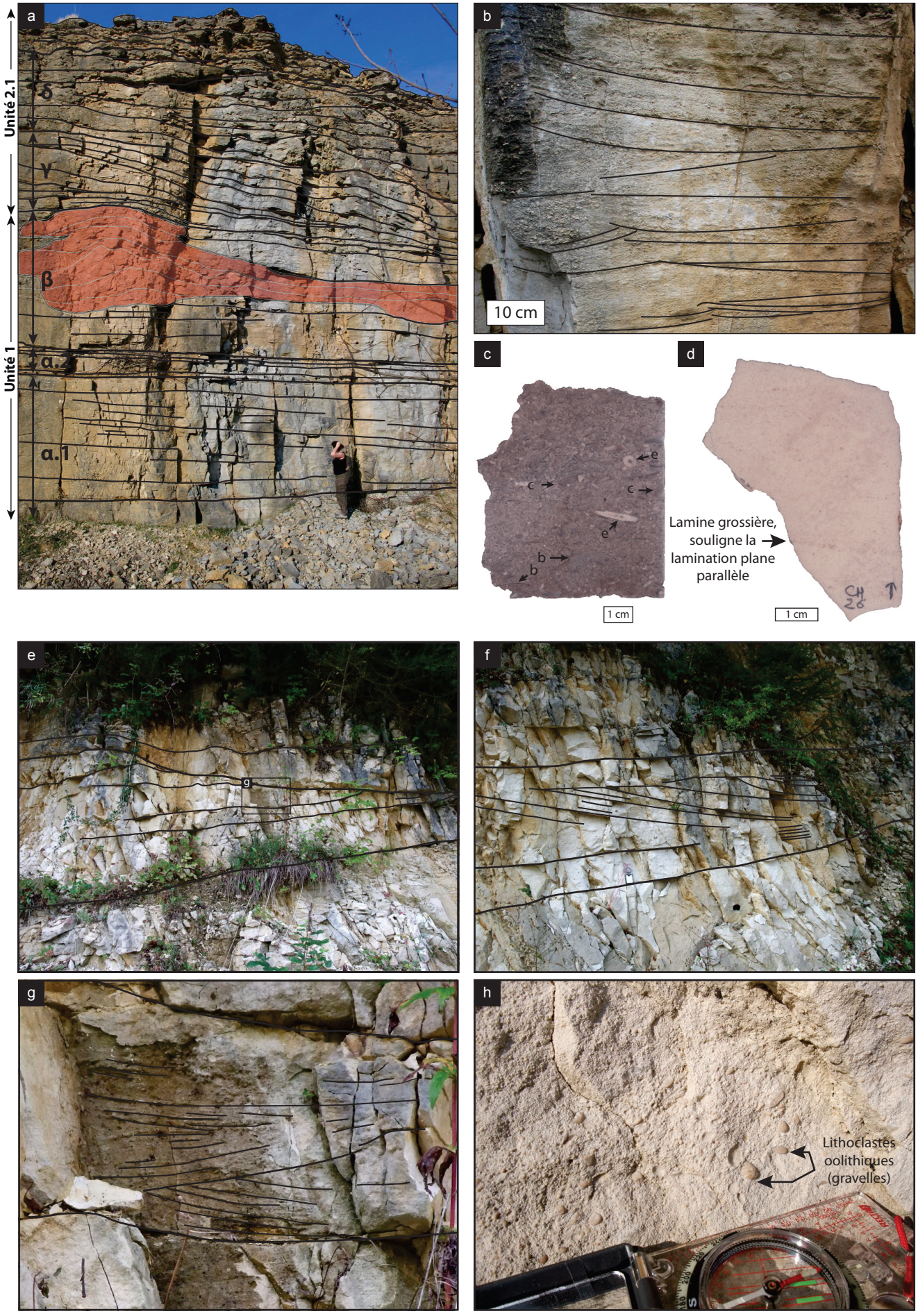


PLANCHE 10

Faciès de lagon non-restreint

a: Dépôts de lagon non-restreint dans la coupe de la Châtelaine et faciès associés. La mise en place des niveaux de lagon s'accompagne parfois d'une décharge de terrigènes. Lorsque les apports terrigènes diminuent, de petits récifs coralliens s'implantent.

b: A gauche: épais encroûtement microbialitique de récif de lagon non-restreint. L'encroûtement est majoritairement composé de *Lithocodium aggregatum* (cf. planche «Algues», e), coupe de Loulle, échantillon Lou 1. A droite, colonie corallienne associée à l'encroûtement microbialitique de gauche, coupe de Loulle, échantillon Lou 1.

c: Packstone mal trié à péloïdes, bioclastes divers et ooïdes épars (faciès Lnr3). Micritisation importante. Coupe de la Châtelaine, échantillon pCh 13.

d: Packstone à oncoïdes de type 4 et péloïdes (faciès Lnr4). Coupe de Balerne, photographie prise à hauteur de l'échantillon Bal 63.

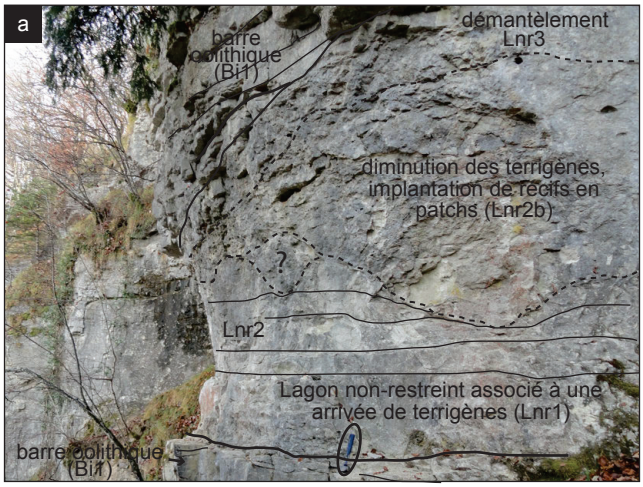
e: Packstone à oncoïdes de type 2 et 3 (faciès Lnr5), péloïdes (pel.) et faune typique de lagon non-restreint (e: échinodermes, g: gastéropodes, d: dasycladales, f.c.: foraminifère agglutinant complexe). Coupe de Balerne, échantillon Bal 28.

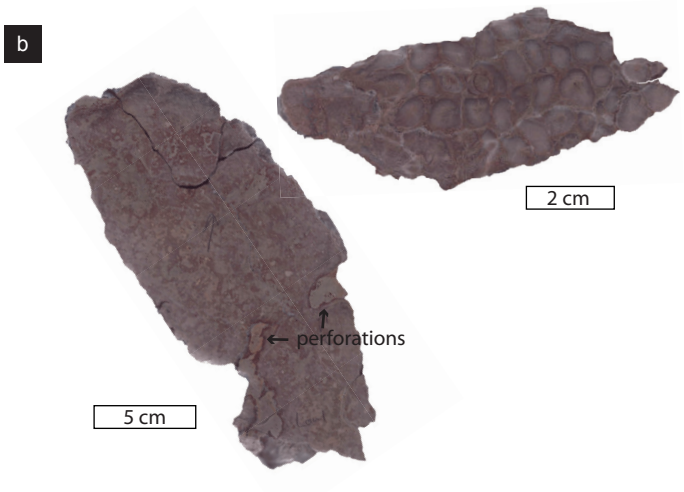
f: Packstone à oncoïdes de type 2 et 3 (faciès Lnr6). Coupe de Balerne, photographie prise à hauteur du banc précédant le banc qui porte l'échantillon Bal 30.

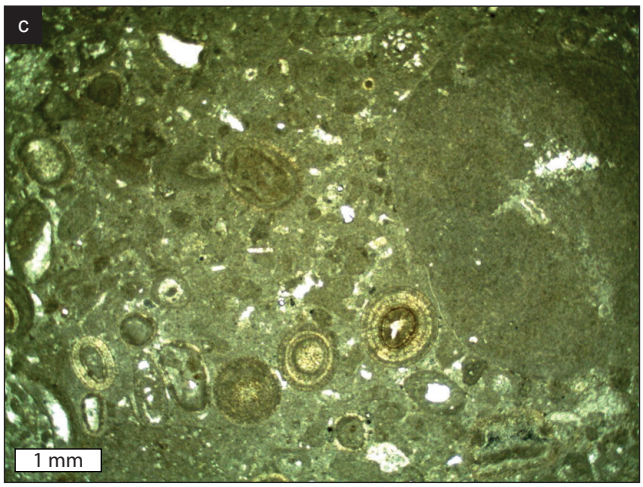
g: Packstone à *Cladocoropsis mirabilis*. Ici, les individus (quelques exemples entourés en noir) forment un véritable biostrome. La présence de ce type d'organisme en position de vie indique des conditions sténohalines. Coupe de Chancia, photographie prise à hauteur de l'échantillon Ch 159.

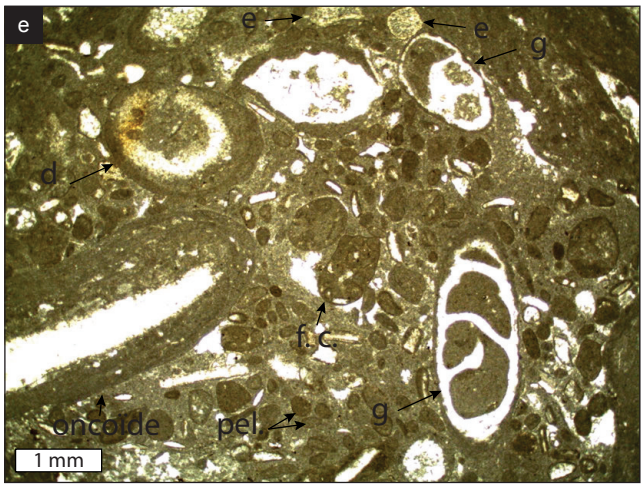
h: Section polie réalisée dans un biostrome à Cladocoropsis, et agrandissement sur quelques spécimens.

Faciès de lagon non-restreint









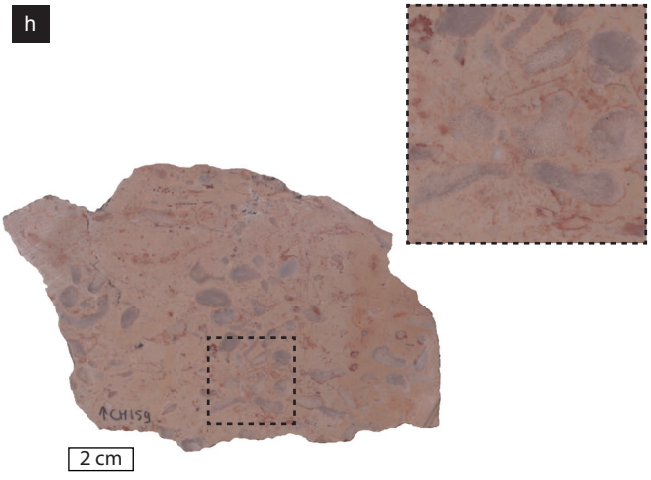


PLANCHE 11

Faciès de lagon semi-restreint et restreint

a: Dépôts de lagon semi-restreint, parcourus par deux générations de terriers. Les parois mal définies et le remplissage proche du sédiment encaissant montrent que la première génération de terriers a été mise en place lorsque le substrat était encore de type softground. En revanche, les parois nettes de la seconde génération (*Thalassinoïdes*) indiquent que le substrat était ferme lors de la formation des terriers. Noter l'oxydation préférentielle du sédiment autour des *Thalassinoïdes*, probablement liée à une modification de la chimie du sédiment aux alentours du terrier, générée par l'activité biologique de son occupant. Coupe de Chancia, échantillon Ch 143.

b: Dépôts de lagon semi-restreint à milioles (petits points blancs, quelques exemples entourés) et oncoïdes de type 0 parfois centimétriques (flèches). Microfaciès correspondant: cf. planche 2 «Types d'oncoïdes», vignette b. Coupe de Chancia, échantillon Ch 43.

c: Fin grainstone de barre interne de lagon semi-restreint, composé essentiellement de péloïdes et de petits foraminifères miliolidés et textulariidés. Coupe de Chancia, échantillon Ch 65.

d: Keystone vugs mis en place dans un grainstone de barre interne de lagon semi-restreint, composé essentiellement de péloïdes et de petits foraminifères miliolidés et textulariidés. Micritisation des grains très importante. Coupe de Loulle, échantillon Lou 113.

e: Pseudomorphoses d'évaporites dans un grainstone de barre interne de lagon semi-restreint. Micritisation des grains très importante. Coupe de Loulle, échantillon Lou 111.

f: Mudstone typique de lagon restreint. La faune très peu diversifiée se limite à quelques foraminifères agglutinants complexes (flèches). Coupe de Balerne, échantillon Bal 101.

g: Fin niveau tempestitique riche en péloïdes (pel.) et tests d'ostracodes (o) dans un mudstone de lagon restreint. Les débris de bivalves (b) et d'échinodermes (e) sont allochtones. Coupe de Morillon, échantillon Mo 99, LPA.

h: Terriers à parois bien définies et remplissage grossier. Le matériel de remplissage est entièrement différent du sédiment encaissant et également du sédiment du banc sus-jacent. Il s'agit donc probablement de matériel piégé lors d'une tempête (Pel.: péloïdes, T: *Trichites*). Coupe de Balerne, échantillon Bal 99.

i: Terriers à parois mal définies dans un mudstone de lagon restreint. La présence de ces terriers n'est révélée que par l'oxydation préférentielle du sédiment, au niveau de leur emplacement. Coupe de Morillon, échantillon Mor 96.

Faciès de lagon semi-restreint et restreint

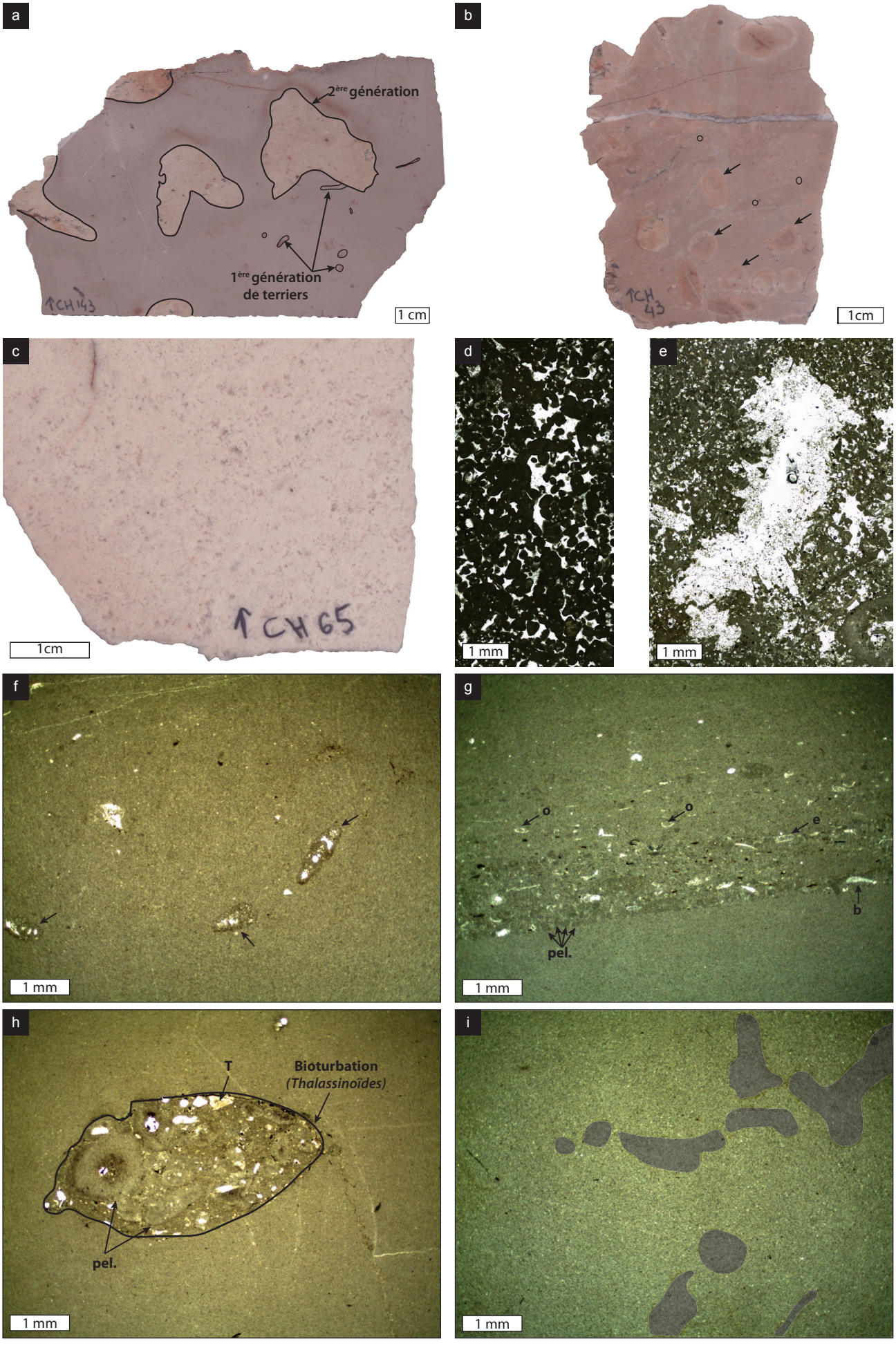


PLANCHE 12

Faciès de tidal-flat

[illustrations complémentaires, voir *Dinosaur track registration in depositional sequences of a shallow carbonate-dominated platform (Loulle section, Late Jurassic, French Jura), Cariou et al. (in prep)*]

a: Micrograinstone à péloïdes, à lamination plane parallèle. Plage de faible énergie en bordure de lagon. Coupe de Loulle, échantillon Lou 59. Photo en microscopie de cet échantillon sur la planche 1, photo c.

b: Laminite dolomitique. Coupe de Molinges, échantillon Mol 46.

c: Ripple marks formées au toit d'une lamine riche en silts quartzeux et péloïdes. Carrière de Loulle (site à pistes de dinosaures), 4 centimètres sous la surface principale à pistes.

d: Empreinte de sauropode dans la carrière de Loulle, surface principale à pistes (plancher de la carrière). Noter la présence de polygones de dessiccation «en dômes» sur toute la surface à pistes. Ces polygones sont formés d'un empilement de lamines micritiques mises en place par l'action de voiles microbiens, qui se délitent comme des pelures d'oignons.

e: Laminite microbienne, coupe de Chancia, échantillon Ch 77 (microfaciès en g).

f: Section des derniers centimètres de l'intervalle à piste de dinosaures de Loulle. L'intervalle à pistes est constitué d'alternances de lamines détritiques (LD) généralement foncées car riches en matière organique et en galets noirs ou beiges (respectivement en gris ou contours noirs), et de lamines micritiques (LM) plus claires, formées sous l'action de biofilms. Sur la bordure gauche, les triangles noirs indiquent les variations de granulométrie. Les lamines détritiques s'installent sur les lamines micritiques par des surfaces nettes qui marquent un fort changement de granulométrie. Les lamines micritiques sont mises en place plus progressivement et il est souvent impossible de déterminer à quel moment l'action des biofilms débute.

g: Photographie en microscopie de l'échantillon Ch 77. Les triangles noirs indiquent l'évolution progressive de chaque lamine depuis un sédiment détritique grossier vers un sédiment micritique péloïdal fin, sombre et plus dense qui traduit le développement de tapis microbiens.

h: vue microscopique d'un passage d'une lamine microbienne (LM) faite de micrite péloïdale dense à une lamine détritique (LD) riche en silts quartzeux, péloïdes et dolomie. BF indique la succession de différents biofilms, soulignés par des traits noirs. Ps: pseudomorphose,
B: bioturbation, O: ostracode.

Faciès de tidal-flat

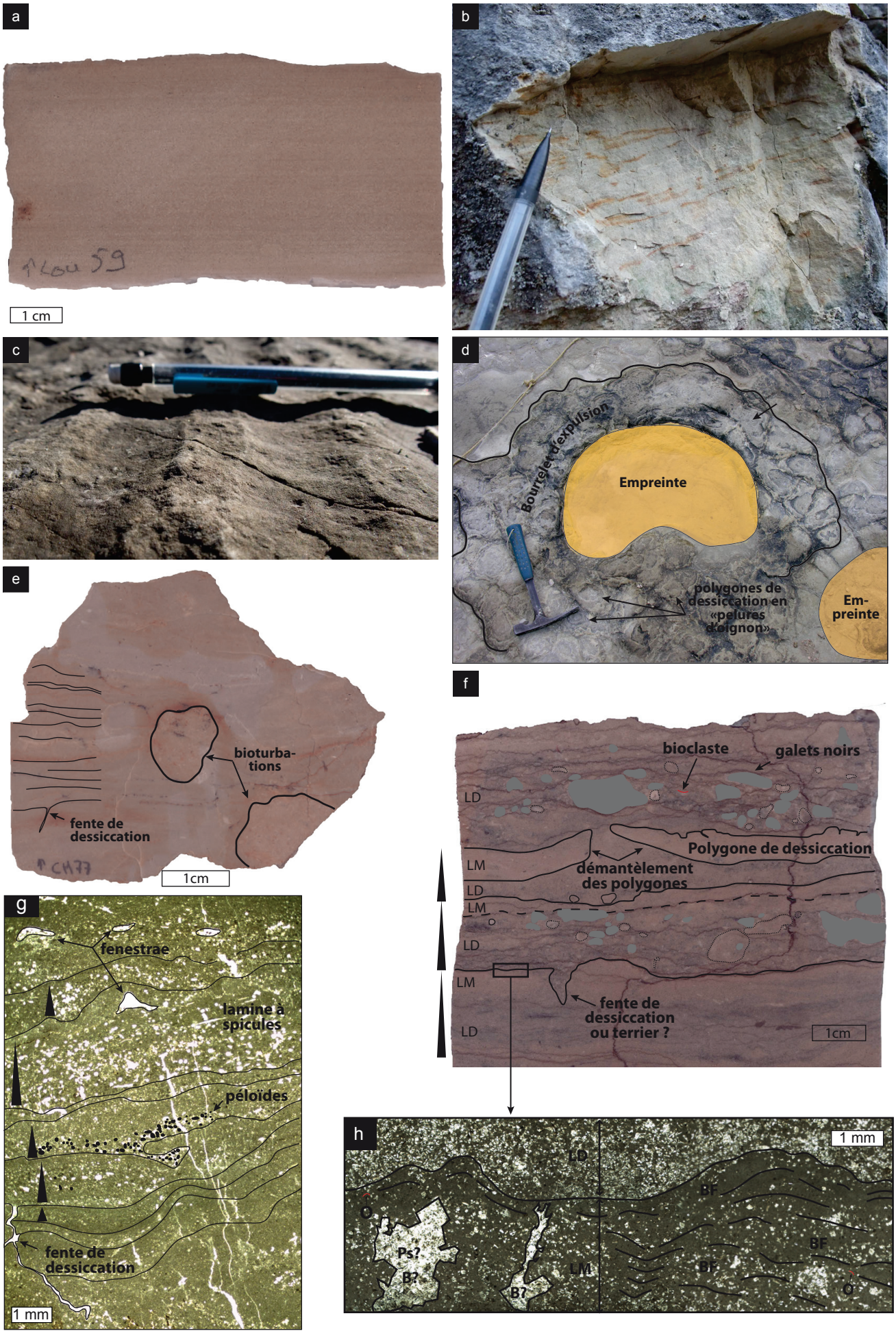


PLANCHE 13

Consolation

a: Calcaires à térébratules (mètres 3 à 6).

b: Calcaires à Cardium (mètres 28 à 33).

c: Faciès caractéristique des Calcaires à Cardium, échantillon Co34.

d: Changement lithologique majeur à la limite Calcaires à Cardium / Calcaires à ptérocères inférieurs, attribué à la limite de séquence Kim 1.

e: Première réouverture du système sédimentaire dans le Kimméridgien, mise en évidence par un changement de texture brutal dans les Calcaires à ptérocères inférieurs.

f: Lithoclaste micritique encroûté par une huître, inclus dans un faciès de lagon restreint, échantillon Co75.

g: Base des Marnes à ptérocères: deux vires argileuses riches en macrofossiles de bivalves et de gastéropodes, séparées par un banc massif de calcaire bioclastique. La base de la première vire (= Kim 3) repose sur la surface encroûtée et perforée, illustrée par un échantillon en vignette h.

h: Vue en coupe de la surface perforée et encroûtée à la base des Marnes à ptérocères, échantillon Co 107.

Consolation

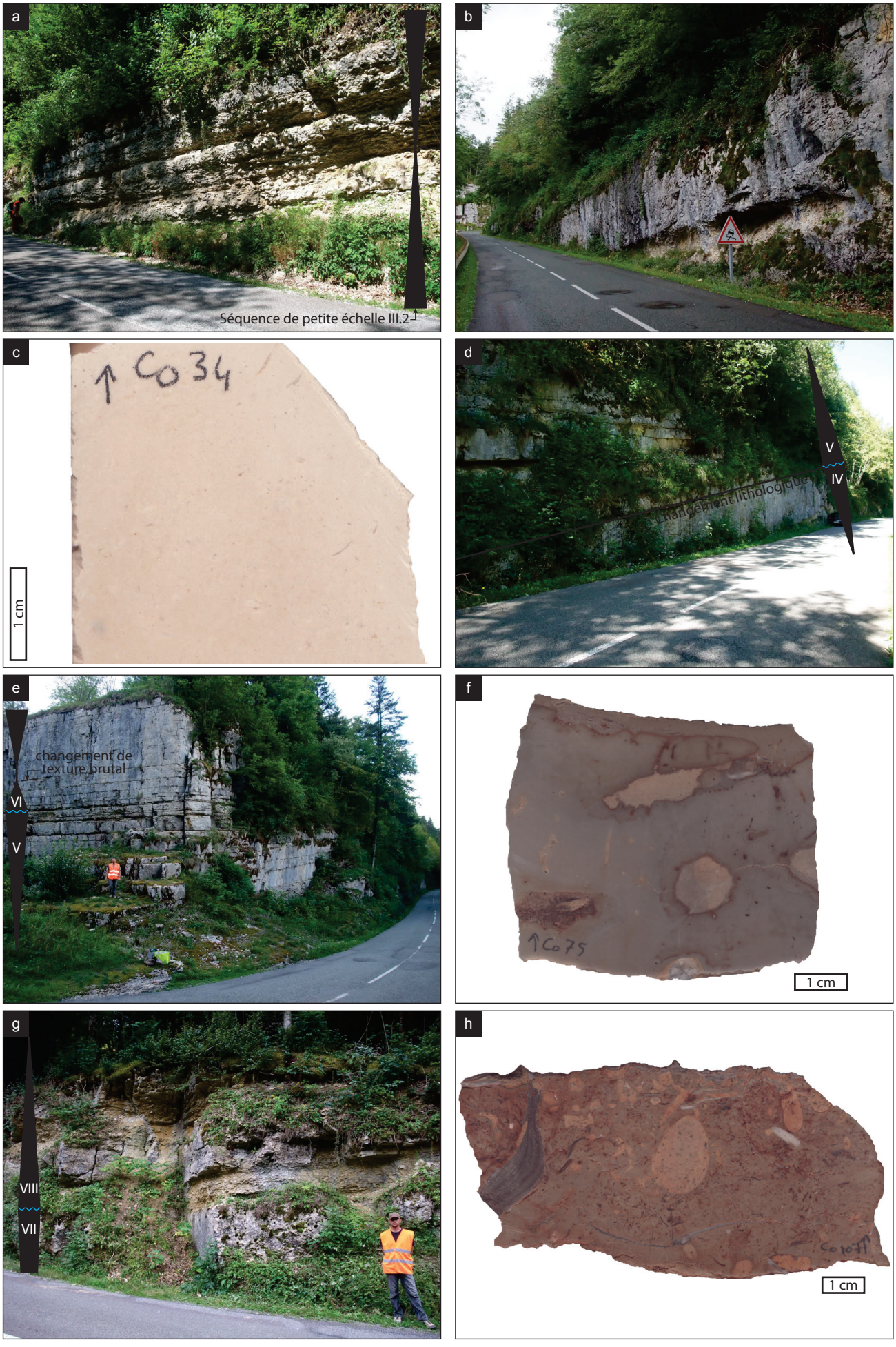


PLANCHE 14

La Main

a: Calcaires à ptérocères inférieurs. Les triangles indiquent les tendances de stratocroissance et stratodécroissance des bancs qui marquent les séquences de dépôt. Le passage de la séquence de moyenne échelle VI à VII est marqué par un changement lithologique qui s'accompagne de la mise en place de bancs plus massifs (VII.1).

b: Surface mamelonnée, oxydée et perforée (P). En bas à droite, zoom sur un «mamelon» qui, comme les polygones de dessiccation recouverts de biofilm à Loulle, semble s'éroder en «pelure d'oignon». Des stries radiaires sont également observables sur les flancs de la structure. Leur signification reste inconnue à ce jour.

c: Partie supérieure des Calcaires à ptérocères inférieurs. Les zones à faciès grossier forment de petites vires et contiennent la macrofaune ptérocérienne typique.

d: Partie basale des Marnes à ptérocères (1ère vire), en grande partie bétonnée. La barre qui coiffe la vire correspond à des faciès de plus en plus fins parcourus par de gros terriers de type *Thalassinoïdes*.

e: Partie terminale des Marnes à ptérocères (vire basale) et base des Calcaires des Gorges de Nouailles. La vire sommitale est liée à la dolomitisation des calcaires qui coiffent la surface oxydée au mètre 56,9.

f: Sommet de la seconde vire des Marnes à ptérocères. Le faciès saccaroïde semble dolomitique. Le banc est parcouru de terriers à remplissage pulvérulent blanc crème (entourés).

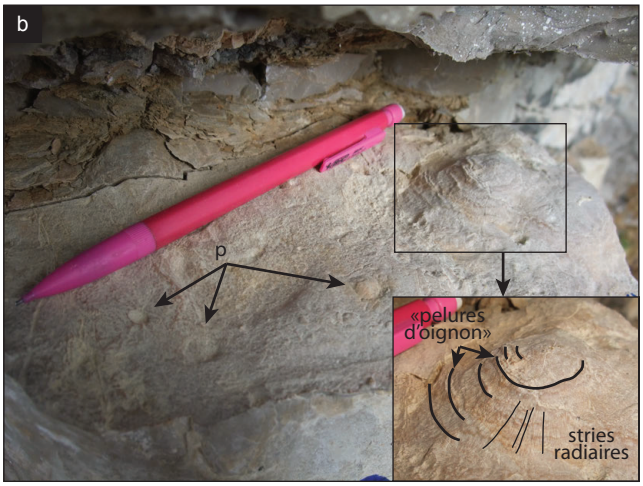
g: Intervalle particulièrement bioturbé à la base des niveaux à stromatoporidés massifs des Calcaires des Gorges de Nouailles.

h: Stromatoporidé massif dans les Calcaires des Gorges de Nouailles.

i: Brèche à galets noirs au toit de la coupe.

La Main

a
VII.1
VI.4
VI.3
VI.2


b
p
«pelures d'oignon»
stries radiaires

d

c

e

f
g
h

i

PLANCHE 15

Mont Rivel

a: Première unité marneuse des Marnes du Mont Rivel. La flèche blanche pointe le premier banc de la coupe, riche en gastéropodes et serpules. En bas à droite, semelle de banc silteux, montrant de la bioturbation et 5 stries sub-parallèles interprétées par Gaillard (1983) comme des traces laissées par la traction d'ammonites à tests épineux sur le fond.

b: Intervalle calcaire séparant les deux intervalles marneux des Marnes du Mont Rivel. L'ensemble est constitué à la base d'obliques tangentielles, tronquées par une surface oxydée couverte d'huîtres (en bas à droite). La partie supérieure perd progressivement sa composante bioclastique au profit d'une composante micritique puis marneuse (en haut à droite).

c: Partie inférieure de la seconde unité marneuse des Marnes du Mont Rivel. Les bancs plus épais à la base sont la terminaison sud-ouest des structures progradantes illustrées en b. Les bancs calcaires deviennent progressivement de plus en plus minces vers le haut, traduisant probablement un approfondissement.

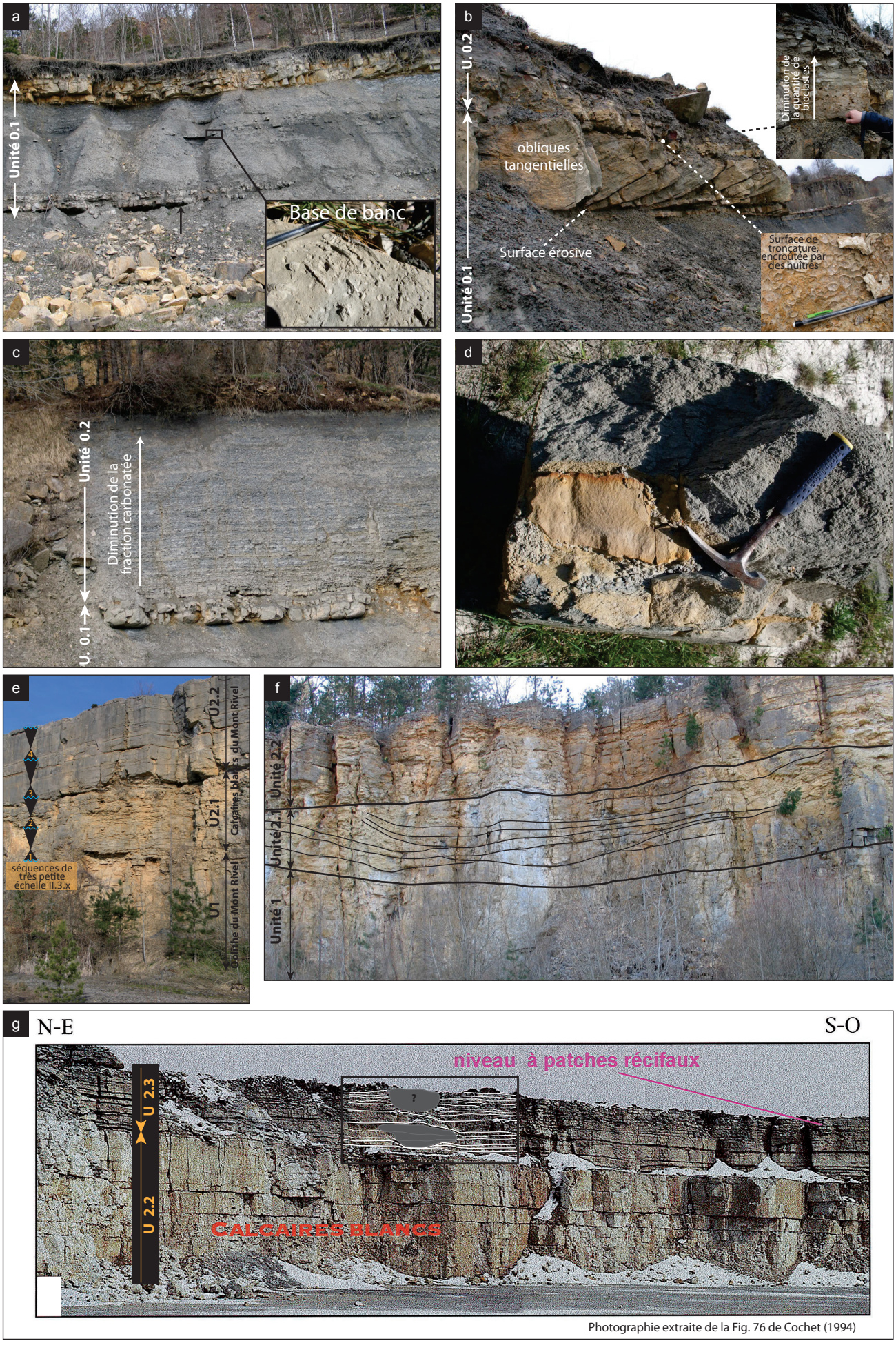
d: Lithoclastes de calcaires silteux (couleur chamois) issus du démantèlement du dernier banc de la seconde unité marneuse des Marnes du Mont Rivel, inclus dans les calcaires bioclastiques de la base des Couches du Morillon (gris).

e: Premières unités lithologiques des Couches du Morillon. U1 correspond au Membre de l'Oolithe du Mont Rivel, U2 aux Calcaires blancs du Mont Rivel. U2.x sont les sous unités utilisées dans le texte pour décrire la coupe.

f: Emboitement de chenaux dans la partie inférieure des Calcaires blancs du Mont Rivel.

g: Partie sommitale de la coupe, actuellement non-visible. Photographie prise par F. Cochet et figurant dans sa thèse (Cochet, 1994). Les petits récifs en patch au centre de la photographie sont surlignés.

Mont Rivel



Photographie extraite de la Fig. 76 de Cochet (1994)

PLANCHE 16

La Châtelaine

a: Marnes du Mont Rivel, premier affleurement de la coupe.

b: Entrecroisées décamétriques dans le Membre de l'Oolithe du Mont Rivel.

c: Séquences de très petite échelle dans les Calcaires blancs du Mont Rivel. Noter les similitudes entre le profil d'érosion du même membre au Mont Rivel (Pl. 15e).

d: Dépôts de lag (niveaux démantelés) couvrant la surface de transgression érosive à la base d'une des séquences de très petite échelle (II.3.3) dans les Calcaires blancs du Mont Rivel. Les plus gros lithoclastes ont été entourés en pointillés. Ils sont oolithiques, de la même nature que le banc sous-jacent (progradation de plage).

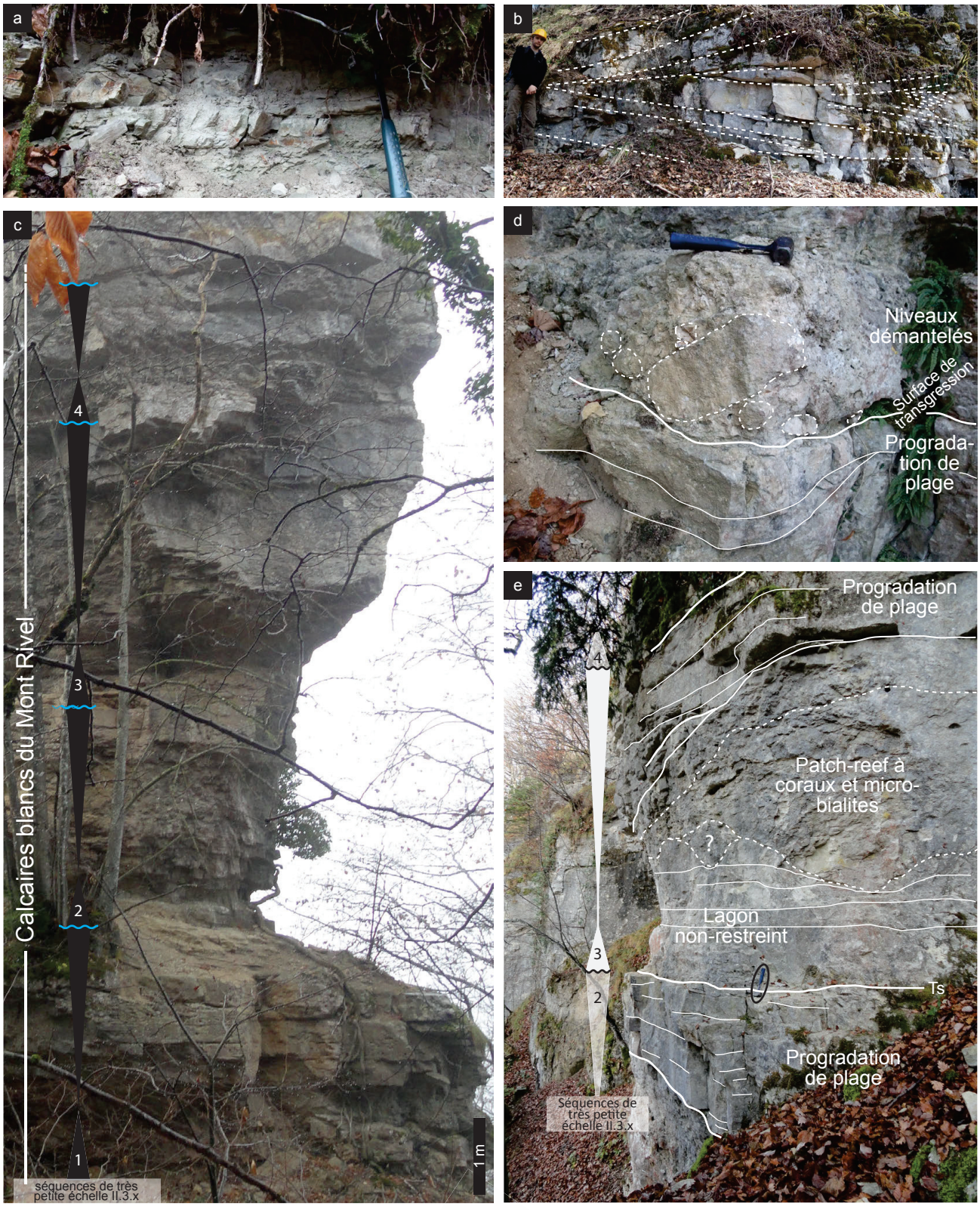
e: Illustration de la séquence de très petite échelle II.3.3 des Calcaires blancs du Mont Rivel.

f: Colonie corallienne branchue provenant d'une construction similaire et synchrone à celle figurée en e, issue de l'extrême base de la coupe de Loulle, qui débute quelques centaines de mètres à l'ouest, échantillon Lou 1.

g: Encroûtement microbialitique provenant d'une construction similaire et synchrone à celle figurée en e. Cet encroûtement est issu de l'extrême base de la coupe de Loulle, qui débute quelques centaines de mètres à l'ouest, échantillon Lou 1. Dans le quart inférieur, noter une perforation faite par un lithophage de grande taille et remplie de sédiment.

h: Oncoïde pluricentimétrique provenant du sédiment latéral à la construction figurée en e.

La Châtelaine



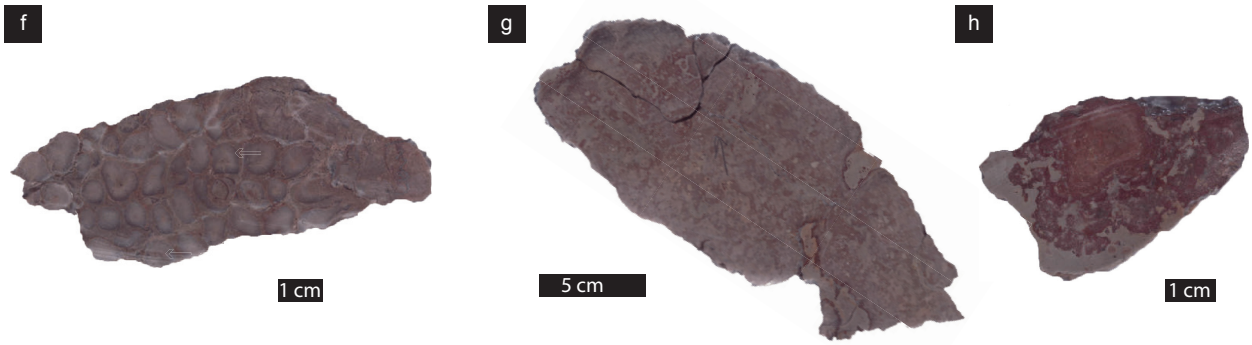


PLANCHE 17

Loulle

Cette planche est complémentaire avec les Figures 5 à 7 de l'article «Dinosaur track record on a shallow carbonate -dominated ramp (Loulle section, Late Jurassic, French Jura)».

a: Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel. Base de la coupe.

b: Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel. Stratification entrecroisée dans les faciès oolithiques à hauteur de l'échantillon Lou 14.

c: Membre des Calcaires blancs du Mont Rivel. Faciès offshore supérieur puis de barre oolithico-bioclastique, autour du mètre 12,8. C1: Grainstone oolithico-bioclastique riche en articles de crinoïdes, faciès Be4, échantillon Lou 30. C2: packstone-wakestone bioturbé, faciès Os7échantillon Lou 26. C3: alternances faiblement bioturbées de packstone bioclastique et de wakestone-mudstone péloïdal, faciès Os8, échantillon Lou 19.

d: Membre des Calcaires de Loulle. Surface de transgression entre les séquences de très petite échelle III.2.1 et III.2.2.

e: Membre des Calcaires de Loulle. Surface de transgression érosive entre les séquences de petite échelle III.2.et III.3. Sous la surface, la stratification et la lamination sont planes parallèles. Au-dessus, la stratification devient oblique et plus massive.

f: Membre des Calcaires de Loulle. Passage de bancs massifs à faciès de lagon à des bancs délités à faciès intertidaux, au cours de la phase de haut niveau marin de la séquence de petite échelle III.3.

g: Membre de l'Oncolithe de Pillemoine. Les vires sont formées d'un conglomérat d'oncoïdes (voir en h)

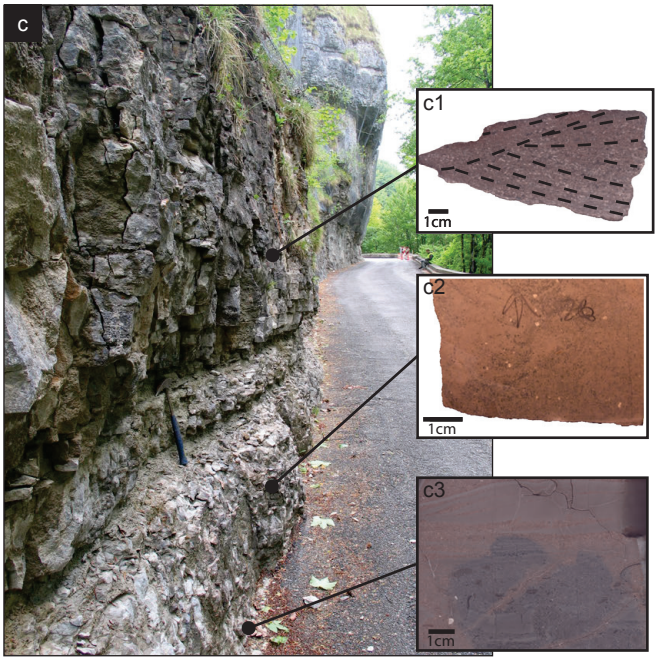
h: Conglomérat à oncoïdes centimétriques dans le Membre de l'Oncolithe de Pillemoine.

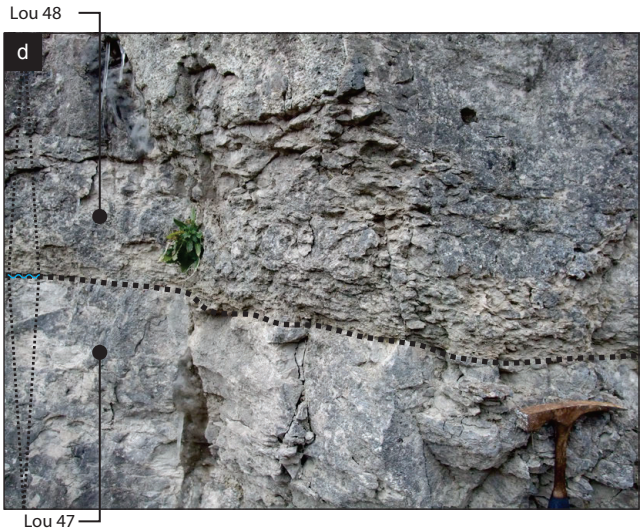
i: Membre de l'Oolithe blanche de Balerne.

Loulle

a

b


c
c1
1cm
c2
1cm
c3
1cm


Lou 48
d
Lou 47

Lou 61
Surface de troncature
Lou 60
e

f
III.3

g

h

i

PLANCHE 18

Balerne

a: Partie sommitale des Calcaires de Loulle, affleurant à la base de la coupe de Balerne.

b: Empreinte de sauropode en section transversale (position stratigraphique indiquée sur la photographie a).

c: Oncolithe de Pillemoine. Alternance de vires argileuses riches en oncoïdes de type 2 (faciès Lnr6 et Lnr7) et de bancs massifs calcaires, riches en oncoïdes de type 2 et 3 et en dasycladales (faciès LnR 5).

d: Détail d'une vire à gros oncoïdes de type 2, formant un conglomérat (faciès Lnr7).

e: Détail d'un banc à oncoïdes de type 2 et 3 (bleutés) montrant un granoclassement normal. Les épines d'oursin sont fréquentes dans ce type de faciès. En section, elles correspondent aux zones blanches indiquées par des flèches.

f: Oolithe de Balerne. La couleur crème et l'aspect très fracturé sont caractéristiques du membre. En dépit de la fracturation intense, la stratification peut être distinguée par endroits et met en évidence des structures entrecroisées décamétriques.

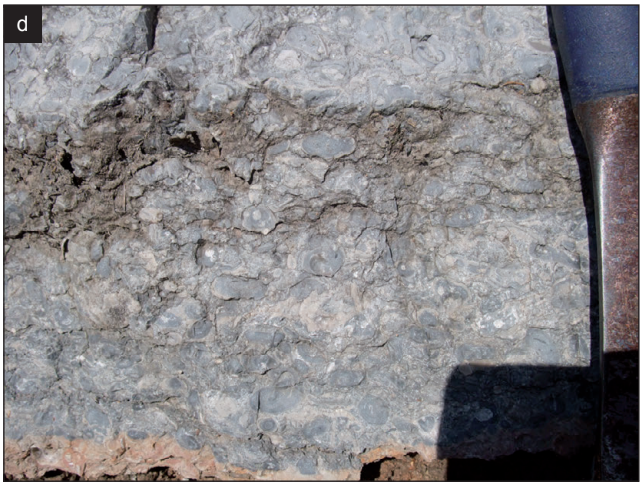
g et h: Les Calcaires à ptérocères inférieurs forment des assises calcaires compactes dans la partie terminale de la coupe de Balerne. Les discontinuités majeures forment de petites vires argileuses plaquetées qui permettent d'identifier facilement les séquences de petite et moyenne échelle dans le profil d'érosion.

Balerne

a
3
2
III.4
1
séquences de très petite échelle au sein de la séquence de petite échelle III.4

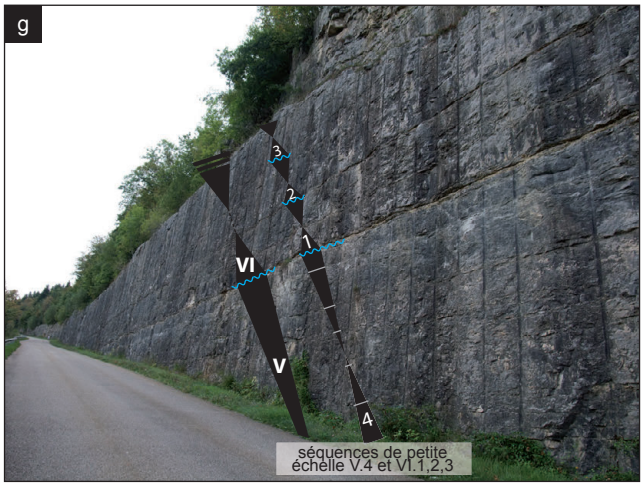
b

c
3
2
séquences de petite échelle IV.2 et IV.3
(Les barres grises indiquent les limites de séquences de très petite échelle)


d

e
Granoclassement normal

f


g
3
2
1
VI
V
4
séquences de petite échelle V.4 et VI.1,2,3

h
4
3
séquences de petite échelle VII.3 et VII.4

PLANCHE 19

Morillon

a: Base de l'Oolithe du Mont Rivel. Dans ce type de faciès, les structures entrecroisées décamétriques indiquent un environnement de dunes oolithiques, sous influence de la houle.

b: Jonction entre les Calcaires blancs de Loulle et l'Oncolithe de Pillemoine. Au Morillon, les Calcaires blancs de Loulle sont ponctuellement oolithiques. L'Oncolithe de Pillemoine y est plus massive qu'à Loulle et Balerne à sa base. Il est donc difficile de distinguer l'interface entre les deux membres dans le profil d'érosion.

c: Oncolithe de Pillemoine. Comme à Loulle et Balerne, les oncoïdes centimétriques forment de véritables conglomérats dans certains intervalles.

d: Microfaciès typique de l'Oncolithe de Pillemoine à Morillon (Lnr5). Les dasycladacées peuvent devenir très abondantes. Elles servent alors de support aux organismes encroûteurs qui forment les oncoïdes.

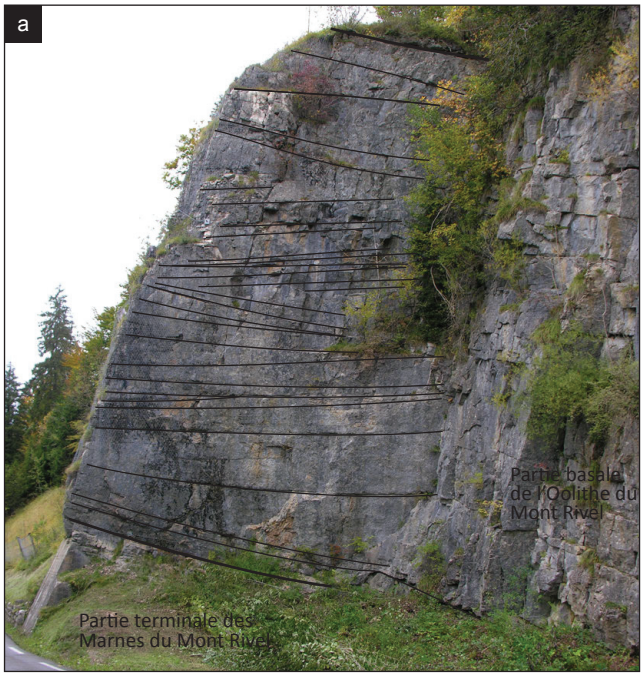
e: Calcaires à ptérocères inférieurs (affleurement débutant au mètre 126, après le second parking). Comme partout ailleurs, les Calcaires à ptérocères inférieurs forment des assises calcaires compactes, ponctuées de surfaces d'arrêt de sédimentation et de minces vires plaquetées, bien visibles dans le profil d'érosion.

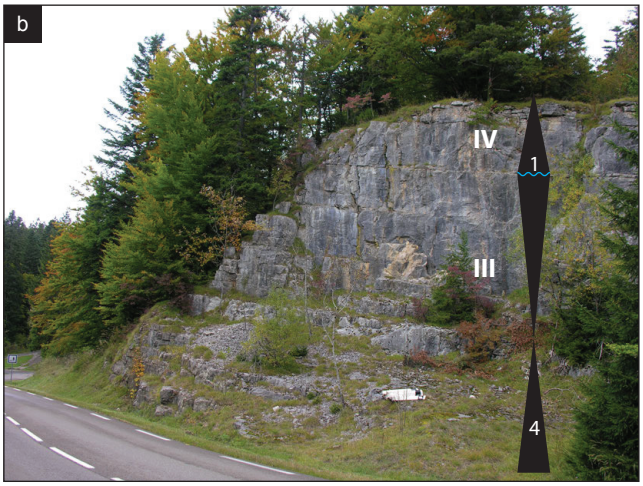
f: Première vire marneuse des Marnes à ptérocères. Dans cette coupe, les marnes sont peu argileuses et ne forment pas une vire très marquée dans le profil d'érosion.

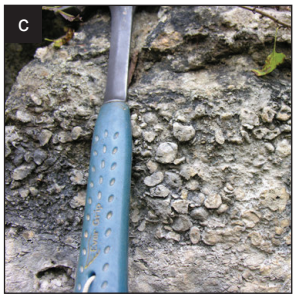
g: Echantillon Mor 105, calcaire argileux très bioclastique (faciès Os9), typique des intervalles les plus argileux des Calcaires et Marnes à ptérocères. Echantillon Mor116, calcaire bioclastique riche en échinodermes (faciès Ab5).

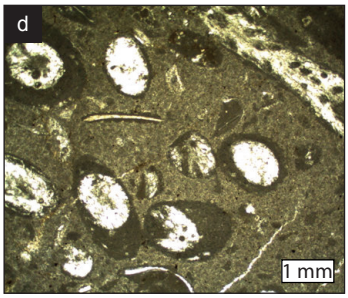
h : Partie sommitale des Marnes à ptérocères et base des Calcaires des Gorges de Nouailles.

Morillon


a
Partie basale de l'Oolithe du Mont Rivel
Partie terminale des Marnes du Mont Rivel

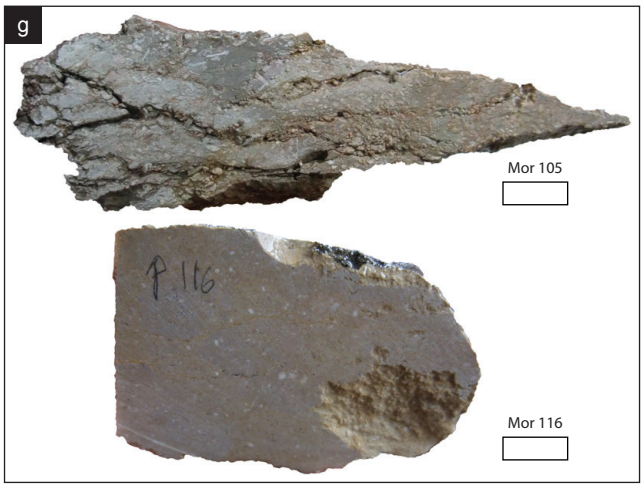

b
IV
1
III
4


c


d
1 mm

e
VII
VI

f
1
2
3


g
Mor 105
Mor 116

h
3

PLANCHE 20

Molinges

Des photos de la base de la coupe (Calcaires lités)sont visibles sur les planches 7 et 8.

a: Intervalle dolomitisé autour du mètre 50 dans le premier tronçon de la coupe

b: Alluvions au toit de l'intervalle dolomitisé (photographié en a). Les flèches pointent des galets roulés de natures diverses, fichés dans un sédiment pulvérulent, à l'interface entre les niveaux dolomitisés et des niveaux de grainstones oolithiques non dolomitisés.

c: Oolithe blanche de Ramasse à la base du second tronçon.

d: Mégarides tidales dans l'Oolithe blanche de Ramasse.

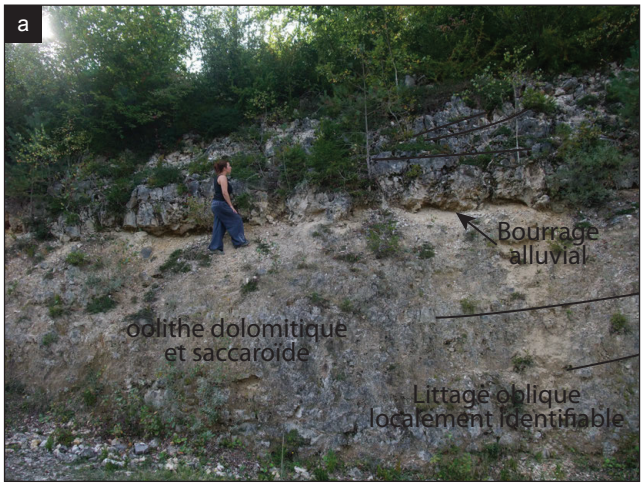
e: Laminites dolomitiques dans les Calcaires d'Aranc, à la jonction entre la quatrième et la cinquième séquence de moyenne échelle.

f: Partie supérieure de la cinquième séquence de moyenne échelle.

g: Couches de Molinges à la jonction entre les séquences de moyenne échelle VI et VII.

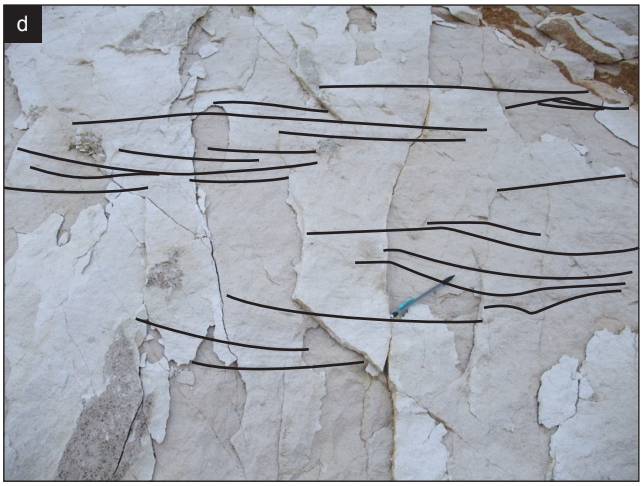
h: Conglomérat des Couches de Molinges.

Molinges


a
Bourrage alluvial
oolithe dolomitique et saccaroïde
Litttage oblique localement identifiable

b
oolithe non saccaroïde
oolithe dolomitique et saccaroïde

c


d

e
2
V
1
IV
4

f
V
4
3
2

g
VII
VI

h

PLANCHE 21

Chancia

a: Troisième niveau à concrétions des Calcaires lités, entre les mètres 2 et 5 de la coupe de Chancia.

b: Conglomérat d'oncoïdes dans le troisième niveau à concrétions des Calcaires lités (faciès Os5).

c: Calcaires d'Aranc.

d: 1) Intervalle argileux rouge carmin du mètre 89,9 et intervalle à laminites microbiennes qui lui succède (formation des Calcaires d'Aranc). (2) Echantillons correspondant au niveau argileux rouge carmin du mètre 89,9. (3) Echantillon correspondant aux laminites microbiennes sus-jacentes. Les laminites sont plus visibles dans le haut de l'échantillon.

e: Surface oxydée et encroûtée par des huîtres (flèches) au mètre 123,7.

f: Intervalle argileux des Calcaires à ptérocères inférieurs, précédant la lacune du mètre 138,2.

g: Les Calcaires à ptérocères inférieurs forment de puissantes assises calcaires. Celles-ci sont cependant moins compactes que dans le secteur central et se distinguent souvent dans le paysage par un profil d'érosion caractéristique à alternances «bancs-vires» métriques.

h: Vire argileuse du mètre 163. Dans le Jura méridional, les vires argileuses des Calcaires et marnes à ptérocères sont faiblement argileuses. Elles sont cependant riches en faune typiquement «ptérocèrienne».

Chancia

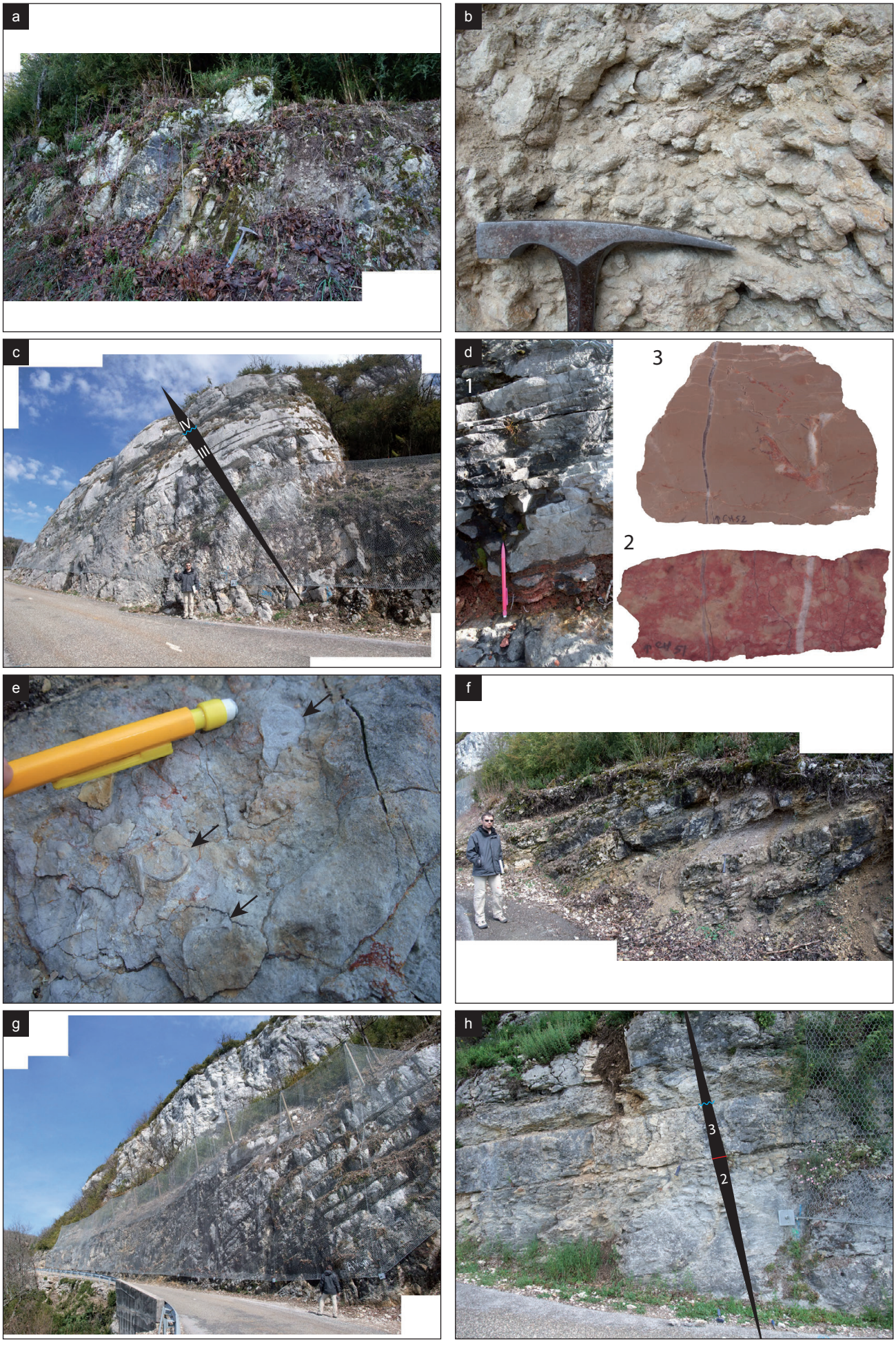


PLANCHE 22

Champfromier

Des photos de la base de la coupe (Calcaires pseudolithographiques) sont visibles sur la planche 7.

a: Calcaires pseudolithographiques. Le banc sous le marteau est le banc dans lequel a été prélevé l'échantillon Av16. Il est constitué d'un faciès grossier riche en oncoïdes et en coraux, interprété comme un faciès de rampe médiane.

b: Derniers mètres des Calcaires pseudolithographiques et premiers mètres des Calcaires d'Aranc.

c: Calcaires d'Aranc. A la base, les petits bancs présentent un faciès de rampe distale, puis des bancs stratocroissants à faciès de rampe médiane à proximale sont mis en place et forment la masse principale de la formation.

d: Packstone oncolithique riche en débris coralliens des Calcaires d'Aranc, échantillon Av35.

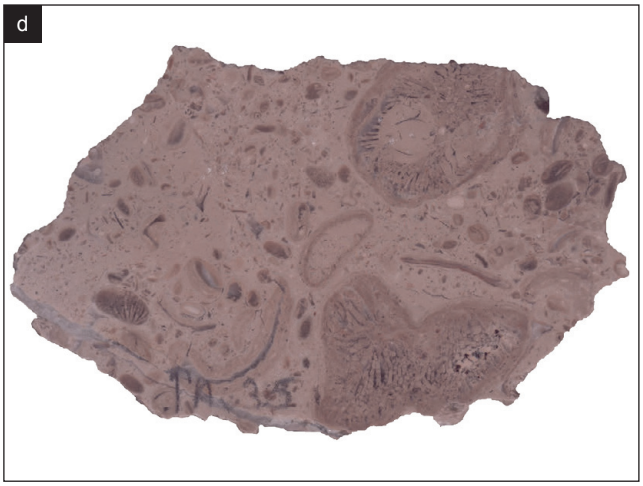
e: Alternances marno-calcaires dans les Couches du Burlandier.

f: Wackestone à serpules pelotonnées et oncoïdes de type 5 dans les Couches du Burlandier, échantillon Av50.

g: Partie sommitale des Couches du Burlandier (à partir du mètre 75 de la coupe).

h: Dolomies et faciès très bioturbés des Couches du Chailley qui terminent la coupe de Champfromier. La marque jaune (entourée) est la marque repérée sur le profil en figure 5.25.

Champfromier



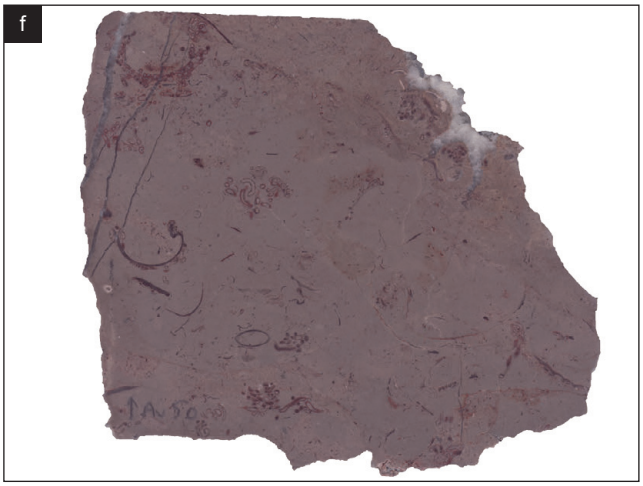


PLANCHE 23

Corveissiat

a: Base de la coupe de Corveissiat, vue depuis l'extérieur du virage en épingle à cheveux. La partie inférieure des Calcaires pseudolithographiques forme la falaise. A leur base (à droite), le "troisième niveau à concrétions" des Calcaires lités forme une vire, en grande partie bétonnée.

b: Les Calcaires pseudolithographiques au niveau de la grotte de la Balme, au fond de la reculée de Corveissiat. Les flèches blanches indiquent les séquences stratocroissantes majeures successives. La dernière flèche correspond aux calcaires en petits bancs illustrés en c et marque le passage des Calcaires pseudolithographiques à l'Oolithe Blanche de Ramasse.

c: Calcaires en petit bancs qui terminent les Calcaires pseudolithographiques à Corveissiat. De nombreux bancs présentent une surface ondulée. Coupe de Corveissiat.

d: A la base de la coupe de Corveissiat, une faille met en contact la partie basale (bancs massifs) et la partie sommitale (petits bancs) des Calcaires pseudolithographiques.

e: Surface érosive qui marque la base de l'Oolithe blanche de Ramasse à Corveissiat. Sous la surface, des calcaires micritiques très fins, typiques des Calcaires pseudolithographiques. Au-dessus de la surface, des calcaires oolithiques, qui comportent également des débris grossiers de coraux, des oncoïdes et des lithoclastes micritiques en grande quantité. Coupe de Corveissiat.

f: Base de l'Oolithe blanche de Ramasse. Suite à la surface basale, la formation débute par des alternances de calcaires oolithiques avec des calcaires micritiques similaires à ceux des Calcaires pseudolithographiques. La bioturbation intense génère des zones de mélange. Dans les zones non bioturbées, les alternances oolithe/calcaires micritiques mettent en évidence des structures progradantes, mises en place sous l'action d'un courant. Coupe de Corveissiat.

g: Mégarides tidales dans l'Oolithe blanche de Ramasse, coupe de Corveissiat.

h: Partie sommitale de l'Oolithe blanche de Ramasse dans la coupe de Corveissiat. La formation se termine par une surface sommitale très marquée, qui n'a pas pu être observée en détail mais correspond probablement à une surface majeure, associée à un changement lithologique, qui se marque morphologiquement dans tout le cirque de Corveissiat (voir photo i).

i: Partie inaccessible de la coupe de Corveissiat. La surface majeure au toit de h se situe à la base d'une vire couverte par la végétation et marque un changement de lithologie important, noté par Cochet (1994).

Corveissiat

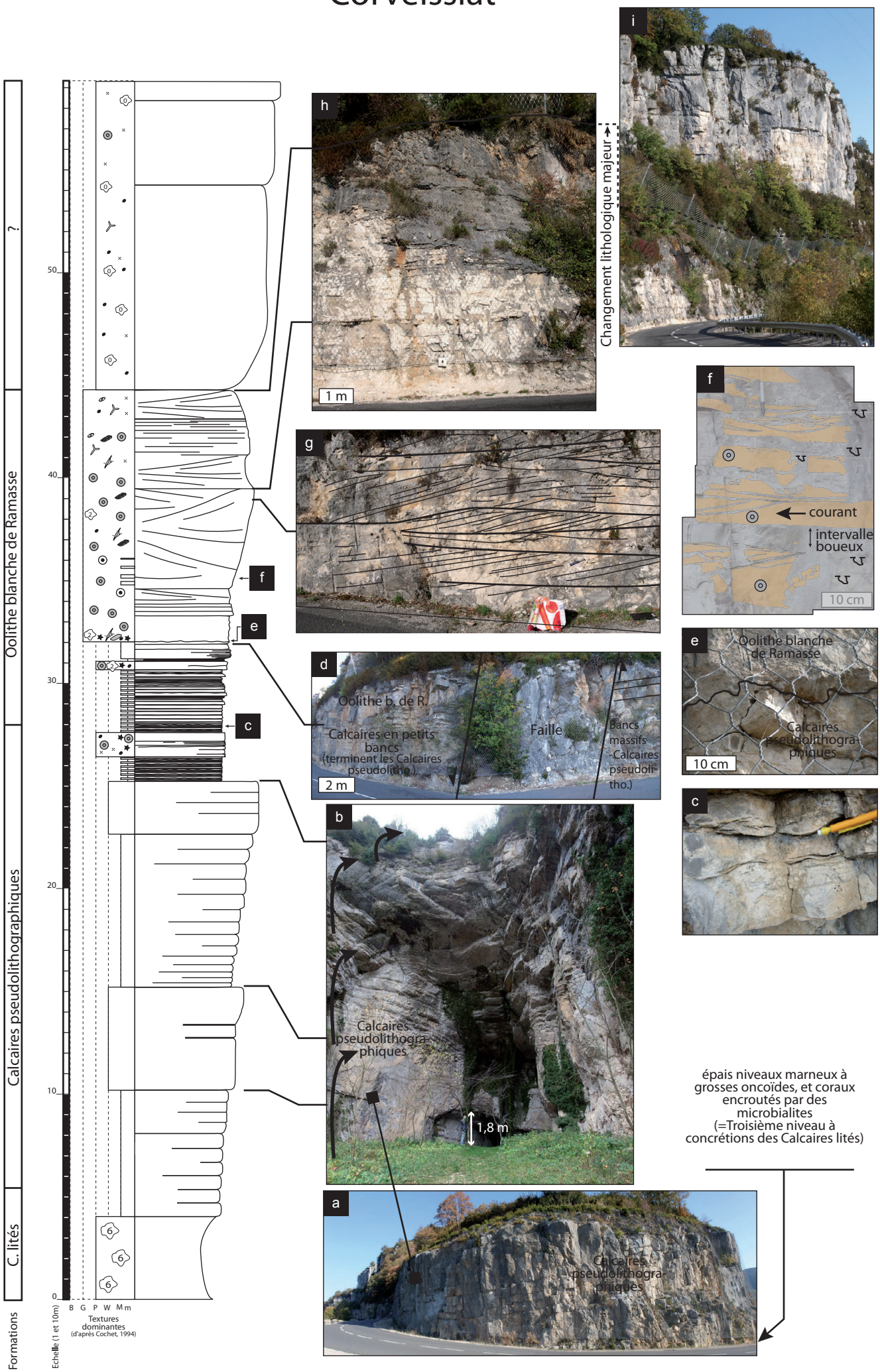


PLANCHE 24

Le Col Berthiand

a: Calcaires lités, coupe du Col Berthiand.

b: Niveau à térébratules, coupe du Col Berthiand.

c: Détail du niveau à térébratules, coupe du Col Berthiand. Les flèches pointent des térébratules, illustrant la richesse du niveau.

d: Calcaires pseudolithographiques. Comme à Corveissiat ou Champfromier, les Calcaires pseudolithographiques sont épais de plusieurs dizaines de mètres et les variations de taille des bancs permettent d'individualiser plusieurs séquences stratocroissantes (S et S+1), elles-mêmes formées de séquences stratocroissantes plus petites (S+1.1-3) .

e: Alternances de calcaires micritiques fins, typiques des Calcaires pseudolithographiques avec des lamines de packstone oolithique.

f: Faciès typique de l'Oolithe Blanche de Ramasse, coupe du Col Berthiand.

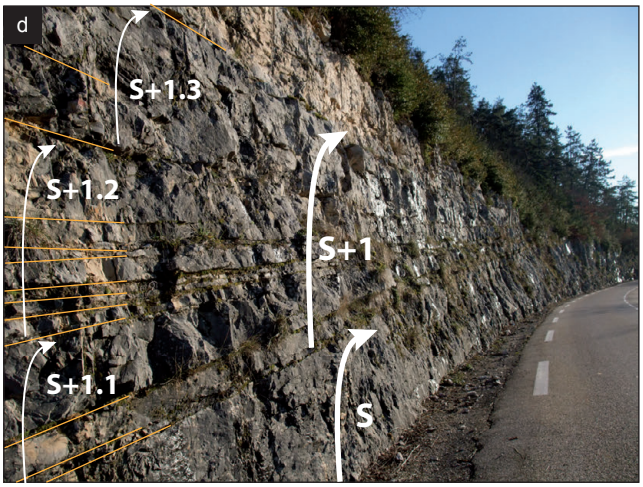
Aranc

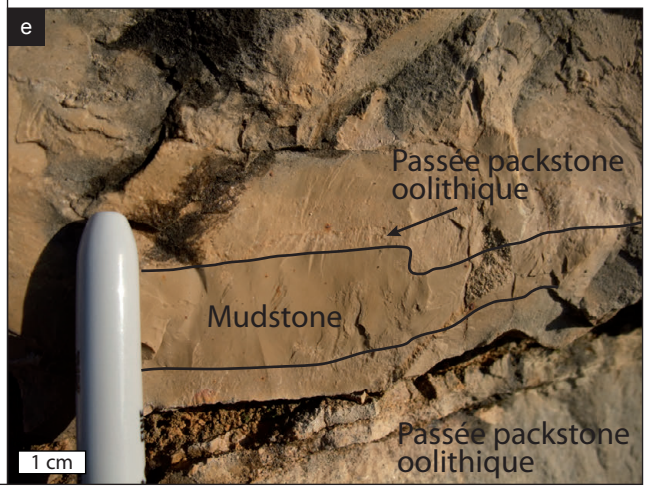
g: Surface majeure à l'interface entre Calcaires pseudolithographiques et Calcaires d'Aranc. Le dernier banc des Calcaires pseudolithographiques est très riche en terriers de type *Thalassinoïdes*, remplis de matériel issu des Calcaires d'Aranc sus-jacents. Coupe d'Aranc.

h: Faciès typique des Calcaires d'Aranc, coupe d'Aranc.

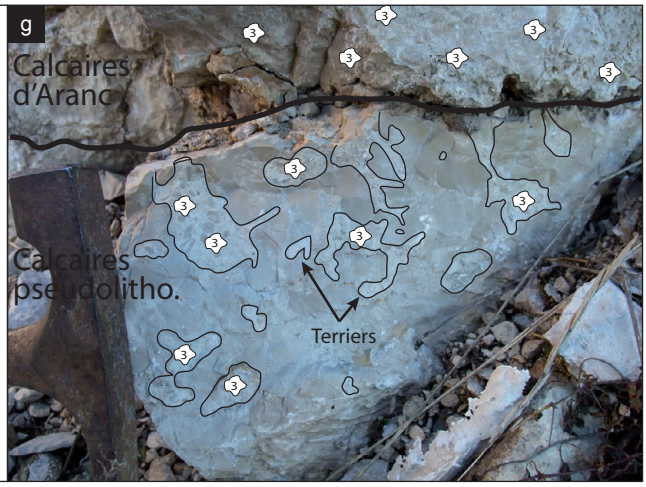
Le Col Berthiand et Aranc

Col Berthiand





Aranc



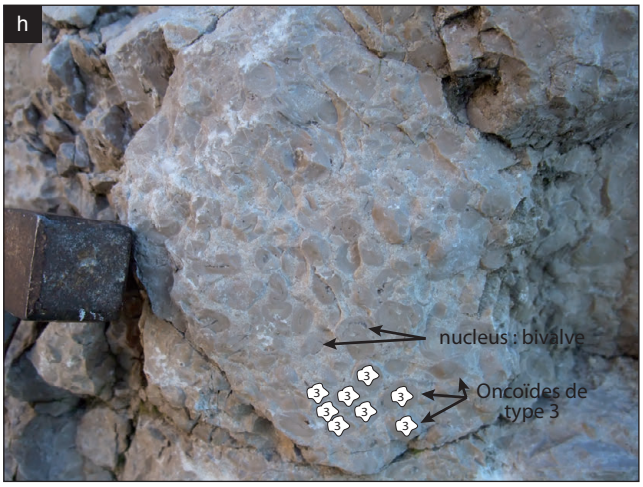


PLANCHE 25

Récifs du Mont Rivel

a, b: Exemples de récifs de l'intervalle récifal observé au Mont Rivel et des structures sédimentaires qui les encadrent. Le récif en a se situe au nord de la carrière, b au sud-ouest. Les masses jaunes symbolisent les zones bio-construites. Une vue plus large du récif illustré en a est consultable en Figure 9a.

c: Récif de l'intervalle récifal observé au Mont Rivel. Ce récif se situe à l'ouest de la carrière, au niveau de la jonction entre le second plancher de celle-ci et le chemin qui la contourne par le sud et permet d'accéder au sommet du front de taille. Les masses jaunes symbolisent les zones bio-construites.

d: Récif de l'intervalle récifal observé au Mont Rivel. Ce récif se situe le long du chemin qui contourne la carrière par le sud et permet d'accéder au sommet du front de taille. Partiellement accessible, ce récif est le seul à avoir été échantillonné dans cet intervalle (étoiles rouges = position des échantillons). Les masses jaunes symbolisent les zones bio-construites.

e: Front de taille à l'extrémité nord-est de la carrière. L'intervalle corallien étudié forme la vire de la partie supérieure de l'unité lithologique 2.1. La comparaison avec la photographie en f montre que la barre bioclastique médiane qui sépare les deux zones échantillonnées sur la photographie f n'existe pas sur e, où elle coïncide avec un niveau dépourvu de stratifications obliques et riche en colonies coralliennes qui correspond à des dépôts d'inter-barres.

f: Affleurement partiel de l'intervalle corallien du Mont Rivel, situé le long du chemin qui contourne la carrière par le sud et permet d'accéder au sommet du front de taille. les zones échantillonnées sont repérées par les rectangle jaunes. La barre bioclastique supérieure passe latéralement sur la droite à une zone d'inter-barre dont l'aspect et le facies sont similaires aux zones riches en coraux échantillonnées. Noter le faible ravinement à la base des zones échantillonnées.

g: Microfaciès dans l'intervalle corallien. Packstone riche en débris de coraux et d'échinodermes. Les grains sont roulés et parfois oncolithisés. Certains oncoïdes sont eux-mêmes fragmentés.

Récifs du Mont Rivel

Intervalle récifal

Intervalle corallien

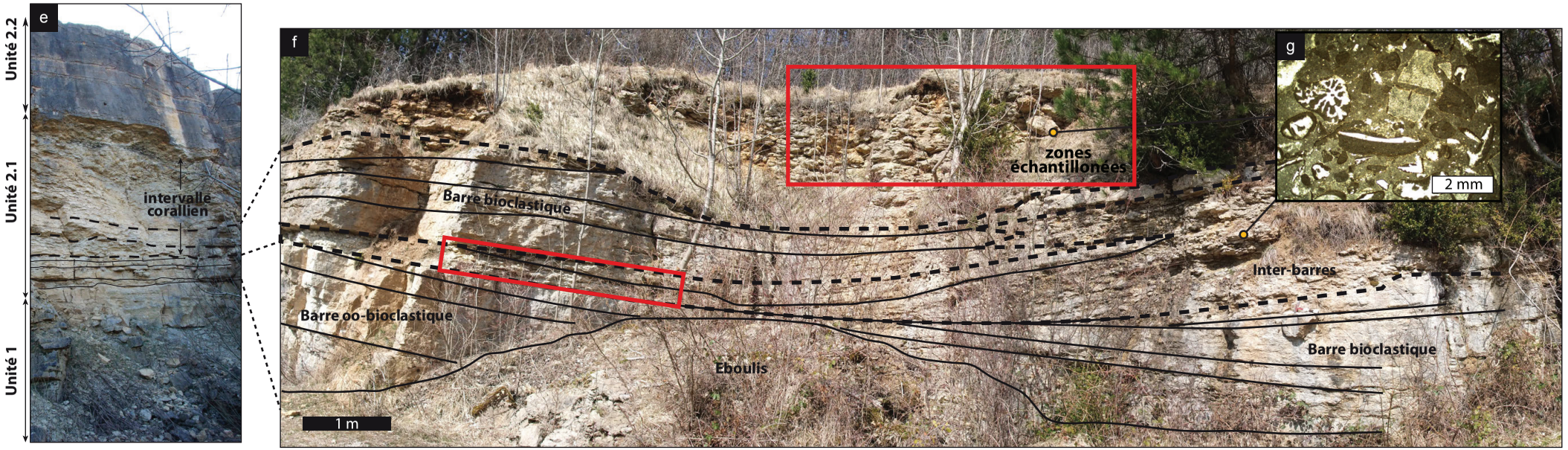


PLANCHE 26

Trame construite dans les bioconstructions du Mont Rivel

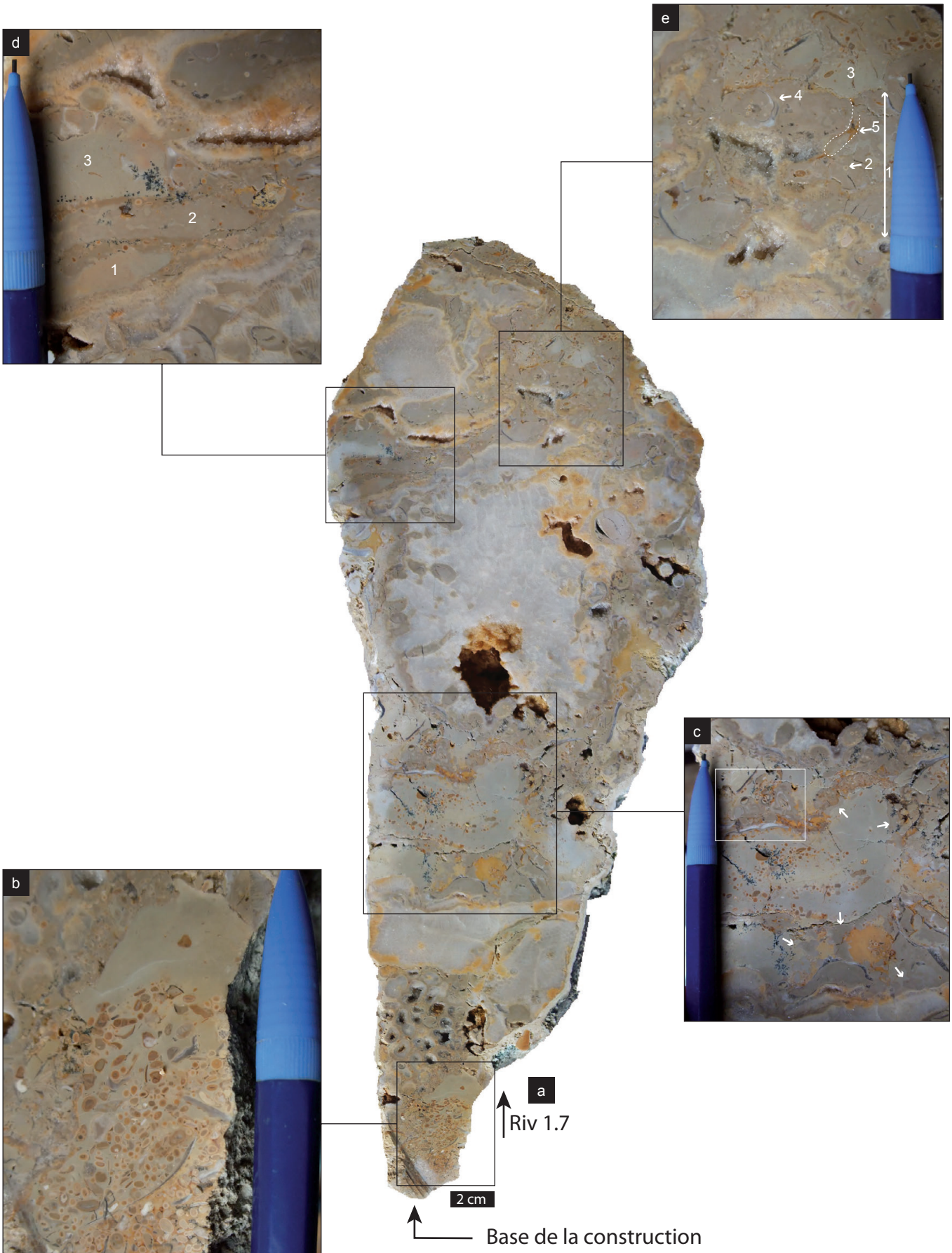
a: Echantillon Riv 1.7, provenant de la base de la bioconstruction échantillonnée au Mont Rivel. A l'intérieur de l'échantillon comme dans la construction de manière générale, les colonies coralliennes (masses blanchâtres) sont branchues, massives en boule ou lamellaires. Les colonies sont généralement en contact et forment la trame primaire de la construction.

b: Détail de la base de l'échantillon Riv 1.7. L'implantation du récif a lieu sur du sédiment oolithique.

c: Détail de l'échantillon Riv 1.7. Développement de leiolite entre les colonies (flèches blanches). Des huîtres et des serpules participent également aux encroûtements (encadré blanc). Le sédiment intercolonial (au centre de la photographie) est majoritairement micritique mais contient parfois des ooïdes.

d: Détail de l'échantillon Riv 1.7. Développement de trois encroûtements léïolithiques successifs (numérotés), séparés par de fines passées oolithiques.

e: Détail de l'échantillon Riv 1.7. Encroûtement léïolitique épais (1). Plusieurs phases de croissance léïolitiques sont visibles et se distinguent par des nuances de couleur différentes. La présence d'ooïdes au sein de l'encroûtement (2) montre la capacité de celui-ci à incorporer des corps étrangers mobiles et rend difficile la distinction entre sédiment (3) et encroûtement (1) dans certaines zones. Les huîtres participent à l'encroûtement (4). 5 désigne la perforation d'un bivalve lithophage (encore *in situ*) dans l'encroûtement léïolitique.



Trame construite dans les bioconstructions du Mont Rivel

PLANCHE 27

Récifs de Loulle

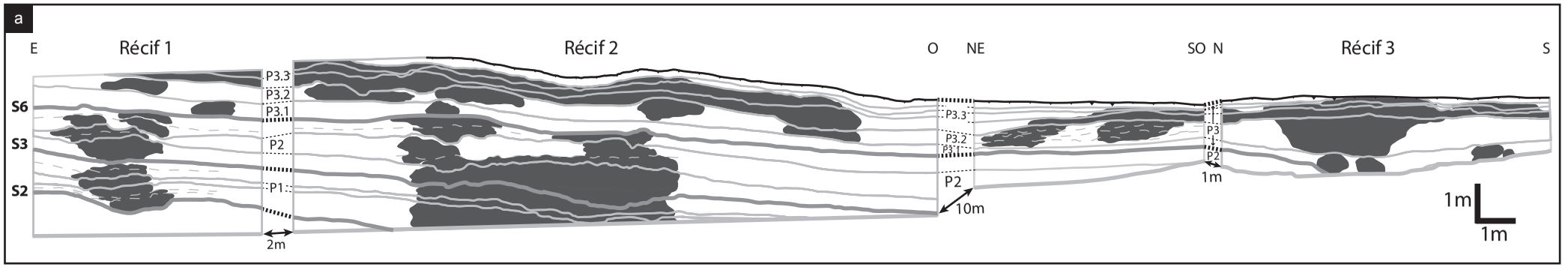
a: Vue synthétique des masses récifales étudiées à Loulle. S2, S3 et S6 sont des surfaces majeures qui séparent les trois phases de croissance récifale (P1, P2 et P3). Les masses gris foncé symbolisent les zones bio-construites.

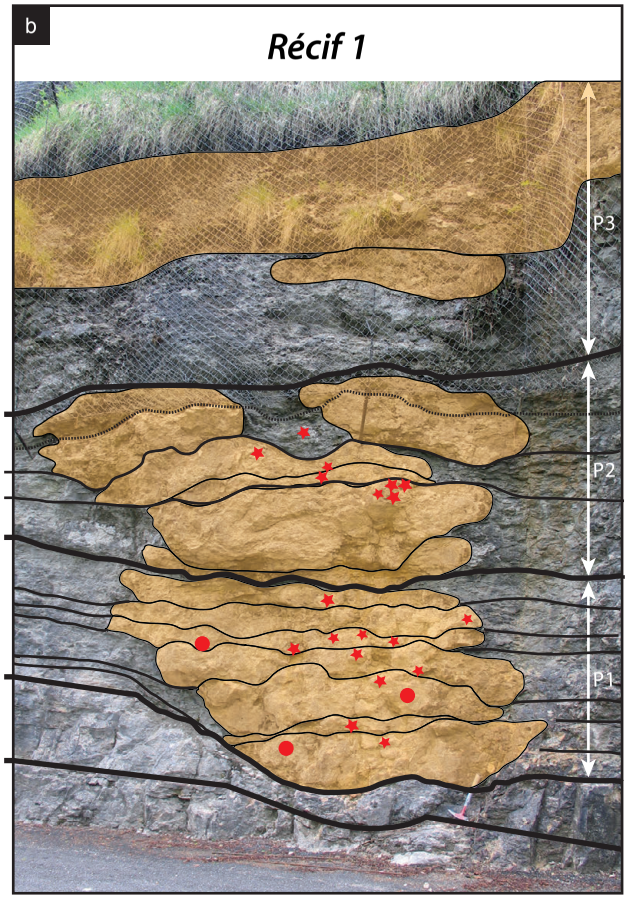
b: Premier récif observé le long de la route en direction de Loulle. Les masses jaunes symbolisent les zones bio-construites. Sous S2, le sédiment est un grainstone (parfois packstone) riche en ooïdes et articles de crinoïdes, à stratification faiblement entrecroisée.

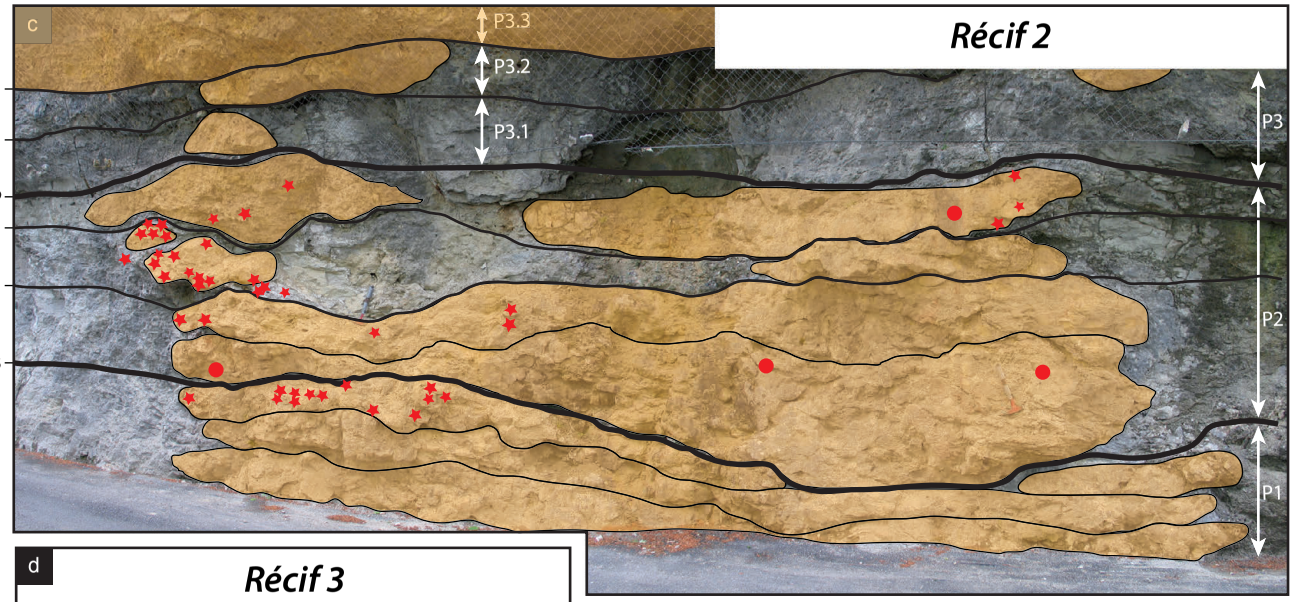
c: Deuxième récif observé le long de la route en direction de Loulle. Les masses jaunes symbolisent les zones bio-construites.

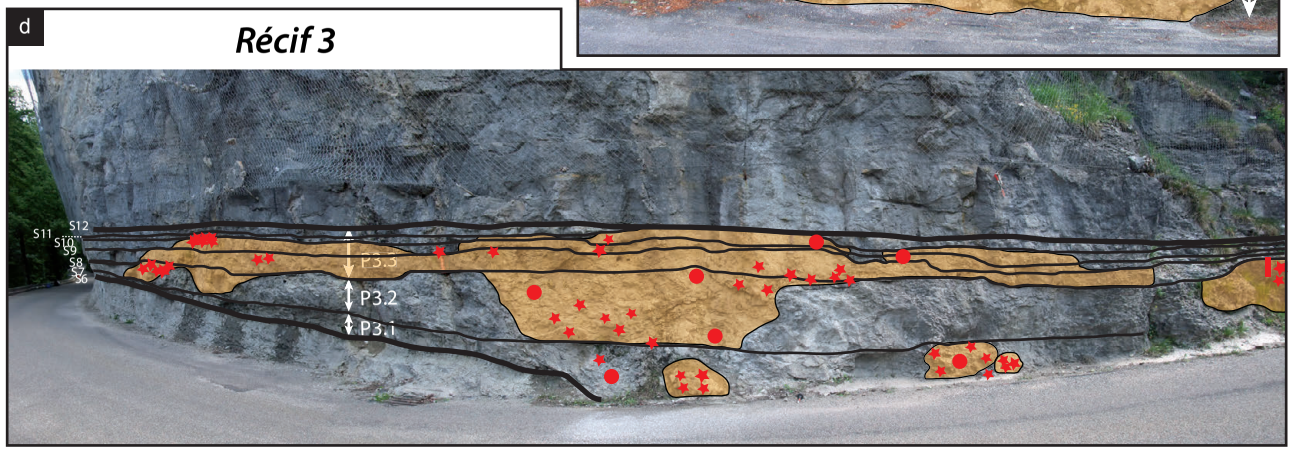
d: Troisième récif observé le long de la route en direction de Loulle. Les masses jaunes symbolisent les zones bio-construites.

Toutes les constructions de l'intervalle suivent un modèle morphologique similaire selon lequel les deux premières phases de croissance (P1 et P2) forment de petites masses récifales métriques (patchs) constituées de six à sept sous-phases de croissance (non distinguées nommément ici). Dans la partie supérieure de P2, les masses récifales semblent avoir tendance à se diviser.
La troisième phase de croissance (P3) présente une morphologie plus complexe au sein de laquelle trois ensembles sont distingués:
- Dans P3.1, quelques colonies massives se regroupent en amas d'une trentaine de centimètres de diamètre sur les points hauts formés par les masses coralliennes de P2.
- Dans P3.2, des patchs métriques dont la morphologie évoque celle des biohermes de P1 et P2 succèdent aux amas de colonies de P3.1.
- Dans P3.3, la morphologie récifale change. L'extension latérale des constructions croit fortement alors que l'extension verticale s'amoindrit. Les récifs acquièrent donc une morphologie plus biostromale. Dans la partie supérieure de P3.3, l'extension latérale des zones construites diminue cependant fortement et redevient comparable à celle des patchs sous-jacents.









Récifs de Loulle

PLANCHE 28

Evolution de la trame construite dans les bioconstructions de Loulle

Pour toutes les photographies:

1: colonie corallienne; 2: Encroûtement thrombolitique; 3: sédiment; 4: huîtres encroûtées; 5: perforation par un bivalve lithophage; 6: brachiopode; 7: tubes de serpules.

En bas à gauche, le schéma synthétise la position de chaque carotte figurée, sur une bioconstruction type de l'intervalle récifal de Loulle. Légende pour les éléments figurés en Annexe 1. L'intensité de la couleur grise du fond est relative à la quantité de grains de quartz et d'argiles dans le sédiment latéral à chaque phase ou sous-phase de croissance.

C1: Carotte C1 prélevée dans la première phase de croissance (P1) de l'intervalle récifal de Loulle. Les colonies coralliennes forment la trame primaire et les encroûtements thrombolitiques occupent presque tout l'espace entre les colonies. Le sédiment est largement minoritaire. Les bioperforations sont fréquentes et affectent à la fois les colonies coralliennes et les encroûtements microbiens.

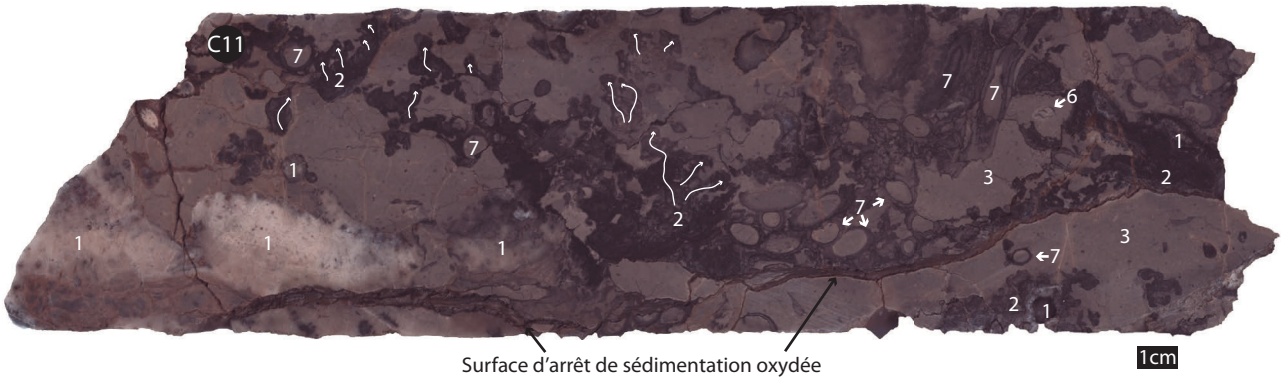
C7: Carotte C7 prélevée dans la seconde phase de croissance (P3) de l'intervalle récifal de Loulle. Les commentaires émis pour C1 s'appliquent également à C7, illustrant la grande similitude entre les phases de croissance P1 et P2.

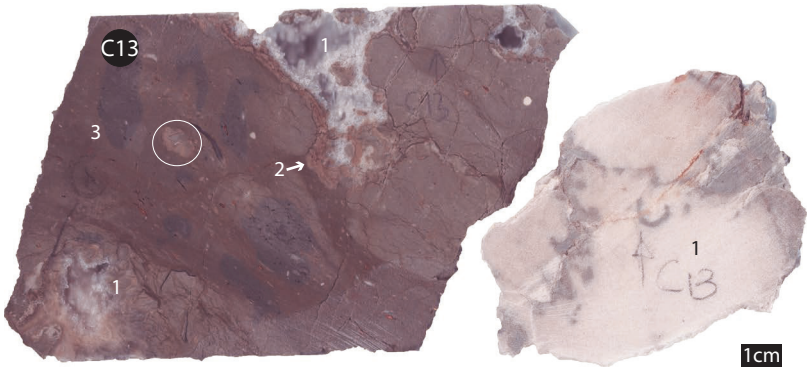
C13: Carotte C13 prélevée dans la première sous-phase de la troisième phase de croissance (P3.1) de l'intervalle récifal de Loulle. L'encroûtement thrombolitique des colonies est particulièrement mince et essentiellement formé par *Lithocodium*. Le sédiment est abondant et riche en débris de crinoïdes (points millimétriques blancs). Il contient également des débris thrombolitiques remaniés (zone entourée en blanc). Les colonies coralliennes sont particulièrement massives, avec une morphologie généralement en boule.

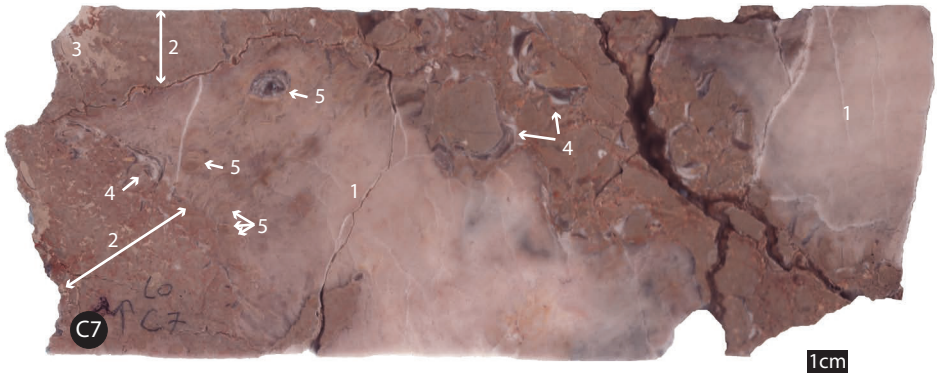
C4: Carotte C4 prélevée dans la seconde sous-phase et la base de la troisième sous-phase de la troisième phase de croissance (P3.2 et P3.3) de l'intervalle récifal de Loulle. Contrairement aux autres carottes, celle-ci a été prélevée verticalement. Le tracé en pointillé suit approximativement la surface oxydée qui marque le passage de P3.2 à P3.3. La surface est encroûtée par des serpules et des thrombolites. Elle sert également de substrat à la nouvelle génération de coraux. Certains tubes de serpules peuvent être observés dans P3.2, participant à l'encroûtement des colonies coralliennes au même titre que les thrombolites.

C11: Carotte C11 prélevée dans la troisième sous-phase de la troisième phase de croissance (P3.3) de l'intervalle récifal de Loulle. Dans cette sous-phase, le sédiment est très abondant. Les encroûtements thrombolitiques sont généralement minces. Ils présentent localement des épaississements et forment de petites colonnes érigées (flèches sinueuses). La surface d'arrêt de sédimentation recoupée sert de substrat aux microbialites, aux serpules et aux coraux.

Evolution de la trame construite dans les bioconstructions de Loulle







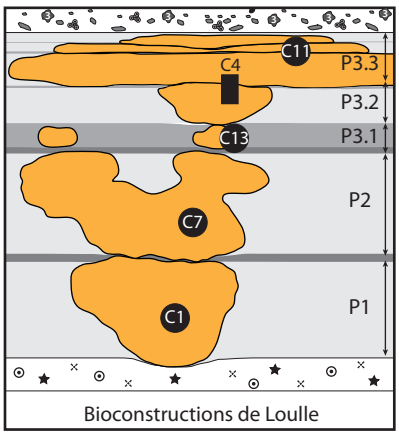


PLANCHE 29

Récifs du Morillon

a: Intervalle récifal et barre bioclastique précédant l'intervalle étudié au Morillon. b et c correspondent à la position des échantillons illustrés respectivement en b et en c. Les masses jaunes symbolisent les zones bio-construites.

b: Coraux branchus encroûtés par des microbialites riches en nubéculaires et *Tubiphytes*. Echantillon Mor 34, prélevé dans l'intervalle récifal qui précède l'intervalle étudié (LPNA).

c: Calice de Stylinidé. Echantillon Mor 34, prélevé dans l'intervalle récifal qui précède l'intervalle étudié (LPNA). Sur la photo b, les calices intégralement recristallisés appartiennent à la même colonie que le calice représenté ici.

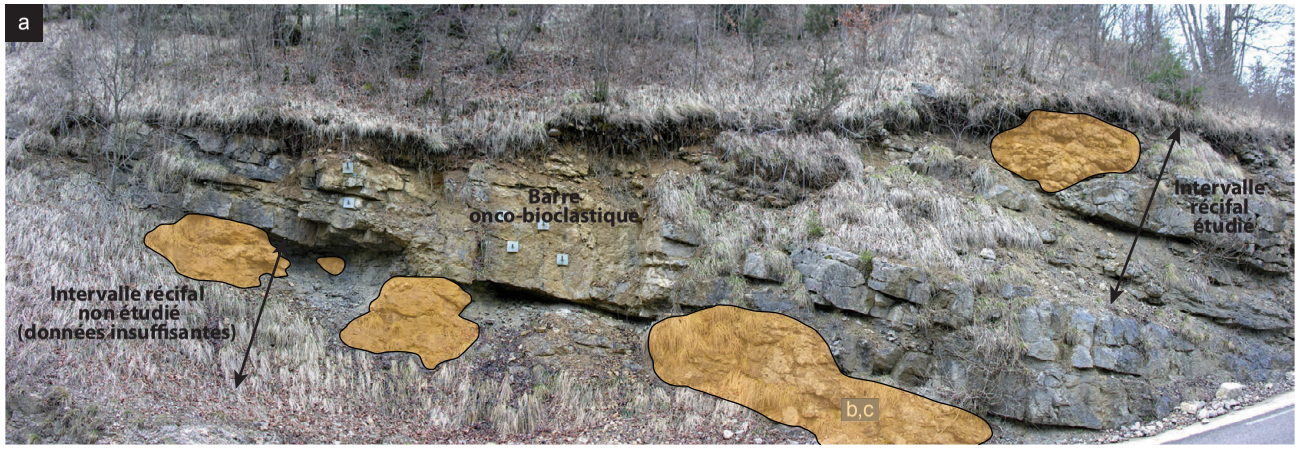
d: Packstone-grainstone onco-bioclastique riche en échinodermes. Echantillon Mor 35, prélevé dans la barre onco-bioclastique qui précède l'intervalle récifal étudié (LPNA).

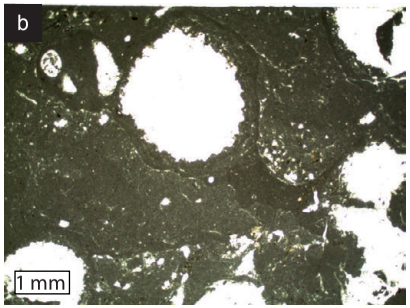
e: Micro-packstone à péloïdes très fins et très bien triés. A cette échelle, la lamination faiblement entrecroisée peut encore être distinguée. Echantillon Mor 37, prélevé dans les alternances marno-calcaires de la partie inférieure de l'intervalle récifal étudié (LPNA).

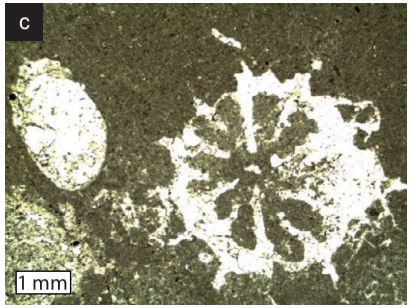
f: Packstone-grainstone onco-bioclastique riche en échinodermes. Echantillon Mor 38, prélevé dans la partie supérieure de l'intervalle récifal étudié (LPNA). Noter la grande similitude avec l'échantillon Mor 35 illustré en d.

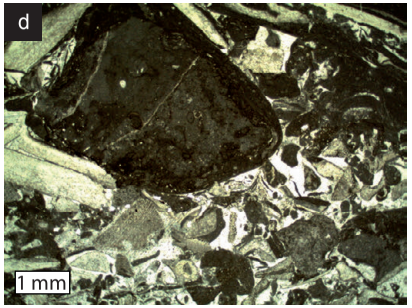
g: Intervalle récifal étudié. Les étoiles rouges représentent les échantillons prélevés. d, e et f correspondent à la position des échantillons illustrés respectivement en d, e et f. Les masses jaunes symbolisent les zones bio-construites.

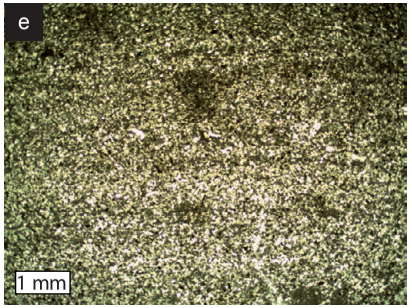
Récifs du Morillon

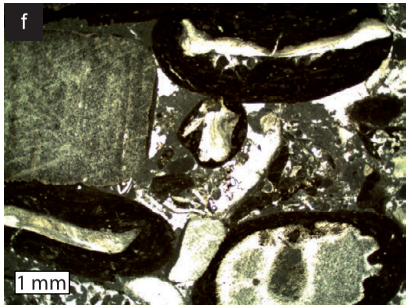












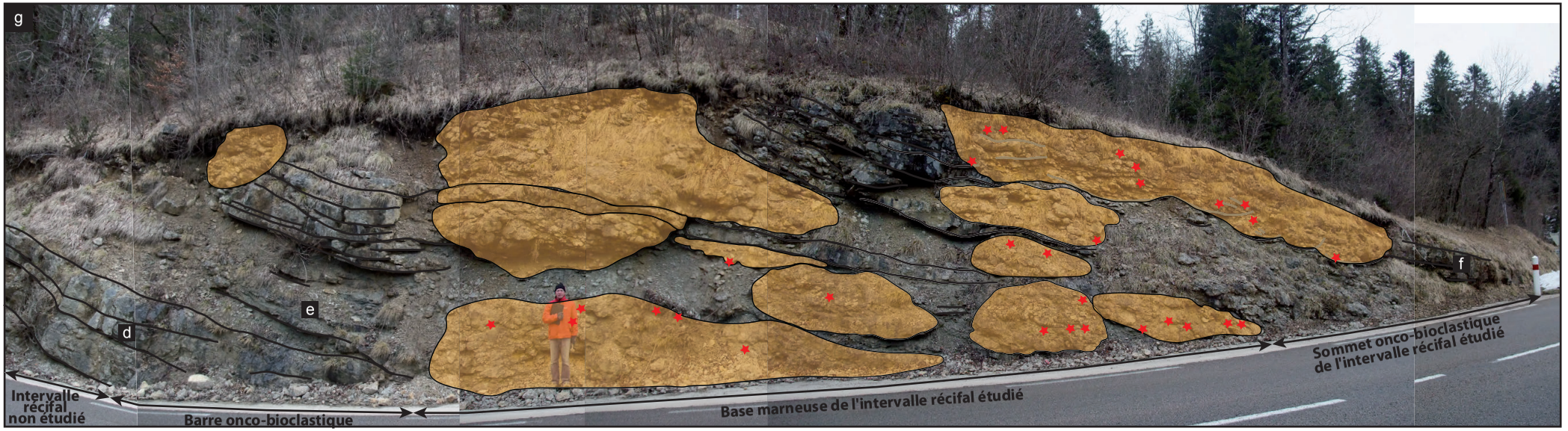


PLANCHE 30
Cathodoluminescence

a: Perforations (1) probablement effectuées par des éponges perforantes dans une coquille d'huître (2). Le sédiment est extrêmement luminescent (3) et s'est insinué dans les perforations. Le spécimen n'a pas été retenu pour l'analyse isotopique. Normandie, échantillon Criq 4_1_2.

b: Coquille d'huître non luminescente. Seules quelques perforations sont luminescentes en périphérie (flèches). Ces perforations sont probablement dues à l'action de bivalves perforants. La partie centrale de la section a été échantillonnée pour l'analyse isotopique. Jura, échantillon Lou 3.

c: Deux types de micro-perforations affectant une coquille d'huître non luminescente. Ces perforations sont typiquement des «micro-borings» dont les auteurs peuvent être très divers (microbes, éponges...). De telles perforations conduisent à la micritisation des bioclastes. Le spécimen n'a pas été retenu pour l'analyse isotopique. Jura, échantillon Mor 11_4.

d: Coquille d'huître globalement non luminescente (1), mais partiellement recristallisée (2) et encroûtée par des serpules très luminescentes (3). Les parties non luminescentes de la coquille d'huître ont été prélevées pour l'analyse isotopique. Normandie, échantillon Cro 9_4.

e: Certaines stries de croissance extrêmement luminescentes (1) contrastent avec des zones peu luminescentes (2) de cette coquille d'huître, mais ne semblent pas liées à une modification importante de la structure du carbonate de calcium. Des fractures remplies de calcite luminescente (3) affectent également le test par endroit. Par mesure de précaution, aucun prélèvement n'a été effectué sur ce type de spécimen. Jura, échantillon Lo C7_2 .

f: Partie foliée d'une coquillle d'huître recristallisée. La recristallisation s'effectue de manière différentielle en fonction des stries et incréments de croissance (1: incrément non recristallisé, 2: incrément intégralement recristalisé). Le spécimen n'a pas été retenu pour l'analyse isotopique. Jura, échantillon Bal 9_2.

g: Coquille de *Pinna* en section transverse. Les *Pinnas* sont particulièrement affectées par la diagénèse et sont généralement inutilisables pour les analyses isotopiques. La couche la plus externe du test (1) est généralement très luminescente. Les recristallisations dans l'épaisseur de la coquille (2) présentent fréquemment un pattern «en grillage» caractéristique. Jura, échantillon Bal 1_4.

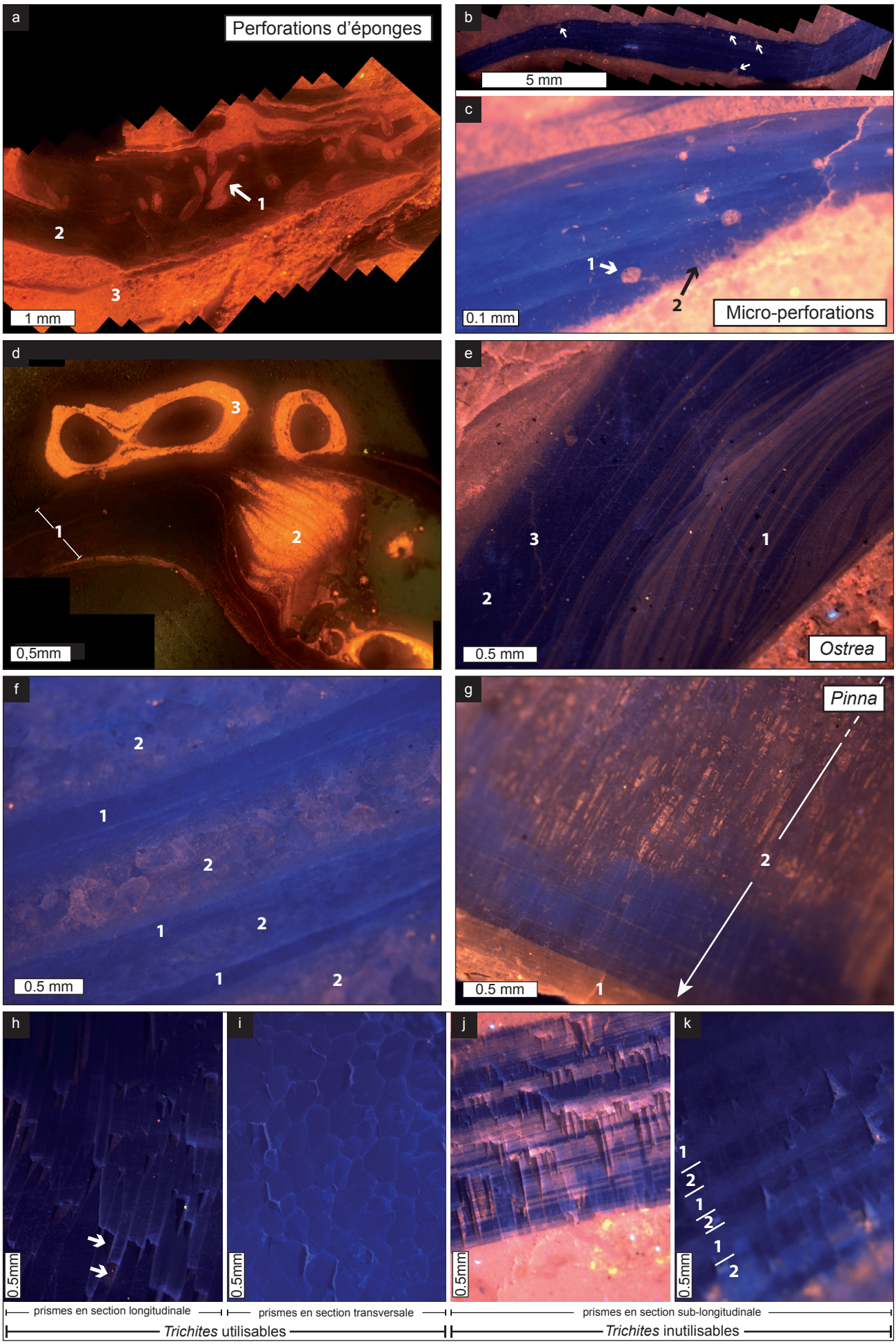
h: Section d'une coquille de *Trichites* mettant en évidence les prismes de calcite qui composent le test. Les prismes sont non luminescents. Ce spécimen a été utilisé pour les analyses isotopiques. Une faible luminescence apparait entre les prismes (flèches). Probablement liée à un résidu de matière organique, elle ne traduit pas une modification chimique du carbonate prélevé. Jura, échantillon Bal 4_1.

i: Section d'une coquille de *Trichites* réalisée perpendiculairement aux prismes qui composent le test. Les prismes sont non luminescents. Ce spécimen a été utilisé pour les analyses isotopiques. Comme dans la photo précédente, une faible luminescence apparait entre les prismes. Jura, échantillon Bal 1_2_1.

j: Section d'une coquille de *Trichites* dont les prismes de calcite sont parcourus transversalement par des lignes à luminescence variable qui correspondent à une altération chimique différentielle de certains incréments de croissance. Jura, échantillon Mor 3_3.

k: Une luminescence très faible est observée selon les incréments de croissance de cette portion de coquille de *Trichites*. Ce type de coquille a été analysé. Le $\delta^{18}O$ de ces coquilles est anormalement bas. Jura, échantillon Bal 7_2.

Cathodoluminescence



Annexes

Annexe 1 : Légende des figurés utilisés dans cette thèse

Annexe 2 : Liste coupe par coupe des échantillons et de leurs faciès associés

Annexe 3 : Liste des échantillons coralliens et déterminations associées

Annexe 4 : Liste des échantillons utilisés pour les analyses isotopiques et mesures associées.

Annexe 1: légende

Textures

B Boundstone
G Grainstone
P Packstone
W Wackestone
M Mudstone
m Marls

Structures biogéniques

Récifs coralliens
Bioturbation
Bioperforation
Trace de dinosaure (en section)
Pistes de dinosaures

Structures sédimentaires

Rides de courant
Rides de vagues
Stratification entrecroisée
Stratification entrecroisée à très faible angle
Stratification plane parallèle
HCS
Chenaux
Lamine micritique
Lamine de grainstone à péloïdes
o Surface oxydée
Keystone vugs

Structures de desiccation et d'évaporation

Polygone de dessiccation
Dolomie
Pseudomorphoses de gypse
Birds eyes
Ménisques

Abondance des grains

Abondant
Fréquent
Commun
Rare à commun
Rare
Abondance d'un type de grains présent uniquement dans des lithoclastes

Faciès et microfaciès

Grains non squelettiques

mm 1 0,5 Ooïdes radiaires (type 3 d'après Strasser, 1986)
mm 1 0,5 Ooïdes micritiques (type 1 d'après Strasser, 1986)
Péloïdes
Extraclastes de grainstone péloïdal
Clastes micritiques (extra- ou intraclastes)
Extraclastes oolithiques
Extraclastes à rhaxes et quartz
Intraclastes
Aggrégats
Galets noirs
Oncoïdes (type λ)

Grains squelettiques

Echinodermes
Articles de crinoïdes
Coraux
Coraux remaniés
Débris de coraux
Débris de coraux oncolithisés
Rhaxels
Eponges calcaires
Stromatoporidés massifs
Cladocoropsis mirabilis
Ostracodes
Ammonites
Gasteropodes indéterminé
Nérinées
Nérinées oncolithisées
Naticidés
Harpagodes
Bivalves
Huîtres encroûtantes
Brachiopodes
Bryozoaires
Serpulidés
Charophytes
Grands foraminifères agglutinants complexes
Nautiloculina oolithica
Textulariidae bi/tri-sériés
Lenticulina
Miliolidés
Epistomina
Molherina basiliensis
Bullopora
Placopsilina
Troglotella incrustans
Tubiphytes
Foraminifères nubéculaires
Dasicladacées
Cayeuxia
Thaumatoporella
Bacinella irregularis
Lithocodium aggregatum
Encroûtements microbiens
Bioclastes indifférentiés
Débris végétaux

Lithologies

Calcaires
Calcaires rognoneux
Calcaires esquilleux
Calcaires argileux
Calcaires argileux plaquetés
Marnes
Marnes grumeleuses

Interprétation séquentielle

Limite de séquence
Surface de transgression
Limite de séquence et surface de transgression confondues
Diminution de l'accommodation
Intervalle de maximum d'inondation
Augmentation de l'accommodation

Annexe 2

Facies des échantillons prélevés dans les coupes du Jura (1/2)

Environnement de dépôt	Faciès	Coupes									
		Champfromier	Chancia	Molinges	Morillon	Loulle	Châtelaine	Ballerne	Mont Rivel	La Main	Consolation
Offshore inférieur	Offshore inférieur (Oi)										
	Oi1	Av 1-4; Av 6-8 ; Av 12-15 ; Av 17-21 ; Av 25-26 ; Av 42-49 ; Av 54-59									
	Oi2	Av 5 ; Av 9-11 ; Av 27 29									Co 1, Co 3-3', Co 5, Co 9-12, Co 16-18
Offshore supérieur	Offshore supérieur (Os)										
	Os1	Av 41 ; Av 52-53									
	Os2	Av 50-51 ; Av 60-63									
	Os3	Av 39-40									
	Os4						gCh1		Riv 1-4, Riv 6'-8', Riv8,1, Riv8,2, Riv9'		
	Os5		Ch 2-3								
	Os6		Ch 3'								
	Os7				Mor 27-31	Lou 20-21, Lou 24-26, Lou 29, Lou 31-32, Lou 36	pCh 27-28, pCha 30		Riv 45-52		
	Os8				Mor 34, Mor 37	Lou 18- 19, Lou 22-23, Lou 27, Lou 33-35, Lou 37	pCh 27-28, pCha 30				
	Os8b										
	Os9		Ch 107, Ch 109, Ch 144		Mor 105					LM 68-69, LM 74-75	Co 89, Co 91-92, Co 108, Co 112
	Os10										Co 4, Co 15
Avant barres	Avant barres (Ab)										
	Ab1		Ch 1, Ch 3''-9, Ch10-12?		Mor 32, Mor 35-36, Mor 38				Riv 23-29, Riv 34-35		
	Ab2	Av 16 ; Av 22-24; Av30-32 ; Av 36									
	Ab3	Av 33-35b									Co 2, Co 6-8, Co 13-14, Co 80
	Ab4		Ch 110, Ch 132, Ch 135-136, Ch 148-149		Mor 101, Mor 106, Mor 110			Bal 106-107, Bal 110		LM 49-50, LM 53, LM 55, LM 70-71, LM 73	Co 87-88, Co 90, Co 94-96, Co 109-110, Co 113-114
	Ab5		Ch 100, Ch 102, Ch 106, Ch 108, Ch 111-112, Ch 119, Ch 133-134, Ch 137-141, Ch 145-147, Ch 150-151		Mor 102-104, Mor 107-109, Mor 111, Mor 113, Mor 116-117			Bal 105, Bal 108-109, Bal 111		LM 54, LM 56, LM 67	Co 93, Co 97, Co 111
Barres externes	Barres externes (Be)										
	Be1	Av 37-38			Mor 33						
	Be2		Ch 13-14, Ch 23	Mol 1-2, Mol 4-5, Mol 8''', Mol 22-23, Mol 27, Mol 32-33, Mol 35-36							
	Be3		Ch 15-17, Ch 19, Ch 22, Ch 25, Ch 30	Mol 3, Mol 6-8'', Mol 9-13, Mol 16-21, Mol 24-26, Mol 28-31	Mor 78-82	Lap 1-4		Bal 49-54, Bal 57-58		LM 81-83	
	Be4					Lou 28', Lou 30-30''	pCh 31-32			LM 77-80, LM 86-87	
	Be5				Mor 1-21, Mor 23	Lou 13-17, Lou 28	gCh 2-9, pCh26		Riv 6-22		
	Be5b										
	Be6		Ch 18, Ch 20-21, Ch 24, Ch 26-29, Ch 31-32	Mol 14-15	Mor 58-59, Mor 66-68, Mor 71, Mor 76			Bal 43-44, Bal 55-56, Bal 76-78		LM 84-85	
Lagons non-restreints	Lagons non-restreints (Lnr)										
	Lnr1					Lou 38-41, Lou 46-47, Lou 51- 53, Lou 65	gCh 11, gCh 15-16 pCh 8, pCh 16		Riv 42		
	Lnr1b										
	Lnr2				Mor 22, Mor 39-43	Lou 1, Lou 3, Lou 42-45, Lou 48-50, Lou 55-56, Lou 66, Lou 77-78	gCh 17, pCh 9-12, pCh 17		Riv 36-37,Riv 41, Riv 43		
	Lnr2b										
	Lnr3					Lou 2, Lou 4, Lou 6-13	gCh 9'-10, gCh 13-14, pCh 6-7, pCh 13, pCh 15, pCh 18-20, pCh 22-25, pCh 29		Riv 44		
	Lnr4				Mor 83			Bal 42, Bal 45-48, Bal 59-63, Bal 65			Co 26, Co 28-33, Co35
	Lnr5				Mor 48-49, Mor 52-53, Mor 56-57, Mor 60-65, Mor 69-70, Mor 72-77	Lou 127, Lou 133-138		Bal 27-28, Bal 33-36			
	Lnr6				Mor 54-55	Lou 126, Lou 128, Lou 132		Bal 18-19,Bal 22, Bal 25-26, Bal 30-31			
	Lnr7					Lou 129-131		Bal 20-21, Bal 23-24, Bal 29, Bal 37-40			

Environnement de dépôt	Facies	Facies des échantillons prélevés dans les coupes du Jura (2/2)									
		Coupes									
		Champfromier	Chancia	Molinges	Morillon	Loulle	Châtelaine	Ballerne	Mont Rivel	La Main	Consolation
Lagons semi-restreints		Lagons semi-restreints (Lsr)									
	Lsr1		Ch 96-97, Ch 152-156		Mor 90-92, Mor 115, Mor 118-119					LM 60-66, LM 72	Co 98, Co 101-103, Co 106
	Lsr2		Ch 85, Ch 117, Ch 121, Ch 125, Ch 127								Co 27, Co 34, Co 36-37
	Lsr3		Ch 37-38, Ch 43-44, Ch 46, Ch 49, Ch 55, Ch 68, Ch 72, Ch 79-80, Ch 113	Mol 34, Mol 37, Mol 48	Mor 89						
	Lsr4		Ch 34, Ch 47, Ch 50, Ch 158-159	Mol 38, Mol 42, Mol 44	Mor 84-85			Bal 64, Bal 69-70, Bal 72, Bal 74			
	Lsr5		Ch 36, Ch 39-40, Ch 48, Ch 51, Ch 53, Ch 56, Ch 61, Ch 67, Ch 101, Ch 115, Ch 126	Mol 40, Mol 43	Mor 86-87	Lou 106-109		Bal 75, Bal 85, Bal 91-92, Bal 103			
Barres et plages internes		Barres et plages internes (Bi)									
	Bi1				Mor 44-47, Mor 50-51	Lou 5	pCh1-5, pCh 14, pCh 21-25, gCh 12		Riv 5, Riv 10', Riv 39-40		
	Bi2					Lou 62-64, Lou 67-71, Lou 75-76, Lou 79					
	Bi3		Ch 33, Ch 45, Ch 59-60, Ch 62-66, Ch 69-71, Ch 78, Ch 81-84, Ch 87-88, Ch 90, Ch 114, Ch 116, Ch 118, Ch 120		Mor 93	Lou 61, Lou 113, Lou 116-120		Bal 5-6, Bal 9-11, Bal 14-15, Bal 66-67, Bal 71, Bal 73, Bal 83, Bal 93			Co 23-25
	Bi4		Ch 41-42, Ch 73-74,			Lou 54, Lou 57-60, Lou 72-74, Lou 110-112		Bal 68, Bal 94			Co 79
Lagons restreints		Lagons restreints (Lr)									
	Lr1		Ch 35, Ch 57-58, Ch 86, Ch 89, Ch 91-95, Ch 98-99, Ch 103-105, Ch 122-124, Ch 128-131, Ch 142-143, Ch 157	Mol 39, Mol 41, Mol 49	Mor 94-100, Mor 112, Mor 114			Bal 79-82, Bal 84, Bal 86-90, Bal 95-102, Bal 104		LM 1-19, LM 22, LM 24-29, LM 31-33, LM 35, LM 37-44, LM 46, LM 48, LM 51-52, LM 57, LM 59	Co 39-72, Co 74, Co 76-78, Co 83, Co 85-86, Co 99-100, Co 104-105
	Lr2									LM 20-21, LM 23, LM 30, LM 34, LM 36, LM 45, LM 47, LM 58	Co19-22, Co 38, Co 73, Co 75,Co 81-82, Co 84,
Tidal-flats		Tidal-flats (Tf)									
	Tf1		Ch 52, Ch 75-77								
	Tf2			Mol 45-47	Mor 24-26?	Lou 100-105, Lou 114-115		Bal 1-4, Bal 7-8, Bal 12-13, Bal 16-17, Bal 41			
	Tf3			couches de Molinges							

Annexe 3

| Intervalles récifaux et coralliens du Mont Rivel | | |

Intervalles récifaux et coralliens du Mont Rivel

		Genres →	*Thamnasteria*	*Actinaraea*	*Microsolena*	*Dimophyllaea*	*Comoseris*	*Meandraraea*	*Trochoseris*	*Latomeandra*	*Latiastrea*	*Fungiastrea*	*Stylina*	*Stylosmilia*	*Pseudocoenia*	*Heliocoenia*	*Cladophyllia*	*Enallhelia*	*Isastrea*	*Complexastrea*	*Thecosmilia*	*Montivaltia*	*Clausastrea*	*Dermosmilia*	*Epistreptophyllum*	*Calamophylliopsis*	*Rhipidogyra*	*Alloceonia*	*Kobyastrea*	*Cryptoceonia*	indéterminés	
		N° d'échantillons ↓																														
Intervalle corallien du Mont Rivel	Echantillons	4.16																													1	
		4.17_1	1																													
		4.17_2																													1	
		4.18_1	1																													
		4.18_2																						1								
		4.18_3							1																							
		4.19	1																													
		4.20																													1	
		4.21	1																													
		4.22	1																													
		4.23																													1	
		4.24									1																					
		4.25	1																													
		4.26																													1	
		4.27	1																													
Total intervalle corallien			35	0	1	0	1	0	1	0	3	0	4	0	0	0	0	8	2	0	0	0	1	8	0	1	0	0	0		15	n=80
% Total intervalle corallien			43,8	0,0	1,3	0,0	1,3	0,0	1,3	0,0	3,8	0,0	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,0	2,5	0,0	0,0	0,0	1,3	10,0	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	18,8	

Intervalle récifal de Loulle

		Familles	Fungiidés	Actinacididae	Microsolenidae					Latomeandridae			Stylinidae			Agathelidae	Cladophyllidae	Euhellidae	Montivaltiidae					Dermosmiliidae			Rhypidogyridae	Actinastraeidae	Kobyastraeidae	Cyathophoridae	
		Genres →	*Thamnasteria*	*Actinaraea*	*Microsolena*	*Dimophyllaea*	*Comoseris*	*Meandraraea*	*Trochoseris*	*Latomeandra*	*Latiastrea*	*Fungiastrea*	*Stylina*	*Stylosmilia*	*Pseudocoenia*	*Heliocoenia*	*Cladophyllia*	*Enallhelia*	*Isastrea*	*Complexastrea*	*Thecosmilia*	*Montivaltia*	*Clausastrea*	*Dermosmilia*	*Epistreptophyllum*	*Calamophylliopsis*	*Rhipidogyra*	*Alloceonia*	*Kobyastrea*	*Cryptoceonia*	indéterminés	
		N° d'échantillons ↓																														
Intervalle récifal de Loulle	Phase 1	LOC1_1	2																													
		LOC1_2												1																		
		LOC1_3																								1						
		LOC1_4										1																				
		LOC1_5													1																	
		LOC2_1	1																													
		LOC2_2																	1													
		LOC2_3			1																											
		LOC2_4																1														
		LOC5_1													1																	
		LOC5_2																												1		
		LOC5_3																2														
		LOC5_4											1																			
		LOC5_5			1																											
		LOC5_6																	1													
		LOC5_7	1																													
		LOC5_8																						1								
		LOC5_9		1																												
		LOC5_10																					1									
		LO7_1				1																										
		LO7_2			1																											
		LO7_3	1																													
		LO8																						1								
		LO9_1	1																													
		LO9_2																	1													
		LO9_3																						1								
		LO10_1			1																											
		LO11	1																													
		LO11_2																	1													
		LO12																		1												
		LO13_1											1																			
		LO13_2			1																											
		LO13_3	1																													
		LO14_1	1																													
		LO14_2											1																			
		LO14_3		1																												
		LO15_1																											1			
		LO15_2																			1											
		LO15_3													1																	
		LO16_1			1																											
		LO16_2																1														
		LO16_3																								1						
		LO16_4																													1	
		LO17_1											1																			
		LO17_2																													1	
		LO18_1		1																												
		LO18_2																1														
		LO18_3																													1	
		LO18_4										1																				
		LO19_1																1														
		LO19_2			1																											
		LO19_3																													1	
		LO20_1																1														
		LO20_2																													1	
		LO20_3		1																												
		LO20_4			1																											
		LO21													1																	
		LO22	1																													
		LO23_1													1																	
		LO23_2		1																												
		LO24_1			1																											
		LO24_2																			1											
		LO56	1																													
		LO57	1																													
		LO58	1																													
		LO59_1	1																													
		LO59_2											1																			
		LO59_3			1																											
		LO60_1			2																											
		LO60_2	1																													
		LO60_3																1														
		LO61_1			1																											
		LO61_2	1																													
Total phase 1			16	5	13	1	0	0	0	0	0	2	5	1	5	0	0	8	4	1	2	0	1	3	0	2	0	1	1	0	5	n=76
% Total phase 1			21,1	6,6	17,1	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	6,6	1,3	6,6	0,0	0,0	10,5	5,3	1,3	2,6	0,0	1,3	3,9	0,0	2,6	0,0	1,3	1,3	0,0	6,6	

Intervalle récifal de Loulle			Genres →	Thamnasteria	Actinarsaea	Micrastelena	Dimopharaea	Comoseris	Meandrinaea	Trochariaea	Latomeandra	Latiastrea	Fungiastrea	Stylina	Stylocamilla	Pseudobocenia	Helioceonia	Cladophyllia	Erelliella	Isastrea	Complexastrea	Theocamilia	Montivaltia	Clausastrea	Dermosmilia	Epistreptophyllum	Calamophyll(ops)is	Rhipidogyra	Alloceonia	Kobyastrea	Cryptoceonia	indéterminés	
			N° d'échantillons ↓																														
Intervalle récifal de Loulle	Phase 2	Sous-phases indifférenciées	LOC6_1																1														
			LOC6_2	2																													
			LOC6_3				1																										
			LOC6_4													1																	
			LOC6_5		1																												
			LOC6_6																						1								
			LOC6_7																								1						
			LOC7_1			1																											
			LOC7_2																	1													
			LOC7_3											1																			
			LOC7_4	1																													
			LOC8_1																							1							
			LOC8_2	1																													
			LOC9									1																					
			LO25_1			1																											
			LO25_2				1																										
			LO25_3	1																													
			LO26			1																											
			LO27	1																													
			LO28																1														
			LO29_1			1																											
			LO29_2											1																			
			LO30_1																	1												1	
			LO30_2			1																										1	
			LO31_1																1														
			LO31_2	1																													
			LO32_1	1																													
			LO32_2											1																			
			LO32_3					1																									
			LO32_4			1																											
			LO33_1																1														
			LO33_2																						1								
			LO33_3			1																											
			LO34_1			1																											
			LO34_2													1																	
			LO35_1			1																											
			LO35_2													1																	
			LO35_3	1																													
			LO36			1																											
			LO37_1																1														
			LO37_2											1																			
			LO37_3					1																									
			LO37_4	1																													
			LO37_5			1																											
			LO38_1	1																													
			LO38_2			1																											
			LO39			1																											
			LO40																														
			LO41_1	1																													
			LO41_2			1																											
			LO41_3											1																			
			LO41_4																													1	
			LO42_1											1																			
			LO42_2	1																													
			LO42_3			1																											
			LO43_1											1																			
			LO43_2	1																													
			LO44_1									1																					
			LO45_1	1																													
			LO45_2			1																											
			LO45_3																													1	
			LO46_1																	1													
			LO46_2			1																											
			LO47													1																	
			LO48_1											1																			
			LO48_2																1														
			LO49_1									1																					
			LO49_2			1																											
			LO49_3	1																													
			LO49_4											1																			
			LO50_1											1																			
			LO50_2																													1	
			LO51											1																			
			LO52																	1													
			LO53			1																											
			LO54			1																											
			LO55_1																	1													
			LO55_2			1																											
			LO55_3																													1	
			LO62	Sédiment																													
			LO63	1																													
			LO64_1												1																		
			LO64_2											1																			
			LO64_3																													1	
			LO107_1	1																													
			LO107_2			1																											
			LO107_3																						1								
			LO108									1																					
			LO109_1			1																											
			LO109_2													1																	
			LO109_3	1																													
			Total phase 2	19	1	23	2	2	0	0	0	4	0	12	1	5	0	0	5	6	0	0	0	0	3	1	0	1	0	0	0	7	n=92
			% Total phase 2	20,9	1,1	25,3	2,2	2,2	0,0	0,0	0,0	4,4	0,0	13,2	1,1	5,5	0,0	0,0	5,5	6,6	0,0	0,0	0,0	0,0	3,3	1,1	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	7,7	
	Phase 3	Sous-phase 3.1	LOC13_1											1																			
			LOC13_2			1																											
			LOC13_3		1																												
			LOC14		1																												
			LO84_1																							1							
			LO84_2																				1										
			LO84_3	1																													
			LO84_4			1																											
			LO100	1																													
			LO101			1																											
			LO102_1	1																													
			LO102_2			1																											
			LO102_3									1																					
			LO103_1	1																													
			LO103_2			1																											
			Total sous-phase 3.1	4	2	5	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	n=15
			% Total sous-phase 3.1	26,7	13,3	33,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,7	0,0	6,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,7	0,0	0,0	0,0	6,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	

Intervalle récifal de Loulle

Intervalle récifal de Loulle		Genres →	*Thamnasteria*	*Actinaraea*	*Microsolena*	*Dimopharaea*	*Comoseris*	*Meandraraea*	*Trocharaea*	*Latomeandra*	*Latiastrea*	*Fungiastrea*	*Stylina*	*Stylosmilia*	*Pseudocoenia*	*Heliocoenia*	*Cladophyllia*	*Enallhelia*	*Isastrea*	*Complexastrea*	*Thecosmilia*	*Montivallia*	*Clausastrea*	*Dermosmilia*	*Epistreptophyllum*	*Calamophylliopsis*	*Rhipidogyra*	*Alloceonia*	*Kobyastrea*	*Cryptoceonia*	indéterminés	
		N° d'échantillons ↓																														
Phase 3	Sous-phase 3.2	LOC3_1											1																			
		LOC3_2			1																											
		LOC3_3	1																													
		LOC3_4																					1									
		LOC4_1											1																			
		LOC4_2																					1									
		LOC12_1																				1										
		LOC12_2	1																													
		LOC12_3											1																			
		LOC12_4																													1	
		LOC12_5																													1	
		LOC15_1																		1												
		LOC15_2			3																											
		LOC15_3											1																			
		LOC15_4	2																													
		LOC15_5																	1													
		LO1_1			1																											
		LO1_2											1																			
		LO1_3	1																													
		LO1_4							1																							
		LO2_1			1																											
		LO2_2																													1	
		LO3			1																											
		LO5											1																			
		LO75			1																											
		LO76_1											1																			
		LO76_2																1														
		LO76_3																													1	
		LO81_1			1																											
		LO81_2	1																													
		LO82											1																			
		LO83_1	1																													
		LO83_2			1																											
		LO85_1											2																			
		LO85_2			1																											
		LO85_3	1																													
		LO86_1											1																			
		LO86_2																1														
		LO87_1	1																													
		LO87_2			1																											
		LO88_1											1																			
		LO88_2			1																											
		LO88_3	3																													
		LO104_1											1																			
		LO104_2			1																											
		LO104_3																													1	
		LO105			1																											
		LO106_1											1																			
		LO106_2	1																													
		LO106_3																						1								
	Total sous-phase 3.2		13	0	15	0	0	0	1	0	0	0	14	0	0	0	0	2	1	1	0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	5	n=56
	% Total sous-phase 3.2		23,2	0,0	26,8	0,0	0,0	0,0	1,8	0,0	0,0	0,0	25,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	1,8	1,8	0,0	1,8	0,0	5,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,9	
	Sous-phase 3.3	LOC10_1																			1											
		LOC10_2																1														
		LOC10_3								1																						
		LOC10_4			1																											
		LOC11_1			1																											
		LOC11_2													1																	
		LOC11_3																1														
		LOC11_4																						1								
		LO4_1																1														
		LO4_2																				1										
		LO4_3			1																											
		LO6																														
		LO65			1																											
		LO66_1									1																					
		LO66_2																													1	
		LO68											1																			
		LO69_1											1																			
		LO69_2																				1										
		LO69_3																1														
		LO69_4			1																											
		LO69_5																							1							
		LO70			1																											
		LO71_1																				1										
		LO71_2																		1												
		LO72_1	1																													
		LO72_2			1																											
		LO73_1									1																					
		LO73_2			1																											
		LO74_1	1																													
		LO77																		1												
		LO78																		1												
		LO79_1											1																			
		LO79_2									1																					
		LO80_1						1																								
		LO80_2									1																					
		LO80_3		1																												
	Total sous-phase 3.3		2	1	8	0	0	1	0	1	4	0	3	0	1	0	0	4	0	3	1	3	0	1	1	0	0	0	0	0	1	n=35
	% Total sous-phase 3.3		5,7	2,9	22,9	0,0	0,0	2,9	0,0	2,9	11,4	0,0	8,6	0,0	2,9	0,0	0,0	11,4	0,0	8,6	2,9	8,6	0,0	2,9	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9	
	Total phase 3		19	3	28	0	0	1	1	1	5	0	18	0	1	0	0	6	1	4	1	5	0	4	1	1	0	0	0	0	6	n=106
	% Total phase 3		17,9	2,8	26,4	0,0	0,0	0,9	0,9	0,9	4,7	0,0	17,0	0,0	0,9	0,0	0,0	5,7	0,9	3,8	0,9	4,7	0,0	3,8	0,9	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	5,7	
Total récif			54	9	64	3	2	1	1	1	9	2	35	2	11	0	0	19	11	5	3	5	1	10	2	3	1	1	1	0	18	n=274
% Total récif			19,8	3,3	23,4	1,1	0,7	0,4	0,4	0,4	3,3	0,7	12,8	0,7	4,0	0,0	0,0	7,0	4,0	1,8	1,1	1,8	0,4	3,7	0,7	1,1	0,4	0,4	0,4	0,0	6,6	

Intervalle récifal du Morillon

		Familles	Funginides	Actinacilidae	Microsolenidae					Latomeandridae			Stylinidae			Agathelidae	Cladophyllidae	Euhelidae	Montlivaltiidae					Dermosmiliidae			Rhyplidogyridae	Actinastraeidae	Kobyastraeidae	Cyathophoridae	
		Genres →	*Thamnasteria*	*Actinaraea*	*Microsolena*	*Dimopharaea*	*Comoseris*	*Meandraraea*	*Trocharaea*	*Latomeandra*	*Latiastrea*	*Fungiastrea*	*Stylina*	*Stylosmilia*	*Pseudocoenia*	*Heliocoenia*	*Cladophyllia*	*Enallhelia*	*Isastrea*	*Complexastrea*	*Thecosmilia*	*Montivallia*	*Clausastrea*	*Dermosmilia*	*Epistreptophyllum*	*Calamophylliopsis*	*Rhipidogyra*	*Alloceonia*	*Kobyastrea*	*Cryptoceonia*	indéterminés
		N° d'échantillons ↓																													
Echantillons du sommet bioclastique		Mor 1_1			1																										
		Mor 1_2															1														
		Mor 1_3							1																						
		Mor 1_4																						1							

Intervalle récifal du Morillon																																			
	Genres →	*Thamnasteria*	*Actinarasa*	*Microsdena*	*Dimorpharaea*	*Comoseris*	*Meandrarasa*	*Trocharasa*	*Latomeandra*	*Latiastrea*	*Furgiastrea*	*Stylina*	*Stylocamilla*	*Pseudocoenia*	*Heliocoenia*	*Cladophyllia*	*Erallhelia*	*Isastrea*	*Complexastrea*	*Thecocamilia*	*Montivallia*	*Claustrea*	*Dermosmilia*	*Epistreptophyllum*	*Calamophylliopsis*	*Rhipidogyra*	*Alloocoenia*	*Kobyastrea*	*Cryptocoenia*	indéterminés						
Intervalle récifal du Morillon	N° d'échantillons ↓																																		
Echantillons du sommet bioclastique	Mor 1_5	1																																	
	Mor2_1		1																																
	Mor2_2																																		1
	Mor2_3																1																		
	Mor 3_1								1																										
	Mor 3_2																1																		
	Mor 3_3	1																																	
	Mor 3_4																			1															
	Mor 3_5			1																															
	Mor 3_6																																		1
	Mor 4_1		1																																
	Mor 4_2	1																																	
	Mor 4_3								1																										
	Mor 4_4																	1																	
	Mor 4_5															1																			
	Mor 4_6																				1														
	Mor 5_1	1																																	
	Mor 5_2			1																															
	Mor 5_3																																		1
Echantillons de la base marneuse	Mor 6_1		1																																
	Mor 6_2	1																																	
	Mor 6_3											1																							
	Mor 6_4																							1											
	Mor 7_1	1																																	
	Mor 7_2			2																															
	Mor 7_3																																	1	
	Mor 7_4																1																		
	Mor 8_1			1																															
	Mor 8_2																																	1	
	Mor 8_3	1																																	
	Mor 9_1			1																															
	Mor 9_2	1																																	
	Mor 9_3															1																			
	Mor 10_1		1																																
	Mor 10_2			1																															
	Mor 11-1																																		1
	Mor 11-2	1																																	
	Mor 11-3																1																		
	Mor 11-4			1																															
	Mor 11-5																																		1
	Mor 11-6							1																											
	Mor 11-7								1																										
	Mor 12_1								1																										
	Mor 12_2			1																															
	Mor 13_1																1																		
	Mor 13_2																							1											
	Mor 13_3			1																															
	Mor 13_4																			1															
Echantillons du sommet bioclastique	Mor 14_1			1																															
	Mor 14_2	1																																	
	Mor 14_3																							1											
	Mor 14_4							1																											
	Mor 15_1			1																															
	Mor 15_2																1																		
	Mor 15_3								1																										
	Mor 15_4																			1															
	Mor 15_5											1																							
	Mor 16	Sédiment																																	
	Mor 17_1																			1															
	Mor 17_2			1																															
	Mor 17_3																																		1
	Mor 17_4	1																																	
	Mor 17_5																1																		
	Mor 18_1	1																																	
	Mor 18_2																1																		
	Mor 19_1																1																		
	Mor 19_2								1																										
	Mor 19_3			1																															
Echantillons de la base marneuse	Mor 20_1	1																																	
	Mor 20_2			2																															
	Mor 20_3																			1															
	Mor 21_1																1																		
	Mor 21_2	1																																	
	Mor 21_3			1																															
	Mor 21_4												1																						
	Mor 22_1			1																															
	Mor 22_2	1																																	
	Mor 23_1			1																															
	Mor 23_2																1																		
	Mor 23_3	1																																	
	Mor 23_4															1																			
	Mor 23_5													1																					
	Mor 24_1											1																							
	Mor 24_2			1																															
	Mor 24_3										1																								
	Mor 24_4	1																																	
	Mor 25_1																			1															
	Mor 25_2			1																															
	Mor 25_3																																	1	
	Mor 26_1	1																																	
	Mor 26_2			1																															
	Mor 26_3																						1												
	Mor 26_4																			1															
	Mor 27_1			1																															
	Mor 27_2																			1															
	Mor 27_3																1																		
	Mor 28_1			1																															
	Mor 28_2															1																			
	Mor 28_3																																	1	
	Mor 28_4								1																										
Echantillons du sommet bioclastique	Mor 29_1											1																							
	Mor 29_2			1																															
	Mor 29_3	1																																	
	Mor 29_4																	1																	
	Mor 30	Sédiment																																	
	Mor 31_1								1																										
	Mor 31_2																1																		
	Total Base marneuse	11	2	18	0	0	0	1	3	0	1	2	1	1	0	3	6	0	0	5	0	0	1	1	1	0	0	0	4	2	n=63				
	% Total Base marneuse	17,5	3,2	28,6	0,0	0,0	0,0	1,6	4,8	0,0	1,6	3,2	1,6	1,6	0,0	4,8	9,5	0,0	0,0	7,9	0,0	0,0	1,6	1,6	1,6	0,0	0,0	0,0	6,3	3,2					
	Total sommet bioclastique	8	2	8	0	0	0	2	5	0	0	2	0	0	0	2	7	2	0	3	1	0	1	1	0	0	0	0	0	4	n=48				
	% Total sommet bioclastique	16,7	4,2	16,7	0,0	0,0	0,0	4,2	10,4	0,0	0,0	4,2	0,0	0,0	0,0	4,2	14,6	4,2	0,0	6,3	2,1	0,0	2,1	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,3					
	Total Récif	19	4	26	0	0	0	3	8	0	1	4	1	1	0	5	13	2	0	8	1	0	2	2	1	0	0	0	4	6	n=111				
	% Total Récif	17,1	3,6	23,4	0,0	0,0	0,0	2,7	7,2	0,0	0,9	3,6	0,9	0,9	0,0	4,5	11,7	1,8	0,0	7,2	0,9	0,0	1,8	1,8	0,9	0,0	0,0	0,0	3,6	5,4					

Erratum: les spécimens identifiés au Morillon comme *Cryptocoenia* peuvent être assimilés à des *Pseudocoenia*

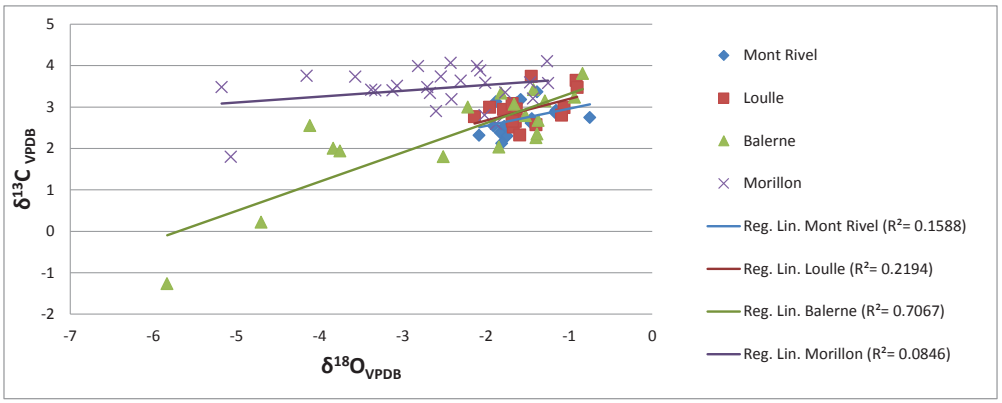
Annexe 4a analyses isotopiques des échantillons du Jura

Coupe d'échantillonnage	Echantillon	Détermination	δ13C VPDB	δ18O VPDB	Paléotempérature (Anderson & Arthur, 1983)	Moyennes de 13C	
Mont Rivel - 15 échantillons	**Riv-0-1**	*Nanogyra nana*	**2,746**	**-0,750**	17,044	2,937	
	Riv-0-3	*Deltoideum delta*	**3,128**	**-1,881**	21,965		
	Riv-1-6	*Ostrea sp.*	**2,533**	**-1,779**	21,508	2,610	
	Riv-1-13	*Ostrea sp.*	**2,380**	**-1,825**	21,714		
	Riv-1-23-1	*Ostrea sp.*	**2,917**	**-1,157**	18,774		
	Riv-C3-1	*Ostrea sp.*	**2,303**	**-1,744**	21,353	2,586	
	Riv-C3-2	*Ostrea sp.*	**2,541**	**-1,906**	22,076		
	Riv-C3-3	*Ostrea sp.*	**3,184**	**-1,581**	20,625		
	Riv-C3-4	*Ostrea sp.*	**2,318**	**-2,081**	22,871		
	Riv-3-0	*Ostrea sp.*	**3,101**	**-1,631**	20,850	2,861	
	Riv-3-13	*Ostrea sp.*	**2,868**	**-1,169**	18,828		
	Riv-3-25	*Ostrea sp.*	**2,613**	**-1,456**	20,077		
	Riv-4-7-1	*Ostrea sp.*	**3,369**	**-1,384**	19,763	2,737	
	Riv-4-10-1	*Ostrea sp.*	**2,124**	**-1,810**	21,647		
	Riv-4-10-2	*Ostrea sp.*	**2,718**	**-1,447**	20,035		
Loulle - 16 échantillons	**Lou-3**	*Ostrea sp.*	**2,943**	**-1,788**	21,546		
	Lou-15-1	*Ostrea sp.*	**3,083**	**-1,683**	21,082	3,412	
	Lou-15-3	*Ostrea sp.*	**3,742**	**-1,453**	20,064		
	Lou-44	*Ostrea sp.*	**3,643**	**-0,913**	17,734		
	Lou-109	*Ostrea sp.*	**3,473**	**-0,902**	17,687		
	Lo-20-1	*Ostrea sp.*	**2,708**	**-1,683**	21,080	2,786	
	Lo-47	*Ostrea sp.*	**2,515**	**-1,670**	21,020		
	Lo-56-1	*Ostrea sp.*	**2,656**	**-1,646**	20,915		
	Lo-56-2	*Ostrea sp.*	**2,993**	**-1,955**	22,299		
	Lo-63-1	*Ostrea sp.*	**2,956**	**-1,633**	20,858	2,669	
	Lo-63-2	*Ostrea sp.*	**2,987**	**-1,059**	18,356		
	Lo-64-1&bis	*Ostrea sp.*	**2,324**	**-1,593**	20,681		
	Lo-64-2	*Ostrea sp.*	**2,573**	**-1,397**	19,817		
	Lo-C1-1	*Ostrea sp.*	**2,770**	**-2,137**	23,125		
	Lo-C2-1	*Ostrea sp.*	**2,805**	**-1,091**	18,491		
	Lo-C7-1	*Ostrea sp.*	**2,658**	**-1,679**	21,063		
Balerne - 18 échantillons	**Bal-1-1&bis**	*Trichites sp.*	**2,036**	**-1,843**	21,797	2,692	
	Bal-1-2	*Trichites sp.*	**3,336**	**-1,817**	21,679		
	Bal-1-3	*Trichites sp.*	**2,263**	**-1,397**	19,819		
	Bal-1-8	*Trichites sp.*	**3,149**	**-1,291**	19,355		
	Bal-1-10	*Ostrea sp.*	**2,677**	**-1,371**	19,703		
	Bal-2-1	*Ostrea sp.*	**2,997**	**-2,217**	23,491	3,117	
	Bal-2-3	*Ostrea sp.*	**3,237**	**-0,933**	17,818		
	Bal-3-1	*Ostrea sp.*	**3,812**	**-0,837**	17,409		
	Bal-3-2 & bis	*Trichites sp.*	**2,555**	**-4,118**	32,681		Analyse suspecte
	Bal-3-3	*Trichites sp.*	**2,351**	**-1,385**	19,765	2,758	
	Bal-3-4	*Trichites sp.*	**2,006**	**-3,836**	31,257		
	Bal-3-5	*Ostrea sp.*	**3,066**	**-1,661**	20,980		
	Bal-4-1	*Trichites sp.*	**3,421**	**-1,428**	19,954	3,106	
	Bal-4-2	*Ostrea sp.*	**2,791**	**-1,525**	20,379		
	Bal-7-1 & bis	*Trichites sp.*	**0,222**	**-4,704**	35,700		Analyse suspecte
	Bal-8-1	*Trichites sp.*	**1,802**	**-2,513**	24,859		
	Bal-10-1 & bis	*Trichites sp.*	**-1,265**	**-5,835**	41,785	0,337	Analyse suspecte
	Bal-10-2	*Trichites sp.*	**1,939**	**-3,756**	30,857		
Morillon - 26 échantillons	**Mor-2-2**	*Trichites sp.*	**4,107**	**-1,263**	19,234	4,087	
	Mor-2-3	*Trichites sp.*	**4,067**	**-2,423**	24,442		
	Mor-3-2	*Trichites sp.*	**3,754**	**-4,156**	32,875		Analyse suspecte
	Mor-4-1	*Trichites sp.*	**3,354**	**-1,767**	21,456	3,691	
	Mor-4-2	*Trichites sp.*	**3,987**	**-2,107**	22,989		
	Mor-4-3	*Trichites sp.*	**3,733**	**-3,572**	29,946		
	Mor-5-1	*Trichites sp.*	**3,416**	**-3,380**	29,001	3,505	
	Mor-5-3	*Trichites sp.*	**3,594**	**-1,467**	20,126		
	Mor-6-1	*Trichites sp.*	**3,482**	**-5,178**	38,213	3,468	Analyse suspecte
	Mor-6-2	*Trichites sp.*	**3,339**	**-2,672**	25,604		
	Mor-6-3	*Ostrea sp.*	**3,584**	**-2,008**	22,537		
	Mor-7-3	*Ostrea sp.*	**3,885**	**-2,067**	22,808	2,842	
	Mor-7-4&bis	*Trichites sp.*	**1,798**	**-5,068**	37,623		Analyse suspecte
	Mor-8-1	*Trichites sp.*	**3,206**	**-1,434**	19,980	3,514	
	Mor-8-2	*Ostrea sp.*	**3,581**	**-1,252**	19,185		
	Mor-8-3	*Ostrea sp.*	**3,739**	**-2,541**	24,991		
	Mor-8-5	*Ostrea sp.*	**3,407**	**-3,123**	27,751		
	Mor-8-6	*Ostrea sp.*	**3,638**	**-2,303**	23,886		
	Mor-9-1	*Trichites sp.*	**3,991**	**-2,815**	26,280	3,751	
	Mor-9-2	*Ostrea sp.*	**3,512**	**-3,069**	27,492		
	Mor-10-1	*Ostrea sp.*	**3,400**	**-3,330**	28,755	3,440	
	Mor-10-2	*Ostrea sp.*	**3,481**	**-2,706**	25,764		
	Mor-11-2	*Ostrea sp.*	**2,594**	**-1,878**	21,952	2,873	
	Mor-11-3	*Trichites sp.*	**3,189**	**-2,413**	24,397		
	Mor-11-6	*Ostrea sp.*	**2,805**	**-2,016**	22,575		
	Mor-11-7	*Ostrea sp.*	**2,903**	**-2,600**	25,267		

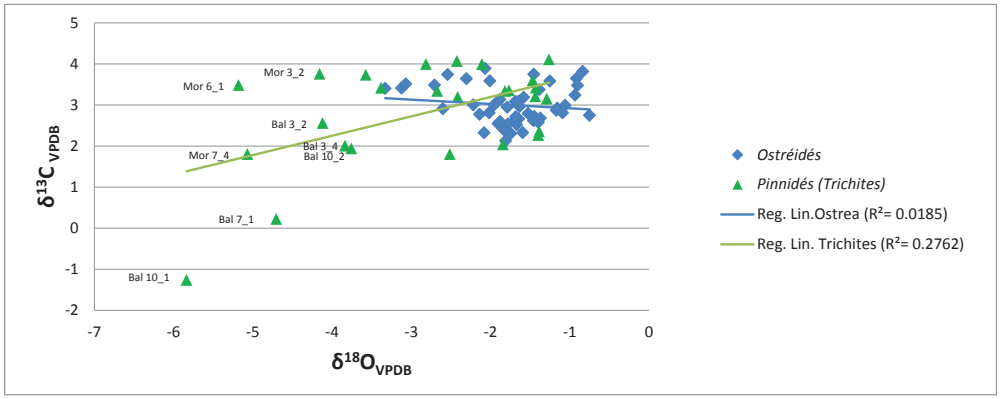
&bis: un duplicata a été réalisé et donne les mêmes valeurs

Analyse suspecte: les valeurs de 13C et/ou de 18O divergent clairement des valeurs moyennes des autres échantillons

échantillons en fonction de leur localité d'échantillonn



échantillons en fonction de leur nature



Annexe 4b analyses isotopiques des échantillons de Normandie

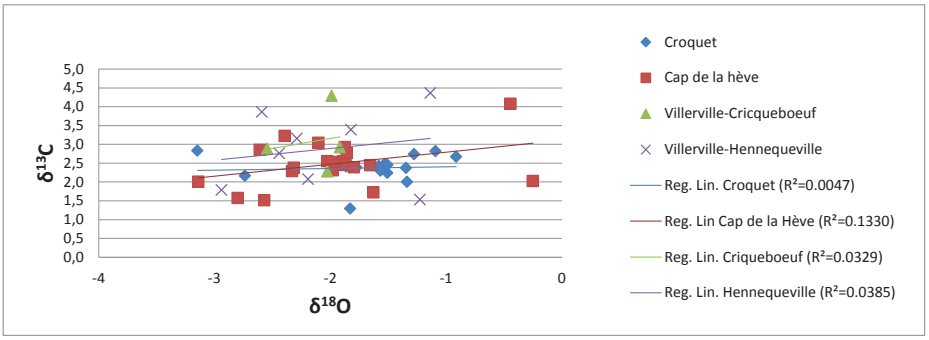
Coupe d'échantillonnage	Echantillon	Détermination	δ13C VPDB	δ18O VPDB	Paléotempérature (Anderson & Arthur, 1983)	δ13C Moyen		
Le Croquet - 15 échantillons	Cro-14-1-B&bis	Nanogyra praevirgula	1,292	-1,828	21,727	2,183		
	Cro-14-2-A	Nanogyra praevirgula	2,424	-1,580	20,623			
	Cro-14-3-A	Ostrea indet.	2,833	-3,147	27,869			
	Cro-12-3-B&bis	Nanogyra praevirgula	2,739	-1,276	19,291	2,575		
	Cro-12-4-B&bis	Nanogyra praevirgula	2,165	-2,736	25,909			
	Cro-12-7-A	Nanogyra nana	2,821	-1,091	18,492			
	Cro-10-1_1&bis	Ostrea indet.	2,418	-1,864	21,889	2,378		
	Cro-10-4	Nanogyra praevirgula	2,475	-1,530	20,403			
	Cro-10-8_1&bis	Nanogyra praevirgula	2,242	-1,507	20,302			
	Cro-9-3	Nanogyra praevirgula	2,303	-1,567	20,565	2,354		
	Cro-9-4_1&bis	Nanogyra praevirgula	2,373	-1,345	19,591			
	Cro-9-5	Nanogyra praevirgula	2,385	-1,774	21,485			
	Cro-8-1	Nanogyra praevirgula	2,455	-1,506	20,299	2,376		
	Cro-8-2_1&bis	Nanogyra praevirgula	2,003	-1,338	19,559			
	Cro-8-7_1&bis	Nanogyra praevirgula	2,671	-0,912	17,730			
La Hève - 21 echantillons	Hev-20-1	Ostrea indet.	2,007	-3,140	27,834	2,023		
	Hev-20-3&bis	Ostrea indet.	2,487	-1,872	21,927			
	Hev-20-5&bis	Ostrea indet.	1,575	-2,799	26,205			
	Hev-18-2&bis	Nanogyra praevirgula	2,445	-1,655	20,954	2,183		
	Hev-18-6	Nanogyra praevirgula	1,516	-2,569	25,123			
	Hev-18-5	Nanogyra praevirgula	2,549	-1,887	21,992			
	Hev-14-1&bis	Nanogyra praevirgula	2,853	-2,608	25,306	2,531		
	Hev-14-4	Nanogyra nana	2,290	-2,330	24,009			
	Hev-14-7&bis	Nanogyra nana	2,452	-1,868	21,905			
	Hev-12-4&bis	Nanogyra nana	3,226	-2,392	24,300	2,442		
	Hev-12-5	Nanogyra nana	1,724	-1,628	20,834			
	Hev-12-6	Nanogyra nana	2,377	-2,314	23,937			
	Hev-10-4&bis	Nanogyra praevirgula	2,392	-1,796	21,584	2,583		
	Hev-10-7&bis	Nanogyra praevirgula	2,773	-1,857	21,856			
	Hev-9-5-B&bis	Nanogyra praevirgula	2,925	-1,875	21,938	2,982		
	Hev-9-8-B&bis	Nanogyra nana	3,040	-2,101	22,963			
	Hev-9-D4&bis	Deltoïdeum delta	3,111	-1,102	18,538			
	Hev-9D-4-B&bis	Deltoïdeum delta	2,149	-1,393	19,800			
	Hev-9-D5&bis	Deltoïdeum delta	3,745	0,140	13,404		O18 très haut	13C très haut
	Hev-9D-5-B&bis	Deltoïdeum delta	4,365	-0,213	14,824		O18 très haut	13C très haut
	Hev-5-1_1	Nanogyra nana	2,552	-2,025	22,618	2,464		
	Hev-5-2	Nanogyra praevirgula	2,311	-1,978	22,402			
	Hev-5-5&bis	Nanogyra praevirgula	2,530	-1,985	22,433			
	Hev-3-3_1	Nanogyra nana	2,026	-0,251	14,978	3,051	O18 très hauts	
	Hev-3-8	Nanogyra nana	4,077	-0,444	15,767		O18 très haut	13C très haut
Crique boeuf - 4 échantillons	Criq-8-1&bis	Deltoïdeum delta	2,278	-2,025	22,615			
	Criq-4-1&bis	Deltoïdeum delta	4,291	-1,987	22,446	3,368		13C très haut
	Criq-4-2&bis	Deltoïdeum delta	2,923	-1,917	22,126			
	Criq-4-3&bis	Deltoïdeum delta	2,890	-2,544	25,007			
Hennequeville - 8 échantillons	Hen-6-1&bis	Nanogyra nana	2,074	-2,191	23,374	2,664		
	Hen-6-2&bis	Nanogyra nana	2,760	-2,440	24,520			
	Hen-6-8&bis	Nanogyra nana	3,157	-2,288	23,819			
	Hen-5-7&bis	*Pinna*	1,531	-1,225	19,070	1,659		
	Hen-5-2&bis	Ostrea indet.	1,788	-2,939	26,872			
	Hen-3-3_1	Ostrea indet.	3,389	-1,821	21,695	3,871		
	Hen-3-2&bis	Ostrea indet.	4,363	-1,136	18,684			13C très haut
	Hen-3-1-1&bis	Ostrea indet.	3,861	-2,591	25,225			13C très haut

&bis: un duplicata a été réalisé et donne les mêmes valeurs

Deltoideum delta échantillonnées,mais reconnues comme cathodoluminescentes

Analyses suspectes: les valeurs de 13C et/ou de 18O divergent clairement des valeurs moyennes des autres échantillons

échantillons en fonction de leur localité d'échantillonnage



échantillons en fonction de leur nature