



HAL
open science

**Morphologie, évolution latérale et signification
géodynamique des discontinuités sédimentaires.
Exemple de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est
(France)**

Youri Hamon

► **To cite this version:**

Youri Hamon. Morphologie, évolution latérale et signification géodynamique des discontinuités sédimentaires. Exemple de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est (France). Minéralogie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2004. Français. NNT: . tel-00009709

HAL Id: tel-00009709

<https://theses.hal.science/tel-00009709>

Submitted on 8 Jul 2005

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.

|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|

N°

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

*Discipline : Structure et Evolution de la Terre et des autres Planètes
Formation Doctorale : Structure et Evolution de la Lithosphère
Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau*

présentée et soutenue publiquement

par

Youri HAMON

Le 16 Décembre 2004

Titre :

***Morphologie, évolution latérale et signification géodynamique des
discontinuités sédimentaires***

Exemple du Lias de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est (France)

JURY

M. Hervé PHILIP
M. Gilles MERZERAUD
M. François GUILLOCHEAU
M. Bernard PEYBERNES
M. Marc FLOQUET
M. Christophe RIGOLLET

Président
Directeur de Thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur

Et que faudrait-il faire ?
Chercher un protecteur puissant, prendre un patron,
Et comme un lierre obscur qui circonvient un tronc
Et s'en fait un tuteur en lui léchant l'écorce,
Grimper par ruse au lieu de s'élever par force ?
Non, merci ! Dédier, comme tous ils le font,
Des vers aux financiers ? Se changer en bouffon
Dans l'espoir vil de voir, aux lèvres d'un ministre,
Naître un sourire, enfin, qui ne soit pas sinistre ?
Non, merci. D'une main flatter la chèvre au cou
Cependant que, de l'autre, on arrose le chou (...)
Non, merci ! Calculer, avoir peur, être blême,
Préférer faire une visite qu'un poème,
Rédiger des placets, se faire présenter ?
Non merci, non merci, non merci ! Mais... chanter,
Rêver, rire, passer, être seul, être libre,
Avoir l'oeil qui regarde bien, la voix qui vibre,
Mettre, quand il vous plaît, son feutre de travers,
Pour un oui, pour un non, se battre - ou faire un vers !
Travailler sans souci de gloire ou de fortune,
A tel voyage, auquel on pense, dans la lune !
N'écrire jamais rien qui de soi ne sortît,
Et modeste d'ailleurs, se dire, mon petit :
Sois satisfait des fleurs, des fruits, même des feuilles,
Si c'est dans ton jardin à toi que tu les cueilles !
Puis, s'il advient d'un peu triompher, par hasard,
Ne pas être obligé d'en rien rendre à César,
Vis-à-vis de soi-même en garder le mérite,
Bref, dédaignant d'être le lierre parasite,
Lors même qu'on n'est pas le chêne ou le tilleul,
Ne pas monter bien haut, peut-être, mais tout seul !

***Edmond Rostand**, *Cyrano de Bergerac* (acte II, scène VIII)*

Remerciements

Voilà cinq ans que j'ai rencontré Gilles Merzeraud. Il a tout d'abord dirigé mon T.E.R. de Maîtrise (Travail d'Etude et de Recherche), puis mon stage de recherche de D.E.A. Il fût enfin, durant ces trois dernières années, mon directeur de thèse. Tout en me laissant une liberté totale dans l'orientation de mon travail, il a su m'encadrer et m'encourager à « extraire la substantifique moelle » (selon sa propre expression) qui constitue ce mémoire. Chaque discussion avec lui fût l'occasion de dissiper mes doutes (voire mes craintes). Elles furent également de formidables « coups d'accélérateur » à l'avancée de mon travail. Enfin, il m'a transmis le « virus de l'enseignement » (et pas celui de la coqueluche, ouf). Merci Gilles.

Je remercie François Guillocheau et Bernard Peybernès d'avoir accepté de juger ce travail. J'adresse également mes remerciements à Marc Floquet, Christophe Rigollet et Hervé Philip pour leur participation au Jury.

Durant ces trois années passées dans l'équipe « Bassins », j'ai eu la chance de côtoyer Pierre-Jean Combes. De part sa gentillesse, son savoir et sa pédagogie, il est et restera pour moi un exemple à suivre. Il est également le plus fin « psychologue du thésard en thèse » qu'il m'ait été donné de rencontrer. Par ailleurs, ses remarques toujours constructives et sa grande maîtrise de la langue française ont largement contribué à améliorer ce mémoire. Je lui dois un énorme merci.

Michel Séranne a également été très présent durant cette dernière année. Son dynamisme et ses bonnes idées m'ont souvent poussé vers l'avant. Je l'en remercie (et vive le MRC !!).

Christine Leredde fût un soutien sans faille, souvent durant mes pires moments de déprime. Elle a également participé à ce travail en effectuant l'analyse spectrale présentée au *Chapitre 5*. Un grand merci.

Je remercie également Louis Briqueu (pour l'analyse spectrale du puits de Balazuc), Michel Lopez et tous les autres.

Je remercie pêle-mêle la Société Gaz de France pour m'avoir donné accès à leurs données de forage (carottes et diagraphies), Hubert Buissard pour son accueil à la carothèque, Jean-Louis Dommergues qui a déterminé les quelques ammonites que j'ai récolté, Bernard Peybernès qui a identifié les foraminifères observés en lame mince, Paul Le Strat pour la bibliographie qu'il ma fourni (notamment de nombreux rapports internes du BRGM), Sophie Gouy pour son accueil à l'Université de Lille (cathodoluminescence). Mes remerciements vont également à Annie Arnaud-Vanneau et Elizabeth Carrio, de Grenoble avec qui j'ai longuement discuté de mon travail lors de l'école des carbonates en Juin dernier. Merci à Yves Bodeur, mon premier « prof. de sédimento. », personnage atypique qui a réussi à me faire partager sa passion de la sédimentologie. Je ne saurais oublier Christophe Nevado et Doriane Delmas pour toutes les lames minces qu'ils ont préparées.

D'une façon générale, cette thèse est dédiée à toutes les personnes que j'ai rencontré durant ces huit années passées à la faculté, et avec qui mes rapports furent aussi divers qu'enrichissants.

Un proverbe éthiopien dit « Quand tu ne sais plus où tu vas, relèves-toi et regardes d'où tu viens ». Je me suis souvent relevé ces derniers mois (voire ces dernières années), et ma famille aura toujours répondu « présent ». Ils m'ont constamment soutenu et encouragé,

quels que soient mes choix et même dans la voie hasardeuse que constitue la recherche scientifique aujourd'hui. Merci à tous.

Ces deux dernières années, Geneviève en plus de partager ma vie, a su me supporter, me soutenir et m'aider. Elle a toujours été présente. Je lui dois beaucoup.

Au moment où j'écris ces lignes, mes pensées vont également vers Jérémie (« Some days have no beginning, and some days have no end. Some roads are straight and narrow, and some roads only bend »), Régis et Luc (avec qui j'ai refais le monde des dizaines de fois), Michel (Don Magnum), Fabrice, Guite, Totor, Rémi et Billy (le gang des palois), Mathieu (exilé aux antipodes), Alice et Jean-Louis (Bretons), mon Fanchic de Bouzillé (et Anne), Sven, Abbas (vive la Renaud Fuego et le Jurançon), Pierre et Rémi (qui commencent alors que je finis), Zahie et Gwladys (embarquées dans la même galère que moi).

Gabriel Garcia Marquez a écrit : « Tout le monde rêve de vivre sur la cime de la montagne, sans se rendre compte que le vrai bonheur consiste à l'escalader ». A l'issue de ces trois ans de thèse, de ces cinq ans à Montpellier et de ces huit années passées à la faculté, je pense enfin percevoir toute l'essence de cette phrase...

Table des matières

<i>Quelques remarques</i>	11
<i>Résumé</i>	12
<i>Abstract</i>	13
<i>Introduction</i>	15
<i>Chapitre 1 : Les discontinuités sédimentaires : définitions et évolution des concepts</i>	17
1. INTRODUCTION	20
2. LES PRECURSEURS	20
3. JAMES HUTTON ET LA DISCORDANCE DE SICCAR POINT	22
4. LE XIX^{ème} SIECLE : UNE PERIODE DE TRANSITION	25
5. SEMANTIQUE ET DISCONTINUITES	26
6. INTRODUCTION DE LA NOTION DE SURFACE DE NON-DEPOT	28
7. CONCEPTIONS RECENTES SUR LES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES..	29
7.1. DISCONTINUITES ET NIVEAU DE BASE.....	29
7.2. UNCONFORMITY VS. DISCONTINUITY.....	30
8. LES DISCONTINUITES A L'ECHELLE DES BASSINS : LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE	32
8.1. DISCONTINUITES ET SEQUENCE DE DEPOTS.....	32
8.2. L'AVENEMENT DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.....	32
9. LES DISCONTINUITES A L'ECHELLE DES RESERVOIRS SEDIMENTAIRES: LA STRATIGRAPHIE GENETIQUE	35
10. CONCLUSION	36
<i>Chapitre 2 : Cadre général de l'étude</i>	37

1. CONTEXTE GENERAL	40
1.1. CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE.....	40
1.2. CADRE STRUCTURAL.....	44
1.2.1. La marge ouest du Bassin du Sud-Est.....	44
1.2.2. Le Seuil Caussenard.....	44
1.3. CADRE PALEOCLIMATIQUE.....	49
2. LA SERIE LIASIQUE DU SEUIL CAUSSENARD	49
2.1. TRAVAUX ANTERIEURS.....	49
2.2. LA SERIE DETRITIQUE ANTE-LIASIQUE.....	49
2.3. LA SERIE LIASIQUE.....	52
2.3.1. L'Hettangien.....	52
2.3.2. La limite Hettangien – Sinémurien.....	54
2.3.3. Le Sinémurien / Lotharingien.....	54
2.3.4. L'ensemble Carixien – Domérien – Toarcien : le « Lias marneux ».....	55
3. METHODE D'ETUDE ET DONNEES DISPONIBLES	55

Chapitre 3 : Faciès et modèles de faciès..... 57

1. INTRODUCTION	60
2. FACIES ET ASSOCIATIONS DE FACIES	60
2.1. LES FACIES SEDIMENTAIRES.....	60
2.2. LES ASSOCIATIONS DE FACIES.....	89
2.2.1. Association de faciès 1.....	89
2.2.2. Association de faciès 2.....	89
2.2.3. Association de faciès 3.....	90
2.2.4. Association de faciès 4.....	91
2.2.5. Association de faciès 5.....	91
2.2.6. Association de faciès 6.....	92
2.3. LES MODELES DE DEPOTS.....	92
3. INTERPRETATION SEQUENTIELLE ET GEOMETRIES DES FACIES	96
3.1. INTRODUCTION.....	96
3.2. L'ENSEMBLE I.....	100

3.2.1. L'unité I-1.....	100
3.2.2. L'unité I-2.....	100
3.2.3. Les unités I-3, I-4 et I-5.....	100
3.2.4. L'unité I-6.....	103
3.2.5. L'unité I-7.....	103
3.2.6. Les unités I-8 et I-9.....	103
3.3. L'ENSEMBLE II.....	104
3.3.1. L'unité II-1.....	104
3.3.2. L'unité II-2.....	104
3.3.3. L'unité II-3.....	104
3.3.4. L'unité II-4.....	104
3.3.5. Les unités II-5 et II-6.....	107
3.3.6. L'unité II-7.....	107
3.4. CONCLUSION.....	107
4. DISCUSSION : LES FACTEURS CONTROLANT LA MOSAIQUE DE FACIES...	108
4.1. LA COMPENSATION STRATIGRAPHIQUE.....	108
4.2. LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE.....	109
4.2.1. Le jeu synsédimentaire des failles majeures.....	109
4.2.2. Des accidents « mineurs ».....	109
4.2.3. Des « micro-failles » synsédimentaires.....	111
4.2.4. Des structures de déformations du sédiment ?.....	112
5. RESULTATS ET ANALYSES COMPLEMENTAIRES.....	113
5.1. LE CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE ET PALEO STRUCTURAL.....	113
5.2. LE CADRE STRATIGRAPHIQUE.....	114
5.2.1. Analyse séquentielle.....	114
5.2.2. Analyses des isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$).....	115
<i>Chapitre 4 : Les discontinuités du Lias inférieur du Seuil Caussenard</i>	121
1. INTRODUCTION.....	124
2. ELEMENTS DE CARACTERISATION.....	124

3. CLASSIFICATION DES DISCONTINUITES OBSERVEES.....	125
3.1. INTRODUCTION.....	125
3.2. CATHODOLUMINESCENCE.....	129
3.2.1. Méthode.....	129
3.2.2. Principaux résultats.....	129
3.3. SURFACES DE CONDENSATION SEDIMENTAIRE.....	132
3.3.1. Softgrounds.....	132
3.3.2. Firmgrounds subtidaux.....	134
3.3.3. Hardgrounds subtidaux de haute énergie.....	136
3.3.4. Hardgrounds subtidaux en environnement profond de faible énergie.....	140
3.4. SURFACES D'EMERSION.....	142
3.4.1. Surfaces « d'émersion proches ».....	142
3.4.2. Surfaces d'émersion prolongée.....	142
3.4.3. Hardgrounds intertidaux à supratidaux.....	142
3.5. SURFACES D'EROSION SOUS-MARINE.....	145
3.6. SURFACES « COMPOSITES ».....	145
3.6.1. La surface I-2 sur la coupe de Clermont-l'Hérault.....	145
3.6.2. Les surfaces I-3 et I-4 à Clermont-l'Hérault, I-4 à l'Escalette et I-5 à St-Affrique.....	148
3.6.3. La surface I-5 sur la coupe de l'Escalette.....	151
3.6.4. La surface II-0 sur la coupe de Labeil.....	158
4. UNE DISCONTINUTE « A PART » : LE HARDGOUND LOTHARINGIEN.....	161
4.1. DESCRIPTION.....	161
4.2. INTERPRETATION.....	164
4.2.1. Origine de la discontinuité.....	164
4.2.2. Durée enregistrée par la discontinuité.....	167
5. CONCLUSION PARTIELLE A L'ETUDE DES DISCONTINUITES.....	167
6. DISTRIBUTION VERTICALE DES DISCONTINUITES.....	168
7. EVOLUTION LATERALE DES DISCONTINUITES.....	171
7.1. INTRODUCTION.....	171
7.2. SURFACE D'EMERSION – SURFACE COMPOSITE.....	174
7.3. SURFACE D'EMERSION – SURFACE COMPOSITE – HARDGROUND INTER- A SUPRATIDAL.....	176

7.4. SURFACE D'EMERSION – SURFACE COMPOSITE – FIRMGROUND – HARDGROUND INTER- A SUPRATIDAL.....	178
7.5. SURFACE D'EMERSION – HARDGROUND INTER- A SUPRATIDAL – FIRMGROUND – HARDGROUND DE HAUTE ENERGIE.....	180
7.6. SOFTGROUND – HARDGROUND DE HAUTE ENERGIE – HARDGROUND PROFOND.....	182
7.7. SOFTGROUND – FIRMGROUND – HARDGROUND INTER- A SUPRATIDAL – HARDGROUND DE HAUTE ENERGIE – HARDGROUND PROFOND.....	182
8. CONCLUSION ET DISCUSSION.....	185
8.1. SYNTHÈSE.....	185
8.2. LES FACTEURS CONTROLANT LA MISE EN PLACE ET L'EVOLUTION LATERALE DES DISCONTINUITES.....	186
8.3. INFLUENCE DU CONTEXTE GLOBAL.....	189
 <i>Chapitre 5 : Signification géodynamique des discontinuités sédimentaires du Lias inférieur.....</i>	191
 <i>Partie 1 : Les discontinuités du Lias inférieur à l'échelle du Bassin du Sud-Est.....</i>	194
1. INTRODUCTION.....	194
2. LA MARGE CEVENOLE.....	194
2.1. PRESENTATION DE LA SERIE.....	194
2.2. STRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE.....	195
3. LA MARGE ARDECHOISE.....	201
3.1. PRESENTATION DE LA SERIE.....	201
3.2. STRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE.....	206
4. LA REGION DE DIGNE.....	208
4.1. PRESENTATION DE LA SERIE.....	208
4.2. STRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE.....	209
5. CORRELATIONS AVEC LE SEUIL CAUSSENARD.....	213
5.1. QUELQUES JALONS DE CORRELATIONS.....	213
5.2. STRATIGRAPHIE GENETIQUE DE LA SERIE HETTANGIENNE DU SEUIL	214

CAUSSENARD.....	
5.3. RESULTATS ET DISCUSSION.....	218
5.3.1. Corrélations séquentielles.....	218
5.3.2. Corrélations par cyclostratigraphie (analyse spectrale par ondelettes).....	221
<i>Partie 2 : Les discontinuités du Lias inférieur dans un autre bassin sédimentaire : le Bassin de Paris</i>	231
1. INTRODUCTION	231
2. CADRE GENERAL	231
2.1. CADRE STRUCTURAL.....	231
2.2. CADRE STRATIGRAPHIQUE.....	232
2.3. PRESENTATION DE LA SERIE DU LIAS CARBONATE.....	233
3. DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES	237
4. CYCLOSTRATIGRAPHIE (ANALYSE SPECTRALE PAR ONDELETTES)	240
5. CONCLUSION : COMPARAISON ENTRE LE SEUIL CAUSSENARD ET LA SOLOGNE	243
<i>Conclusions générales & Perspectives</i>	247
1. TOUR D’HORIZON DES RESULTATS ETABLIS	250
1.1. UNE REINTERPRETATION DE LA SERIE DU SINEMURIEN CAUSSENARD.....	250
1.2. UNE CARACTERISATION DES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES EN DOMAINE DE PLATE-FORME CARBONATEE.....	251
1.3. ALLOCYCLIQUE VS. AUTOCYCLIQUE.....	251
2. PERSPECTIVES	253
<i>Références bibliographiques</i>	257
<i>Annexes</i>	277

1. ANNEXE 1 : LES CONCEPTS DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.....	280
1.1. LES FACTEURS QUI CONTROLENT LA SEDIMENTATION.....	280
1.2. STRATIGRAPHIE GENETIQUE VS. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.....	280
1.2.1. La stratigraphie séquentielle.....	280
1.2.2. La stratigraphie génétique.....	284
1.2.3. Vers un consensus	284
2. ANNEXE 2 : ANALYSES DES ISOTOPES STABLES ($\delta^{18}\text{O}$ ET $\delta^{13}\text{C}$) DE LA SERIE CALCAIRE DE LA COUPE DU PERTHUS.....	285
3. ANNEXE 3 : ELEMENTS DE CARACTERISATION DES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES.....	287
3.1. LES CHANGEMENTS DE GEOMETRIE DES DEPOTS DE PART ET D'AUTRE D'UNE DISCONTINUITE.....	287
3.2. LA MORPHOLOGIE DE LA SURFACE.....	287
3.3. LA COHERENCE DU SUBSTRAT.....	287
3.3.1. Soupground.....	287
3.3.2. Softground.....	287
3.3.3. Firmground.....	288
3.3.4. Hardground / Rockground.....	288
3.4. LES PHENOMENES DIAGENETIQUES PRECOCES.....	289
3.4.1. La cimentation précoce.....	289
3.4.2. Les sédiments internes.....	290
3.4.3. Les surfaces d'usure plane.....	290
3.4.4. Les dissolutions « moldiques ».....	291
3.4.5. La compaction.....	291
3.4.6. La dolomitisation.....	291
3.4.7. La dédolomitisation.....	292
3.4.8. Les silicifications.....	292
3.5. LES MINERALISATIONS.....	292
3.6. L'ACTIVITE ORGANIQUE.....	292
3.6.1. La bioturbation.....	293
3.6.2. La bioérosion.....	293
3.6.3. Les encroûtements.....	293
3.7. LES DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES.....	293

Quelques remarques...

□ Deux types de polices ont été utilisés pour la rédaction de ce mémoire. Une police Times new roman 12 pour le corps du texte et une police Times new roman 10 pour certaines zones du texte. Ces parties ne sont pas indispensables à la compréhension du manuscrit. Elles consistent le plus souvent en un recueil de travaux (références bibliographiques) illustrant le propos du corps du texte ou expliquant de manière détaillée un point particulier. Le lecteur pourra donc s'y attarder s'il le souhaite ou passer ces parties pour une lecture plus rapide.

□ Au *Chapitre 4*, le lecteur trouvera un marque-page présentant une carte de localisation des coupes étudiées, ainsi que la légende utilisée pour les logs diagénétiques. Il pourra ainsi s'y référer rapidement pour une meilleure lecture de ces figures.

□ Une présentation des concepts de stratigraphie séquentielle et de stratigraphie génétique est proposée en *Annexes 1*. L'*Annexe 2* renvoie aux données brutes tirées de l'analyse des isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) de la série calcaire de la coupe du Perthus. L'*Annexe 3* comprend une description détaillée des différents critères ayant permis l'étude des discontinuités sédimentaires.

□ Enfin, le lecteur trouvera à la fin de ce mémoire un CD-ROM (appelé dans le texte sous le nom d'*Annexe CD*) sur lequel sont compilés les logs des coupes levées sur la zone du Seuil Caussenard. Celles-ci sont présentées sous la forme de pages WEB, interactives, renvoyant aux nombreuses données de terrain (photographies de faciès et discontinuités). Plusieurs compléments d'informations sont également apportés concernant les zones étudiées au *Chapitre 5*.

Résumé

La série liasique du Seuil Caussenard, située sur la marge Sud-Ouest du Bassin du Sud-Est Français est constituée de dépôts dolomitiques hettangiens épais, suivis de faciès à dominante calcaire, d'âge Hettangien supérieur à Lotharingien. Cette série carbonatée est coiffée par un niveau condensé durci, associé à de l'érosion, qui marque la transition Lias calcaire – Lias marneux (Toarcien). Le levé banc par banc de onze coupes géologiques balayant l'intervalle Sinémurien s.l., a permis de montrer que cette série s'organise en deux ensembles sédimentaires correspondant à deux types de plates-formes carbonatées qui se relaient au cours du temps.

Le premier ensemble voit surtout se développer des faciès de faible énergie (de replat de marée, de lagune). Le second ensemble voit la disparition des faciès dolomitiques et la multiplication des faciès ouverts, profonds. L'étude régionale de la répartition latérale de ces faciès a montré des variations rapides et sur de très faibles distances (de la centaine de mètres au kilomètre). De plus, il s'avère impossible de définir une réelle polarité « amont-aval » entre une zone continentale et un domaine marin franc à l'échelle régionale et il est rapidement apparu comme impossible de hiérarchiser les faciès sédimentaires le long d'un profil de dépôts de plate-forme barrée classique. Nous proposons donc un nouveau modèle de dépôts basé sur ces observations. La région de Lodève est envisagée comme une mosaïque de zones hautes, très peu profondes, à caractère inter- à supratidal, entre lesquelles peuvent se développer des zones plus profondes, infralittorales à circalittorales. Le contexte tectonique local, caractérisé par la présence de nombreux réseaux de failles SW-NE et NW-SE, dont certaines ont joué de façon synsédimentaire, contrôle la formation de ces zones hautes et basses, et affecte la sédimentologie et l'épaisseur de la série du Lias calcaire.

Cette première phase de l'étude a permis de définir le contexte géodynamique régional, dans lequel se développent les nombreuses discontinuités sédimentaires. En se basant sur différents critères, d'ordre morphologique, biologique ou diagénétique, les discontinuités ont été classées en quatre grandes catégories : surfaces d'émersion (surfaces karstiques, paléosols, coupelles de dessiccation) ; niveaux de condensation de différents types (softgrounds, firmgrounds, différents types de hardgrounds) ; surfaces d'érosions sous-marines ; surfaces composites présentant en association des critères d'érosion, d'émersion et de condensation. L'étude sédimentologique et le découpage en unités génétiques ont permis de proposer des corrélations régionales dans ces dépôts du Lias et d'examiner le « comportement latéral » des différentes discontinuités limitant ces unités (continuité, changement de morphologie ou de nature, maturité, etc...). Il a également été possible de discuter de leur répartition verticale dans la série en fonction du cadre séquentiel et suivant le contexte paléotopographique et tectonique local.

Les corrélations réalisées entre la série du Seuil Caussenard, la marge Ardéchoise et la marge de Sologne (Bassin de Paris) ont enfin permis de déterminer l'existence de discontinuités majeures. Le hardground au sommet du Lotharingien marque un événement tectonique pluri-régional (connu sous le nom de crise Lotharingienne) enregistré dans les Causses, le Quercy ou encore le Bassin de Paris. La transition Hettangien-Sinémurien bien visible dans le Bassin de Paris ne se marque, sur le Seuil Caussenard, que par un « niveau diagnostique », au sein duquel s'observent plusieurs surfaces karstiques.

Abstract

In the Lodève region (« Caussenard High », southwestern margin of the South-East Basin), liasic deposits are composed of peritidal dolomitic facies of Hettangian age, overlain by Sinemurian shallow water carbonate ramp deposits, capped by a major hardground. A major change in sedimentation then occurred, with the development of black marls typical of deep water conditions. Detailed descriptions of eleven field sections, including a precise analysis of the sedimentary facies and of their organisation has enabled us to show that this sinemurian series can be divided in two sedimentary groups, corresponding to two types of shallow platforms.

The first group is mainly composed of low-energy facies (tidal flat and lagoonal facies). The second one is characterized by the absence of dolomitic tidal flat facies and by the increase of opened and external facies. The facies partitioning has shown that lateral facies changes occur rapidly over very short distances (100s of meter). Moreover, no consistent landward or seaward direction seems to be indicated by the pattern of facies changes. It is thus impossible to rationalise the studied facies within a traditional shoreline model as previously proposed for this region. We suggest a new carbonate platform model, based on the observations presented in this paper (Fig.11). The Lodève region platform is hence envisaged to have been a “mosaic” of shallow, intertidal to supratidal “islands” between which restricted subtidal or open conditions could coexist over very short distances (hundreds of meter). The local tectonic setting, characterized by numerous synsedimentary faults (SW-NE and NW-SE), seems to locally control the sedimentation, by defining parts of the basement on which shallow, peritidal facies are able to develop, and subsiding parts where subtidal facies occur.

Numerous sedimentary discontinuities developed in this particular setting. On the basis of several universally applicable criteria (geometry, morphology biological activity, mineralization, early diagenesis...), four groups of surfaces have been identified : 1) emersion surfaces (karstic surfaces, palaeosoils, desiccation cracks) ; 2) condensation surfaces (softgrounds, firmgrounds, different types of hardgrounds) ; 3) Submarine erosion surface ; 4) “polyphase surfaces” which exhibit emersion, erosion and condensation criteria. Detailed sedimentological study has enabled us to show the lateral continuity of these surfaces, and their morphological variations. The vertical distribution of surface types in the studied sections has also been discussed, and compared with the sequential framework.

Correlations between “Caussenard high”, “ardèche” paleomargin of the subalpine basin” and Sologne paleomargin of the Paris basin, have enabled us to distinguish major discontinuities. Lotharingian hardground of the “Caussenard high” series seems to record a regional tectonic event, known as *Lotharingian crisis* and observed in the Causses Basin, the Quercy or the Paris Basin. The Hettangian-Sinemurian transition, well-known in the Paris Basin, could be more enigmatic in the Caussenard High series, consisting of a repetition of karstic surfaces in the dolomitic series.

Introduction

Depuis leur première description à la fin du XVIII^{ème}, les discontinuités sédimentaires constituent des « objets géologiques » à part, qui n'ont de cesse de captiver l'attention des géologues. En effet, leur multitude et leur variété font leur singularité : ces surfaces, qui marquent un arrêt de la sédimentation ou des phénomène d'érosion peuvent être d'échelle globale, alors que d'autres ne sont visible que sur une zone limitée. Certaines s'expriment sous la forme de surfaces de discordance particulièrement flagrantes, d'autres, qui ne s'expriment que par de simples surfaces planes, peuvent enregistrer une durée de plusieurs dizaines de millions d'années.

Durant les trente dernières années, la naissance puis l'application des concepts de stratigraphie séquentielle et génétique ont suscité un regain d'intérêt pour l'étude des discontinuités sédimentaires. En effet, celles-ci constituent souvent les limites de différentes unités stratigraphiques comme les séquences de dépôts de Vail *et al.* (1977) ou les séquences génétiques de Cross (1992), unités stratigraphiques de base pour établir des corrélations isochrones à travers les bassins sédimentaires. La reconnaissance et la compréhension des discontinuités sédimentaires, en termes de mise en place, de distribution verticale ou encore d'évolution latérale dans une série, constituent actuellement autant de problèmes fondamentaux en géologie sédimentaire.

La série liasique inférieure du Lodévois, objet de l'étude présentée ici, constitue donc un cas d'étude exceptionnel. Les nombreux affleurements continus, peu ou pas tectonisés ont en effet révélés la présence de plus d'une vingtaine de discontinuités de natures, d'extensions et de morphologie très variées. Dans de nombreux cas, ces discontinuités classiquement interprétées comme des niveaux condensés ou des érosions, s'avèrent plus complexes que ce qu'il n'y paraît au premier abord, enregistrant une histoire diagénétique polyphasée.

Le but de ce travail est donc d'apporter une meilleure compréhension des discontinuités sédimentaires en domaine de plate-forme carbonatée, ainsi que des paramètres contrôlant leur distribution verticale et leur évolution latérale. Leur signification géodynamique, leur spécificité par rapport à d'autres surfaces et l'importance des changements qu'elles soulignent, constituent autant de questions auxquels il faudra également répondre.

A cette fin, le mémoire est divisé en cinq chapitres : Après une présentation du concept de discontinuité sédimentaire (*Chapitre 1*), le cadre géodynamique et sédimentologique de la zone étudiée seront définis (*Chapitre 2*). L'analyse détaillée des faciès sédimentaires a permis de reconstituer les environnements de dépôts et de proposer une interprétation séquentielle précise de la série du Lias inférieur du Lodévois (*Chapitre 3*). Le *Chapitre 4* constitue la « clé de voûte » de cette étude : nous y décrivons et classons les discontinuités sédimentaires observées et nous discutons l'ensemble des paramètres contrôlant leur mise en place. Pour terminer, nous tentons d'appréhender la signification géodynamique de certaines discontinuités (*Chapitre 5*), à l'échelle du Bassin du Sud-Est, puis à une échelle pluri-régionale (Bassin de Paris).

Chapitre 1 :

*Les discontinuités sédimentaires :
définitions et évolution des concepts*

Plan du chapitre 1 :

- 1. INTRODUCTION**
- 2. LES PRECURSEURS**
- 3. JAMES HUTTON ET LA DISCORDANCE DE SICCAR POINT**
- 4. LE XIX^{ème} SIECLE : UNE PERIODE DE TRANSITION**
- 5. SEMANTIQUE ET DISCONTINUITES**
- 6. INTRODUCTION DE LA NOTION DE SURFACE DE NON-DEPOT**
- 7. CONCEPTIONS RECENTES SUR LES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES**
 - 7.1. DISCONTINUITES ET NIVEAU DE BASE
 - 7.2. UNCONFORMITY VS. DISCONTINUITY
- 8. LES DISCONTINUITES A L'ECHELLE DES BASSINS : LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE**
 - 8.1. DISCONTINUITES ET SEQUENCE DE DEPOTS
 - 8.2. L'AVENEMENT DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE
- 9. LES DISCONTINUITES A L'ECHELLE DES RESERVOIRS SEDIMENTAIRES : LA STRATIGRAPHIE GENETIQUE**
- 10. CONCLUSION**

Chapitre 1 :

Les discontinuités sédimentaires : définitions et évolution des concepts



La discordance de Siccar Point (côte Est de l’Ecosse), rendue célèbre par James Hutton. Deux formations sont visibles à l’affleurement. La formation supérieure composée de strates de grès rouges correspond aux vieux grès rouges. Ils reposent sur des strates verticales de schistes gris siluriens.

1. INTRODUCTION

Depuis leur première reconnaissance à la fin du XVIII^{ème} siècle jusqu'à nos jours, les discontinuités sédimentaires ont été le sujet de nombreuses études, classifications et interprétations, largement dépendantes de l'orientation de la pensée scientifique et particulièrement de l'évolution de la stratigraphie. Ce chapitre a pour but de présenter l'évolution du concept de discontinuité sédimentaire depuis sa conception jusqu'à nos jours.

2. LES PRECURSEURS

Bien avant l'introduction et la première définition du terme de discontinuité, c'est l'idée que des parties de la Terre originellement horizontales aient pu être déformées et placées dans une position inclinée, qui va marquer le début de la réflexion sur les discontinuités sédimentaires. En ce sens, René Descartes (1596-1650), en suggérant une théorie de formation des chaînes de montagnes est le premier à conceptualiser cette observation majeure. Selon Descartes, les chaînes de montagnes présentent en leur sein de gigantesques cavités remplies d'air et d'eau.

Cette idée de « cavité » associée à des strates inclinées est également présente dans les écrits de Nicolaus Steno (1638-1687). L'un des points fondamentaux de ces travaux est que les strates formant la Terre, inclinées à angles variables dans les chaînes de montagnes, montrent plusieurs stades successifs de formation. Steno illustre cette idée en prenant l'exemple de la formation d'une vallée formée par l'effondrement du toit d'une cavité (*Figure 1.1*).

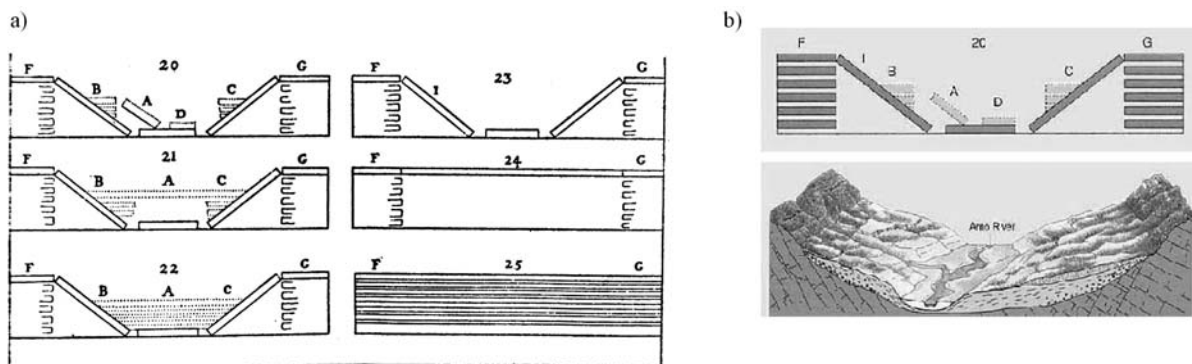


Figure 1.1 : a) Six étapes d'évolution dans l'histoire géologique de Toscane, selon Steno (Adams, 1938). b) Comparaison entre le modèle de Steno et une coupe géologique « actuelle ».

La figure présente six coupes numérotées de 20 à 25, à lire à rebours. Les strates horizontales (25) et le toit effondré (24) sont recoupés par une vallée (23) remplie par un nouvel ensemble de strates (22), au sein desquelles se forme une nouvelle cavité (21) avec un nouvel effondrement, produisant ainsi une topographie marquée par la présence de strates inclinées au voisinage de strates horizontales (20). Cette illustration suggère ainsi la notion de discordance angulaire, et à fortiori de discontinuité sédimentaire.

C'est en fait John Strachey (1671-1743) qui le premier observe et publie la représentation d'une discontinuité bien qu'il n'introduise pas ce terme. En 1719, il publie une coupe géologique (*Figure 1.2*), sur laquelle des strates horizontales de calcaires et de marnes

secondaires reposent en discordance angulaire sur des terrains inclinés marqués par la présence de veines de charbon (Strachey, 1719). Alors que l'auteur s'attarde et interprète la faille représentée au centre du dessin (« ridge »), il ne mentionne en aucun cas le contact discordant, qui ne sera ainsi, ni décrit par Strachey, ni par ses contemporains.

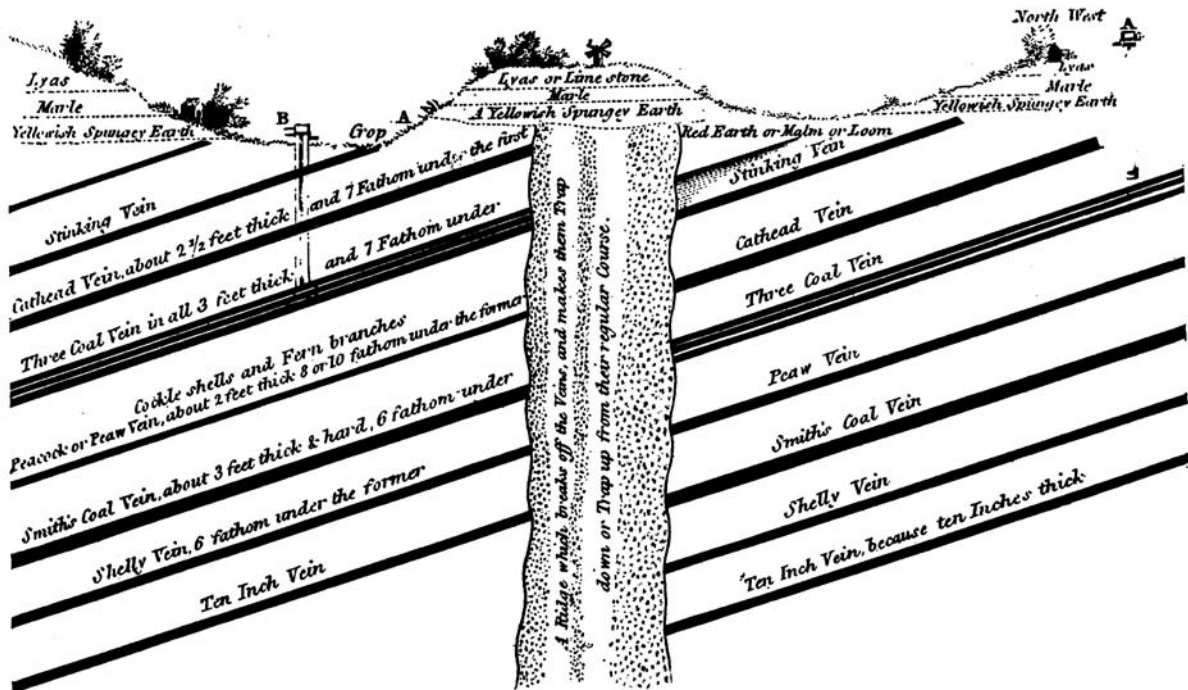


Figure 1.2 : Coupe géologique de Strachey, présentant une discordance angulaire entre des strates horizontales secondaires et des strates plus anciennes, inclinées (Strachey, 1719).

Les discontinuités restent ainsi dans l'ombre, n'étant purement et simplement pas décrites ou si elles le sont, non expliquées. Pallas (1777), Whitehurst (1778), de Luc (1779) ou encore Williams (1789), malgré de nombreuses observations de terrain, ne décriront aucune discontinuité sédimentaire. Un exemple symptomatique de cette période est fourni par Jean-Etienne Guettard (1715-1786), l'un des fondateurs de la cartographie géologique. Dans son Atlas Minéralogique (Guettard & Monnet, 1780), il présente deux colonnes stratigraphiques montrant deux discordances angulaires (Figure 1.3), sans les décrire, ni les interpréter.

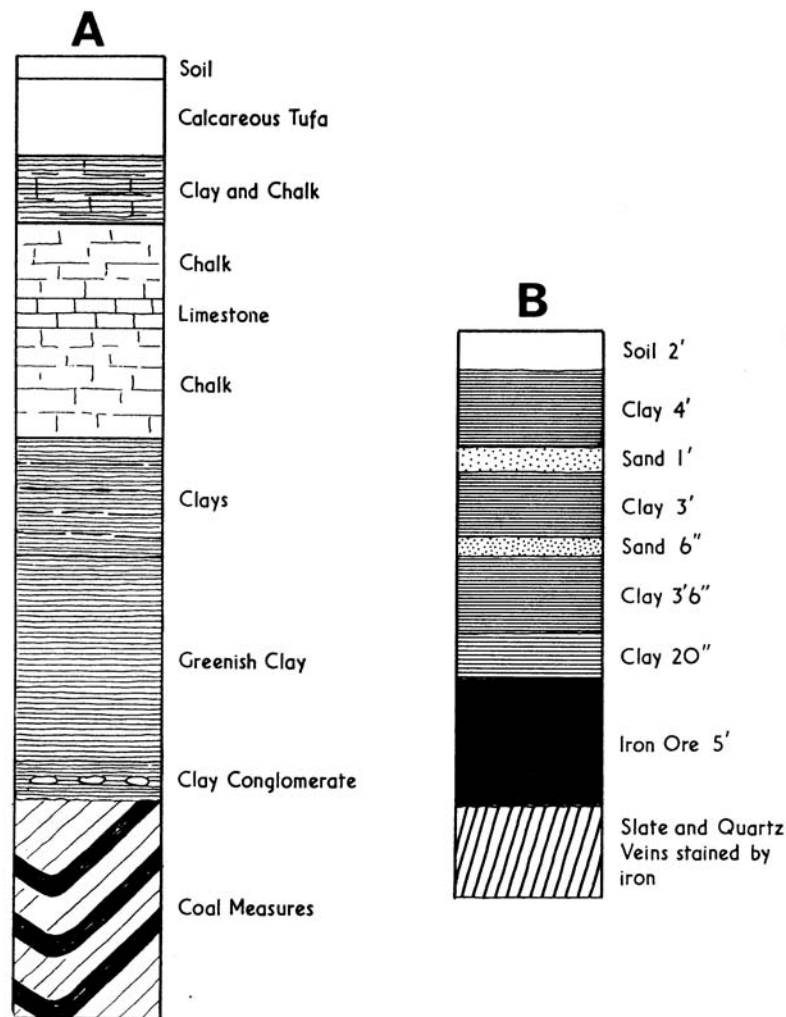


Figure 1.3 : Représentations simplifiées de deux coupes verticales de l'Atlas Minéralogique de Guettard & Monnet (1780).

A) Coupe verticale de la mine de charbon d'Anzin.

B) Coupe verticale de Signy-le-Petit.

3. JAMES HUTTON ET LA DISCORDANCE DE SICCAR POINT

A la fin du XVIII^{ème} siècle, deux pensées géologiques s'affrontent. La première est celle du neptunisme, soutenue par l'Allemand Abraham Werner (1749-1817) qui considère le sol comme une superposition de strates résultant des dépôts sédimentaires issus d'un océan universel ; une vision qui implique une évolution à sens unique de la planète, avec un début et une fin inexorable. A l'opposé, le plutonisme attribue à des processus comme le volcanisme, le plutonisme et l'érosion, les changements subis par les reliefs terrestres à une échelle de temps considérable.

James Hutton (1726-1797) fait partie des tenants du second mouvement. Il apparaît aujourd'hui comme un des pères de la géologie moderne, celui qui apporta une théorie complètement nouvelle de l'évolution de la Terre. En effet, il formule dès 1785 sa théorie uniformitariste (Hutton, 1785). Pour lui, la Terre, loin d'être vouée à un destin funeste, est

amenée à se renouveler éternellement. La dynamique interne terrestre, se manifeste sous une forme cyclique (les cycles géostrophiques). Ces cycles (illustrés par la *Figure 1.4*) se décomposent en plusieurs étapes : (1) une phase de dénudation des continents, produisant des sédiments déposés au fond de la mer ; (2) les strates ainsi constituées sont consolidées, exhumées et à nouveau dénudées. Une surface de discordance marque la fin d'un cycle et le début du suivant.

Uniformitarisme et catastrophisme

L'origine de l'uniformitarisme réside, en particulier, dans la volonté délibérée d'éliminer le Déluge Universel de l'histoire de la Terre. Ce principe affirme que les processus géologiques et les lois naturelles qui ont façonnées la surface de la Terre ont toujours été de la même nature et de la même intensité que ceux qui interviennent aujourd'hui (« Le présent est la clé du passé »), et donc que l'âge de la Terre s'étire à l'infini. Cette théorie s'appuie sur le modèle de la mécanique de Newton, en faisant intervenir pour cela deux forces contradictoires et alternantes, l'érosion et l'exhumation.

Ce système s'oppose au catastrophisme, dont un éminent représentant fut Cuvier (1763-1832) qui expliquait l'histoire de la Terre de façon discontinue, par des cataclysmes (dont le Déluge). Non seulement l'uniformitarisme s'oppose au catastrophisme, mais il le disqualifie en le considérant comme une « croyance », un « préjugé », selon les propres termes de Lyell.

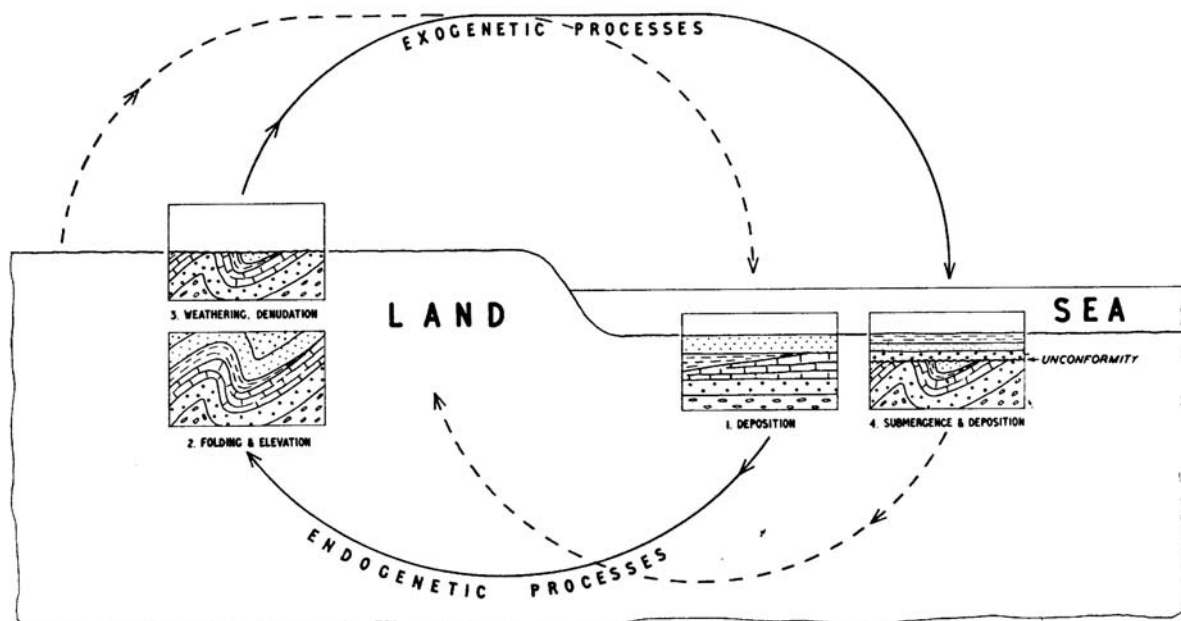


Figure 1.4 : Signification des « unconformity » (discordance) dans les cycles géostrophiques (Tomkeieff, 1963).

Cette théorie ne sera publiée qu'en 1788 (Hutton, 1788). Entre temps, Hutton part pour une série d'excursions géologiques dans le but de trouver les faits de terrains supportant sa théorie. C'est ainsi qu'il découvre sur l'île d'Arran, la première « unconformity », reconnue en tant que telle et interprétée (*Figure 1.5*).

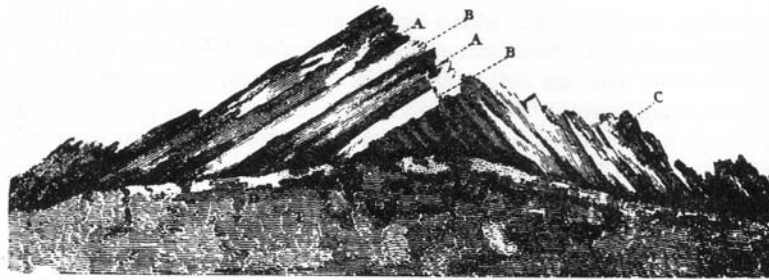


Figure 1.5 : La discordance de l'île d'Arran (Jameson, 1800).

A Jedburgh (Sud de l'Ecosse) il observe une seconde discordance, illustrée par John Clerk of Eldin (*Figure 1.6*). Les vieux grès rouges reposent sur les greywackes siluriens à pendage quasi vertical. A la base des vieux grès rouges, une surface d'érosion est surmontée par un conglomérat basal.

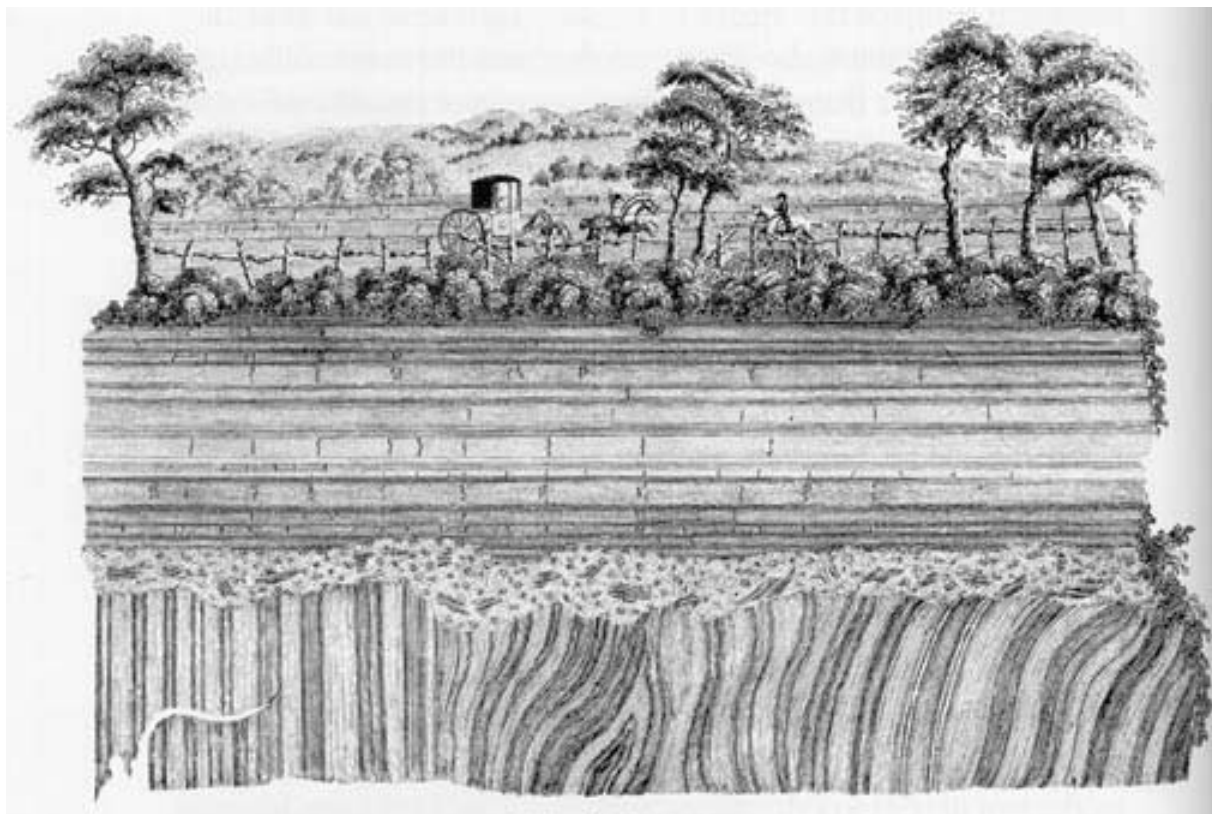


Figure 1.6 : L'une des premières représentations de discontinuité sédimentaire par John Clerk of Eldin (Gould, 1987).

En 1788, accompagné de James Hall et John Playfair, il découvre la fameuse discontinuité de Siccar Point (Berwickshire, sur la côte écossaise), correspondant là encore à une discordance angulaire (photographie en tête de chapitre). Hutton explique que le temps matérialisé par la surface est suffisant pour qu'une grande chaîne de montagne (expliquant le pendage vertical des couches) soit réduite au niveau de la mer par l'érosion. Sur cette surface, de nouvelles strates horizontales peuvent alors se mettre en place. La lacune dans l'enregistrement géologique correspond donc à la surface séparant les deux formations et

représente une période de non-dépôt et d'érosion. Toutes ces observations seront publiées dans sa « Théorie de la Terre » (Hutton, 1788). Un peu plus tard, Playfair (1802) décrira lui aussi plusieurs structures comparables dans le Nord de l'Angleterre près d'Ingleborough notamment.

4. LE XIX^{ème} SIECLE : UNE PERIODE DE TRANSITION

Après la découverte de Hutton, c'est surtout à Robert Jameson que l'on doit la large diffusion du terme d'« unconformity » par son application systématique à tous les contacts discordants (quels que soient les terrains en contact). Tout d'abord adepte des théories de Werner et du neptunisme, il y intègre par la suite les théories de Hutton. Ainsi, en 1805, sur le site de Burnswark Hill, Jameson applique le terme d'« unconformity » à une discordance entre des dépôts siluriens et dévoniens (Jameson, 1805) (*Figure 1.7*).

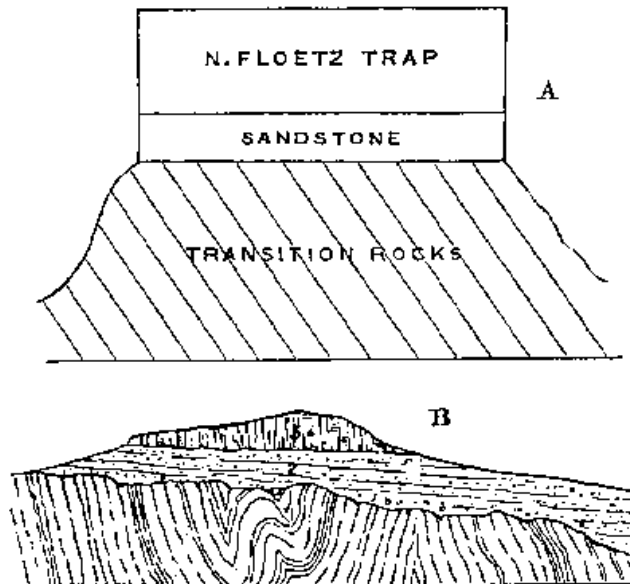


Figure 1.7 : Interprétation de la discontinuité (discordance) de Burnswark Hill : A) selon Jameson ; B) selon Geikie (Tomkeieff, 1963).

En France, bien qu'adepte du wernerisme et récusant les théories de Hutton, d'Aubuisson de Voisins (1819) semble comprendre parfaitement le concept énoncé par Hutton (« unconformity ») et il écrit :

« Lorsque la stratification des deux formations n'est pas parallèle, c'est une preuve que la formation inférieure avait déjà éprouvé des dégradations ou des bouleversements, lorsque celle de dessus s'est déposée; par suite, qu'il s'est écoulé un laps de temps notable entre les deux dépôts, et qu'ainsi les deux formations sont bien distinctes. Par exemple, lorsqu'en Flandre, entre Mons et Valenciennes, on voit les couches de la grande formation houillère, pliées et repliées sous forme d'un immense N, et que par-dessus on trouve un système de couches calcaires et argileuses étendues bien horizontalement, on conclut, sans hésitation, que les dernières couches constituent une formation toute particulière, et que la première était entièrement déposée et bouleversée lorsque la seconde s'est produite.

De même, lorsque nous trouverons un défaut de parallélisme bien marqué, entre la stratification de deux couches consécutives, nous conclurons, avec assurance, qu'elles appartiennent à deux formations essentiellement distinctes.

Par une raison contraire, lorsque deux formations, placées l'une sur l'autre, présenteront une stratification parallèle, nous en déduirons qu'il n'y a eu ni dégradation ni bouleversement notable entre les deux époques, lesquelles se seront souvent succédées sans interruption sensible ».

Au cours des trente premières années du XIX^{ème} siècle, d'énormes progrès sont réalisés dans l'observation et l'interprétation des phénomènes géologiques, à la lumière des nouvelles théories concernant le mode de formation des roches, la succession stratigraphique déterminée grâce aux restes fossiles... La notion de discontinuité n'entre cependant que très progressivement dans les esprits, ce qui est principalement dû à l'immobilisme de la communauté scientifique malgré la découverte considérable de Hutton.

De plus, le terme d'unconformity va dans un premier temps se référer uniquement aux surfaces de discordance angulaire, seules discontinuités décrites. Cette définition perdurera avec Lyell, Dana, Geikie et d'autres auteurs durant tout le XIX^{ème} siècle. Par la suite, grâce à l'essor rapide de la stratigraphie et de la biostratigraphie, des discontinuités moins visibles vont être décelées, même lorsque les strates sont parallèles. La notion de temps (enregistré par les discontinuités) apparaît alors et Darwin dans son « Origine des espèces » soulignera le caractère incomplet de l'enregistrement sédimentaire en avançant que les discontinuités représentent plus de temps que les dépôts eux-mêmes (Darwin, 1872).

5. SEMANTIQUE ET DISCONTINUITES

La reconnaissance de nouvelles discontinuités, sans caractère de discordance angulaire, va alors élargir le sens du terme « unconformity ». Il s'ensuivra une multiplication et parfois une confusion des termes désignant les discontinuités (*Tableau 1.1*), aggravé par leur traduction en français.

Le premier à étendre le sens du terme original est Amadeus W. Grabau qui parle de formations en disconformité pour caractériser un arrêt de sédimentation entre deux ensembles de strates parallèles (Grabau, 1905). Un peu plus tard, Blackwelder (1909), ajoute un autre type de discontinuité, correspondant au contact entre deux roches d'origines totalement différentes, comme par exemple entre un granite et une roche sédimentaire. Willis, 1910, suggère que les surfaces de non-dépôt présentes dans les sédiments marins soient considérées comme des « unconformities » à part entière.

Pirsson & al. (1915) proposent de retenir le terme d'unconformity dans un sens générique, regroupant tous les types de discontinuités observables dans une série stratigraphique. Il distingue donc deux types de discontinuités (unconformity) : 1) les surfaces de non-conformités (nonconformity), pour lesquelles les strates sous-jacentes sont déformées et érodées avant le dépôt des strates supérieures ; 2) les disconformités (disconformity), pour lesquelles il y a érosion ou non-dépôt mais pas de déformation des strates sous-jacentes.

Enfin, en se basant sur la géométrie et les relations stratigraphiques existant entre les strates sous- et sus-jacentes, Dunbar & Rodgers (1957) proposent les quatre types de discontinuités suivants (*Figure 1.8*) : 1) les surfaces de non-conformité (nonconformity) où les strates sédimentaires supérieures reposent sur des roches cristallines (ignées ou métamorphiques) ; 2) les surfaces de discordances angulaires (angular unconformity), avec des strates sédimentaires sous-jacentes déformées et érodées avant le dépôt des strates supérieures ; 3) les surfaces de disconformité (disconformity), où toutes les strates sont

Authors	Angular	Parallel	Non-depositional	Heterolithic
Hutton, 1795 Jameson, 1805	Unconformity			
Grabau, 1905 Blackwelder, 1909	Angular discordance	Disconformity Eroded surface		
Willis, 1910			Surface of non-deposition	Contact between rocks of wholly unlike origin
Crosby, 1912	Discordance or clinounconformity	Accordance or paraunconformity		
Pirsson, 1915	Nonconformity			Nonconformity
Twenhofel, 1939	Nonconformity	Disconformity	Marine unconformity	
Lahee, 1941	Angular unconformity or Nonconformity	Parallel unconformity or Disconformity		
Krumbein, 1942	Nonconformity	Disconformity	Marine unconformity	
Billings, 1942	Angular unconformity	Disconformity		Nonconformity
Shrock, 1948	Angular unconformity	Disconformity		
Sanders, 1957	Unconformity	Disconformity	Hydrodialeima	Nonconformity
Dunbar & Rogers, 1957	Angular unconformity	Disconformity	paraconformity	Nonconformity
Tomkeieff, 1963	Angular unconformity	Parallel unconformity	Non-depositional unconformity	Heterolithic unconformity

Tableau 1.1 : Types d“unconformities” (Tomkeieff, 1963).

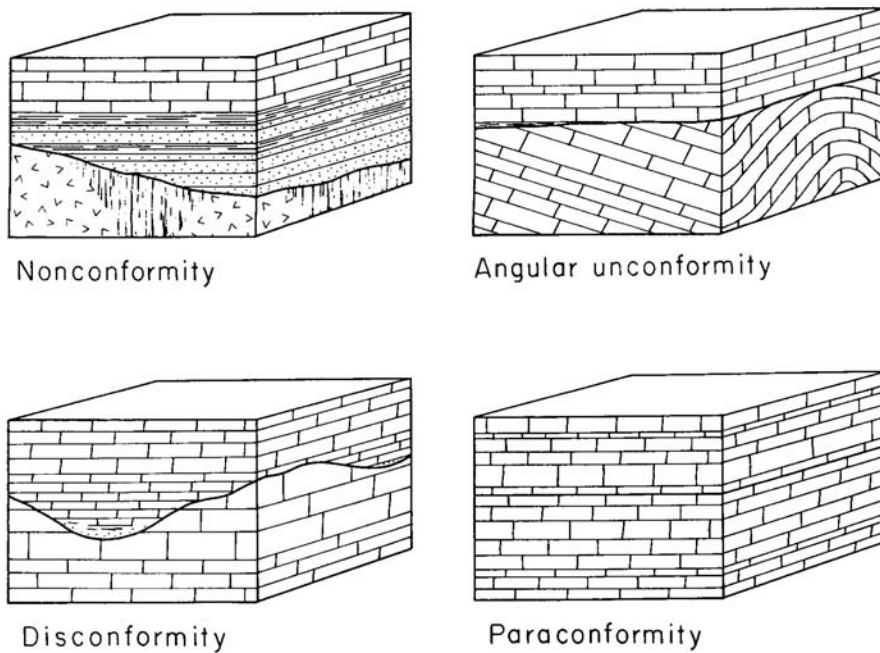


Figure 1.8 : Classification des discontinuités selon leur géométrie et les relations stratigraphiques observées entre les strates sous- et sus-jacente (Dunbar & Rodgers, 1957).

irrégulières ; 4) les surfaces de conformité apparente (paraconformity), avec un contact correspondant à un simple plan de stratification. La discontinuité sépare des strates parallèles et représente une période de non-dépôt sans trace d'érosion.

Barrell (1917) définit les diastèmes comme des discontinuités au sein de sédiments marins indiquant une interruption mineure de dépôts, sans modification des conditions de sédimentation. Barrell souhaitait ainsi distinguer les arrêts majeurs de sédimentation (unconformities) et les arrêts mineurs, de courte durée (diastems). Les diastèmes furent donc définis comme délimitant « une strate ou une série de strates », mais non « une formation ». Le problème consistait alors à définir la valeur d'une formation... La signification du terme diastème fût donc, par la suite, ramenée à celle d'un simple joint de stratification.

L'origine des discontinuités n'est que peu discutée et seuls quelques auteurs tentent de les hiérarchiser en fonctions des causes de leur formation. Ainsi, Twenhofel (1950) distingue les discontinuités continentales, formées par l'action d'un agent continental et recouvertes par des dépôts continentaux et les discontinuités marines dues aux variations eustatiques (surfaces de ravinement, surface de « wave-cut »). Sanders (1957) tente d'établir une classification en se basant à la fois sur des critères génétiques (processus à l'origine de la formation des discontinuités) et sur des critères géométriques, ce qui résulte en une multitude de terme, illustrant la complexité du problème. Ces travaux restent néanmoins peu concluants et les différentes classifications et terminologies se basent donc toujours sur les relations angulaires existant entre les strates et sur la géométrie des surfaces de discontinuité. C'est le cas de celle de Dunbar & Rodgers (1957), largement admise et utilisée. Un consensus est tacitement admis : le terme d'« unconformity » désigne les discontinuités au sens large. Le terme d'angular unconformity correspond aux surfaces de discordance.

6. INTRODUCTION DE LA NOTION DE SURFACE DE NON-DEPOT

Jusqu'au début du XX^{ème} siècle, les discontinuités sédimentaires ne sont interprétées qu'en termes de surface d'érosion ou de discordance (« unconformity »). Originellement introduit par Willis (1910), la notion de surface de non-dépôt (sans trace de déformation et/ou d'érosion) est alors reprise par plusieurs auteurs comme Dunbar & Rodgers (1957) qui introduisent le terme de paraconformité. C'est la première fois que le terme d'« unconformity » perd sa connotation érosive. Sloss (1963) utilise également le terme pour qualifier un manque dans l'enregistrement sédimentaire (hiatus biostratigraphique), non exprimé par une surface d'érosion ou de non-dépôt. Le concept de paraconformité trouve son origine dans des faciès de plate-forme peu profonde, où de telles surfaces sont souvent associées à des niveaux condensés et des hardgrounds à différents stades de développement (Carter, 1985).

Le terme de hardground fut introduit durant la croisière du H.M.S. Challenger, pour indiquer un fond marin rocheux « ne rendant pas d'échantillon boueux à la sonde à plomb » (Murray & Renard, 1891). Ce terme a depuis été utilisé pour indiquer des surfaces de lithification synsédimentaire, intraformationnelles au sein de sédiments montrant des caractéristiques de fonds marin et représentant un arrêt de la sédimentation (Shinn, 1969 ; Bromley, 1975 ; Tucker & Wright, 1992). Enfin, le terme de rockground fut proposé par Fürsich (1979) par opposition aux hardgrounds et définit comme un fond marin rocheux, dont la lithification n'est pas synsédimentaire. Ils correspondent à d'anciennes strates de roches qui, une fois immergées, forment le fond marin.

Ces termes peuvent-ils être considérés comme des synonymes ? Chacun d'eux caractérise des phénomènes de non dépôt, sans érosion. Ils correspondent cependant à des conceptions différentes des discontinuités. Ainsi, le terme de paraconformité s'inscrit dans une classification basée sur les géométries et les relations entre les strates séparées par la discontinuité. Le terme de niveau condensé a une connotation génétique, puisqu'il se réfère aux processus ayant contribué à sa formation. Enfin, les termes de hardground et rockground sont des termes descriptifs à connotation génétique.

Il reste néanmoins que la reconnaissance de telle discontinuité est un fait relativement nouveau et important à cette époque, puisqu'il existe dorénavant des « unconformités sans trace d'érosion ».

7. CONCEPTIONS RECENTES SUR LES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES

7.1. DISCONTINUITES ET NIVEAU DE BASE

Introduit pour la première fois en 1875 par Powell (1875), puis repris par Barrell (1917), le niveau de base est défini comme une surface abstraite, en interaction permanente avec la lithosphère à l'échelle du globe et le long de laquelle il y a équilibre entre érosion et dépôt. Harry E. Wheeler indique que cette surface est en perpétuelle ondulation ou « vibration » en réponse aux variations d'énergie intervenant au sein d'un flux de sédiments au niveau de zones en dépôts et de zones en érosion (Wheeler, 1964 ; Wheeler, 1966) (*Figure 1.9*).

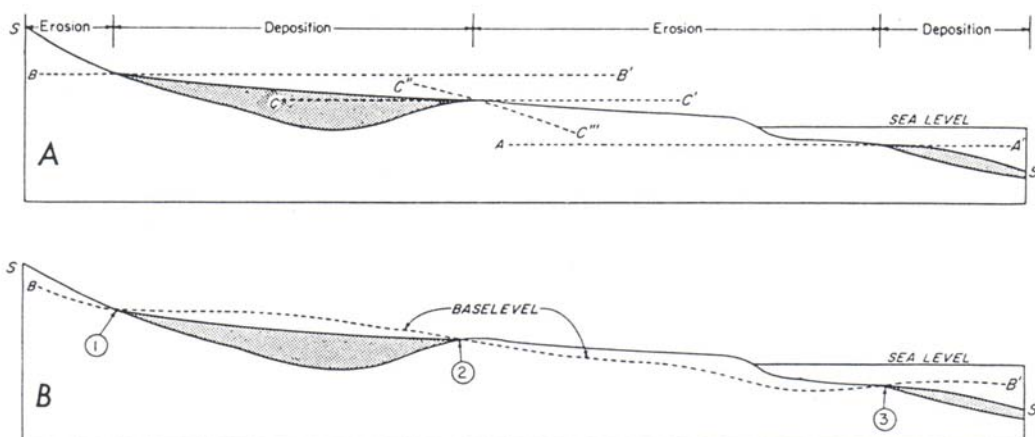


Figure 1.9 : Relation entre le niveau de base et les surfaces d'érosion et de dépôts : A) Si le niveau de base est considéré comme une succession de plans horizontaux ; B) si le niveau de base est considéré comme une surface unique, d'échelle mondiale, répondant aux variations d'énergie intervenant au sein d'un flux de sédiments au niveau de zones en dépôts et de zones en érosion (Wheeler, 1966).

C'est la première fois qu'on avance l'hypothèse d'un mécanisme qui attribue une même cause (les variations du niveau de base) aux différentes discontinuités (autrement dit d'un mécanisme de mise en place des discontinuités dans une même dynamique). Ce concept reste néanmoins très complexe et largement discuté encore aujourd'hui (notamment quant à la

signification des points d'inflexions de la courbe matérialisant le niveau de base (Schumm, 1993 ; Shanley & McCabe, 1994 ; Tipper, 2000).

7.2. UNCONFORMITY VS. DISCONTINUITY

Durant les quinze dernières années, la multiplication des études à l'échelle de l'affleurement (Lualdi, 1986 ; Laurin & *al.*, 1990 ; Pomoni-Papaioannou, 1994 ; Nicolaidis & Wallace, 1997 ; Kolata & *al.*, 1998 ; Ruffel & Wach, 1998 ; Eren & Tasli, 2002 ; Mutti & Bernoulli, 2003) a mis en évidence l'importance des discontinuités comme objet géologique à part entière. L'utilisation de classifications basées sur les relations géométriques entre les strates du type de celle de Dunbar & Rodgers (1957) est alors souvent rendu caduque par le fait que de nombreuses discontinuités peuvent être classées comme des surfaces de paraconformité (Clari & *al.*, 1995 ; Hillgärtner, 1998).

Doglioni & *al.* (1990) proposent alors une classification des discontinuités, basée sur une analyse de terrain (*Figure 1.10*). Ils proposent l'utilisation du terme « stratal discontinuities » pour indiquer toutes les surfaces marquant un arrêt dans l'enregistrement sédimentaire : elles sont définies comme des surfaces physiques séparant des strates de pendage différent ou séparant des strates présentant un hiatus significatif. Ils distinguent de plus les « unconformities », discontinuités causées par érosion ou non-dépôt, présentant un hiatus significatif, et les « synsedimentary stratal discontinuities », causées par des processus de dépôts locaux et ne présentant pas d'hiatus significatif.

Outre le problème du sens du terme « significatif », cette définition n'inclut pas les surfaces pour lesquelles la caractérisation du hiatus n'est pas possible (absence de marqueurs biostratigraphiques par exemple).

Clari & *al.* (1995) insistent donc sur la nécessité de définir un terme générique, regroupant l'ensemble des arrêts ou des ruptures dans la sédimentation. Ces surfaces résultent de changements importants et « significatifs » des conditions environnementales, et doivent ainsi être distinguées de simples joints de stratification puisqu'elles correspondent à un arrêt de la sédimentation. Afin de s'affranchir des problèmes d'échelle d'observation ou de caractérisation biostratigraphique, la définition de ce terme se base sur des critères purement descriptifs et indépendants de la durée représentée par la surface ou de l'origine de la surface. En suivant la définition de Bates & Jackson (1987), Clari & *al.* (1995) proposent donc que toutes les surfaces séparant des dépôts anciens de dépôts plus récents et présentant des critères géométriques, sédimentologiques, diagénétiques ou biostratigraphiques caractérisant un arrêt de la sédimentation, quel que soit sa longueur, soient appelées discontinuités (« discontinuities »).

Le terme de discontinuité (« discontinuity surface ») est introduit pour la première fois par Heim (1924). Il n'est que très peu utilisé, le terme d'unconformity lui étant préféré. Bromley (1975) limite sa signification à des arrêts de sédimentation mineurs, de rang inférieur aux unconformités. Les progrès rapides de la stratigraphie sismique puis séquentielle maintiendront le terme de discontinuité au second plan, jusqu'à sa réutilisation par Clari & *al.* (1995).

Plusieurs classifications et terminologies, basées sur des études sédimentologiques, diagénétiques, taphonomiques et ichnologiques sont alors proposées, particulièrement pour les dépôts de plates-formes carbonatées peu profondes. Il en résulte une nouvelle

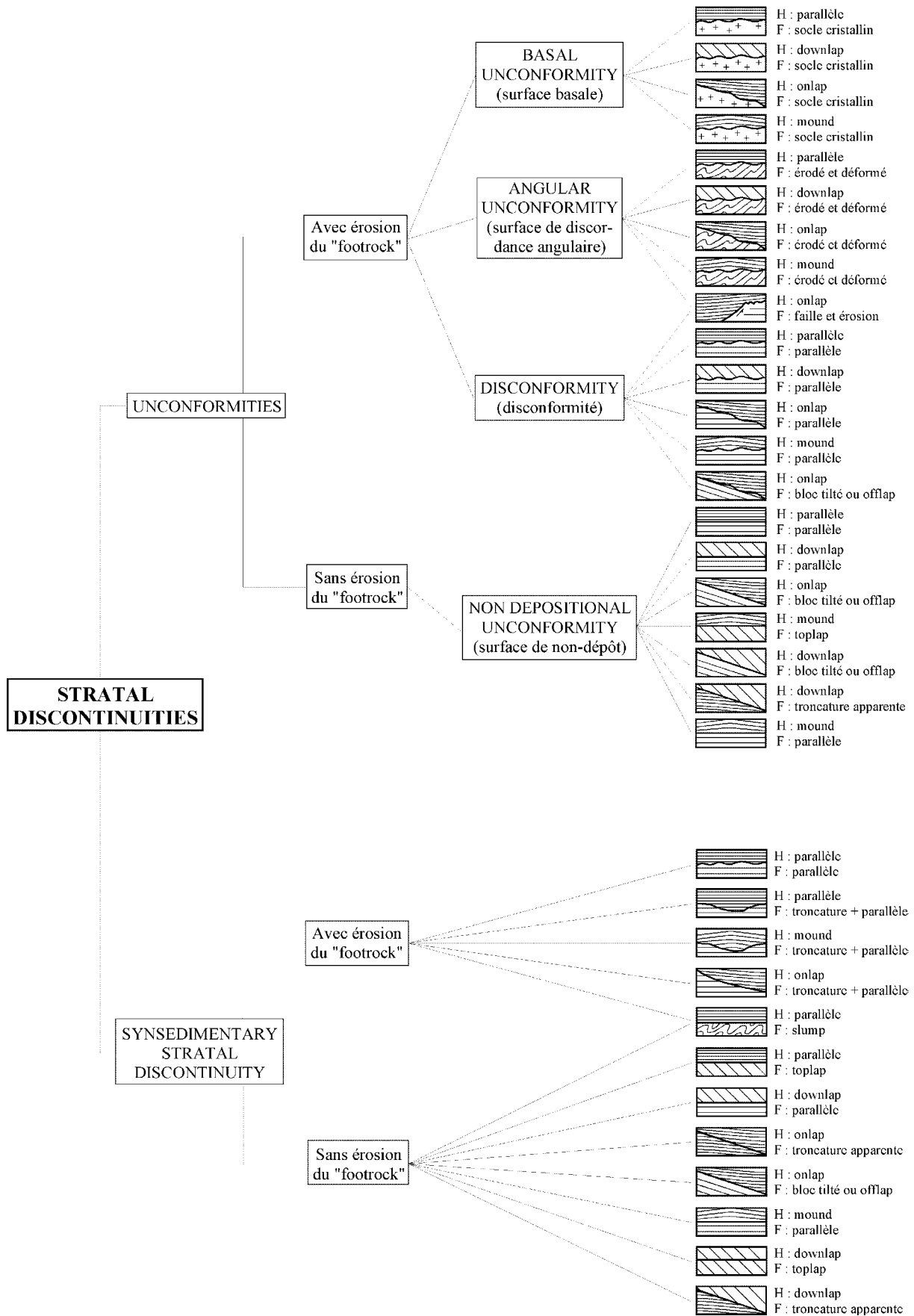


Figure 1.10 : Classification des discontinuités (Dogliani & al., 1990 ; modifié).

multiplication des termes attribués aux discontinuités sédimentaires. Clari & al. (1995), qui s'intéressent aux surfaces de condensation, distinguent ainsi trois types de fonds marins (*Figure 1.11*) : softgrounds, firmgrounds, rockgrounds, termes qui seront explicités et discutés au *Chapitre 4*. Hillgärtner (1998) propose une caractérisation systématique et une classification des discontinuités de petite échelle, observables en domaine de plate-forme carbonatée peu profonde (*Figure 1.12*). Cette classification prend en compte les surfaces d'érosion et de condensation et intègre les facteurs contrôlant la mise en place de ces discontinuités. Ce dernier point lui fait d'ailleurs perdre de sa valeur descriptive.

8. LES DISCONTINUITES A L'ECHELLE DES BASSINS : LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

8.1. DISCONTINUITES ET SEQUENCE DE DEPOTS

Avec l'avènement de la notion de séquence de dépôts, largement due à Lawrence L. Sloss et son école, puis des concepts de stratigraphie séquentielle, les discontinuités vont prendre le sens nouveau de limite de séquence. Sloss reconnaît ainsi des discontinuités (unconformity) d'échelle interrégionale, établies selon des méthodes de corrélations lithologiques et correspondant à des limites d'unités stratigraphiques (Krumbein & Sloss, 1963). Il développe ainsi le concept de séquences stratigraphiques (Sloss, 1950), cycles majeurs correspondant à des unités corrélables en domaine cratonique sur de très longues distances, et délimitées par des discontinuités strictement érosives à valeur interrégionale.

A travers la nécessité de définir les causes de ces cycles, l'origine des discontinuités va alors être largement discutée. Sloss travaillant en domaine cratonique rattache naturellement ces discontinuités à des causes d'ordre tectonique (épirogénique). La compréhension des discontinuités devient alors indissociable de celle des séquences de dépôts, ce qui conduit à la reconnaissance des « unconformity-bounded stratigraphic units », ensembles de strates délimités par des discontinuités strictement érosives, également connues sous le nom de « synthem » (Chang, 1975 ; International Subcommission on Stratigraphic Classification, 1987). Ces unités seront vivement discutées principalement à cause de l'intérêt croissant que suscitent les séquences de dépôts interprétées en terme de variations eustatiques périodiques. Le terme d'« unconformity » prend alors le sens restreint de surface strictement érosive.

Mitchum & al. (1977), en redéfinissant le concept de séquence de dépôts, modifient alors les idées en vigueur concernant les discontinuités sédimentaires. Ils montrent ainsi : 1) qu'une unconformity peut passer latéralement à une surface séparant des dépôts concordants, 2) que sa valeur n'est pas seulement interrégionale et cratonique, mais globale et donc également océanique. Le terme d'unconformity est donc à nouveau utilisé au sens premier de surface d'érosion ou de non-dépôt séparant des couches jeunes de couches plus anciennes et représentant un hiatus.

8.2. L'AVENEMENT DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Le développement de la stratigraphie sismique (dans les années 1960-1970), puis de la stratigraphie séquentielle (dans les années 1980) aboutit alors à la reconnaissance et à la définition d'unités stratigraphiques fondamentales appelées séquences de dépôts. Elles sont

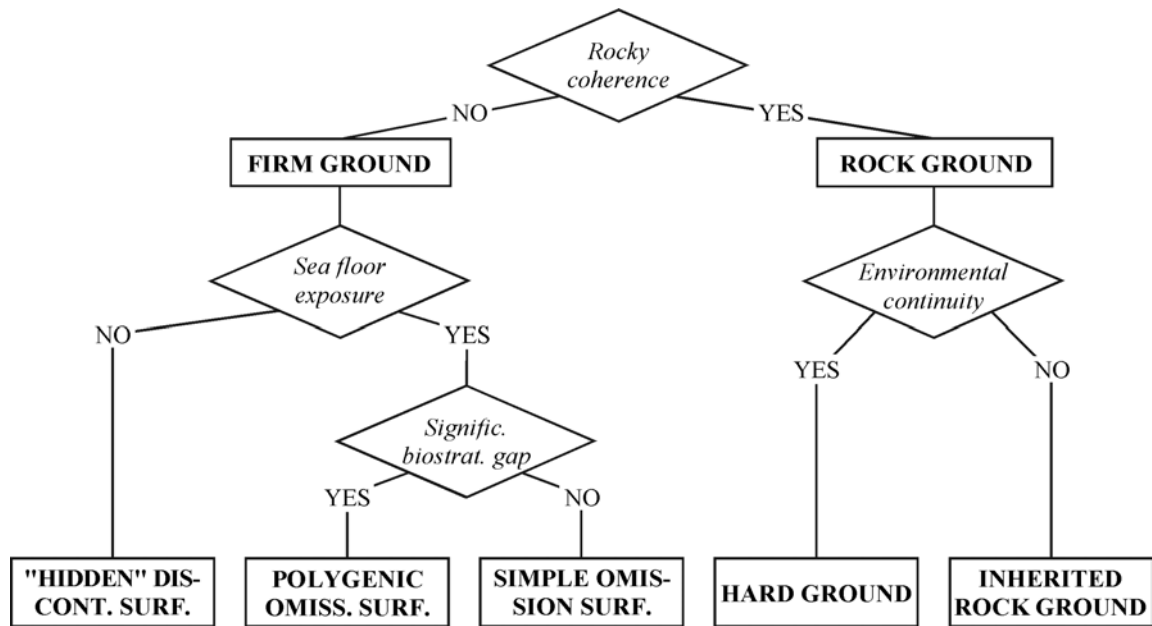


Figure 1.11 : Charte montrant différents critères permettant la distinction de différents types de discontinuités (Clari & al., 1995). Cette classification n'intègre que des surfaces de condensation.

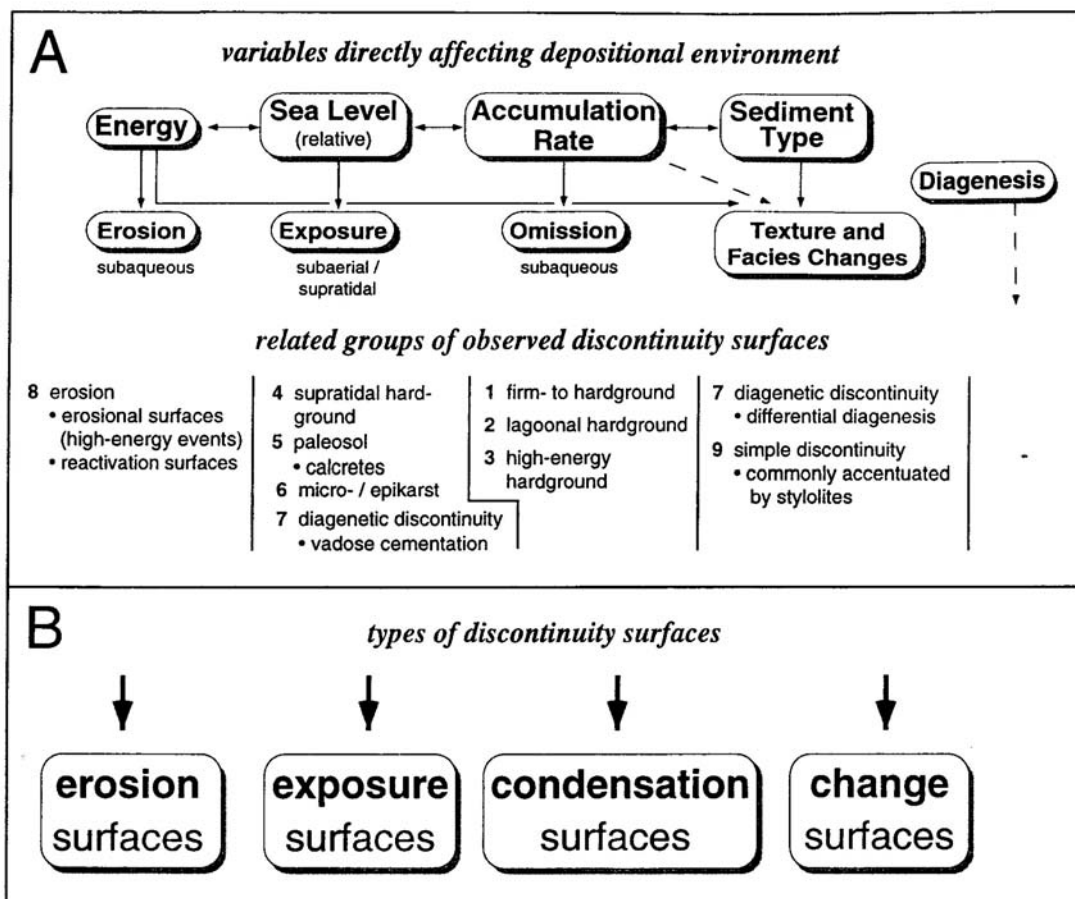


Figure 1.12 : Variables environnementales contrôlant directement la sédimentation en domaine de plate-forme carbonatées peu profonde. A) Variables conduisant à une réponse spécifique du système sédimentaire lors de changement rapide ou de forte amplitude. Les discontinuités observées liées à ces réponses sont listées dessous. B) Classification des discontinuités selon le changement environnemental prédominant.

délimitées par des « unconformities » et leurs surfaces corrélatives (Mitchum & al., 1977). Les discontinuités fournissent alors une trame stratigraphique et sont hiérarchisées selon leur position dans la séquence de dépôts et suivant leur mode de formation (Figure 1.13). Trois surfaces majeures sont distinguées (Vail & al., 1987 ; Loutit & al., 1988 ; Posamentier & al., 1988 ; Van Wagoner & al., 1988).

La surface transgressive (« marine flooding surface ») sépare des dépôts anciens de dépôts plus récents et marque une montée importante du niveau marin relatif. Cet approfondissement est fréquemment associé à des surfaces sous-marines mineures, d'érosion et de non-dépôt, traduisant un hiatus.

L'« unconformity », sépare des dépôts anciens de dépôts plus récents et correspond à une surface d'érosion continentale (passant par endroit, à une surface d'érosion sous-marine), et marquant un hiatus majeur. Elle traduit une chute du niveau marin relatif. Cette définition restreint à nouveau l'usage du terme « unconformity » aux strictes surfaces d'érosion, modifiant ainsi la définition établie par Mitchum & al. (1977). Deux types d'« unconformity » sont distingués, selon qu'elles limitent une séquence de type 1 ou de type 2.

La surface d'inondation maximale (« maximum flooding surface ») ou surface de downlap, marquant le changement entre un système rétrogradant (« transgressive system tract ») et un système aggradant puis progradant (« highstand system tract ») et formée au voisinage du maximum de montée eustatique. Elle passe latéralement vers le bassin à un niveau condensé, faciès consistant en des dépôts marins, peu épais de sédiments hémipélagiques ou pélagiques caractérisant un taux de sédimentation très faible : le niveau condensé (Loutit & al., 1988).

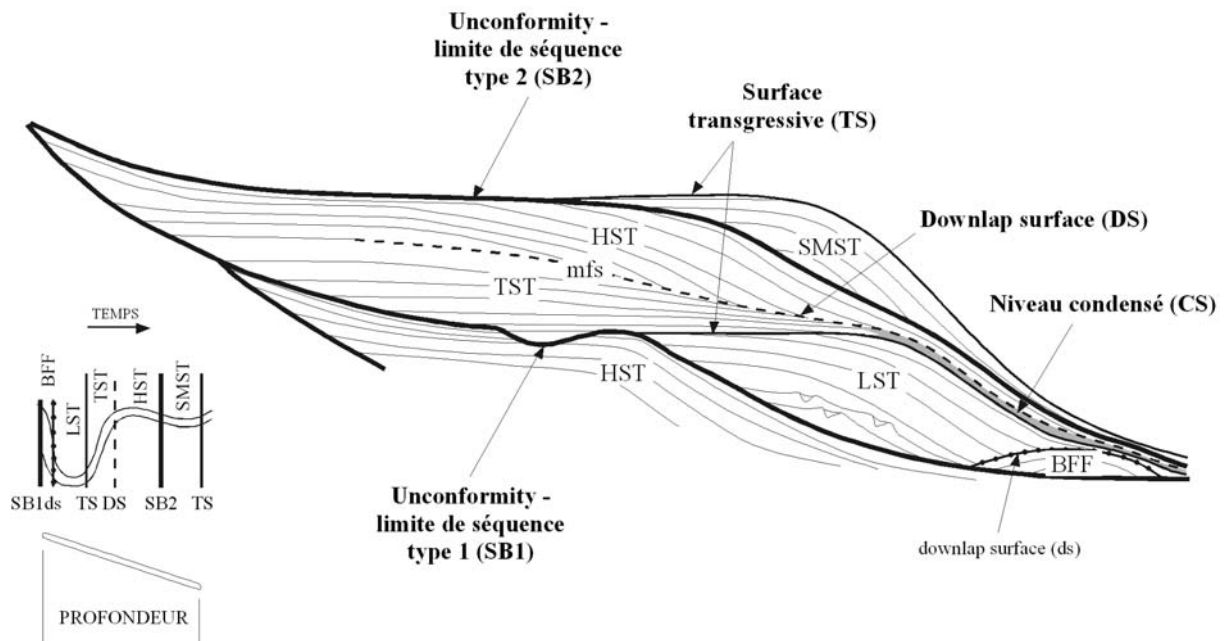


Figure 1.13 : Les discontinuités au sein de la séquence théorique de dépôt (d'après Vail & al., 1987 ; modifié). HST : Highstand System Tract (prisme de haut niveau) ; TST : Transgressive System Tract (intervalle transgressif) ; LST : Lowstand System Tract (prisme de bas niveau) ; BFF : Basin Floor Fan (cône sous-marin) ; SMST : Shelf Margin System Tract (prisme de bordure de plate-forme) ; SB : Sequence Boundary (limite de séquence) ; TS : Transgressive Surface (surface d'inondation) ; mfs : Maximum Flooding Surface (surface d'inondation maximum) ; CS : Condensed section (niveau condensé)

9. LES DISCONTINUITES A L'ECHELLE DES RESERVOIRS SEDIMENTAIRES : LA STRATIGRAPHIE GENETIQUE

La stratigraphie génétique, issue des mêmes développements conceptuels mais se fondant sur des objets d'échelle différente, en s'affranchissant de tout a priori géométriques, utilise également la reconnaissance des discontinuités sédimentaires (Homewood & *al.*, 1992) (Figure 1.14). L'unité génétique est délimitée par deux maxima bathymétriques définis comme des surfaces d'inondation maximales (celles-ci ne correspondent d'ailleurs pas forcément à des surfaces physiques, mais parfois à une épaisseur de sédiment correspondant au faciès le plus profond, ou le plus distal).

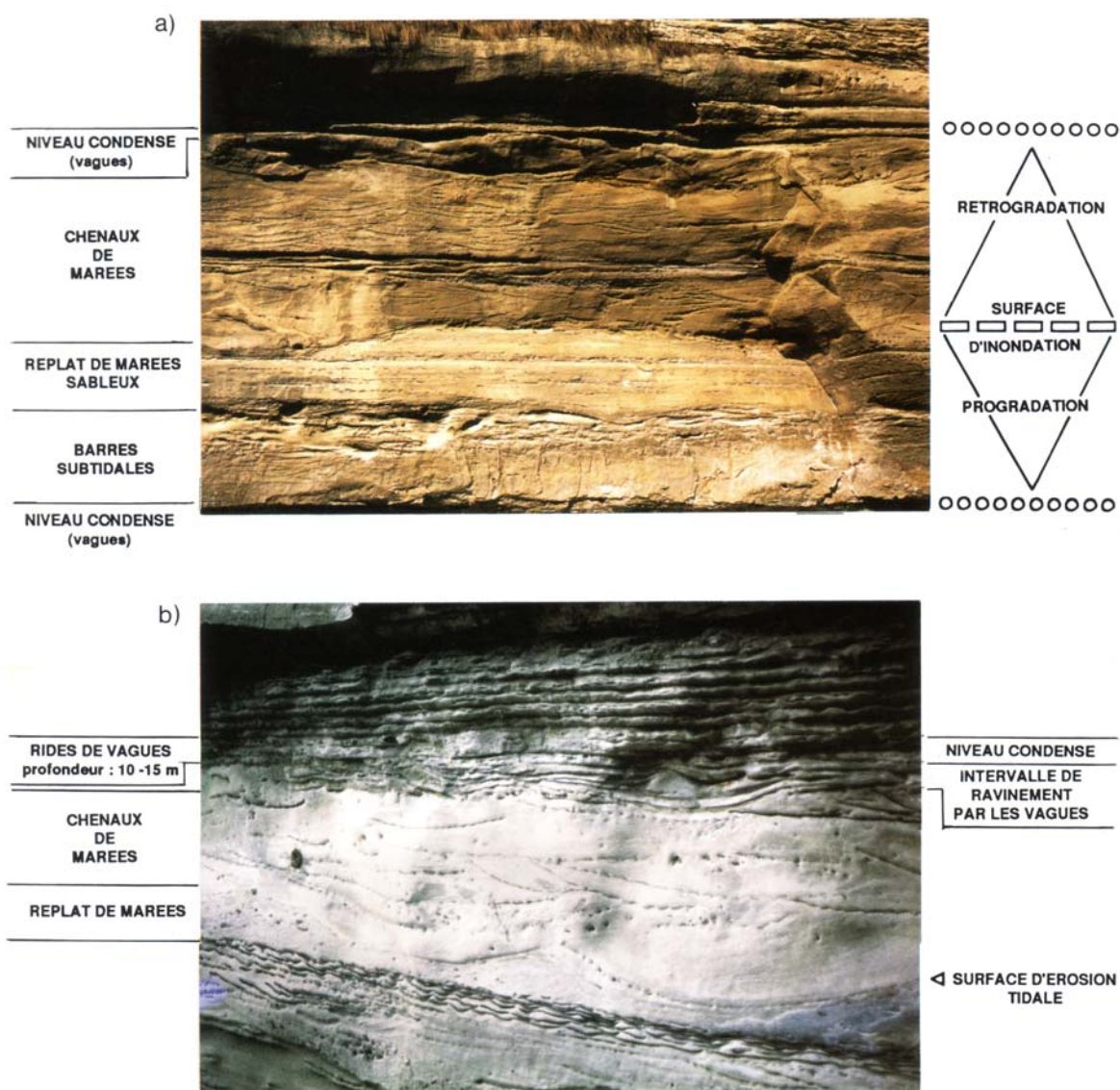


Figure 1.14 : Expression d'une unité génétique en domaine estuarien (Molasse Marine Supérieure – Burdigalien – Illens, Suisse). a) Séquence verticale de faciès. b) Détail des différentes surfaces formées durant la phase de rétrogradation (Homewood & *al.*, 1992).

La surface d'inondation maximale est une surface isochrone, car enregistrant le moment d'inversion de tendance entre la phase transgressive et la phase régressive. De la même manière, la surface enregistrant le moment d'inversion de tendance entre les phases régressive et transgressive est isochrone : elle correspond à la surface d'inondation au sens de Posamentier & al. (1988).

Avec la stratigraphie séquentielle et la stratigraphie génétique les discontinuités, plus que des objets géologiques, deviennent des outils indispensables à la reconstitution de l'histoire et du remplissage des bassins sédimentaires et des réservoirs.

N.B. : Les concepts de stratigraphie séquentielle et génétique sont expliqués en détail et discutés dans l'*Annexe 1*.

10. CONCLUSION

Définitions et interprétations des discontinuités sédimentaires ont donc été largement influencées par les développements de la stratigraphie. Le XVIII^{ème} et la première moitié du XIX^{ème} siècle, qui voient le développement de la stratigraphie physique, cantonnent l'interprétation et à la hiérarchisation des discontinuités à des considérations géométriques.

Les développements récents voient le développement de deux approches : les discontinuités en tant qu'outils (stratigraphie séquentielle / génétique) et les discontinuités en tant qu'objets géologiques à part entière. Elles sont alors étudiées sous tous les aspects : sédimentologique, paléo-environnemental, paléontologique, diagénétique. Leur caractérisation précise (particulièrement celle des surfaces durcies) devient l'axe de recherche prédominant, parfois jusqu'à l'excès. En effet, de nombreuses études décrivent les surfaces sans intégrer d'interprétation quant à leur signification géodynamique à grande échelle (susceptible de contrôler leur mise en place, leur répartition verticale ou leur évolution latérale).

L'intérêt du travail présenté ici réside donc dans l'utilisation des deux approches et leur application à la série du Lias inférieur du Seuil Caussenard, qui correspond à un cas d'étude exceptionnel, présentant de nombreuses discontinuités sédimentaires de différents types. Après la définition d'un cadre paléogéographique et séquentiel, les discontinuités sédimentaires seront étudiées en tant qu'objets géologiques et feront l'objet 1) d'une caractérisation fine (macro- et microscopique) ; 2) d'une hiérarchisation ; 3) d'une étude de leur évolution latérale ; 4) d'une interprétation en terme d'origine, de facteurs contrôlant leur mise en place et de signification géodynamique.

Chapitre 2 :

Cadre général de l'étude

Plan du chapitre 2 :

1. CONTEXTE GENERAL

- 1.1. CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE
- 1.2. CADRE STRUCTURAL
- 1.3. CADRE PALEOCLIMATIQUE

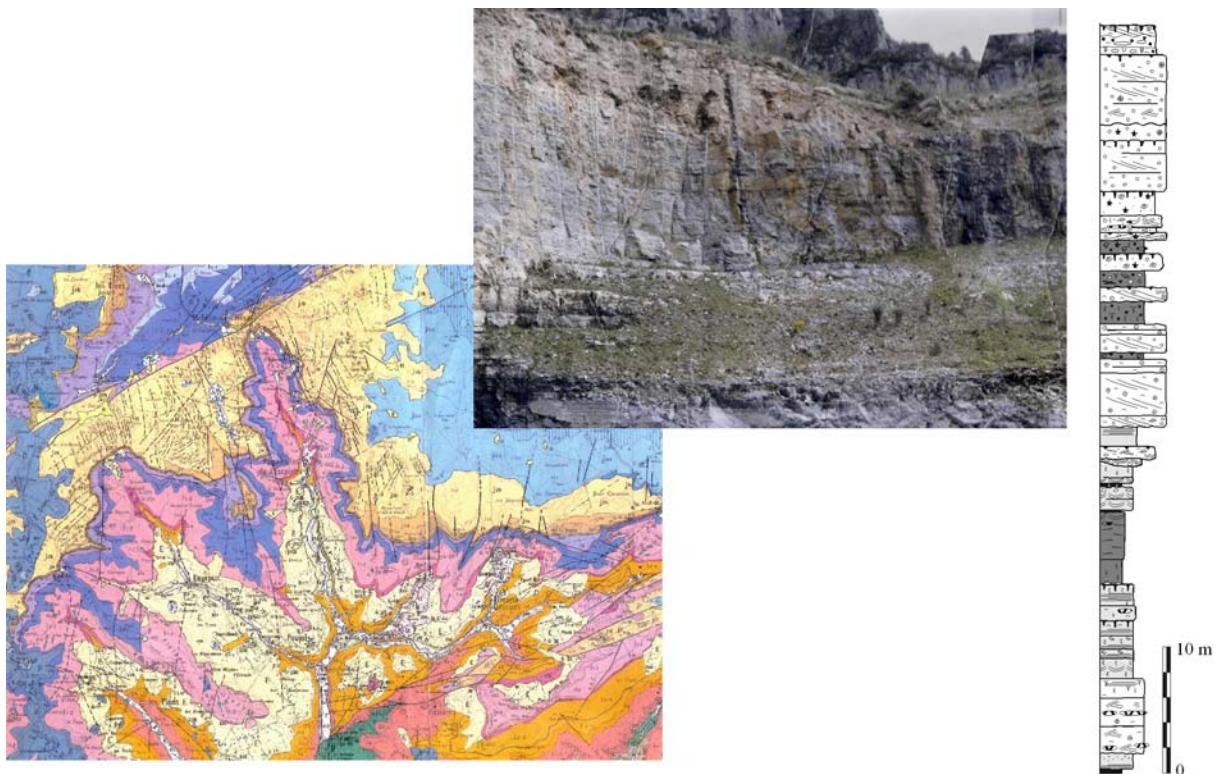
2. LA SERIE LIASIQUE DU SEUIL CAUSSENARD

- 2.1. TRAVAUX ANTERIEURS
- 2.2. LA SERIE DETRITIQUE ANTE-LIASIQUE
- 2.3. LA SERIE LIASIQUE

3. METHODE D'ETUDE ET DONNEES DISPONIBLES

Chapitre 2 :

Cadre général de l'étude



Carte géologique 1/50.000 du Caylar, coupe de l'Escalette et log correspondant.

1. CONTEXTE GENERAL

1.1. CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE

A la fin de l'ère primaire, les plaques continentales sont rassemblées en un vaste continent à caractère unique : la Pangée. De la fin du Carbonifère au début du Permien, l'ouverture de la Néotéthys se produit de l'Est de l'Australie à l'Est de la zone méditerranéenne, associée à la fermeture de la Paléotéthys (*Figure 2.1*). Pour Stampfli & Borel (2002), l'ouverture de la Néotéthys serait à mettre en relation avec la subduction de la Paléotéthys (et de sa ride médio-océanique) sous la marge eurasiennne, ce qui provoquerait l'augmentation des forces de « slab pull » (forces extensives dans la plaque subduite). En parallèle, un « roll-back » du slab induirait l'ouverture de plusieurs bassins d'arrière arcs le long de la marge eurasiennne (*Figure 2.1a*) et l'effondrement de la chaîne varisque. Pour les mêmes auteurs, la fermeture complète de la Paléotéthys interviendrait entre la fin du Permien et le Trias Moyen. Enfin, la subduction de la Néotéthys sous sa marge NE (Iran) créerait une forte extension (« slab-pull ») contribuant à la fracturation de la Pangée et à l'ouverture de l'océan Atlantique Central et du Golfe du Mexique au début du Jurassique (Stampfli & Borel, 2002) (*Figure 2.1b*).

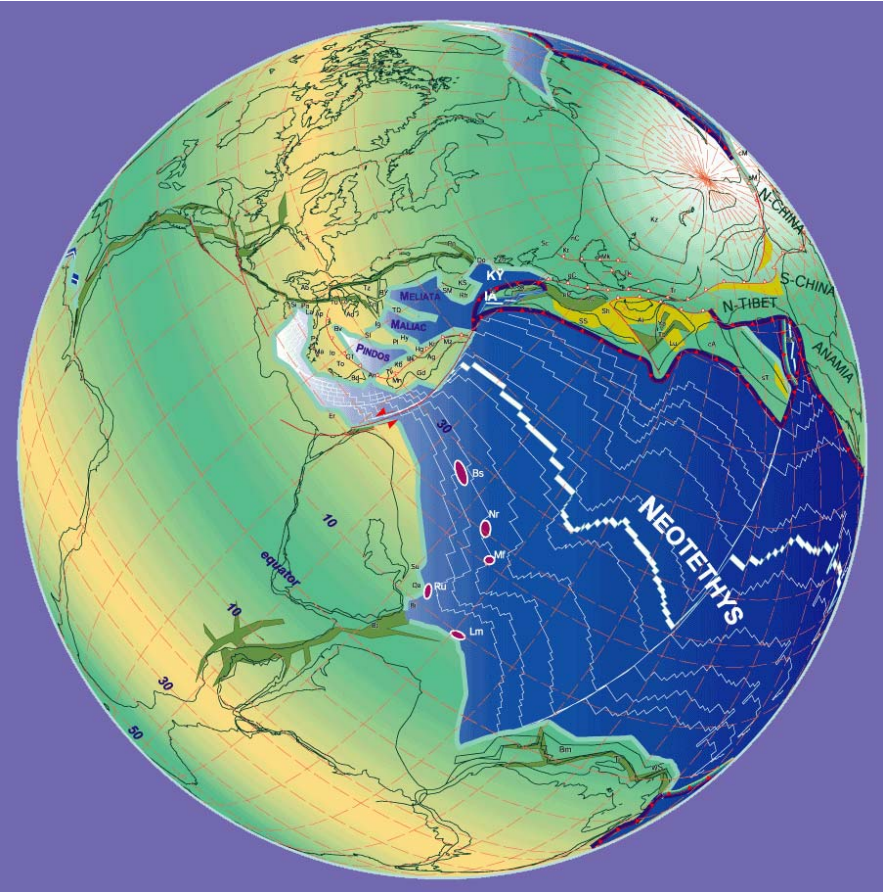
De la fin du Permien au début du Trias, dans le domaine Téthysien, l'extension s'est propagée d'Est en Ouest à travers toute l'Europe. Elle a individualisé, dans le Sud de la France, une vaste cuvette endoréique fortement subsidente : le Bassin du Sud-Est (Ziegler, 1992 ; Stampfli & Pillevuit, 1993) (*Figure 2.2*).

Ce bassin intracontinental forme une zone de sédimentation grossièrement triangulaire, limitée par les domaines hercyniens du massif Central à l'Ouest, des Maures, du Mercantour et du Massif Corso-Sarde au Sud, par le Seuil du lyonnais et le Seuil vindélicien au Nord (Baudrimont & Dubois, 1977 ; Debrand-Passard & *al.*, 1984 ; Dubois & Delfaud, 1989) (*Figure 2.2*). Il est centré sur un système de grabens emboîtés, limités par des failles normales majeures de direction NNE-SSW, qui sont de l'Ouest vers l'Est : la faille des Cévennes, la faille de Nîmes et la faille de la Durance (Arnaud & *al.*, 1985 ; Dubois & Delfaud, 1989). Le bassin ainsi délimité se scinde en sous-bassins : languedocien, dauphinois, vocontien et provençal, qui traduisent la fracturation profonde du socle (*Figure 2.3a*).

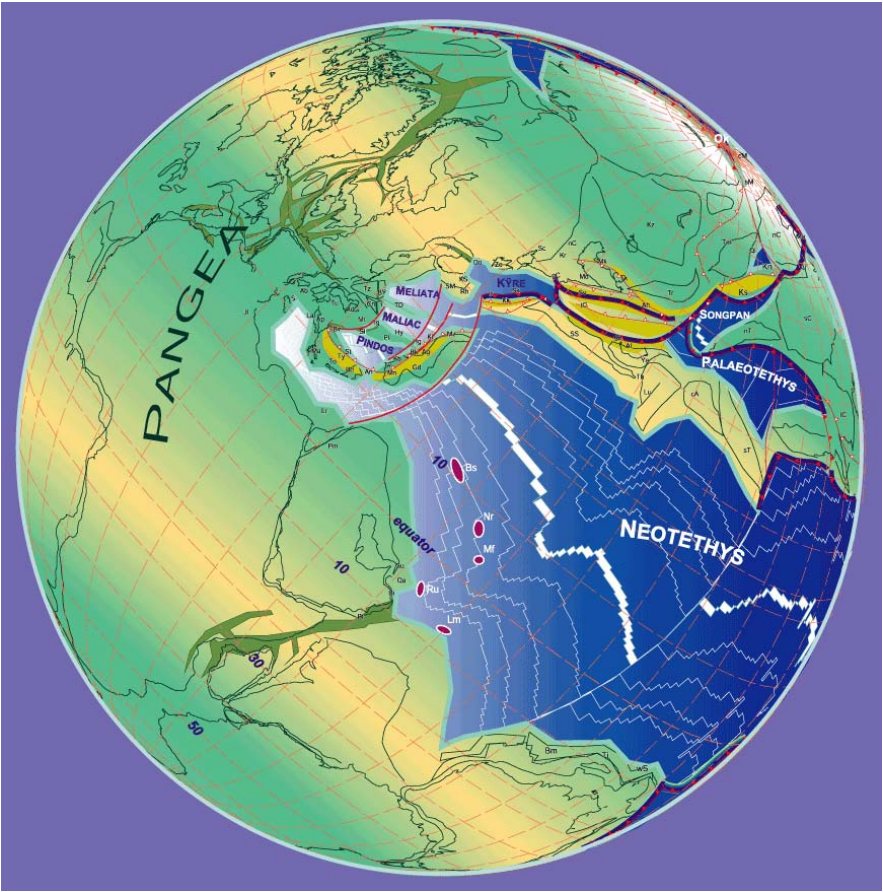
Au Lias et au Dogger, une structuration en blocs basculés peut être rapportée à l'effondrement de la plate-forme en marge du bassin subalpin. Une phase d'extension globalement E-W contrôle donc la sédimentation avec individualisation d'un seuil jalonnant la faille des Cévennes : le seuil Caussenard, constituant la marge Sud-Ouest du Bassin du Sud-Est (Delfaud, 1973 ; Petit & *al.*, 1973 ; Lopez, 1992). Cette extension NW-SE à E-W s'enregistre tout autour du Massif Central et est en accord avec l'extension E-W créant le rift téthysien à l'origine de l'océan Ligure (Blès & *al.*, 1989). Ce seuil sépare au Lias un domaine de plate-forme externe à l'Est (le Bassin du Sud-Est) d'une plate-forme stable à l'ouest, les Grands Causses, généralement à faciès plus confinés, pouvant néanmoins communiquer avec le domaine Aquitain par le détroit de Rodez (au NW) ou le détroit Albigeois (au SW) (Arrondeau, 1982 ; Bodeur & *al.*, 1992) (*Figure 2.3b*).

Page suivante : Figure 2.1 : Reconstitutions paléogéographiques globales a) au Norien inférieur ; b) au Sinémurien (d'après Stampfli & Borel, 2002).

b)



a)



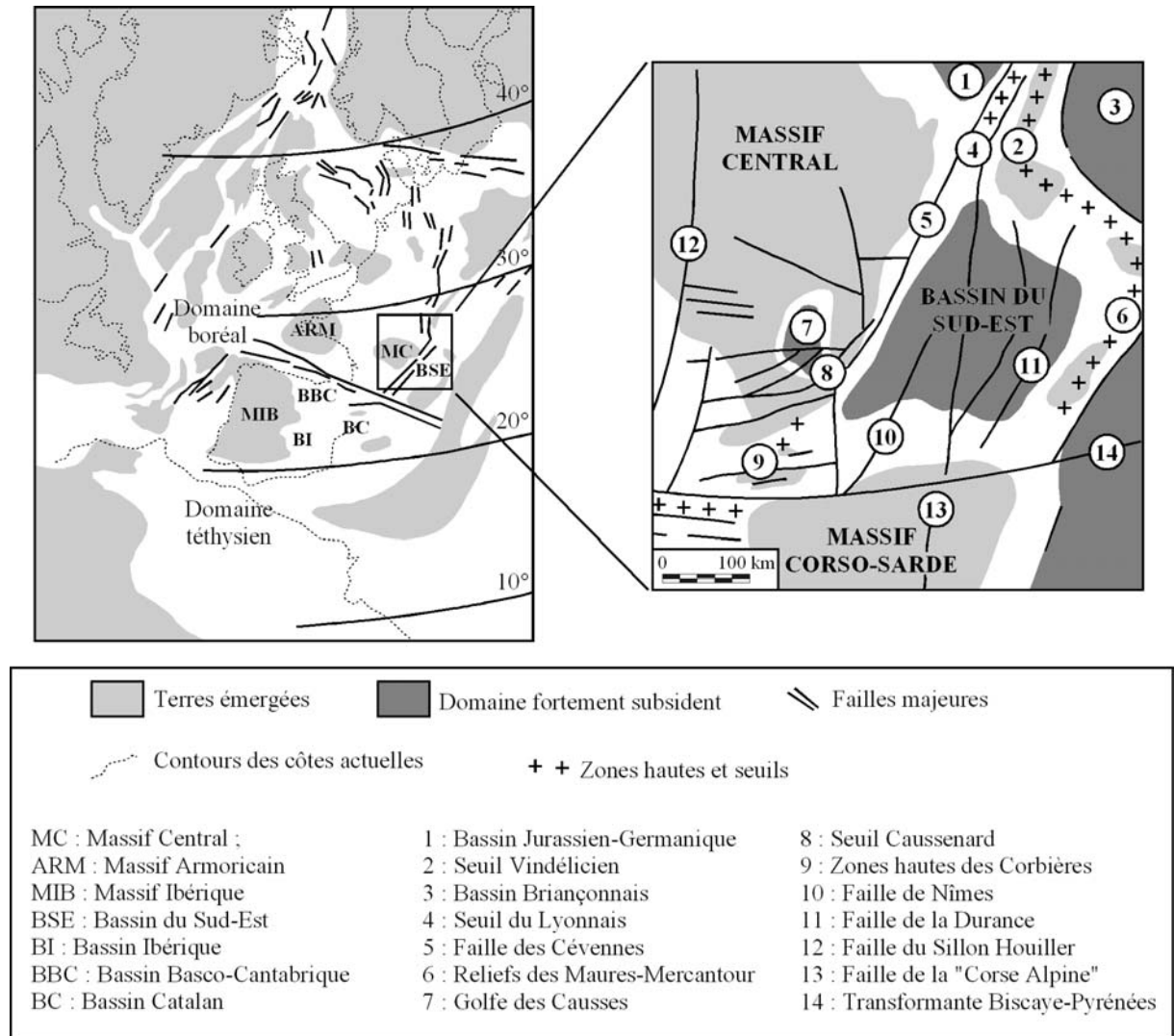


Figure 2.2 : Reconstitutions paléogéographiques de l'Europe (d'après Baudin & al., 1990 ; modifié) et du Sud de la France (d'après Lopez, 1992 ; modifié) au Jurassique inférieur.

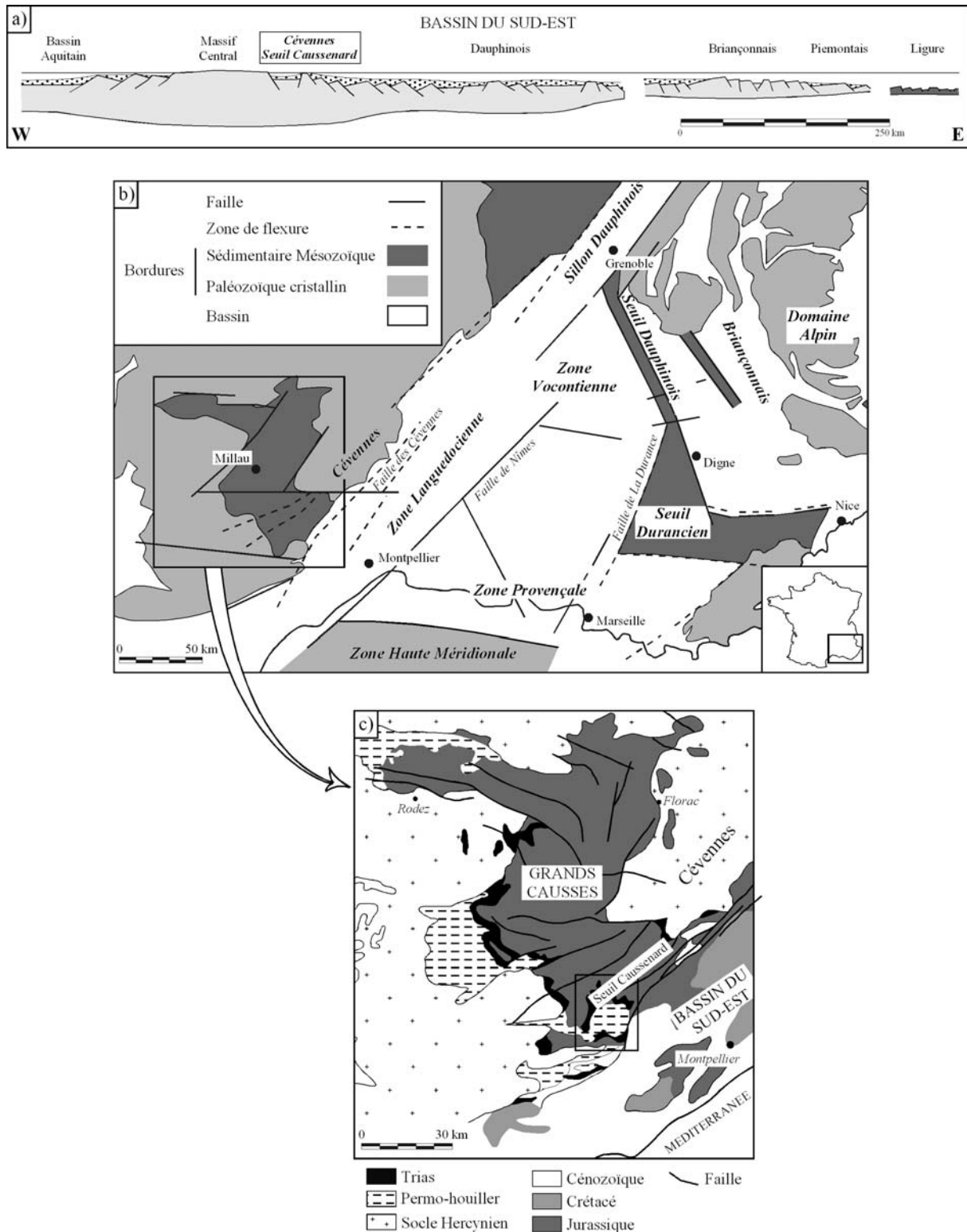


Figure 2.3 : a) Coupe schématique, d'échelle crustale, de la marge Ouest de la Téthys au Lias, montrant la zone étudiée (réalisée d'après Lemoine & de Graciansky, 1988 et Lopez, 1992 ; modifiés). b) Carte structurale schématique du Bassin du Sud-Est au Trias-Jurassique (d'après Dubois & Delfaud, 1989 ; modifié). c) Carte géologique simplifiée du Bassin des Causses. Le cadre représente la zone étudiée et est détaillé sur la Figure 2.4.

1.2. CADRE STRUCTURAL

1.2.1. La marge ouest du Bassin du Sud-Est

La zone d'étude (Seuil Caussenard), s'inscrit au sein de la paléo-marge du Bassin du Sud-Est (ou Bassin Sub-Alpin ; *Figure 2.4*). Elle se caractérise par une structuration SW-NE visible sur toute les zones de la marge. Ainsi, le Seuil Caussenard correspond à un horst défini par un faisceau de faille normales d'orientation Cévenole (SW-NE) : Faille des Cévennes au SE, failles de Fozières - La Vacquerie au NW (*Figure 2.5*). Son fonctionnement périodique sous l'influence de mouvements épirogéniques a largement conditionné l'évolution paléogéographique de l'aire caussenarde (Petit & *al.*, 1973 ; Mélas, 1982).

Plus au NE, la zone Cévenole est caractérisée par une structuration semblable (*Figure 2.4b*) ; elle est segmentée en une série de panneaux allongés SW-NE, limités par de nombreuses failles en relais (faille des Cévennes, faille de Corconne ; Perrissol, 1990) caractérisées par une tectonique polyphasée (Alabouvette & *al.*, 1988).

De même, la zone ardéchoise se caractérise par un ensemble de failles majeures SW-NE (failles de Malet-Paolive, d'Uzer, de Balazuc, de l'Ardèche), associé à des failles conjuguées NW-SE (failles de Montréal et Run). Ces faisceaux de failles délimitent plusieurs blocs allongés d'orientation SW-NE (Bonijoly & *al.*, 1996), qui structure la paléomarge du Bassin du Sud-Est lors du rifting téthysien (*Figure 2.4c*).

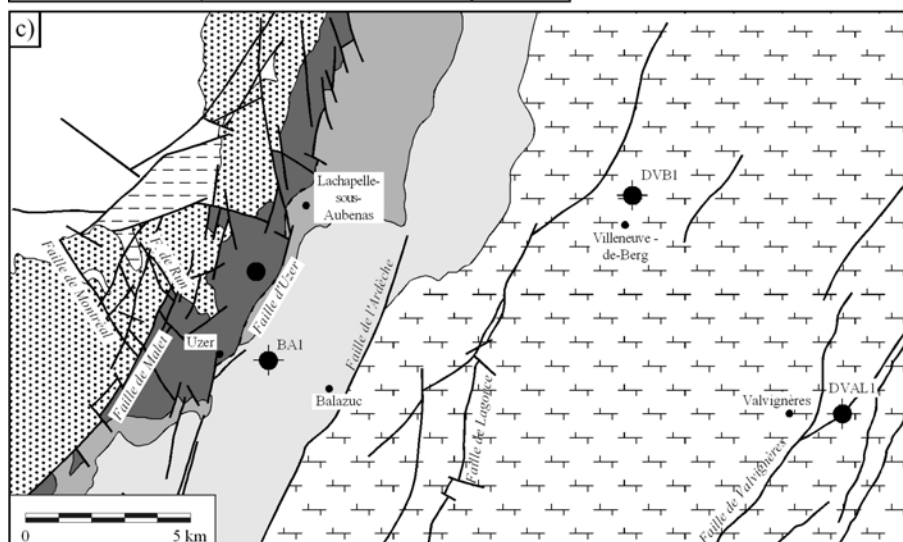
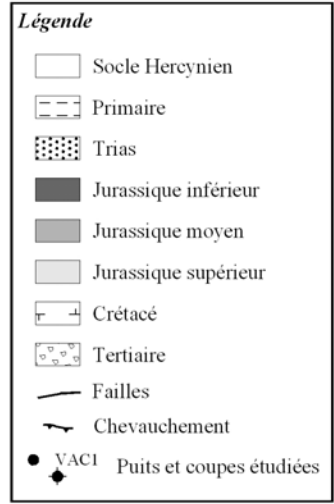
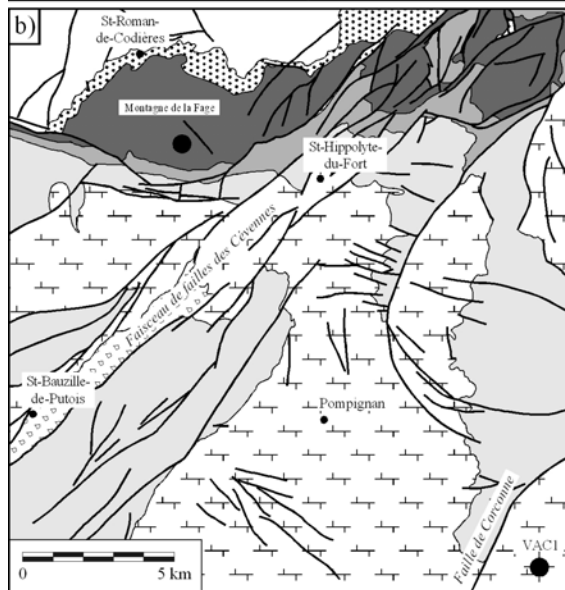
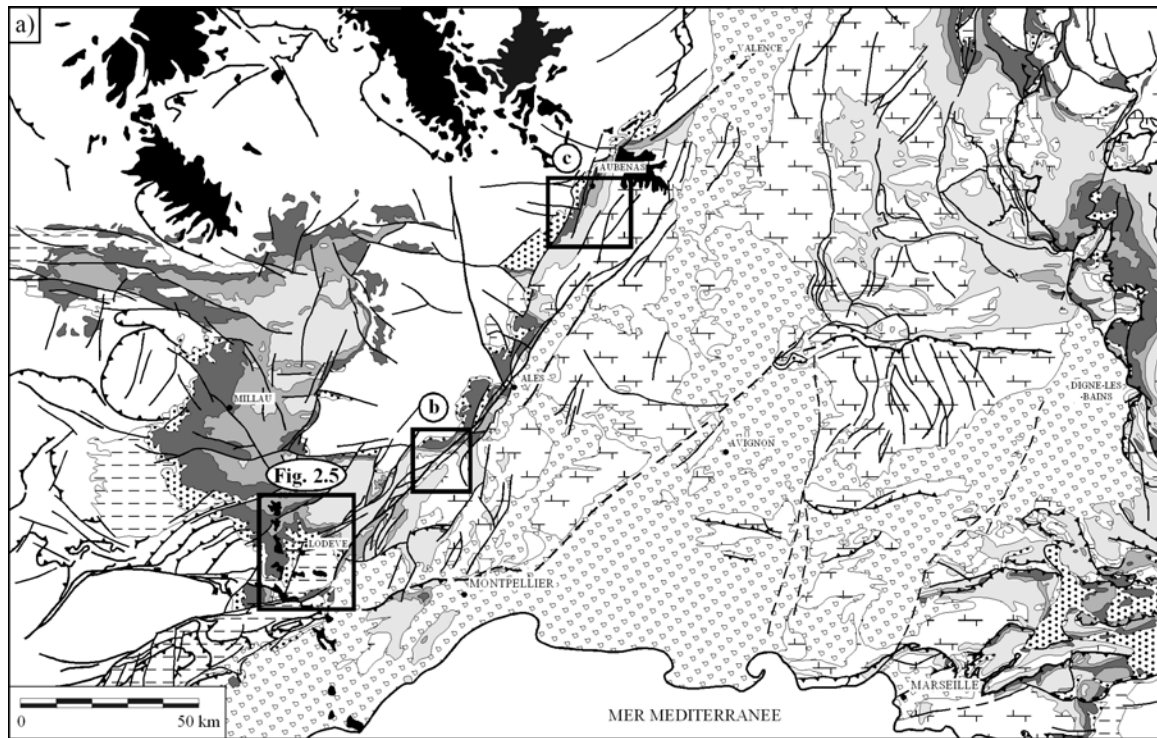
1.2.2. Le Seuil Caussenard

Les nombreuses publications qui traitent de l'histoire structurale de cette zone s'accordent toutes sur un point : l'importance du bâti hercynien et le rôle essentiel des ensembles hercyniens dont les oscillations verticales ont contrôlé le modelé paléogéographique et la sédimentation mésozoïques (Gottis, 1957 ; Mattei, 1961 ; Macquar, 1973).

La tectonique sur le seuil Caussenard se manifeste essentiellement par des accidents cassants orientés selon trois directions principales (Mattei, 1961 ; Mélas, 1982) (*Figure 2.5*).

Une direction majeure SW-NE, dite « Cévenole » se matérialise par des failles qui s'intègrent aux structures de la terminaison orientale de la Montagne Noire et se poursuivent au travers des formations mésozoïques du Larzac, jusqu'à la bordure occidentale des Cévennes (faille des Cévennes, faille de Fozières - La Vacquerie, faille de St-Michel-du-Larzac). Une direction mineure, à peu près N-S, dont l'importance a été démontrée par Trümpy (1983), peut localement interférer avec la direction précédente. Des accidents de détail de direction NW-SE, liés aux déformations déterminées par les failles majeures, sont également connus. Ce sont notamment les failles du Tournadous, de l'Oustalet (Col du Perthus), de la Beaume Rouge et de la Sambuguède (Pas de l'Escalette). L'activité de ces failles au Lias a été mise en évidence par Petit & *al.* (1973).

Page suivante : Figure 2.4 : a) Carte géologique simplifiée du Bassin du Sud-Est (d'après la carte géologique 1/1000000^e). b) et c) Cartes géologiques de différentes zones de la marge (Cévennes et Ardèche). Ces zones seront étudiées au Chapitre 5.



Enfin, un certain nombre de microfailles synsédimentaires de très faible rejet (métrique à plurimétrique) ont été observées à divers niveaux de la série liasique inférieure (Hettangien à Lotharingien). Nous reviendrons par la suite sur ces dernières, qui témoignent d'une certaine instabilité (tectonique « embryonnaire ») dont les effets peuvent néanmoins être très importants sur la sédimentation.

La série étudiée s'inscrit dans le cadre de l'évolution de la marge européenne de la Téthys qui au Jurassique et au crétacé inférieur, a fonctionné en marge passive dans un contexte tectonique en distension et/ou décrochement (Dumont & *al.*, 1984). Afin de rendre compte de ces événements et de replacer la série étudiée dans un cadre géodynamique, un calendrier tectonique est fourni *Tableau 2.1*.

Durant le Jurassique, deux phases d'activité tectonique sont identifiées : la première, de l'Hettangien supérieur au Carixien (maximum d'intensité au Sinémurien - Lotharingien), est à l'origine sur l'emplacement des Cévennes, d'un domaine exondé ou à sédimentation réduite alors que les Causses deviennent un domaine subsident (Aubague & *al.*, 1966 ; Macquar, 1973). La seconde, du Bajocien supérieur au Bathonien accentue les structures précédemment développées et va également influencer la sédimentation (Charcosset & *al.*, 2000).

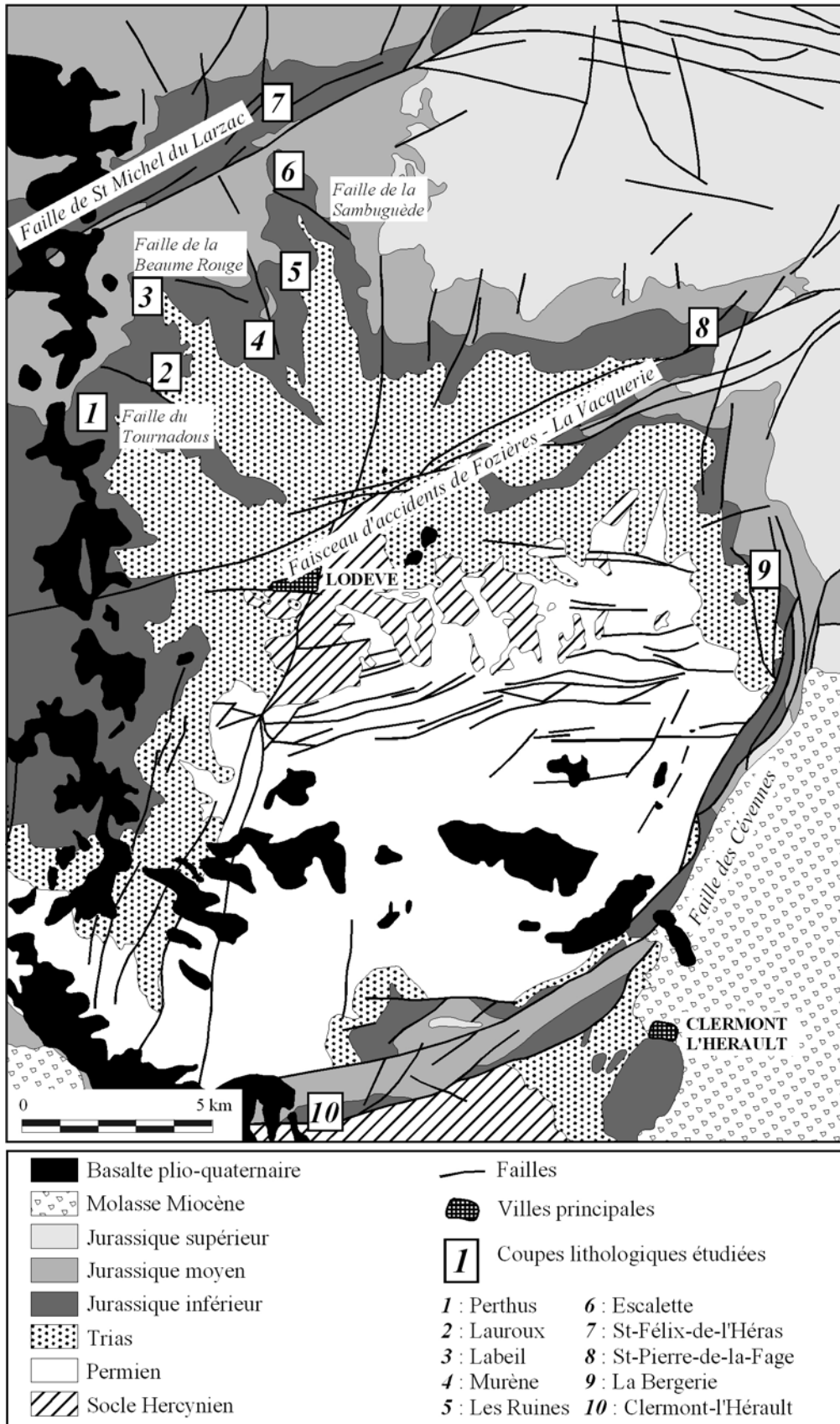


Figure 2.5 : Carte géologique simplifiée du Bassin de Lodève (d'après Lopez, 1992 ; modifié) et localisation des coupes étudiées.

		Marge européenne de la Téthys (Lemoine & de Graciansky, 1988)	Bassin du Sud-Est (Dubois & Delfaud, 1989 Debrand-Passard & al., 1984)	Marge ardéchoise (Razin & al., 1996)	Causses et Seuil Causseard (Lefavrais-Raymond & Lablanche, 1985 Charcosset & al., 2000)								
Crétacé Inf.	Hauterivien	PHASE DE SUBSIDENCE POST-RIFT INFLUENCE DU RIFTING ATLANTIQUE	Période vocontienne Différenciation d'une zone centrale très subsidente Jeu permanent de failles synsédimentaires en blocs basculés traduisant une nou- velle phase d'extension du bassin ou les prémices d'un raccourcissement N-S	Uniformisation et diminution de la subsidence régionale									
	Valanginien												
	Berriasien												
Malm	Tithonien					RIFTING TETHYSIEN	Subsidence post-ouverture Enfoncement généralisé	Activité des failles NNE-SSW Crise globale de production des carbonates					
	Kimmeridgien												
	Oxfordien												
Dogger	Callovien									Phase paroxysmale	Terre noire dans le centre du bassin Forte accélération de la subsidence	Uniformisation et diminution de la subsidence régionale	Activité des failles synsédimentaires Augmentation de la subsidence régionale
	Bathonien												
	Bajocien												
	Aalénien												
Lias	Toarcien	Phase paroxysmale	Phase principale du rifting Fragmentation du bassin, taux de subsidence élevé, forte tectonique synsédimentaire en blocs basculés.	Diminution de la subsidence régionale	Activité des failles synsédimentaires								
	Domérien												
	Carixien												
	Lotharingien												
	Sinemurien												
	Hettangien												
Trias	Rhétien					Phase paroxysmale	Rifting précoce Ouverture distensive du bassin	Subsidence régionale importante Ennoiement et crise de production des carbonates	Activité des failles synsédimentaires (“Block faulting”) Crisse Lotharingienne				
	Norien												
	Carnien												
	Ladinien												
	Anisien												
		PHASE PRE-RIFT DU RIFTING TETHYSIEN	Tectonique distensive durant tout le trias	Diminution de la subsidence régionale et uplift	Acroissement de la subsidence Ouverture plus franche du Bassin des Causses								
		PHASE PRE-RIFT DU RIFTING TETHYSIEN	Tectonique distensive durant tout le trias	Accélération marquée de la subsidence	Extension N-S Activité sur les failles NW-SE								
		PHASE PRE-RIFT DU RIFTING TETHYSIEN	Tectonique distensive durant tout le trias	Diminution de la subsidence régionale et uplift	Extension E-W								

Tableau 2.1 : Calendrier tectonique du Trias au Crétacé inférieur replaçant la série étudiée (en grisé) dans un contexte géodynamique pluri-régional.

1.3. CADRE PALEOCLIMATIQUE

Le Jurassique correspond à une période de type « greenhouse », caractérisée notamment par l'absence de calottes polaires et une certaine uniformité des climats sur l'ensemble de la planète (Hallam, 1984 ; Hallam, 1985 ; Scotese & *al.*, 1999). Une température moyenne globale de l'ordre de 18 à 22°C est avancée. La distribution des séries évaporitiques et houillères tendrait à indiquer un climat tropical à subtropical au niveau de la zone d'étude, durant le Jurassique inférieur (Crowley & North, 1991 ; Frakes & *al.*, 1992 ; Scotese & *al.*, 1999). Cependant, les séries du Jurassique inférieur ne comporte que peu de bauxites, qui se développent surtout au Jurassique Supérieur, ce qui tendrait à indiquer des conditions d'humidité moyennes. En effet, la bauxite ne se formerait qu'à partir d'une température de 22°C et des précipitations comprises entre 1200 et 1500 mm/an (Combes & Bardossy, 1994 ; Bardossy & Combes, 1999). Ces conditions évolueraient vers un fort taux d'humidité au Toarcien (Price, 1999 ; Fürsich & *al.*, 2001).

2. LA SERIE LIASIQUE DU SEUIL CAUSSENARD

2.1. TRAVAUX ANTERIEURS

La richesse géologique du domaine Lodévois a amené les géologues à dresser très tôt un panorama complet de cette zone. Il serait long et peu utile d'établir la liste exhaustive des travaux anciens ayant trait à la géologie du Languedoc et au Lodévois en particulier. Il nous a donc paru préférable de présenter les principales observations sous la forme d'un tableau récapitulatif (*Tableau 2.2*). Rappelons néanmoins que les premiers travaux sur le Seuil Causseard date de la fin du 19^{ème} siècle, où déjà les mouvements synsédimentaires de celui-ci sont pressentis...

2.2. LA SERIE DETRITIQUE ANTE-LIASIQUE (*Figure 2.6a*)

Après le dépôt des séries permienes lacustres, fluviatiles et de playa, qui s'accumulent sur plusieurs milliers de mètres dans le Bassin de Lodève, la zone va connaître un important épisode de structuration tectonique, accompagnée d'une phase d'érosion généralisée, entre le Permien supérieur et le Trias moyen (période thuringo-scythienne) (Perrissol, 1990 ; Lopez, 1992). Cette phase d'érosion forme une paléosurface aplanie où ne subsiste qu'un léger bombement à l'emplacement de la ride de Lodève (au N du Seuil Causseard) et des restes peu accusés de paléoreliefs.

Cette surface est recouverte en discordance par les sédiments triasiques. Durant l'Anisien moyen et le Norien, la sédimentation terrigène et chimique se caractérise par des dépôts fluviatiles, éoliens et de playa, où alternent la décantation des argiles apportées par les crues lors des périodes humides et une précipitation évaporitique lors des périodes arides (Lopez, 1992).

Le Rhétien caractérise ensuite une période transgressive, débutant par une surface basale de ravinement / inondation, sur laquelle s'installe une sédimentation de milieu littoral (faciès mixtes silicoclastiques / carbonatés dominés par les processus de vagues et de tempêtes en régime microtidal). Durant la fin du Rhétien et le début du Lias (faciès de Parlatges), les conditions évoluent vers un régime de plate-forme interne, ce qui marque le passage entre le système détritique triasique et le système carbonaté jurassique (Lopez, 1992).

ANNEE	AUTEURS	PRINCIPALES OBSERVATIONS
1870	Boisse, 1870	Envisage l'existence, au Sud des Cévennes, d'un seuil séparant le « Bassin Caussenard » du « Bassin Languedocien ».
1889	Fabre, 1889	Démontre l'existence d'un « haut fond séparant au Lias le Bassin des Causses de la pleine mer ouverte vers le Sud-Est. Il évoque le fonctionnement synsédimentaire de ce seuil.
1932	Roquefort, 1934	Décrit sous un angle stratigraphique le Lias des Causses, de la Lozère à l'Hérault ; il définit un « niveau à plantes » qui marquerait le sommet de l'Hettangien.
1957	Gottis, 1957	Publie une vaste synthèse sur la géologie du Languedoc (sans étudier le « Lias basal »).
1958	Mattei, 1958	Décrit aux environs de Clermont l'Hérault, une faune de gastéropodes et de Lamellibranches attribuables à l'Hettangien.
1961	Mattei, 1961	S'intéresse au Lias moyen et supérieur.
1963	Lefavrais, 1963	Réalise une importante synthèse bibliographique sur les Causses et le Lias Caussenard notamment.
1965	Elmi & Mouterde, 1965	Réalisent une synthèse sur la stratigraphie du Lias inférieur et moyen ardéchois.
1968	Macquar, 1968	A l'occasion de ses recherches sur les minéralisations triasiques, il fait état d'observations nouvelles sur l'Hettangien.
1973	Delfaud, 1973	Décrit le Haut-fond occitan.
1973	Petit & <i>al.</i> , 1973	Mettent en évidence des mouvements synliasiques sur le seuil Caussenard, au Nord de Lodève
1974	Aubague & Lefavrais-Raymond, 1974	Etudient l'épaississement de la série Lotharingien – Domérien vers l'Est sur le flanc oriental du dôme de Gornières.
1978	Michard & Coumoul, 1978	Réalisent une étude faciologique et paléogéographique de la série Sinémurien – Lotharingien étendue à l'ensemble du Bassin des Causses.
1981	Youssefi, 1981	Etudie la série Liasique inférieur de St-Felix-de-Pallieres (Gard).
1982	Arrondeau, 1982	Mène une étude sédimentologique du Lias inférieur (carbonaté) du seuil Caussenard et de ses abords.
1982	Mélas, 1982	Mène une étude sédimentologique et met en évidence des discontinuités majeures dans le Lias carbonaté du Nord-Lodévois.
1983	Trümpy, 1983	Etudie le Lias Moyen et Supérieur des Grands Causses d'un point de vue sédimentologique et géochimique. Met en évidence l'activité synsédimentaire de structures N-S.
1985	Lefavrais-Raymond & Lablanche, 1985	Effectuent une cartographie détaillée du Seuil et mettent en évidence un contrôle tectonique depuis le Lotharingien jusqu'à l'Aalénien.
1985	Mattei, 1985	Réalise une synthèse des données paléontologiques (ammonites) pour le Carixien supérieur et le Domérien des Causses.
1987	Le Strat & Bonijoly, 1987	Réalisent une synthèse sur la dynamique du Jurassique autour des Cévennes.
1990	Perrissol, 1990	Mène une étude sédimentologique et métallogénique de la marge Cévenole (Durfort, Montagne de la Fage) au Trias et au Lias.
1992	Bodeur & <i>al.</i> , 1992	Compilent une série de documents sur le Jurassique au Sud des Cévennes.
1992	Lopez, 1992	Etudie le Trias et la base de l'Hettangien de Lodève.
1997	Marza, 1995	Propose une méthode de détermination des périodes et des amplitudes des variations du niveau marin liées aux cycles climatiques de Milankovitch en traitant l'exemple de la série dolomitique épaisse du Seuil Caussenard.
1999	Merzeraud & Colombié, 1999	Mettent en évidence la succession de deux types de plateformes carbonatées dans les dépôts Sinémurien – Lotharingien.

Tableau 2.2 : Synthèse des travaux antérieurs effectués sur le Lias du Seuil Caussenard et des régions alentours.

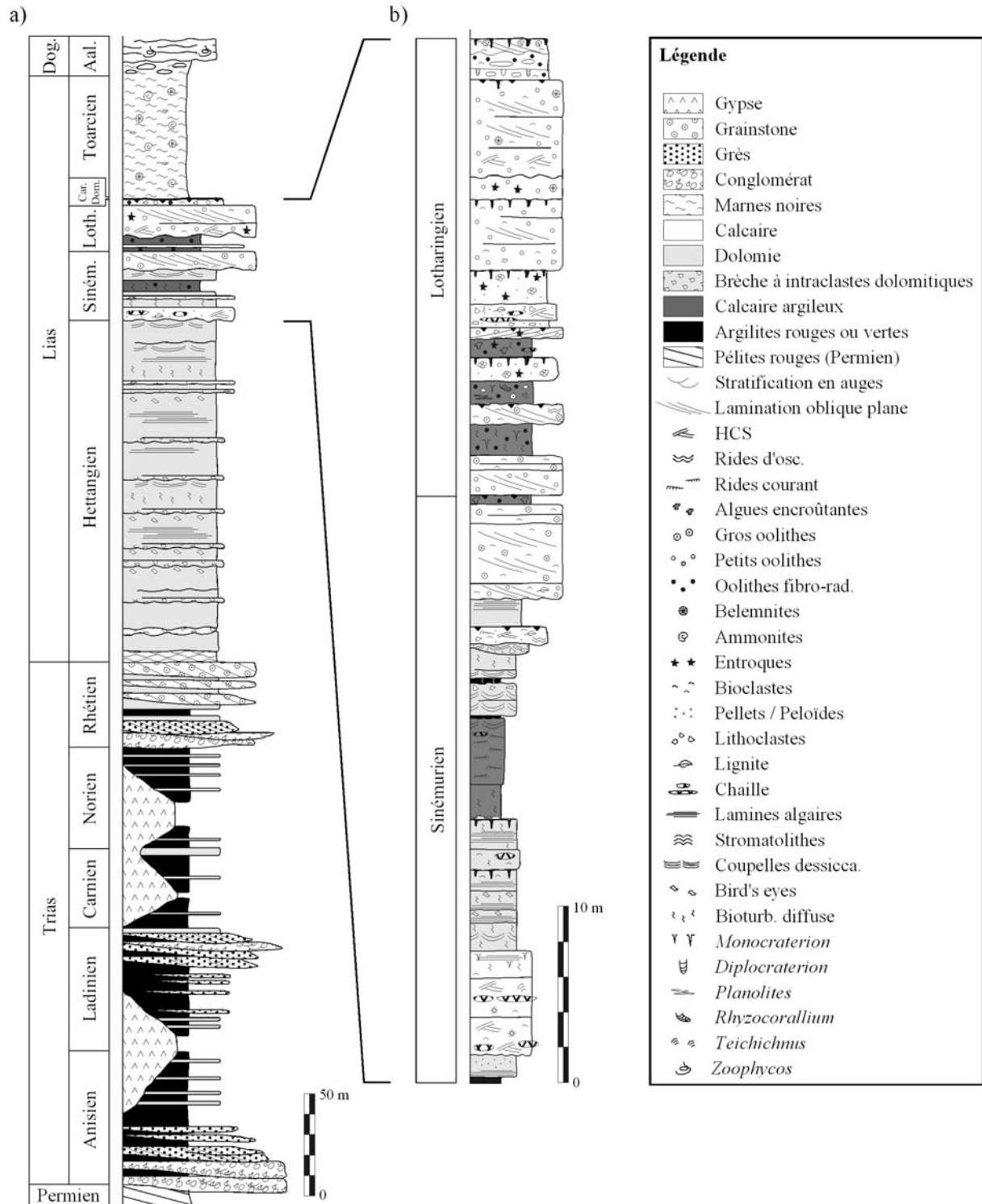


Figure 2.6 : a) Coupe lithostratigraphique synthétique de la série Trias - Lias du Seuil Caussenard établie à partir de la synthèse des travaux suivants : Lefavrais-Raymond, 1977 ; Mélas, 1982 ; Lopez, 1992. b) Coupe lithostratigraphique de la série étudiée (Sinémurien – Lotharingien ; coupe de l'Escalette).

2.3. LA SERIE LIASIQUE (*Figure 2.6a*)

2.3.1. L'Hettangien

Si la limite inférieure de cet étage est facile à matérialiser, sa limite supérieure et ses subdivisions internes restent souvent subjectives. Plusieurs auteurs ont donc défini différentes unités en se basant sur la lithologie et la stratologie (*Tableau 2.3*). Ces découpages restent cependant incertains, du fait du manque de données biostratigraphiques.

La série débute par un faciès de mudstone gris en bancs noduleux, rapporté à l'Hettangien inférieur. Chaque strate, d'épaisseur décimétrique, est limitée par un joint ondulé, souligné par un mince feuillet argileux noir. Des bioclastes à tests fins (lamellibranches et gastéropodes, faune à *Psiloceras planorbis* (Sow); Mattei, 1961), localement disposés en niveaux ou en lentilles stratoïdes, ainsi que quelques intraclastes et pellets sont parfois visibles dans ce faciès. Arrondeau (1982) note l'abondance des radioles d'oursins, témoins de paléosalinités proches de la normale.

Particulièrement bien visibles dans la région de Parlatges (qui leur a donné son nom), ces calcaires sont décrits par Lefavrais (1963) comme formant une bande Nord-Sud jusque vers Mende. Le faciès persiste au Sud des Causses (mais sans fossiles caractéristiques du faciès dit « de Parlatges ») et, vers le nord, les faciès s'affinent et deviennent dolomitiques. L'épaisseur assez constante sur l'ensemble du secteur étudié est voisine de 10 m. La limite supérieure est indiquée par une discontinuité nette qui marque la disparition de la stratification ondulée et le passage brusque aux dolomies à texture fine (micritique à microsparitique) de l'unité suivante (Arrondeau, 1982 ; Mélas, 1982). Ce faciès a été interprété comme un faciès de plate-forme interne de faible bathymétrie (Lopez, 1992).

Le terme médian, attribué selon les auteurs soit à l'Hettangien moyen, soit à la fin de l'Hettangien inférieur et l'Hettangien moyen, consiste en une importante série de dolomie à lamines qui se débitent en polyèdres : c'est le faciès de « dolomie cubique » (Roquefort, 1934). Dans le secteur étudié, l'épaisseur de ces dépôts est variable : elle est comprise entre 150 et 170 m. La fréquence des laminites cryptalgaires, la rareté des terriers et des bioturbations en général tend à indiquer un environnement de marais maritime. C'est un environnement abrité subtidal haut à supratidal, associé à des conditions de température et de salinité élevées, sans aller toutefois jusqu'à des conditions évaporitiques franches (gypse peu abondant) (Arrondeau, 1982 ; Mélas, 1982).

Le terme supérieur s'individualise avec des faciès légèrement différents de ceux rencontrés dans l'Hettangien moyen. Les faciès dolomitiques alternent plus fréquemment avec des niveaux argileux verdâtres, voire parfois avec quelques rares niveaux de calcaires bleutés, à H.C.S. et chailles (coupe de l'Escalette). Au Nord du seuil, ces faciès ont livré une microflore caractéristique : *Classopolis sp.*, *Vitreisporites signatus*, *Classopolis bussoni*, *Classopolis simplex*, *Cycadopoites*, *Glerchenidites cf senonicus*, *Toroisporites*, *Alisporites*. Ces pollens d'intérêt biostratigraphique limité représentent en revanche d'excellents marqueurs environnementaux puisqu'ils caractérisent un environnement de marais maritime ou de vasière interne (Michard & Coumoul, 1978 ; Mélas, 1982 ; Bodeur & al., 1992). Cet ensemble atteint en moyenne des épaisseurs de 30 m.

MELAS (1982)			ARRONDEAU (1982)			MARZA (1997)		
Unités	Discontinuités	Strati.	Unités	Discontinuités	Strati.	Unités	Discontinuités	Strati.
8	Hard-ground	Lotharingien	<i>VB</i> <i>VA</i>	Hard-ground	Lotharingien	4	Hard-ground	Lotharingien
7B	S5	Sinemurien	<i>IVE</i> <i>IVD</i> <i>IVC</i> <i>IVB</i> <i>IVA</i>		Sinemurien	3	Surface d'émersion Surface composite	Sinemurien
7A (Niv. à plantes)	S4			Premiers faciès calcaires				
6B 6A	S3 Karst de Label							
5 (Dolomie cubique)		Hettangien	<i>III A, B, C, D</i> <i>II A, B, C</i> <i>ID</i>		Hettangien	2		????
4 (Dolomie massive)	SI & S2 Karsts de l'Escalette		<i>IC</i> <i>IB</i> (Parlatges)	Karst de l'Escalette		(Série dolomitique)		Hettangien
3 (Parlatges)	S0					1	Karst de l'Escalette	

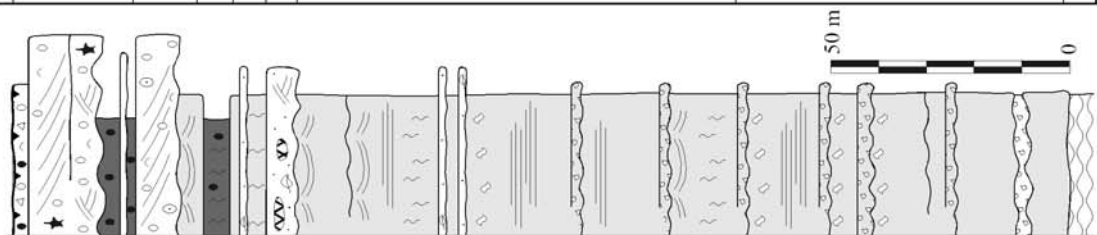


Tableau 2.3 : Subdivisons du Lias calcaire du Seuil Caussenard (Arrondeau, 1982, Mélas, 1982 et Marza, 1995).

2.3.2. La limite Hettangien - Sinémurien

Le sommet des faciès dolomitiques de l'Hettangien est affecté par une surface de ravinement sur laquelle se mettent en place les premiers faciès calcaires. L'absence de données biostratigraphiques ne permet pas d'attribuer ce changement lithologique à la transition Hettangien – Sinémurien. Cette limite a d'ailleurs longtemps été discutée et l'est encore aujourd'hui (*Tableau 2.3*).

Pour certains auteurs (Roquefort, 1934 ; Mattei, 1961 ; Mélas, 1982), elle se matérialise par un « niveau à plantes », correspondant à un calcaire argileux gris-bleuté à débris végétaux (*Thinnfeldia rhomboïdalis* (Ettingsh.), *Thinnfeldia obusta* (Schenk), *Brachyphyllum papareli* (Sap.), *Pachyphyllum peregrinum* (Schimper), *Ctenopteris cycadea* (Brong.) ; Ressouche, 1910). Il s'avère en fait qu'aucune espèce reconnue dans ces assises ne caractérise réellement un étage mais au mieux le Lias inférieur. De plus, la série carbonatée liasique montre, entre l'Hettangien Supérieur et les premiers faciès attribuables au Sinémurien, plusieurs niveaux marneux superposés, particulièrement riches en végétaux, ce qui rend ce repère caduc. Thévenard (1994) a répertorié la totalité de ces niveaux à végétaux et a conclu à l'impossibilité de les employer comme repères stratigraphiques.

De ce fait, d'autres auteurs choisissent comme limite l'apparition des premiers faciès calcaires. Sur le domaine étudié il s'agit d'une barre toujours bien exprimée dont la base est bréchique (débris ligneux, copeaux de dolomie sous-jacente) et ravinante (Michard & Coumoul, 1978 ; Arrondeau, 1982).

Enfin, Marza (1995) grâce à une étude de cyclostratigraphie sur la série hettangienne indique que cette limite pourrait se situer bien plus bas dans la série, au sein même des faciès de dolomie cubique. Cette limite sera étudiée et précisée au *Chapitre 5*.

2.3.3. Le Sinémurien / Lotharingien (*Figure 2.6b*)

Nous utiliserons pour cet étage la terminologie qui subdivise le Sinémurien *s.l.* en un sous-étage inférieur (le Sinémurien *s.s.*) et un sous-étage supérieur (le Lotharingien). Dans les faits, la distinction entre ces deux sous-étages est pratiquement impossible à établir sur des critères paléontologiques : il n'existe aucune faune à valeur stratigraphique suffisamment précise permettant d'introduire une subdivision nettement marquée. Cependant, de nombreux auteurs s'accordent pour placer cette limite au niveau d'une surface complexe d'émersion / ravinement / condensation, qui marque la fin des faciès dolomitiques (Michard & Coumoul, 1978 ; Mélas, 1982). Selon Merzeraud & Colombié (1999), cette discontinuité marquerait un changement majeur du profil de dépôts, relié au fonctionnement local de failles synsédimentaires.

Le Sinémurien correspondrait donc à la partie inférieure de la série (20 à 30 m en moyenne), où s'observe une alternance de faciès dolomitiques, calcaires (packstones ou grainstones oolithiques et bioclastiques) et de calcaires argileux bleutés à faunes (ostracodes) et flores (dasycladacées) plutôt restreintes. Ces faciès caractériseraient une plate-forme très peu profonde, à nombreuses dunes hydrauliques et lobes de tempêtes, de tailles modérées, isolant des zones plus ou moins protégées, voire confinées (Merzeraud & Colombié, 1999).

La seconde partie de la série (20 à 30 m en moyenne), qui appartiendrait au Lotharingien, se marque notamment par la disparition des faciès dolomitiques (sauf exceptions brèves et locales) et la présence de faciès oolithiques épais (de 15 à plus de 25 m) visibles sur toutes les coupes étudiées. De petits amas lenticulaires formés de polypiers silicifiés interprétés comme des « patch-reefs » ont été décrits au Perthus, à Murène et à St-Félix-de-l'Héras (Mattei, 1961 ; Arrondeau, 1982). Cet ensemble sédimentaire caractériserait

une rampe carbonatée de haute énergie (shoals oolithiques très développés) (Merzeraud & Colombié, 1999).

C'est cet intervalle (Sinémurien / Lotharingien) qui fait l'objet de la présente étude. Nous reviendrons donc abondamment sur les faciès et les environnements de dépôts. La limite supérieure de ces calcaires est un hard-ground majeur, ferruginisé, et encroûté par de nombreux organismes (lamellibranches, brachiopodes), d'extension régionale (Mélas, 1982). Au niveau du Seuil, ce hard-ground a livré quelques ammonites (Mattei, 1961) allant de la sous-zone à *Stellare* (Lotharingien inférieur) à la zone à *Spinatum* (fin du Domérien). Il marque la fin du « Lias calcaire » et le passage au « Lias marneux » et sera étudiée en détail au *Chapitre 4*. Hors du Seuil, le Lotharingien supérieur est représenté par des packstones à grainstones calcaires riches en entroques et en ammonites (Echiocératidés)

2.3.4. L'ensemble Carixien – Domérien – Toarcien : le « Lias marneux »

Cet ensemble sort du cadre de cette étude. Il comporte des formations où les faunes sont suffisamment riches pour permettre une stratigraphie fine.

Dans le Bassin, il recouvre le Carixien, formé d'alternances de calcaires marneux et de marnes et le Domérien constitué de marnes à *Amalthées* puis *Pleuroceras* (Lefavrais-Raymond, 1977 ; Michard & Coumoul, 1978 ; Trümpy, 1983 ; Lefavrais-Raymond & Lablanche, 1985 ; Mattei, 1985). Une surface oxydée très nette sépare les deux étages, particulièrement visible sur la bordure cévenole. Le Toarcien, très fossilifère, est représenté à sa base par des « schistes carton », transgressifs sur la surface irrégulière formée en relation avec une crise tectonique au passage Domérien - Toarcien.

Sur le Seuil, les dépôts attribués au Carixien et au Domérien sont extrêmement réduits (une vingtaine de centimètres au Perthus), constitués de calcaires marneux et marnes à bélemnites, *Harpoceras* et *Dactyloceras* notamment (Lefavrais-Raymond & Lablanche, 1985). La faible épaisseur de cet intervalle serait due à l'activité du Seuil ayant provoqué l'érosion des dépôts peu après leur formation. Cette érosion est prouvée par les fossiles brisés et remaniés mélangés à des faunes domériennes observés au Perthus (Bodeur & al., 1992).

Le Toarcien est alors représenté par environ 30 m de série marneuse. Cependant les épaisseurs de cet intervalle marneux sont très variables d'une coupe à l'autre, les saccades tectoniques entraînant des comportements différents des divers panneaux du Seuil séparés par les failles.

3. METHODE D'ETUDE ET DONNEES DISPONIBLES

Cette étude est principalement basée sur le levé banc par banc de onze coupes géologiques balayant l'intervalle Hettangien – Lotharingien : neuf au Nord de Lodève, une vers Clermont-l'Hérault et une dernière vers Saint-Affrique. Plusieurs coupes complémentaires ont également été levées hors de la zone d'étude principale, dans le Bassin du Sud-Est : coupe de la Montagne de la Fage (Gard), coupe de la Chapelle-Sous-Aubenas (Ardèche), coupe de la Clue de Barles et de la Robine (région de Digne). Les coupes situées dans la zone d'étude principale présentent peu de lacunes d'affleurement et sont peu ou pas tectonisées. De nombreux échantillons ont été prélevés afin de caractériser les différentes lithologies et discontinuités rencontrées. Cent lames minces ont permis la caractérisation des microfaciès sédimentaires ; presque autant ont été réalisées au niveau des différentes

discontinuités observées. Treize d'entre elles ont été sélectionnées pour une étude en cathodoluminescence.

Par ailleurs, des analyses d'isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$; $\delta^{13}\text{C}$) ont été réalisées sur trente-sept échantillons prélevés sur la coupe du Perthus (de la base du Sinémurien au sommet du Toarcien). De plus, quelques données diagraphiques (gamma-ray, neutron densité, D.L.L.) ont pu être obtenues de la Direction Générale de l'Energie et des Matières Premières (DIREM). Les puits se situent au large de la marge ardéchoise (Valvignères, Vileneuve-De-Berg et Balazuc), et de la marge Cévenole (Vacquières, Viols-le-Fort).

Enfin, afin d'étendre la portée de cette étude, nous avons eu accès aux nombreux forages réalisés par Gaz De France en Sologne (marge SW du Bassin de Paris). Dix-sept puits ont été levés, balayant l'intervalle Hettangien dolomitique – Toarcien. Ils se répartissent sur les différents sites de stockages GDF : Céré-La-Ronde, Chemery, Soing-En-Sologne, Marchenoir, Saunay, Villefranche-Sur-Cher. Chacun de ces puits présente de plus un jeu de diagraphies (gamma-ray, neutron densité, D.L.L.).

Chapitre 3 :

Faciès et modèles de faciès

Plan du chapitre 3 :

1. INTRODUCTION

2. FACIES ET ASSOCIATIONS DE FACIES

2.1. LES FACIES SEDIMENTAIRES

2.2. LES ASSOCIATIONS DE FACIES

2.3. LES MODELES DE DEPOTS

3. INTERPRETATION SEQUENTIELLE ET GEOMETRIES DES FACIES

3.1. INTRODUCTION

3.2. L'ENSEMBLE I

3.3. L'ENSEMBLE II

3.4. CONCLUSION

4. DISCUSSION : LES FACTEURS CONTROLANT LA MOSAIQUE DE FACIES

4.1. LA COMPENSATION STRATIGRAPHIQUE

4.2. LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

5. RESULTATS ET ANALYSES COMPLEMENTAIRES

5.1. LE CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE ET PALEOSTRUCTURAL

5.2. LE CADRE STRATIGRAPHIQUE

Chapitre 3 :

Faciès et modèles de faciès



Coupe de Clermont-l'Hérault, dans le Sinémurien au Sud du lac du Salagou.

1. INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est de définir le cadre paléogéographique, paléotectonique et paléoenvironnemental précis, au sein duquel se mettent en place les nombreuses discontinuités sédimentaires de la série liasique inférieur du Seuil Caussenard. Ceci passe par la caractérisation des différents faciès sédimentaires, leur interprétation en termes de milieux de dépôts et leur intégration à un modèle de faciès. L'analyse de ces faciès a été réalisées à partir de onze coupes de terrains : dix sont situées dans la région de Lodève (cf. *Chapitre 2, Figure 2.4 ; localisation précise en annexe CD*) et la dernière a été levée entre Lauras et Saint-Jean-d'Alcapiès, à l'Est de Saint-Affrique (*localisation précise en annexe CD*).

2. FACIES ET ASSOCIATIONS DE FACIES

2.1. LES FACIES SEDIMENTAIRES

Le faciès sédimentaire est défini comme l'ensemble des caractères macroscopiques propres au sédiment comme la lithologie, les structures sédimentaires, le contenu biologique, la texture et des traces fossiles, observables en macroscopie. Ces informations sont complétées par le microfaciès, qui englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces à l'aide de microscope optique (Flügel, 1982). Les lames minces permettent ainsi une meilleure définition du contenu fossilifère et des caractères diagénétiques des faciès, permettant une interprétation précise des milieux de dépôts.

Il est classique de diviser les environnements de plates-formes en trois zones verticales, sub-, inter- et supratidale, reposant sur le coefficient d'exondation (qui est très souvent mal connu). Il en résulte qu'une seule zone est individualisée au-dessous du niveau des basses mers. Une alternative est fournie par la zonation basée sur la position par rapport à la ligne de rivage (« shore »). Enfin, la zonation bionomique, définie par les biologistes (Pérès, 1961 ; Pérès & Picard, 1961), fondée sur l'étagement vertical des peuplements benthiques marins, permet un découpage plus fin, en cinq zones pour le seul domaine phytal (caractérisé par la pénétration des rayons lumineux permettant la vie des végétaux). L'ensemble des termes utilisés est présenté *Figure 3.1*.

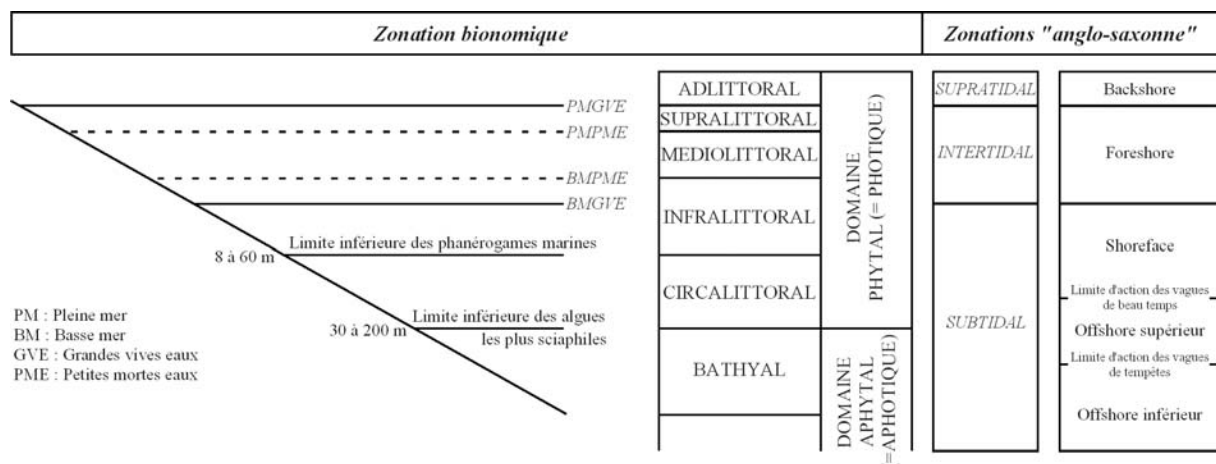


Figure 3.1 : Zonation verticale des fonds marins (d'après Pérès, 1961). Cette zonation est principalement fonction de l'éclairement et de l'exondation. Correspondance avec le découpage anglo-saxon reposant sur le coefficient d'exondation.

Chaque faciès fait l'objet d'une fiche descriptive détaillée (*Figures 3.2 à 3.26*) donnant l'ensemble de ses caractéristiques macro et microscopiques, une interprétation en terme de milieux de dépôts et une localisation du faciès sur un log de référence. Le lecteur trouvera également un résumé des différents faciès, leurs principales caractéristiques et les milieux de dépôts qu'ils représentent dans le *Tableau 3.1*.

Faciès + épaisseur	Lithologie	Struc. Sédimentaires	Biota
--------------------	------------	----------------------	-------

ALTERATION SUBAERIENNE

(A1) Paléokarst (10 cm - 1m)	Ensemble de petites dépressions irrégulières de profondeur variable, à remplissage bréchiq ou argileux rouge		
(A2) Paléosol (10 - 50 cm)	Niveau d'argiles verdâtres hétérogènes, ruiniiformes	Concrétions calcaires blanches pluricentimétriques	Très rares traces de racines à remplissage calcitique concentrique

REPLAT DE MAREE (supratidal à subtidal haut)

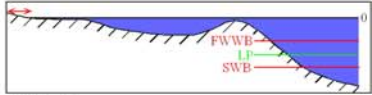
(T1) Polygones de dessiccation (10 - 50 cm)	Mudstone dolomitique argileux bleuté	Fentes et polygones de dessiccation décimétrique	Azoïque
(T2) Dolomie à bird's eyes (~ 10 cm)	Mudstone dolomitique	Bird's eyes et ciment drusique tapissant la cavité	Azoïque
(T3) Dolomie à lamination cryptalgale (5 cm - 1 m)	Mudstone dolomitique à lamination plane, d'épaisseur millimétrique et d'origine cryptalgale	Lamination plane ou légèrement ondulée	Azoïque
(T4) Stromatolithe (10 - 80 cm)	Mudstone dolomitique à lamination en dômes, d'épaisseur millimétrique et d'origine cryptalgale	Stromatolithe de type LLH-C	Azoïque
(T5) Dolomie massive (10 cm - 5 m)	Mudstone dolomitique sans structure		Pélécytopes et gastéropodes extrêmement rares
(T5a) Dolomie bioturbée (10 cm - 1 m)	Mudstone dolomitique		Bioturbation intense sans identification possible. Rares <i>Palaeophycus</i>
(T6) Chenal de marée Ep : 50 cm - 1.5 m Larg : plurimétrique	Micro-brèche (lithoclastes carbonatés, silt, lignite) à granulométrie hétérogène, mal classée. Base érosive, morphologie chenalisante	Rides unidirectionnelles et d'oscillation (plus rares)	Lignite

LAGUNE (intertidal à subtidal)

(L1) Calcaire argileux bioturbé (50 cm - 2 m)	Calcaire argileux gris bleuté à débris végétaux abondants et mouchetures bleutées (bioturbation)	Pyrite	Lignite Rares <i>Monocraterion</i> Bioturbation non identifiée
(L2) Calcaire argileux à encroûtements algaires (10 - 50 cm)	Calcaire argileux gris bleuté à encroûtements algaires, bioclastes et oolithes fibro-radiaires	Chailles noduleuses ou planaires, décimétriques	Entroques Pélécytopes Ostracodes
(L3) Calcaire argileux à rides de courant (50 cm - 2.5 m)	Calcaire argileux gris bleuté à lentilles blanches constituées de silts, pellets et oolithes	Rides bidirectionnelles Chailles noduleuses ou planaires, décimétriques	Ostracodes, pélécytopes, gastéropodes, rares échinodermes, rares spicules <i>Rhizocorallium</i>
(L4) Wackestone à chailles (1 - 5 m)	Calcaire ou calcaire dolomitique gris bleuté, à base érosive	Chailles noduleux, décimétriques H.C.S. à la base du faciès	Pélécytopes, ostracodes, miliolidés, dasycladacées, rares entroques, rares spicules, lignite Rares <i>Teichichmus</i> & <i>Monocraterion</i>
(L5) Micro mud-mound Ep : 10 cm Diam : 30 cm	Petits monticules de boue carbonatée, très localisés, de forme arrondie	Orbicules siliceux, millimétriques, à structure fibro-radiée (opale, chalcedoine ?)	Polypiers, ostréidés et pectenidés, ostracodes lisses, rares foraminifères et spicules <i>Skolithos</i>
(L6 et L6a) Wackestone à oolithes noirs (50 cm à 2 m)	Wackestone à packstone à oolithes noirs (fibro-radiaires), bioturbé. Fraction silteuse importante. L6 : Bioturbation peu diversifiée L6a : Bioturbation diversifiée		Ostracodes, oncolithes Lignite <i>Monocraterion</i> , <i>Planolites</i> , <i>Teichichmus</i> , <i>Diplocraterion</i>

Faciès + épaisseur	Lithologie	Struc. Sédimentaires	Biota
ZONE DE SHOALS / DUNES HYDRAULIQUES			
(SH1 et SH1a) Grainstone à oolithes (~ 1 m)	Grainstone à oolithes concentriques et bioclastes. Base ravinante	Lamination oblique plane Ciment fibreux isopaque	Pélécy-podes, gastéropodes, radioles, grapestones
(SH2) Grainstone - packstone à lithoclastes (~ 1 m)	Grainstone - packstone à lithoclastes et bioclastes. Base ravinante	Lamination oblique plane, structure en auge	Pélécy-podes, ostracodes, rares gastéropodes, dasycladacées
(SH3) Grainstone à oolithes en barres massives (plurimétrique)	Grainstone à oolithes concentriques et bioclastes. Base ravinante	Lamination oblique plane Ciment fibreux isopaque rare	Pélécy-podes, gastéropodes, radioles, rares foraminifères, entroques, grapestones, rares bélémnites
(SH4) Patch reef (plurimétrique)	Dôme construit (boundstone) isolé au sein de la série oolithique supérieure (faciès SH3). Les flancs de cet édifice récifal sont très généralement encroûtés par des huîtres		Polypiers, pélecypodes, bryozoaires, gastéropodes, entroques
(SH5) Chenal associé à la zone de shoal Ep : 1 à 2 m Larg : décamétrique	Conglomérat grossier hétérogène constitué de lentilles décimétriques micritiques au sein d'une matrice de packstone à oolithes et lithoclastes. Base ravinante et morphologie chenalisante. Bioturbation importante		<i>Diplocraterion</i> , <i>Rhizocorallium</i> <i>Monocraterion</i>
FACIES DE TEMPETE (STORM)			
(ST1) Packstone à lithoclastes et H.C.S. (~ 1 m)	Packstone à lithoclastes et bioclastes et rares oolithes. Base ravinante. Faciès quasi systématiquement recristallisé (dolomitisation secondaire)	Chailles noduleuses, décimétriques H.C.S., rides d'oscillations	Pélécy-podes, ostracodes, rares gastéropodes Débris ligniteux
(ST2) Lobes de tempête ("Washover interne") (~ 1 m)	Packstone à lithoclastes anguleux, bioclastes et rares oolithes. Fraction détritique importante	Lamination oblique tangentielle à la base du banc, progradant en sens opposés aux faciès "SH"	Pélécy-podes, gastéropodes, possibles ostracodes lisses
PLATEFORME EXTERNE (circalittoral)			
(PE1) Grainstone à pellets et foraminifères circalittoraux (50 cm - 2 m)	Grainstone bien classé à peloïdes, foraminifères benthiques, circalittoraux abondants et quelques oolithes. Fraction silteuse plus réduite que dans les autres faciès "PE"	H.C.S.	Foraminifères, entroques, radioles, bryozoaires
(PE2) Wackestone à annélides et entroques (~ 1 m)	Wackestone à packstone mal classé. Quartz détritique assez fréquent	Lamination oblique plane mal marquée	Entroques, annélides en colonies, rares spicules
(PE3) Wackestone à spicules (~ 1 m)	Wackestone à nombreuses spicules. Fraction silteuse importante. Présente parfois un aspect bioturbé	H.C.S., rides d'oscillations	Spicules, rares entroques
(PE4 et PE4a) Faciès bioclastique à gros débris roulés (~ 1 m)	Grainstone - packstone à gros débris roulés sphériques, très grossiers et très mal classés (bioclastes, oolithes, peloïdes) PE4 : matrice micritique PE4a : ciment sparitique	Rares H.C.S. mal marqués	Pélécy-podes, gastéropodes, entroques, radioles

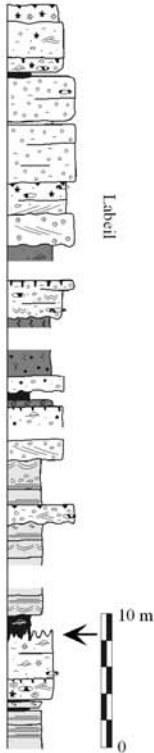
Tableau 3.1 : Faciès sédimentaires reconnus pour l'intervalle Sinémurien – Lotharingien de la région de Lodève, classés selon les milieux de dépôts qu'ils représentent.






Subaérien

FACIES A1

Paléokarst



Label

Macrofaciès

Les structures les plus marquées (photos a et b) sont constituées d'un ensemble de poches décimétriques, de petites dépressions irrégulières ou de cuvettes de profondeur variable, séparées les unes des autres par des chicots aux formes diverses. En certains points apparaissent des poches verticales très étroites, dont la formation pourrait être liée à l'emplacement de diaclases ou de microfailles synsédimentaires. Ces karsts peu évolués (de type lapiaz) sont progressivement fossilisés après ennoyage des structures par un premier sédiment très comparable à celui qui compose le substrat sous-jacent. Ce dépôt cimenter un ensemble de blocs et de galets carbonatés démantelés du substrat karstifié. Ces éléments sont généralement anguleux car ils se sont déposés pratiquement in situ dans les dépressions (Mélas, 1982). Aucune figure de dissolution indiquant un karst précoce (cavités géodiques, réseau fissural...) n'a été observée sous ces surfaces.

Ce faciès peut également prendre la forme de petites poches décimétriques à remplissage argilo-carbonaté rougeâtre (photo c). Ce sédiment interne rougeâtre, riche en résidus insolubles semble d'origine identique aux " terra rosa " formées sous conditions subaériennes (Goldhammer & Elmore, 1984 ; Goldstein, 1988). Aucune trace de flore ou faune n'y a été observé.

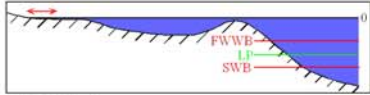
Interprétation

Ces structures sont interprétées comme résultant d'une phase d'émergence pendant laquelle les sédiments sont karstifiés. L'absence de figures de dissolutions au mur du karst, pourrait témoigner de la brièveté de l'émergence. Ces structures appartiennent à un exokarst peu évolué (Sweeting, 1972).

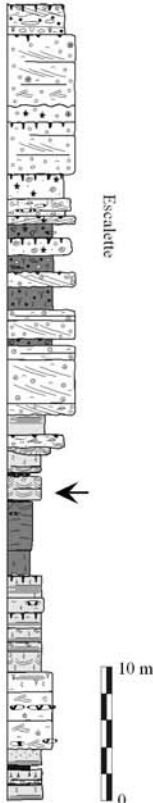



FACIES T1


Polygones de dessiccation

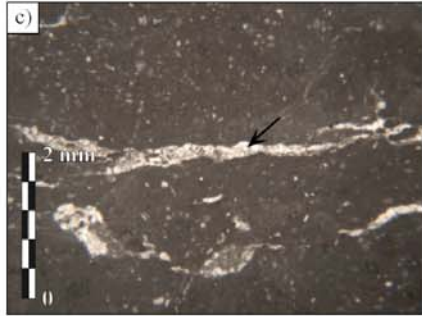


Tidal flat









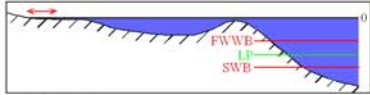
Macrofaciès
 Faciès dolomitique, azoïque, d'une épaisseur moyenne de 10 à 50 cm, présentant des fentes de dessiccation, quelquefois ouvertes, d'une largeur millimétrique à plurimillimétrique et ayant une forme en coin pointant vers le bas (photo a). Ces fentes verticales forment des plans diversement orientés qui se recoupent en dessinant, à la surface des strates, un ensemble de polygones aux dimensions variables (photo b). Lorsque la dessiccation est suffisamment intense, la contraction des sédiments transforme les polygones en coupelles, à bordures rebroussées vers le haut.

Microfaciès
 Mudstone dolomitique montrant des craquelures généralement horizontales, remplies par un ciment sparitique (photo c).

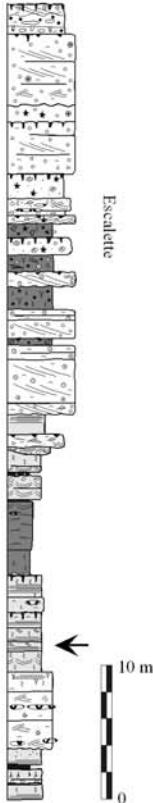
Interprétation
 Lors d'une dessiccation prolongée, la rétraction des sédiments peut provoquer la formation de fentes verticales qui recoupent les dépôts et en particuliers les lamines algaires. Ce faciès a donc été interprété comme un faciès d'émersion, en zone supratidale (adlittorale) (Arrondeau, 1982 ; Tucker and Wright, 1992).

FACIES T2

Dolomie à bird's eyes



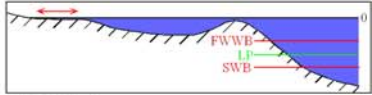
Tidal flat



Macrofaciès
Faciès dolomitique, azoïque, d'une épaisseur moyenne de 10 cm, présentant de petites lentilles planes ou ovoïdes, inframillimétriques à millimétriques, remplies de calcite ou de dolomite sparitique, dont les formes et les tailles sont variables (photos a et b). La densité de ces structures est également variable.

Microfaciès
Mudstone dolomitique à petites vacuoles présentant généralement au moins deux types de remplissages : 1) une première génération de calcite correspond à un ciment drusique en petits cristaux plus ou moins abondants sur la paroi des vacuoles (photo c). Ces cristaux, dont l'axe cristallographique "c" est perpendiculaire aux parois des cavités qu'ils tapissent, forment fréquemment des angles obtus entre eux. Une seconde génération de remplissage est formée de gros cristaux de calcite comblant la vacuole (blocky cement ; photo d).

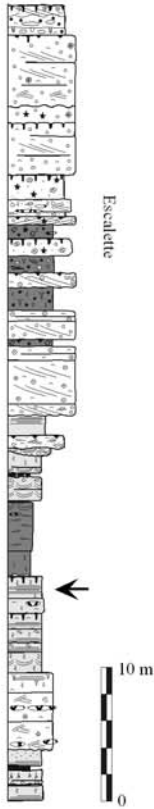
Interprétation
L'origine des bird's eyes peut être multiple : piégeage de gouttes d'eau dans un gel de boue carbonatée, présence d'algues, piégeage de bulles de gaz liées à l'activité organique, rétraction des boues carbonatées pendant la lithification... (Illing, 1954 ; Scholle & al., 1983 ; Shinn, 1983 ; Tucker & Wright, 1992). Dans les dépôts étudiés ces bird's eyes sont très souvent associés au faciès T3, à laminations cryptalgaires, ce qui tendrait à corroborer l'hypothèse d'une origine liée à l'activité organique.
En règle générale, les bird's eyes sont considérés comme caractéristiques de la zone intertidale à subtidale haute. Cependant, sur le Seuil Causseard ces faciès de dolomie à bird's eyes sont très souvent associés à des structures témoignant de conditions proches de l'émersion. Ce faciès a donc été considéré comme caractéristique de la zone supratidale à intertidale haute (supralittorale) (Mélas, 1982 ; Marza, 1995).




Tidal flat

FACIES T3 & T3a


Dolomie à lamination cryptalgale




Escalate




a)



b)



c)



d)

Macrofaciès

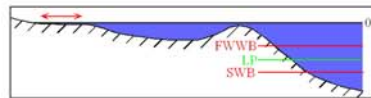
Le faciès T3 est un faciès dolomitique, azoïque, d'une épaisseur moyenne décimétrique à métrique, présentant une lamination fine parfois mise en relief par une altération différentielle (photos a et b). Ces lamines sont très souvent parallèles entre elles, montrant une structure planaire et une grande extension latérale. Amené à l'émergence, ce faciès se démantèle sous la forme de petits galets plats ("flat pebbles" ou "algal chips") anguleux, quelquefois gondolés, peu ou pas déplacés, parfois simplement basculés sur place. Lorsqu'une reprise de sédimentation se produit, les sédiments se déposent entre ces lithoclastes et les cimentent, formant le faciès T3a (photo d).

Microfaciès

Le faciès T3 se caractérise par l'alternance de lits sombres constitués d'un mudstone dolomitique, aux contours souvent diffus, et de lits clairs et plus cristallins, micro-sparitiques à sparitiques. L'épaisseur de ces lits varie de 100 µm à quelques mm. Les lits clairs présentent également des accumulations détritiques importantes (grain de quartz anguleux submillimétriques ; photo c)

Interprétation

La lamination cryptalgale résulterait d'assemblages variés d'algues bleues ou vertes et de diatomées, fournissant un réseau dans lequel sont piégés boue carbonatée et grains de sable. Les sécrétions de ces algues et diatomées agissent comme liant et forment de fines laminations (au sein desquelles subsiste quelque structures filamenteuses) en alternance avec des niveaux de boue. Plusieurs origines sont envisagées pour produire ces alternances : 1) origine hydrodynamique (marées, tempêtes) ; 2) cycles jour/nuit contrôlant le développement des tapis algaires... Ces faciès sont bien connus dans les environnements actuels, notamment aux Bahamas (Ile d'Andros) ou dans le Golfe Persique, où ils caractérisent principalement la zone intertidale à supratidale basse (médio- à supralittorale) (Wilson, 1975 ; Purser, 1980b ; Scholle & al., 1983).



Tidal flat

FACIES T4 Stromatolithes



Macrofaciès

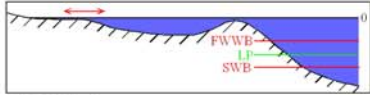
Faciès dolomitique présentant des dômes plus ou moins rapprochés dont la largeur basale peut atteindre une vingtaine de centimètres pour une hauteur de cinq à dix centimètres. Ces dômes, constitués de laminations souvent assez mal conservées, sont plus ou moins rapprochés mais semblent être indépendants les uns des autres (type "Close Laterally Linked Hemispheroid" selon Logan & al. (1964)). Ils forment des niveaux, rares, d'épaisseur comprise entre 10 et 80 centimètres.

Microfaciès

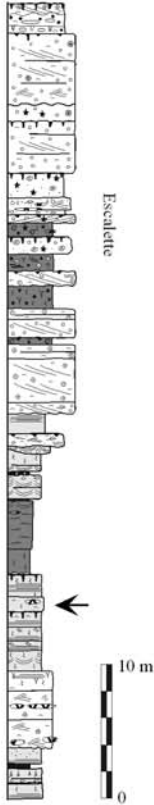
Ce faciès présente une lamination semblable à celle observée dans le faciès T3. Mélas (1982) les a décrits associés avec de nombreux bird's eyes.

Interprétation

De manière similaire au faciès T3, ce faciès a été interprété comme caractérisant la zone intertidale (médio- à supralittorale) (Bathurst, 1971 ; Ginsburg, 1975). S'appuyant sur l'exemple du Golfe Persique, Scholle & al., 1983 postulent que ce type de lamination pourrait être dû à des alternances de dépôts éoliens et d'activité algale. Le phénomène peut être très rapide puisque ces algues peuvent recoloniser la surface en quelques jours.


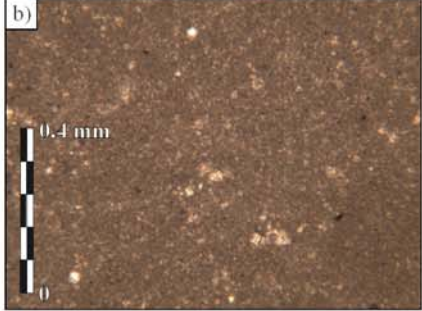




Tidal flat



FACIES T5 & T5a

Dolomie massive et dolomie bioturbée

Macrofaciès

Les faciès T5 et T5a sont des faciès dolomitiques, s'organisant en bancs décimétriques à métriques. Le faciès T5 correspond à un mudstone dolomitique, sans structure interne, présentant très rarement de petits gastéropodes (photo a) ou pélécy-podes d'ordre centimétrique. Le faciès T5a est un mudstone bioturbé se présentant sous la forme de "réseaux anastomosés" marqués par une différence de teinte (photo c). Le remaniement opéré ne permet pas de déterminer les organismes à l'origine de cette bioturbation. Dans quelques cas exceptionnels, des terriers linéaires, cylindriques (diamètre centimétrique), orientés horizontalement par rapport à la stratification ont été attribués à l'ichnogenre *Palaeophycus* (photo d).

Microfaciès

Le faciès T5 se caractérise par une micrite brune, homogène à petits cristaux rhomboédriques de dolomite et à grains de quartz anguleux (0,2 mm en moyenne) parfois entourés d'un cortex de dolomicrosparite (photo b). De petits amas de cristaux brun-noir à rougeâtre d'oxy-hydroxydes de fer, présentant parfois un aspect "framboïdal", pourraient s'interpréter comme d'anciens cristaux de pyrite oxydée en goethite et limonite (Mattei & Coudray, 1979 ; Mélas, 1982). La bioturbation du faciès T5a se traduit par une différence de teinte et de porosité, témoignant du remaniement du sédiment.

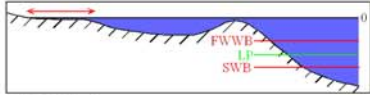
Interprétation

Faciès T5 : l'absence de structure hydrodynamique et la présence de petits organismes marins semblent indiquer des conditions infralittorales (tranche d'eau permanente). La pyrite (observée sous une forme oxydée) pourrait traduire la présence de matière organique dégradée par des bactéries anaérobies (Jorgensen, 1983).




Faciès T5a : la bioturbation observée est interprétée comme due à des organismes fousseurs dont l'activité a provoqué une désorganisation du sédiment initial. Les parois floues suggèrent une activité organique dans un sédiment boueux encore imbibé d'eau. On peut donc admettre que de telles structures caractérisent un milieu subtidal (Wilson, 1975 ; Scholle & al., 1983).

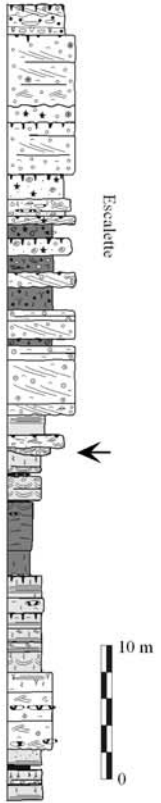
FACIES T6

Chenal de marée



Tidal flat

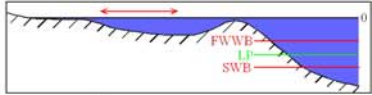


Macrofaciès

Faciès dolomitique s'organisant en bancs de 50 cm à 1.5 m d'épaisseur pour une largeur plurimétrique, à base ravinante et morphologie chenalissante (photo a). Ces structures sont relativement rares dans la série. Le remplissage est constitué d'une micro-brèche (lithoclastes carbonatés) à granulométrie hétérogène, mal classée associée à des débris ligniteux parfois pluricentimétriques (photo b : brèche, flèche noire ; lignite, flèche blanche). Les sédiments qui composent ce remplissage s'organisent souvent sous la forme de passées centimétriques (photo c) au sein desquelles il est possible d'observer des rides unidirectionnelles. Latéralement, ces chenaux disparaissent et peuvent passer à différents types de surfaces (condensation, émerision...), ou à des niveaux argileux.

Interprétation

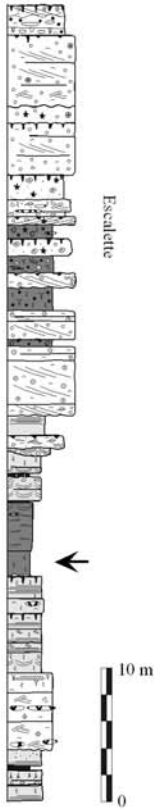
Ce faciès a été interprété comme caractérisant des chenaux de marée, étant donné la morphologie particulière de ce faciès et les évidences de remaniements (granulométrie grossière, lag). La faible épaisseur de ces chenaux résulte probablement du fait qu'ils se situent en domaine supratidal à intertidal et que les courants et les circulations d'eau qui leur ont donné naissance devaient être de faible intensité (Mélas, 1982 ; Merzeraud & Colombié, 1999).



Lagune interne


FACIES L1

Calcaire argileux bioturbé




Escalette

10 m



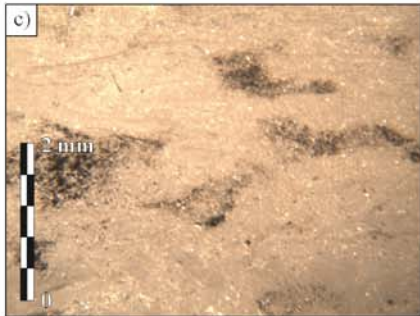
a)

30 cm




b)

1 m



c)

2 mm



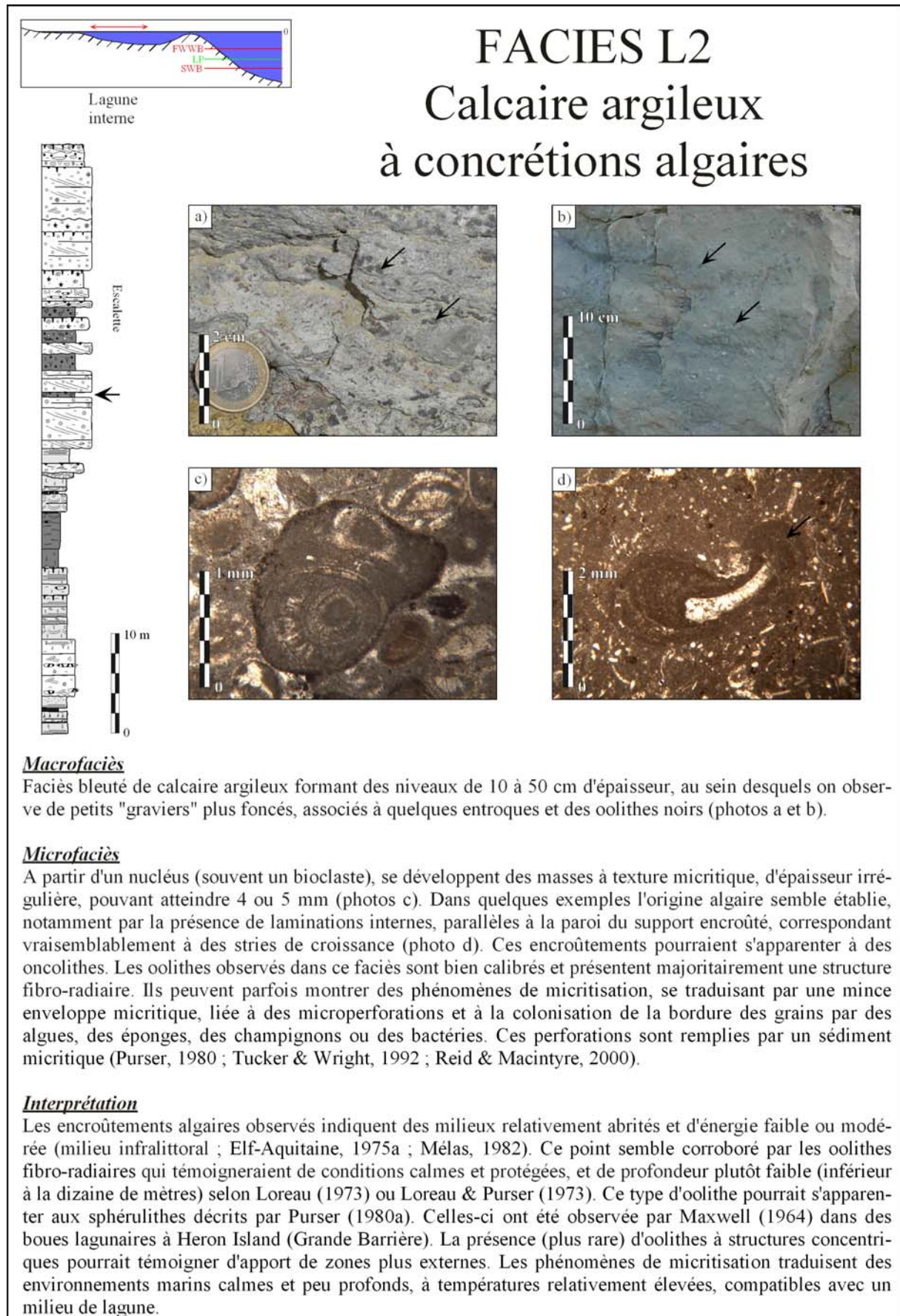
d)

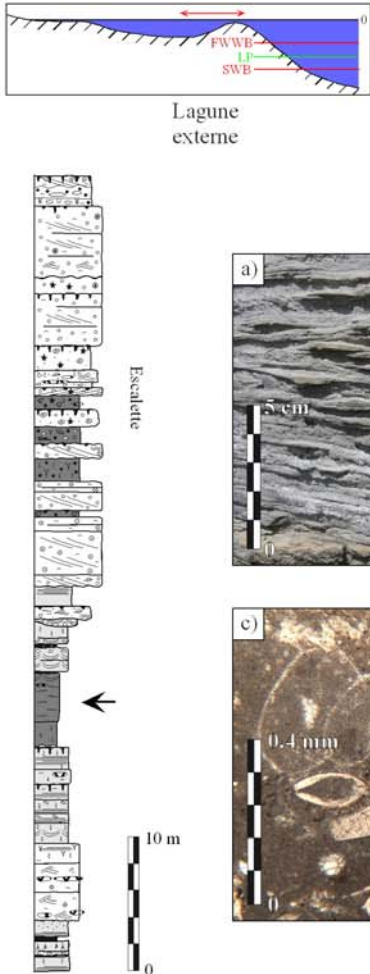
0.4 mm

Macrofaciès
Calcaires argileux de couleur gris bleuté, à cassure conchoïdale à débris végétaux abondants formant des niveaux d'épaisseur variable (50 cm à 2 m). On y observe de petites mouchetures bleues (attribuées à de la bioturbation) voire parfois de rares bioturbations attribuées au genre *Monocraterion*. Quelques traces de pyrite très oxydée sont visibles (photos a et b). Bien visible sur la coupe de l'Escalette, c'est ce faciès qui a été interprété sous le terme de "Niveau à Plantes" par Ressouche (1910), Roquefort (1934) ou Mattei (1961). Ils y ont décrit deux *Myophoria* et de nombreux végétaux : *Thinnfeldia rhomboïdalis* (Ettingsh.), *Thinnfeldia obusta* (Schenk), *Brachyphyllum papareli* (Sap.), *Pachyphyllum peregrinum* (Schimper), *Ctenopteris cycadea* (Brong.)

Microfaciès
Mudstone azoïque à tâches noires correspondant à la bioturbation observée macroscopiquement. Il s'agit de petites accumulations de grains noirâtres d'oxy-hydroxyde de fer pouvant correspondre à d'anciens cristaux de pyrite (témoins de matière organique ; photos c et d). Certaines zones du sédiment présentent également une texture plus "aérée" (porosité plus importante), pouvant témoigner du remaniement dû aux organismes fouisseurs.

Interprétation
L'absence de structures hydrodynamiques tend à indiquer un caractère subtidal (infralittoral) et protégé. Le caractère restreint de ce faciès semble par ailleurs confirmé par la couleur gris-bleuté, les cristaux de pyrite et la bioturbation peu diversifiée (monotypique). Les nombreux débris végétaux semblent également indiquer une position plutôt proximale. Ce faciès a donc été interprété comme un faciès interne de lagune ("lagoonal facies").







Lagune
externe

FACIES L3

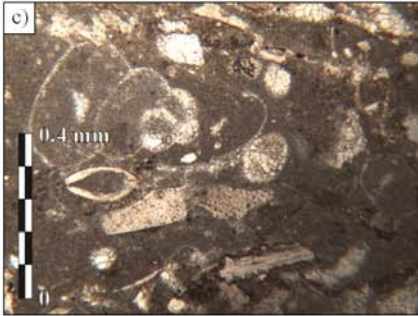
Calcaire argileux à rides de courant



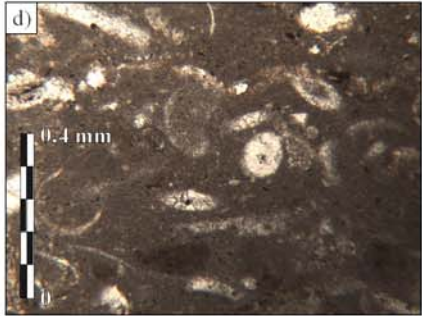
a)



b)



c)



d)

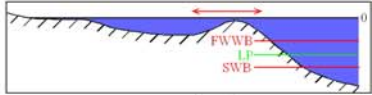
Macrofaciès
Calcaire argileux formant des niveaux d'épaisseur variant entre 50 cm et 2.5 m à rides de courant alternant avec deux directions opposées. Ces rides forment de petites lentilles en relief, de quelques centimètres d'épaisseur et d'une dizaine de longueur, de teinte blanche tranchant avec le matériel bleuté encaissant (photo a), composées de silts, pellets et oolithes. Elles sont parfois associées à des chailles noduleuses ou planaires. Ce faciès peut également présenter une bioturbation intense dans laquelle peut être reconnu l'ichnogenre *Rhizocorallium*. Le remaniement est alors intense et il devient difficile de reconnaître les structures originales (photo b).

Microfaciès
Ce faciès est très riche en bioclastes et débris divers. On n'y trouve que peu de tests entiers. Le contenu faunistique de ce faciès est très varié : ostracodes, pélécy-podes, gastéropodes, rares échinodermes, rares oolithes altérés ou corrodés, quelques spicules (photos c et d).

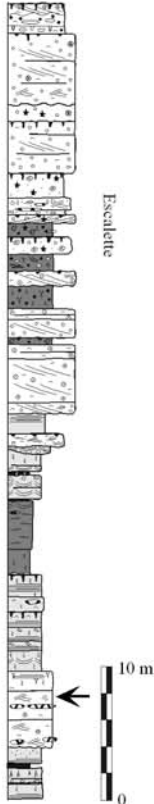

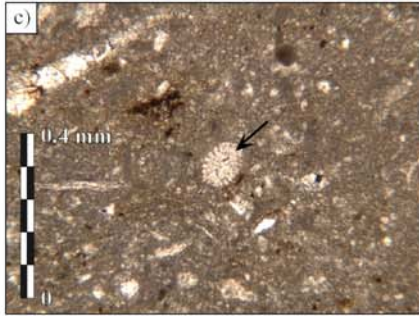
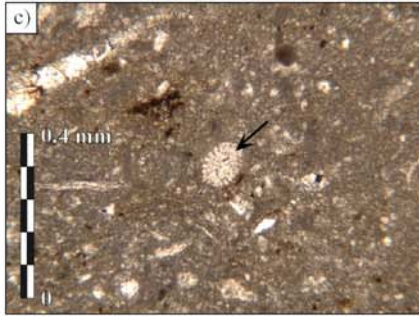
Interprétation
La présence de *Rhizocorallium* et d'ostracodes tend à indiquer des conditions restreintes de lagon-lagune ou d'arrière barrière. Cependant, la présence de faunes ouvertes (spicules, échinodermes) témoignerait d'influences ouvertes. De plus, les rides bidirectionnelles, indiqueraient d'une dynamique tidale et donc d'une bathymétrie moindre que pour les deux faciès précédents (zone médiolittorale). Ce faciès a donc été interprété comme un faciès de passe de marée entre les dunes hydrauliques qui composent la barrière (faciès SH). Cette zone serait ainsi soumise aux différentes influences de la lagune et du domaine marin franc (zone semi-restreinte).

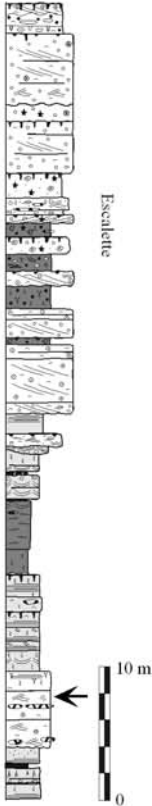
FACIES L4

Wackestone à chailles



Arrière
barrière



Escalante

Macrofaciès

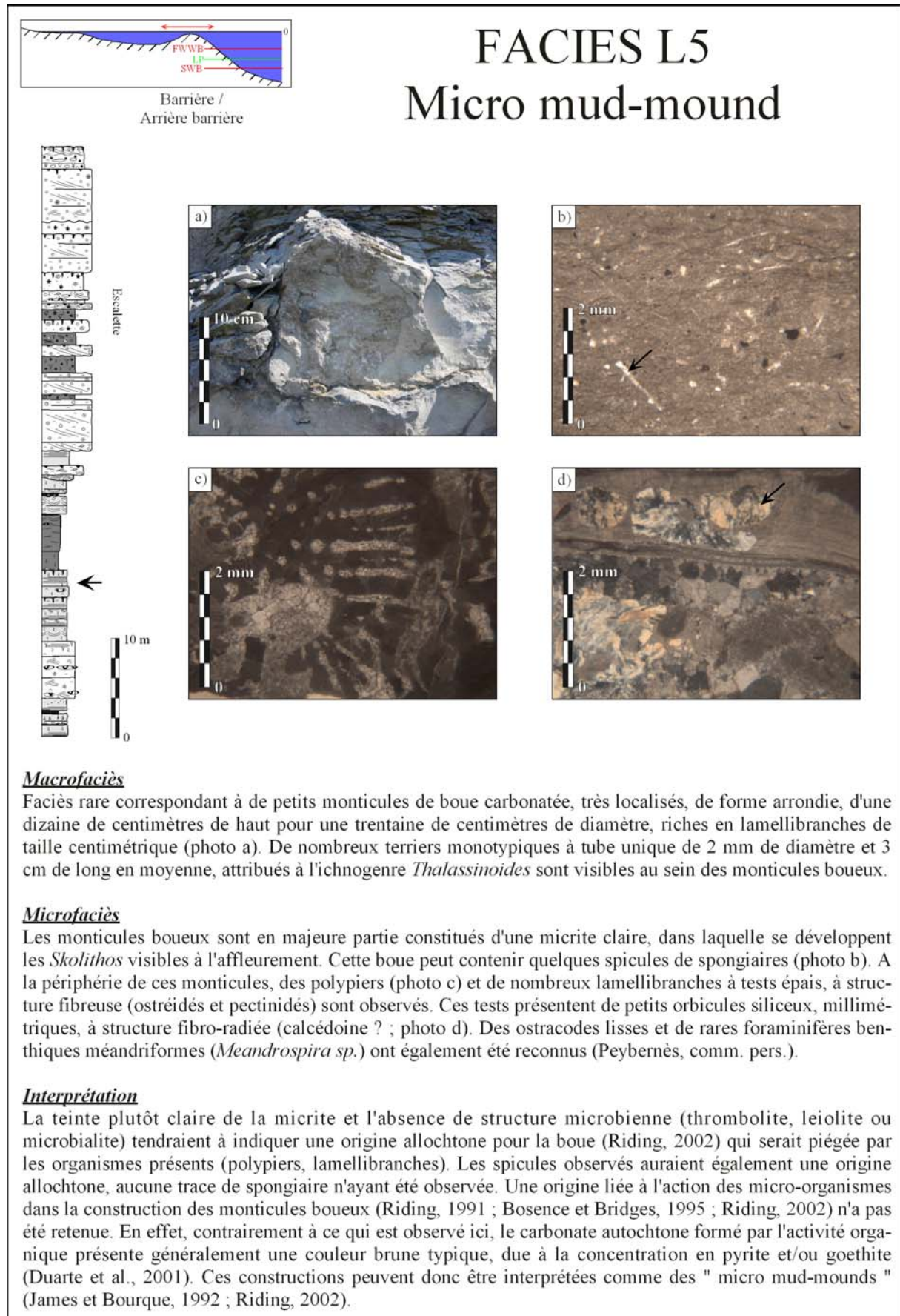
Faciès massif en barres métriques à plurimétriques, de couleur bleutée à la patine, gris à la cassure. Ce faciès présente parfois à sa base, une lamination oblique entrecroisée plus ou moins bien marquée (H.C.S.) et se caractérise également par la présence fréquente de rognons siliceux noduleux pluricentimétriques, se formant préférentiellement dans la stratification ondulante (photo a). Le contact de base est ravinant mais pas chenalisant. Diverses bioturbations attribuées aux ichnogenres *Teichichmus* (photo b) et *Monocraterion* ainsi que de nombreux débris ligniteux sont observables.

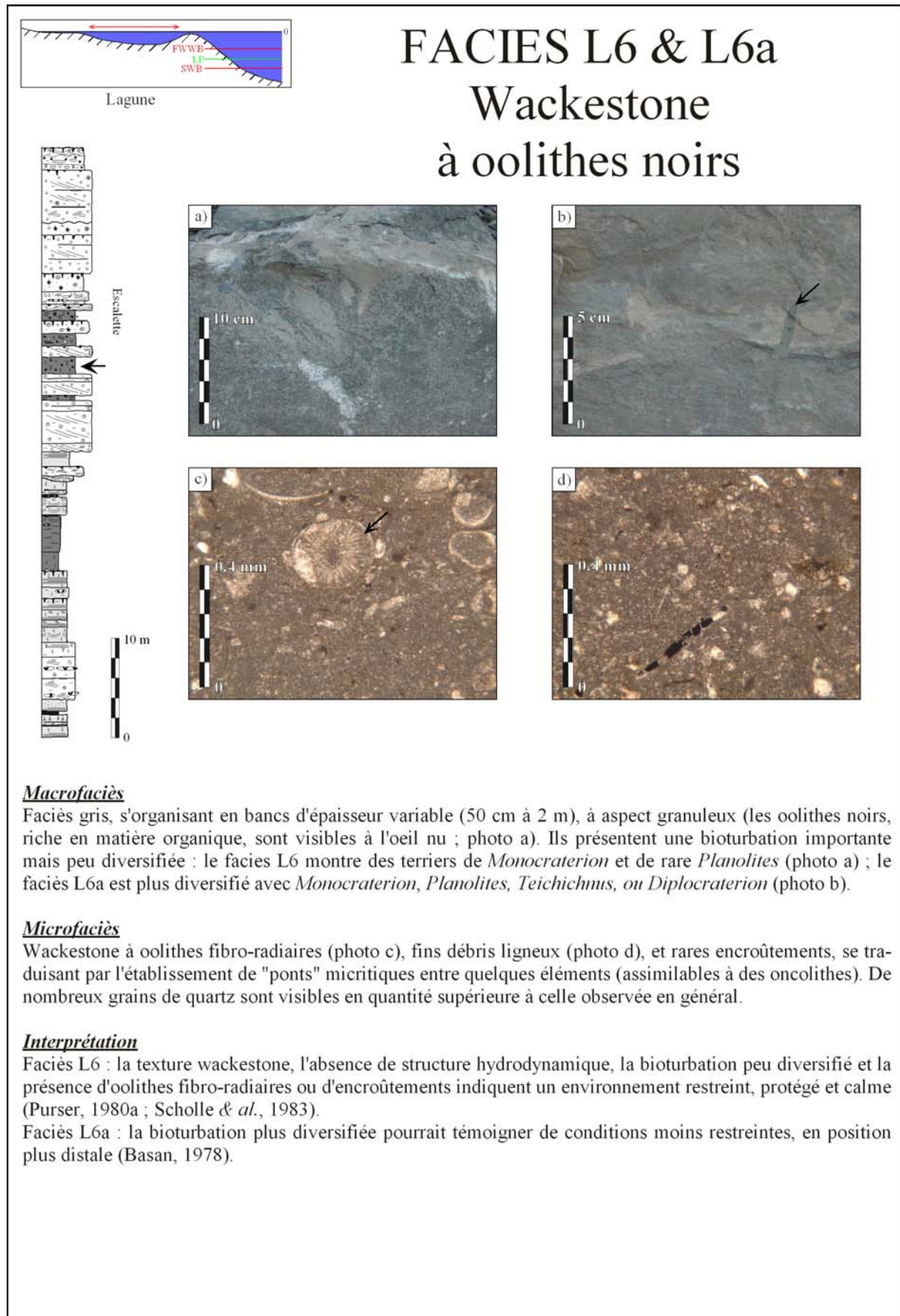
Microfaciès

Ce faciès présente une texture mudstone-wackestone contenant de fins bioclastes, grains de quartz (silt), micro-granule rouille, intraclastes, et d'abondants micro-débris ligniteux. Le contenu faunistique est très diversifié : pélécy-podes, radioles d'échinodermes (photo c), spicules de spongiaires, rares foraminifères (miliolidés) et quelques tests fins attribués à des ostracodes. Des structures de forme ovoïde ont été interprétées comme des algues vertes (possible dasycladacées, photo d). De rares oolithes concentriques et fibro-radiales ont été observés. Mélas (1982) décrit enfin au centre des silicifications de nombreux radioles d'échinodermes, qui pourraient selon lui, servir de " germes " à ces silicifications.

Interprétation

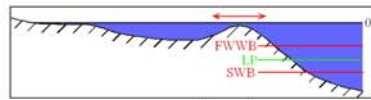
La texture wackestone semble indiquer un milieu calme, subtidal, ce qui est confirmé par la présence des chailles (indicateur de milieu de faible énergie, peu profond, ces structures ne pouvant apparaître que dans un sédiment incomplètement lithifié et encore imbibé d'eau (Mélas, 1982)). Les algues vertes tendraient plutôt à indiquer des zones à caractère restreint. Cependant, l'association de radioles d'échinodermes et de spicules de spongiaires tendrait à indiquer des conditions plutôt ouvertes. La présence de *Teichichmus* n'est pas un indicateur précis puisqu'il a été reconnu du littoral jusqu'à l'offshore. Ce faciès pourrait donc correspondre à un faciès d'arrière dune (lagune semi-restreinte), zone calme et peu profonde mais pouvant recevoir des influences marines franches.



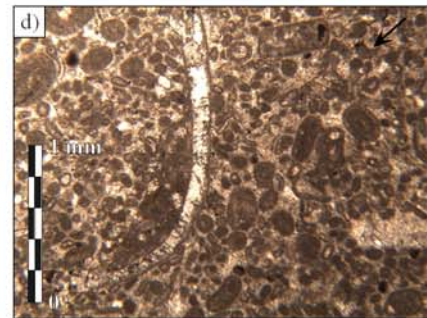
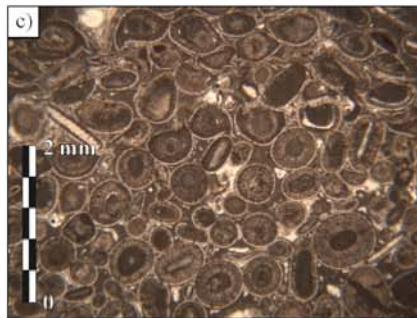
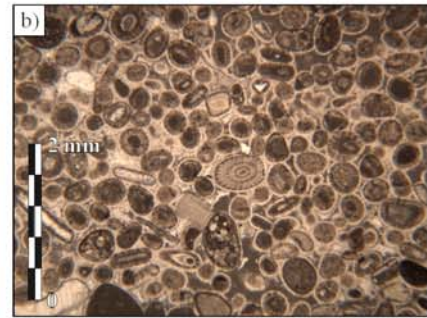
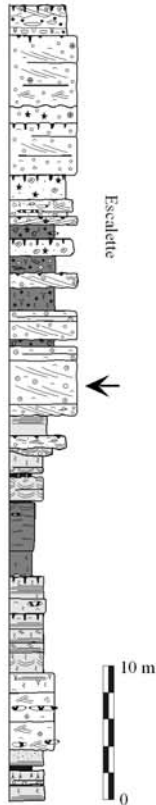


FACIES SH1

Grainstone à oolithes



Complexe
dunaire



Macrofaciès

Faciès calcaire en barres métriques de couleur grise à ocre, présentant une lamination oblique plane toujours bien exprimée (photo a). Le contact de base est très souvent ravinant.

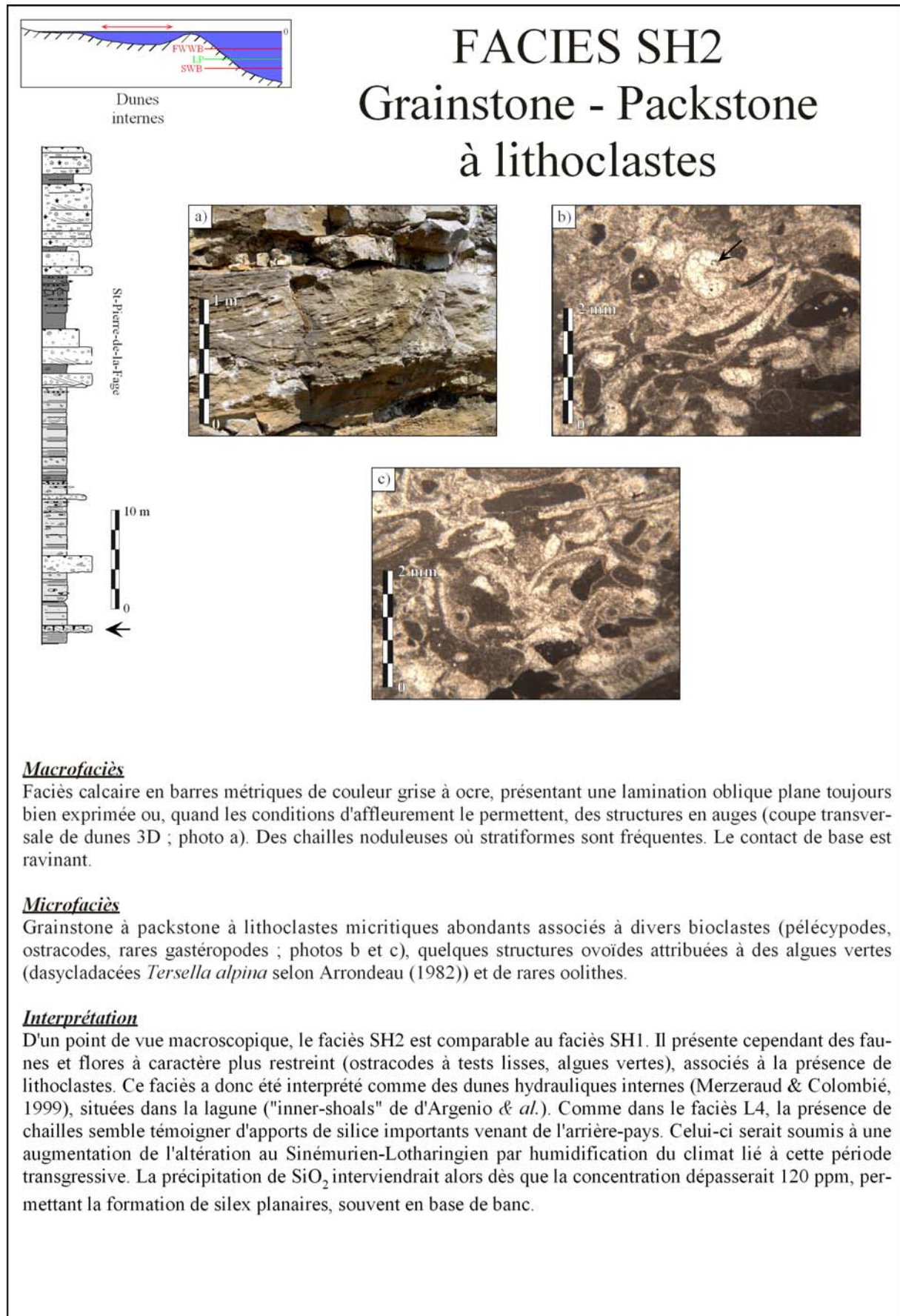
Microfaciès

Il s'agit le plus souvent d'un grainstone (rarement d'un packstone ; photo c) très bien calibré, à oolithes associés à de rares bioclastes (pélécytopodes, gatéropodes, radioles) et grapestones (deux ou trois oolithes ou bioclastes, reliés par des ponts micritiques). Les nucléi des oolithes sont variés : lithoclastes de boue, bioclastes à tests fins, grains de quartz. Les oolithes et autres bioclastes présentent quasi-systématiquement un ciment précoce fibreux isopaque, formant des couches très minces mais d'épaisseur uniforme (liseré blanc autour des grains sur les photos b et c). Deux sous-faciès ont été distingués : le faciès SH1 à gros oolithes (photo b) et le faciès SH1a à petits oolithes et bioclastes (faciès moins bien classé ; photo d).

Interprétation

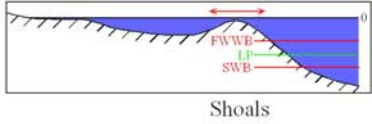
Les faciès SH1 et SH1a correspondent à des petits bancs oolithiques localisés (dunes hydrauliques), caractérisant des milieux infralittoraux, de faible profondeur, présentant une action permanente des courants de marée (énergie importante) et correspondant à la zone de mélange entre les eaux chaudes sursaturées en carbonates et des eaux océaniques plus fraîches et moins chargées en carbonates (Scholle & *al.*, 1983 ; Arnaud-Vanneau & Arnaud, 2004). Les grapestones au sein de ces faciès de haute énergie traduisent des épisodes de diminution de l'hydrodynamisme (Colombié, 2002).

Les packstones observés pourraient traduire un environnement légèrement plus calme où la décantation de boue est possible, mais proche des faciès SH1 puisque les éléments sont identiques. Ils pourraient donc caractériser un milieu de pied de dune, plus protégé.




FACIES SH3

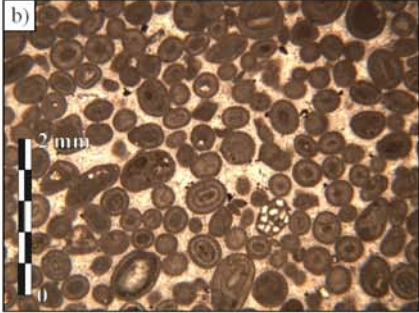
Grainstone à oolithes en barres massives



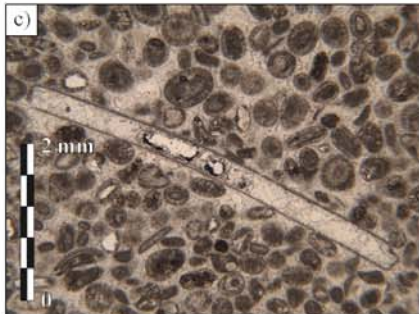
Shoals



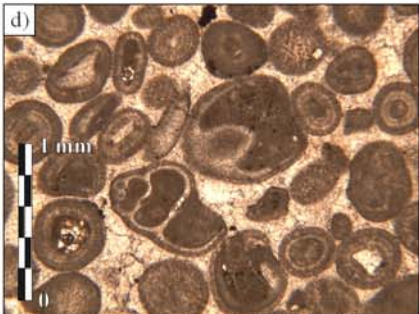
a)



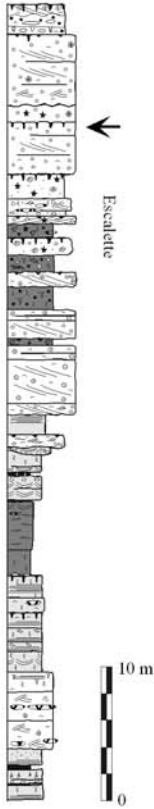
b)



c)



d)

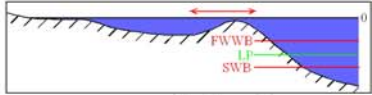


Escalate

Macrofaciès
 Ce faciès calcaire constitue des ensembles plurimétriques (barres) de couleur grise (photo a), observés dans la partie supérieure de toutes les coupes. Il présente une lamination oblique plane souvent bien exprimée. Le contact de base est ravinant.

Microfaciès
 Le microfaciès est similaire à celui de SH1 : faciès oolithique avec quelques bioclastes (pélicypodes, gastéropodes, débris d'échinodermes), bien calibré (photos b, c et d). De rares rostres de bélemnites ont également été observés.

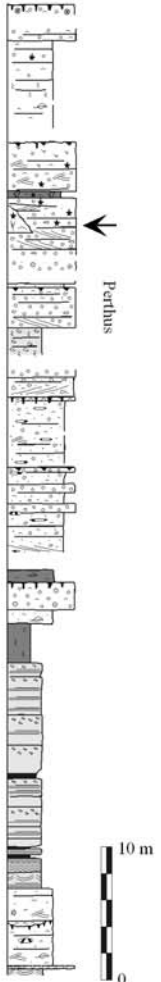
Interprétation
 Ce faciès présente une composition identique à celle du faciès SH1, mais l'épaisseur importante du faciès SH3 semble traduire des conditions hydrodynamiques plus forte. Il a donc été interprété comme un faciès de dunes oolithiques formant un complexe de shoals de taille importante, jusqu'à 15 à 20 m d'épaisseur (Scholle & al., 1983).



Patch reefs

FACIES SH4


Patch reefs




Perthus




a)



b)



c)

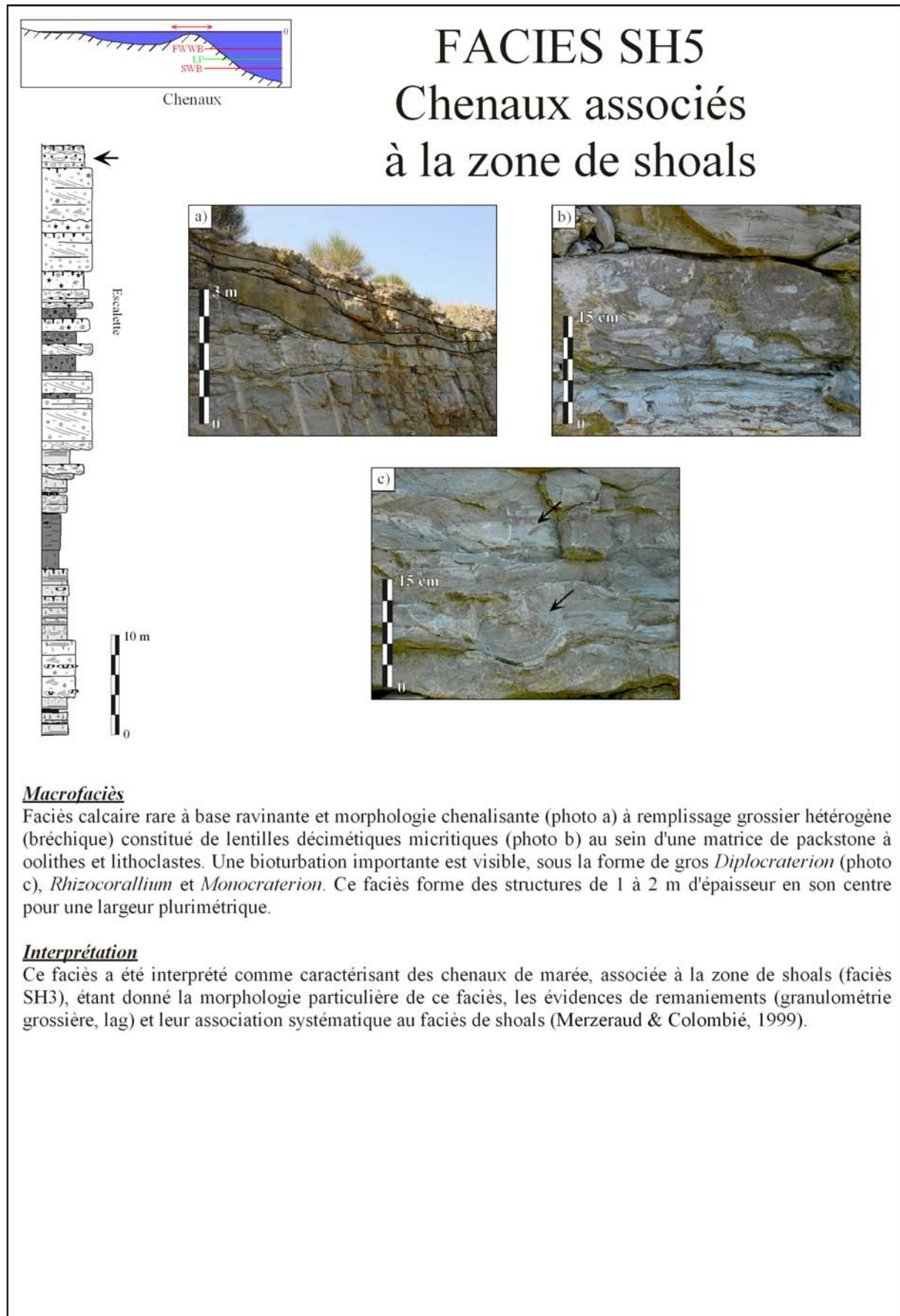


d)

Macrofaciès
 Faciès calcaire observé exceptionnellement (coupe du Perthus, Murène), correspondant à des dômes construits isolés plurimétriques au sein de la série oolithique supérieure (faciès SH3) progressivement fossilisé par les couches sus-jacentes (photo a). Les flancs de ces édifices récifaux sont très généralement encroûtés par des huîtres (gryphées ; photo b). Il est possible de trouver ce faciès sous une forme différente, de petites constructions décimétriques associées aux surfaces de condensation sédimentaire (photo c). Ces amas sont constitués par des polypiers qui piègent la boue pour former la construction (photo d).

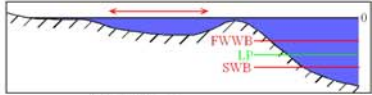
Microfaciès
 Selon Mélas (1982), il s'agit de boundstone à nombreux polypiers et divers bioclastes en partie silicifiés (lamellibranches, bryozoaires, gastéropodes, entroques).

Interprétation
 Ces constructions localisées ont été interprétées comme des patch reefs. Leur organisation interne rappelle les frame reefs de Riding (2002), traduisant un environnement modérément agité, de faible profondeur, comme par exemple les zones lagunaires abritées et isolées de la mer ouverte par les barrières oolithiques de bordure de plate-forme, ou les zones protégées situées entre deux cordons oolithiques sous-marin.


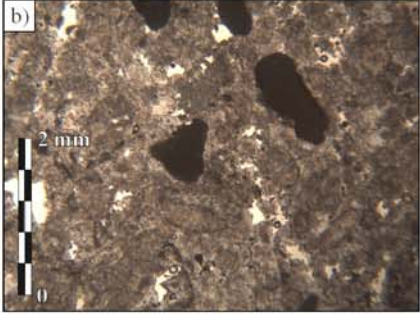
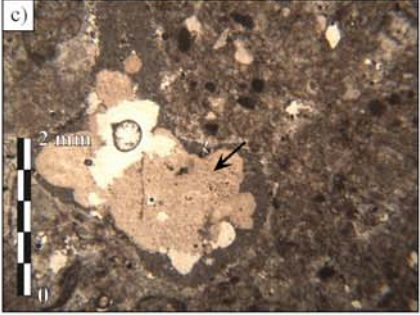


FACIES ST1

Packstone à lithoclastes et H.C.S.



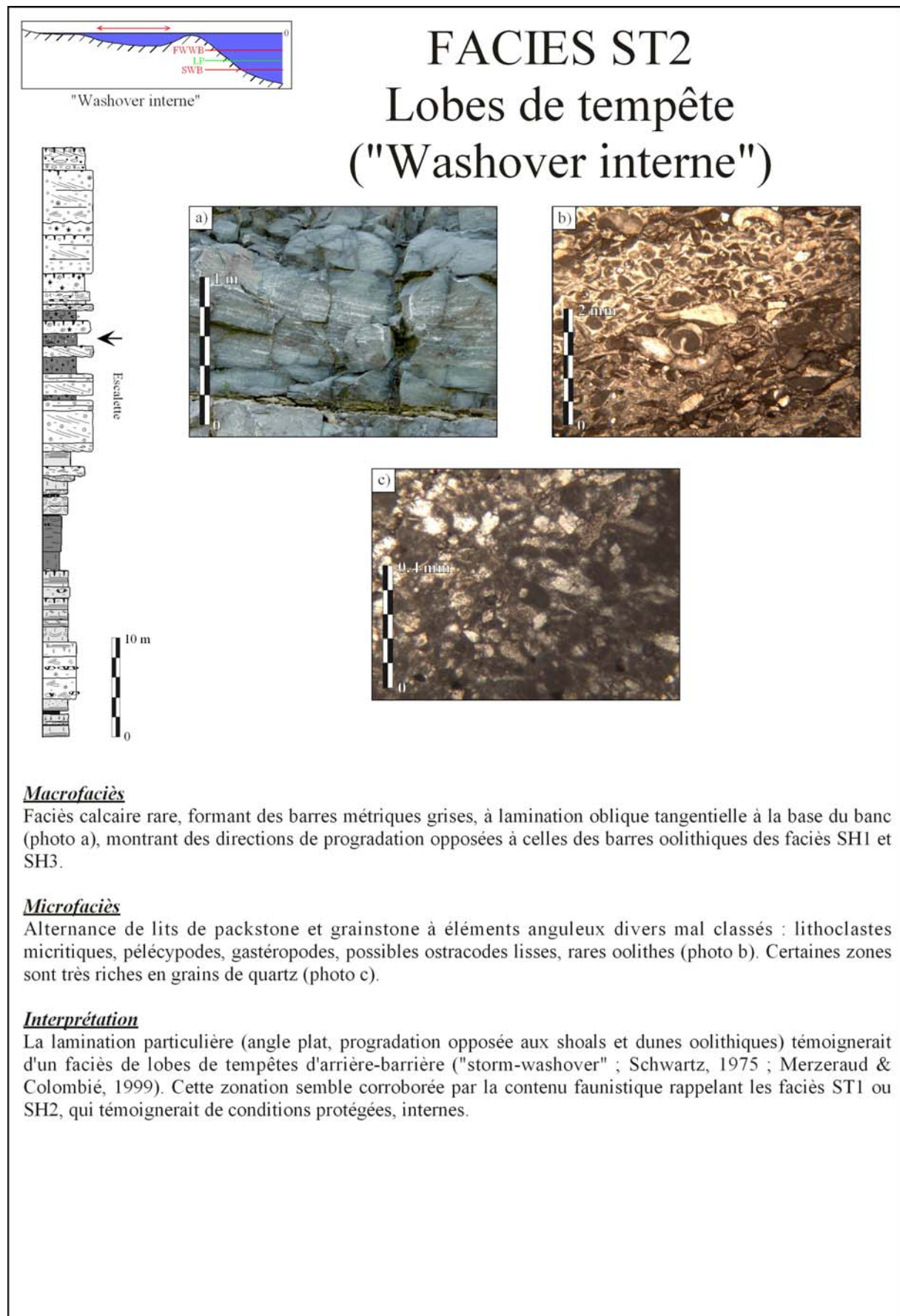
H.C.S. internes

Macrofaciès
Faciès calcaire formant des barres métriques créant de petit reliefs dans la topographie. Elles présentent des structures entrecroisées bien marquées (H.C.S. ; photo a) parfois associées à de petites rides d'oscillations. De plus, ce faciès présente fréquemment des chailles noduleuses.

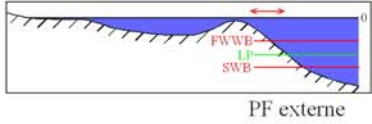
Microfaciès
Microfaciès assez similaire à SH2 consistant en un packstone à lithoclastes micritiques anguleux abondants (photo b) associés à divers bioclastes (pélicypodes, ostracodes, rares gastéropodes), de rares oolithes et quelques débris ligniteux. Ce faciès est quasi systématiquement entièrement recristallisé (dolomitisation secondaire). Les orbicules de silices sont fréquents (photo c).

Interprétation
La présence de H.C.S. et de rides d'oscillations tendrait à indiquer une origine liée aux phénomènes de tempêtes. Le contenu de ce faciès à l'instar du faciès SH2 témoignerait d'une position assez interne. Ce faciès a donc été interprété comme résultant de tempête en zone protégée.

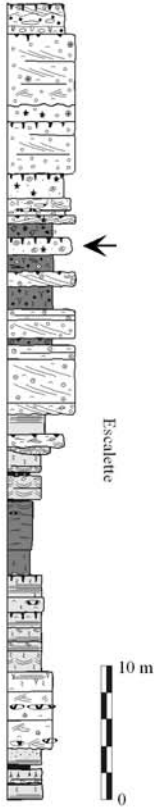


FACIES PE1

Grainstone à pellets et foraminifères circalittoraux




PF externe

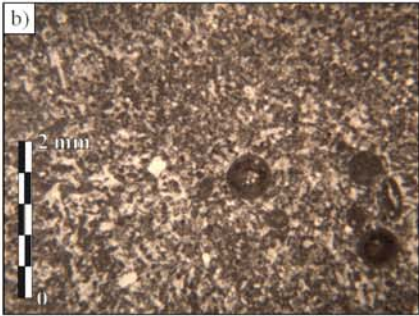


Escalote

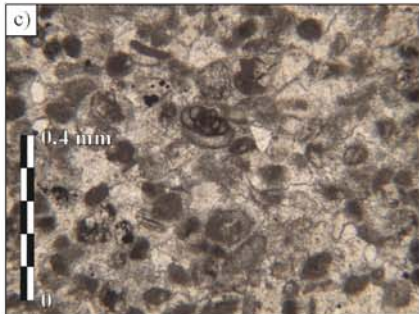
10 m



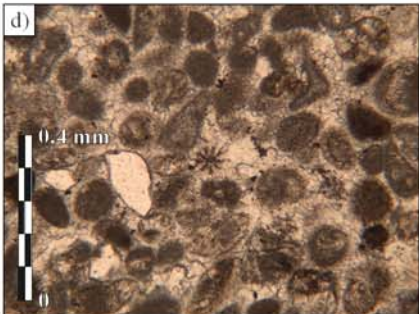
a) 15 cm



b) 2 mm



c) 0.4 mm



d) 0.4 mm

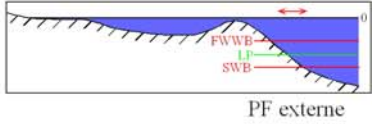
Macrofaciès
Faciès calcaire beige en bancs d'épaisseur variable (50 cm à 2 m) montrant en règle générale une lamination interne entrecroisée interprété comme des H.C.S. (Hummocky Cross Stratification ; photo a).

Microfaciès
Ce faciès se caractérise par une texture de grainstone bien classé (photo b) à peloides (éléments micritiques arrondis ou ovoïdes sans structure interne) et foraminifères benthiques, circalittoraux abondants (nombreux *Meandrosira* sp. (photo c) associés à *Fronicularia* et *Glomospirella* sp. ; Peybernès, Comm. Pers.). Ils peuvent être associés à de rares radioles (photo d) et entroques, quelques débris de bryozoaires et oolithes. La fraction détritique quartzeuse est plus réduite que dans les autres faciès "PE".

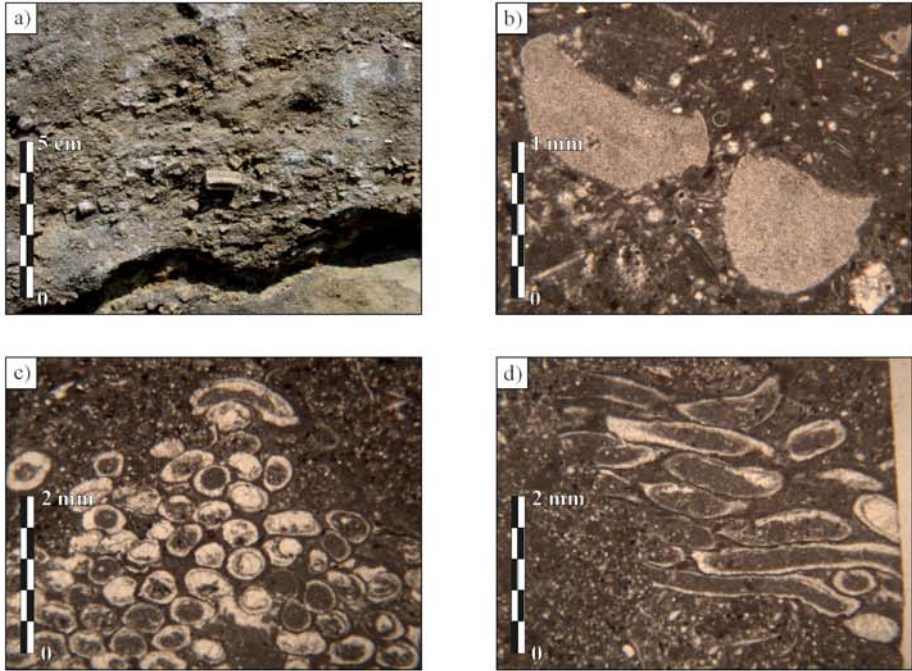
Interprétation
La texture grainstone et la présence de H.C.S. témoignent d'un paléoenvironnement de forte énergie se traduisant par le dévasage et le bon classement des éléments. Les foraminifères semblent témoigner de conditions ouvertes circalittorales. Ce faciès a donc été placé en avant de la zone de shoals oolithiques, au dessus de la zone d'action des vagues de beau temps.

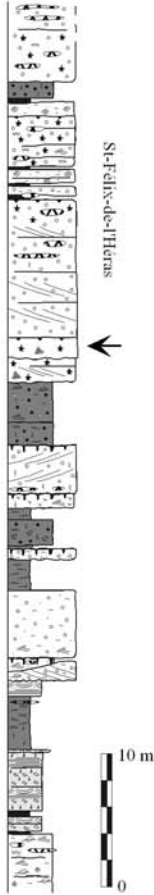
FACIES PE2

Wackestone à annélides et entroques



PF externe



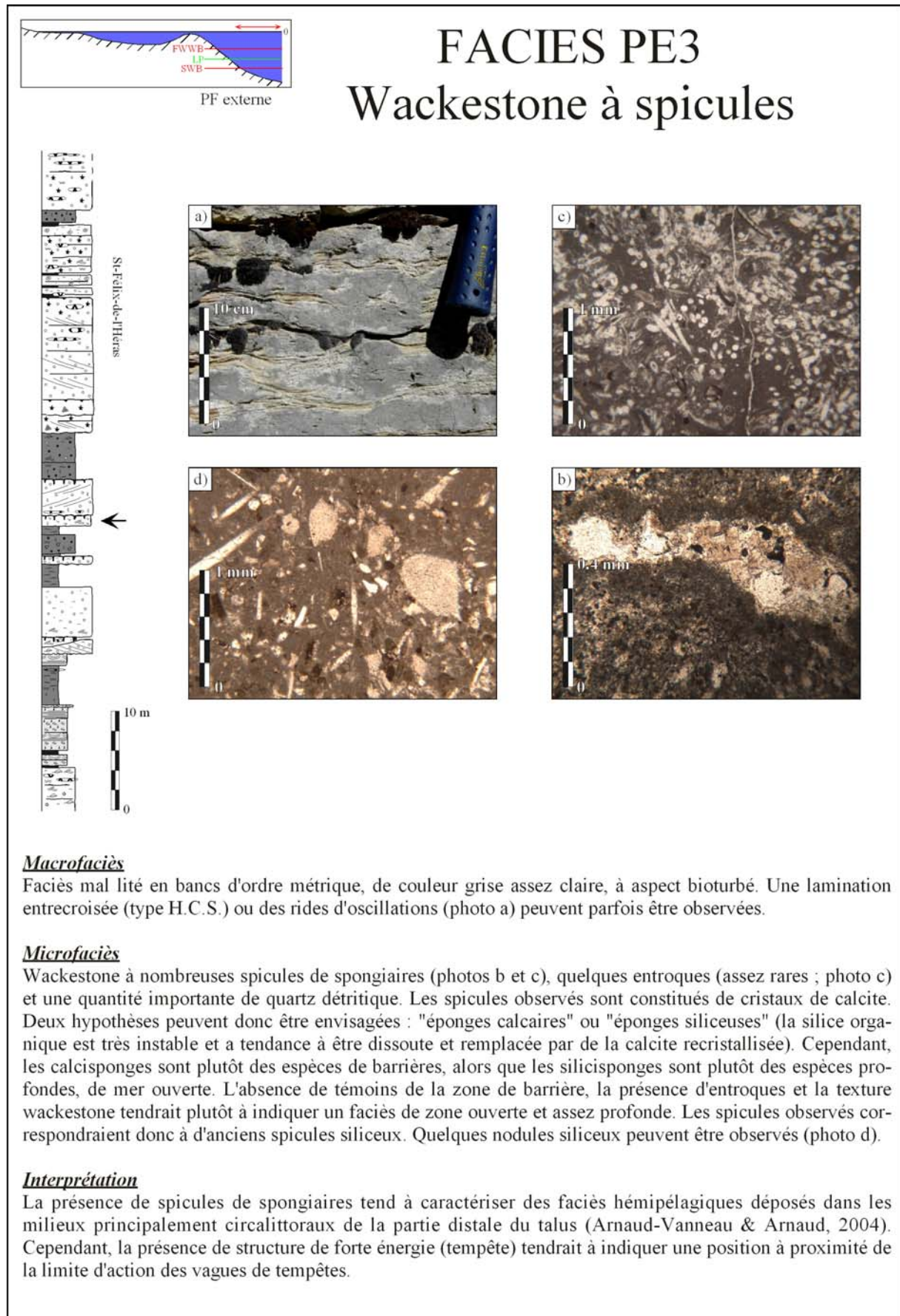


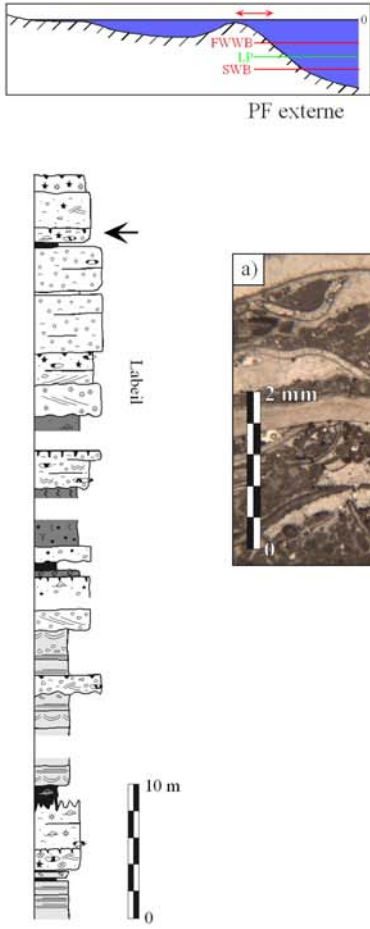
St-Félix-de-Heras

Macrofaciès
Faciès calcaire, beige à roux, rarement observé, à entroques (photo a). Il forme des niveaux métriques au sein desquels on peut parfois observer une lamination oblique plane mal marquée.

Microfaciès
Wackestone à packstone mal classé. La microfaune se compose d'entroques anguleuses en grande quantité (photo b), associées à des tubulures d'annélides en colonie (photos c et d) et quelques spicules. Le quartz détritique est assez fréquent.

Interprétation
La présence d'annélides et d'entroques est classiquement associée à des environnements marins francs de plate-forme externe (Arnaud-Vanneau & Arnaud, 2004). Il s'agit de dépôts situés au voisinage de fonds durcis, car l'essentiel des bioclastes provient de formes fixées dont certaines (crinoïdes) vivent seulement dans des milieux parcourus par les courants. Dans le cas présent, la forte proportion de boue tendrait à indiquer un hydrodynamisme faible. Les entroques pourraient alors résulter d'apports externes.





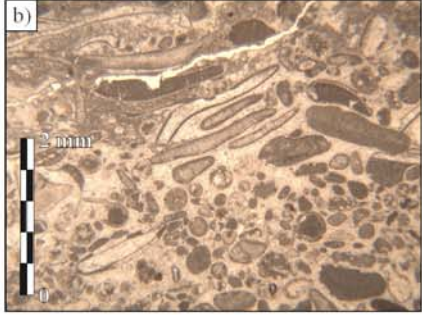
PF externe

FACIES PE4 & PE4a

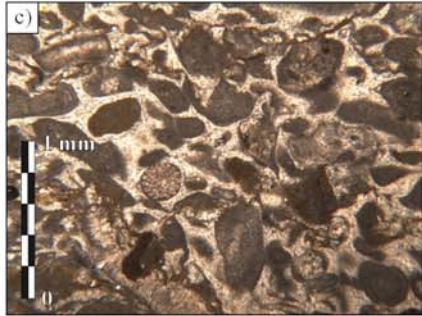
Faciès bioclastique à gros débris roulés



a)



b)



c)

Macrofaciès
Faciès peu fréquent constitué de calcaire généralement gris à beige, généralement sans litage (présentant néanmoins parfois une lamination H.C.S.), constituant des bancs d'ordre métrique.

Microfaciès
Grainstone (photo a) à packstone (photo b et c) à gros débris roulés, subsphériques, très grossiers et très mal classés. Faciès "poubelle" dont le contenu est très diversifié : pélecypodes, gastéropodes, entroques, radioles, oolithes, peloïdes... Nous avons distingué le faciès PE4 qui présente une matrice micritique abondante et le faciès PE4a qui présente un ciment sparitique.

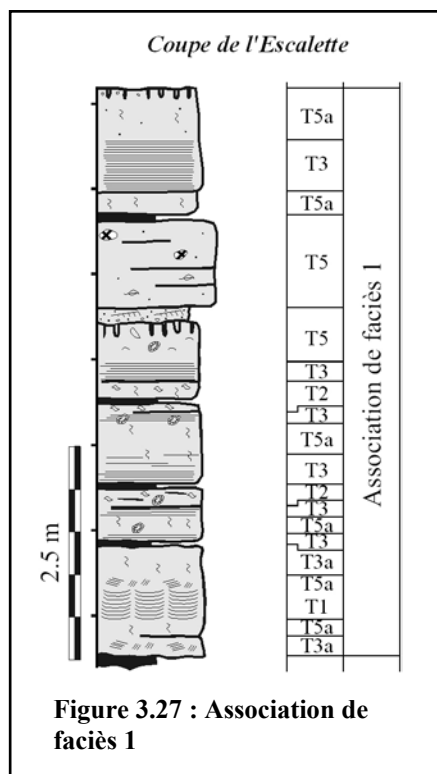
Interprétation
Ces faciès bioclastiques grossiers correspondent à des sables carbonatés déposés dans des milieux marins ouverts soumis à un hydrodynamisme important (tempête, courant) ayant déplacé les différents éléments constitutifs. Dans le premier cas, la matrice micritique tend à indiquer un phénomène bref (tempête) avec décantation de boue. Dans le second cas, le ciment sparitique tendrait à indiquer un hydrodynamisme plus constant, vannant les dépôts (Scholle & al., 1983 ; Arnaud-Vanneau & Arnaud, 2004).

2.2. LES ASSOCIATIONS DE FACIÈS

Dans la majorité des cas, un seul faciès sédimentaire n'est pas déterminant d'un milieu de dépôts donné. C'est l'association de plusieurs faciès qui permet de lever cette indétermination. Il est donc nécessaire de regrouper plusieurs faciès en assemblages représentant les différents dépôts associés à un même milieu de sédimentation (notion de substitution latérale de faciès). Une association de faciès correspond ainsi à la succession verticale (ou latérale) de plusieurs faciès qui se retrouvent à différents niveaux de la série.

Six associations de faciès (A.F.) ont donc été définies et reconnues sur les onze coupes étudiées, afin de mieux contraindre l'interprétation des faciès en terme de milieux de dépôts (replat de marée, lagune...) et de zonation bathymétrique.

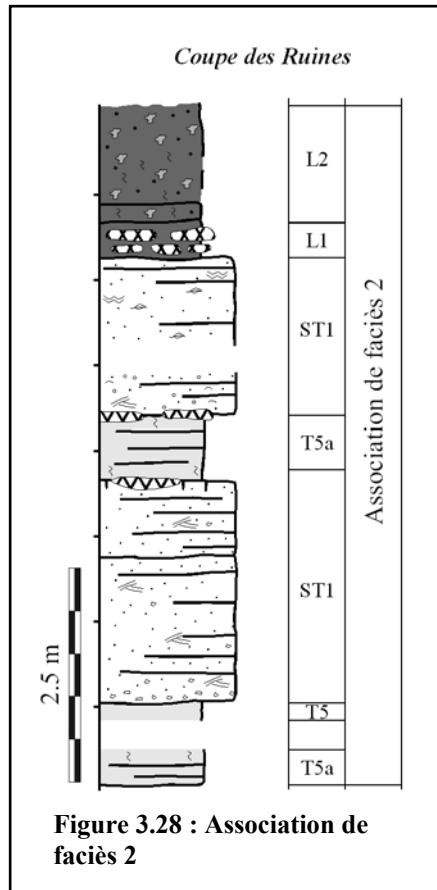
2.2.1. Association de faciès 1



Elle regroupe les faciès dolomitiques T1 à T6 et les faciès d'altération subaérienne (A1 et A2). La lithologie dolomitique, l'absence de critères hydrodynamiques et les nombreuses traces d'émergence suggèrent un environnement très superficiel, de replat de marée (tidal flat), présentant des conditions infralittorales à adlittorales.

La zone adlittorale est caractérisée par quatre faciès : polygones de dessiccation (T1), dolomie à bird's eyes (T2), paléokarsts (A1) et paléosols (A2). Les faciès à laminations cryptalgaires (T3) et stromatolithiques (T4), sont les faciès les plus répandus et semblent indiquer la zone intertidale (supra- et médiolittorale). Enfin les faciès T5 et T5a caractériseraient la zone subtidale haute (infralittorale). Le faciès T6, de chenal de marée, recoupe les différentes zones précédemment citées. Ces faciès s'organisent généralement en séquences régressives, débutant par les faciès subtidaux ou intertidaux et se terminant par les faciès émergifs.

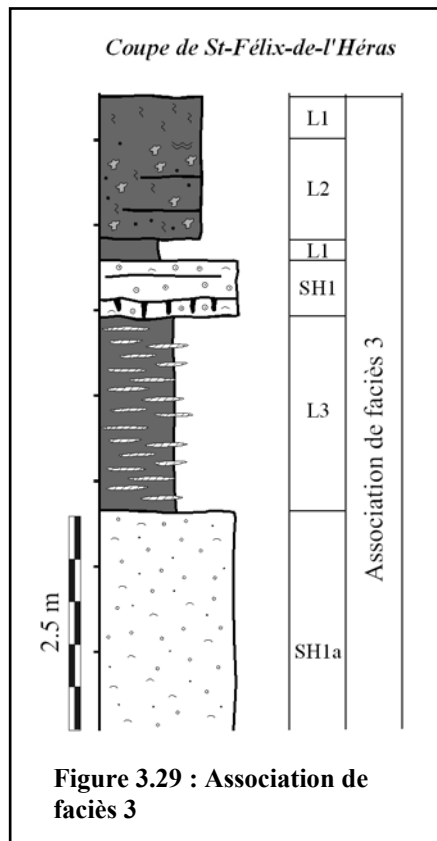
2.2.2. Association de faciès 2



Cette association se compose des faciès ST1 et SH2, interstratifiés avec les faciès subtidaux T5, L1 et L2 (et parfois L4). Les faciès ST1 et SH2 présentent des critères de forte énergie (rides d'oscillations, H.C.S., lamination oblique plane) mais leur contenu semble caractéristique de zones internes (nombreux lithoclastes, faunes à caractère restreint, lignite, pas d'oolithe). Les faciès L1, L2 et L4 sont des calcaires argileux à faunes traduisant également un caractère confiné (oncolithes, encroûtements algaires, ostracodes à tests lisses, dasycladacées, bioturbation peu diversifiée).

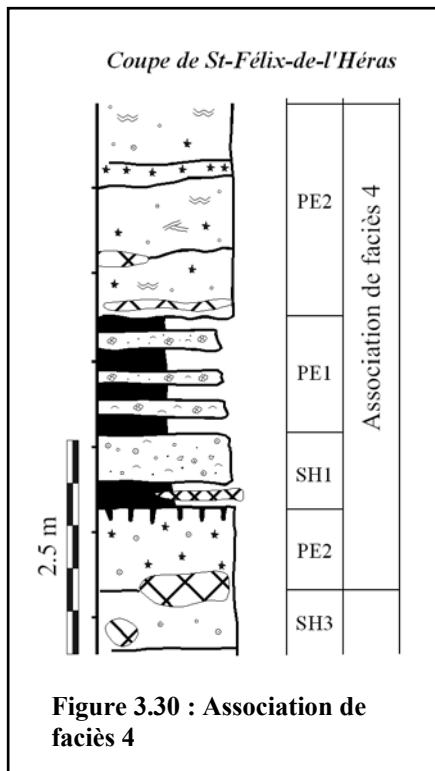
Ces faciès caractériseraient donc une zone protégée (ou confinée), calme, interprétée comme une lagune (en zone infralittorale). Au sein de celle-ci, peuvent se développer des faciès de forte énergie témoignant de phénomènes épisodiques de tempêtes (ST1) ou correspondant à la migration de dunes hydrauliques internes (« inner-shoals », faciès SH2).

2.2.3. Association de faciès 3



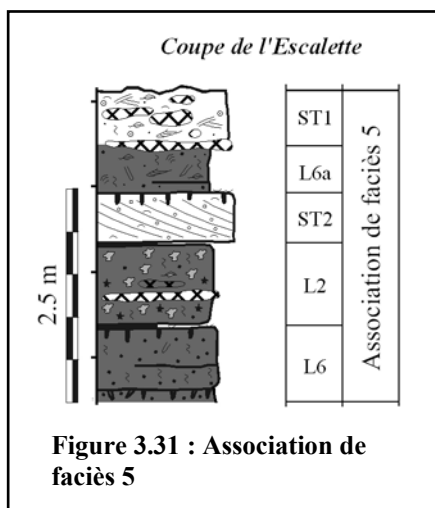
Elle est formée des faciès SH1 et SH1a, associés aux faciès L3, L4 et L5. Les faciès SH1 et SH1a correspondent à des dunes hydrauliques oolithiques et bioclastiques (pélécytopes, gastéropodes, radioles...). Le faciès SH4 (patch reef) peut parfois être observé au sommet de ces bancs. Par ailleurs, les faciès L3 (à rides bidirectionnelles) et L4 (wackestone à chailles) présentent un contenu « mixte » (spicules, entroques, à caractère ouvert ; ostracodes, dasycladacées, lignite, à caractère plus confiné). Ces faciès caractériseraient donc des zones assez calmes, situées entre les cordons dunaires ou immédiatement en arrière, soumises à la fois aux influences marines franches et aux influences de la lagune (lagune semi-restreinte). Le faciès SH5, très rare, correspondrait à de petites constructions au sein de ces zones.

2.2.4. Association de faciès 4



Cette association est composée des faciès PE1, PE2, PE3 et PE4a (ciment sparitique). Les faunes observées (foraminifères circalittoraux, entroques, radioles, spicules, annélides) traduisent un caractère marin franc, à salinité normale et une profondeur importante (zone circalittorale).

2.2.5. Association de faciès 5



Elle est assez similaire à l'association 2. Elle réunit les faciès ST1, ST2 et SH2, interstratifiés avec les faciès L6, L6a et L2. Les faciès L6 et L6a à oolithes fibroradiaires, ostracodes, oncolites semblent traduire un environnement interne, protégé, où ils sont associés au faciès L2 déjà décrit. Au sein de cet environnement, peuvent se mettre en place les faciès de haute énergie ST1 et SH2, ainsi que le faciès ST2, à litages obliques d'angles faibles, qui correspondraient à des lobes de tempête en domaine interne.

2.2.6. Association de faciès 6

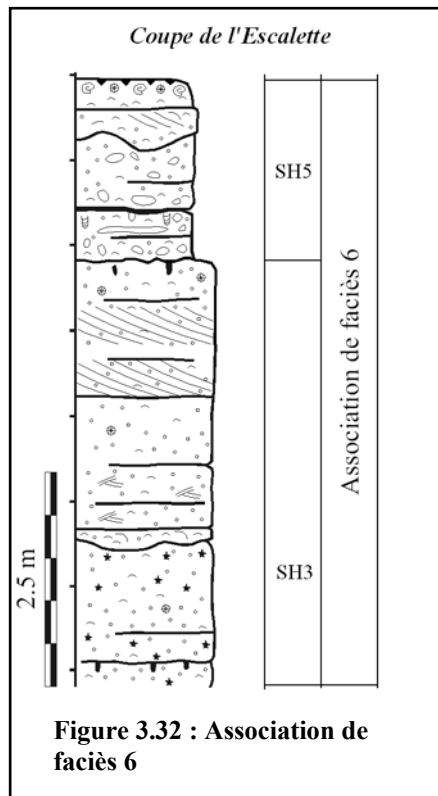


Figure 3.32 : Association de faciès 6

Elle est assez similaire à l'association 3. Elle regroupe les faciès SH1, SH3 et SH4 associés aux faciès PE4 (matrice micritique), L3 voire L6. A la différence de l'association 3, les faciès SH1 et SH3 (grainstone oolithique et bioclastique) constituent généralement des niveaux assez épais (parfois jusqu'à 20 m), formant un complexe de shoals « barrant » la plate-forme. Dans cette association, le faciès PE4 (à gros éléments roulés) correspondrait à un faciès d'arrière-dune se mettant en place entre les shoals. Le faciès L3 témoignerait de zones d'échanges entre la lagune et l'océan (lagune semi-restreinte).

Ces shoals sont de plus associés à de « petits patchs reefs » (SH4), et à des structures chenalisées (SH5) correspondant vraisemblablement à de petites « passes » reliant la lagune au milieu marin franc.

2.3. LES MODELES DE DEPOTS

La répartition verticale des associations de faciès a permis de mettre en évidence deux ensembles sédimentaires, délimités par des discontinuités majeures, de part et d'autre desquelles se produisent des changements drastiques de sédimentation (*Figure 3.33*). Dans les domaines séparés par ces discontinuités, la loi de Walther s'applique et il est possible de déterminer un modèle de faciès.

Le premier ensemble est composé des associations 1, 2, 3 et 4, et est limité, à sa base par la première apparition des faciès calcaires et à son sommet par une surface de condensation sédimentaire, d'échelle régionale. Le second ensemble est composé des associations 4, 5 et 6 et est limité, à sa base par la surface supérieure de l'ensemble 1 et à son sommet par le hardground limitant la série calcaire (cf. *Chapitre 2, §2.3.3. et Chapitre 4, §5.*). Cet ensemble voit la disparition (sauf rares cas exceptionnels) des faciès dolomitiques, ce qui semble témoigner d'un approfondissement généralisé de la zone.

Au sein de ces deux ensembles, l'organisation verticale des associations de faciès varie d'une coupe à une autre (*Figure 3.33*). Ainsi, l'ensemble I sur la coupe de l'Escalette présente un approfondissement à la base et au sommet de l'ensemble (A.F. 3), séparés par les associations de faciès A.F. 1 et A.F. 2. A St-Félix-de-l'Héras, l'évolution verticale semble plus complexe avec une récurrence de l'association A.F. 3 à cinq niveaux différents de l'ensemble I, séparés par les associations A.F. 1, A.F. 2 et A.F. 4. Pour le même intervalle, la coupe de St-Pierre-de-la-Fage montre une évolution verticale différente (alternance des associations de faciès A.F. 1 et A.F. 2), sans approfondissement.

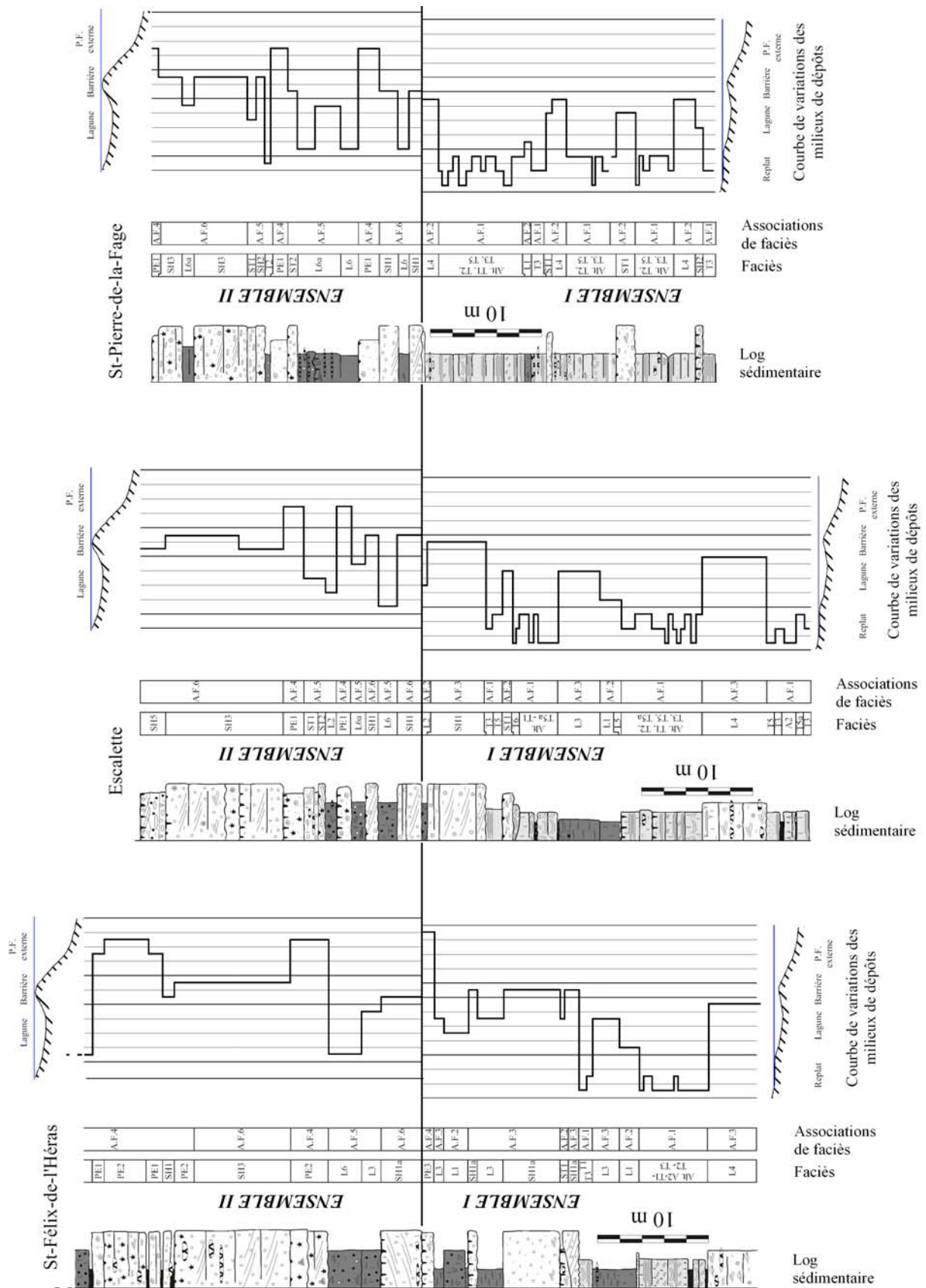


Figure 3.33 : Mise en évidence des deux ensembles sédimentaires de la série. La répartition verticale des associations de faciès montre des variations importantes d'une coupe à une autre. Légende des logs sur la Figure 3.35.

Ces changements dans l'organisation verticale des associations de faciès traduisent, selon la loi de Walther, des variations latérales de milieu de dépôts. Celles-ci s'opèrent à courte distance étant donné les écarts peu importants entre les coupes (de la centaine de mètres au kilomètre). Ces variations peuvent être observées directement sur les coupes suffisamment larges et présentant une stratification horizontale (Escalette). Par ailleurs, elles n'ont pas un caractère systématique et ne permettent donc pas de définir régionalement un pôle proximal (continental) ou distal (marin), qui soit pérenne au cours du temps. Il semble donc impossible d'étager et de hiérarchiser les faciès sédimentaires le long d'un profil de dépôts de plate-forme classique, précédemment proposé pour la zone par Arrondeau (1982), Mélas (1982) ou Merzeraud & Colombié (1999). Nous proposons donc un nouveau modèle de dépôts basé sur les observations précédentes. La région de Lodève est envisagée comme une mosaïque de zones hautes, très peu profondes, à caractère inter- à supratidal, entre lesquelles peuvent se développer des zones plus profondes, infralittorales à circalittorales. Au sein de la série étudiée, deux types de morphologies peuvent être observées : une première mosaïque se caractériserait par des milieux de dépôts peu profonds, de faibles gradients de pentes et de faible énergie de dépôts (*Figure 3.34a*). Au contraire, une seconde mosaïque se caractériserait par des milieux de dépôts plus profonds (absence de replat de marée), de forts gradients de pentes et de fortes énergies de dépôts (faciès de shoals très développés) (*Figure 3.34b*).

Mosaïque de faciès

Le terme « mosaïque de faciès » a été employé par de nombreux auteurs pour décrire les faciès discontinus observés dans les dépôts anciens de replat de marée. Plusieurs études (Waters & al., 1989 ; Cloyd & al., 1990) basées sur le tracé latéral de banc à l'affleurement ont montré que les faciès cycliques observés dans ces environnements de plate-forme peu profonde peuvent être discontinus et ce, à très petite échelle (quelques kilomètres). Ces études, tout d'abord menées sur des faciès chenalisés, ont ensuite été étendues à l'ensemble des faciès du tidal flat, avec pour résultat l'émergence de modèle en îlots (« tidal-flat island model »). Ainsi, Pratt & James (1986) interprètent les dépôts Ordovicien du « St-George group » comme une mosaïque de petites îles, de faible relief entourées de zones subtidales fournissant les sédiments carbonatés nécessaires à la progradation de ces îles et servant de passes de marées.

Satterley (1996), qui étudie les formations triasiques des Alpes autrichiennes a de même montré que les cycles loféritiques (composés de sédiments dolomitiques péritidaux) présentent un empilement aléatoire, non hiérarchisé, des continuités latérales limitées et des directions de progradations variables. Il propose donc que ces cycles se forment dans un modèle en îlots, par migration latérale de gros bancs inter- à supratidaux, séparés par des zones subtidales. La mosaïque ainsi formée est séparée du domaine marin franc par une barrière discontinue de dunes sableuses mobiles. Cette configuration particulière serait due à l'activité de tempêtes et de courants tidaux en contexte de haut niveau marin relatif.

Adams & Grotzinger (1996) étudient un intervalle épais de 40 m de carbonates péritidaux (Cambrien moyen, SE de la Californie) et observent des variations verticales et latérales produites par une configuration en mosaïque de faciès discontinus s'organisant en paraséquences. Selon les auteurs la continuité latérale des paraséquences est principalement déterminée par l'espace disponible, et la continuité latérale des faciès est plus fortement influencée par la dynamique interne du système sédimentaire, notamment le caractère temporellement hétérogène de la production carbonatée. Jiang & al. (2003), étudient des dépôts d'âge Protérozoïque au N de l'Inde (« InfraKrol formation ») et emploient également le terme « mosaïque de faciès » pour qualifier les faciès discontinus d'un complexe péritidal. Ces auteurs notent que les cycles et les faciès qui les composent ne peuvent être suivis sur plus de quelques centaines de mètres.

Afin de déterminer une éventuelle organisation et les facteurs à l'origine de ces configurations en mosaïque, plusieurs études statistiques ont également été menées, sur des exemples anciens et récents, notamment sur l'île d'Andros aux Bahamas et le Golfe Persique (Wilkinson & al., 1997 ; Wilkinson & al., 1999 ; Rankey, 2002 ; Wilkinson & Drummond, 2004). Selon les auteurs, la distribution des faciès, à première vue aléatoire, ne le serait en fait pas et refléterait un contrôle externe au système sédimentaire.

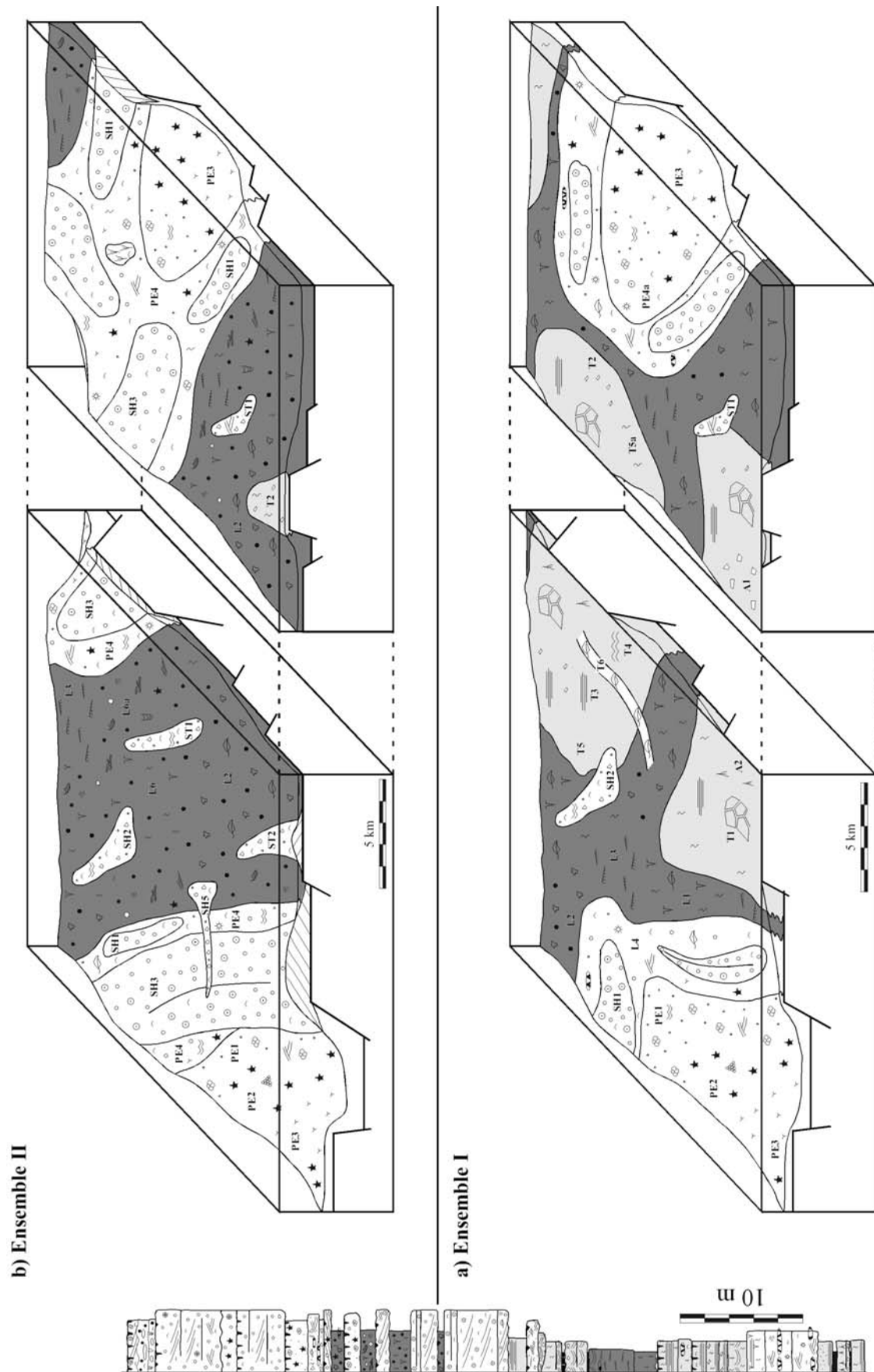


Figure 3.34 : Modèles de faciès a) pour l'ensemble I ; b) pour l'ensemble II. Echelle verticale dilatée. (Légende figure 3.6)

3. INTERPRETATION SEQUENTIELLE ET GEOMETRIES DES FACIES

3.1. INTRODUCTION

L'étude des associations de faciès a donc permis de définir un modèle de dépôts, à géométrie en mosaïque. Il reste alors à préciser l'évolution de cette mosaïque, d'un point de vue géographique mais également au cours du temps. L'interprétation séquentielle de la série va ainsi permettre de définir la répartition temporelle (à court terme) et géographique des zones ouvertes ou confinées, hautes ou basses.

Le concept utilisé pour l'interprétation séquentielle est celui de stratigraphie génétique, développé par Cross (1988), Galloway (1989), Cross (1992) ou Homewood & al. (1992). Ce concept est présenté en *Annexe 1* et comparé à celui de stratigraphie séquentielle (*s.l.*).

Au sein des deux ensembles définis précédemment, les courbes de variations de milieu de dépôts et la reconnaissance de différentes surfaces ont permis de mettre en évidence des cycles haute fréquence, délimités par des surfaces de discontinuité sédimentaire (*Figure 3.35*). Ces dernières, présentant des traces de condensation sédimentaire, sont classiquement assimilées à des surfaces d'inondation maximale formées au moment de la montée la plus rapide du niveau marin relatif lors d'un cycle haute fréquence (Homewood & al., 1992 ; Strasser & al., 1999). Ces cycles correspondent donc aux unités génétiques définies par Cross (1992) ou Homewood & al. (1992).

Les unités génétiques ayant été définies, leurs surfaces d'inondation maximale sont replacées sur le log vertical ainsi que la variation des milieux de dépôts. Ceci permet de mettre en évidence des tendances évolutives impliquant plusieurs unités, soit vers le pôle marin (landward-stepping ; progradation), soit vers le pôle continental (seaward-stepping ; rétrogradation), soit sans évolution globale des milieux de dépôts (vertical-stacking ; aggradation) (Cross, 1988 ; Homewood & al., 1992) (*Figure 3.35*). L'identification de ces tendances évolutives (motifs d'empilement), le dénombrement des différentes séquences ainsi que la reconnaissance des différentes discontinuités permettent de corréliser les unités génétiques reconnues sur les différentes coupes séparées les unes des autres par quelques kilomètres au maximum. Deux transects de corrélations ont été réalisés : un N-S (*Figure 3.36*) et un W-E (*Figure 3.37*). La reconnaissance d'un ou plusieurs niveaux de référence est un préalable indispensable à ces corrélations. Les trois surfaces majeures délimitant les deux ensembles sédimentaires précités ont servi de niveaux références.

Les corrélations séquentielles permettent alors d'étudier les dépôts entre deux lignes isochrones. Chaque unité peut ainsi être « cartographiée » et étudiée afin de clarifier l'organisation interne, la géométrie et les relations entre les faciès, et de comprendre l'évolution dans le temps et l'espace de la mosaïque de faciès. C'est l'objet des deux paragraphes suivants.

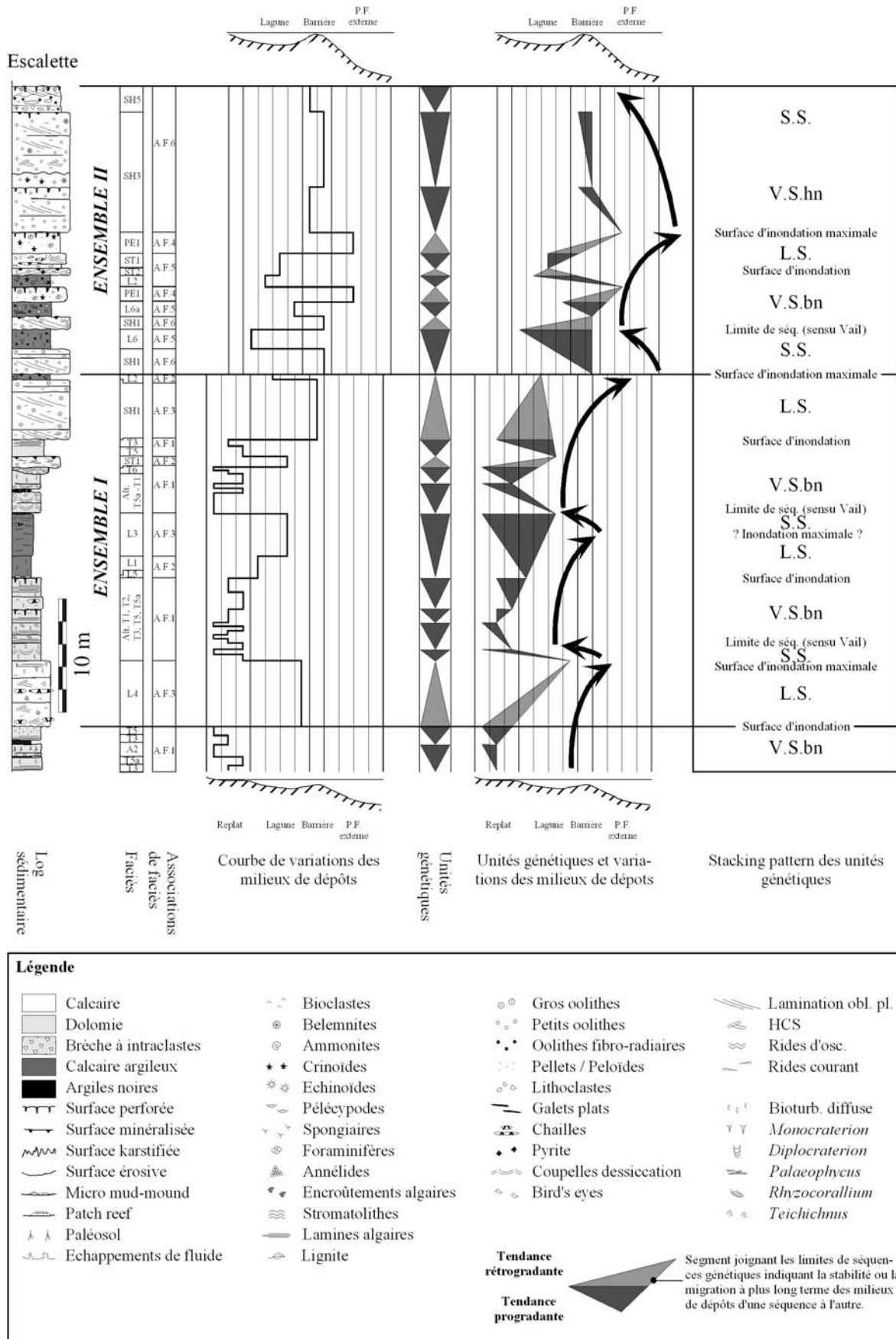
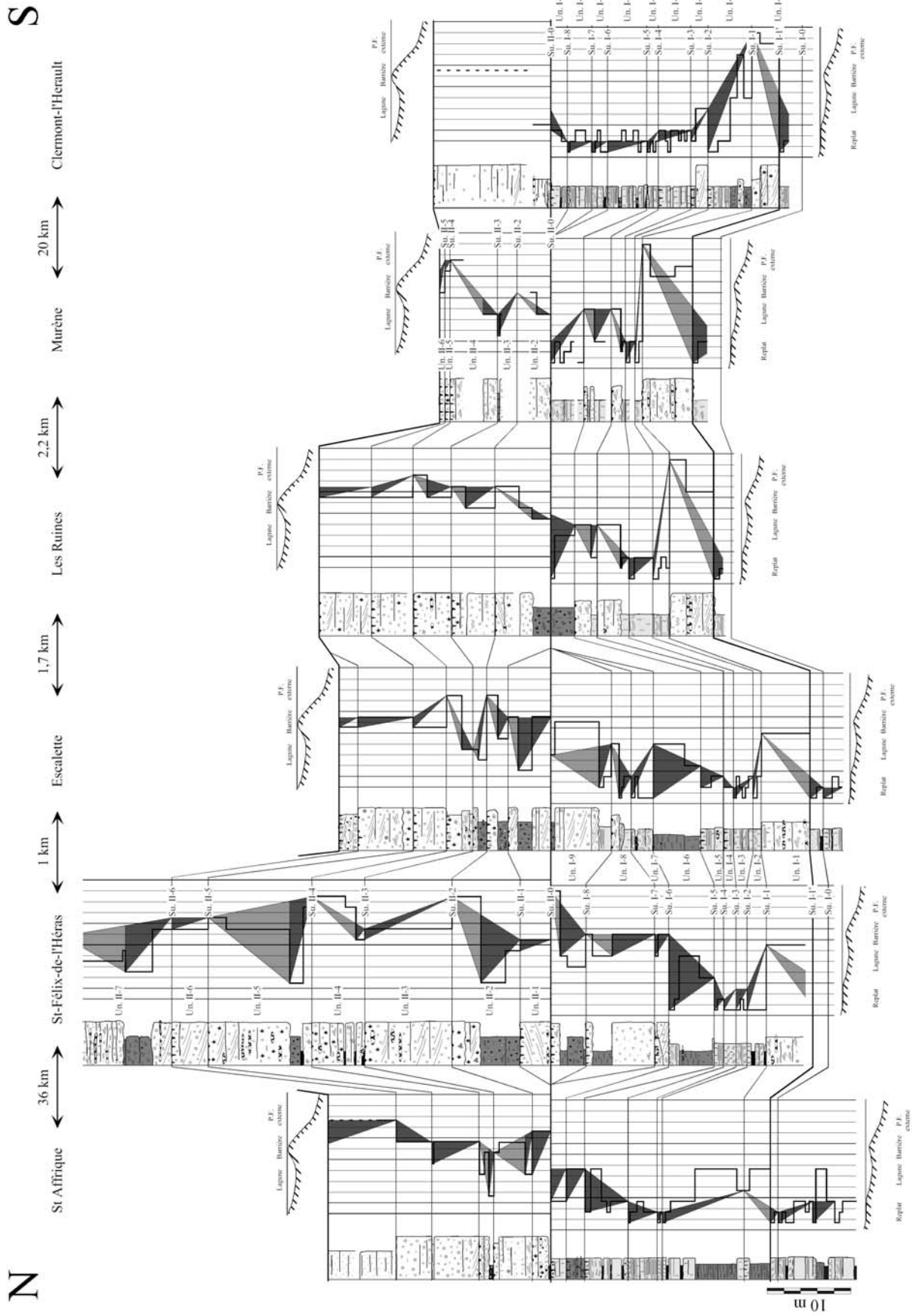
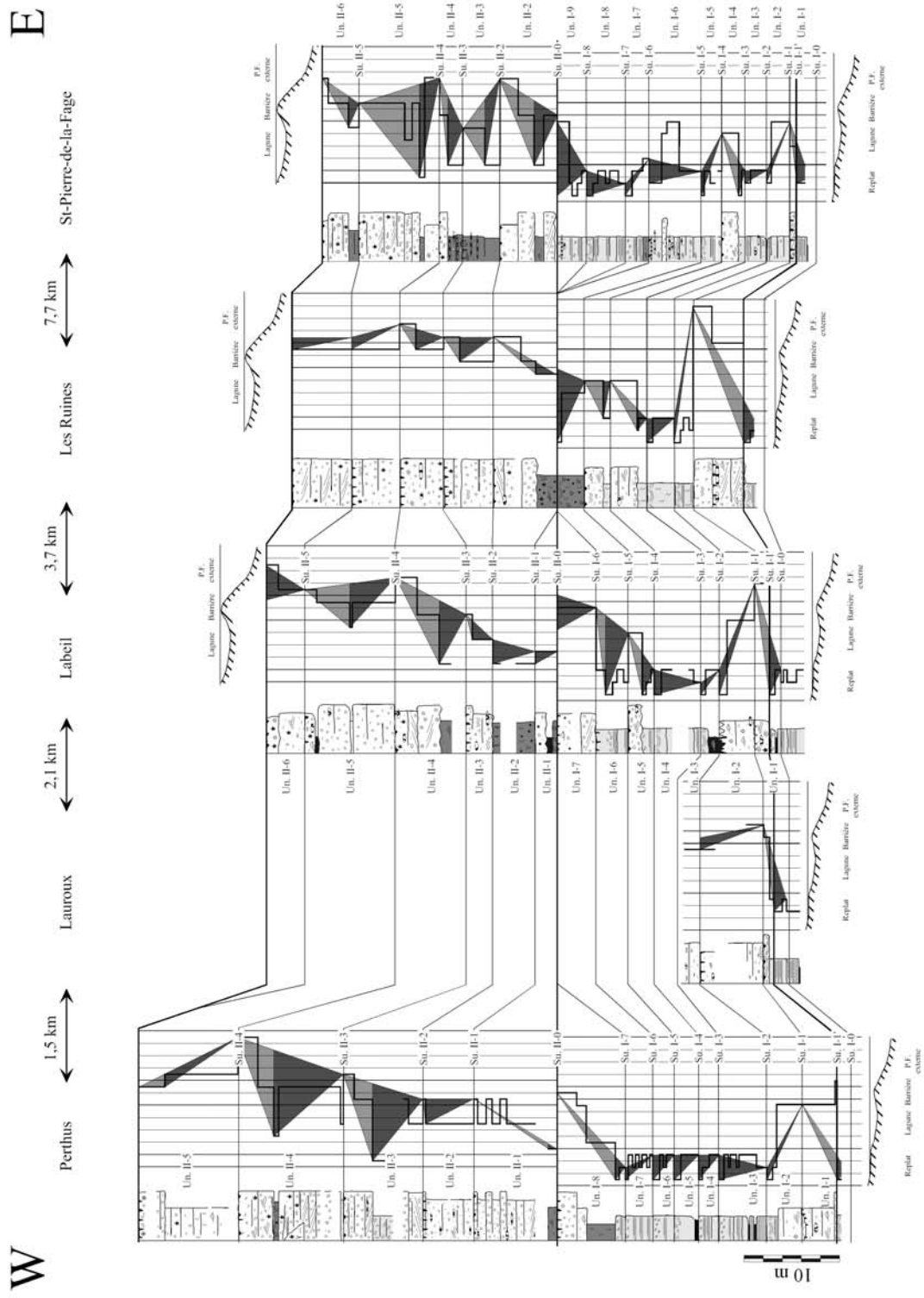


Figure 3.35 : Faciès, milieux de dépôts, découpage en unités génétiques et empilement vertical de la série Sinémurien-Lotharingien du Seuil Caussenard (coupe référence de l'Escalette).





Figures 3.36 et 3.37 : Transects de corrélations séquentielles N-S et W-E. Les abréviations Un. et Su. signifient respectivement unités et surfaces (légende des logs Figure 3.35).

3.2. L'ENSEMBLE I (*Figure 3.38*)

3.2.1. L'unité I-1

La première unité est isopaque et coiffée par une surface de condensation généralisée. Les deux tendances, progradante et rétrogradante, y sont exprimées sous forme de dépôts. La partie progradante est composée de faciès dolomitiques de replat tidal (zone extrêmement plane et étendue, de faible profondeur ; Arrondeau, 1982). L'inversion de tendance correspond à la surface choisie comme base du Sinémurien.

Sur ces dolomies se déposent des faciès de plate-forme externe (association de faciès 4 ; A.F. 4, observés sur les coupes des Ruines, de Labeil, de Murène et de Clermont-l'Hérault), qui témoignent d'une bathymétrie importante. Les coupes du Perthus, de l'Escalette, de St-Félix-de-l'Héras et de St-Affrique présentent dans le même temps des faciès L4 ou L3 et la coupe du Lauroux un faciès de dune oolithique (A.F. 3). A St-Pierre-de-la-fage, un faciès de shoal interne se développant dans la lagune est observé (A.F. 2).

La zone d'étude présente donc trois domaines paléogéographiques distincts : un domaine subsident, profond, et un domaine de lagune, plus superficiel, plus confiné, séparé l'un de l'autre par des faciès de shoals oolithiques jouant le rôle de barrière. Cette dernière n'est pas continue, ce qui permet des échanges entre la lagune et le domaine marin franc (faciès L3). Le système semble donc orienté du nord (pôle proximal) vers le sud (pôle distal).

3.2.2. L'unité I-2

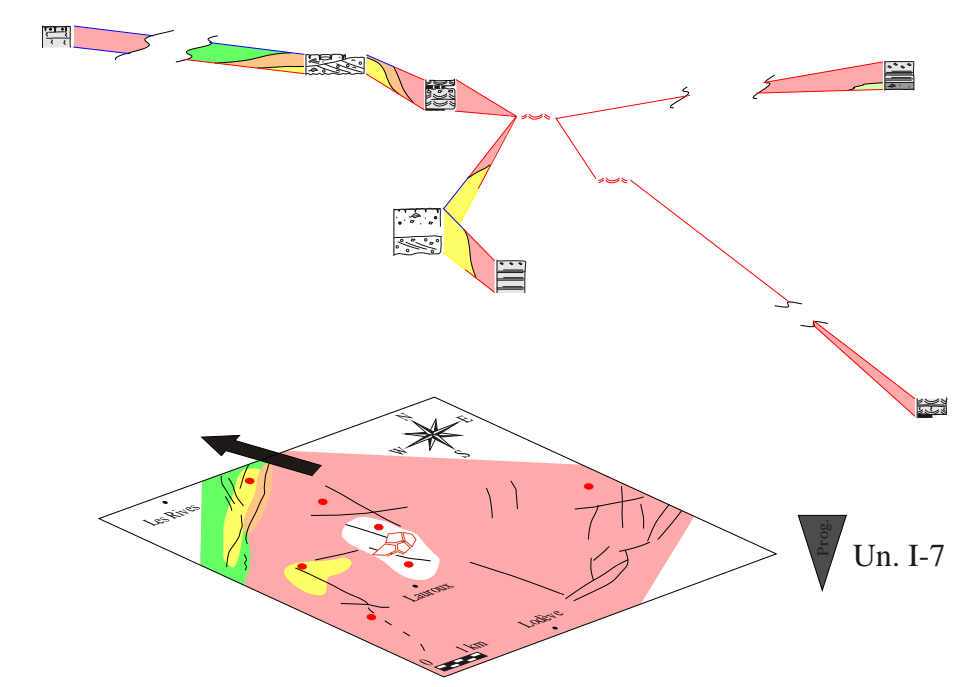
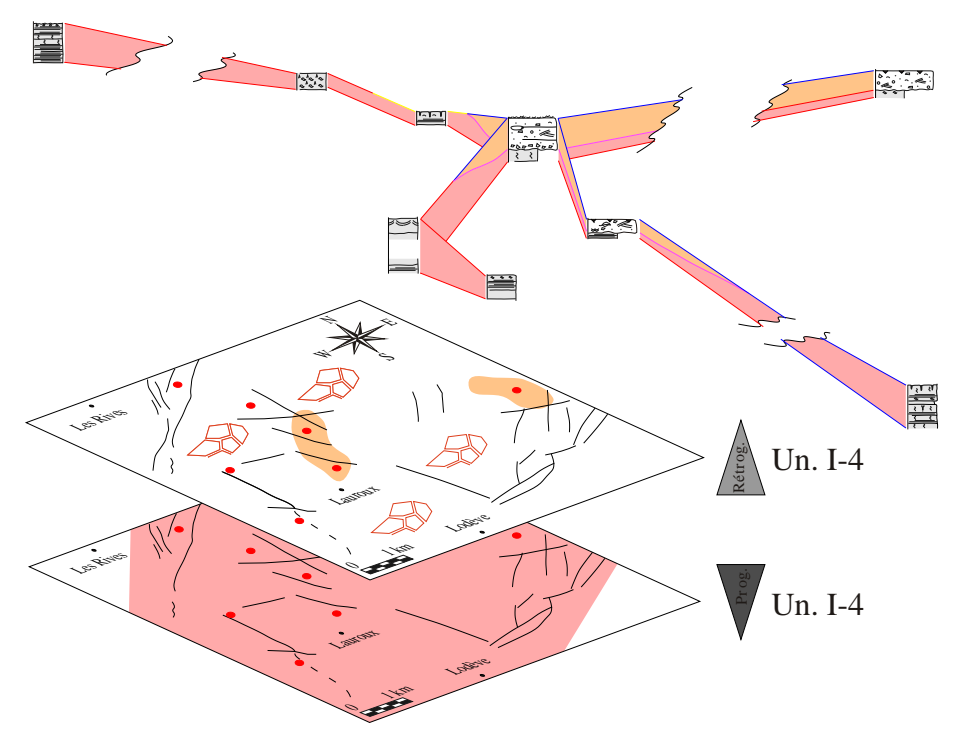
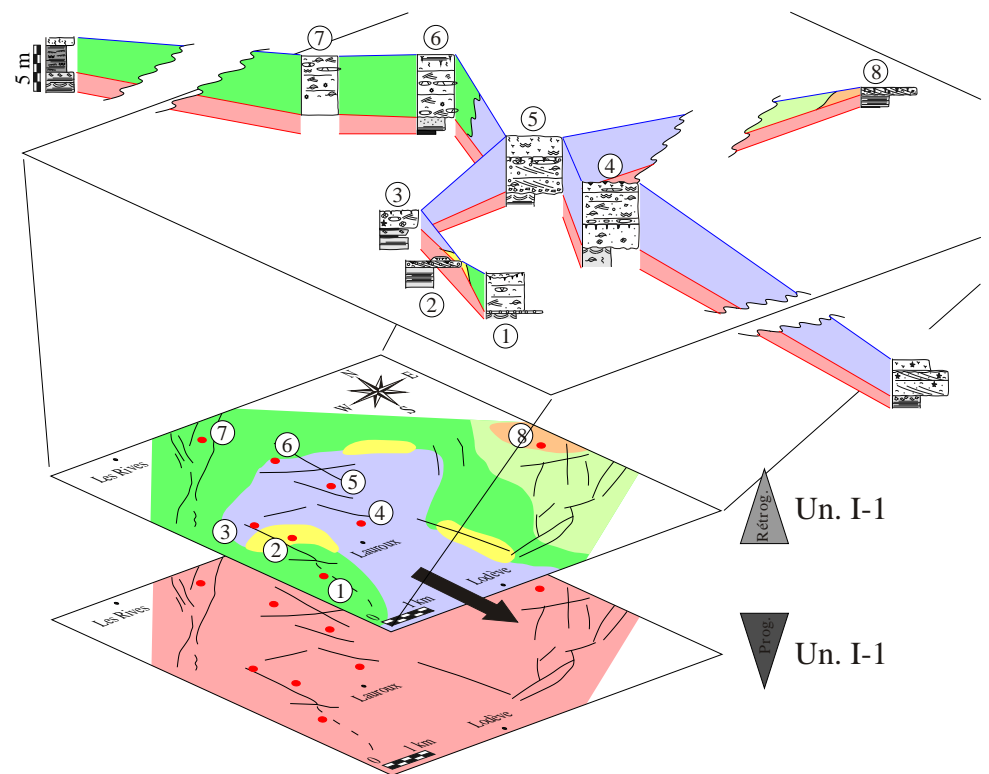
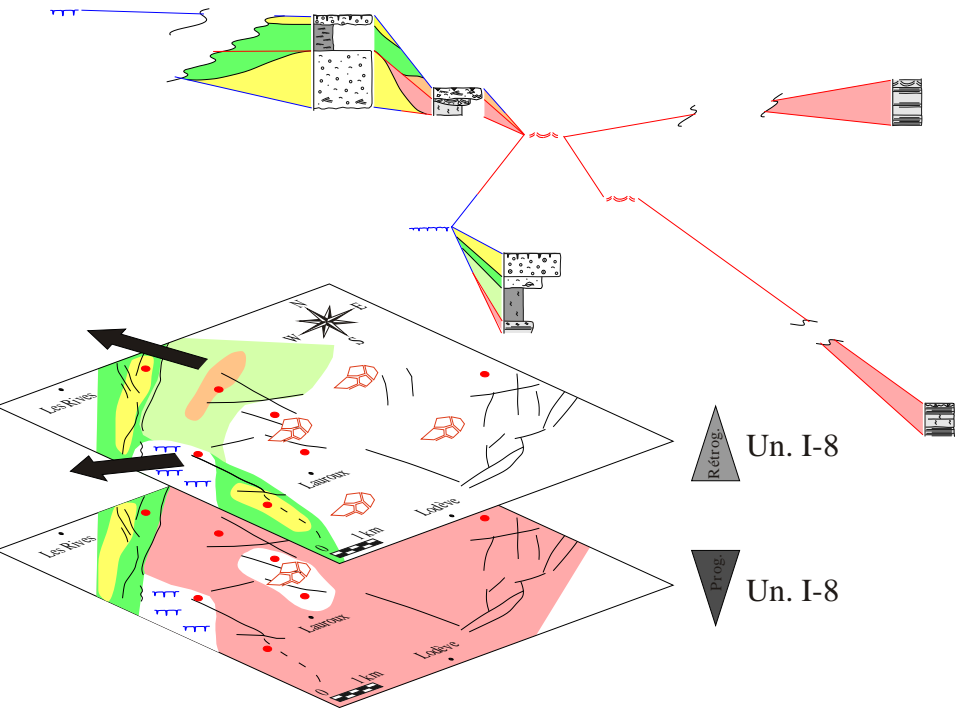
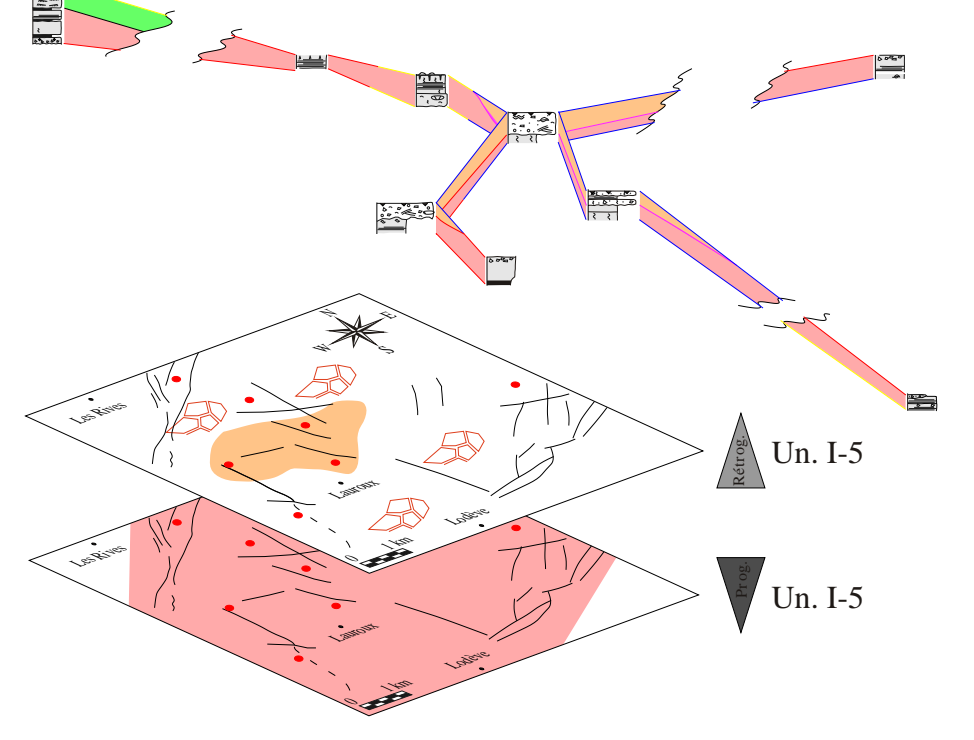
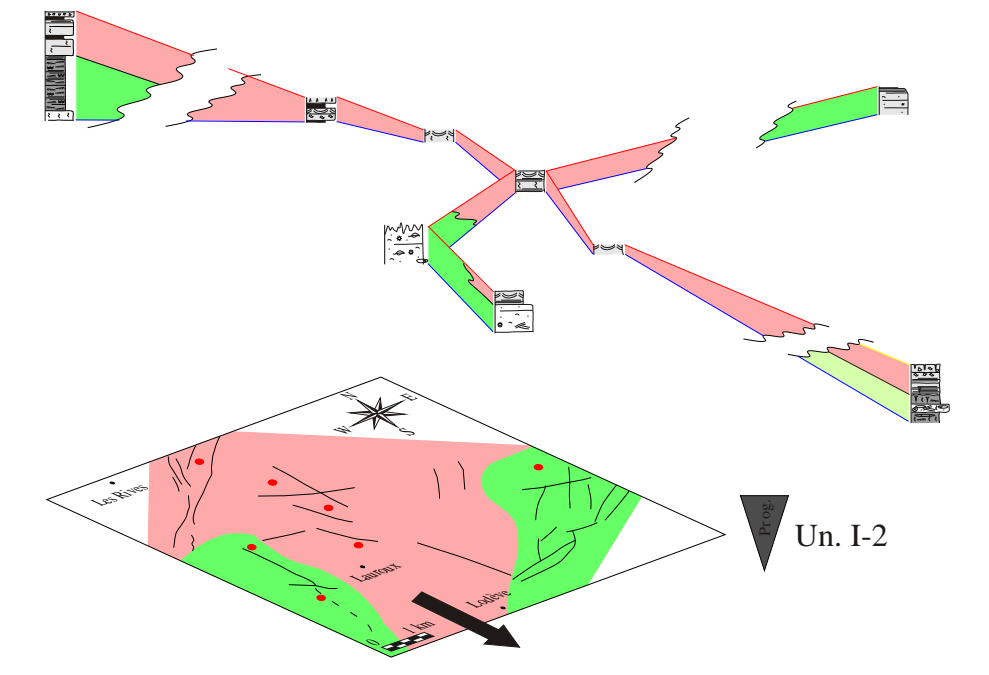
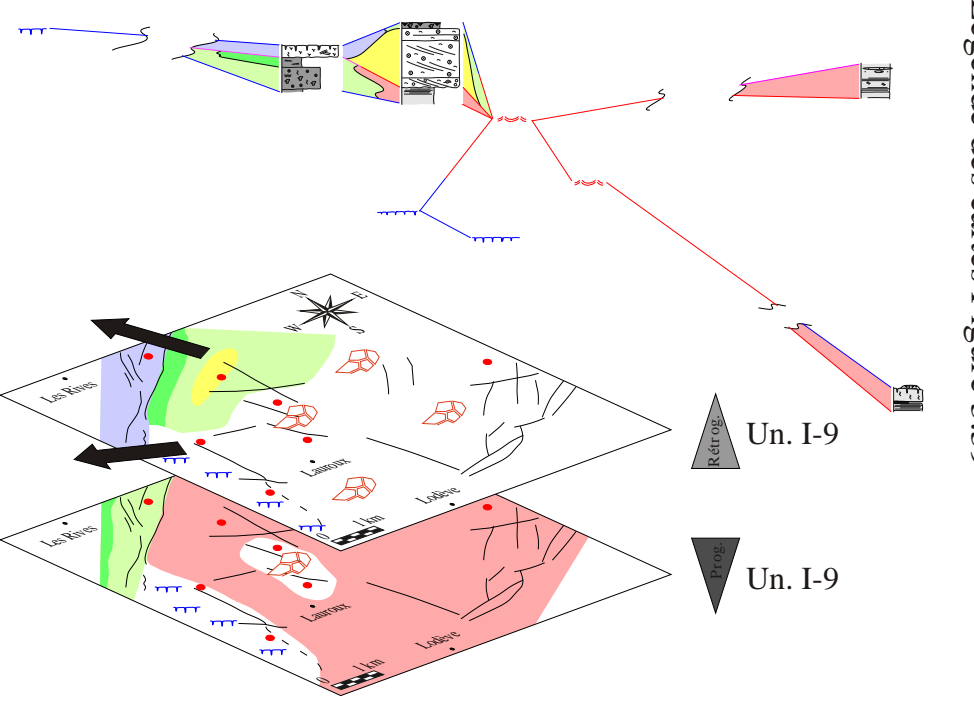
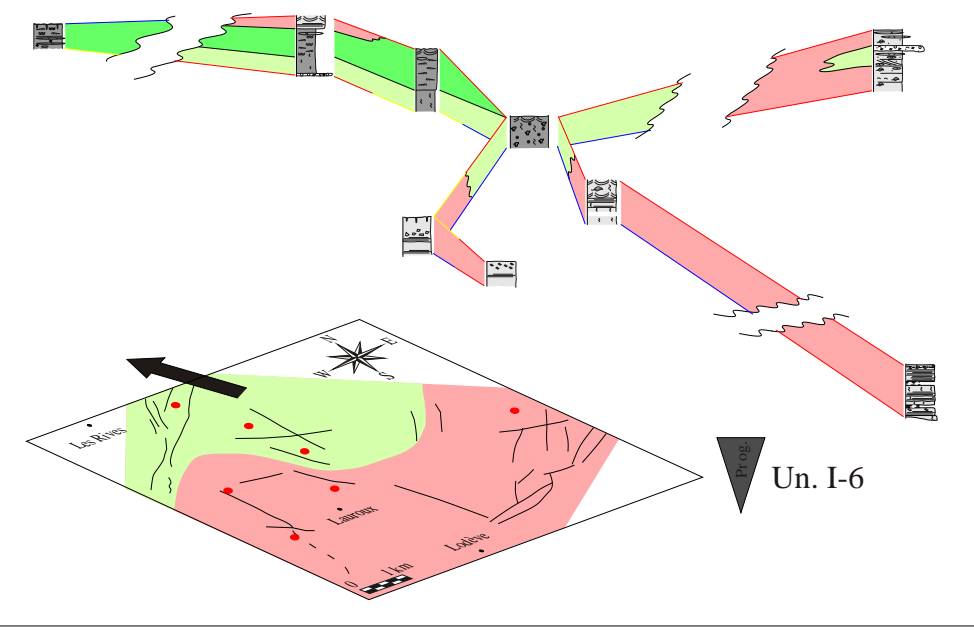
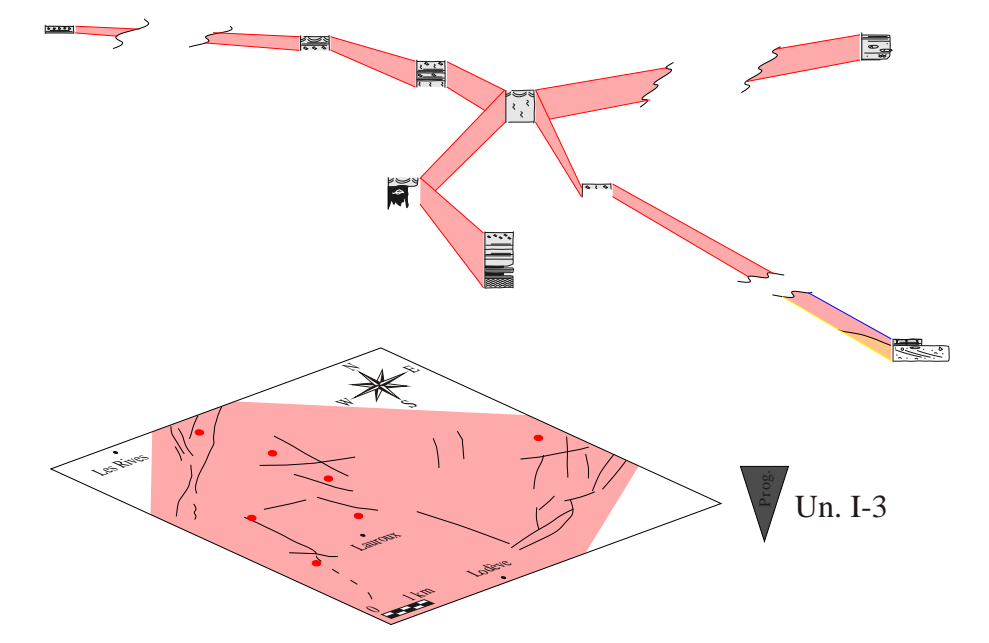
Cette seconde unité ne présente qu'une partie progradante anisopaque, coiffée par une surface d'émersion généralisée. La partie rétrogradante n'est pas exprimée. Au centre de la zone d'étude (Escalette, St-Félix-de-l'Héras, Les Ruines, Murène), des faciès de replat de marée sont observés (A.F. 1), évoluant latéralement en faciès lagunaire (L4 et L3 ; A.F. 3) à St-Pierre-de-la-Fage, Labeil, Clermont l'Hérault et St-Affrique.

Le centre de la zone d'étude semble correspondre à une zone haute où se déposent les faciès de replat. Elle serait entourée par un domaine plus profond lagunaire. La surface d'émersion se mettant en place au sommet de la séquence I-2 est la plus évoluée rencontrée dans la série (exokarst, pédogenèse). Le pôle proximal serait alors ici localisé au centre de la zone d'étude !

3.2.3. Les unités I-3, I-4 et I-5

Ces trois unités sont assez similaires. Elles présentent toutes trois une partie progradante assez isopaque, constituée de faciès dolomitiques de replat de marée (A.F. 1) généralement limitée par une surface d'émersion (parfois par une surface composite ; cf. *Chapitre 4*). Lorsque la partie transgressive est exprimée, elle correspond à un faciès de tempête en zone interne (ST1). L'unité est alors limitée par une surface de condensation sédimentaire (minéralisations en fer, perforations). On peut noter que ces faciès de tempête se mettent préférentiellement en place au centre de la zone étudiée (Les Ruines, Murène, Labeil), même s'il est possible de les observer épisodiquement sur d'autres coupes (St-Pierre-de-la-Fage par exemple).

D'un point de vue paléogéographique, des conditions de replat tidal règnent sur l'ensemble de la zone. Certaines zones, plus profondes, pourraient enregistrer les phénomènes de tempête (remaniement, érosion et dépôts) lors de la phase rétrogradante. La polarité du système n'est pas déterminable puisque toute la zone présente des faciès de replat tidal.



3.3. L'ENSEMBLE II (*Figure 3.39*)

3.3.1. L'unité II-1

C'est une unité assez semblable aux unités I-8 et I-9, anisopaque. Elle n'est pas représentée sur les coupes de Murène, des Ruines et St Pierre-de-la-Fage, qui constituent une zone émergée. Elle n'est pas non plus représentée sur la coupe de St-Affrique, où la sédimentation se réduit à l'implantation d'une surface durcie, minéralisée en fer et perforée. La tendance progradante se caractérise par la mise en place de dunes oolithiques au niveau de St-Félix-de-l'Héras, protégeant une zone de lagune sur l'Escalette et Labeil. La tendance rétrogradante est constituée d'un faciès de dunes oolithiques, coiffé par une surface de condensation sédimentaire.

Comme pour les unités précédentes, le système sédimentaire semble orienté du SE vers le NW.

3.3.2. L'unité II-2

Il s'agit d'une unité assez épaisse (2 à 8 m) présentant les deux tendances. La partie progradante se caractérise par la réinondation de toute la zone d'étude et la mise en place d'une vaste lagune présentant quelques corps de tempête (A.F. 5). La tendance rétrogradante montre des faciès de plate-forme externe (A.F. 4) au N (Escalette, St-Félix-de-l'Héras). Les autres coupes présentent des faciès de dunes oolithiques (SH1) protégeant des faciès de lagune (A.F. 5). Le système sédimentaire semble orienté du SE vers le NW.

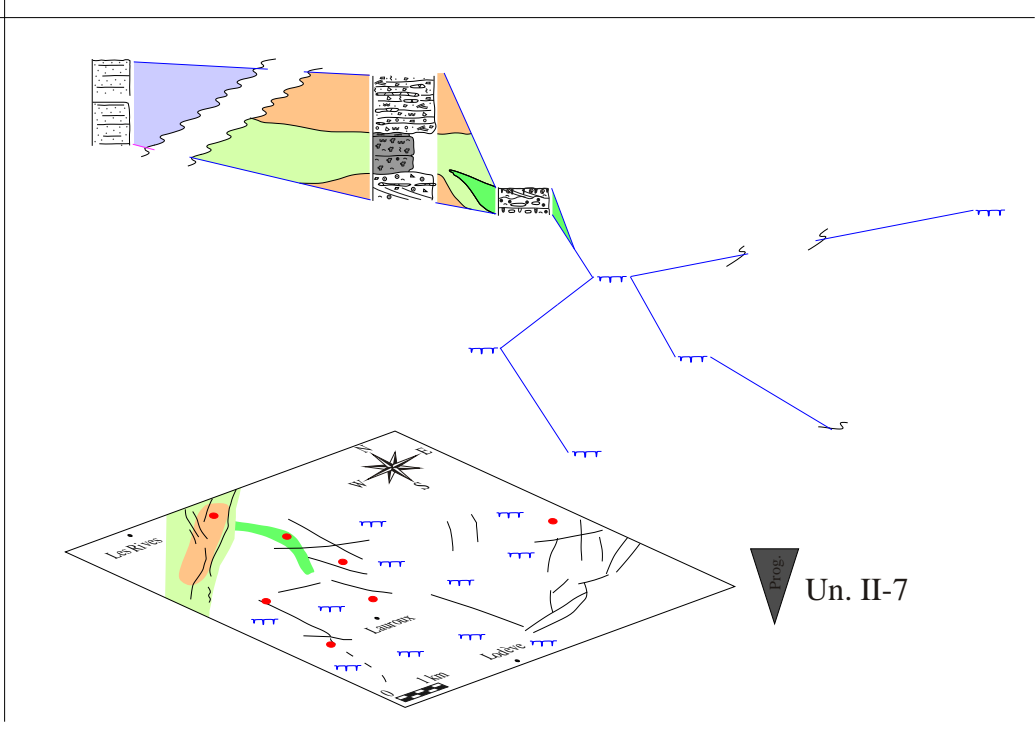
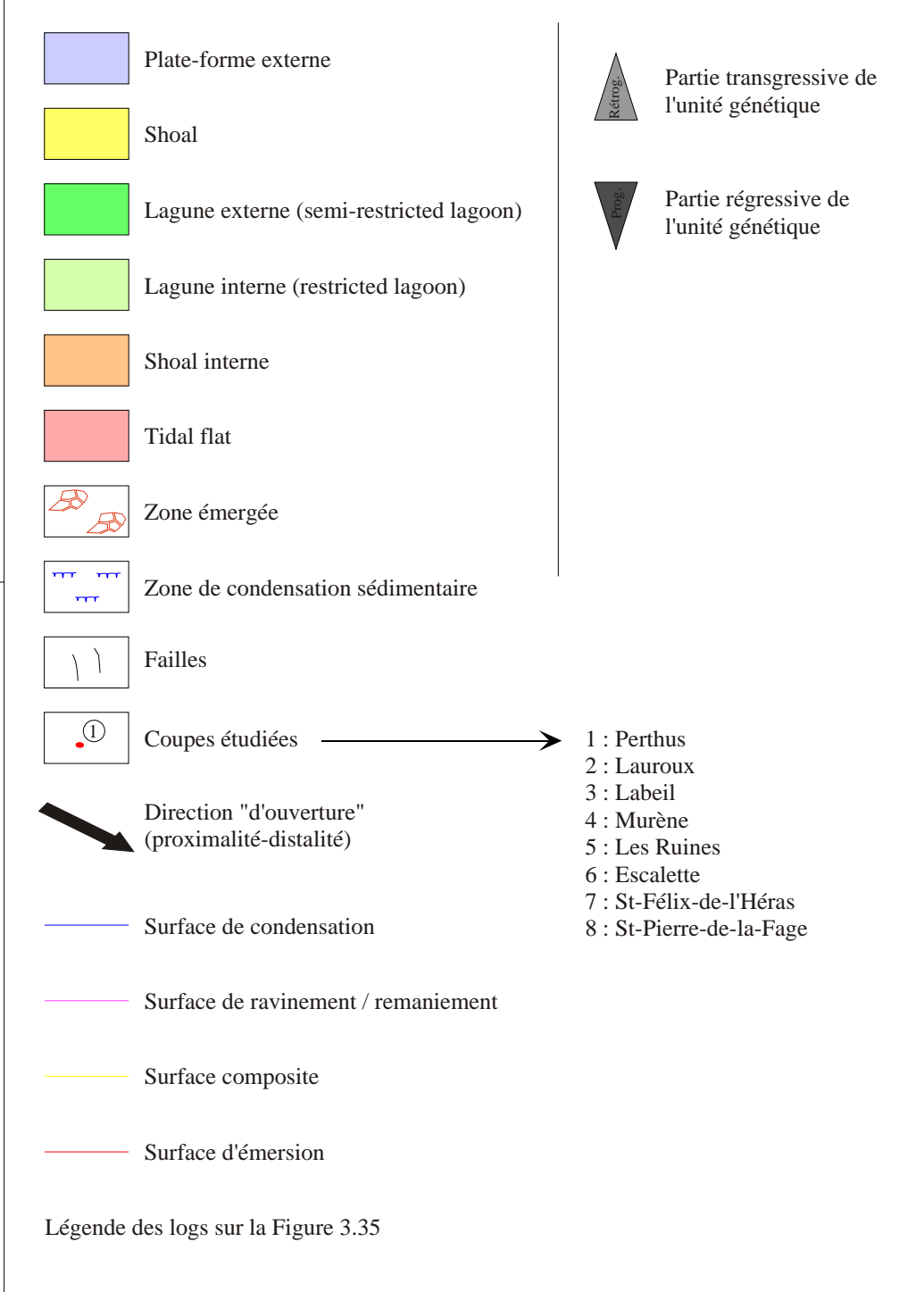
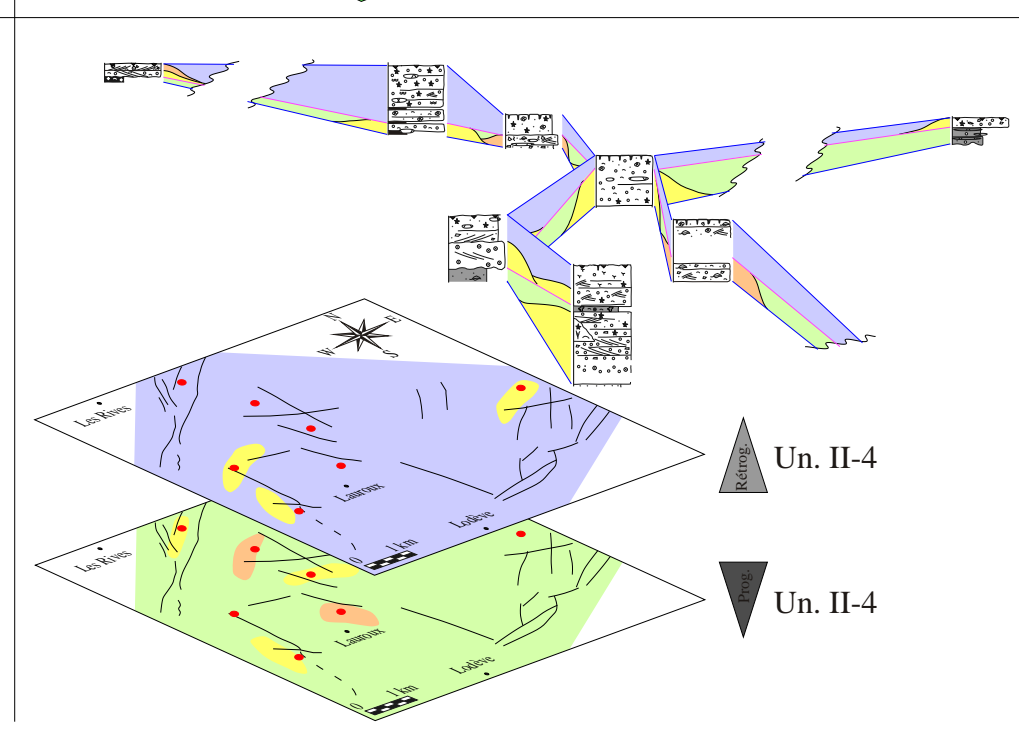
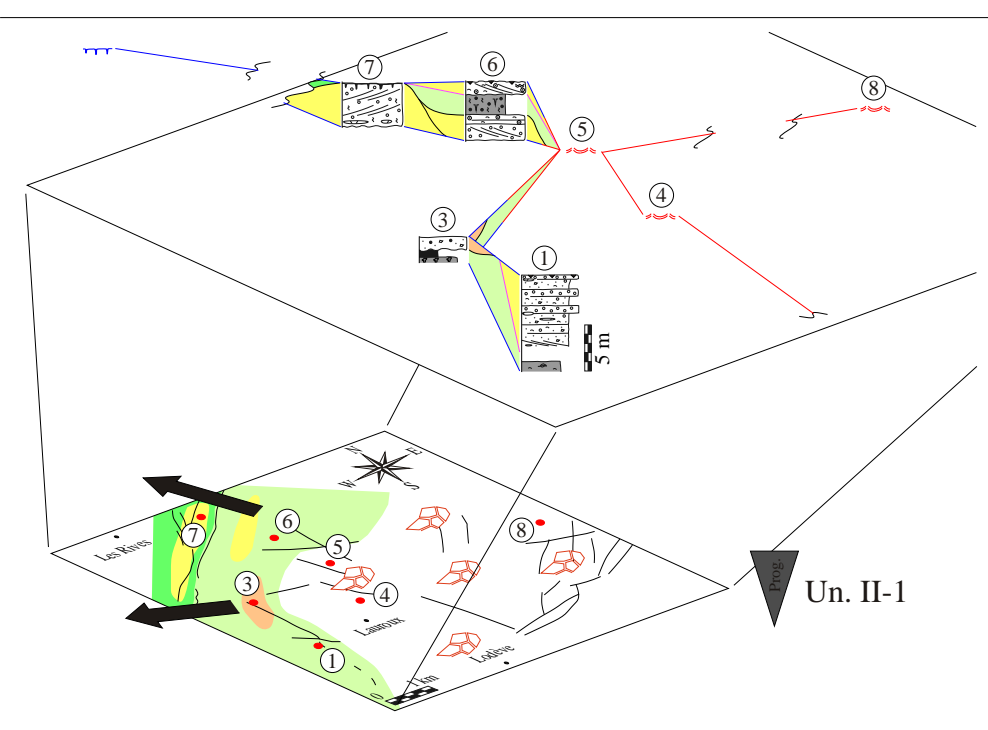
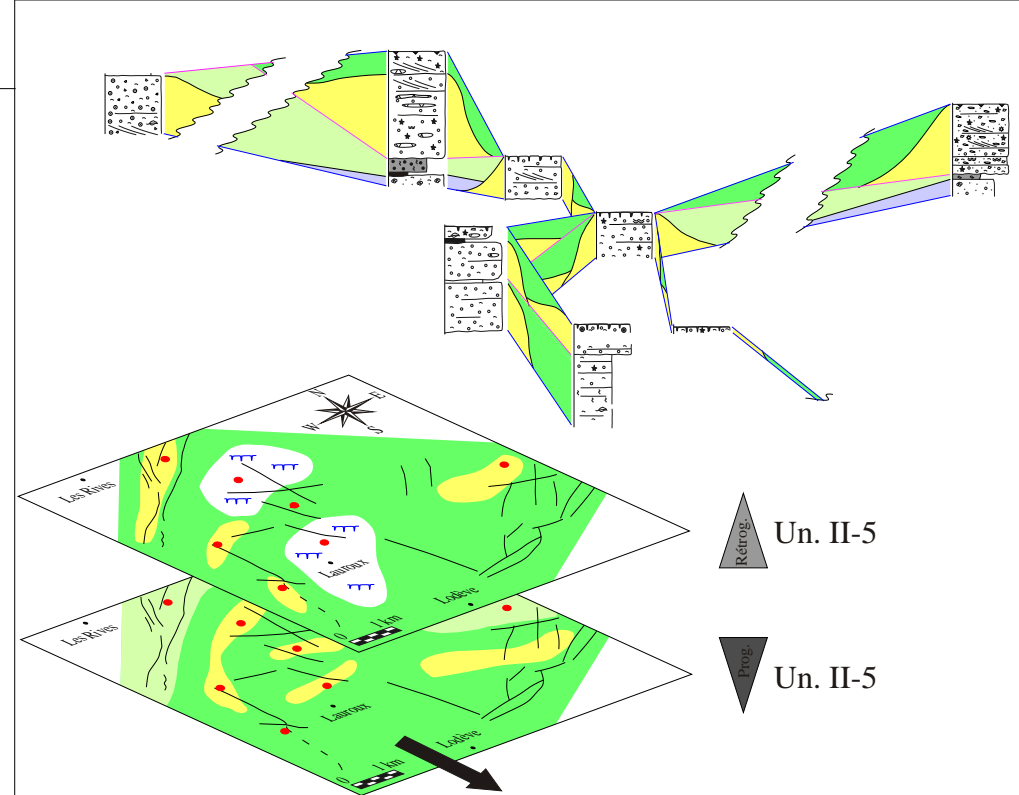
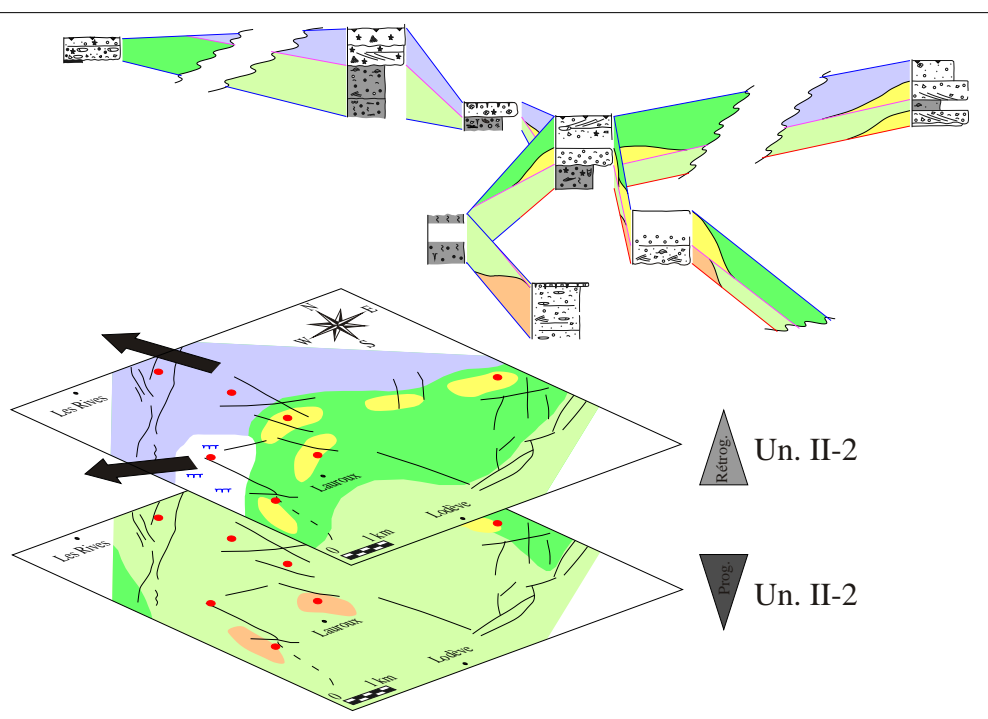
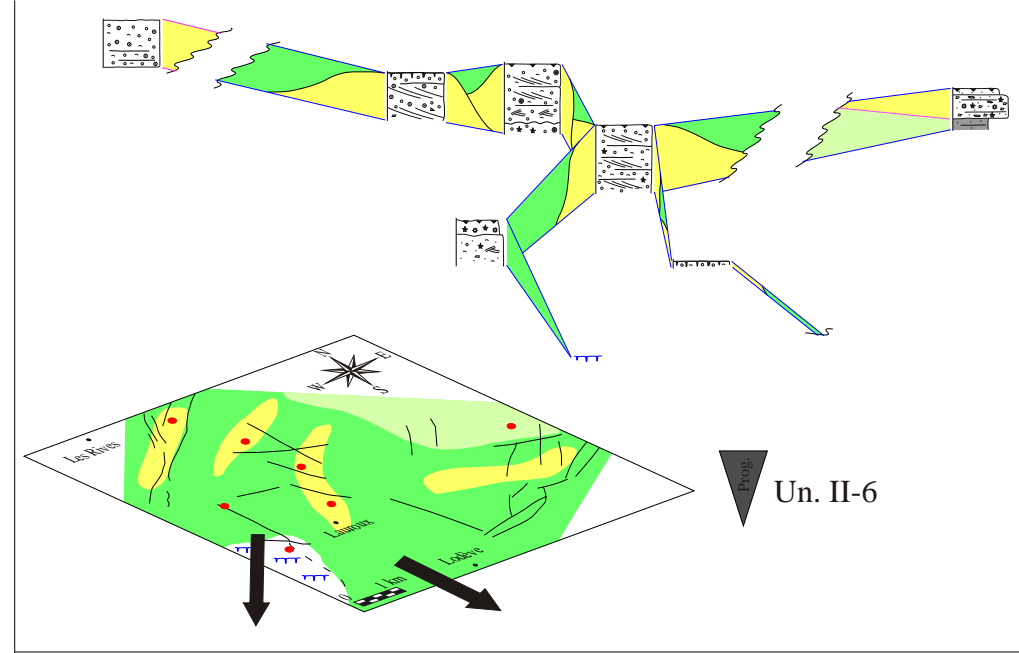
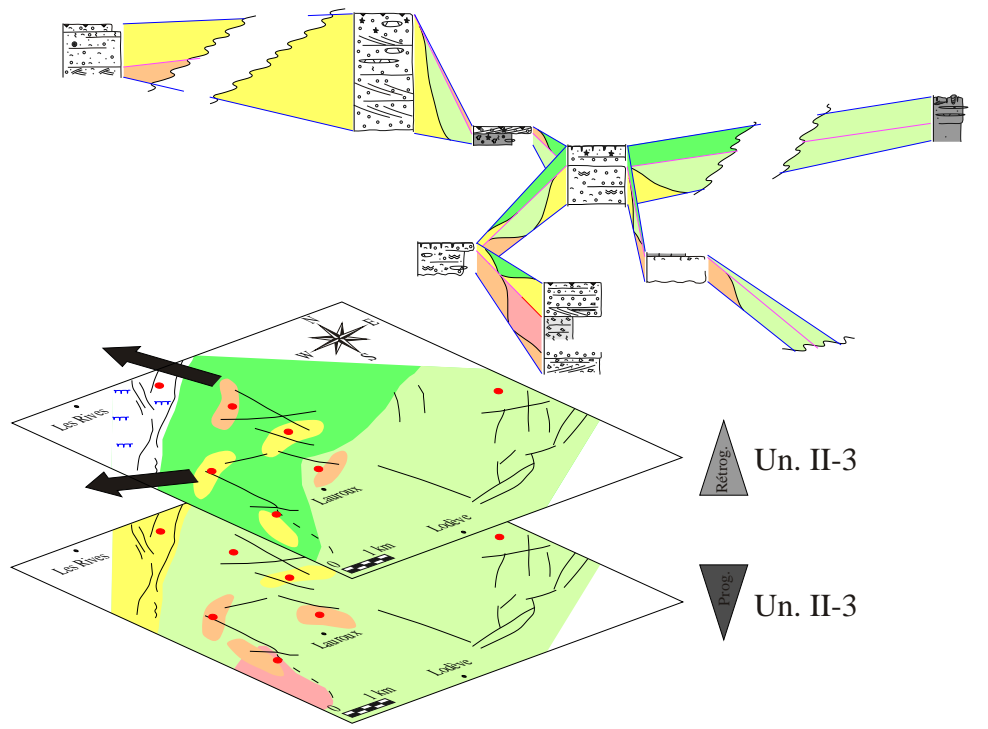
3.3.3. L'unité II-3

C'est une unité assez similaire à la précédente, assez épaisse, très anisopaque. Elle présente une partie progradante constituée de faciès lagunaire (A.F. 5), protégés par un faciès SH3 épais jouant le rôle de barrière (A.F. 6) à St-Félix-de-l'Héras. La partie rétrogradante se compose de l'association A.F. 6 au N, protégeant une zone plus restreinte (A.F. 5) plus au S (coupes de Murène et de St-Pierre-de-la-Fage). Le système sédimentaire semble toujours orienté du SE vers le NW.

3.3.4. L'unité II-4

C'est une unité anisopaque, dont les deux tendances sont très contrastées. La partie progradante de la séquence voit la mise en place sur toute la zone d'un domaine restreint de lagune où se trouve de petites structures de tempête ou dunes oolithiques (A.F. 5). La partie rétrogradante voit l'approfondissement de la zone et la mise en place de faciès de plate-forme externe (A.F. 4) associés à quelques dunes oolithiques (A.F. 5). Cette unité correspond au maximum d'approfondissement observé pour l'ensemble 2.

Page suivante : Figure 3.39 : Cartographie et représentation 3D des séquences de l'ensemble I. Les coupes de St-Affrique et de Clermont-l'Hérault ne sont pas prise en compte pour l'établissement des cartes car trop éloignées de la zone principale. Légende des logs *Figure 3.35*. Localisation des coupes *Figure 2.4*.



3.3.4. Les unités II-5 et II-6

Il s'agit d'unités épaisses, anisopaques. Pour l'unité II-6, seule la partie progradante est représentée. La zone d'étude voit la mise en place de faciès de shoals oolithiques épais sur la majorité des coupes, associés à des faciès de lagune semi-restreinte (A.F. 6). Ce cordon dunaire semble isoler un domaine plus protégé au N-NE (St-Félix-de-l'Héras, St-Pierre-de-la-Fage). La « polarité » du système change donc et s'oriente du N-NE (pôle proximal) vers le S-SW (pôle distal).

3.3.5. L'unité II-7

C'est une unité uniquement observée sur les coupes de l'Escalette et de St-Félix-de-l'Héras. Sur les autres coupes, se met en place le hard-ground majeur limitant la série calcaire. Seule la partie progradante est observable. Elle est constituée d'une association de faciès de lagune (A.F. 5) sur la coupe de St-Félix-de-l'Héras, et de faciès de chenaux (SH5) sur la coupe de l'Escalette, traduisant un caractère érosif.

On peut noter que la coupe de St-Félix-de-l'Héras se poursuit encore sur une trentaine de mètre d'épaisseur, où des faciès de plate-forme externe sont observées (alternance décimétriques de bancs de mudstone calcaire gris bioturbé par *Rhizocorallium* et *Asterosoma*) et de marnes noires à lithoclastes calcaires et bioturbation diffuse.

3.4. CONCLUSION

La description des unités génétiques a montré des variations latérales de faciès rapides et sur de très petites distances. On peut de plus observer que les séquences présentent généralement un caractère assez anisopaque. La cartographie détaillée de ces unités permet donc de confirmer la géométrie en mosaïque établie grâce à l'étude des associations de faciès et l'impossibilité de hiérarchiser les faciès selon un modèle de rampe carbonatée classique : Ainsi, la séquence I-1 montre un pôle distal (marin franc) vers le S et un pôle proximal (replat tidal) vers le N. Les séquences I-6, I-7, I-8 et I-9 présente plutôt un pôle proximal vers le S-SE et un pôle distal vers le N-NW. De la même façon, le second ensemble présente un changement de polarité (du SE vers le NW pour les unités II-1, II-2 et II-3 ; du N-NE vers le S-SW pour les unités II-5 et II-6).

Elle permet également d'appréhender l'évolution « dynamique » de cette mosaïque, au cours du temps et dans l'espace. Les pôles proximaux et distaux varient dans l'espace au cours du temps et se localisent donc sur différentes zones. Les facteurs contrôlant ce fonctionnement vont maintenant être discutés.

4. DISCUSSION : LES FACTEURS CONTROLANT LA MOSAÏQUE DE FACIÈS

4.1. LA COMPENSATION STRATIGRAPHIQUE

Le fonctionnement dynamique de la plate-forme peut être appréhendé en recherchant les facteurs à l'origine des variations d'épaisseur et des changements latéraux de faciès observés au sein des séquences. L'étude détaillée des unités I-4, I-5 et I-6 sur les coupes des Ruines et de Murène permet de caractériser un premier facteur.

Les unités I-4 et I-5 sont plus épaisses aux Ruines (au N) qu'à Murène (au S). La topographie engendrée par ces séquences peut être déduite 1) en se basant sur l'épaisseur du faciès de tempête au N ; 2) en négligeant les phénomènes de compaction différentielle : la succession de faciès étant quasi similaire sur les deux coupes, la compaction est supposée être du même ordre ; 3) en prenant en compte la surface d'émergence observée sur les deux coupes à la base de l'unité I-4, (polygones de dessiccation, bird's eyes), qui donne une paléohorizontale. L'unité I-5 se termine sur les deux coupes par l'implantation d'une surface de condensation sous-marine (minéralisation en fer), ce qui indique une tranche d'eau au dessus de cette surface (*Figure 3.40a*). La séquence I-6, vient alors combler l'espace disponible (« shallowing-up sequence ») et est donc plus épaisse au S qu'au N (*Figure 3.40b*).

Dans ce cas, les variations latérales de faciès et d'épaisseur des séquences sont contrôlées par la topographie préexistante, qui va induire des phénomènes de compensation stratigraphique (Cross, 1988 ; Cross, 1992). Le dépôt-centre majeur migre des Ruines à Murène entre la séquence I-5 à I-6. Les sédiments de la séquence I-6 s'accumulent ainsi sur des zones précédemment basses et présentent une épaisseur plus importante. Le passage de la séquence I-8 à I-9 montre également le même genre de phénomène avec migration des zones de formation de dunes oolithiques. Ces dernières se mettent en place à St-Félix-de-l'Héras dans la séquence I-8 et à l'Escalette dans la séquence I-9.

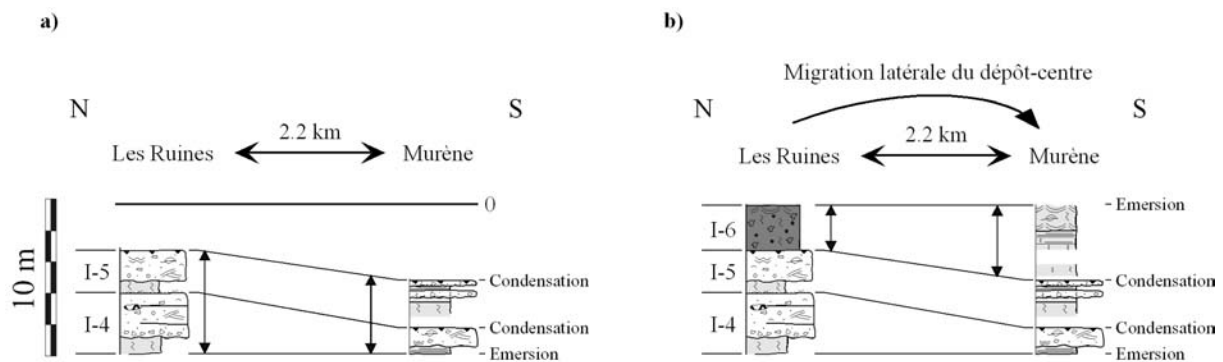


Figure 3.40 : Contrôle de la répartition et des épaisseurs des faciès par compensation stratigraphique.

Ces phénomènes de compensation stratigraphique engendrés par la géométrie des corps sédimentaire reste d'ampleur limitée, et ne peuvent expliquer les changements rapides et majeurs de faciès sédimentaires (passage d'une sédimentation de plate-forme externe à une sédimentation de replat entre les séquences I-1 et I-2 ; persistance de faciès profonds sur les coupes de l'Escalette et de St-Félix-de-l'Héras alors que le reste de la zone émerge durant les séquences I-7 à II-1...) ou les variations d'épaisseurs de grande ampleur (les coupes de l'Escalette et de St-Félix-de-l'Héras séparées d'à peine 1 km présentent des épaisseurs variant

du simple au double ; les séquences de l'ensemble II sont systématiquement plus épaisses à St-Félix-de-l'Héras qu'à l'Escalette...). Un second paramètre doit donc être envisagé.

4.2. LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

4.2.1. Le jeu synsédimentaire des failles majeures

A partir de la séquence I-3 et jusqu'à la séquence I-9, la zone d'étude correspond à un domaine de replat de marée très plan et très peu profond qui va perdurer sur la majeure partie de la zone. Cependant, à partir de la séquence I-6, ce domaine peu profond coexiste avec une sédimentation de bordure de plate-forme (shoals oolithiques, lagune externe ; séquences I-6 à I-8) voire de plate-forme externe (séquence I-9) sur la coupe de St-Félix-de-l'Héras. Il y donc localement création d'espace disponible. L'hypothèse avancée est celle du jeu synsédimentaire des nombreuses failles qui morcellent la zone d'étude.

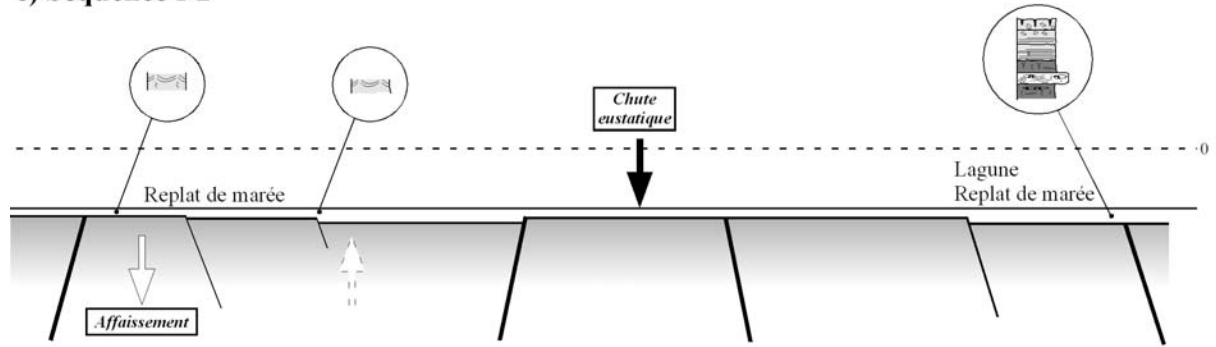
Ainsi, la présence de faciès profond à St-Félix-de-l'Héras alors que le reste de la zone correspond à un replat tidal témoignerait du début de l'activité de la faille de St-Michel-du-Larzac (*localisation des failles Chapitre 2, Figure 2.4*). Ce jeu expliquerait également la différence d'épaisseur entre les coupes de St-Félix-de-l'Héras et de l'Escalette. En effet, si l'ensemble I peut être considéré comme isopaque, l'ensemble II présente une différence d'épaisseur d'environ 60 m, ce qui témoignerait d'un jeu du même ordre. Les failles des Cévennes et de Fozières – La Vacquerie, parallèles à la faille de St-Michel-du-Larzac, ont également participé à la structuration de la zone et ont donc influencé la sédimentation. A St-Pierre-de-la-Fage, Gottis (1957) a décrit un biseau stratigraphique important des niveaux Sinémurien à Bathonien inférieur (le Lias marneux est quasi inexistant) qui pourrait traduire l'activité du faisceau de failles de Fozières – La Vacquerie. Sur la coupe de Clermont l'Hérault, située au niveau du réseau de failles des Cévennes, l'ensemble I est de même épaisseur que sur les coupes de l'Escalette ou de St-Félix-de-l'Héras. L'ensemble II a, quant à lui, une épaisseur plus réduite (15m à Clermont-l'hérault pour 25 m à l'Escalette), traduisant un jeu positif de la zone.

4.2.2. Des accidents « mineurs »

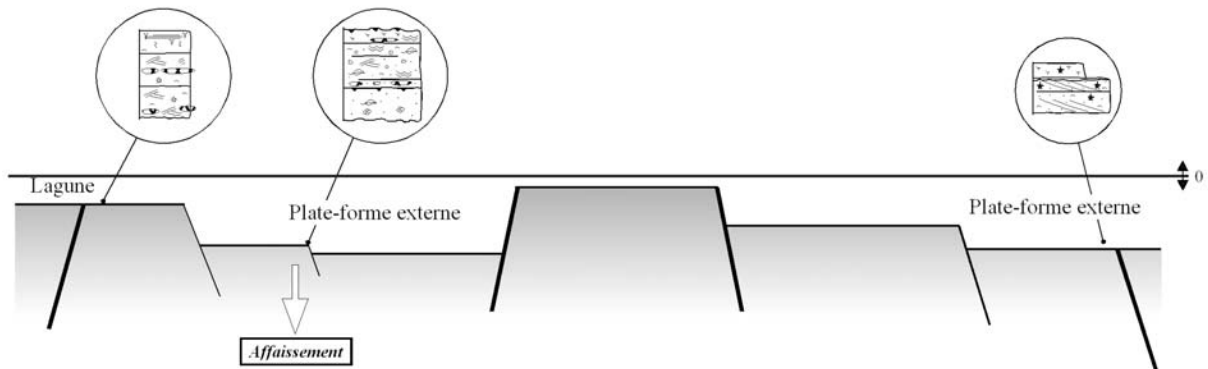
Des accidents NW-SE, liés aux déformations déterminées par les failles majeures, sont également connus. Ce sont notamment les failles du Tournadou, de l'Oustalet (Col du Perthus), de la Beaume Rouge et de la Sambuguède (Pas de l'Escalette). L'activité de ces petits accidents semble agir sur la zone Ruines – Murène – Labeil. Elles ont jusqu'à maintenant été considérées comme des accidents mineurs et leur activité a ainsi été minimisée. Or, l'étude de la séquence I-1 permet d'appréhender ce jeu. La partie progradante de la séquence se compose sur l'ensemble du domaine étudié de faciès superficiels de replats de marée (*Figure 3.41a*). Sur les coupes de Labeil, des Ruines et de Murène, la partie rétrogradante présente des faciès circalittoraux (PE1, grainstone à pellets et mililolidés ; PE3, wakestone à spicules), témoignant de bathymétries importantes pouvant aller de 30 à 200 m dans certains cas. L'association de ces faciès à des environnements de shoals et de lagune sur les autres coupes tendrait ici à indiquer des profondeurs inférieures à la centaine de mètres.

Le passage de faciès de replats à ces faciès profonds et la persistance de faciès de lagune sur les autres coupes, indiqueraient une subsidence différentielle induite par le jeu des failles de la Sambuguède et de la Beaume Rouge (entre autres ; *Figure 3.41b*). Ce jeu doit au moins être de l'ordre de la bathymétrie créée, soit de 30 à 100 m. On peut noter que la faille

c) Séquence I-2



b) Séquence I-1 (Rétrog.)



a) Séquence I-1 (Prog.)

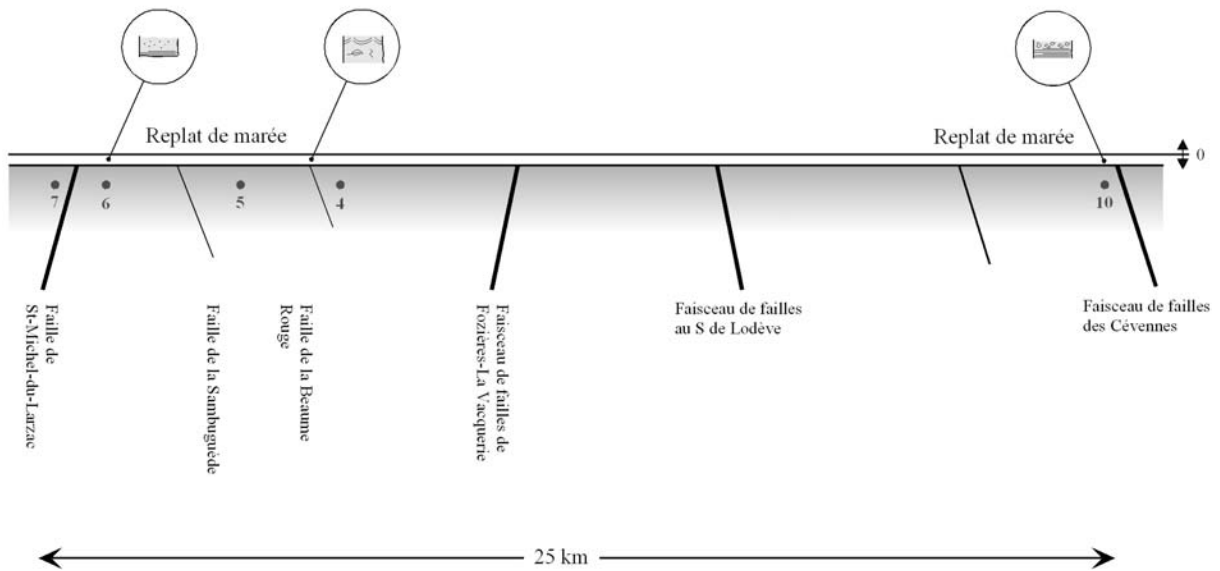


Figure 3.41 : Contrôle de la répartition et des épaisseurs des faciès par l'activité synsédimentaire des failles. Les points numérotés représentent les coupes levées et font référence à la Figure 2.4, Chapitre 2. (7 : St-Félix-de-l'Héras ; 6 : Escalette ; 5 : Les Ruines ; 4 : Murène ; 10 : Clermont-l'Hérault).

de St-Michel-du-Larzac ne semble pas fonctionner à ce moment puisque l'on observe des faciès et des épaisseurs identiques sur les coupes de St-Félix-de-l'Héras et de l'Escalette.

Le retour à des conditions de replat de marée durant la séquence I-2 (*Figure 3.41c*) et la mise en place d'une surface d'émersion généralisée tend à indiquer : 1) une chute eustatique importante (comme en témoignent le paléokarst de Labeil et le paléosol à St-Félix-de-l'Héras) mais également ; 2) « une remise à plat » du profil de dépôts, comme en témoigne le caractère isopaque de la séquence I-2 et les faciès dolomitiques observés sur toutes les coupes. On peut alors envisager un affaissement du bloc situé au N (St-Félix-de-l'Héras ; l'Escalette), conjugué à une remontée du bloc S (Ruines, Murène). Une seconde phase d'activité du même type pourrait expliquer l'émersion de la zone Ruines - Murène durant les séquences I-7 à II-1 et le non-dépôt de celles-ci.

Ce modèle reste néanmoins très hypothétique puisqu'il est possible que d'autres failles, non reconnues actuellement, aient influencé la sédimentation. Il permet cependant de révéler l'influence majeure des mouvements synsédimentaires de ces failles. Par ailleurs, il existe une direction mineure, à peu près N-S, qui peut localement interférer avec la direction précédente et dont l'importance a été démontrée par Trümpy (1983). Selon Arrondeau (1982), ces failles seraient la manifestation de mouvements compressifs en liaison avec les prémices de l'ouverture de l'Atlantique Central. Rappelons que le point de départ de cette ouverture a récemment été réévalué et situé à la fin du Sinémurien (Sahabi & *al.*, 2004) ce qui pourrait donner un certain crédit à cette hypothèse.

4.2.3. Des « micro-failles » synsédimentaires

Un certain nombre de microfailles synsédimentaires de très faible rejet (métrique à plurimétrique) ont été observées à divers niveaux de la série liasique inférieure : à St-Pierre-de-la-Fage, dans l'Hettangien inférieur, au Perthus dans les dépôts lotharingiens. A Labeil, l'activité de l'une de ces micro-failles peut être mise en évidence à la base du Sinémurien. Au sommet de la séquence I-2, on observe une surface d'émersion généralisée. A l'Escalette, au Perthus, au Ruines, à Murène, elle se traduit par la mise en place d'un faciès à polygones de dessiccation. A Labeil, cette émersion se traduit par la mise en place d'un paléokarst peu étendu, se formant à proximité d'une micro-faille synsédimentaire. L'amplitude de la karstification plus forte dans la partie W-NW du karst que dans la partie E-SE atteste du jeu synsédimentaire (*Figure 3.42*). Le jeu estimé est ici très faible, quelques mètres au maximum au vue de la profondeur de ce petit karst. Il suffit cependant à modifier la morphologie de la surface d'émersion en faisant remonter localement le panneau karstifié.

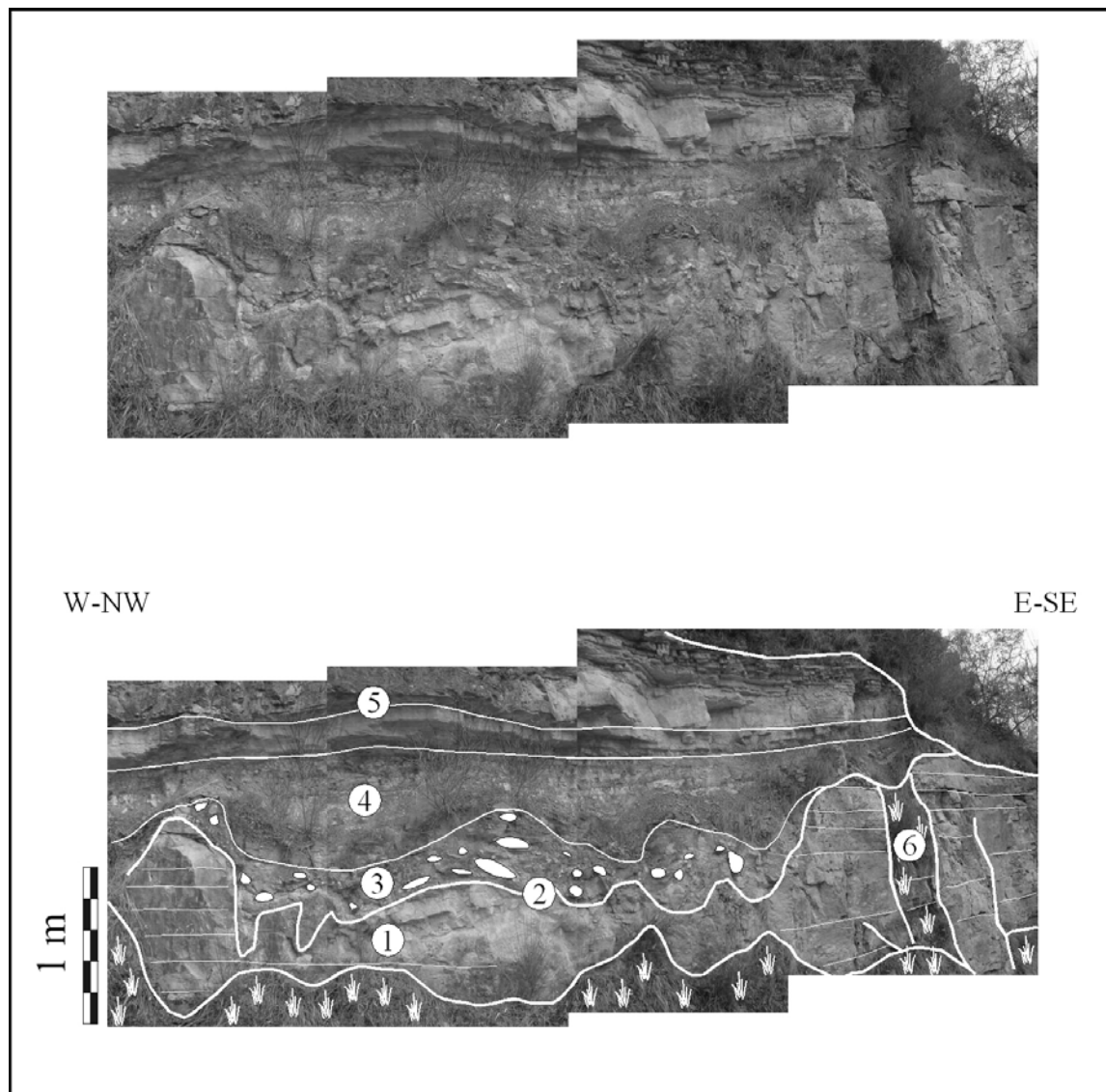


Figure 3.42 : Exokarst de Labeil. La surface karstique est oblique à la stratification et le toit (2 et 3) se biseaute vers l'E-SE. (1 : Faciès L4 ; 2 : Surface karstique ; 3 : Brèche à chailles et galets divers (dolomitiques) ; 4 : Marnes grises ; 5 : Faciès dolomitiques de replat de marée (T5, T3 et T1).

4.2.4. Des structures de déformations du sédiment ?

Sur deux coupes (Clermont-l'Hérault, St-Affrique), certains niveaux silteux ont montré une déformation importante, oblitérant parfois les structures sédimentaires préexistantes (lamination cryptalgaires, bioturbation). Cette déformation se caractérise par des structures variées.

La Figure 3.43a montre des injections de fluides (et de sédiments fluidifiés) recoupant les lamines cryptalgaires d'un faciès T3. Des injections similaires sont observables latéralement, régulièrement espacée (tout les 50 cm environ) et forment donc des corps concaves vers le haut, rappelant les « pillow structures » de Rodriguez-Pascua & al. (2000), interprétées comme des séismites.

Des « micro-glissements » ont également été observés au sein des faciès laminés. Ils prennent la forme de surface recoupant les lamines et le long desquelles une des lèvres a glissé (Figures 3.43b et 3.43c).

Enfin, certains bancs présentent à la base un faciès à lamines cryptalgaires non déformées, évoluant graduellement en un faciès à copeaux algaires au sein d'une matrice dolomitique (*Figure 3.43d*). L'absence de structure de dessiccation tend à infirmer l'hypothèse d'une émergence déformant et fragmentant les lamines. De même, l'absence de terriers ou de fossiles irait à l'encontre de l'hypothèse d'une bioturbation. Ces structures pourraient alors s'apparenter aux « mixed layers » de Rodriguez-Pascua & *al.* (2000) ou Moretti (2000).

L'ensemble de ces structures pourrait donc être interprété comme de petites séismites, liées à l'activité des failles décrites précédemment. Il faudrait cependant confirmer l'interprétation de ces structures.

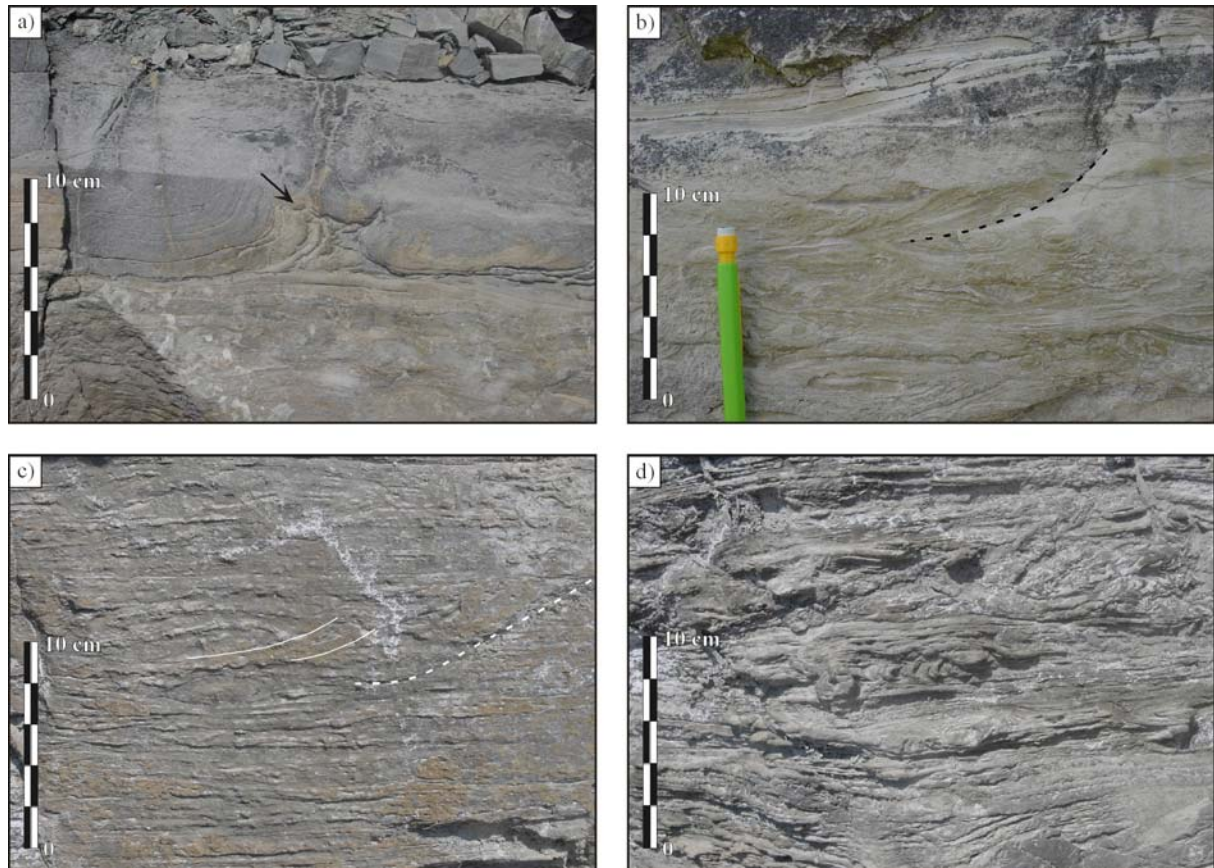


Figure 3.43 : a) Injection de fluides (et de sédiments fluidifiés) recoupant les lamines cryptalgaires. b) et c) Micro-glissements au sein de faciès à laminations cryptalgaires. d) Brèches à copeaux algaires baignant dans une matrice dolomitique silteuse.

5. RESULTATS ET ANALYSES COMPLEMENTAIRES

Ce chapitre avait pour but de définir un cadre sédimentologique précis pour l'étude des discontinuités sédimentaires. Plusieurs éléments sont à retenir :

5.1. LE CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE ET PALEO STRUCTURAL

L'étude des faciès sédimentaires et de leur répartition verticale et latérale ont permis de mettre en évidence un modèle de dépôt particulier en mosaïque. L'activité synsédimentaire des failles qui morcellent la région semble être le facteur de contrôle principal de la répartition

des faciès au sein de la mosaïque au cours du temps. Cette activité est à relier à un cadre plus large, celui de la marge passive du bassin sub-alpin (Bassin du Sud-Est) et à un contexte géodynamique extensif (Arrondeau, 1982). Des panneaux antithétiques seraient délimités par les réseaux de failles majeurs (Cévennes, Fozières-La Vacquerie, St-Michel-du-Larzac) d'orientation grossièrement SW-NE (N20°), à jeu normal. Dans l'interprétation proposée, ces accidents définissent des accidents plus petits (failles de la Sambuguède, de la Beaume Rouge...), souvent négligés, mais ayant une influence majeure sur la sédimentation de la zone, en induisant des changements de bathymétrie important 1) en peu de temps, 2) à très courtes distances. Enfin, cette tectonique distensive a également un impact à l'échelle de l'affleurement en formant des micro-failles synsédimentaires qui vont localement influencer la sédimentation et modifier la morphologie et la répartition des faciès. Ces résultats font l'objet d'une publication à la revue *Sedimentology* (en cours de révision).

Après une phase d'extrême stabilité durant l'Hettangien (établissement d'un environnement de replat tidal très peu profond et très étendu (Debrand-Passard & al., 1984), les mouvements observés ici durant le Sinémurien et le Lotharingien, pourraient correspondre aux premiers témoins au niveau de la marge de la phase de rifting téthysien. Celui-ci présente trois phases paroxysmales dont l'une couvre l'intervalle Hettangien-Sinémurien (Dumont & al., 1984 ; Lemoine & de Graciansky, 1988 ; de Graciansky & al., 1993) et à laquelle pourraient être rattachés les mouvements observés sur la marge. Les mêmes accidents semblent avoir rejoué au Bathonien et à nouveau contrôler la sédimentation et notamment la formation de surfaces karstiques (Charcosset & al., 2000).

5.2. LE CADRE STRATIGRAPHIQUE

5.2.1. Analyse lithologique

L'étude 3D détaillée des unités génétiques a permis de mettre en évidence des tendances évolutives englobant plusieurs unités et corrélables à l'ensemble du domaine d'étude. A la base de la série calcaire, une surface d'émersion peut être caractérisée sur l'ensemble des coupes (*Figure 3.44*, repère C). Elle se traduit à l'Escalette par un paléosol marqué, d'épaisseur métrique. Cette surface pourrait donc correspondre à une limite majeure pouvant avoir une signification à l'échelle de l'assemblage d'unités génétiques voire du cycle transgressif-régressif mineur.

Au sommet de l'unité I-2, se met en place une surface d'émersion générale, caractérisée par les faciès d'émersion les plus poussés rencontrés sur l'intervalle étudié (exokarst à Labeil et Clermont-l'Hérault, pédogenèse à St-Félix-de-l'Héras, coupelles de dessiccation sur les autres coupes). Cette surface marque également l'installation du domaine de replat de marée sur l'ensemble de la zone. Elle pourrait donc correspondre à une limite majeure à l'échelle de l'assemblage d'unités génétiques. Une troisième surface d'émersion généralisée se met en place au sommet de l'unité I-7 (*Figure 3.44*, repère D)

L'unité II-4 présente des faciès de plate-forme externe sur l'ensemble du domaine étudié (*Figure 3.44*, repère D'). Ils correspondent à un approfondissement généralisé de la zone qui pourrait traduire une période d'inondation maximale majeure.

La reconnaissance de ces surfaces majeures et les tendances évolutives observées permettent de découper la série en quatre « groupements d'unités génétiques » eux-mêmes intégrés à un cycle transgressif-régressif (*Figure 3.44*), qui pourrait être équivalents aux cycles transgressif / régressif mineurs définis par Guillocheau & al. (2000) dans le Bassin de Paris ou par Dromart & al. (1996) en Ardèche. Les concepts de séquences emboîtées et d'ordre de séquences sont précisés en *Annexe 1*.

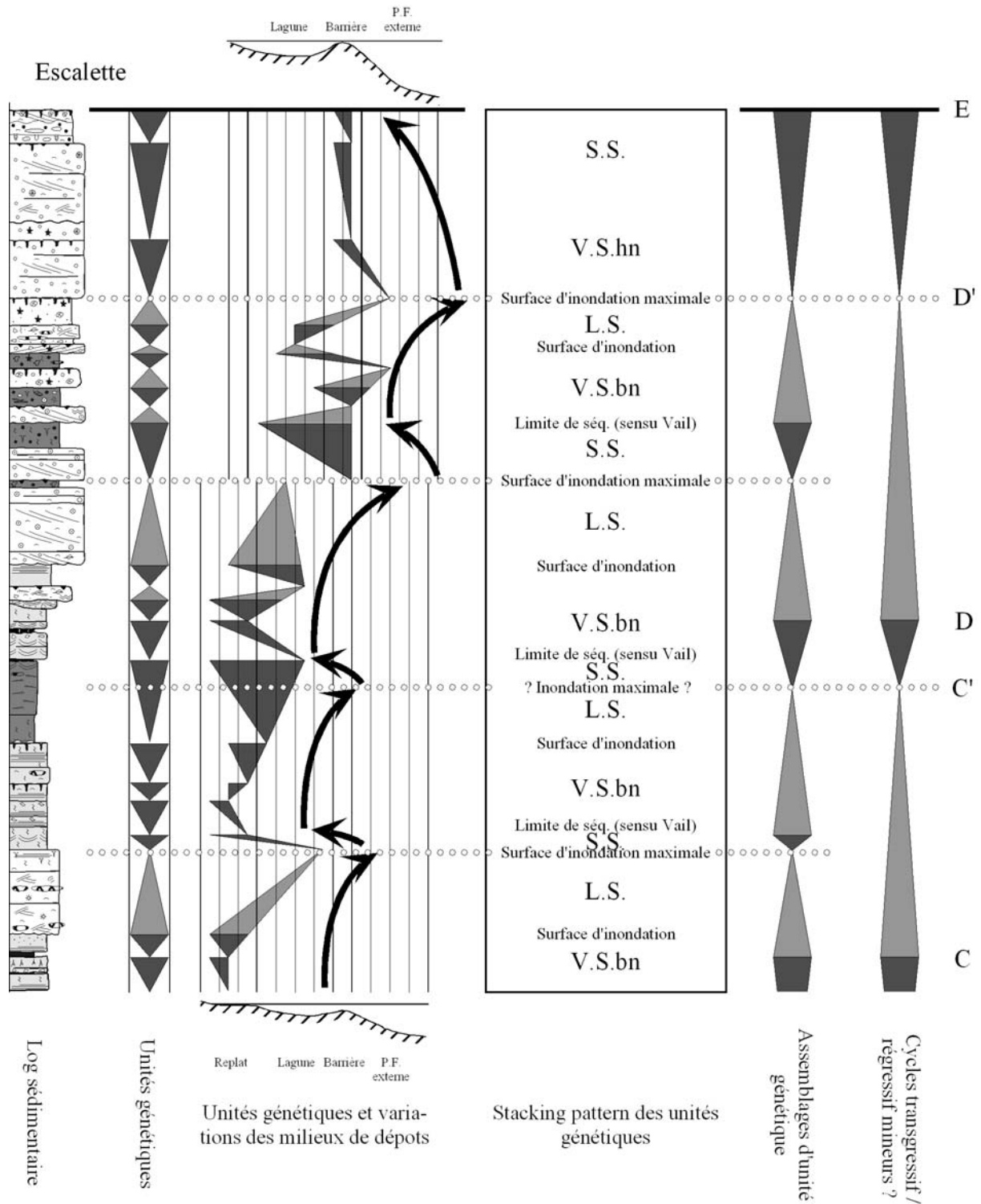


Figure 3.44 : Mise en évidence de cycles d'ordre inférieur par empilement vertical d'unités génétiques et par empilement de paraséquences.

5.2.2. Analyses des isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$)

Afin de confirmer le découpage séquentiel précédent, nous avons réalisé des analyses d'isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$). En effet, en domaine de plate-forme carbonaté, les surfaces de discontinuités soumises à une diagenèse météorique précoce présente une signature

isotopique particulière en oxygène et carbone (Allan & Matthews, 1982). Les isotopes deviennent alors un remarquable outil pour discerner les limites de séquences majeures et devraient permettre de confirmer la validité du découpage séquentiel.

Durant les trente dernières années, l'étude des isotopes stables des minéraux carbonatés a certainement été le domaine de recherche le plus développé en géochimie des carbonates. Les utilisations les plus importantes des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone sont la reconstitution des paléotempératures (Craig, 1965 ; Tucker & Wright, 1992 ; Zeebe, 2001) et l'origine des fluides diagénétiques à partir desquels précipitent les ciments. Ils sont pour cela interprétés en diagrammes croisés, puisque les informations qu'ils apportent sont complémentaires : l'oxygène définira plutôt la température et la nature des fluides originels, le carbone sera pour sa part sensible aux changements de type de végétation et à la maturation de la matière organique lors de l'enfouissement (Carrio-Schaffhauser, 2004).

D'abord limitée aux environnements de bassins (Renard, 1984 ; Emmanuel & Renard, 1993 ; Corbin & *al.*, 2000 ; Rey & Delgado, 2002), où les phénomènes diagénétiques sont peu influents, cette approche d'analyse isotopique a par la suite été transposée aux plates-formes carbonatées (Mason & Surdam, 1992 ; Ingram & *al.*, 1996 ; Valladares & *al.*, 1996 ; Vincent & *al.*, 1997 ; Vincent & *al.*, 2004). Dans ces environnements, l'interprétation du signal géochimique est plus complexe car l'enregistrement sédimentaire peut être discontinu (érosion, condensation) et la diagenèse est bien plus développée et diversifiée que dans les domaines plus profonds.

Par ailleurs, il a été démontré qu'il existe une signature isotopique en oxygène et carbone des surfaces de discontinuités soumises à une diagenèse météorique précoce (Allan & Matthews, 1982 ; *Figure 3.45*).

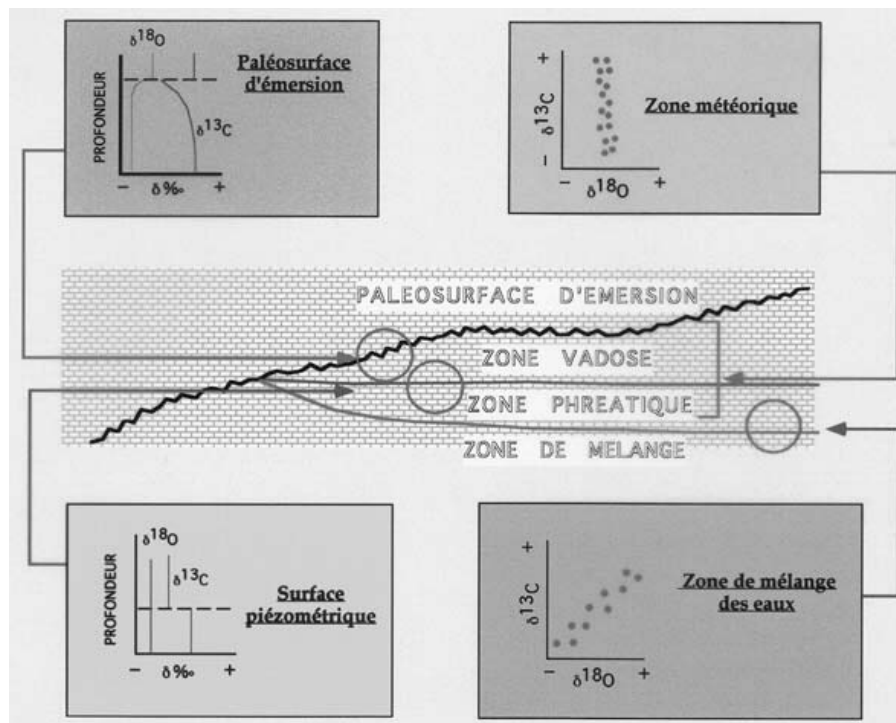


Figure 3.45 : Représentation schématique du comportement des isotopes de l'oxygène et du carbone à travers les domaines météoriques vadose et phréatique, ainsi qu'à l'approche d'interfaces remarquables en domaines météoriques (surfaces d'émersion, surfaces piézométriques). (Allan & Matthews, 1982).

Principe

L'analyse isotopique de l'oxygène et du carbone se base sur les principes suivants. L'oxygène se présente sous la forme de trois isotopes stables : $^{16}\text{O} = 99,763\%$; $^{17}\text{O} = 0,0375\%$, et $^{18}\text{O} = 0,1995\%$ (Garlick, 1969). Compte tenu de ces proportions, ^{16}O et ^{18}O sont les deux isotopes utilisés. Dans le cas de l'eau, les changements qui vont provoquer un fractionnement isotopique, c'est à dire « une séparation partielle », sont les changements de d'états physique lors de l'évaporation ou de la condensation. Du fait de la différence de masse entre ^{16}O et ^{18}O , la vapeur d'eau en équilibre avec le liquide montrera un déficit en isotopes lourds. De même, un fluide issu d'une condensation montrera également un excès en ^{18}O (Carrio-Schaffhauser, 2004). Les compositions isotopiques obtenues par spectrométrie gamma sont toujours données par un rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ rapporté à un standard :

$$\delta^{18}\text{O} = [((^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Ech}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Std}}) / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Std}}] * 1000$$

Les valeurs isotopiques sont exprimées en ppm ou en « pour mille » et peuvent être positives ou négatives. Les standards sont des standards internationaux provenant du NIST (National Institute of Standards and Technology) aux Etats-Unis ou de l'IAEA (International Atomic Energy Agency) en Autriche. Pour l'oxygène, deux grands standards sont utilisés : le standard PDB (Pee Dee Belemnite, US Crétacé) est utilisé pour l'analyse de sédiments ou de roches carbonatées ; le standard SMOW (Sea Mean Ocean Water) est plutôt utilisé pour l'analyse de fluides et correspond à la composition isotopique d'une eau de mer théorique dont les rapports isotopiques seraient comparables à ceux de la moyenne des eaux océaniques.

Les mêmes rapports isotopiques sont calculés et comparés au standard PDB pour le carbone. Toutefois, il est plus difficile de contraindre les processus induisant son fractionnement. En effet, si l'oxygène est seulement assujéti à des mécanismes d'évaporation, de condensation, de solidification et de stockage, le carbone sera pour sa part tributaire de processus complexes de transformation de la matière organique, puisqu'il existe deux importants réservoirs de carbone : la matière organique et les carbonates sédimentaires (Carrio-Schaffhauser, 2004).

Méthode

Sur la coupe du Perthus, 37 échantillons ont été prélevés en fonction des données sédimentologiques établies précédemment. Généralement, les analyses d'isotopes stables se font sur roche totale. L'échantillon est broyé en entier et la poudre obtenue est analysée. Cette méthode, bien adaptée aux échantillons homogènes, est peu adéquate pour les carbonates de plate-forme, généralement hétérogène et possédant une histoire diagénétique parfois complexe (Raddadi, 2004). Pour cette raison, il est indispensable d'analyser la phase de liaison en évitant fissures et remplissages tardifs (utilisation d'une micro-foreuse sous loupe binoculaire). Cette opération est réalisée en salle blanche, offrant des conditions « propres ».

Les poudres obtenues ont été analysées par Laurence VIDAL (Equipe Traceurs organiques et Isotopes Stables, CEREGE, Marseille), avec une ligne de préparation des carbonates KARBO-KIEL, couplée à un spectromètre de masse DELTA ADVANTAGE (Finnigan).

Les données sont toutes exprimées par rapport au standard PDB. La mesure de ces standards passés au même moment que les échantillons permet d'obtenir la précision analytique des mesures : $\delta^{13}\text{C} \pm 0,03$ pour mille et $\delta^{18}\text{O} \pm 0,05$ pour mille. Les analyses brutes sont présentées en *Annexe 2*.

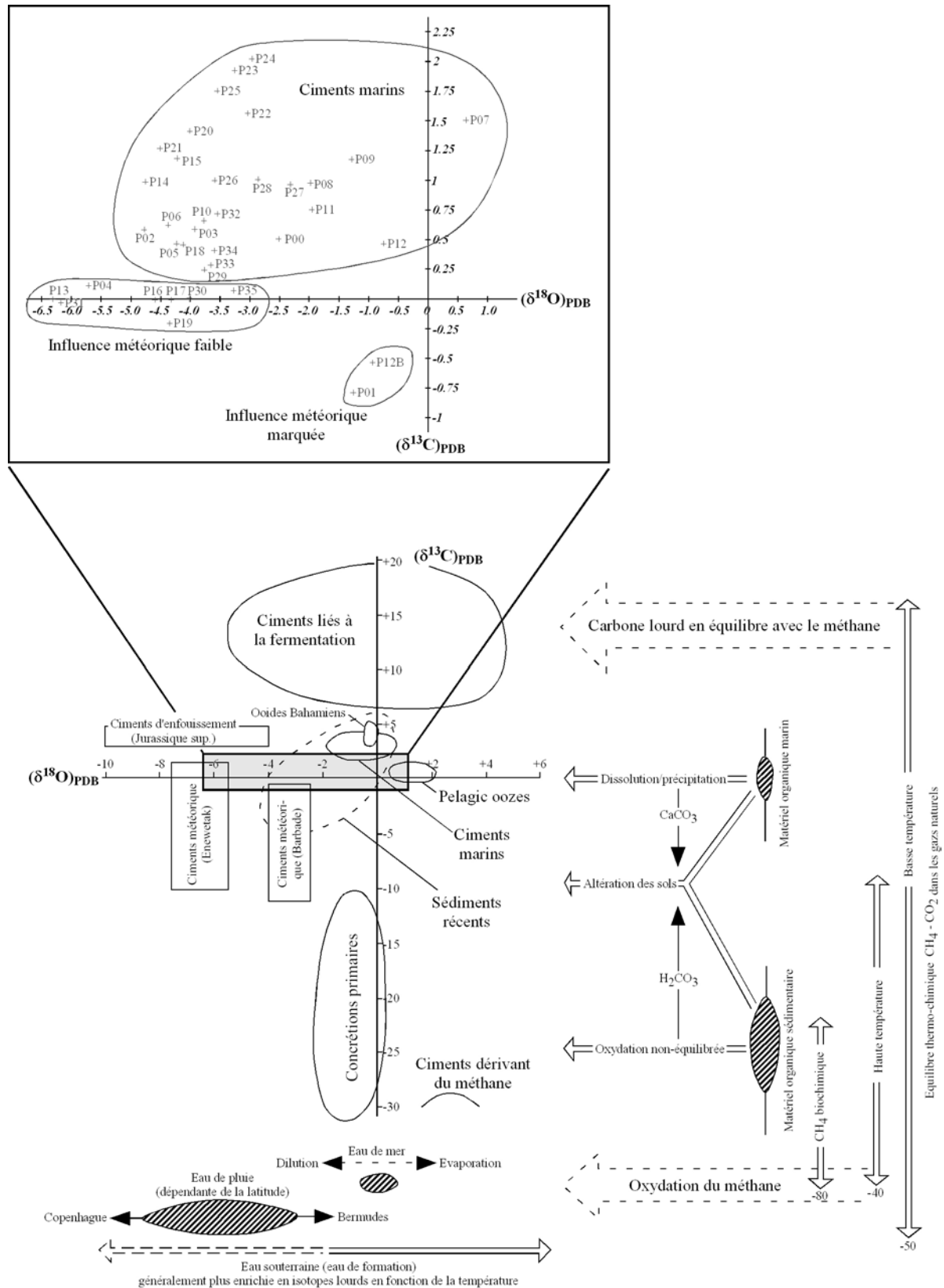


Figure 3.46 : Diagramme de distribution des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène de quelques carbonates et ciments, avec les facteurs contrôlant cette distribution (tiré de Moore, 1989).

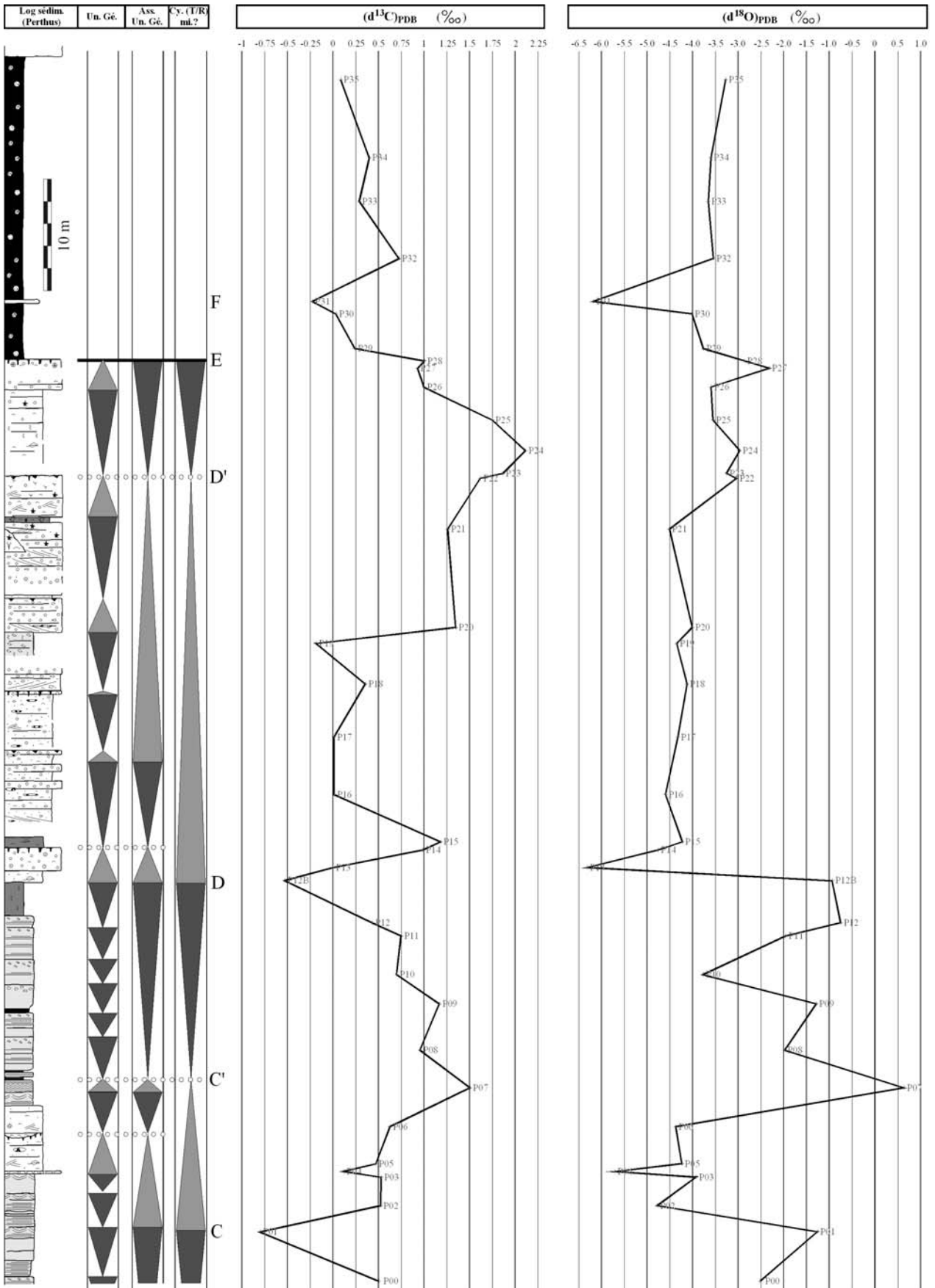


Figure 3.47 : Courbe d'évolution verticale des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène et comparaison avec le découpage séquentiel établi par l'analyse lithologique (coupe du Perthus).

Résultat

Les résultats des analyses ont dans un premier temps été reportés sur un diagramme croisé $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$, ceci afin de comparer la distribution de nos mesures au diagramme de distribution des compositions isotopiques des carbonates (*Figure 3.46*). Trois grands ensembles s'individualisent : un ensemble correspondant à des compositions isotopiques de ciments marins ; un second ensemble présente des compositions mixtes (influences marines et météoriques) , un troisième ensemble montre une influence météorique marquée.

Les courbes d'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ ont ensuite été établies le long de la coupe et comparées au cadre séquentiel établi précédemment (*Figure 3.47*). On peut alors observer que les limites de séquences C et D, mises en évidence par l'analyse séquentielle, se caractérisent par des signatures isotopiques négatives (pics négatifs) aussi bien pour le $\delta^{13}\text{C}$ que pour le $\delta^{18}\text{O}$. Ce type de signature traduisant une influence importante des eaux météoriques (Allan & Matthews, 1982 ; Raddadi, 2004), l'analyse isotopique confirme leur valeur de limite de séquence. Par analogie, il semble probable que la discontinuité F située dans le Lias marneux corresponde à une limite de séquence. A l'inverse, les surfaces d'inondation maximale C' et D' se caractérisent par des pics positifs du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$, ce qui témoignerait d'influences marines franches.

Le cas du hardground qui limite la série calcaire (repère E) semble plus complexe, puisque malgré son importance, il ne semble pas montrer de signature isotopique marquée. Arrondeau (1982) a montré le caractère érosif de cette surface, érosion qui pourrait avoir « gommé » les caractéristiques isotopiques de cette surface.

Pour conclure, l'analyse isotopique corrobore totalement le découpage séquentiel effectué grâce à l'analyse en stratigraphie génétique.

Chapitre 4 :

*Les discontinuités du Lias inférieur
du Seuil Caussenard*

Plan du chapitre 4 :

1. INTRODUCTION

2. ELEMENTS DE CARACTERISATION

3. CLASSIFICATION DES DISCONTINUITES OBSERVEES

- 3.1. INTRODUCTION
- 3.2. CATHODOLUMINESCENCE
- 3.3. SURFACES DE CONDENSATION SEDIMENTAIRE
- 3.4. SURFACES D'EMERSION
- 3.5. SURFACES D'EROSION SOUS-MARINE
- 3.6. SURFACES « COMPOSITES »

**4. UNE DISCONTINUTE « A PART » : LE HARDGROUND
LOTHARINGIEN**

- 4.1. DESCRIPTION
- 4.2. INTERPRETATION

5. CONCLUSION PARTIELLE A L'ETUDE DES DISCONTINUITES

6. DISTRIBUTION VERTICALE DES DISCONTINUITES

7. EVOLUTION LATERALE DES DISCONTINUITES

- 7.1. INTRODUCTION
- 7.2. SURFACE D'EMERSION – SURFACE COMPOSITE
- 7.3. SURFACE D'EMERSION – SURFACE COMPOSITE – HARDGROUND
INTER- A SUPRATIDAL
- 7.4. SURFACE D'EMERSION – SURFACE COMPOSITE – FIRMGROUND –
HARDGROUND INTER- A SUPRATIDAL
- 7.5. SURFACE D'EMERSION – HARDGROUND INTER- A SUPRATIDAL –
FIRMGROUND – HARDGROUND DE HAUTE ENERGIE
- 7.6. SOFTGROUND – HARDGROUND DE HAUTE ENERGIE –
HARDGROUND PROFOND
- 7.7. SOFTGROUND – FIRMGROUND – HARDGROUND INTER- A
SUPRATIDAL – HARDGROUND DE HAUTE ENERGIE – HARDGROUND
PROFOND

8. CONCLUSION ET DISCUSSION

- 8.1. SYNTHESE
- 8.2. LES FACTEURS CONTROLANT LA MISE EN PLACE ET
L'EVOLUTION LATERALE DES DISCONTINUITES
- 8.3. INFLUENCE DU CONTEXTE GLOBAL

Chapitre 4 :

Les discontinuités du Lias inférieur du Seuil Caussenard



Discontinuité sédimentaire sur la coupe de l'Escalette (terriers de *Diplocraterion* à gauche).

1. INTRODUCTION

Durant les trente dernières années, la naissance puis l'application des concepts de stratigraphie séquentielle ou génétique ont suscité un regain d'intérêt pour l'étude des discontinuités sédimentaires. En effet, celles-ci constituent, souvent les limites de différentes unités stratigraphiques comme les séquences de dépôts de Vail & *al.* (1977) ou les séquences génétiques de Cross (1992), unités stratigraphiques de base pour établir des corrélations isochrones à travers les bassins sédimentaires. Par ailleurs, de récentes publications ont jeté un regard nouveau sur la description, la classification et la genèse des discontinuités sédimentaires, notamment en domaine de plate-forme carbonatée (Clari & *al.*, 1995 ; Hillgärtner, 1998).

L'étude détaillée des nombreuses discontinuités sédimentaires de la série sinémurienne (*s.l.*) de la région de Lodève (S-W du Bassin du Sud-Est), objet de ce chapitre, a pour but d'aboutir à une meilleure compréhension de la mise en place, de la distribution verticale, ou encore de l'évolution latérale des discontinuités sédimentaires dans une série sédimentaire. Leur spécificité par rapport à d'autres surfaces et leur signification en termes de limites d'unités stratigraphiques seront également discutées.

2. ELEMENTS DE CARACTERISATION

Nous avons considéré comme surface de discontinuité « toutes surfaces marquant un arrêt dans l'enregistrement sédimentaire, indépendamment de sa durée » (terme général proposé par Clari & *al.* (1995). Ce terme présente l'avantage d'avoir un caractère purement descriptif, indépendant du temps représenté par la discontinuité, paramètre que nous ne pouvons préciser avec certitude. La première étape de l'étude a consisté à définir un ensemble de critères permettant la caractérisation des discontinuités sédimentaires. En se basant notamment sur les travaux de Clari & *al.* (1995), Ghibaudo & *al.* (1996) ou encore Hillgärtner (1998), sept critères ont été définis. Ils sont présentés en détail en *Annexe 3* et seules leurs caractéristiques principales vont être présentées ici.

Les **changements de géométrie entre les dépôts de part et d'autre d'une discontinuité** peuvent être un premier critère. Les relations angulaires entre les strates (onlaps, downlaps) sont néanmoins rarement visibles à l'échelle de l'affleurement et il est nécessaire de déterminer d'autres critères.

La **morphologie de la surface** constitue un second élément de caractérisation (Read & Grover, 1977 ; Hillgärtner, 1998). Elle peut en effet traduire des phénomènes d'érosion ou une activité biologique intense.

La **cohérence du substrat** est un critère majeur de caractérisation des discontinuités et permet de distinguer les softgrounds, les firmgrounds et les hardgrounds, chacune de ces surfaces étant définie par un assemblage faunistique particulier (Ekdale & *al.*, 1984 ; Ekdale, 1985 ; Bromley, 1990 ; Taylor & *al.*, 2003).

Les **phénomènes diagénétiques précoces** sont généralement nombreux au niveau des discontinuités sédimentaires. Les ciments diagénétiques précoces en domaine phréatique marin ou en domaine vadose permettent de préciser les variations environnementales enregistrées par les discontinuités (Tucker & Wright, 1992 ; Moore, 2001). Ces ciments sont associés à d'autres phénomènes : sédiments internes, phénomènes d'usure plane (abrasion), dissolutions « moldiques », compaction, dolomitisation, dédolomitisation ou encore

silicification. L'ensemble de ces processus diagénétiques précoces peut être mis en évidence par observation en microscopie, cathodoluminescence ou analyse des isotopes stables.

Les surfaces durcies sont souvent tapissées par différentes **minéralisations** formant des croûtes ocre d'oxy-hydroxydes de fer et/ou de manganèse stratiformes ou en dômes, rappelant les structures stromatolithiques. Le type de minéralisation et leur étendue constituent un critère de description supplémentaire.

L'**activité organique** est également un critère important pour l'interprétation des surfaces de discontinuité sur lesquelles elle se met en place. L'intensité et le type d'activité organique (bioturbation, bioérosion, encroûtements) sont donc utilisés pour caractériser les discontinuités.

Enfin, les **données biostratigraphiques** sont les seules à pouvoir préciser la durée du hiatus représenté par une discontinuité. Elles sont donc généralement très utilisées pour la hiérarchisation des discontinuités (Laurin & al., 1990 ; Collin & al., 1999).

3. CLASSIFICATION DES DISCONTINUITES OBSERVEES

3.1. INTRODUCTION

Sur les onze coupes étudiées, chaque discontinuité rencontrée a été traitée en détail : des échantillons ont été prélevés immédiatement sous les discontinuités ainsi que sur les discontinuités elles-mêmes. Les observations réalisées en microscopie optique ont été complétées par l'étude en cathodoluminescence de treize lames minces jugées représentatives des différents ciments précoces (§ 3.2.).

En se basant sur ces observations, les surfaces ont été classifiées selon les différents critères définis précédemment. Quatre groupes principaux de surfaces ont été identifiés (surfaces de condensation sédimentaire (§ 3.3.), d'émersion (§ 3.4.), d'érosion (§ 3.5.) ou composites (§ 3.6.)) divisés en plusieurs sous-groupes. Chacun d'entre eux fait l'objet d'un log diagénétique, représentation graphique conçue pour rendre compte de la stratigraphie de la diagenèse liée aux surfaces de discontinuité (Durllet & al., 1992 ; Durllet & Loreau, 1996). Le log diagénétique montre, sous la forme de petits « logos », la succession des phases diagénétiques observées dans une lame mince, en fonction du temps. La *Figure 4.1* présente l'un de ces logs diagénétiques et explicite sa lecture. La légende des logos employés est présentée sur la *Figure 4.2*. Le lecteur pourra la détacher afin de faciliter la lecture des paragraphes suivants. La *Figure 4.1* présente l'un de ces logs diagénétiques et explicite sa lecture. La légende des logos employés est présentée *Figure 4.2*, avec un rappel de la localisation des différentes coupes étudiées. Le lecteur pourra la détacher afin de faciliter la lecture des paragraphes suivants.

LOG DIAGENETIQUE
 1 logo = 1 phase diagénétique
 L'empilement des logos correspond à la chronologie de la diagenèse enregistrée par l'échantillon.

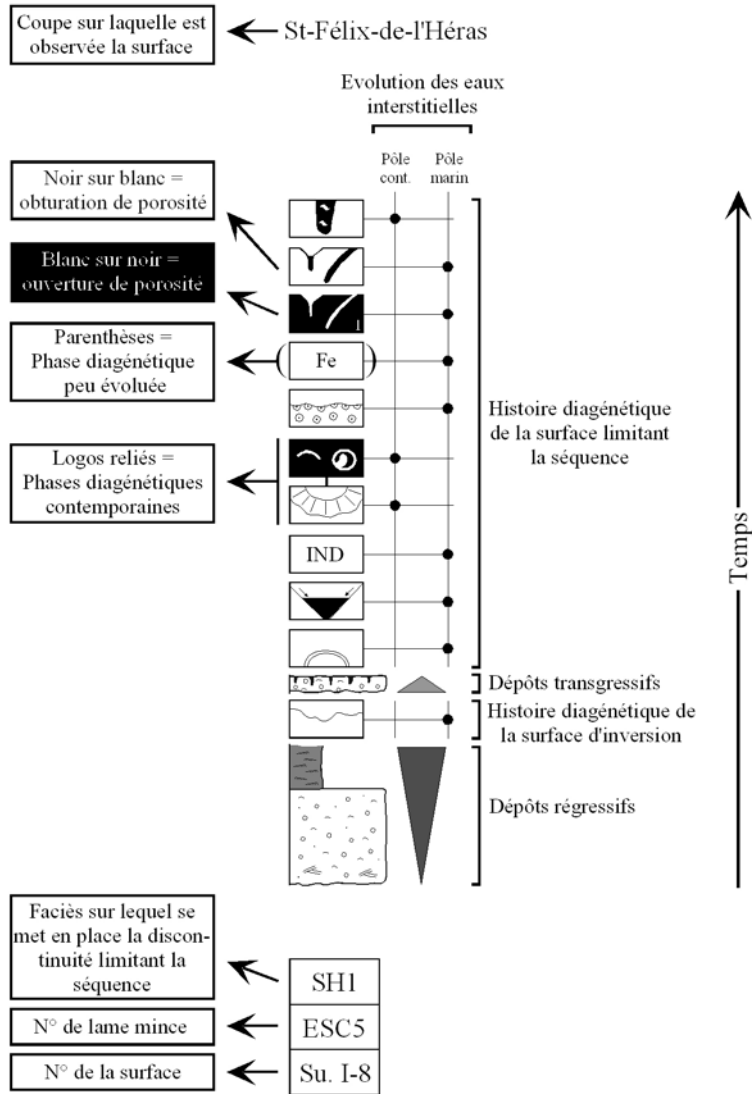


Figure 4.1 : Quelques indications sur le log diagénétique.

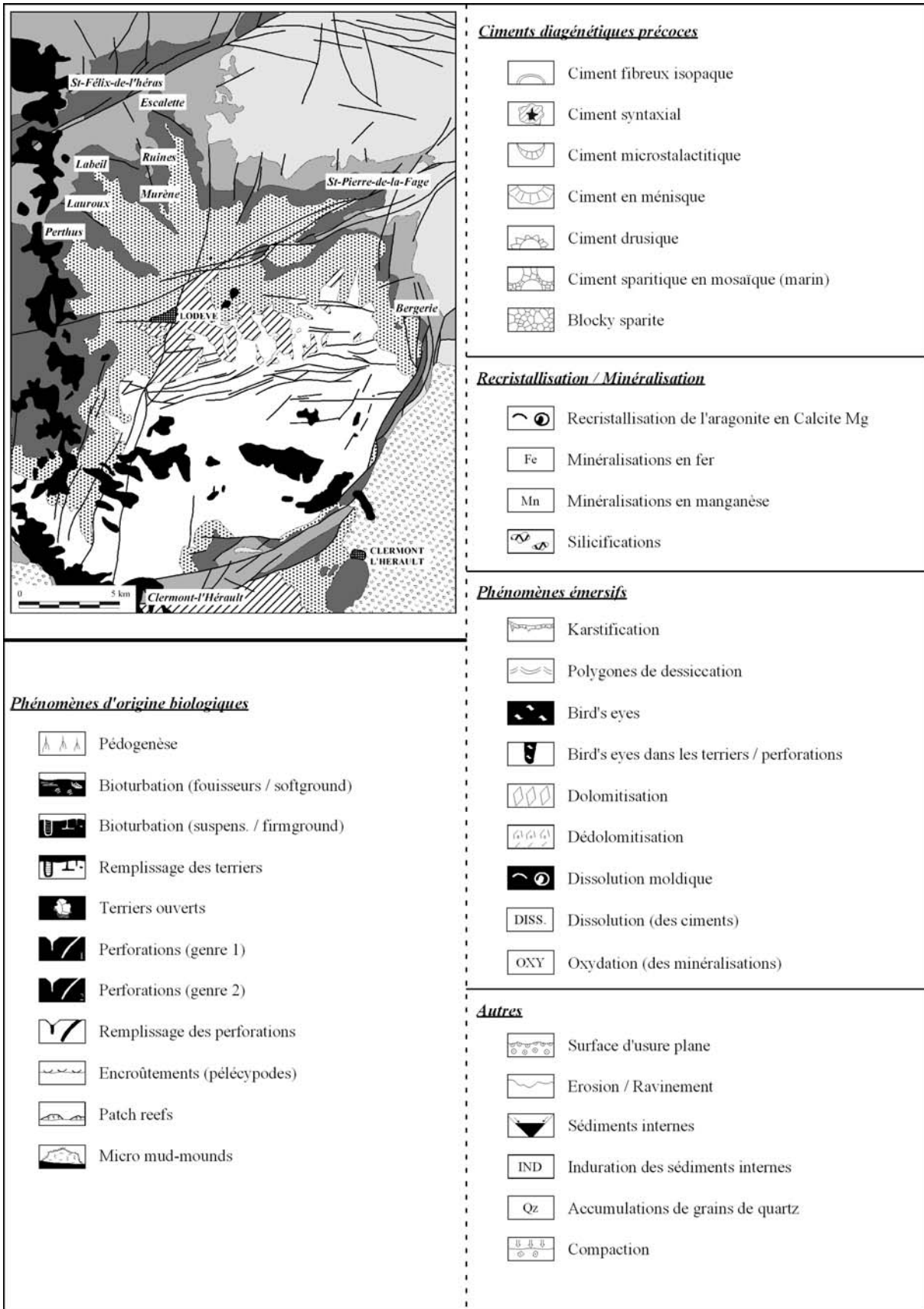


Figure 4.2 : Légende des logs diagenétiques.

3.2. CATHODOLUMINESCENCE

3.2.1. Méthode

La cathodoluminescence (CL) est la lumière qu'émet un cristal soumis au bombardement d'un faisceau d'électrons. En général, elle résulte de l'excitation de certains éléments traces présents dans le cristal. Certains d'entre eux activent la CL (le manganèse, le cuivre, les terres rares...), d'autres l'inhibent (le fer). La couleur et l'intensité de la luminescence dépendent à la fois de la nature de ces éléments, de leur abondance et de leur environnement électronique dans le cristal. Elle révèle souvent des zonations de croissance liées à de très faibles variations de teneur en éléments traces dans des minéraux comme la calcite et le quartz. L'observation en cathodoluminescence permet de préciser les textures diagénétiques déjà observées en microscopie optique (Amieux, 1982 ; Barbin & Schvoerer, 1997).

Les observations en cathodoluminescence ont été réalisées à l'Université de Lille I (USTL). Nous avons utilisé un système à cathode froide, Technosyn 8200 MKIV (société CITL), monté sur un microscope Olympus BX 40. Les prises de vue ont été réalisées par une caméra Spot RT de la société Diagnostic Instrument. Cette caméra numérique haute résolution basse lumière est refroidie par effet Peltier et pilotée par un PC. Les réglages des tensions, du vide et de l'intensité se font automatiquement (plage d'utilisation : environ 8-27 Kv pour 200-800 mA).

3.2.2. Principaux résultats

Le *Tableau 4.1* présente les différentes observations réalisées et renvoie à la *Figure 4.3* qui montre quelques clichés typiques des textures et CL rencontrés.

L'absence de luminescence ou la teinte très terne des ciments fibreux peut être expliquée par leur origine marine. En effet, ils se caractérisent par un chimisme de calcite magnésienne ou d'aragonite, pauvre en fer et non luminescente (Major & Wilber, 1991 ; Tucker & Wright, 1992 ; Nicolaidis & Wallace, 1997).

La luminescence orange terne des ciments en ménisque ou microstalactitiques pourrait témoigner d'un chimisme assez proche des ciments précédents, peut être un peu plus riche en Fe^{2+} et Mn^{2+} car précipitant à partir de fluides oxygénés (Ali, 1995). Ces ciments sont en effet rencontrés en zone vadose marine.

Selon Amieux & al. (1989), la teinte plus luminescente observée pour la micrite interne pourrait traduire une activité cyanobactérienne au sein de micro-environnements suffisamment pauvre en oxygène pour permettre la précipitation de petites quantités d'ions Mn^{2+} au sein du réseau carbonaté. La teinte rouge observée pour les faciès dolomités serait également due à la présence de Mn^{2+} qui induit une émission rouge vers 655 nm (Barbin & Schvoerer, 1997).

Enfin, les « *blocky cements* », qui remplissent la porosité, sont constitués de gros cristaux de sparite présentant deux aspects en CL : une luminescence orange très terne ou une luminescence vive jaune-orange qui présentent une zonation concentrique. L'absence d'inclusions dans ces ciments et le caractère non luminescent seraient compatibles avec une précipitation à partir de fluides météoriques (Walderhaug & Bjorkum, 1992 ; Nicolaidis & Wallace, 1997). Il est difficile d'expliquer la luminescence de certains cristaux de ces remplissages : modification postérieure au dépôt, sursaturation en Mn^{2+} dans les fluides à partir desquels se forment les ciments ... ? (Ten Have & Heijnen, 1985 ; Amieux & al., 1989).

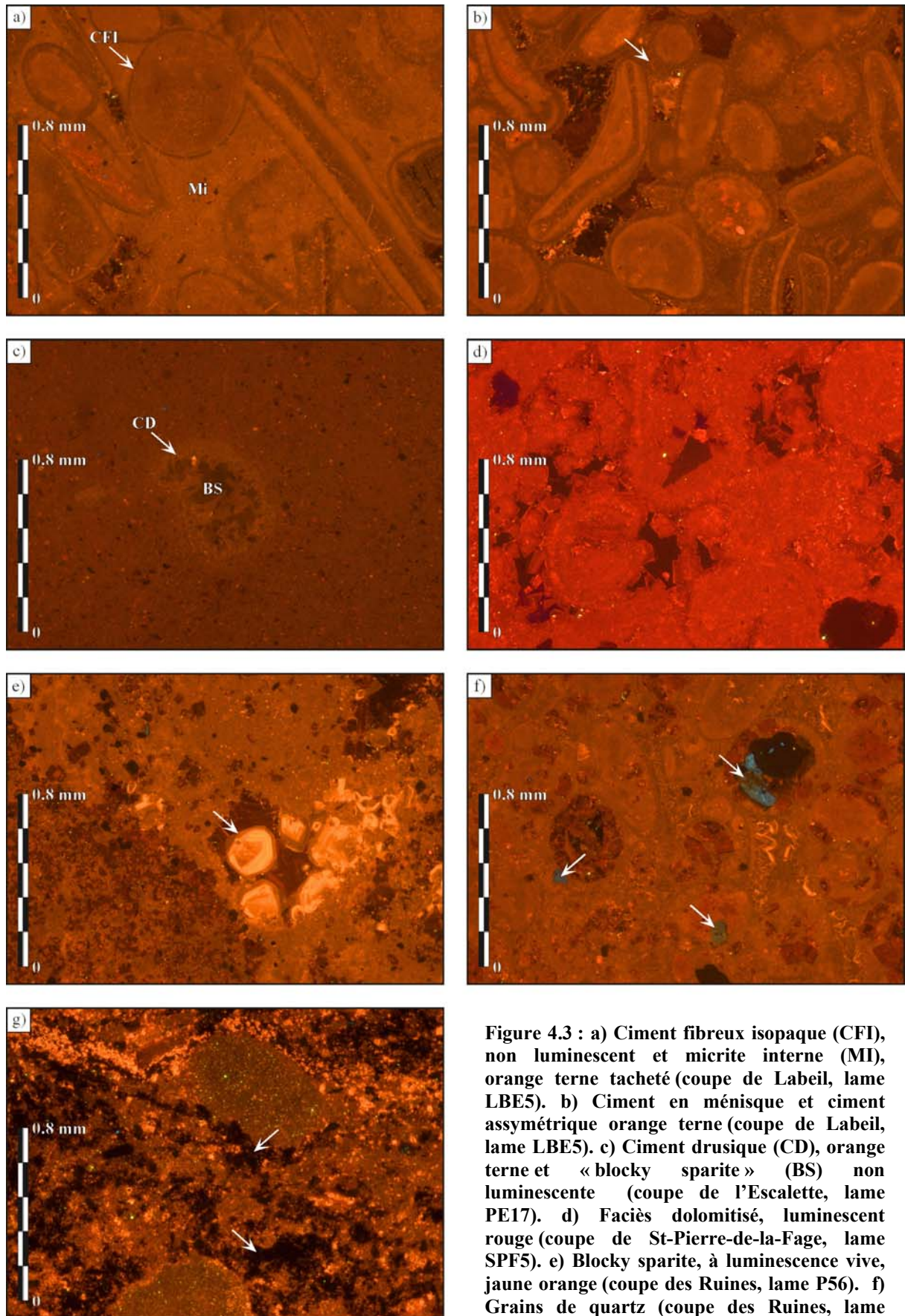


Figure 4.3 : a) Ciment fibreux isopaque (CFI), non luminescent et micrite interne (MI), orange terne tacheté (coupe de Labelil, lame LBE5). b) Ciment en ménisque et ciment assymétrique orange terne (coupe de Labelil, lame LBE5). c) Ciment drusique (CD), orange terne et « blocky sparite » (BS) non luminescente (coupe de l'Escalette, lame PE17). d) Faciès dolomitisé, luminescent rouge (coupe de St-Pierre-de-la-Fage, lame SPF5). e) Blocky sparite, à luminescence vive, jaune orange (coupe des Ruines, lame P56). f) Grains de quartz (coupe des Ruines, lame RUIC). g) Oxydes non luminescents (coupe de St-Félix-de-l'Héras, lame ECH8).

Habitus cristallin	Luminescence	Photo
Ciment fibreux isopaque	Non luminescent (noir) à orange très terne	<i>Figure 4.4a</i>
Ciment en ménisque et microstalactitique	Orange terne (foncé)	<i>Figure 4.4b</i>
Ciment drusique	Orange terne (foncé)	<i>Figure 4.4c</i>
Micrite interne	Orange terne (plus clair) tacheté	<i>Figure 4.4a</i>
Cristaux de dolomie (recristallisation)	Rouge terne à luminescent, à zonation concentrique	<i>Figure 4.4d</i>
Blocky sparite	Orange à jaune très luminescent, à zonation concentrique ou orange très terne	<i>Figure 4.4e</i>
Grains de Quartz	Bleu ou non luminescent	<i>Figure 4.4f</i>
Oxydes métalliques	Non luminescent	<i>Figure 4.4g</i>

Tableau 4.1 : Principaux caractères pétrographiques et en cathodoluminescence des différents éléments diagénétiques précoces observés.

Remarque : le concept de « cement stratigraphy »

Les observations en cathodoluminescence associées aux analyses chimiques de plus en plus poussées ont donné naissance au concept de stratigraphie diagénétique (ou « cement stratigraphy »). Ce concept, introduit pour la première fois par Evamy (1969), a vu ses bases posées par Meyers (1974). Il consiste en une approche chronologique fine de la diagenèse, fondée notamment sur la composition zonée des cristaux révélée par coloration et par cathodoluminescence (Meyers, 1974 ; Durllet & al., 1992). Cette approche devenant très populaire, de nombreuses études ont été menées (Meyers & Lohmann, 1978a ; Meyers & Lohmann, 1978b ; Marshall, 1981 ; Reeder & Grams, 1987 ; Banner & al., 1988 ; Goldstein, 1988 ; Kaufman & al., 1988 ; Niemann & Read, 1988 ; Bruckschen & al., 1992 ; Plunkett & al., 1998 ; Bourque & al., 2001) et ses limites ont été démontrées (Searl, 1988). Un point commun à l'ensemble de ces études est qu'elles sont menées sur des formations et non sur des discontinuités sédimentaires. De plus, si l'origine de la diagenèse est discutée, elle n'est que très rarement reliée à un contexte séquentiel ou géodynamique (Durllet & al., 1992 ; Loreau, 1992).

3.3. LES SURFACES DE CONDENSATION SEDIMENTAIRE

Il s'agit de surfaces facilement identifiables par la présence d'assemblages fossilifères abondants, de minéralisations authigènes formant parfois des croûtes, une bioturbation intense... La condensation sédimentaire traduit un ralentissement voire un arrêt de la sédimentation (Gomez & Fernandez-Lopez, 1994 ; Hillgärtner, 1998).

3.3.1. Softgrounds

Dans de rares cas, le sommet de certains bancs présente une texture intensément bioturbée, sans autres traces de condensation sédimentaire. Ce type de surface se développe systématiquement sur des faciès de lagune infralittorale (T5a, L4, L6, L6a). Dans la majorité des cas, la bioturbation n'est pas identifiable (*Figures 4.4d et 4.4f*). Il est néanmoins parfois possible de déterminer l' (les) ichnogenre(s) à l'origine de la bioturbation. Il s'agit alors de traces d'organismes fousseurs (« *deposit-feeder* », « *detrital-feeding* ») typique de softground (Bromley, 1990).

Des structures spiralées, "en cible", montrant des couches alternativement gris clair et gris foncé, convergeant vers un orifice central, ont été attribuées à l'ichnogenre *Teichichnus* (*Figure 4.4e*). Il s'agirait de galeries d'alimentation d'organismes détritvovres ou de fousseurs non-vagiles (annélide ou crustacé) (Taylor & Goldring, 1996 ; Taylor & al., 2003).

Des traces horizontales ou obliques par rapport à la stratification, en forme de U et montrant des stries de croissances (« spreite ») entre les branches du U, ont été interprétées comme des *Rhizocorallium* (*Figures 4.4a et 4.4c*). Cette trace fossile se distingue de *Diplocraterion* par son caractère horizontal. Ces structures seraient formées par les déplacements horizontaux de fousseurs en quête de nourriture, représentant des galeries d'alimentation d'organismes détritvovres (Taylor & Goldring, 1996 ; Taylor & al., 2003).

Enfin, des terriers linéaires (ce qui le distingue de *Planolites*), cylindriques, orientés horizontalement par rapport à la stratification ont été attribués à l'ichnogenre *Palaeophycus* (*Chapitre 3, fiche faciès T5a*), et refléterait la prédation d'annélides ou de crustacés (Bromley, 1990).

L'absence de tout indice de consolidation du substrat, associé à la présence d'organismes fousseurs, a permis d'interpréter ces surfaces comme des softgrounds qui pourraient traduire un ralentissement, voire un arrêt bref de la sédimentation sans acquisition d'une quelconque cohérence (Shinn, 1969 ; Ghibaudo & al., 1996 ; Pemberton & al., 2000). L'absence de bioturbation dans les sédiments se mettant en place au-dessus de la surface pourrait témoigner d'un arrêt bref et d'un renouvellement de la sédimentation.

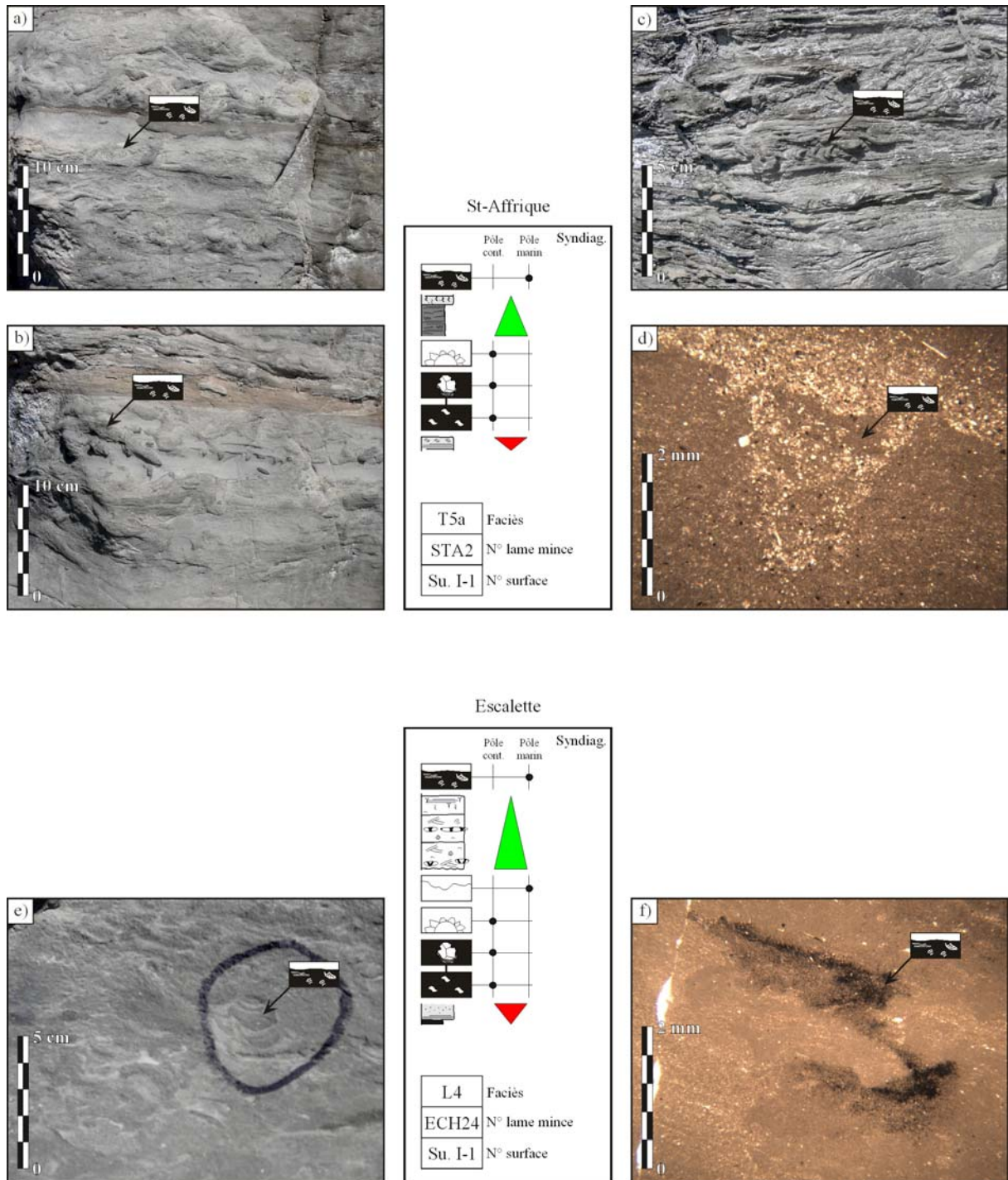


Figure 4.4 : Softgrounds. a) et c) *Rhizocorallium*. b) Possible *Thalassinoides* (?). d) Bioturbation non identifiée. e) *Teichichnus*. f) Accumulation de grains de pyrite (en partie oxydée) probablement liés à la présence de matière organique.

3.3.2. Firmgrounds subtidaux

Ces surfaces à morphologie assez plane sont systématiquement associées à des faciès lagunaires boueux. Elles montrent de petits terriers bien individualisés, aux contours nets, attribués à des organismes suspensivores (« *suspension-feeding* ») typiques de firmground et de l'ichnofaciès *Skolithos* (Bromley, 1990). Ces terriers sont généralement remplis par des sédiments similaires au faciès sus-jacent (*Figures 4.5f et 4.5g*).

Il peut s'agir de terriers droits, verticaux par rapport à la stratification, à tube unique de 2 à 5 millimètres de diamètre pour 2 à 3 centimètres de long attribués à l'ichnogène *Skolithos*. Il s'agirait de terriers d'habitation (« *dwelling burrows* ») formés par des organismes suspensivores.

Des structures en réseau de terriers cylindriques horizontaux à verticaux, non alignés, en formes de T ou en Y, à parois très nettes, ont été attribuées à *Thalassinoides* (Taylor & Goldring, 1996 ; J. Gérard, *Comm. Pers.* ; *Figure 4.5a*). Ces traces témoignent d'un substrat consolidé et représentent l'activité de petits crustacés vagiles, détritivores et/ou suspensivores (Sellwood, 1971 ; Taylor & Goldring, 1996). La colonisation d'un substrat par *Thalassinoides* est souvent associée à une période d'omission (non-sédimentation).

Enfin, des terriers en forme de U, présentant des traces de croissances (« *spreite* ») protrusive (à l'intérieur du U) dues à l'enfouissement progressif de l'animal ont été attribués à *Diplocraterion* (*Figure 4.5b*). Ces traces fossiles reflètent une stratégie suspensivore et / ou détritivore attribuée à des annélides, des crustacés ou des holothuries (Bromley, 1990 ; Taylor & Goldring, 1996).

Ces traces sont très souvent associés à des vacuoles irrégulières, de petite taille (1 à 2 mm au maximum), présentant des parois nettes, un silt interne à disposition géopète au bas de la cavité, un ciment drusique tapissant les parois et un blocage de calcite sparitique vers le haut. Les parois nettes et bien tranchées de la partie supérieure de la vacuole, deviennent souvent floues et difficiles à localiser dans sa partie inférieure (passant parfois à un sédiment bioturbé). Ces arguments différencient ces structures des *bird's eyes*. Elles ont donc été interprétées comme des terriers ouverts, caractéristiques de sédiments partiellement indurés (Purser & Lobreau, 1972 ; Mélas, 1982). Les changements progressifs de granulométrie du silt (grosière au sommet) proviendraient d'un remaniement au sein du milieu confiné qu'est le terrier : le sédiment le plus fin filtrant à travers le sédiment le plus grossier (Purser & Lobreau, 1972).

Dans de rares cas, des structures d'organismes fouisseurs (terriers, bioturbations) sont préservées, indiquant une consolidation progressive du substrat et le passage d'un softground à un firmground.

Les minéralisations sont généralement peu développées, limitées à quelques plages d'oxydes de fer, associées à quelques accumulations de grains de quartz (*Figure 4.5c*). Il est fréquent de trouver de petites silicifications sous ce type de surface (*Figure 4.5e*). L'absence de bioérosion (perforation) tendrait à indiquer une consistance de firmground pour ces surfaces, traduisant un arrêt de la sédimentation sans cimentation.

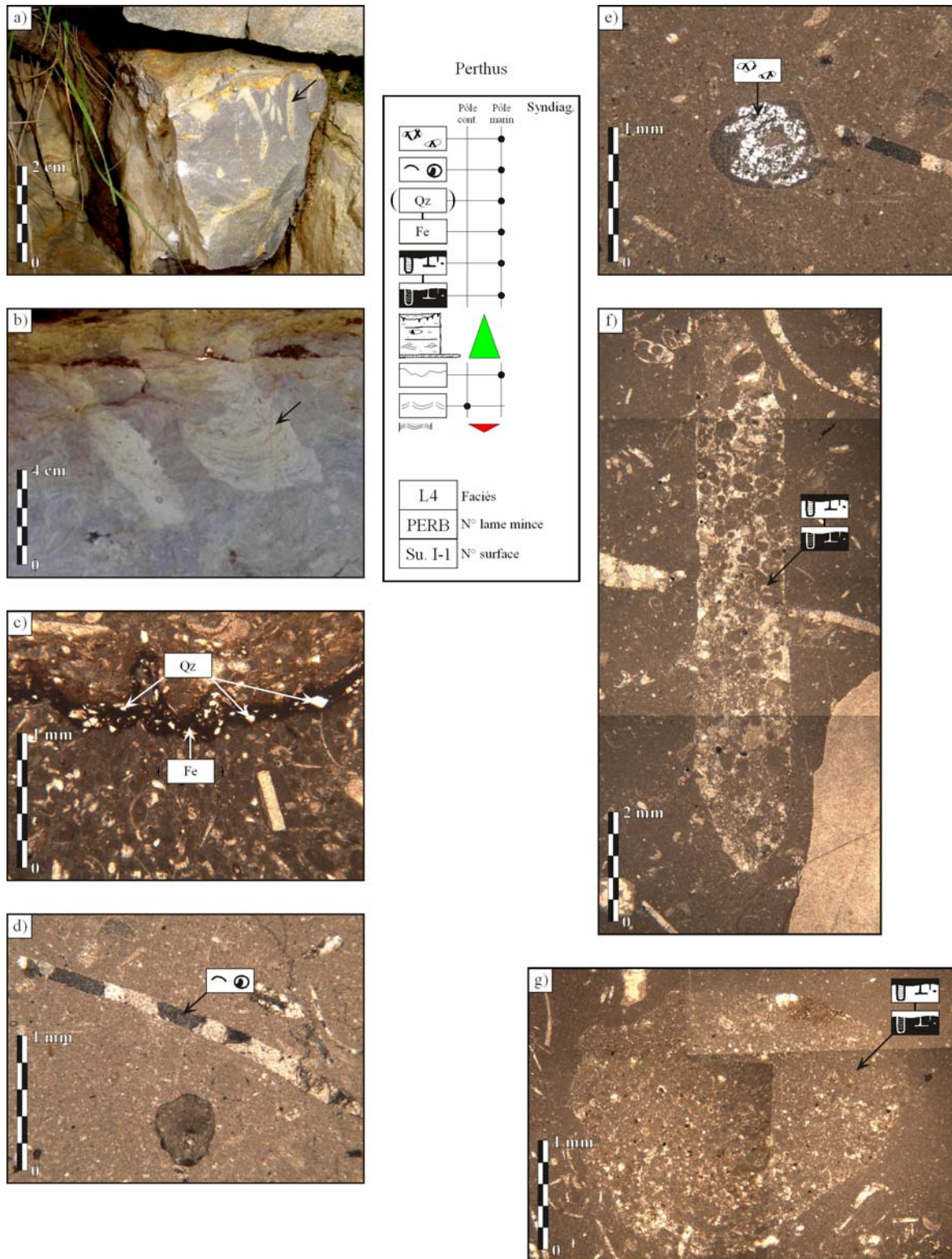


Figure 4.5 : Firmground. a) *Thalassinoides*. b) *Diplocraterion*. c) Minéralisation et accumulation de grains de quartz. d) Recristallisation de bioclastes (aragonite → calcite magnésienne). e) Silicification se développant au sein d'une entroque. f) Terriers à remplissage sparitique associé aux éléments du faciès sus-jacent. g) Terriers à remplissage micritique.

3.3.3. Hardgrounds subtidaux de haute énergie

Ce sont des surfaces assez fréquentes qui se développent sur deux types de faciès : les shoals oolithiques (faciès SH1, SH1a, SH2 et SH3) ou les faciès circalittoraux de haute énergie (PE1 et PE4a). Elles se caractérisent par de rares organismes encroûtants, peu ou pas de minéralisations et des perforations abondantes. Ces dernières se présentent sous deux formes : 1) de petites perforations monotypiques (2 mm de diamètre, 3 cm de long en moyenne, verticales ou inclinées (*Figure 4.7a*) ; 2) des perforations présentant une ouverture « en entonnoir », ce qui se traduit en surface par des cupules rondes de diamètre centimétrique (*Figure 4.6a*). La perforation elle-même n'a qu'un diamètre de quelques millimètres pour une longueur centimétrique. Les organismes à l'origine de ces perforations sont difficilement identifiables. Dans de très rares cas, il a été possible d'observer une valve de pélecypode qui pourrait correspondre à l'organisme perforant.

Les organismes encroûtant sont le plus souvent des lamellibranches à tests épais et à structure fibreuse, probablement des ostréidés et pectenidés. Un second type d'encroûtement peut être rencontré, sous la forme de petites constructions récifales d'une dizaine de centimètres de diamètre (« patch-reefs », *Chapitre 3, fiche faciès SH4*).

L'étude microscopique de ces surfaces a révélé deux histoires diagénétiques différentes nommées type A et type B dans la suite du texte. Dans le type A, le sédiment présente un ciment isopaque (ou ciment palissadique) traduisant une diagenèse précoce en domaine phréatique marin (*Figures 4.6b et 4.6e*). Il est fréquent de rencontrer un silt interne postérieur à ce ciment, venant combler le vide (*Figure 4.6h*). Une troisième étape correspond au développement d'un ciment fibreux ou microstalactitique, à partir des ciments palissadiques ou des silts internes (*Figure 4.6c*). Il est associé à des dissolutions moldiques de bioclastes, au sein desquels peut se mettre en place un ciment drusique tapissant la paroi de la cavité (*Figure 4.6d*). Ces ciments et ces phénomènes de dissolution semblent témoigner de conditions vadoses. Le grainstone nouvellement formé voit alors la mise en place de minéralisations en fer peu développées et il subit des phénomènes d'abrasion (surface d'usure plane ; *Figure 4.6b*) et de perforations, recoupant l'ensemble des structures précédentes (*Figures 4.6a, 4.6f et 4.6g*). Les troncatures observées (de grains et de ciments), permettent de situer ces phénomènes de bioérosion comme étant postérieurs à la cimentation et aux minéralisations.

Le remplissage de ces perforations est généralement constitué d'éléments du faciès sus-jacent (oolithes, bioclastes) au sein d'une micrite brune (*Figure 4.6f*) dans laquelle peuvent se développer de petites structures ovoïdes à remplissage sparitique, interprétées comme des *bird's eyes* (*Figure 4.6h*). Il arrive néanmoins que certaines galeries présentent un remplissage de calcite sparitique ou « *blocky sparite* » (sans trace de cimentation précoce ; *Figure 4.6g*).

Ce type de hardground enregistre donc une période émergitive postérieure à une cimentation précoce en domaine marin. Lors du « réennoisement » du système, le sédiment induré subit alors des phénomènes de bioérosion. En toute rigueur, il conviendrait d'appliquer le terme d'« *inherited hardground* » à ces surfaces, puisque la diagenèse précoce traduit des conditions environnementales différentes des conditions de formation du sédiment. Par ailleurs, la faible abondance et la diversité des organismes encroûtant et perforant, ainsi que l'absence de perforations surimposées semblent correspondre à une surface d'omission simple.

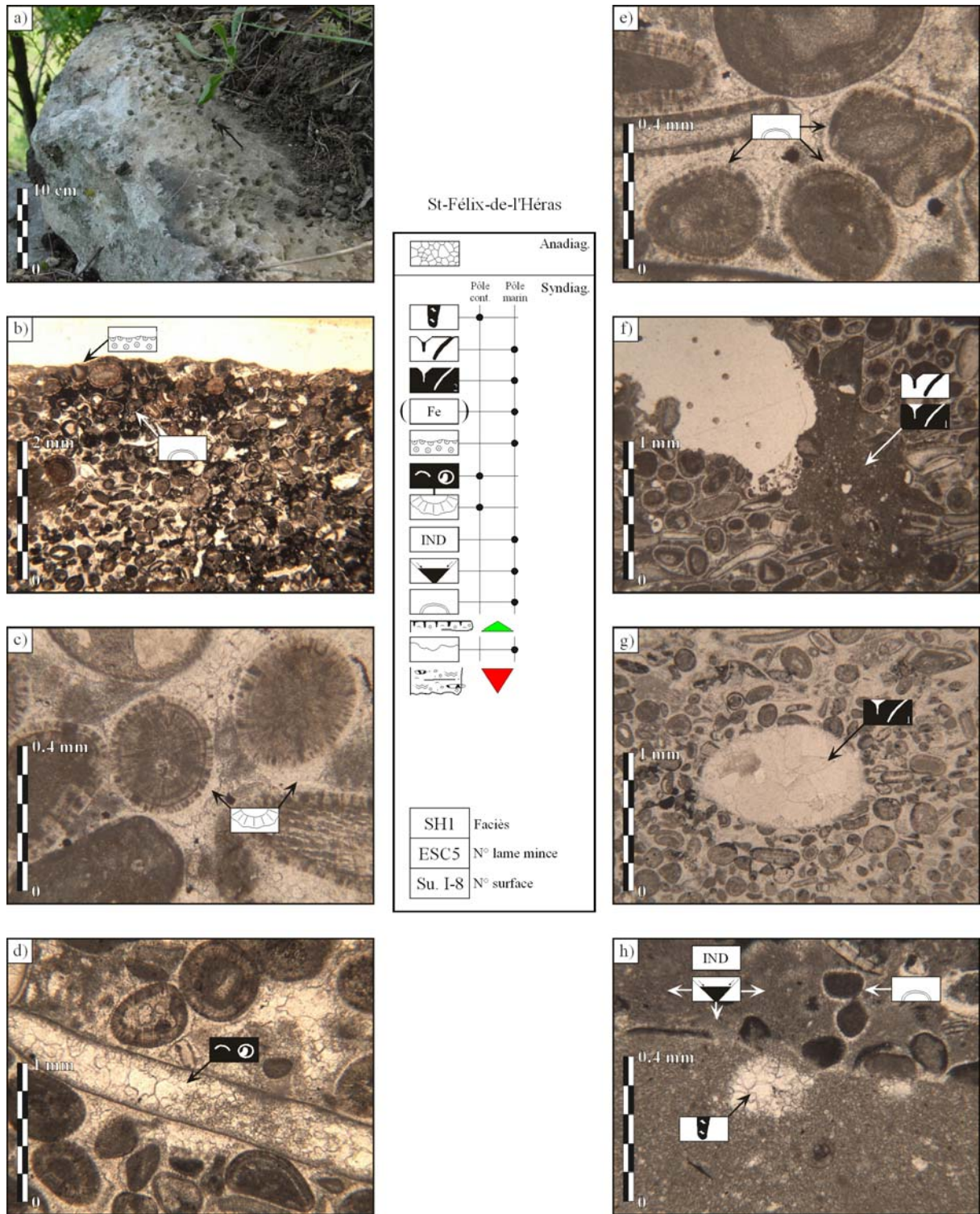


Figure 4.6 : Hardground de haute énergie (type A). a) La discontinuité à l’affleurement. b) Surface d’usure plane et ciment fibreux isopaque. c) Ciment microstalactitique. d) Dissolution moldique présentant un ciment drusique et un remplissage sparitique postérieur. e) Ciment isopaque. f) Perforation à remplissage micritique. g) Perforation restée vide, comblée par une « blocky sparite ». h) Petites vacuoles à remplissage sparitique au sein des perforations (*Bird’s eyes*). Micrite interne.

Dans le type B, le sédiment granulaire (oolithes, pellets, bioclastes) présente un ciment isopaque traduisant une diagenèse précoce en domaine phréatique marin (Figures 4.7b, 4.7c et 4.7d), suivi par l'injection de micrite dans la porosité (Figure 4.7c). Ce grainstone voit alors la mise en place d'un enduit minéralisé (fer) peu développé (avec accumulation de grains de quartz) et subit des phénomènes de bioérosion (abrasion, Figure 4.7b et perforations Figures 4.7a, 4.7e et 4.7f). Le remplissage de ces perforations est généralement constitué d'une micrite accompagnée d'éléments du faciès sus-jacent (oolithes, bioclastes) et dans laquelle peuvent se développer de petites structures ovoïdes à remplissage sparitique, interprétées comme des *bird's eyes* (Figure 4.7e).

Selon la classification établie par Clari & al. (1995), ce type de surface correspondrait aux hardgrounds (s.s.) et aux « simple omission surface ». La Figure 4.7 présente un exemple de ce type de discontinuité se développant sur un faciès de shoal oolithique (SH1), la Figure 4.8 sur un faciès de grainstone circalittoral (PE1).

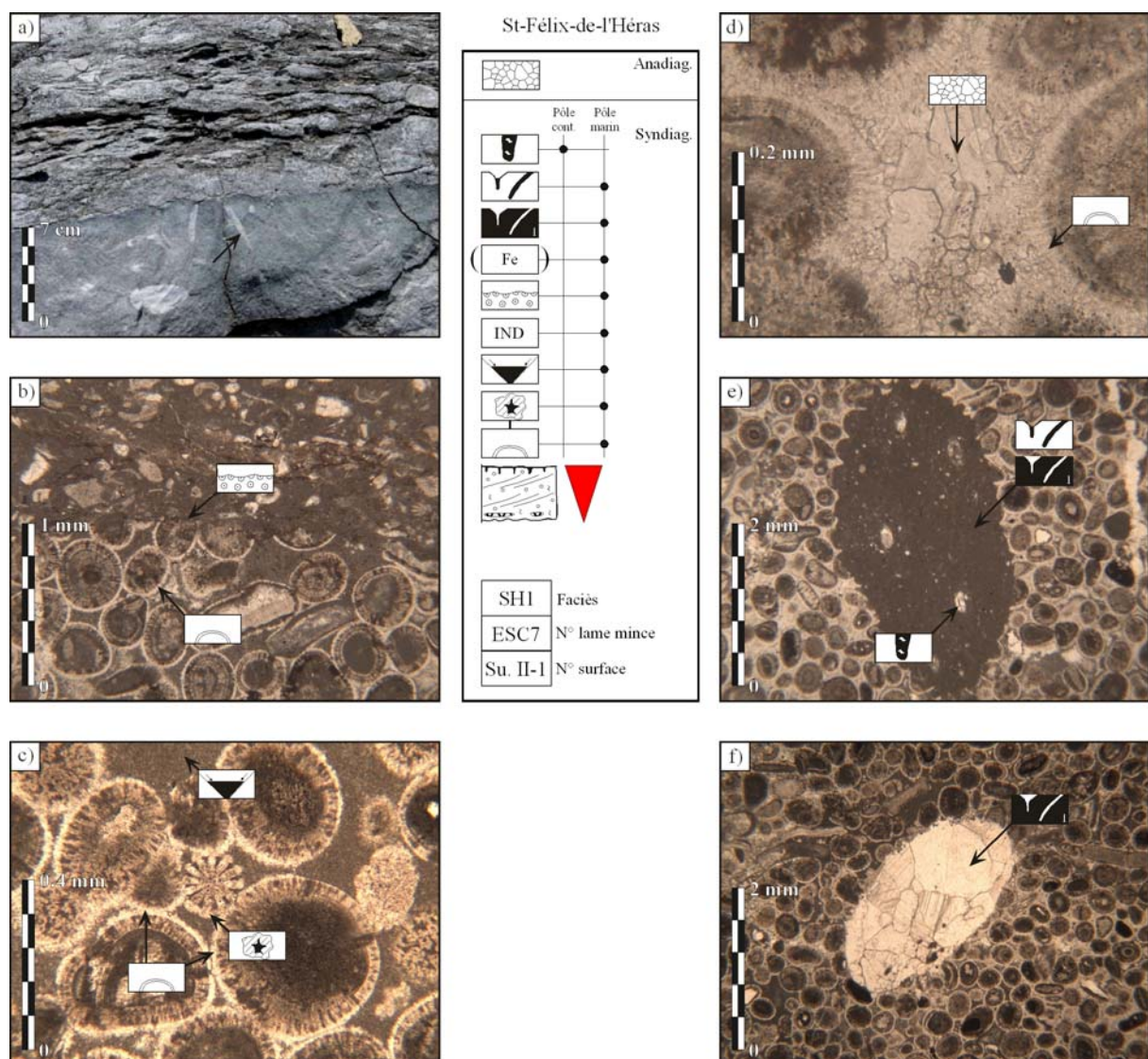


Figure 4.7 : Hardground de haute énergie (type B). a) La discontinuité à l'affleurement. b) Surface d'usure plane et ciment fibreux isopaque. c) Ciment isopaque et ciment syntaxial autour d'un radiole d'échinoderme. Micrite interne postérieure, comblant en partie la porosité. d) Blocky sparite comblant la porosité résiduelle. e) Perforation à remplissage micritique au sein duquel se mettent en place de petites vacuoles à remplissage sparitique. f) Perforation restée vide, comblée par une « blocky sparite ».

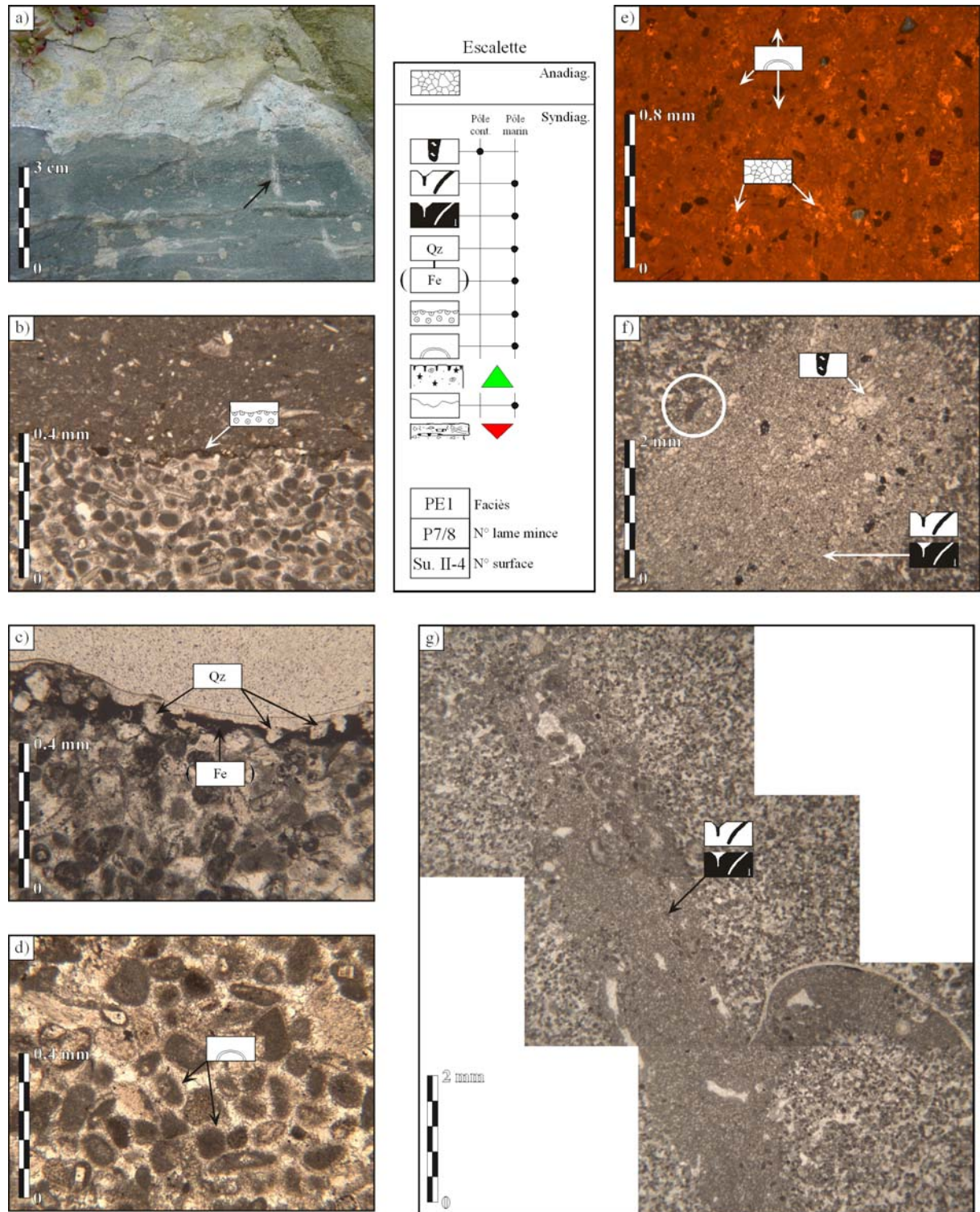


Figure 4.8 : Hardground de haute énergie (type B). a) La discontinuité à l’affleurement. b) Surface d’usure plane. c) Minéralisation en fer et accumulation de grains de quartz. d) Ciment fibreux isopaque. Dans ce faciès, le ciment isopaque est difficile à distinguer du fait de la petite taille des grains. e) Image en cathodoluminescence de ce faciès. Les ciments isopaques marins et les pellets se distinguent à peine. Ils présentent la même teinte, ce qui tendrait à indiquer un chimisme identique. La porosité résiduelle est comblée par une « blocky sparite » lumineuse. f) Perforation à remplissage microsparitique (micrite recristallisée ?). De petites vacuoles à remplissage sparitique sont observables. Le terrier recoupe un oolithe (cercle blanc), confirmant le caractère de perforation. g) Perforation à remplissage micritique montrant de nombreuses vacuoles et, à droite, un petit diverticule formé par un pélecypode (possible organisme à l’origine de la perforation).

3.3.4. Hardgrounds subtidaux en environnement profond de faible énergie

Ces surfaces se développent sur les faciès circalittoraux profonds (PE2, PE3, PE4). Elles se caractérisent par une absence de perforations et des minéralisations en fer et en manganèse importantes (*Figures 4.9a, 4.9b, 4.9e et 4.9f*), la présence de manganèse ayant été déterminée par Mélas (1982). Ces minéralisations sont associées à des accumulations de petits grains de quartz (0,2 mm en moyenne ; *Figures 4.9c, 4.9g*). Ce type de surface présente de plus une morphologie bosselée, irrégulière (*Figures 4.9a, 4.9b, 4.9e et 4.9f*).

La minéralisation des surfaces durcies est fréquemment considérée comme un phénomène relativement tardif (Purser, 1975). Cependant, Mattei & Coudray (1979) indiquent, pour certaines croûtes ferrugineuses du Bassin des Causses, que la minéralisation sulfurée (pyrite), liée à des horizons de condensation sédimentaire, est un processus synsédimentaire. Seule l'oxydation serait tardive. On notera par ailleurs l'absence totale de minéraux phosphatés ou de glauconie sur ces surfaces. La précipitation de phosphate est généralement considérée comme caractéristique d'environnements anoxiques (Jarvis, 1992), ce qui pourrait expliquer l'absence de ces minéraux. De plus, selon Krajewski (1984), la matière organique pourrait protéger les carbonates d'un remplacement par des phosphates.

La texture wackestone de ces faciès rend difficile l'étude de la diagenèse. De plus, l'absence de perforation ne permet pas de déterminer sûrement la consistance du substrat (hardground, firmground?). L'absence de bioturbation et les minéralisations importantes tendraient néanmoins à indiquer des hardgrounds. En effet, pour Pascal & al. (1992), les minéralisations traduisent un substrat induré, nécessaire à leur développement. Par ailleurs, la présence de nombreuses entroques au niveau de ces surfaces (*Figure 4.9c*) tendrait à témoigner de l'implantation de crinoïdes, donc d'un substrat induré. Enfin, l'absence de structure diagénétique précoce de domaine vadose indique que ces faciès n'ont pas subi d'émersion.

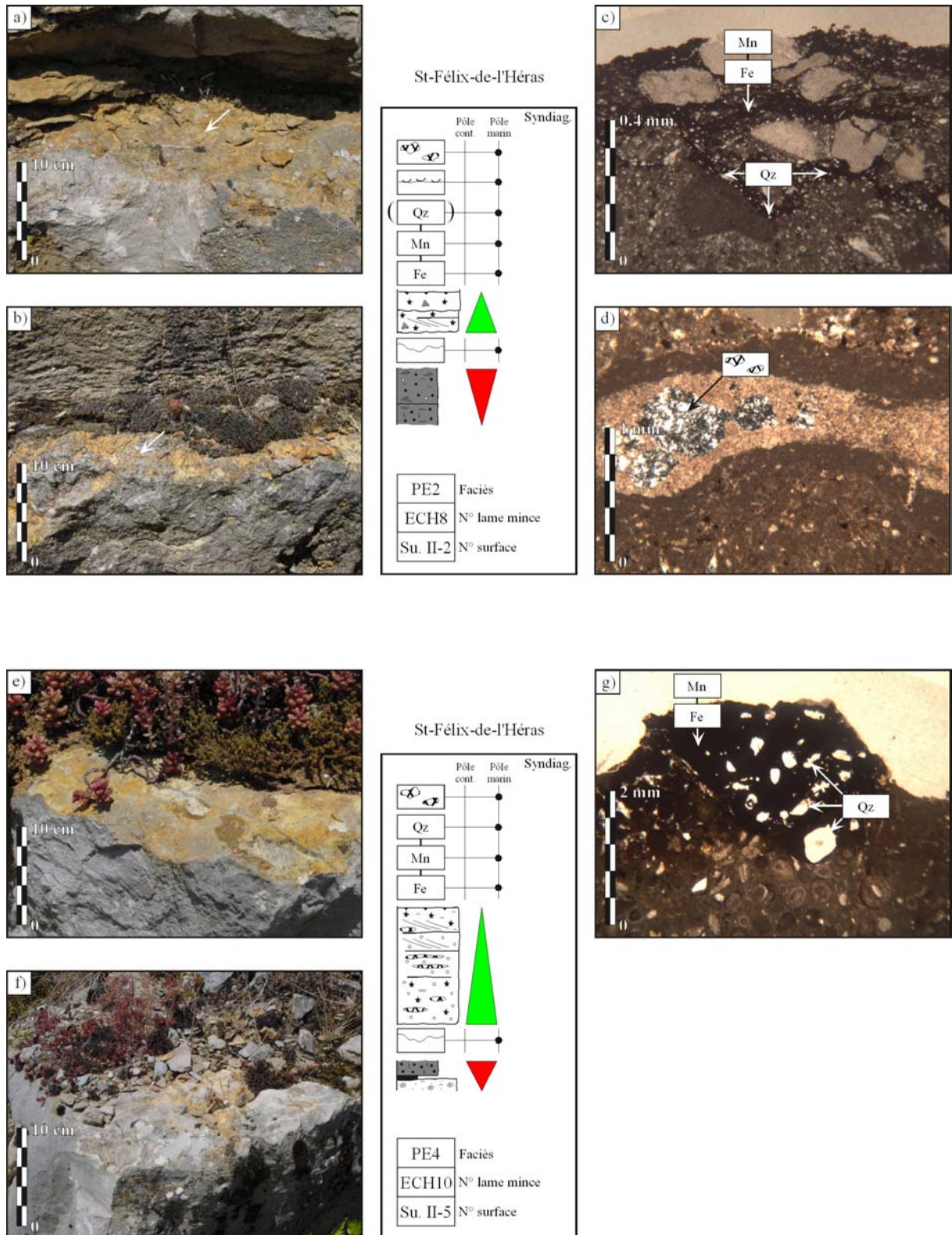


Figure 4.9 : Hardgrounds profonds. a) et b) La discontinuité à l’affleurement. c) Minéralisation en fer et accumulation de grains de quartz. Accumulation de nombreuses entroques. d) Silicification se développant au sein d’une coquille de lamellibranche. e) et f) La discontinuité à l’affleurement. g) Minéralisation en fer et accumulation de grains de quartz.

3.4. SURFACES D'EMERSION

3.4.1. Surfaces « d'émersion proche »

Nous avons considéré que la mise en place du faciès T2 à *bird's eyes* marquait un épisode proche de l'émersion, voire émerisif (zone intertidale haute à supratidale). Ceci semble confirmé par la mise en place quasi systématique de ciment drusique tapissant la paroi des vacuoles, typique de zones vadoses (*Figure 4.10a*). Les *bird's eyes* sont généralement associés à de petits terriers ouverts (*Figure 4.10b*).

3.4.2. Surfaces d'émersion prolongée

Les surfaces d'émersion sont nombreuses dans la série sinémurienne du Seuil Caussenard. Elles correspondent à la mise en place des faciès supratidaux (polygones de dessiccation, *Figures 4.10c et 4.10d* ; brèches à galets plats) et de faciès d'altération subaérienne (paléokarsts, *Figure 4.10g* ; paléosols, *Figures 4.10e et 4.10f*), décrits en détail au *Chapitre 3 (fiches faciès T1, T3a, A1 et A2)*.

3.4.3. Hardgrounds intertidaux à supratidaux

Ces surfaces se développent sur les faciès de tempête situés dans la lagune (faciès ST1 et ST2). Ce type de surface montre une absence de bioturbation et de bioérosion, une morphologie plane et des minéralisations en fer très peu développées (*Figures 4.11a et 4.11b*). Les silicifications sont fréquentes (*Figure 4.11g*). La caractéristique majeure est une dolomitisation intense du faciès sous-jacent où ne subsistent que des fantômes de lithoclastes, bioclastes ou oolithes (*Figures 4.11c, 4.11e et 4.11f*). Les cristaux de dolomite sont de petite taille (0.1 mm en moyenne), souvent zonés, et peuvent parfois montrer des processus de dédolomitisation (*Figure 4.11d*).

Ces phénomènes de dolomitisation et dédolomitisation uniquement rencontrés au niveau de ces discontinuités tendraient à indiquer une diagenèse précoce en domaine vadosé, par ailleurs confirmée par des dissolutions moldiques (*Figure 4.11h*) et la formation d'un ciment drusique dans les cavités de dissolution. Les silicifications observées ne présentent pas de nucleus riches en organismes et ne sont pas moulées par la stratification. On peut supposer une origine liée à des circulations de fluides. Il est en revanche impossible de leur attribuer avec certitude un caractère précoce.

On peut donc supposer que ces faciès se mettent en place à faible profondeur, dans la zone subtidale haute à intertidale, étant associés à des faciès de lagune peu profonde et de replat de marée. L'absence de phénomène diagénétique précoce en domaine marin pourrait laisser supposer que ces faciès sont en domaine vadosé. Ils subissent alors des processus diagénétique précoce : dolomitisation conduisant à l'acquisition d'une certaine cimentation, dissolution moldique... L'origine de la dolomitisation pourrait être multiple. Dans le contexte peu humide (voire aride à certaine période), des phénomènes de sursalure peuvent se manifester dans ces environnements très internes et permettre la précipitation de dolomie par sursaturation. Une seconde hypothèse pourrait être une origine par mélange eau douce – eau salée après une période pluvieuse par exemple (Badiozamani, 1973).

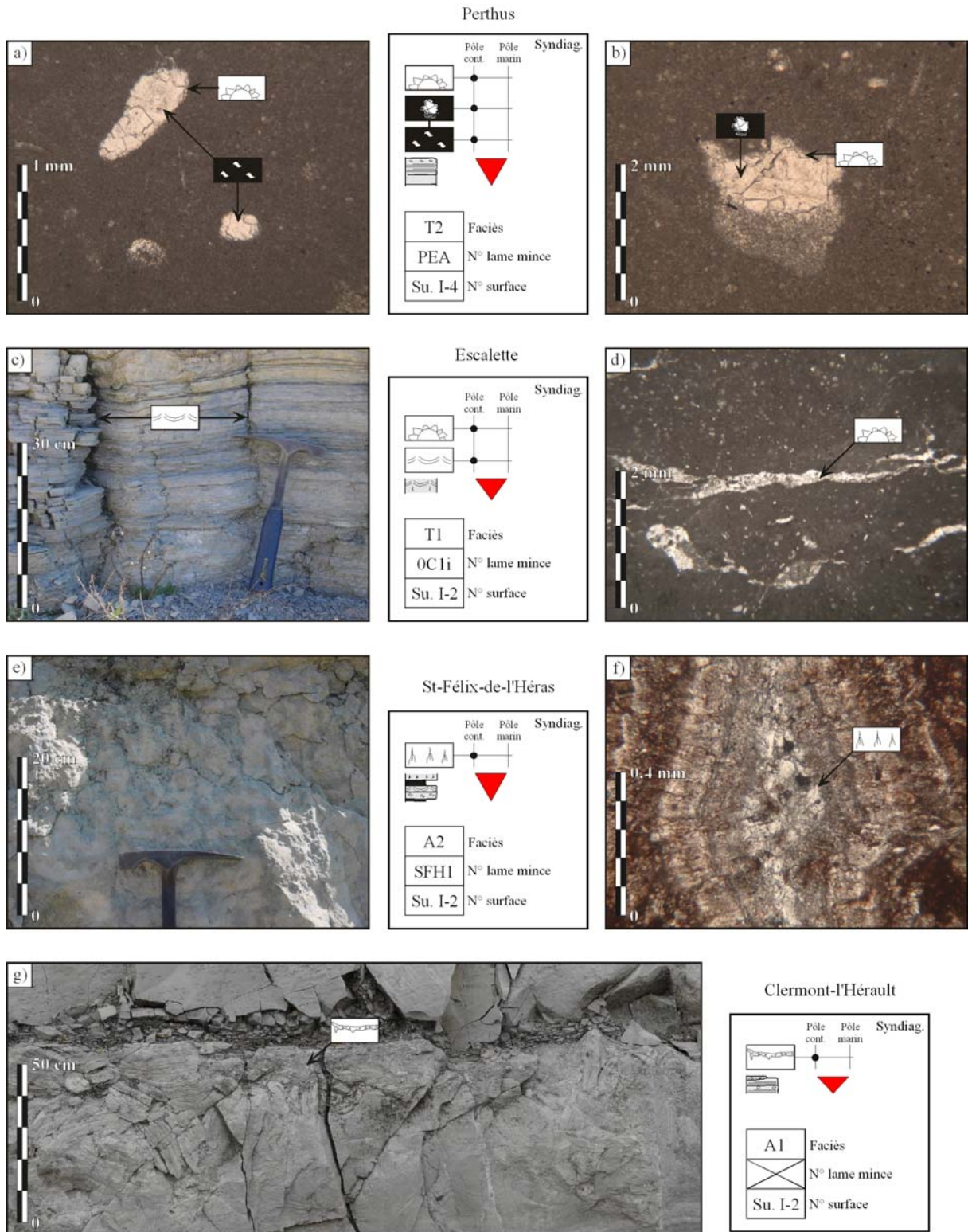


Figure 4.10 : Surfaces d'émergence. a) *Bird's eyes* tapissés par un ciment drusique. La porosité résiduelle est comblée par une « blocky sparite ». b) Terrier ouvert montrant à sa base un silt interne recristallisé. La cavité supérieure est tapissée par un ciment drusique et comblée par une « blocky sparite ». c) Fentes de dessiccation (délimitant les polygones). d) Micro-fente horizontale attribuée à de la dessiccation dans une dolomicrite. e) Paléosol à l'affleurement. f) Trace de racine. Les concrétions périphériques montrent différents stades de cristallisation. Le cœur semble rempli par une « blocky sparite ». g) Petites poches karstiques.

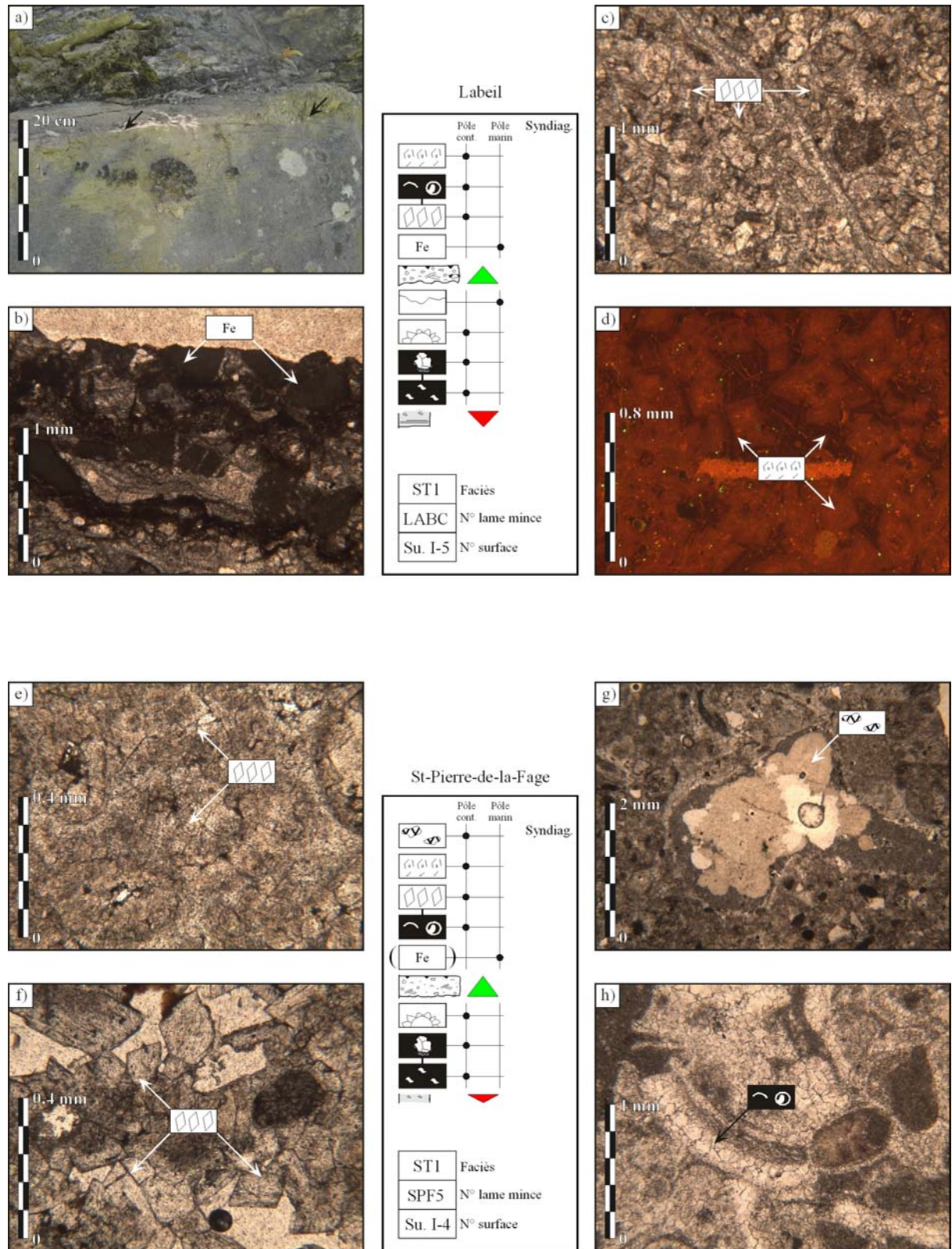


Figure 4.11 : Hardgrounds inter- à supratidaux. a) La discontinuité à l’affleurement. b) Minéralisation en fer. c) Dolomitisation du faciès, masquant les structures antérieures. d) Image en cathodoluminescence de ce faciès. Les cristaux rhomboédriques montre une luminescence terne semblable à celle de la calcite. Ils ont donc été interprétés comme des cristaux de dédolomite. e) et f) Dolomitisation (et possible dédolomitisation) du faciès de tempête. g) Petit orbicule siliceux. Ces silicifications ne se développent pas à partir de bioclastes (origine tardive ?). h) Dissolution moldique, masquée par la dolomitisation.

3.5. SURFACES D'ÉROSION SOUS-MARINE

Il s'agit de surfaces à morphologie ondulée (*Figure 4.12*) généralement surmontée par un petit dépôt de remaniement constitué de lithoclastes érodés au substrat sous-jacent. Ces surfaces se rencontrent fréquemment à la base des dunes hydrauliques, ou à la base des faciès chenalissant. Les surfaces d'érosion affectent généralement des faciès micritique et il est difficile de déterminer une quelconque lithification précoce.

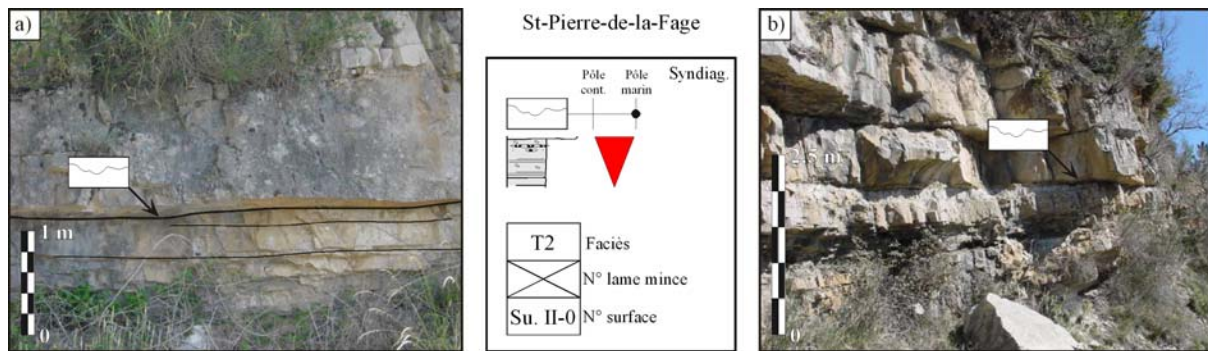


Figure 4.12 : Surface d'érosion sous-marine. a) et b) La discontinuité à l'affleurement.

3.6. SURFACES « COMPOSITES »

Il est difficile de faire une catégorie bien définie pour ces surfaces qui cumulent de nombreuses phases diagénétiques : des indices d'émersion (*bird's eyes*, dissolution karstique) ; plusieurs phases de réinondation et de condensation... Chacune d'entre elles enregistre une histoire différente qu'il est nécessaire de détailler pour en comprendre la teneur. L'étude de ces surfaces va être présentée dans ce paragraphe.

3.6.1. La surface I-2 sur la coupe de Clermont-l'Hérault

Description

Cette discontinuité est une surface plane au sommet de mudstones dolomitiques de replat de marée (faciès T5). Elle est surmontée par un faciès grossier de packstone à lithoclastes et bioclastes (faciès SH2). De nombreux terriers monotypiques, attribués à l'ichnogenre *Thalassinoides*, sont visibles au niveau de la surface. Enfin, la surface présente un enduit d'oxydes de fer peu développé, ne pénétrant quasiment pas sous la surface (*Figures 4.13a, 4.13b et 4.13c*).

Les premiers centimètres sous la surface montrent des *bird's eyes* inframillimétriques à millimétriques à remplissage sparitique (Elf-Aquitaine, 1975 ; Shinn, 1983). Seule une génération de ciment est observée, sous la forme d'une « blocky sparite », formée de gros cristaux de calcite (*Figure 4.13d*). Ces vacuoles sont accompagnées par des poches centimétriques, aux contours nets mais irréguliers. Elles sont remplies par une micrite brune associée à des intraclastes dolomitiques, millimétriques, anguleux à subanguleux (*Figure 4.13e*). Dans de nombreux cas, ces poches constituent des figures géopètes, présentant un remplissage sparitique mis en place sur la micrite (*Figure 4.13f*). Les nombreux lithoclastes et la micrite observée tendent à indiquer une origine *in situ*, qui pourrait traduire des phénomènes de dissolution karstique à l'origine de la formation des poches. *Bird's eyes* et

poches de dissolution sont entourés par un halo sombre qui semble constitué d'oxy-hydroxydes de fer. Il est difficile de statuer sur l'origine de ces structures. Sont-elles synsédimentaires ou totalement postérieures et liées à la circulation de fluides ?

Le remplissage des terriers est constitué de sparite, associé à quelques grains de quartz anguleux (*Figure 4.13g*). Les cristaux de sparite sont de petites tailles, riches en inclusions d'oxy-hydroxydes de fer et leur pourtour est peu altéré. Ces cristaux sont identiques à ceux constituant les remplissages sparitiques des micro-poches karstiques.

Interprétation

Cette discontinuité se met en place au sommet d'une séquence régressive formée de faciès dolomitiques de replat de marée, témoignant d'une diminution de la bathymétrie, associée à une période de chute du niveau marin relatif. La présence de *bird's eyes* et de micro-poches de dissolution karstiques traduirait alors une phase émerasive, concluant cette phase de chute.

L'implantation des *Thalassinoides*, terriers d'organismes suspensivores, témoignerait d'une certaine cohésion du substrat que l'on peut alors qualifier de firmground. Ils sont associés à la mise en place d'un enduit de matière organique peu étendu qui, par l'activité de bactéries sulfato-réductrices, serait dégradé et permettrait la formation de sulfures métalliques tels que la pyrite (Pomoni-Papaioannou, 1994 ; Negrutsa & al., 2000). Ce dernier point, associé à la consolidation partielle du sédiment et à la mise en place de bioturbations, indiquerait une période de condensation sédimentaire. Une telle condensation serait liée à une phase d'inondation maximale.

Le remplissage sparitique dans lequel sont rencontrés de rares grains détritiques, se serait formé lors d'une troisième phase d'évolution de la surface. La petite taille des cristaux et leurs nombreuses inclusions (silts, oxydes), tendent à indiquer selon Wilson (1975) ou Krebs (1990) une diagenèse précoce d'origine marine et non continentale. Cette tendance diagénétique et la sédimentation très réduite pourraient indiquer une période de haut niveau marin relatif suivant l'inondation maximale. On peut noter que le même ciment vient combler la porosité encore libre dans les micro-poches karstiques. Après cet arrêt de sédimentation, on observe la mise en place d'un faciès SH2 qui vient recouvrir la surface, correspondant à la reprise de la sédimentation.

Au niveau de cette discontinuité, s'expriment donc les phases d'émersion, d'inondation et d'inondation maximale.

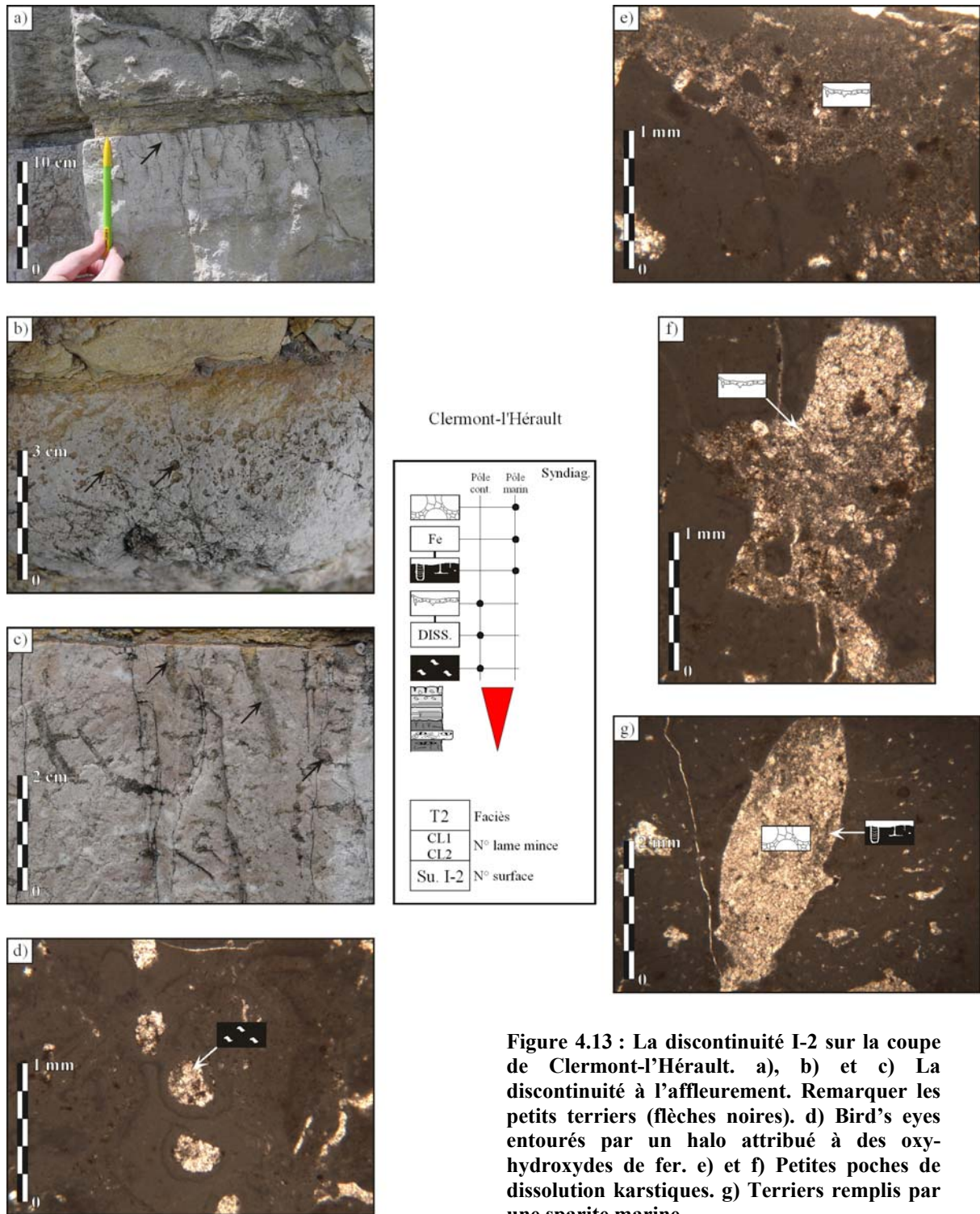


Figure 4.13 : La discontinuité I-2 sur la coupe de Clermont-l'Hérault. a), b) et c) La discontinuité à l'affleurement. Remarquer les petits terriers (flèches noires). d) Bird's eyes entourés par un halo attribué à des oxyhydroxydes de fer. e) et f) Petites poches de dissolution karstiques. g) Terriers remplis par une sparite marine.

3.6.2. Les surfaces I-3 et I-4 à Clermont-l'Hérault (Figure 4.14), I-4 à l'Escalette (Figure 4.15) et I-5 à St-Affrique

Description

Il s'agit de trois surfaces assez similaires, à morphologies globalement planes mais irrégulières (cupules d'érosion), se mettant en place sur des faciès dolomitiques de replats de marée. Elles sont toutes trois surmontées par un petit niveau décimétrique, détritique, composé d'une micrite associée à de petits intraclastes dolomitiques et des grains de quartz anguleux, de 0,1 mm de diamètre moyen (Figures 4.14a, 4.15a et 4.15b). Au dessus, se mettent en place des faciès dolomitiques de replats de marée.

De nombreux terriers monotypiques à tube unique de diamètre centimétrique et de longueur pluricentimétrique, attribués à l'ichnogène *Thalassinoides* sont visibles au niveau de la surface. Ils y sont alors associés à un second type de terriers, plus rares, de 3 à 4 cm de long pour 2 cm de large, en forme de U, attribué à *Diplocraterion* (Bromley, 1990) (Figures 4.14a, 4.14b, 4.15a et 4.15b). Les terriers sont remplis par le matériel détritique qui vient sceller la surface (micrite à intraclastes et quartz ; Figures 4.14d, 4.14e, 4.15d et 4.15e). Ces surfaces sont le plus souvent dénuées d'enduit métallique.

Les premiers centimètres sous la surface montrent en association des *bird's eyes* millimétriques à remplissage sparitique (une seule génération de remplissage, constituée de gros cristaux de calcite comblant la vacuole ; Figure 4.14c) et terriers ouverts, caractéristiques de sédiments partiellement indurés (Purser & Lobreau, 1972 ; Mélas, 1982) (Figure 4.15c).

Interprétation

Ces discontinuités se mettent en place au sommet de « shallowing-up sequences » montrant une succession de faciès dolomitiques de replat de marée témoignant d'une chute progressive de la bathymétrie. La présence de *bird's eyes* et la mise en place des terriers ouverts indiquant un sédiment gorgé d'eau (Purser & Lobreau, 1972) attesteraient d'une faible tranche d'eau permanente. La mise en place de ces faciès régressifs serait alors associée à une période de chute et de bas niveau marin relatif, sans émergence (Marza, 1995 ; D'argenio & al., 1999 ; Bosence & al., 2000).

Postérieurement, l'implantation des *Thalassinoides* et *Diplocraterion* tendrait à indiquer un substrat de type firmground. La mise en place de ces terriers témoigne de la réinondation du système. Il est difficile de déterminer s'ils indiquent l'inondation maximale ou s'ils se sont mis en place dès le début de la transgression. L'absence de minéralisation, généralement associée aux terriers durant l'inondation maximale irait dans le sens de la deuxième hypothèse. Il s'agirait alors d'une condensation de transgression (Savrda & al., 2001). L'arrêt de sédimentation serait de courte durée, ce qui semble confirmé par l'absence de remplissage sparitique dans les terriers. Le retour de la sédimentation se traduit par un petit lag détritique qui vient combler les terriers restés vides.

A l'instar de la discontinuité précédente, ces surfaces enregistrent la phase de bas niveau et la phase transgressive de l'unité génétique. Elles peuvent donc être considérées comme des limites de séquence au sens Vail & al. (1991) et des surfaces d'inondation. La phase d'inondation maximale est difficile à mettre en évidence.

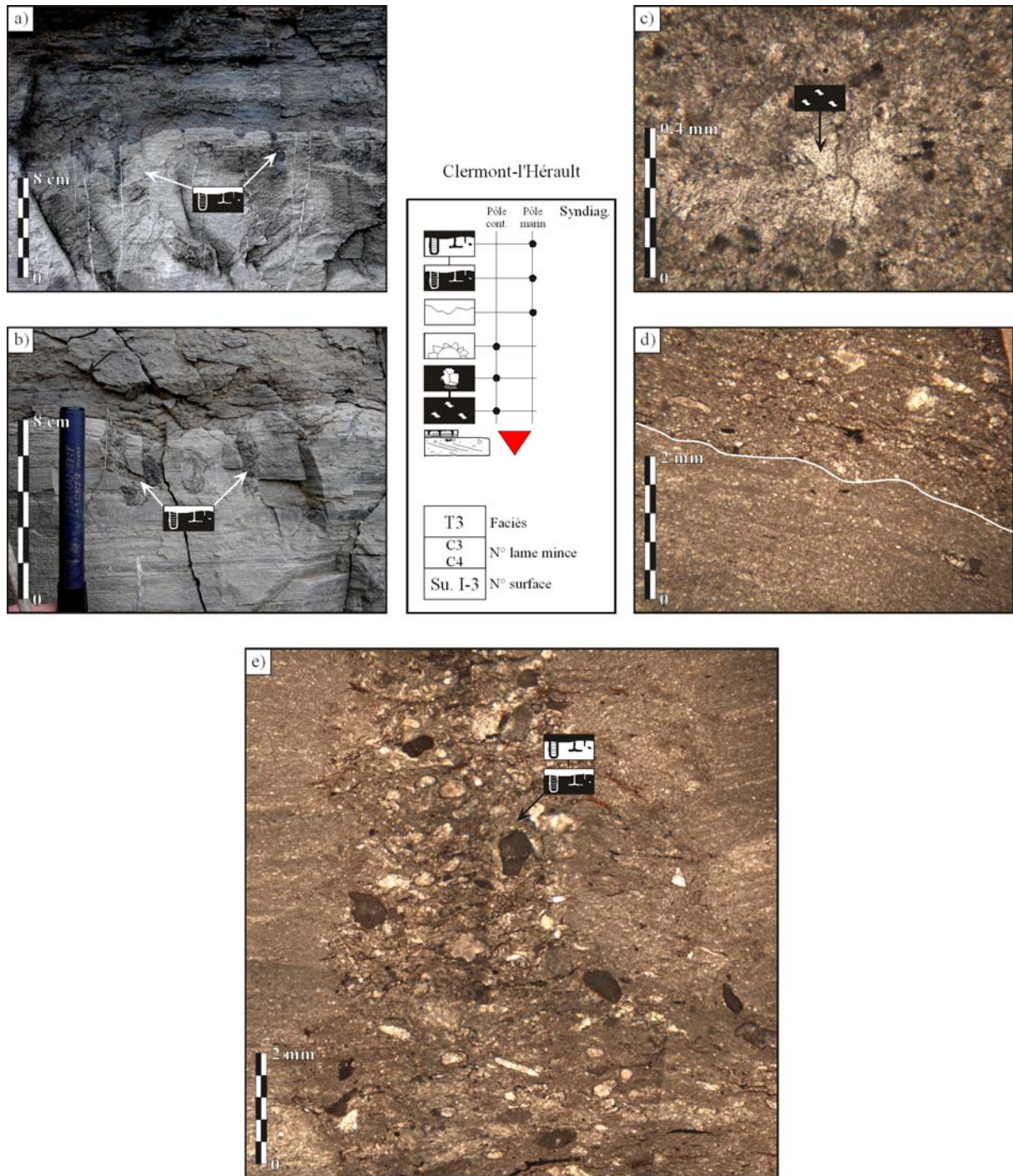


Figure 4.14 : La discontinuité I-3 sur la coupe de Clermont-l'Hérault. a) et b) La discontinuité à l'affleurement. Terriers de *Thalassinoides* et *Diplocraterion*. c) Possible bird's eyes. d) Surface surmontée par un niveau grossier détritique (lithoclastes, quartz). e) Terrier et remplissage par le même matériel détritique.

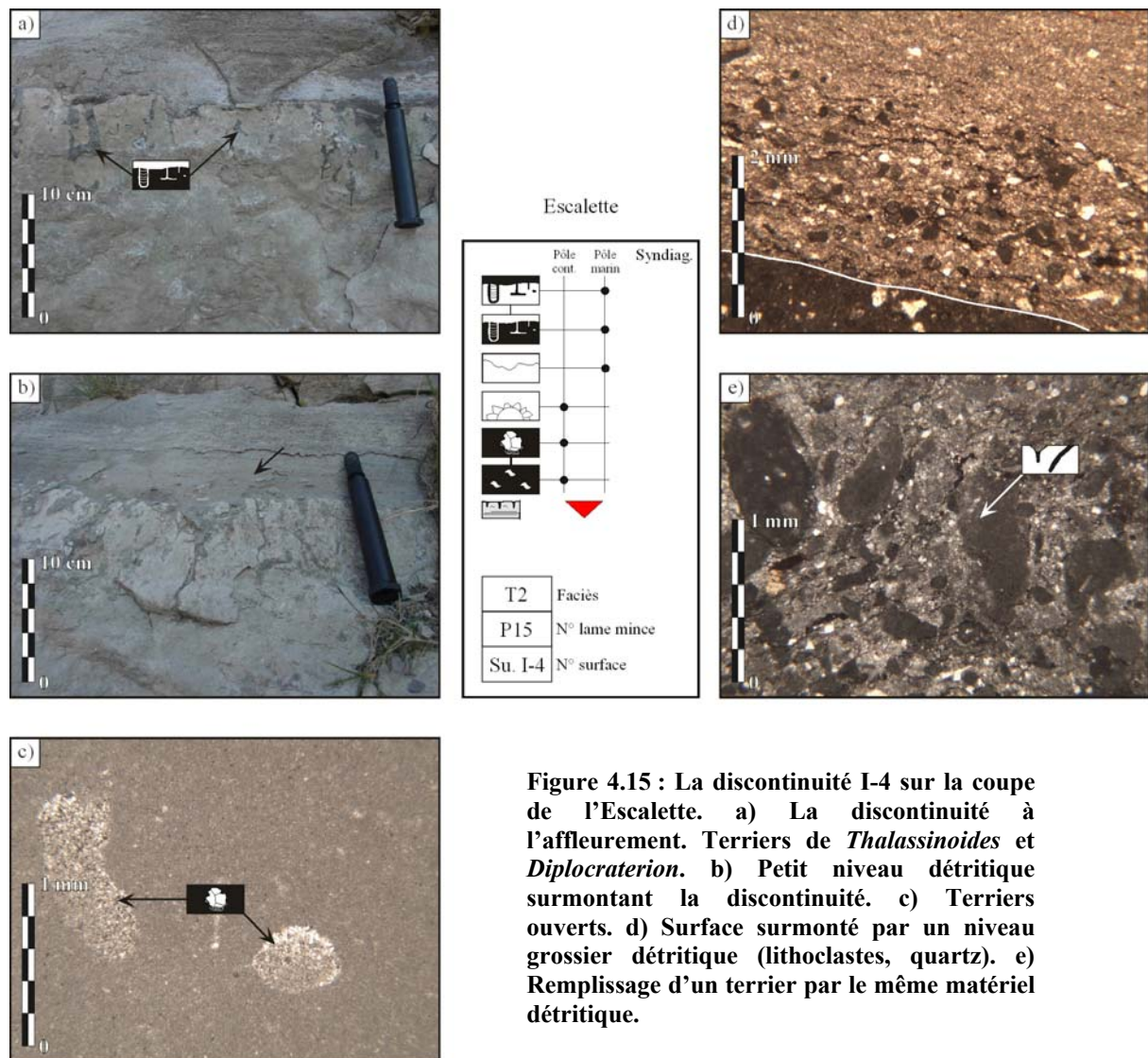


Figure 4.15 : La discontinuité I-4 sur la coupe de l'Escalette. a) La discontinuité à l'affleurement. Terriers de *Thalassinoides* et *Diplocraterion*. b) Petit niveau détritique surmontant la discontinuité. c) Terriers ouverts. d) Surface surmonté par un niveau grossier détritique (lithoclastes, quartz). e) Remplissage d'un terrier par le même matériel détritique.

3.6.3. La surface I.5 sur la coupe de l'Escalette

L'étude de cette discontinuité fait l'objet d'une publication au *Bulletin de la Société Géologique de France*, acceptée le 03/09/2004.

Description

Cette discontinuité est implantée dans le bas de la série sinémurienne. C'est une surface ondulée au sommet de mudstones dolomitiques de replat de marée (faciès T5). Elle est surmontée par des calcaires argileux bleutés de lagune (faciès L1 ; *Figure 4.16a*). Cette surface présente de petits monticules de boue carbonatée (faciès L5), très localisés, de forme arrondie, d'une dizaine de centimètres de haut pour une trentaine de centimètres de diamètre, riches en lamellibranches de taille centimétrique (*Figure 4.17a*). Ils sont formés de polypiers (*Figure 4.17d*) et de nombreux lamellibranches à tests épais, à structure fibreuse (ostréidés et pectenidés ; *Figures 4.17e et 4.17f*) piégeant une micrite claire contenant quelques spicules de spongiaires (*Figure 4.17c*). De nombreux terriers attribués à l'ichnogenre *Thalassinoides* (Gérard, 2004 ; Comm. Pers.) sont visibles au sein des monticules boueux (*Figure 4.17b*), mais également au niveau de la surface (*Figure 4.16d et 4.16e*). Ils y sont alors associés à un second type de terriers, attribué à *Diplocraterion* (*Figure 4.16f*). Enfin, la surface porte un enduit d'oxydes de fer qui se prolonge le long des parois des terriers sur environ un centimètre de hauteur (*Figure 4.16e*).

Les deux premiers centimètres sous la surface montrent des *bird's eyes* inframillimétriques à millimétriques ovoïdes aux contours irréguliers, à remplissage sparitique (*Figure 4.16b*). Ils montrent deux générations de remplissages. La première génération de calcite est un ciment drusique en petits cristaux plus ou moins abondants sur la paroi des vacuoles. Une seconde génération est formée de gros cristaux de calcite comblant la vacuole (blocky cement). Sous ces deux premiers centimètres, d'autres vacuoles irrégulières montrant un remplissage silteux ont été interprétés comme des terriers ouverts (*Figure 4.16c*), caractéristiques de sédiments partiellement indurés (Purser & Lobreau, 1972 ; Mélas, 1982).

Au niveau de la discontinuité, les terriers de type *Thalassinoides* et *Diplocraterion* s'accompagnent de phénomènes d'oxydation centrifuge, se traduisant par une auréole sombre de granules (amas de cristaux) d'oxydes de fer s'atténuant vers le bas (*Figure 4.18b et 4.18d*). Leur remplissage est constitué de sparite, associé à quelques grains de quartz anguleux. Les cristaux de sparite sont de petites tailles, riches en inclusions d'oxy-hydroxydes de fer. Les remplissages présentent une évolution verticale marquée : en haut des terriers, les cristaux se caractérisent par un pourtour irrégulier corrodé et recouvert d'oxyde de fer ; le réseau de cristaux originel n'est plus observable (plus de joints cristallins) ce qui confère au remplissage un aspect altéré (*Figure 4.18a*). Certains cristaux rhomboédriques, présentant une zonation ténue, pourraient correspondre à des cristaux de « dédolomite » (Arenas & al., 1999 ; Nader & al., 2003). En bas des terriers, les cristaux imbriqués les uns dans les autres ne présentent pas de pourtour altéré (*Figure 4.18c*). Quelques tests entiers de lamellibranches, fins, de 1 à 3 cm de long en moyenne, à structure fibreuse (possibles pectenidés, *Figure 4.18g*) associés à quelques entroques (*Figure 4.18f*) sont également visibles au sein des remplissages sparitiques. Les observations en cathodoluminescence réalisées sur ces remplissages mettent en évidence les altérations qui présentent une luminescence jaune orangé vive, probablement due à une concentration du manganèse par circulation des fluides. Par ailleurs, les cristaux des remplissages présentent une luminescence orange très terne, assez similaire au ciment d'origine marine (*Figure 4.18e*).

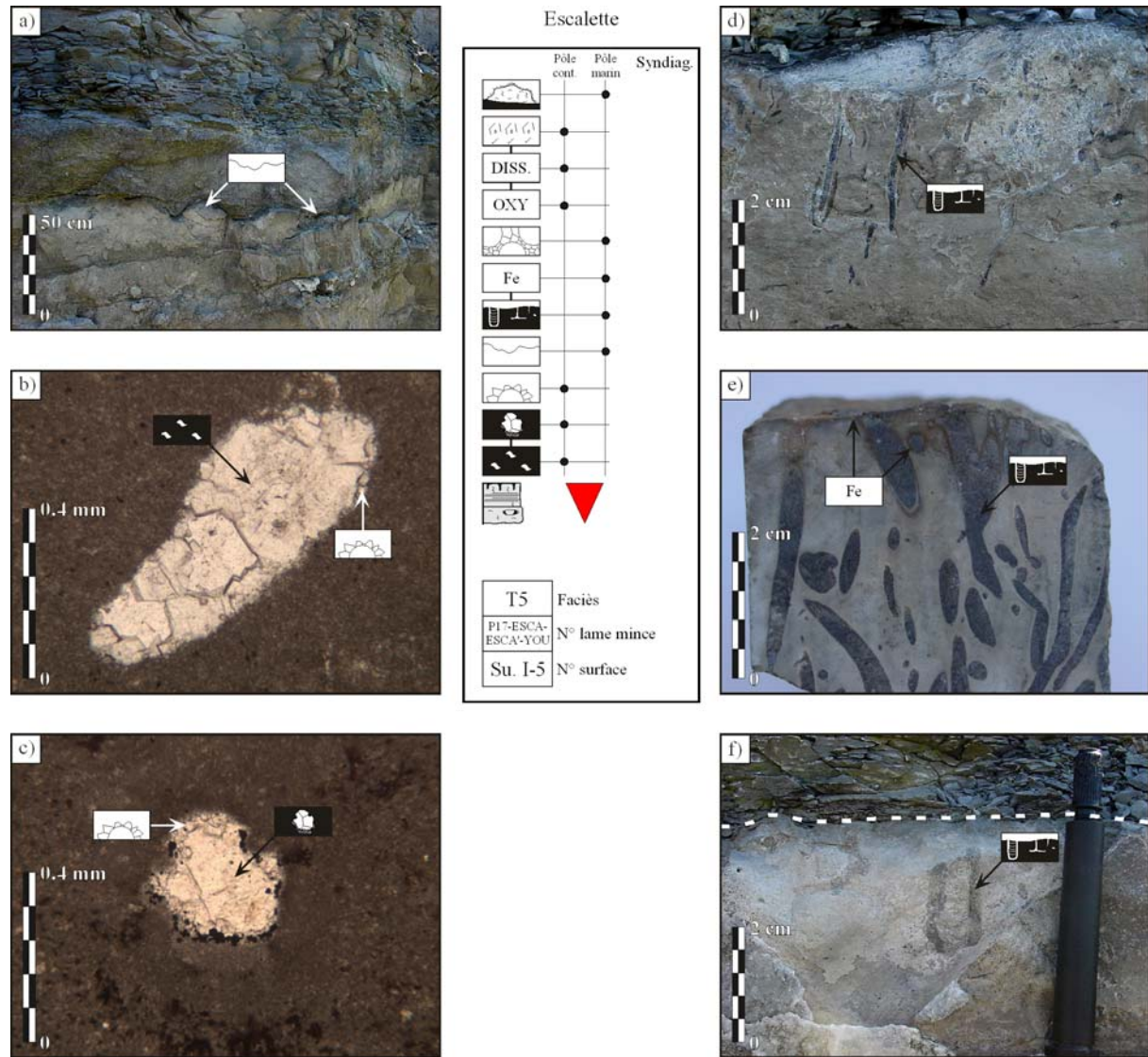


Figure 4.16 : La discontinuité I-5 sur la coupe de l'Escalette. a) Morphologie ondulée de la surface de discontinuité étudiée, entre les dépôts dolomitiques de replat de marée et les calcaires argileux lagunaires. b) *Bird's eye* rempli par deux générations de sparite : une sparite drusique tapissant les parois de la vacuoles et une sparite de blocage en mosaïque. c) Terrier ouvert rempli par un silt interne à la base, une sparite drusique tapissant les parois de la vacuole et une sparite de blocage en mosaïque. d) Terriers de type *Thalassinoides* (photographie de terrain). e) Terriers de type *Thalassinoides* avec oxydation centrifuge autour de ceux-ci et sur la surface (section polie). f) Terriers de type *Diplocraterion*.

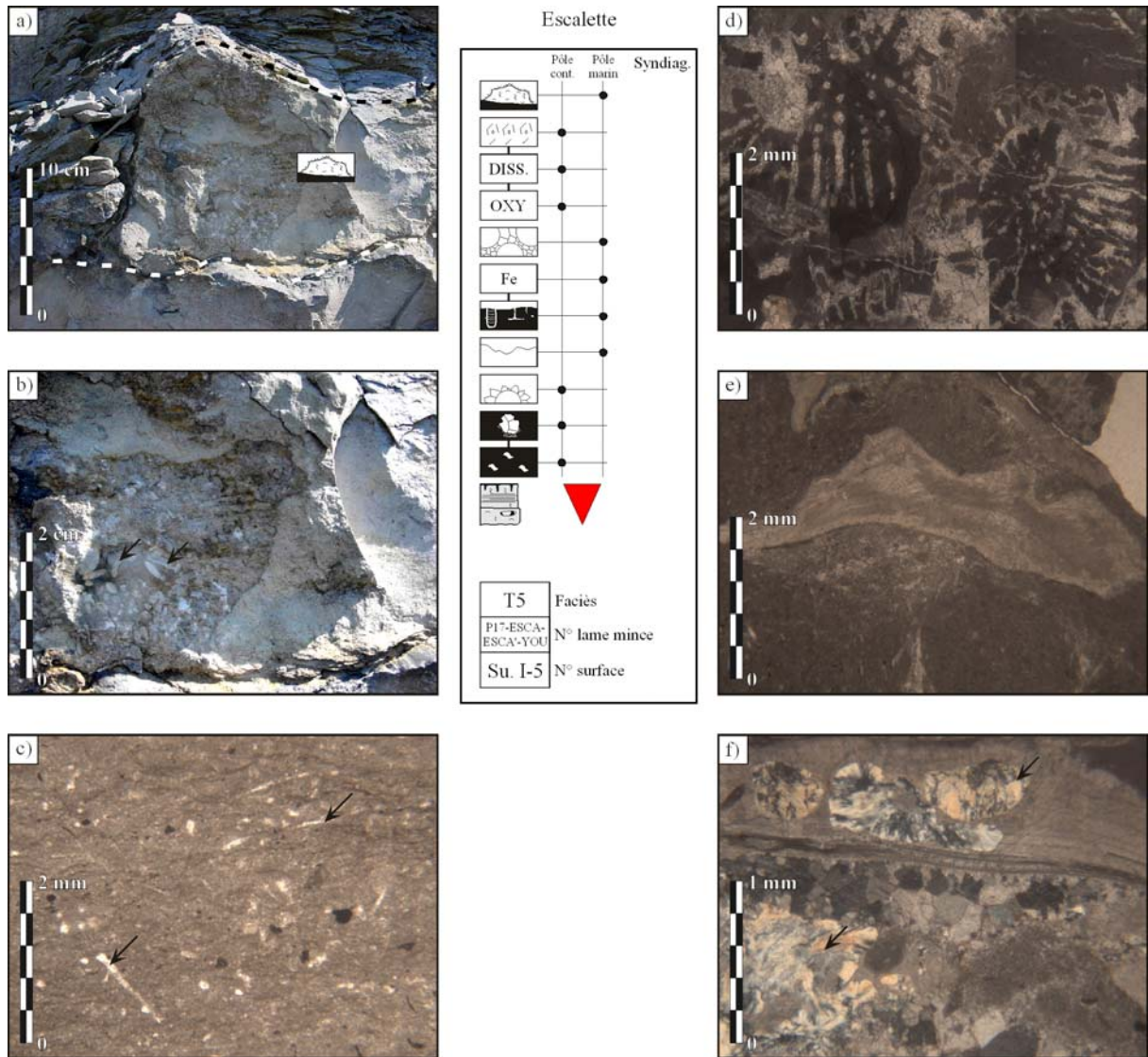


Figure 4.17 : La discontinuité I-5 sur la coupe de l'Escalette. a) Mud-mound à lamellibranches (limite supérieure en tireté noir) mis en place sur la discontinuité (tireté blanc). b) Terriers de type *Thalassinoides* (flèches noires) dans le bioherme. c) Micrite à spicules constituant le faciès central des monticules boueux. d) Polypiers se développant sur la bordure des monticules boueux. e) Lamellibranche à test épais et structure fibreuse se développant sur la bordure des monticules boueux. f) Concrétions siliceuses millimétriques se développant au sein des tests de lamellibranches.

Page suivante : Figure 4.18 : La discontinuité I-5 sur la coupe de l'Escalette. a) Ciment sparitique dans la partie supérieure d'un terrier (*Thalassinoides*) : cristaux altérés et remaniés. Possible cristal de dédolomite. b) Accumulation centrifuge d'oxy-hydroxydes de fer sur les parois des terriers. c) Ciment sparitique dans la partie inférieure d'un terrier (*Thalassinoides*) : cristaux de sparite moins altérés et peu ou pas remaniés. d) Terrier attribué à *Thalassinoides*. e) Image en cathodoluminescence d'un remplissage sparitique de terrier. f) Fragments de crinoïdes (flèches noires) au sein d'un remplissage de *Thalassinoides*. g) Lamellibranche entier (flèche noire) et bioclastes au sein d'un remplissage de *Thalassinoides*.

Interprétation

La discontinuité étudiée se met en place au sommet de faciès dolomitiques de replat de marée. La présence des *bird's eyes* tend classiquement à indiquer une zone intertidale basse à subtidale peu profonde, soumise au balancement des marées (Shinn, 1983 ; Tucker & Wright, 1992). Cependant, l'absence des critères habituels connus régionalement dans l'environnement tidal (flasers, laminations cryptalgaires ; Arrondeau, 1982 ; Mélas, 1982) et la mise en place des terriers ouverts indiquant un sédiment gorgé d'eau (Purser & Lobreau, 1972) attesteraient plutôt d'une faible tranche d'eau permanente. La mise en place de ces faciès régressifs serait alors associée à une période de chute du niveau marin relatif (Marza, 1995 ; d'Argenio & al., 1999 ; Bosence & al., 2000). La formation du ciment drusique au sein des *bird's eyes* et des terriers ouverts indiquerait une phase diagénétique précoce en domaine supratidal (Mélas, 1982 ; Purser, 1980b) associée au bas niveau marin relatif (*Figure 4.19a*).

L'irrégularité de cette surface peut être interprétée de différentes manières : elle peut traduire une érosion subaérienne, résulter de phénomènes érosifs sous-marins précédant ou accompagnant la mise en place des terriers, ou encore traduire une bioturbation intense affectant le fond du replat intertidal. La rareté voire l'absence de fossiles et de bioturbations dans les faciès dolomitiques de la série tendrait à infirmer cette dernière hypothèse. D'autre part, les terriers sont présents sur toute la surface, y compris dans les irrégularités dues à l'érosion dont ils suivent les contours. L'érosion qui n'affecte pas les terriers, est donc antérieure à leur mise en place et peut être interprétée comme résultant d'un ravinement lié à une inondation ou transgression (*Figure 4.19b*). Les nombreuses phases de formation de la surface qui ont suivi (non-dépôt, condensation, émergence), pourraient expliquer l'absence de dépôts remaniés. La morphologie particulière de la surface pourrait être expliquée par de petites incisions canalisées qui éroderaient la surface (Bayer & al., 1985 ; Cheel & Middleton, 1993).

L'implantation des *Thalassinoides* et *Diplocraterion*, terriers d'organismes suspensivores, témoignerait d'une certaine cohésion du substrat que l'on peut alors qualifier de firmground. Ces bioturbations sont associées à la mise en place d'un enduit de matière organique qui, par l'activité de bactéries sulfato-réductrices, serait dégradé et permettrait la formation de sulfures métalliques tels que la pyrite (Pomoni-Papaioannou, 1994 ; Negruța & al., 2000). Ce dernier point, associé à la consolidation partielle du sédiment et à la mise en place de différentes générations de bioturbations, indiquerait une période de condensation sédimentaire. Une telle condensation serait liée à une phase d'inondation maximale (*Figure 4.19b*). La mise en place des *Thalassinoides* et *Diplocraterion* traduirait une profondeur de zone intertidale basse à subtidale (Frey & al., 1990 ; Taylor & Goldring, 1996).

Le remplissage sparitique dans lequel sont rencontrés de rares grains détritiques, des lamellibranches et des entroques, se serait formé lors d'une troisième phase d'évolution de la surface (*Figure 4.19c*). La petite taille des cristaux et leurs nombreuses inclusions (silts, oxydes), tendent à indiquer selon Wilson (1975) ou Krebs (1990) une diagenèse précoce d'origine marine et non continentale. Cette hypothèse semble confirmée par la présence des faunes marines (lamellibranches) retrouvées au sein même du remplissage sparitique et par la cathodoluminescence qui indiquerait un ciment marin. Cette dominance d'évolution diagénétique alors que la sédimentation est très réduite pourrait correspondre au haut niveau marin relatif suivant l'inondation maximale.

L'oxydation des terriers et de la surface, est interprétée comme liée à une émergence. Cette oxydation se serait produite *per descensum* de manière préférentielle au voisinage des terriers qui ont pu jouer le rôle de drains (micro-aquifère) pour la circulation de fluides oxydants. Ils provoqueraient la néoformation d'oxy-hydroxydes de fer à partir des sulfures

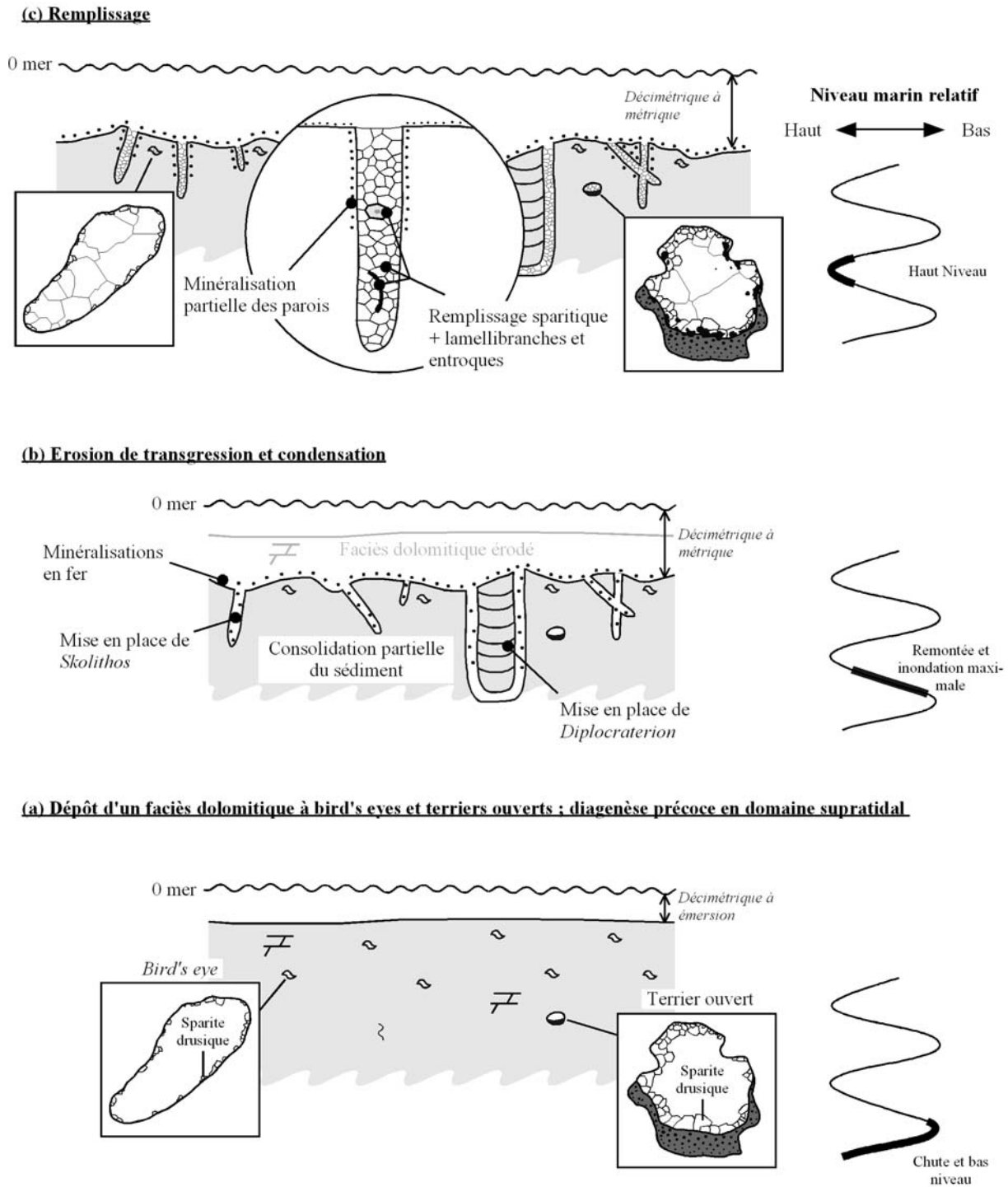
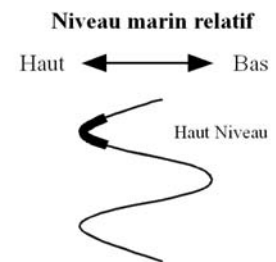
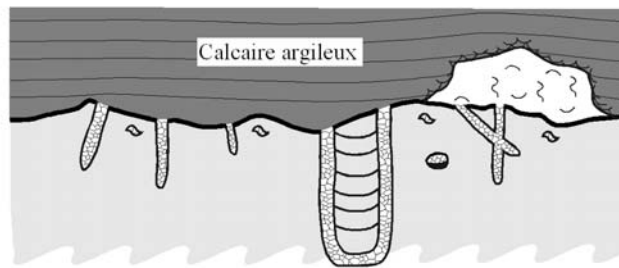
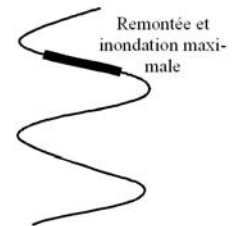
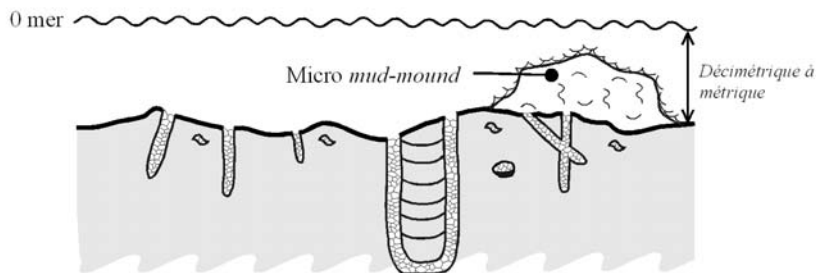


Figure 4.19 : Reconstitution schématique des étapes de formation de la discontinuité I-5 à l'Escalette.

(f) Dépôt



(e) Condensation



(d) Emersion

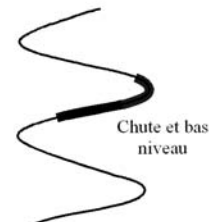
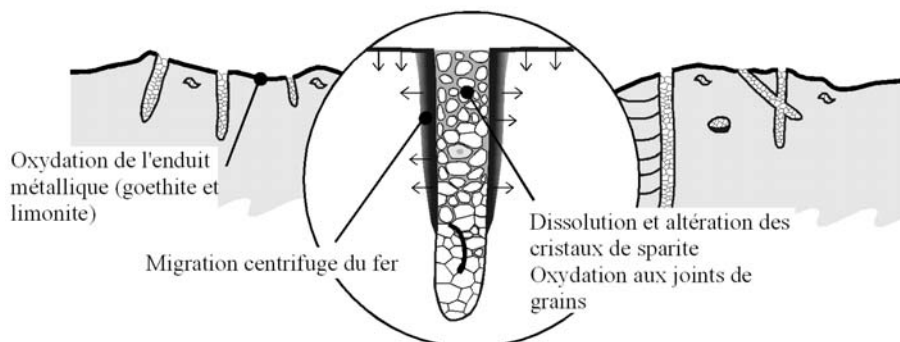


Figure 4.19 (suite) : Reconstitution schématique des étapes de formation de la discontinuité I-5 à l'Escalette.

métalliques précédemment cités. Ces oxy-hydroxydes de fer imprégnant les parois des terriers ont dû diffuser de manière centrifuge pour former l'auréole observée. Ces phénomènes d'oxydation sont présents en continu sur l'ensemble de la surface visible à l'affleurement (150 à 200 m). Ils ne semblent donc pas être liés à des phénomènes de circulations tardives, généralement localisées. Les échantillons ont de plus été prélevés « en profondeur » et non à l'affleurement direct, ce qui exclut les phénomènes dus à une éventuelle oxydation actuelle. Cette oxydation serait donc liée à une période d'émersion.

Les altérations et dissolutions aux joints des cristaux, l'effondrement sur eux-mêmes des cristaux altérés et leur remaniement, tendent également à indiquer des phénomènes émerifs. Dans la partie inférieure des terriers, le remplissage est moins touché par

l'altération, le réseau de cristaux conserve son organisation, l'auréole d'oxydation dégénère et disparaît, ce qui semble traduire une « limite d'infiltration ». L'ensemble de ces phénomènes émerifs est finalement rapporté à une chute du niveau marin relatif et au bas niveau marin relatif résultant (*Figure 4.19d*).

Les micro *mud-mounds* sur la surface et la rareté des apports sédimentaires limités à la boue allochtone qui constitue la matrice de ces constructions, indiqueraient la réinondation de la surface et une nouvelle période de condensation liée à la transgression (*Figure 4.19e*). Ainsi, les deux inondations maximales enregistrées par la discontinuité présentent des condensations différentes : bioturbations et enduit métallique dans le premier cas ; micro *mud-mounds* dans le second cas. Plusieurs facteurs peuvent affecter et contrôler la formation des surfaces : l'hydrodynamisme (courant, houle), la profondeur, le taux de sédimentation et/ou le type de substrat (Clari & al., 1995 ; Hillgärtner, 1998). Dans ce cas, il semble que le degré de cohérence du substratum ait été le facteur déterminant. Le substrat, présentant des caractères de firmground, a pu être colonisé par *Thalassinoides* et *Diplocraterion*. Lors de la deuxième phase de condensation, l'induration et l'enduit d'oxydes rendent le substratum non colonisable par les organismes fouisseurs (hardground), mais susceptible d'être recouvert par les micro *mud-mounds*. La surface est finalement « scellée » par les calcaires argileux qui ennoient les micro *mud-mounds* et correspondent à la reprise de la sédimentation en haut niveau marin relatif (*Figure 4.19f*).

La discontinuité étudiée enregistre donc à elle seule, un cycle et demi de variation du niveau marin relatif, soit l'équivalent d'une unité génétique et demi.

3.6.4. La surface II-0 sur la coupe de Labeil

Description

Cette discontinuité s'implante sur un faciès de grainstone (SH1 ou SH2). C'est une surface à morphologie plane surmontée par des calcaires argileux à concrétions algaires de lagune (faciès L2). Il s'agit en fait d'un hardground se développant sur un faciès de haute énergie (type B) : il présente en association des cimentations marines (ciments isopaques (*Figure 4.20d*) et syntaxiaux), des phénomènes d'abrasion et des perforations (*Figures 4.20a, 4.20b, 4.20e et 4.20f*). Cependant, l'ensemble de ces structures est masqué par une dolomitisation intense (*Figures 4.20d, 4.20e et 4.20f*) et une oxydation des minéralisations (*Figure 4.20c*). La dolomitisation se traduit par l'acquisition d'une texture sparitique à rhomboèdre dolomitique.

Interprétation

Nous avons considéré cette surface comme composite car elle enregistre deux histoires diagénétiques très différentes.

Elle se met en place sur les faciès de la séquence I-7 et condense les séquences I-8 et II-0. L'hypothèse avancée, est la suivante : après le dépôt et la stabilisation de la dune hydraulique, sa surface subit des phénomènes de cimentation précoce et de bioérosion, associés à des minéralisations en fer. Ces dépôts sont alors amenés à l'émergence et les séquences I-8 et II-0 (qui peuvent s'exprimer par des dépôts sur certaines coupes) ne se matérialisent que par l'intermédiaire de processus de dolomitisation (*Figure 4.21*). Les raisons de cette émergence seront discutées par la suite. Cette discontinuité correspond en fait au télescopage de plusieurs signatures diagénétiques (Durllet & al., 1992).

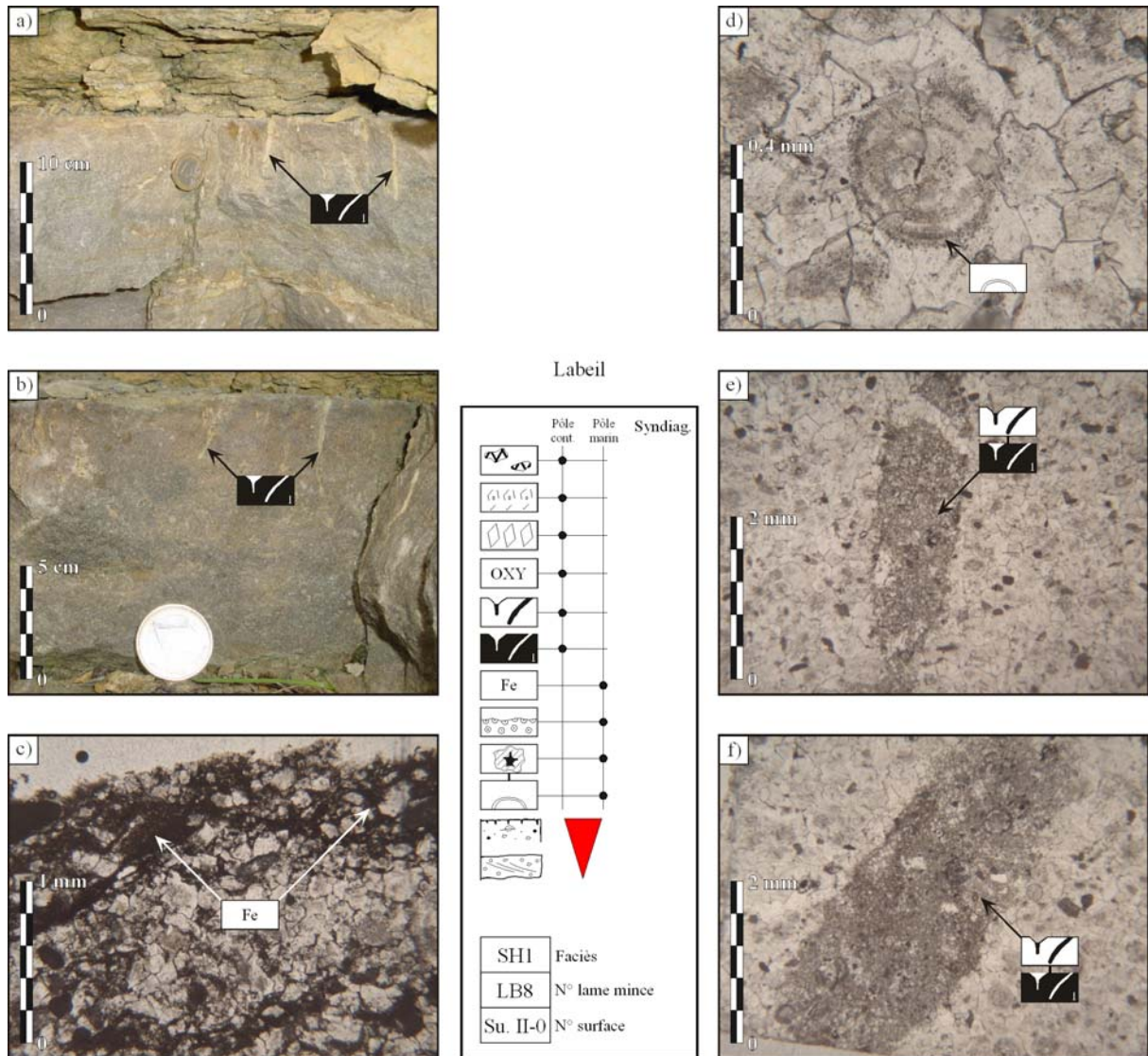


Figure 4.20 : La discontinuité II-0 sur la coupe de Labelil. a) et b) La discontinuité à l’affleurement. Perforations de type 1. c) Minéralisation en fer et accumulation de grains de quartz. d) Fantôme d’oolithe entouré par un ciment fibreux isopaque. e) et f) Perforations de genre 1.

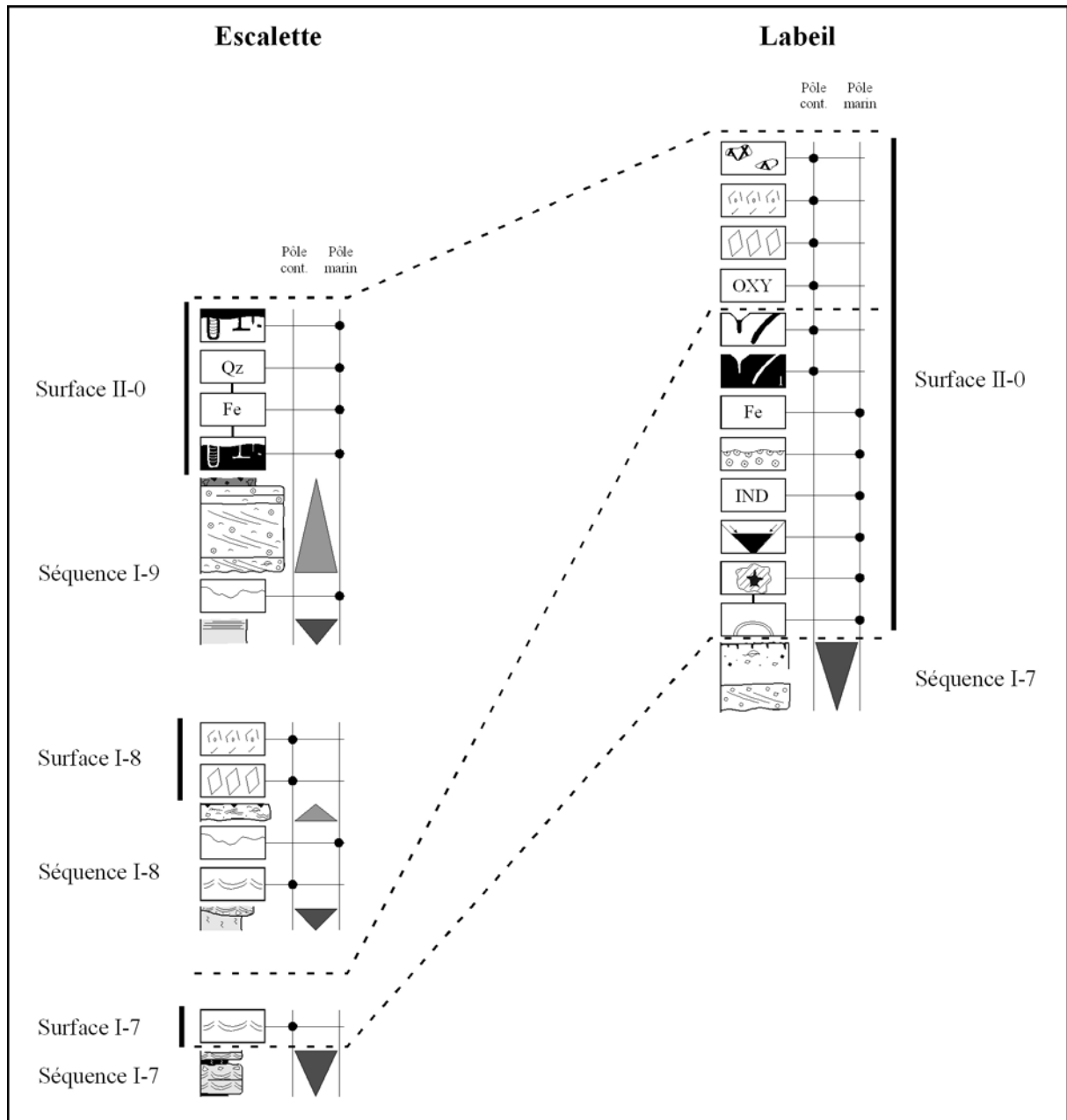


Figure 4.21 : La surface II-0 sur la coupe de Label et son équivalent sur la coupe de l'Escalette.

4. UNE DISCONTINUITÉ « A PART » : LE HARDGROUND LOTHARINGIEN

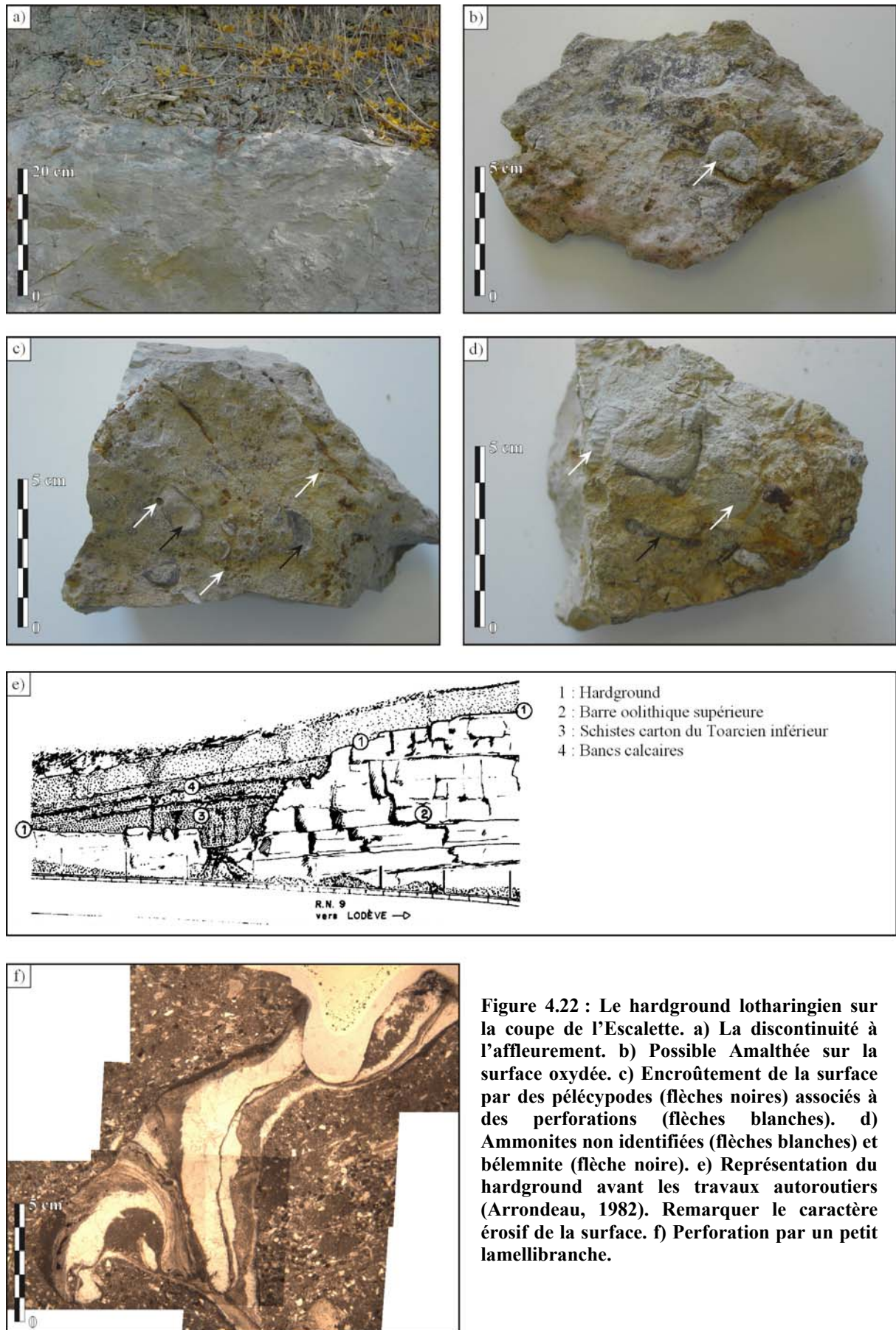
La série carbonatée du Seuil caussenard est coiffée à son sommet par un hardground encroûté de produits ferrugineux, et parfois perforé. Cette surface se développant sur les faciès oolithiques est particulièrement nette dans le Lodévois où elle a été observée sur toutes les coupes. Cette discontinuité est connue avec une extension pluri-régionale, puisqu'elle a également été décrite dans le Lot (Launey & Leenhardt, 1959), dans l'Aveyron (Ellenberger & Fuchs, 1965) ou encore dans le Quercy (Lefavrais-Raymond & Lafaurie, 1980). Elle est datée du Lotharingien supérieur par des *Oxynticeras* trouvés dans le Bassin des Causses (La Canourgue, Nonenque). Au-dessus s'installe une sédimentation totalement différente, de nature essentiellement argileuse et qui va persister durant tout le Lias moyen et supérieur (Domérien-Toarcien).

Elle se différencie des autres discontinuités du Lias par une extension géographique plus large et une durée plus importante. Il nous a donc semblé pertinent de traiter cette discontinuité majeure séparément, pour mieux appréhender son importance.

4.1. DESCRIPTION

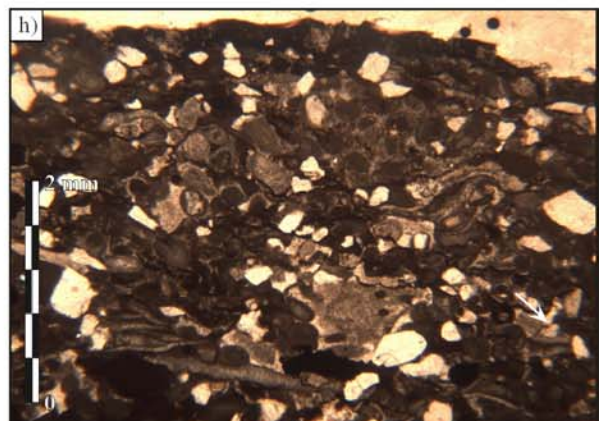
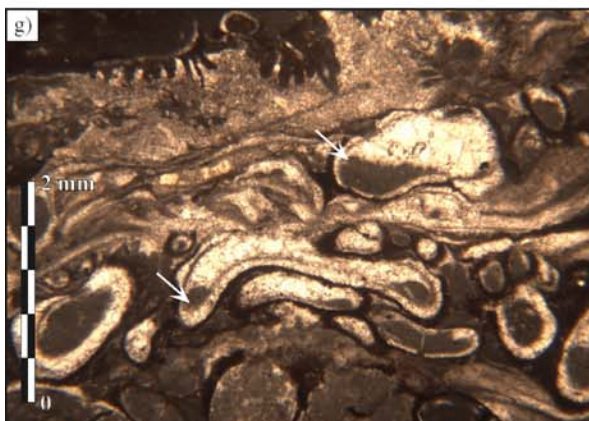
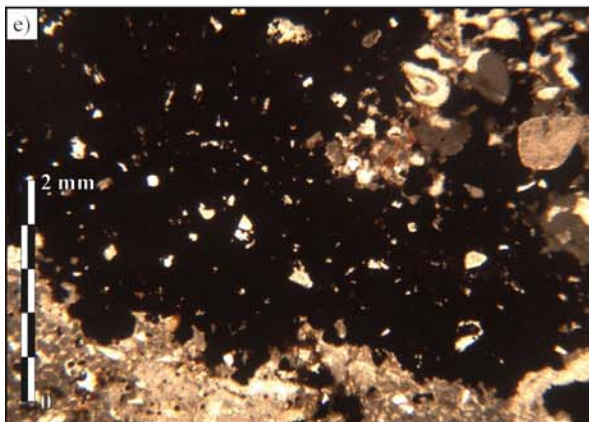
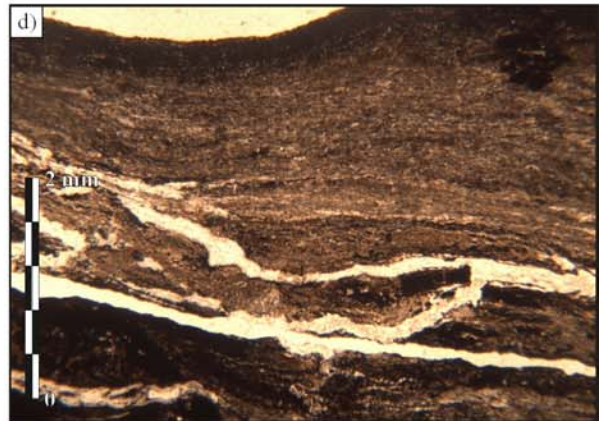
Cette discontinuité présente des morphologies variables d'une coupe à une autre. A l'Escalette (*Figure 4.22*), la surface présente de nombreuses perforations de lithophages et, par plages, des enduits ferrugineux oxydés. Mélas (1982) a décrit les quelques décimètres situés sous la surface qui sont constitués par une succession de microjoints correspondant à des arrêts de sédimentation ou peut-être à des niveaux de condensation comparables à ceux qui apparaissent juste au-dessus dans les sédiments marneux. Fréquemment des sulfures de fer (pyrite) sont développés dans ces microjoints. On peut par ailleurs noter que de petits lamelibranches (ostréidés) viennent encroûter la surface et sont eux-mêmes perforés. La surface irrégulière présente de petites dépressions aux seins desquelles on peut observer un sédiment détritique (quartz, possibles glauconie). La surface présente également une accumulation de petites ammonites (possibles *Amaltheus stokesi*) et bélemnites. Les lames minces réalisées au niveau de la surface ont montré des dissolutions moldiques, de petits lamelibranches encroûtants et/ou perforants et des petits cristaux de pyrite. Latéralement, Arrondeau (1982), qui a observé cette surface avant les travaux autoroutiers importants, avait mis en évidence une intense érosion (*Figure 4.22e*). Très irrégulière, cette surface recoupe obliquement la barre sommitale de la série calcaire. Les flancs verticaux des « marches d'escaliers » sont également oxydés et les schistes cartons du Toarcien supérieur colmatent les irrégularités.

Sur les coupes de Clermont-l'Hérault (*Figure 4.23a*), de St-Pierre-de-la-Fage (*Figure 4.23b*), de la Bergerie (*Figures 4.23c et 4.23d*) et du Perthus (*Figure 4.23e*), le hardground est encroûté de produits ferrugineux oxydés. Il ne présente pas de perforation, ni de trace d'activité biologique. Les minéralisations se présentent sous formes de croûtes centimétriques en dômes ou festons. Ceux-ci présentent en lame mince une structure très finement litée de couches d'oxydes et de couches microsparitiques qui pourrait traduire une activité cyanobactérienne de type stromatolithique (Monty, 1984 ; Wendt, 1988).



- 1 : Hardground
- 2 : Barre oolithique supérieure
- 3 : Schistes carton du Toarcien inférieur
- 4 : Bancs calcaires

Figure 4.22 : Le hardground lotharingien sur la coupe de l'Escalette. a) La discontinuité à l'affleurement. b) Possible Amalthee sur la surface oxydée. c) Encroûtement de la surface par des pélécytopodes (flèches noires) associés à des perforations (flèches blanches). d) Ammonites non identifiées (flèches blanches) et bélemnite (flèche noire). e) Représentation du hardground avant les travaux autoroutiers (Arrondeau, 1982). Remarquer le caractère érosif de la surface. f) Perforation par un petit lamellibranche.



Page précédente : Figure 4.23 : Le hardground lotharingien. a) A l’affleurement sur la coupe de Clermont-l’Hérault. b) A l’affleurement sur la coupe de St-Pierre-de-la-Fage. c) et d) Minéralisation en dôme observée sur le hardground dans la coupe de la Bergerie. e) Minéralisation en fer et accumulation de grains de quartz sur le hardground du Perthus. f) Dissolution moldique remplie par des oxydes de fer. g) Possibles serpules encroûtant la surface. h) Accumulation importante de grains de quartz associée à la minéralisation.

Sur la coupe de Labeil, le hardground est une surface lithifiée à croûte ferrugineuse et à accumulations importantes de débris d’échinodermes (échinoïdes et crinoïdes) qui présentent des ciments syntaxiaux. Quelques dissolutions moldiques remplies par des oxydes ont été observées (*Figure 4.23f*).

A Murène, il s’agit d’une surface ferruginisée et perforée assez comparable à celle de l’Escalette. Les lames minces ont montré la présence de tubulures d’annélides (serpules ?) encroûtant la surface, associées à des pélécytopodes. Des structures dendritiques rappelant les dendrites de manganèse ont enfin été observées (*Figure 4.23g*).

Aux Ruines, la surface est oxydée et perforée et présente une accumulation importante de grains de quartz (*Figure 4.23h*).

4.2. INTERPRETATION

4.2.1. Origine de la discontinuité

Différents processus ont été invoqués pour expliquer la formation des hardgrounds : dissolution du carbonate de calcium liée à des variations de profondeur de la CCD (Keller & *al.*, 1987) ; augmentation de l’énergie de dépôt favorisant érosion et cimentation précoce (Jenkyns, 1971 ; Mullins & *al.*, 1988) ; événement global climatique ou tectonique aboutissant à un faible taux d’apports sédimentaires et une sédimentation condensée (Kennedy & Garisson, 1975 ; Vail & *al.*, 1984 ; Loutit & *al.*, 1988).

A la fin du Lotharingien, l’existence de mouvements tectoniques a été signalée dans de nombreuses régions bordières du Massif Central : Quercy (Lefavrais-Raymond & Lafaurie, 1980), Poitou (Mourier & Gabilly, 1985), Morvan (Horon & *al.*, 1971). Sur le Seuil Caussenard, une phase de déformation a ainsi été décrite par Aubague & Lefavrais-Raymond (1974), ayant pour conséquence des secousses tectoniques entraînant des comportements différents des divers panneaux séparés par les failles déjà décrites (faille des Cévennes, faille de Fozières – La Vacquerie, faille de St-Michel-du-Larzac). Selon les mêmes auteurs, les soulèvements de ces différents panneaux auraient provoqué une émergence à la fin du Lotharingien et une lacune carixienne, suivie de brèches de remaniements domériennes. Cependant, l’absence de tous critères d’émergence tendrait à infirmer cette hypothèse.

Les érosions sous-marines importantes (à l’Escalette, ou également à Gabriac ; Mélas, 1982) et la présence de fossiles brisés et remaniés tendraient plutôt à indiquer une zone sous-marine de haute énergie. Il semble donc beaucoup plus probable que les mouvements d’uplifts des différents blocs aient placé le Seuil au sein de la zone d’action des vagues. Les dépôts carixiens seraient érodés dès leur dépôt (Lefavrais-Raymond & Lablanche, 1985). L’absence de sédiments favoriserait une lithification précoce, une activité biochimique (minéralisations en fer, phosphates) et une colonisation par différents organismes encroûtant ou perforant (Jenkyns, 1971 ; Mullins & *al.*, 1988 ; Ramsay & *al.*, 1994). La position relative des différents panneaux a pu contrôler la morphologie de la discontinuité, favorisant la mise en place des organismes sur les zones hautes (Murène, Escalette), alors qu’elles pourraient être

absentes dans les zones basses, la discontinuité se caractérisant uniquement par des minéralisations (Jarvis, 1992).

Sur cette discontinuité, les premiers dépôts sont constitués d'une thanatocénose de bélemnites associées à quelques ammonites brisées et nodules phosphatés, pris dans un ciment calcaire (*Figure 4.24a, 4.24b et 4.25*). Ce dépôt serait daté de la fin de la sous-zone à *Stokesi* (Lefavrais-Raymond & Lablanche, 1985 ; Mattei, 1985). Deux hypothèses peuvent être envisagées pour la formation de ces phosphates : 1) la formation des phosphates a lieu dans les espaces poreux correspondant à des micro-environnements anoxiques (modèle à forte productivité biologique, dans des environnements calmes, peu oxygénés ; Jarvis, 1992) ; 2) la décomposition bactérienne de la matière organique sous l'interface eau-sédiment permet la précipitation des phosphates (modèle à faible productivité biologique, dans des environnements bien oxygénés, agités ; Jarvis, 1992 ; Pomoni-Papaioannou, 1994). Les conditions de forte agitation qui règnent sur la zone tendraient plutôt à favoriser la seconde hypothèse. On peut ainsi envisager la cimentation de zones du substrat par des phosphates et son démantèlement sous la forme de petits nodules par l'action des vagues. Au-dessus, la sédimentation est lacunaire. Seules quelques coupes (Murène, St-Pierre-de-la-Fage) présentent une lentille de calcaire à *Pleuroceras* du Domérien (*Figure 4.25*). La sédimentation reprend, plus générale, au Toarcien (calcaires à *Hildoceras bifrons* et marnes à ammonites pyriteuses du Toarcien supérieur ; *Figure 4.24c et 4.25*).

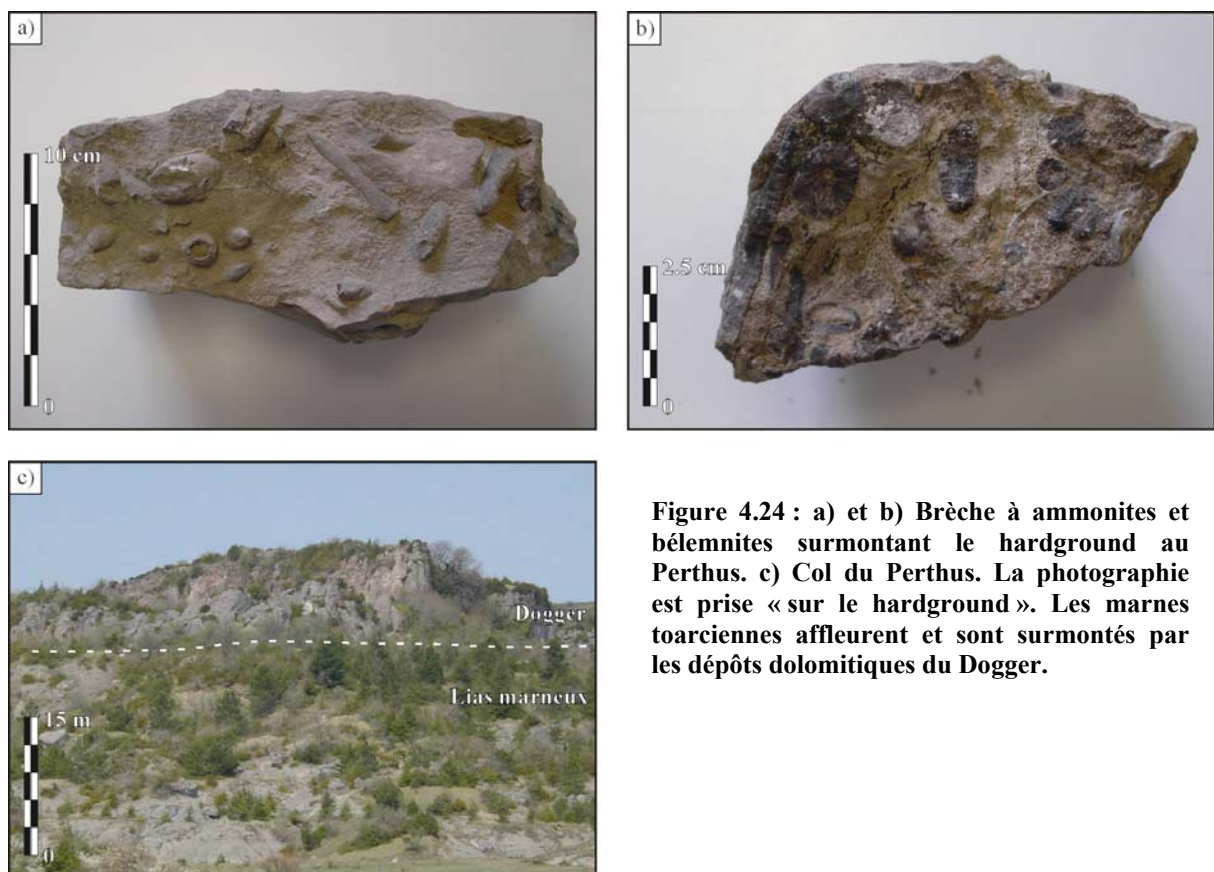


Figure 4.24 : a) et b) Brèche à ammonites et bélemnites surmontant le hardground au Perthus. c) Col du Perthus. La photographie est prise « sur le hardground ». Les marnes toarciennes affleurent et sont surmontés par les dépôts dolomitiques du Dogger.

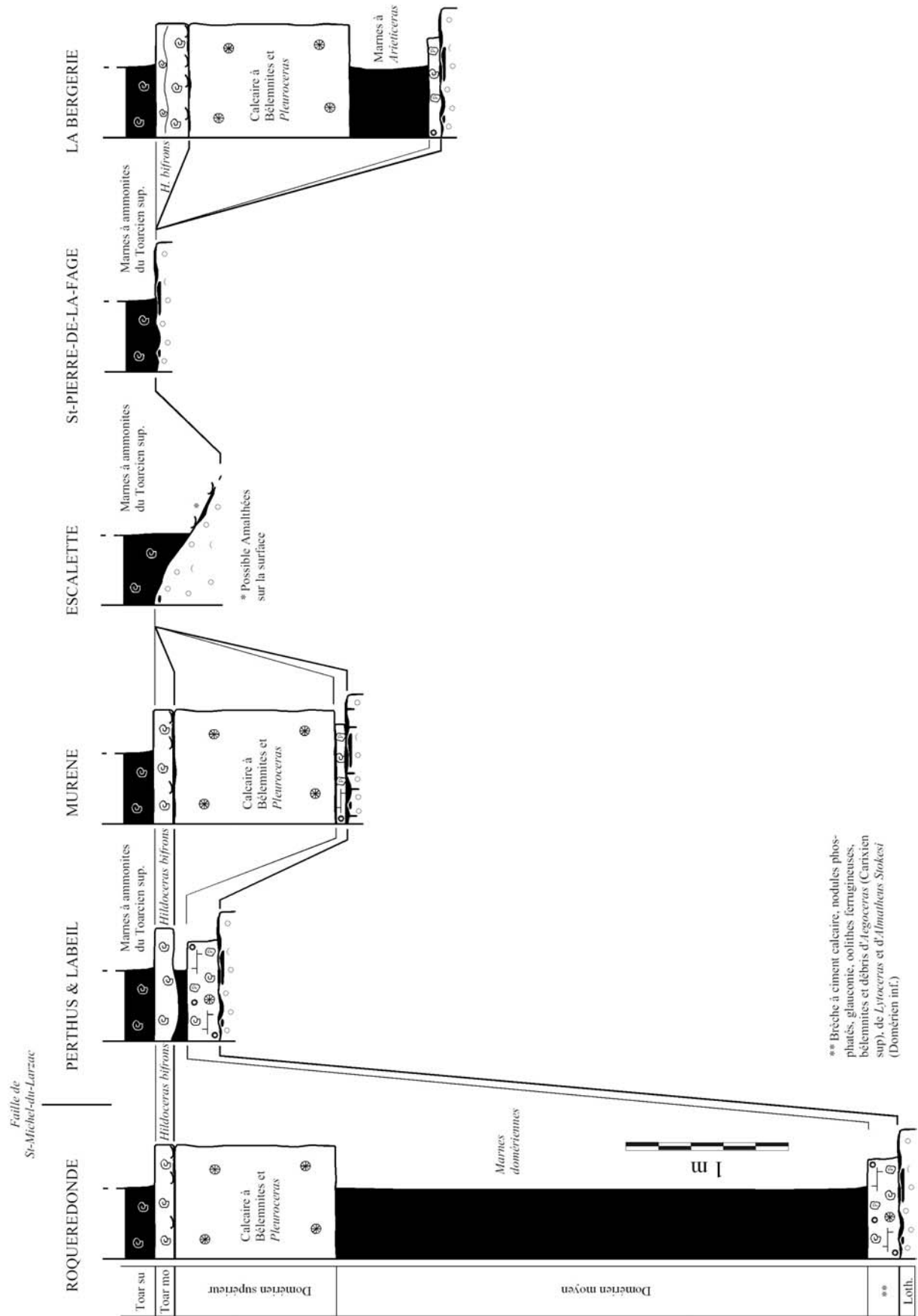


Figure 4.25 : Transect de corrélation compilant les différents observations réalisées sur la sédimentation post-lotharingienne, complétées par les données bibliographiques déjà citées.

Le hardground lotharingien marque également un changement drastique des conditions de dépôts, puisque l'on passe d'une sédimentation de plate-forme carbonatée généralisée à l'ensemble du Bassin des Causses à une sédimentation marneuse très développée dans le centre du bassin, condensée au niveau du Seuil. L'hypothèse communément évoquée est celle d'une subsidence forte et régulière dans le centre du bassin, assurant une sédimentation calme et continue. Au Carixien, le bassin des Causses s'affaisse au Nord et à l'Ouest, tandis que le Seuil Caussenard se « gauchit » en remontant (Michard & Coumoul, 1978). Cet ensemble résiste à la subsidence durant tous le Carixien et le Domérien, et correspondent à des zones hautes où l'énergie de dépôt est forte (brèches, érosions...), favorisant la condensation (Lualdi, 1986). L'alternance de cette sédimentation agitée et d'arrêts prolongés de la sédimentation (Lotharingien supérieur, Domérien supérieur) traduirait la mobilité du Seuil (et des différents panneaux qui le composent).

4.2.2. Durée enregistrée par la discontinuité

Etant donné le jeu relatif des différents panneaux, le hardground lotharingien n'enregistre pas partout la même durée. Ainsi, à l'Escalette ou à St-Pierre-de-la-Fage, où les marnes toarciennes reposent directement sur la surface, le hiatus couvre une période allant du début du Lotharingien supérieur (zone à *Oxynoticeras*) au Toarcien supérieur (zone à *Grammoceras*). A Murène ou au Perthus, où la sédimentation reprend avec la brèche à Amalthée (Zone à *Amaltheus*, sous-zone à *stokesi*), le hiatus couvrirait strictement une période allant du début du Lotharingien supérieur au Domérien inférieur.

Les changements morphologiques et les variations de la durée du hiatus montrent à nouveau l'importance des mouvements synsédimentaires au niveau du Seuil. Ils sont un facteur de contrôle majeur de la sédimentation.

5. CONCLUSION PARTIELLE A L'ETUDE DES DISCONTINUITES

L'étude des nombreuses discontinuités de la série sinémurienne du Seuil Caussenard a permis leur description détaillée, leur interprétation et leur classification. Leur distribution verticale et leur évolution latérale vont maintenant être examinées afin de comprendre les mécanismes à l'origine de leur mise en place. Nous allons par exemple observer les effets de la mosaïque de faciès (et de la tectonique synsédimentaire) sur la mise en place des discontinuités.

6. DISTRIBUTION VERTICALE DES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES

Le *Tableau 4.2* résume la répartition des discontinuités sur les différentes coupes. A ces informations, s'ajoute le type de séquences : « shallowing-up » ou « shallowing-deepening up » (Strasser & Hillgärtner, 1998 ; Strasser & *al.*, 1999). Plusieurs cas peuvent être mis en évidence.

Les surfaces d'émersion (n° 6 dans le *Tableau 4.2*) se mettent en place exclusivement au sommet de séquence « shallowing-up ». La partie transgressive de la séquence n'est pas représentée, et la sédimentation reprend par la formation d'une nouvelle séquence. La réinondation du système ne s'enregistre que très rarement, par un petit niveau grossier détritique pluricentimétrique ou par le remaniement *in situ* de copeaux algaires par exemple.



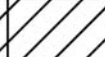





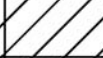
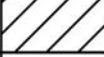
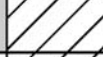
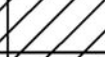

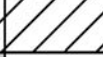


Les hardgrounds de haute énergie de type 1 (présentant des cimentation de zone vadose ; n° 3 dans le *Tableau 4.2*) se mettent en place au sommet de séquences « shallowing-up » ou dans de rares cas, de séquences « shallowing-deepening-up » fortement asymétriques (la partie rétrogradante de la séquence est très peu développée). La cimentation précoce de ces faciès par des ciments marins (fibreuse isopaque) a lieu très rapidement. La précipitation du ciment vadose pourrait traduire l'émersion de la dune oolithique, lors du bas niveau marin relatif. La réinondation du système ne se marque que par l'implantation d'une surface de condensation sédimentaire se traduisant par la précipitation d'un silt interne, des minéralisations et de la bioérosion.

Les surfaces composites (n° 9 dans le *Tableau 4.2*) se mettent en place au sommet de séquences « shallowing-up ». Exception faite de la surface particulière I-5 de l'Escalette, elles présentent une histoire assez similaire à celle enregistrée par les hardground de haute énergie de type 1. Elles témoignent en effet d'une phase émergitive, la réinondation du système se marquant par l'implantation d'une surface de condensation sédimentaire de type firmground.

Les autres surfaces de condensation (softgrounds, firmgrounds, hardgrounds de haute énergie de type 2, hardgrounds profonds, hardgrounds intertidaux à supratidaux, respectivement n° 1, 2, 4, 5, 7 dans le *Tableau 4.2*), se mettent quasi systématiquement en place au sommet de séquences « shallowing-deepening up ». Ces surfaces traduisent donc une phase d'inondation maximale.

En terme de distribution verticale, les surfaces d'émersion se mettent en place préférentiellement à la base de l'ensemble I. A l'inverse, les surfaces de condensation ne présentent pas de localisation préférentielle et sont réparties sur l'ensemble de la série. Cette distribution verticale été comparée au cadre séquentiel établi au *Chapitre 3 (Figure 4.26)*. On peut observer que les surfaces d'émersion se mettent en place en contexte de bas niveau (*seaward-stepping* et *vertical-stacking* de bas niveau). La caractérisation des surfaces de condensation semble plus difficile à établir : elles interviennent quel que soit le type de séquence (*seaward-stepping*, *landward-stepping* et *vertical-stacking*).

En comparant les différentes zones où se concentre un type de discontinuités avec les chartes eustatiques globales, plusieurs auteurs ont établi que la distribution de ces discontinuités traduit des tendances de variations du niveau marin relatif d'ordre inférieur (moyenne ou basse fréquence, 2^{ème} ou 3^{ème} ordre). La répétition de surfaces d'émersion traduirait une tendance émergitive d'ordre inférieur, et donc une limite de séquence majeure. De la même façon, la répétition de surfaces de condensation traduirait une période d'inondation maximale d'ordre inférieur (Hillgärtner, 1998 ; Pittet & Strasser, 1998 ; Strasser & *al.*, 1999).

<i>Coupes</i> <i>Surfaces</i>	St-Affrique	St-Félix-de-l'Héras	Escalette	Les Ruines	Murène	Clermont-l'Hérault	Perthus	Label	St-Pierre-de-la-Fage
II-6	⑧	④	④	HG	HG	??	HG	HG	HG
II-5	⑧	⑤	③	③	③	??	HG	④	④
II-4	⑦	⑤	④	④	④	??	⑤	⑤	④
II-3	⑤	⑤	⑦	④	①	??	④	③	②
II-2	⑤	⑤	④	④	??	??	④	①	④
II-1		④	④			??	④	④	
II-0		⑤	②			②			⑧
I-8		③	⑦			⑥			⑥
I-7	②	⑦	⑥			⑥	③	⑨	⑥
I-6	②	⑥	⑥	⑥	⑥	⑥	⑥	②	⑥
I-5	⑨	⑥	⑨	⑦	⑦	⑥	⑥	⑦	⑥
I-4	⑥	⑥	⑨	⑦	⑦	⑨	⑥	⑥	⑦
I-3	⑥	⑥	⑥	⑥	⑥	⑨	⑥	⑥	⑥
I-2	⑥	⑥	⑥	⑥	⑥	⑨	⑥	⑥	⑥
I-1	①	①	①	⑤	⑤	⑤	②	④	④


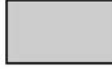

- ① Softground
 - ② Firmground
 - ③ Hardground de haute énergie (type 1)
 - ④ Hardground de haute énergie (type 2)
 - ⑤ Hardground profond
 - ⑥ Surface d'émersion
 - ⑦ Hardground inter- à supratidale (sur tempête)
 - ⑧ Surface d'érosion sous-marine
 - ⑨ Surface composite
-  Surface non représentée
 -  Surface mise en place au sommet de séquences "shallowing-deepening up"
 -  Surface mise en place au sommet de séquences "shallowing up"
 - HG Hardground Lotharingien
 - ?? Lacune d'affleurement

Tableau 4.2 : Répartition des différentes discontinuités en fonction du type de séquence (shallowing-deepening up ou shallowing up).

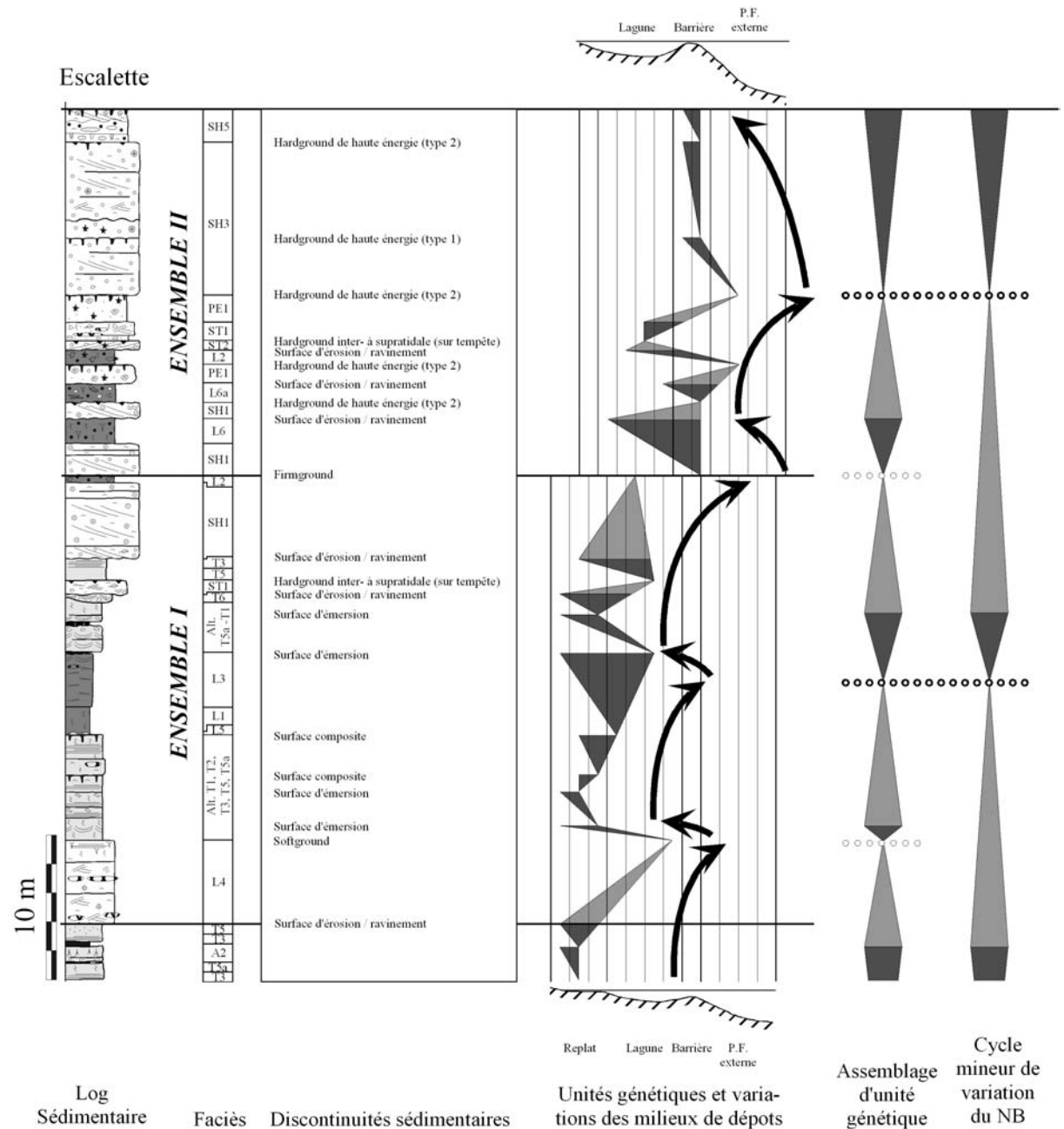


Figure 4.26 : Répartition verticale des discontinuités sédimentaires en fonction du cadre séquentiel (légende du log Figure 3.35)

Dans le cas étudié, cette hypothèse peut être retenue pour les surfaces d'émersion. En effet, ces surfaces sont présentes et corrélables sur toutes les coupes, témoignant d'émersion généralisée à l'ensemble du domaine. La répétition de ces surfaces d'émersion correspond donc à une période généralisée de bas niveau marin relatif et la tectonique synsédimentaire ne peut être invoquée.

La répartition des surfaces de condensation semble beaucoup plus complexe. De nombreux facteurs contrôlent la formation de ces surfaces : si, traditionnellement, on considère qu'elles représentent des périodes d'inondation maximale (Loutit & al., 1988 ; Homewood & al., 1992), plusieurs études ont montré qu'elles pouvaient également se mettre

en place durant la transgression ou les périodes de bas niveau, quand l'énergie est importante et le taux d'apport sédimentaire peu élevé (Osleger, 1991 ; Nicolaidis & Wallace, 1997). La condensation peut également être causée par des phénomènes autocycliques (locaux) comme le bypass ou le vannage des sédiments par les courants ou les houles (Mullins & *al.*, 1988 ; Ramsay & *al.*, 1994).

L'influence des paramètres autocycliques pourrait donc expliquer la distribution particulière de ces surfaces. Cette hypothèse va maintenant être testée en étudiant l'évolution latérale des discontinuités.

7. EVOLUTION LATÉRALE DES DISCONTINUITÉS SÉDIMENTAIRES

7.1. INTRODUCTION

Afin de mieux comprendre la mise en place et les facteurs qui contrôlent la morphologie et l'évolution latérale des discontinuités sédimentaires, les transects de corrélations séquentielles effectués au *Chapitre 3* ont été habillés de manière à préciser les caractéristiques morphologiques des limites d'unités génétiques (*Figures 4.27 et 4.28*). Plusieurs constatations sont possibles.

Dans l'ensemble I, la majorité des discontinuités sédimentaires limitant les séquences sont des surfaces d'émersion. Les phénomènes émerifs peuvent se traduire différemment selon les coupes : un paléosol peut évoluer latéralement en un paléokarst, une surface à polygones de dessiccation ou encore une surface à *bird's eyes*. C'est par exemple le cas des surfaces I-2 et I-3. Ces surfaces d'émersions présentent en équivalent latéral deux types de surfaces : des hardgrounds intertidaux à supratidaux et/ou des surfaces « composites » (surfaces I-4 et I-5).

Les surfaces I-6 à II-1 ne s'expriment que sur certaines coupes (Escalette, St-Félix-de-l'Héras). Elles viennent se biseauter sur la surface II-0 qui marque un événement émerif aux Ruines et à Murène. Cette configuration particulière permet d'observer des changements latéraux variés : surface d'émersion évoluant en hardground intertidaux à supratidaux, en firmground ou en hardground de haute énergie (surface I-7 ou I-8).

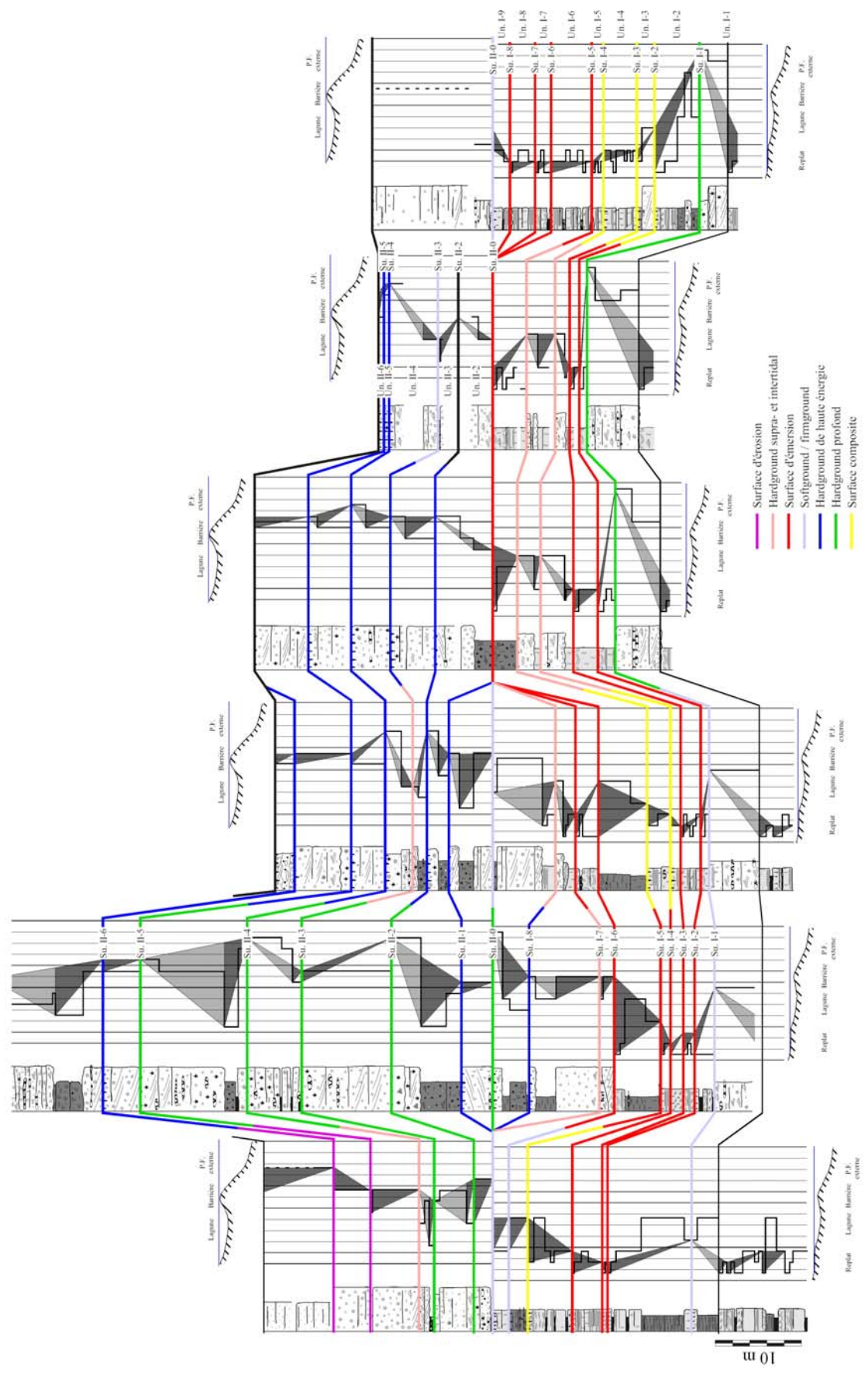
Enfin, l'ensemble II présente en majorité des surfaces de condensation sédimentaire. Les phénomènes de condensation se présentent alors sous différents types selon leur environnement de formation : firmground, hardground de haute énergie, hardground profond (surface II-2 ou I-1). Dans de rares cas ces surfaces de condensation sédimentaire peuvent évoluer en surfaces à caractère émerif comme des hardgrounds intertidaux à supratidaux (surface II-3 et II-4). Les surfaces II-5 et II-6 présentent quant à elles, des surfaces de condensation sédimentaire en association à des surfaces d'érosion.

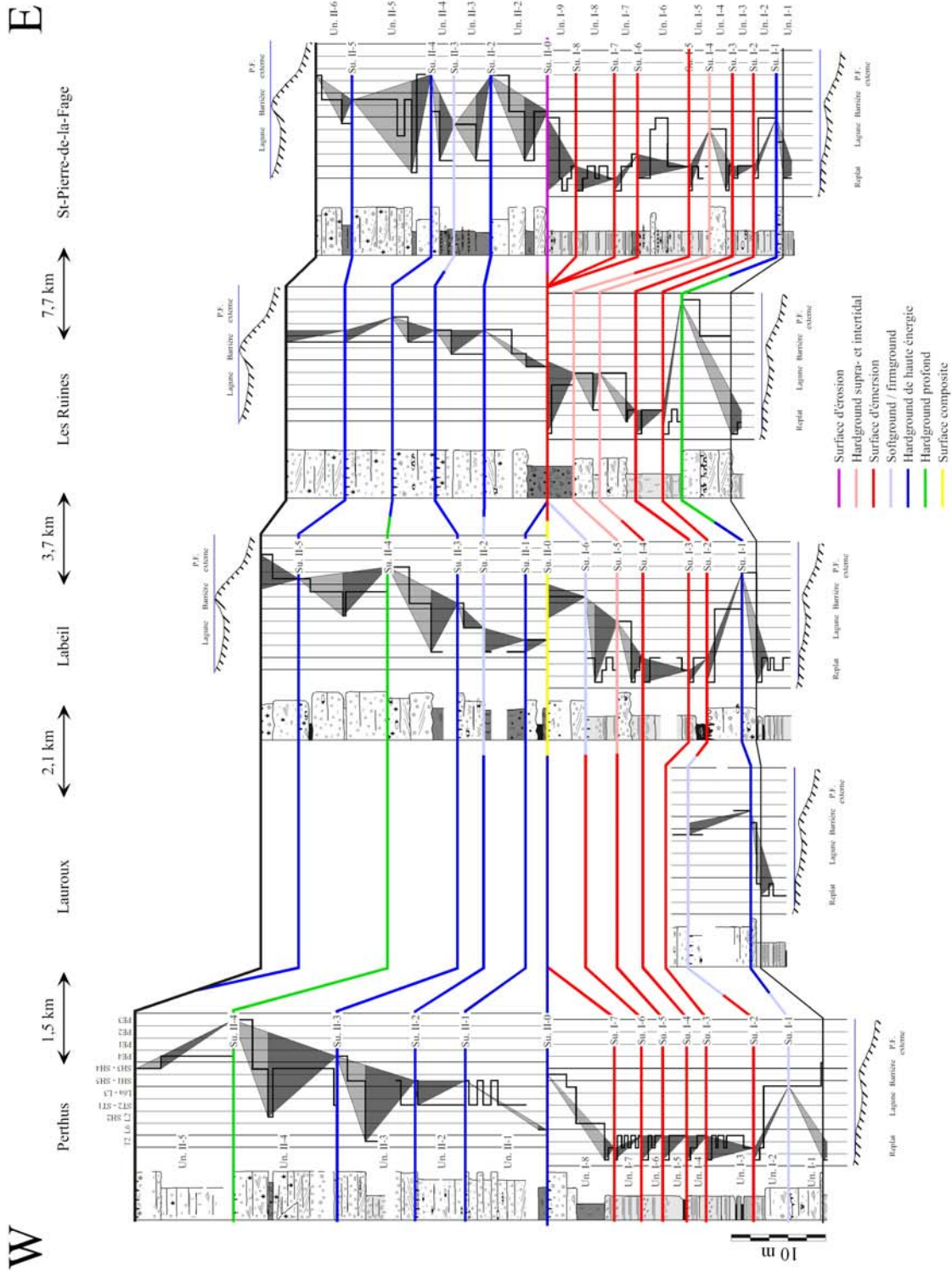
Chacune de ces évolutions morphologiques va maintenant être détaillée en prenant pour exemple les discontinuités qui illustrent le mieux ces phénomènes. Pour ce faire, les logs diagénétiques réalisés pour chaque discontinuité vont être comparés et corrélés afin d'établir la suite d'événements enregistrés par chaque discontinuité.

S

St Afrique 36 km
 St-Félix-de-Héras 1 km
 Escalette 1,7 km
 Les Ruines 2,2 km
 Murène 20 km
 Clermont-l'Hérault

N





Pages suivantes : Figures 4.27 et 4.28 : Transects de corrélations séquentielles N-S et W-E, habillés de manière à caractériser les limites de séquences génétiques en fonction de leurs caractéristiques morphologiques. Les abréviations Un. et Su. signifient respectivement unités et surfaces (légende des logs Figure 3.35).

7.2. SURFACE D'EMERSION – SURFACE COMPOSITE

Il s'agit de surfaces d'émergence sur la majorité des coupes, évoluant en surfaces composites à Clermont-l'Hérault (surface I-2 : *Figure 4.29* ; surface I-3 : *Figure 4.30*). L'émergence peut se traduire sous différentes formes : *bird's eyes*, polygones de dessiccation, paléokarst (à Labeil). Les surfaces composites enregistrent également une phase d'émergence. Cependant, celle-ci est suivie de l'enregistrement d'une phase de condensation sédimentaire conduisant à l'acquisition d'une morphologie de firmground (bioturbation par *Thalassinoides*).

L'hypothèse avancée est celle d'un ennoïement partiel de la zone d'étude. Clermont-l'Hérault, situé le plus au S est la première coupe à subir les incursions marines venant du Bassin du Sud-Est. Les coupes situées plus au Nord pourraient de plus se situer sur des positions topographiques plus hautes. On peut donc penser qu'après une émergence généralisée à l'ensemble du domaine, la réinondation n'atteint que la zone la plus méridionale. Les phénomènes d'émergence se poursuivraient sur les autres coupes.

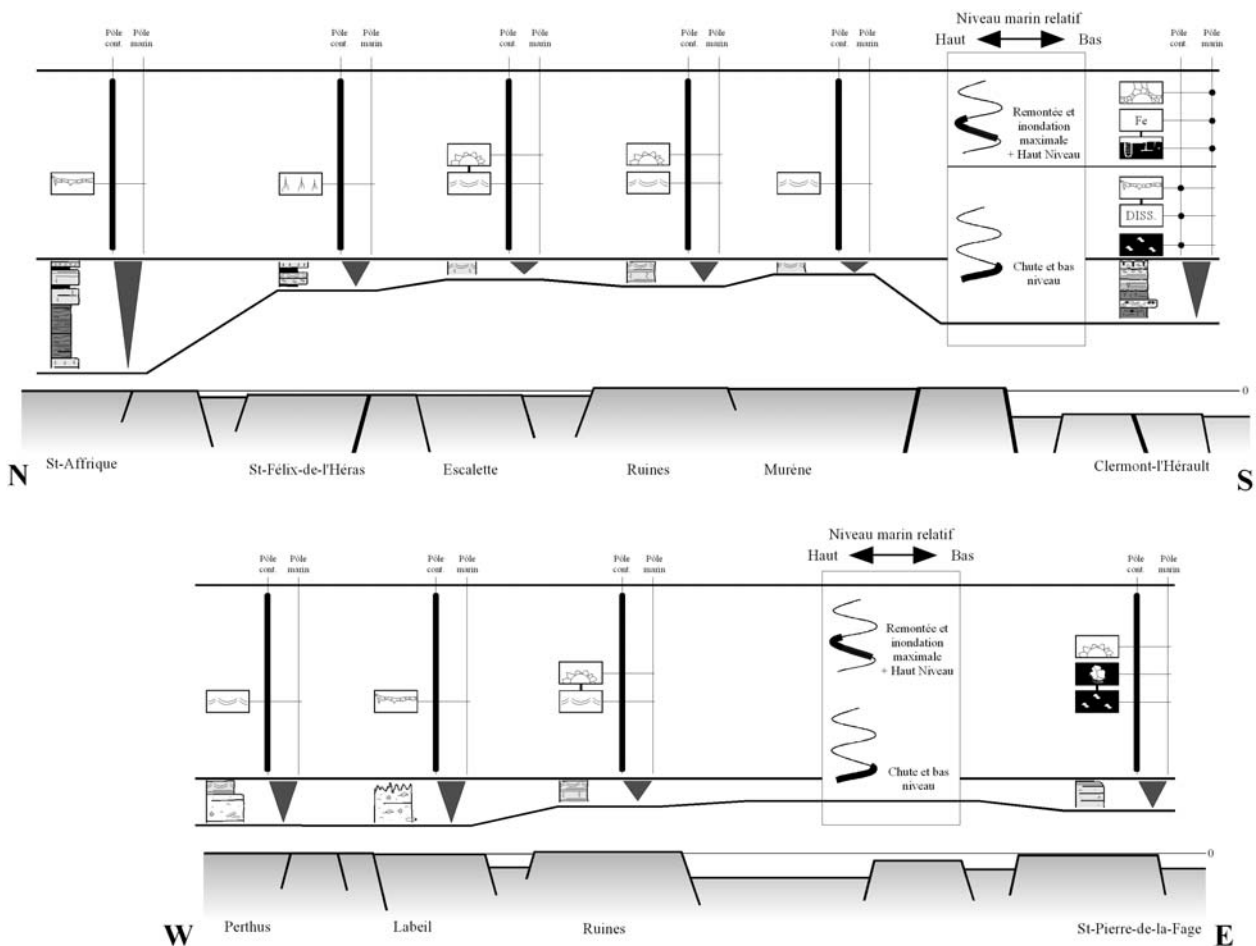


Figure 4.29 : Evolution latérale de la discontinuité I-2, en fonction des variations du niveau marin relatif et des paléotopographies schématisées (dénivelé exagéré). Sur la majorité des coupes, seule une phase émergitive est enregistrée, se poursuivant au cours des différentes étapes de variations du niveau marin relatif. A Clermont-l'hérault, la réinondation est également enregistrée et se traduit par la mise en place d'un firmground.

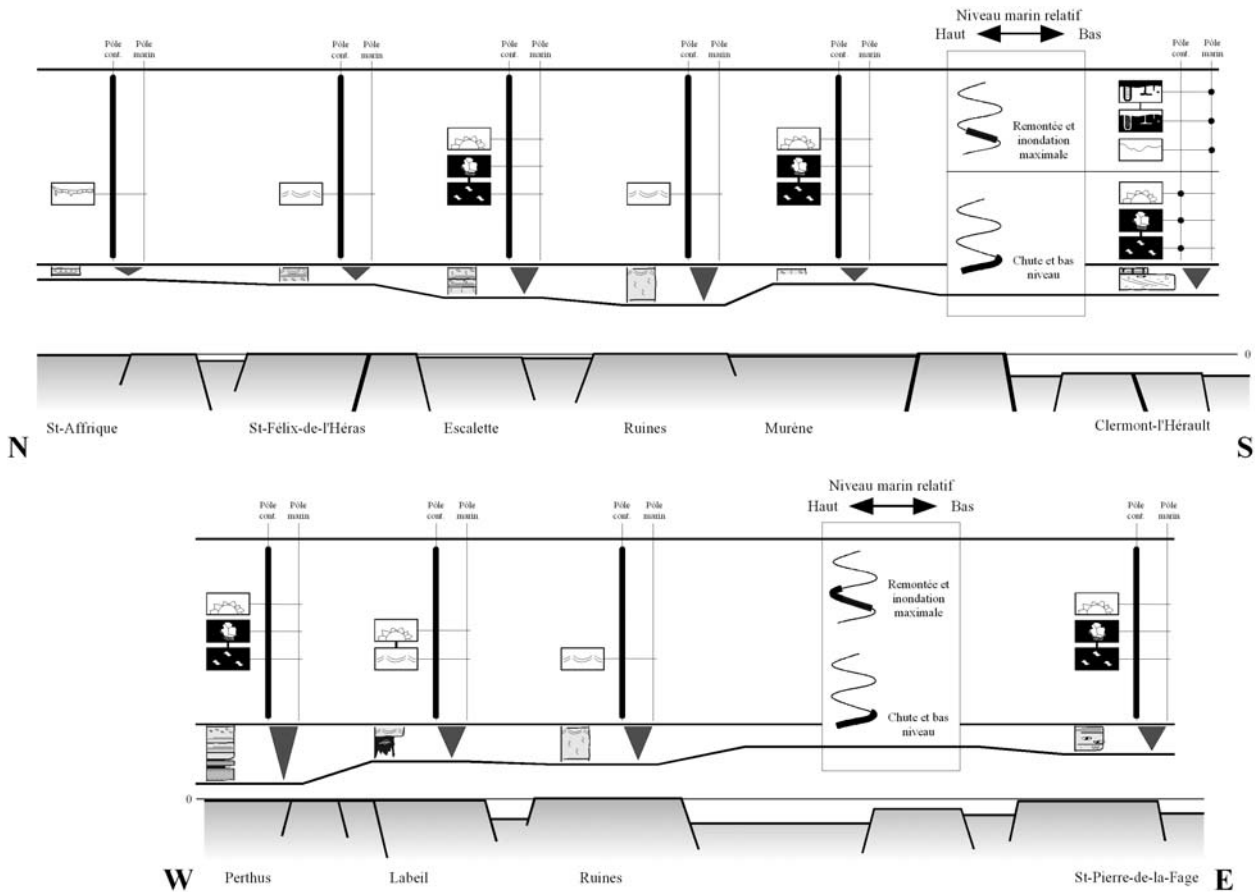


Figure 4.30 : Evolution latérale de la discontinuité I-3, en fonction des variations du niveau marin relatif et des paléotopographies schématiques (dénivelé exagéré). Sur la majorité des coupes, seule une phase émergitive est enregistrée, se poursuivant au cours des différentes étapes de variations du niveau marin relatif. A Clermont-l'hérault, la réinondation est également enregistrée et se traduit par la mise en place d'un firmground.

7.3. SURFACE D'EMERSION – SURFACE COMPOSITE – HARDGROUND INTER- A SUPRATIDAL

La surface I-4, se traduit par une surface d'émersion à St-Affrique, St-Félix-de-l'Héras, Label et au Perthus. A l'Escalette et Clermont-l'hérault, cette discontinuité s'exprime par une surface composite. Elle évolue latéralement en un hardground intertidal à supratidal développé sur un faciès de tempête, sur les coupes des Ruines, de Murène et de St-Pierre-de-la-Fage (*Figure 4.31*).

Cette surface, dont l'histoire est assez semblable aux surfaces I-2 et I-3, témoigne d'une réinondation partielle de la zone après une émersion généralisée. Sur les coupes des Ruines, de Murène et de St-Pierre-de-la-Fage, qui se comportent comme des points bas, cette réinondation se traduit par le dépôt de corps de tempêtes amalgamés. Deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer la dolomitisation de ces faciès : 1) une phase émersive, liée à une chute du niveau marin relatif permet l'émersion de tout ou partie de ces corps et leur dolomitisation ; 2) une dolomitisation sous faible tranche d'eau, par sursaturation ou mélange eau douce – eau salée. Les phénomènes d'émersion ne se traduisant que sur les coupes des Ruines, de Murène et de St-Pierre-de-la-Fage, nous avons opté pour la deuxième hypothèse.

A l'Escalette et Clermont-l'Hérault, la réinondation se traduit par la formation d'un firmground et l'établissement d'une faune de suspensivores. Sur les zones qui restent émergées les phénomènes de dessiccation se poursuivent.

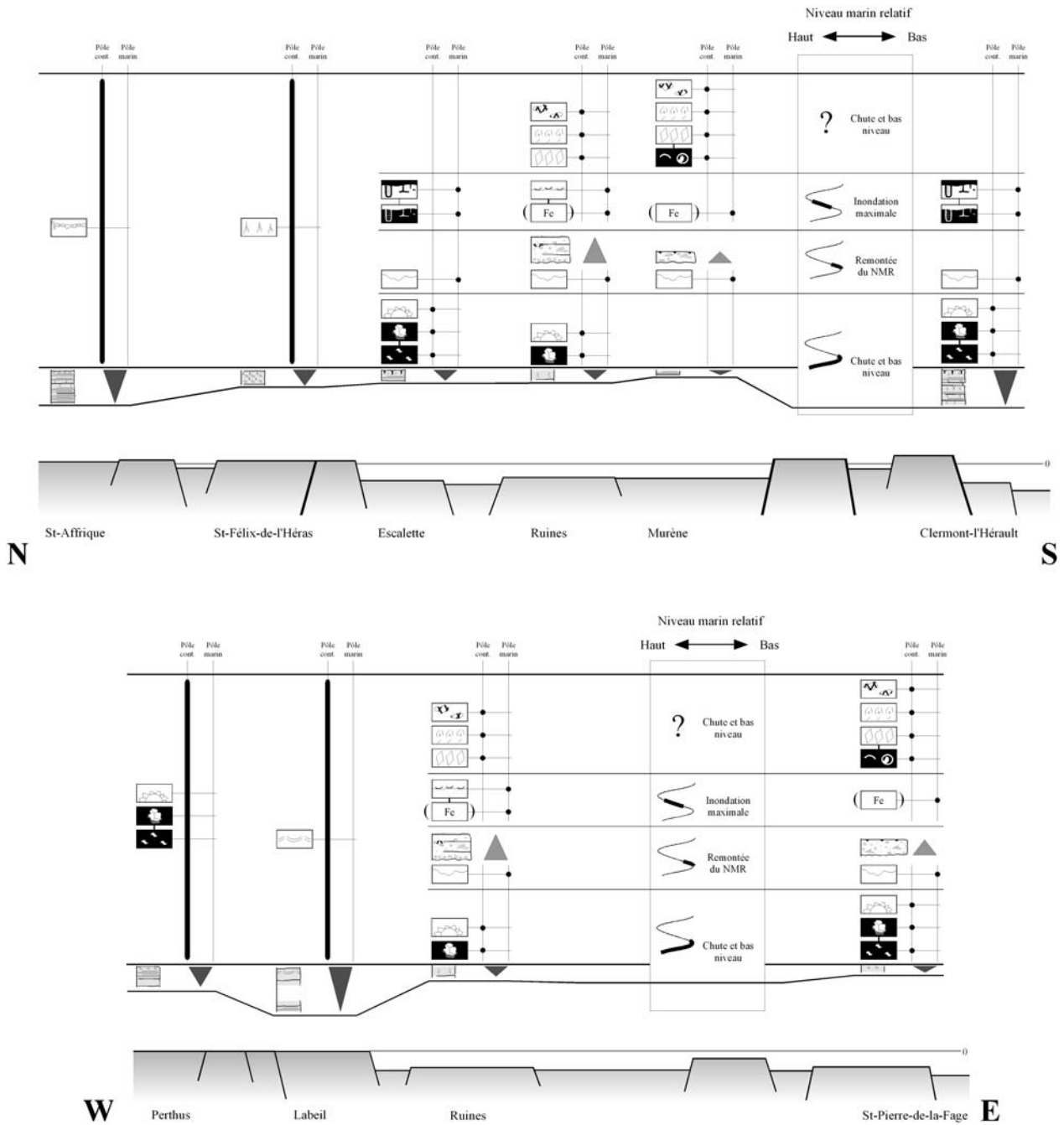


Figure 4.31 : Evolution latérale de la discontinuité I-4, en fonction des variations du niveau marin relatif et des paléotopographies schématiques (dénivelé exagéré). Alors que sur certaines zones situées sur des hauts topographiques les phénomènes émergifs s'installent et persistent, d'autres zones submergées voit la mise en place de firmgrounds ou de hardground inter- à supratidaux sur faciès de tempête.

7.4. SURFACE D'EMERSION – SURFACE COMPOSITE – FIRMGROUND – HARDGROUND INTER- A SUPRATIDAL

Cette discontinuité intègre la surface composite décrite dans le § 4.4.3. Elle se corrèle avec une surface d'émergence à St-Félix-de-l'Héras, à Clermont-l'Hérault, à St-Pierre-de-la-Fage et au Perthus. Il s'agit d'une surface composite à St-Affrique et d'un hardground inter- à supratidal, sur les coupes des Ruines, de Murène et de Labeil (*Figure 4.32*).

La reconstitution des événements enregistrés par cette discontinuité est complexe et met à nouveau en évidence le rôle majeur joué par la tectonique synsédimentaire. Après le dépôt de faciès dolomitiques sur l'ensemble des coupes, les zones de St-Félix-de-l'Héras et de Clermont-l'Hérault sont amenées à l'émergence (paléosol, karstification). A l'Escalette, St-Affrique, Labeil, St-Pierre-de-la-Fage et au Perthus cette phase de bas niveau marin relatif se traduit par la mise en place de *bird's eyes*. Aux Ruines et à Murène, aucune trace d'émergence n'est visible. Cependant, sur ces coupes, le faciès de tempête sus-jacent est érosif et a pu faire disparaître une partie des dépôts dolomitiques.

La réinondation du système se traduit par un ravinement lié à la transgression. Cette dernière n'atteint pas les zones de St-Félix-de-l'Héras, de Clermont-l'Hérault, du Perthus et de St-Pierre-de-la-Fage qui semblent constituer des hauts topographiques où les phénomènes de dessiccation / karstification se poursuivent. Sur les coupes de Labeil, des Ruines et de Murène, un faciès de tempête se met en place sur la surface de ravinement.

L'inondation maximale se traduit par la mise en place de *Thalassinoides* et de *Diplocraterion*, accompagnée d'un enduit minéralisé à l'Escalette et St-Affrique. Aux Ruines et à Murène, elle pourrait se traduire par la mise en place d'un enduit minéralisé ou par de nouveaux dépôts de tempête. Sur les coupes à l'émergence la dessiccation continue.

La phase de haut niveau marin relatif se traduit à l'Escalette par le remplissage sparitique des terriers. Sur les autres coupes, les phénomènes de la phase précédente se poursuivent. Lors de la chute du niveau marin relatif et du bas niveau consécutif, l'ensemble des coupes, excepté St-Affrique, semblent émerger. Cela se traduit à l'Escalette par des phénomènes d'oxydation et de dissolution particulièrement visibles au niveau des terriers. Aux Ruines, à Murène et à Labeil, l'émergence de tout ou partie des corps de tempêtes va contribuer à leur dolomitisation. Seule la coupe de St-Affrique, qui n'émerge pas, voit se poursuivre les phénomènes de bioturbation.

La réinondation du système voit la mise en place à l'Escalette des micro mud-mounds et une nouvelle phase de minéralisation au niveau des faciès de tempête sur les coupes de Labeil, des Ruines et de Murène. La bioturbation se poursuit à St-Affrique alors que les zones de St-Félix-de-l'Héras, de Clermont-l'Hérault, du Perthus et de St-Pierre-de-la-Fage restent des zones émergées. La sédimentation reprend alors, sur l'ensemble du domaine, sous la forme de faciès lagunaire ou de replat formant une nouvelle séquence.

Cette discontinuité enregistre donc, comme nous l'avons déjà mentionné, un cycle et demi de variations du niveau marin relatif et peut être corrélée à d'autres surfaces en domaine plus continental (paléosols polygones de dessiccation) ou à des séquences de dépôts marines en domaine plus externe.

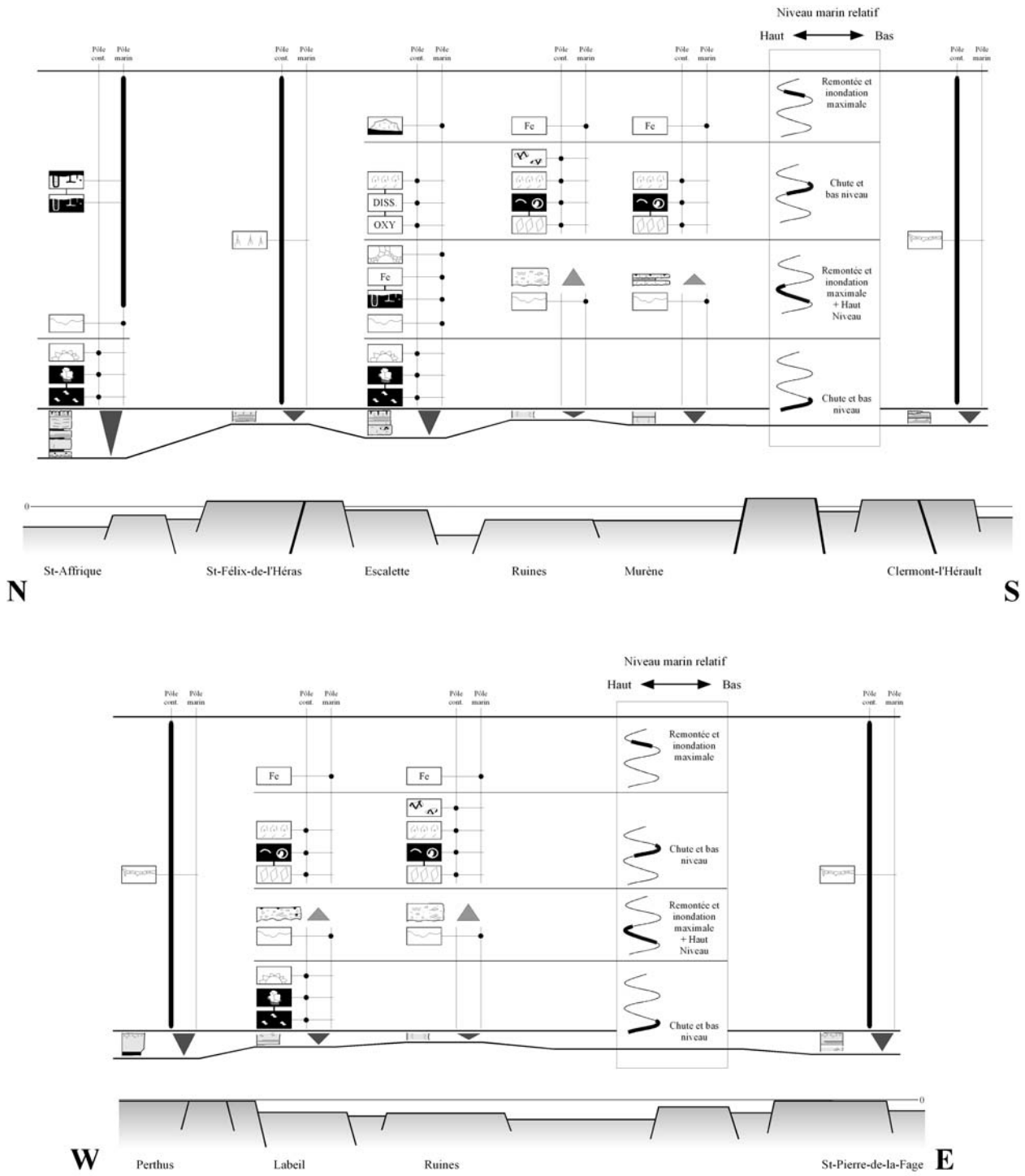


Figure 4.32 : Evolution latérale de la discontinuité I-5, en fonction des variations du niveau marin relatif et des paléotopographies schématisées (dénivelé exagéré).

7.5. SURFACE D'EMERSION – HARDGROUND INTER- A SUPRATIDAL – FIRMGROUND – HARDGROUND DE HAUTE ENERGIE

A partir de la séquence (et de la surface) I-6, certaines zones vont rester émergées et les séquences suivantes ne seront pas représentées. C'est notamment le cas pour les coupes des Ruines et de Murène où la séquence I-6 est limitée à son sommet par une surface d'émergence. Les séquences I-7 à II-1 vont donc se biseauter sur ces zones hautes (*Figures 4.27 et 4.28*). Cette configuration particulière permet d'observer des évolutions latérales variées, notamment sur la discontinuité I-8 (*Figures 4.33*).

Elle se traduit par un hardground intertidal à supratidal à l'Escalette. Il évolue latéralement vers un hardground de haute énergie de type 1 (avec émergence) à St-Félix-de-l'Héras et au Perthus. A Clermont l'Hérault et St-Pierre-de-la-Fage, une séquence classique de replat de marée est coiffée par une surface d'émergence (polygones de dessiccation et karstification). Durant la formation de cette séquence et de cette discontinuité, les zones de Label, des Ruines et de Murène constituent des points hauts où des phénomènes émergifs sont à l'œuvre : dolomitisation, dessiccation, karstification. Ces phénomènes perdureront durant la formation des séquences I-9, II-0 et II-1.

A St-Affrique, où les séquences I-8 à II-1 ne sont pas représentées, des phénomènes de condensation sédimentaire aboutissent à la formation d'un firmground qui constitue alors une surface d'omission importante (représentant quatre unités génétiques).

Cette discontinuité présente donc un large spectre de morphologie passant de surfaces d'émergence à des surfaces de condensation de différents types. A nouveau, les mouvements synsédimentaires qui affectent la zone semblent être le facteur de contrôle principal de la sédimentation en agissant sur les paléotopographies.

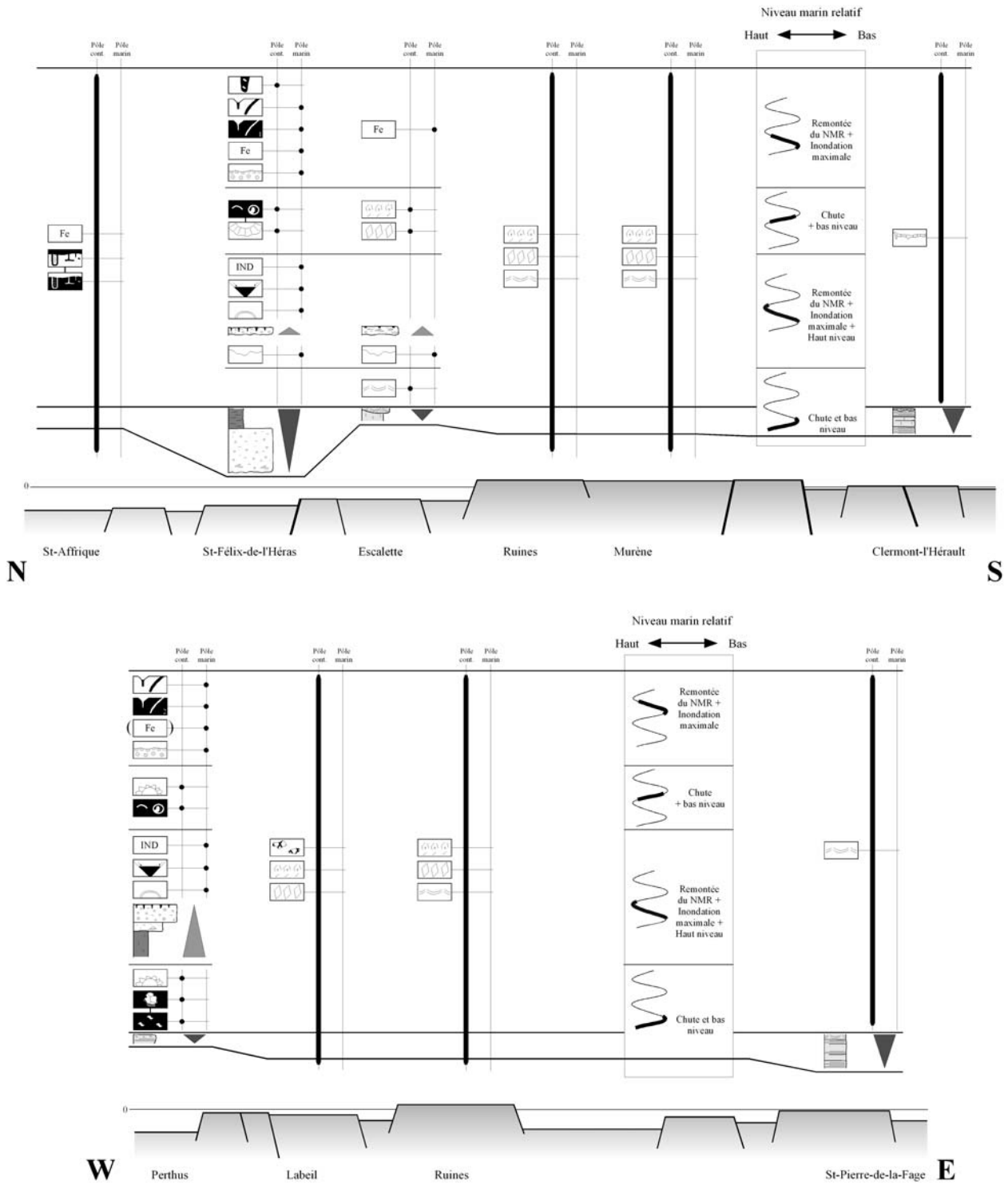


Figure 4.33 : Evolution latérale de la discontinuité I-8, en fonction des variations du niveau marin relatif et des paléotopographies schématisées (dénivelé exagéré).

7.6. SOFTGROUND – HARDGROUND DE HAUTE ENERGIE – HARDGROUND PROFOND

La discontinuité II-2 se met en place au sommet de séquences « shallowing-deepening up » sur la majorité des coupes (*Figures 4.27 et 4.28*). Elle se traduit par un hardground de forte énergie à l'Escalette, aux Ruines, au Perthus et à St-Pierre-de-la-Fage, par un hardground profond à St-Affrique et St-Félix-de-l'Héras et par un softground à Labeil (*Figure 4.34*). A l'instar de la surface I-1, cette surface qui correspond à une phase d'inondation maximale présente une condensation de type différent selon l'environnement de dépôt, traduisant notamment une variation de la cohérence du substrat le long du profil de dépôt.

7.7. SOFTGROUND – FIRMGROUND – HARDGROUND INTER- A SUPRATIDAL – HARDGROUND DE HAUTE ENERGIE – HARDGROUND PROFOND

La discontinuité II-3 se met en place au sommet de séquences « shallowing-deepening up » sur la majorité des coupes (*Figures 4.27 et 4.28*). Elle se traduit par des surfaces de condensation (hardground profond, hardground de forte énergie, firmground) évoluant vers des surfaces à caractère émerusif (hardground intertidal à supratidal) (*Figure 4.35*). Comme la surface II-2 précédente, ces surfaces traduisent une phase d'inondation maximale. La condensation sédimentaire s'exprime différemment selon l'environnement de dépôt.

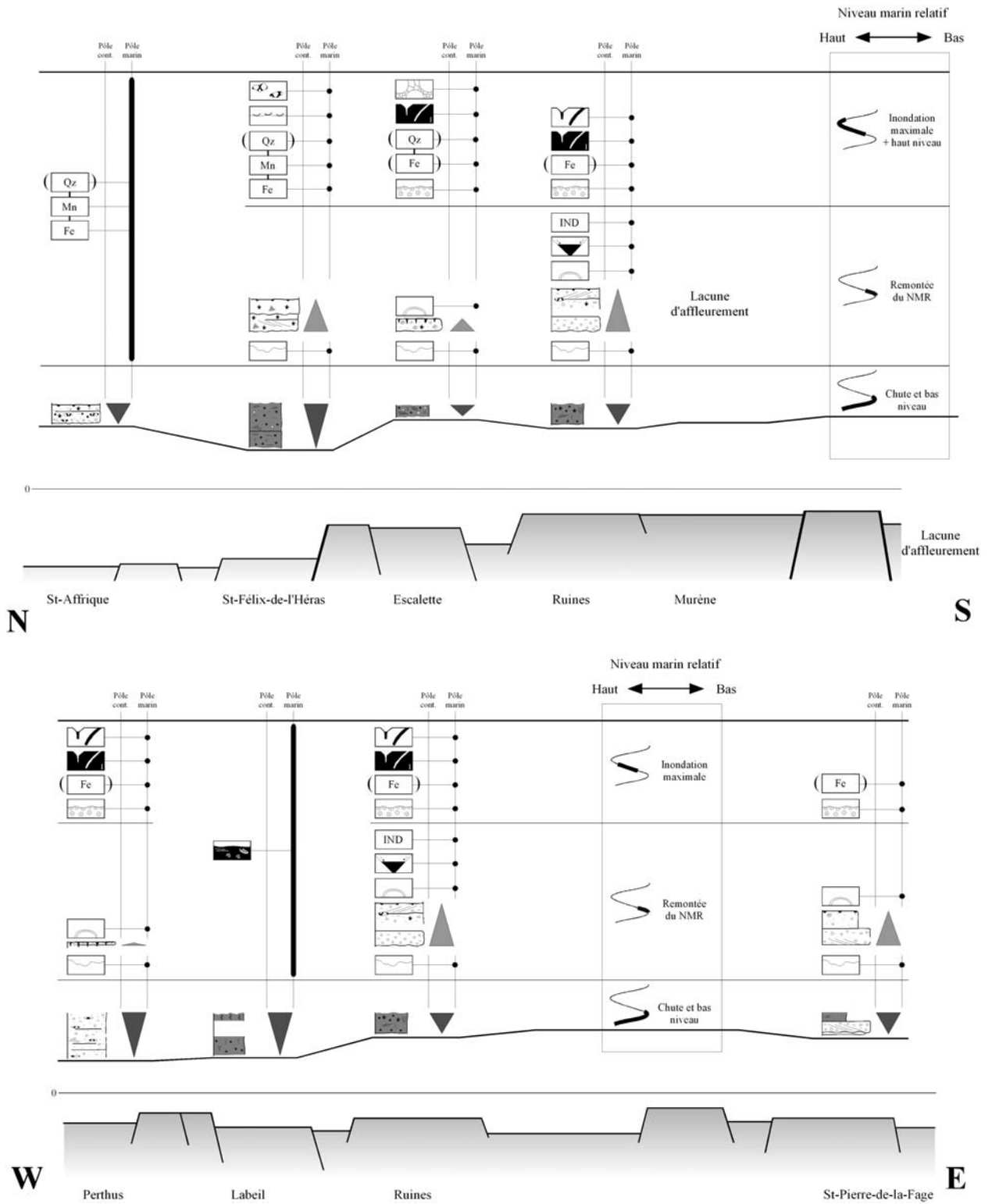


Figure 4.34 : Evolution latérale de la discontinuité II-2, en fonction des variations du niveau marin relatif et des paléotopographies schématisiques (dénivelé exagéré).

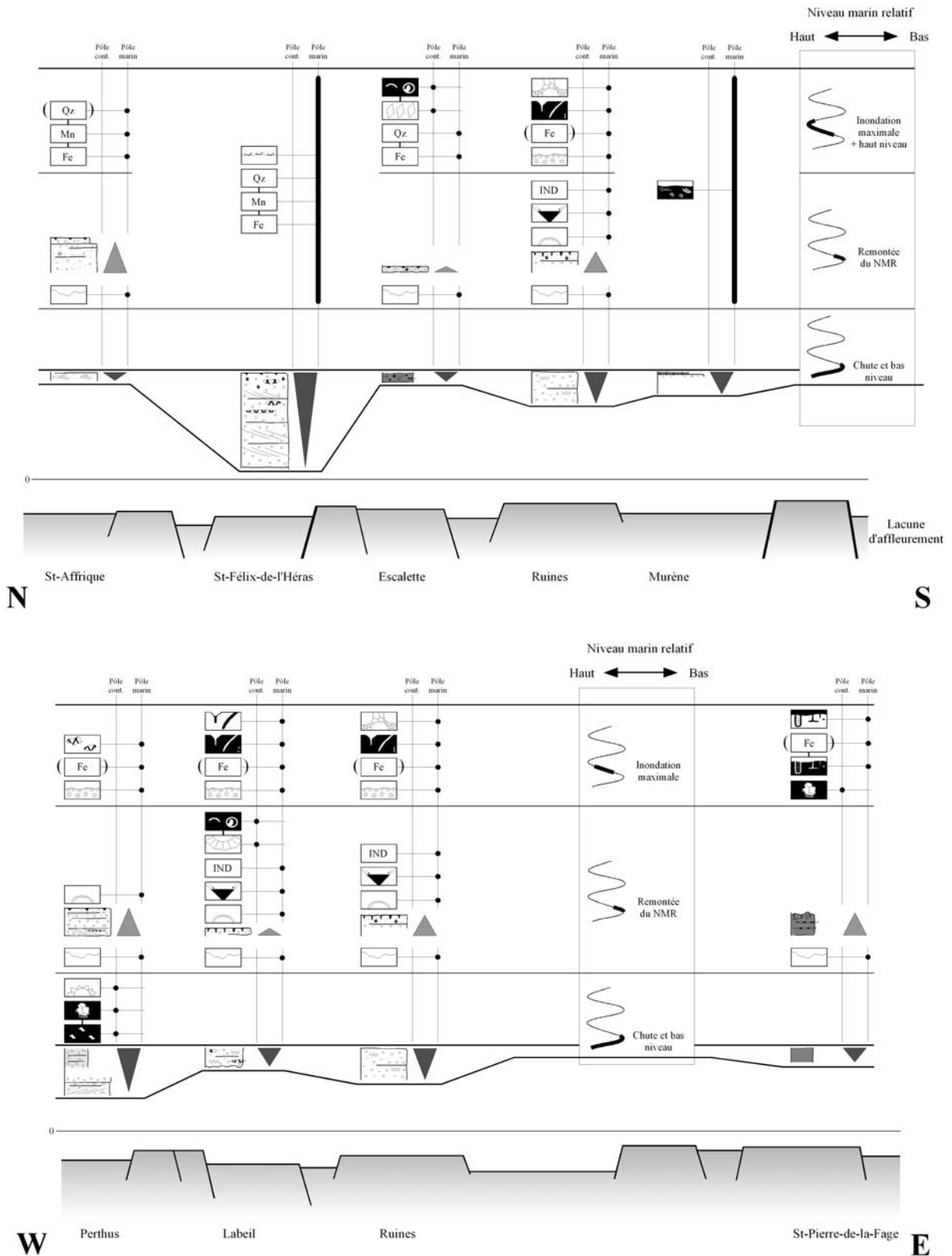


Figure 4.35 : Evolution latérale de la discontinuité II-3, en fonction des variations du niveau marin relatif et des paléotopographies schématisques (dénivelé exagéré).

8. CONCLUSION ET DISCUSSION

8.1. SYNTHÈSE

Cette étude a permis de définir et de classer les différentes discontinuités sédimentaires observées dans la série du Lias inférieur de Lodève. Le *Tableau 4.3* résume les caractéristiques principales des différents groupes de surfaces.

Type de discontinuité	Morphologie	Activité biologique	Minéralisations	Diagenèse précoce	Structures sédimentaires	
Surfaces de condensation sédimentaire	Softground	Plane à irrégulière	Bioturbation massive <i>Palaeophycus</i> <i>Rhizocorallium</i> <i>Teichichnus</i>	—	—	—
	Firmground subtidal	Plane à irrégulière	Bioturbation massive Terriers ouverts <i>Skolithos</i> <i>Thalassinoides</i> <i>Diplocraterion</i>	Peu développées (Oxydes de fer)	Silicifications	Accumulations de grains de quartz
	Hardground de haute énergie (Type1)	Plane	Surf. d'abrasion Perforations Rares encroûtements	Peu développées (Oxydes de fer)	Ciment isopaque (phréatique marin) Silt interne Ciment microstalactitique (vadose marin) Dissolutions moldiques	—
	Hardground de haute énergie (Type2)	Plane	Surf. d'abrasion Perforations Rares encroûtements	Peu développées (Oxydes de fer)	Ciment isopaque (phréatique marin) Silt interne	—
	Hardground profond	Bosselée, irrégulière	—	Importantes (Oxydes de fer et de manganèse)	—	Accumulations de grains de quartz Accumulations d'entroques
Surfaces d'émergence	Surface d'émergence proche	Irrégulière	Terriers ouverts	—	Ciment drusique	<i>Bird's eyes</i>
	Surface d'émergence prolongée	Très irrégulière	Terriers ouverts	—	Ciment drusique	Polygones de dessiccation Brèche à galets plats Paléokarsts Paléosols
	Hardground inter- à supratidal	Plane	Rares encroûtements	Peu développées (Oxydes de fer)	Dolomitisation Dédolomitisation Dissolution moldique Silicifications fréquentes	—
Surface d'érosion sous-marine	Ondulée	—	—	—	—	
Surface composite	Irrégulière	Terriers ouverts Micro mud-mounds <i>Skolithos</i> <i>Thalassinoides</i> <i>Diplocraterion</i>	Inexistantes à très développées (Oxydes de fer)	Ciment drusique Dédolomitisation	<i>Bird's eyes</i> Dissolution karstique	

Tableau 4.3 : Les groupes de surfaces et leur principales caractéristiques observés dans le Lias inférieur de Lodève.

Par ailleurs, ces discontinuités délimitent les unités génétiques. Or, le modèle de stratigraphie génétique qui prévoit que l'on puisse corréliser les unités génétiques du continent jusqu'au bassin, indique également qu'en domaine de plate-forme peu profonde, ces unités enregistrent préférentiellement la phase régressive sous forme de dépôts. La phase transgressive est alors très réduite voire absente, se résumant à l'implantation d'une surface de condensation associée à la surface de ravinement (*Figure 4.36a*).

La présente étude montre que sur le Seuil Caussenard, les discontinuités sédimentaires qui délimitent les unités génétiques de plate-forme peu profonde ne se résument pas à ces simples surfaces de ravinement / condensation : il peut en effet s'agir de surfaces d'émersion, d'érosion ou de condensation sédimentaire. Elles voient, de plus, leur morphologie évoluer latéralement à très courte distance. Le modèle peut donc être raffiné en détaillant les relations observées dans cette étude (*Figure 4.36b*).

Ces discontinuités peuvent de plus enregistrer des cycles entiers de variations du niveau marin relatif, et peuvent être corrélées à d'autres surfaces en domaine plus continental (paléokarsts polyphasés) ou à des séquences de dépôts marines en domaine plus externe. C'est notamment le cas de la surface I-5.

8.2. LES FACTEURS CONTROLANT LA MISE EN PLACE ET L'EVOLUTION LATÉRALE DES DISCONTINUITÉS

A l'instar de la séquence de dépôts, les facteurs qui contrôlent la mise en place et la morphologie des discontinuités sédimentaires sont nombreux. Les discontinuités sédimentaires étudiées ici délimitent les unités génétiques et leur formation est donc intrinsèquement liée aux variations du niveau marin relatif. Néanmoins, l'étude de ces surfaces met en évidence des variations importantes de leur morphologie, reflétant l'intervention d'autres facteurs.

De la même façon qu'elle influence la géométrie et la répartition des faciès sédimentaires, la **tectonique synsédimentaire** semble contrôler l'évolution latérale des discontinuités sédimentaires en contrôlant les **paléotopographies** : les zones hautes ou basses qu'elle engendre vont permettre à une surface de s'exprimer différemment d'une coupe à une autre. C'est la raison pour laquelle une surface d'émersion (se situant sur un point haut, émergé) peut évoluer latéralement en une surface de condensation sédimentaire sous-marine. L'arrêt de sédimentation et les phénomènes de condensation sédimentaire en domaine marin concomitants à ces émergences peuvent trouver leur origine dans différents facteurs.

L'absence d'apport détritique est un premier facteur. Les blocs émergés subissent des phénomènes de dissolution (karstiques) ou de dessiccation, et non d'érosion mécanique. Il n'y a donc pas d'apport détritique résultant de ces émergences. Les seuls apports détritiques observés se résument aux petites accumulations de grains de quartz observées au niveau de quelques surfaces (hardground profond notamment).

De faible taux de sédimentation sont reconnus en domaine de lagon. Hillgärtner (1998) y reconnaît la présence de firmground ou hardground très peu mature, attribuant la consolidation et la cimentation des sédiments, aux faibles taux de sédimentation de ces environnements. En effet, sous une tranche d'eau très faible et dans le cas où les températures augmentent (dans les parties confinées de la plate-forme carbonatée), l'oxygène est consommé essentiellement par l'activité bactérienne (Ramade, 1987 ; Brenchley & Harper, 1998), ce qui tendrait à réduire, voire inhiber la production carbonatée. Par le jeu des failles synsédimentaires, la tectonique a pu contribuer à la formation de ce type d'environnement confiné, de faible énergie présentant de faibles taux de sédimentation, favorisant ainsi la formation de softgrounds ou firmgrounds.

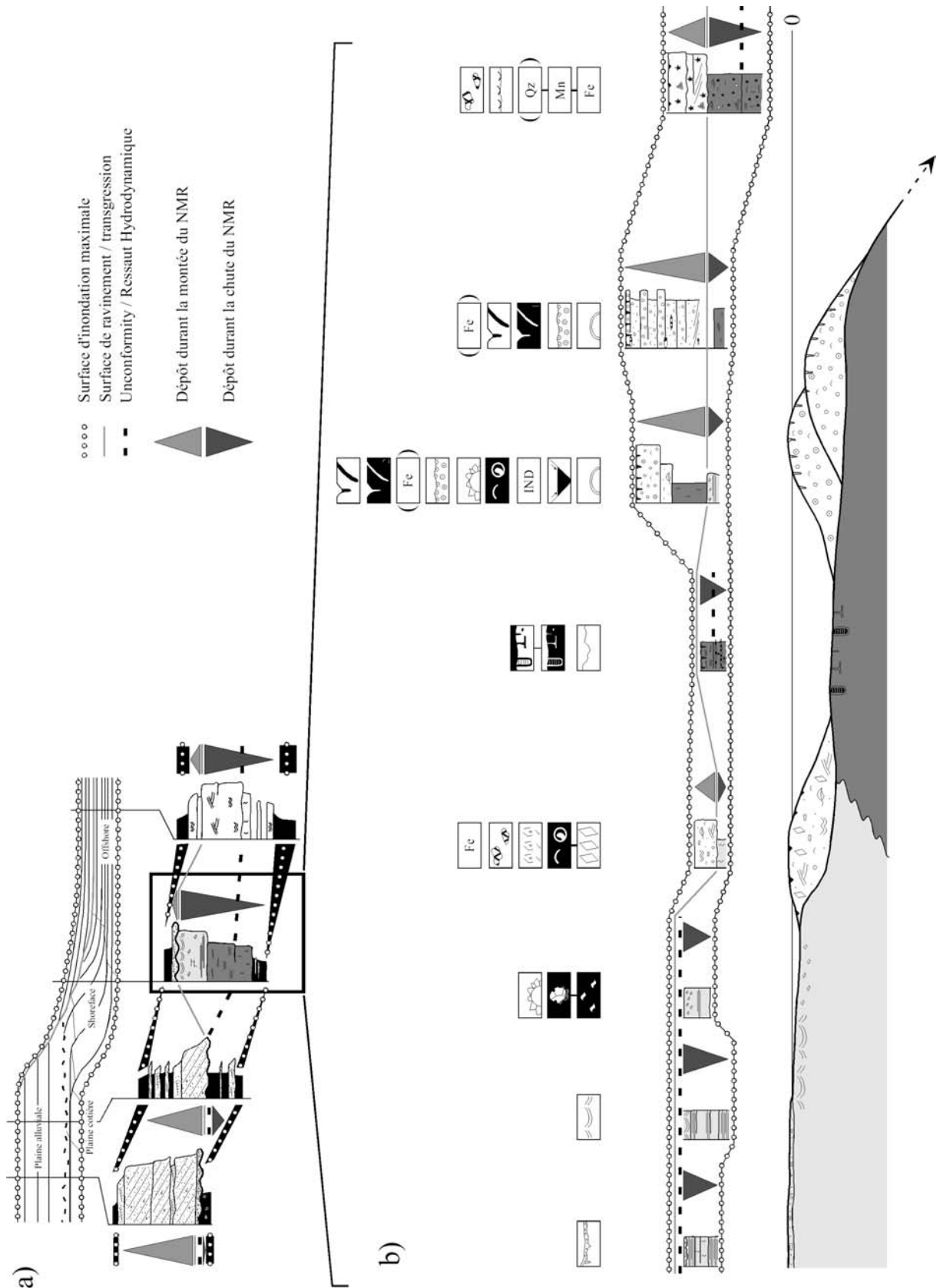


Figure 4.36 : a) Caractérisation d'une séquence génétique 2D, depuis la plaine alluviale jusqu'à l'offshore (d'après Homewood & al., 1992 et Merzeraud, 1992). b) Apport du présent travail : illustration et caractérisation précise d'une séquence génétique et de ses limites en domaine de plate-forme carbonatée peu profonde (figure synthétique réalisée à partir de différentes séquences).

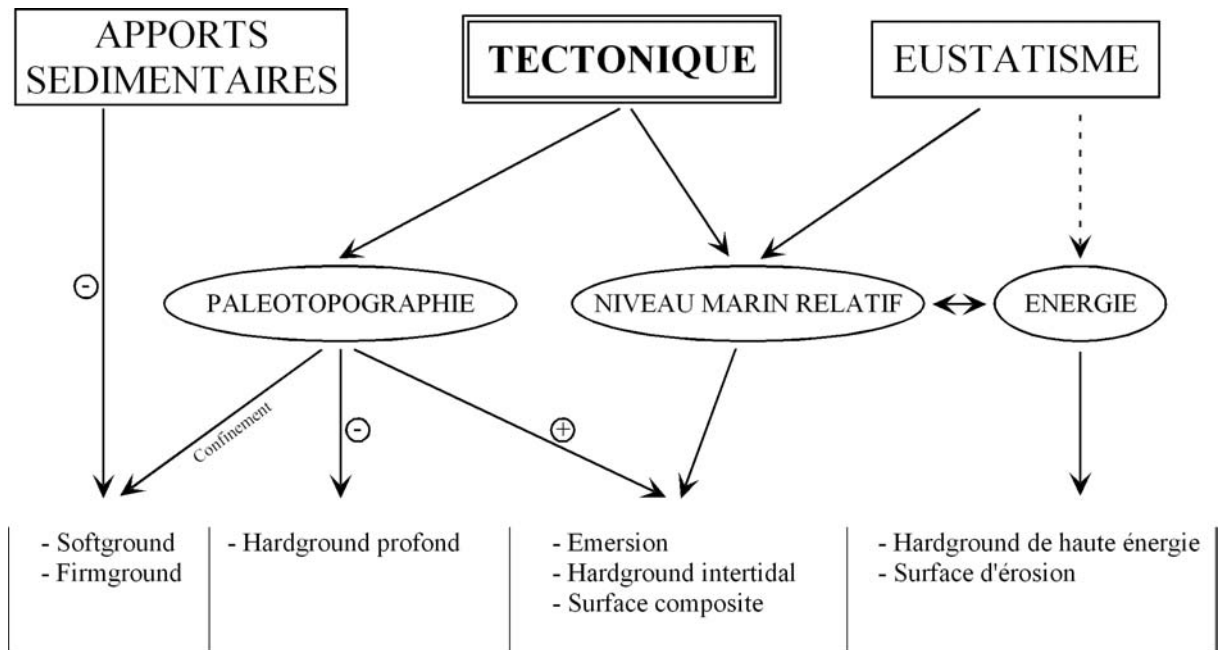
Dans les environnements de haute énergie (shoals oolithiques), les houles et courants provoquent un vannage permanent des dépôts. Celui-ci contribue à un fort taux de percolation des eaux marines dans la porosité, qui maintiendrait la saturation nécessaire à l'approvisionnement en ions, favorisant ainsi la cimentation précoce (Kennedy & Garisson, 1975 ; Aghib & *al.*, 1991 ; Triffleman & *al.*, 1992). L'activité de ces courants et houles n'est pas un phénomène uniforme sur l'ensemble de la plate-forme, ce qui a pu influencer la morphologie des surfaces condensées : minéralisations plus ou moins développées, abondance des perforations et/ou encroûtements, érosion / ravinement.

La morphologie du fond marin pourrait influencer sur la condensation. Selon Jarvis (1992), la condensation est plus importante sur les reliefs que dans les dépressions adjacentes.

La particularité des hardgrounds profonds observés sur certaines coupes est qu'ils présentent des minéralisations importantes. Celles-ci pourraient traduire une **activité bactérienne** qui favoriserait la lithification précoce des faciès micritique profonds (Jeans, 1980 ; Laurenti & Montaggioni, 1995). Cette activité bactérienne serait d'autant plus favorisée que les taux de sédimentation de ces environnements circalittoraux sont faibles.

Plusieurs autres facteurs ont été évoqués pour expliquer la lithification précoce et la formation de surface de condensation : des phénomènes de compaction qui permettraient l'échappement de fluides et la formation de surfaces durcies (Zankl, 1969 ; Clari & *al.*, 1995) ou la précipitation de calcite magnésienne micro-cristalline (Kim & Lee, 1996). Ces phénomènes n'ayant pas été observés ils ne semblent pas intervenir sur la formation des discontinuités observées.

L'ensemble de ces conclusions va dans le sens d'un fort contrôle local sur la morphologie des discontinuités sédimentaires. Dans le contexte structural particulier qu'est le Seuil Caussenard, la morphologie et l'évolution latérale de ces surfaces sont avant tout contrôlées par la tectonique synsédimentaire et les processus autocycliques en général. La *Figure 4.37* tente de synthétiser les différentes variables agissant sur la sédimentation dans la zone étudiée.



Figures 4.37 : Les différents facteurs influant sur la morphologie des discontinuités sédimentaires (inspiré de Hillgärtner, 1998). Sur le Seuil Causseard la tectonique synsédimentaire est le paramètre majeur.

8.3. INFLUENCE DU CONTEXTE GLOBAL

Au Lias, des conditions « greenhouse » règnent sur le super-continent « Pangée » et le super-océan « Panthalassa » (Hallam, 1984 ; Hallam, 1985 ; Scotese & *al.*, 1999). Ce régime climatique se caractérise notamment par l'absence de calottes polaires et une certaine uniformité des climats sur l'ensemble de la planète. Plusieurs études se sont penchées sur l'influence de ces conditions climatiques sur l'enregistrement sédimentaire (Read & *al.*, 1995 ; Kerans, 1997 ; Séranne, 1999 ; Wan & Lehrmann, 2003). Il ressort que les périodes « greenhouse » se caractérisent par des variations eustatique haute fréquence (20.000 à 400.000 ans) de faible amplitude (1 à 10 m). A l'inverse, les périodes « icehouse » se caractériseraient par des variations eustatiques de grande amplitude (30 à 200 m).

Le contexte de « greenhouse » a donc pu favoriser l'enregistrement de cycles haute fréquence sur la plate-forme Caussearde. Etant donné le contexte tectonique particulier de la zone, ces cycles ont pu être enregistrés sous la forme de discontinuités sédimentaires. C'est par exemple le cas de la surface I-5 de l'Escalette : celle-ci pourrait occuper une position structurale comprise dans une zone particulièrement sensible aux variations du niveau marin relatif, car très proches de la ligne de rivage. Ce point, associé à la bathymétrie limitée et au faible gradient de pente de la plateforme dans laquelle se développe cette discontinuité, favoriserait l'enregistrement de ces variations. Cet enregistrement ne pouvant se faire sous la forme d'un dépôt (absence d'apport détritique et de production carbonaté) il serait réalisé sous la forme d'une surface.

Chapitre 5 :

*Signification géodynamique des
discontinuités sédimentaires du
Lias inférieur*

Plan du chapitre 5 :

Partie 1 : Les discontinuités du Lias inférieur à l'échelle du Bassin du Sud-Est

1. INTRODUCTION

2. LA MARGE CEVENOLE

2.1. PRESENTATION DE LA SERIE

2.2. STRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE

3. LA MARGE ARDECHOISE

3.1. PRESENTATION DE LA SERIE

3.2. STRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE

4. LA REGION DE DIGNE

4.1. PRESENTATION DE LA SERIE

4.2. STRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE

5. CORRELATIONS AVEC LE SEUIL CAUSSENARD

5.1. QUELQUES JALONS DE CORRELATIONS

5.2. STRATIGRAPHIE GENETIQUE DE LA SERIE HETTANGIENNE DU SEUIL CAUSSENARD

5.3. RESULTATS ET DISCUSSION

Partie 2 : Les discontinuités du Lias inférieur dans un autre bassin sédimentaire : le Bassin de Paris

1. INTRODUCTION

2. CADRE GENERAL

2.1. CADRE STRUCTURAL

2.2. CADRE STRATIGRAPHIQUE

2.3. PRESENTATION DE LA SERIE DU LIAS CARBONATE

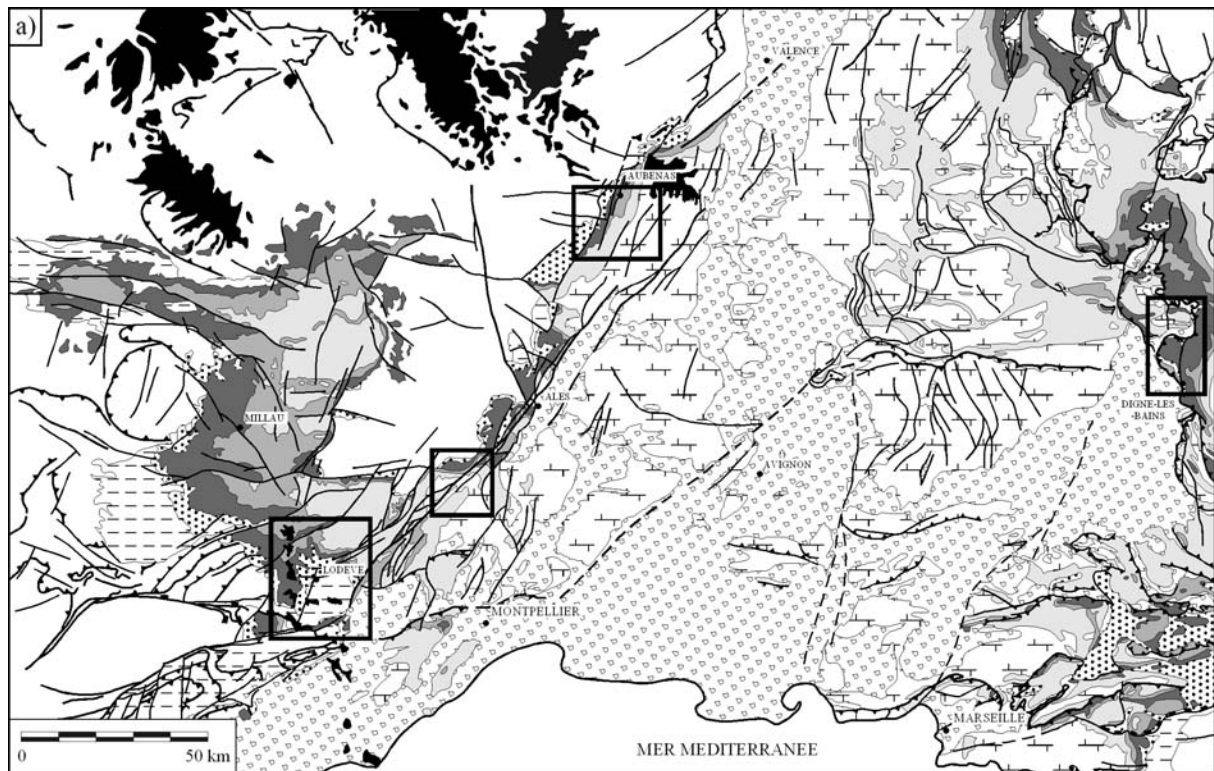
3. DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES

4. CYCLOSTRATIGRAPHIE (ANALYSE SPECTRALE PAR ONDELETTES)

5. CONCLUSION : COMPARAISON ENTRE LE SEUIL CAUSSENARD ET LA SOLOGNE

Chapitre 5 :

Signification géodynamique des discontinuités sédimentaires du Lias inférieur



Carte géologique simplifiée du Bassin du Sud-Est montrant les différentes zones étudiées dans ce chapitre.

PARTIE 1 : LES DISCONTINUITES DU LIAS INFERIEUR A L'ECHELLE DU BASSIN DU SUD-EST

1. INTRODUCTION

Après la reconnaissance et l'interprétation de l'ensemble des discontinuités sédimentaires de la série sinémurienne du Seuil Caussenard, nous avons tenté de les corrélérer avec d'autres zones de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est, comme l'Ardèche ou la zone cévenole. L'objectif de ces corrélations est double : il s'agit d'abord de déterminer quels sont les repères de corrélations valables au-delà du Seuil Caussenard puis de comprendre la valeur et la signification géodynamique de ces discontinuités – repères.

Par ailleurs, les secteurs Ardéchois et Cévenol présentent l'avantage d'être bien datés (données biostratigraphiques abondantes), ce qui pourrait permettre, par corrélation, de proposer un cadre temporel pour la série Caussenarde.

Enfin, deux coupes situées dans la région de Digne ont été levées afin de préciser la sédimentation dans le bassin, contemporaine de l'intervalle étudié sur la marge.

Nous allons dans un premier temps (§ 2, 3 et 4) présenter sommairement les séries liasiques cévenole, ardéchoise et de la région de Digne (l'étude détaillée de ces zones est présentée sur l'*annexe CD*). Dans un second temps, des corrélations séquentielles et par cyclostratigraphie (§ 5) seront proposées et discutées.

2. LA MARGE CEVENOLE

2.1. PRESENTATION DE LA SERIE

Cette partie de la marge comprend deux zones d'études : la Montagne de la Fage et le puits de Vacquières (*Figure 5.1*). Comme pour le Seuil Caussenard, la structuration de la zone est principalement orientée SW-NE (orientation cévenole, *Chapitre 2, §1.2.1*).

La série liasique située au large des Cévennes comprend un Lias carbonaté et un Lias marneux, séparés l'un de l'autre par un hardground majeur. Plusieurs travaux ont déjà été effectués sur ce secteur, notamment ceux de Youssefi (1981) et Perrissol (1990) qui ont révélés une organisation de la série assez similaire à celle du Seuil (*Figure 5.2*). Six unités lithologiques sont définies (Perrissol, 1990).

A la base un faciès de calcaires gris (unité 1), en petits bancs irréguliers onduleux, parfois très argileux, séparés par des joints marneux rappelle le faciès de Parlatges (avec un milieu de dépôt équivalent, dans la partie haute d'un littoral très abrité).

Il est surmonté par environ 100 m d'alternances régulières de grainstones fins (à oolithes, pellets et bioclastes) et de mudstones dolomitiques (stromatolithes, laminations algaires ; *Figures 5.3a et 5.3b*). Ces faciès s'organisent en séquence « shallowing-up », traduisant la migration de barres sableuses (dunes hydrauliques) dans un milieu subtidal peu profond à supratidal (unités 2 et 3).

Ces faciès dolomitiques Hettangien sont surmontés par environ 150 d'alternance de mudstones (subtidaux) et de packstones-grainstones (unité 4). Cette unité se différencie de la précédente par la présence plus fréquente d'accidents siliceux, rares dans l'Hettangien, par

des bancs plus massifs, des stratifications obliques fréquentes et une granulométrie plus grossière. La partie inférieure correspondrait à un environnement de plate-forme externe « situé au pied du talus de progradation d'une barrière ». La partie supérieure traduirait l'installation d'un milieu abrité, peu profond (plate-forme interne) protégé.

L'unité 5 (épaisse d'une cinquantaine de mètre) se compose de wackestones gris-bleu, en bancs massifs ou en plaquettes, onduleux, riches en chailles siliceuses (*Figures 5.4a et 5.4f*) et en brachiopodes (*Figures 5.4c et 5.4d*). Ces faciès peuvent présenter une bioturbation importante, non identifiée (*Figure 5.4e*) et un débris attribué à un bryzoaire encroûtant a été observé à la base de la série (*Figure 5.4b*). Cette formation appartenant à la fin du Lotharingien, caractériserait un environnement de plate-forme externe.

L'unité 6, épaisse d'une vingtaine de mètre, attribuée au Carixien, se compose dans sa partie inférieure de calcaires bleu-beige en petits bancs à stratifications planes et interlits marneux (*Figures 5.3c et 5.3d*). Ils évoluent dans la partie supérieure vers des mudstones à spicules, en bancs massifs riches en chailles (*Figure 5.3e*) et se terminant par plusieurs surfaces de condensation. Ces faciès caractérisent, comme pour l'unité précédente, un environnement de plate-forme externe.

Au-dessus, s'installent les faciès du Lias marneux, mais le hiatus enregistré au niveau de la transition calcaire / marnes est moins important que sur le Seuil Causseard, puisque le Carixien est exprimé. La surface limitant les deux ensembles enregistrerait donc la fin du Carixien et le début du Domérien. Le Lias marneux se compose de marnes à « miches calcaires » domériennes (*Figures 5.3f et 5.3g*) surmontées des schistes carton du Toarcien.

2.2. STRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE

A la différence de la série du Seuil Causseard, la série Cévenole a livré de nombreuses ammonites permettant une datation biostratigraphique précise (Perrissol & Guerin-Franiatte, 1985 ; Perrissol, 1990) et un calage avec la charte chronostratigraphique de Hardenbol & al. (1998). La comparaison des cycles de troisième ordre de la charte et des cycles définis par l'analyse séquentielle permet alors de mettre en évidence de possibles corrélations (*Figure 5.5*) : il semble en effet que les limites de séquences B et E soient corrélables aux limites de séquence He3 et P15, intervenant aux mêmes niveaux stratigraphiques.

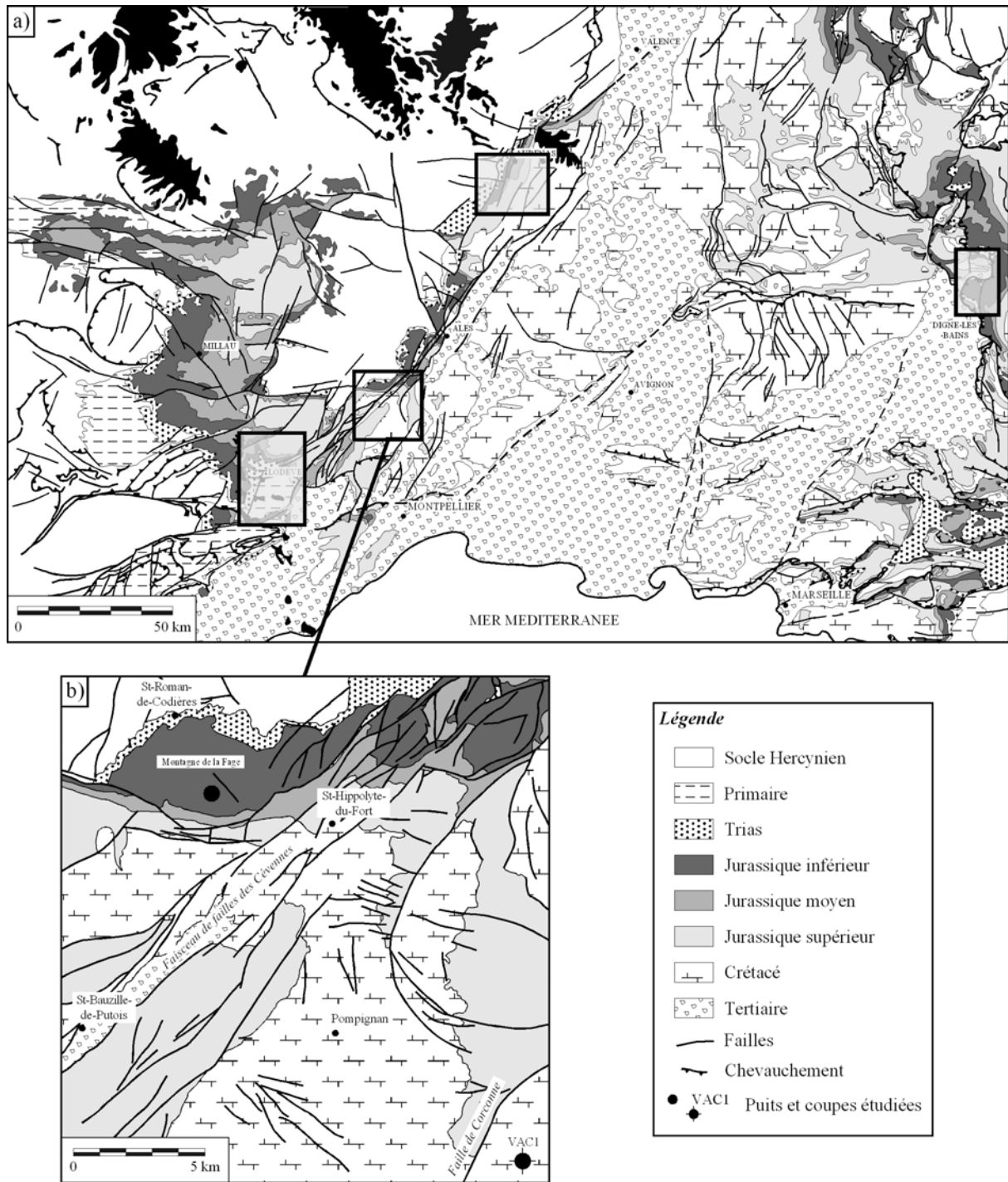
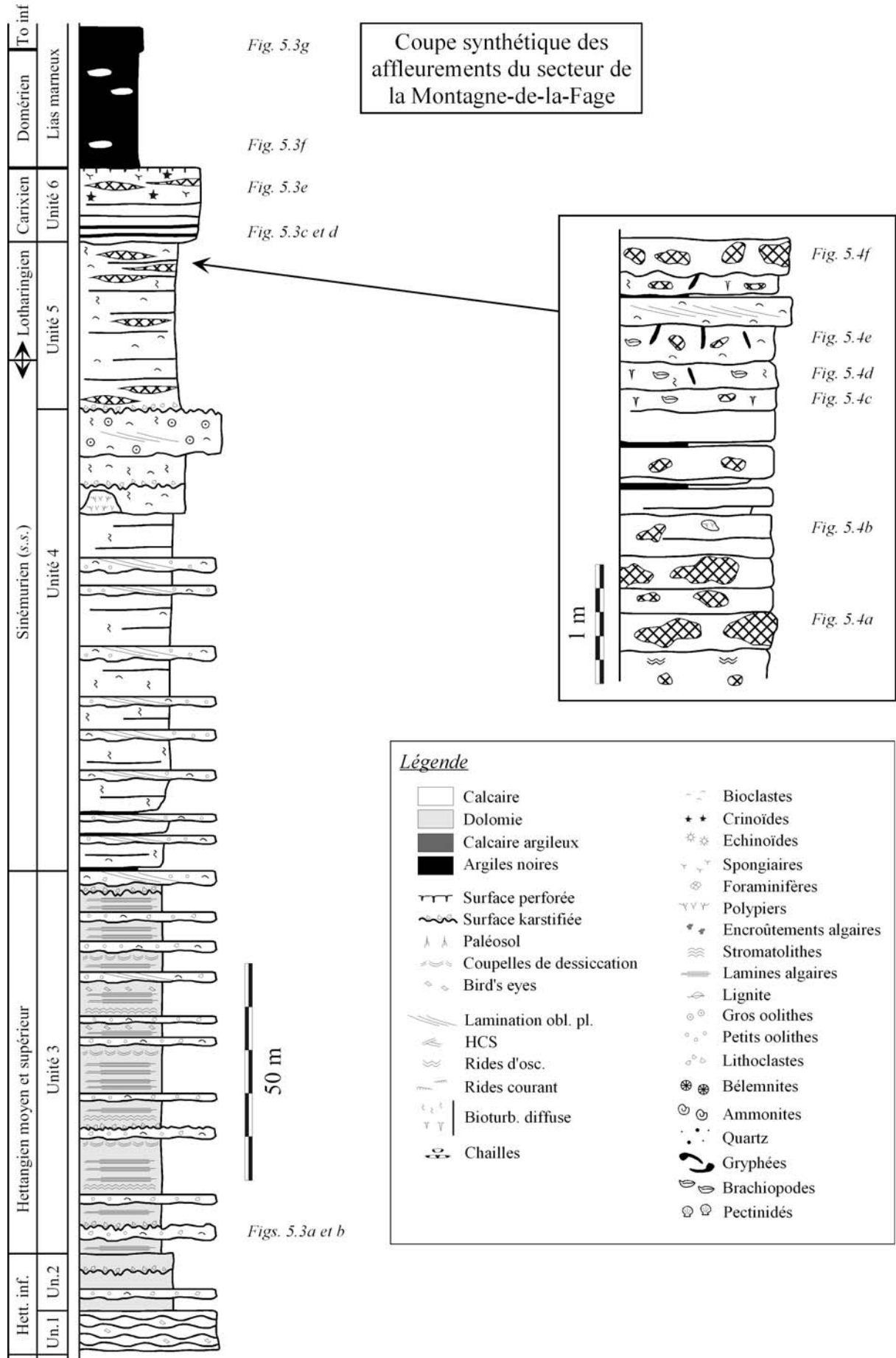


Figure 5.1 : a) Carte géologique simplifiée du Bassin du Sud-Est, montrant la place de la marge cévenole dans le bassin. Les zones en grisé correspondent aux autres zones étudiées. b) Carte géologique simplifiée de la zone étudiée.

Page suivante : Figure 5.2 : La série liasique de la Montagne de la Fage. La formation Lotharingienne est détaillée sur le log de droite. Les logs renvoient aux Figures 5.3 et 5.4 qui illustrent la série.



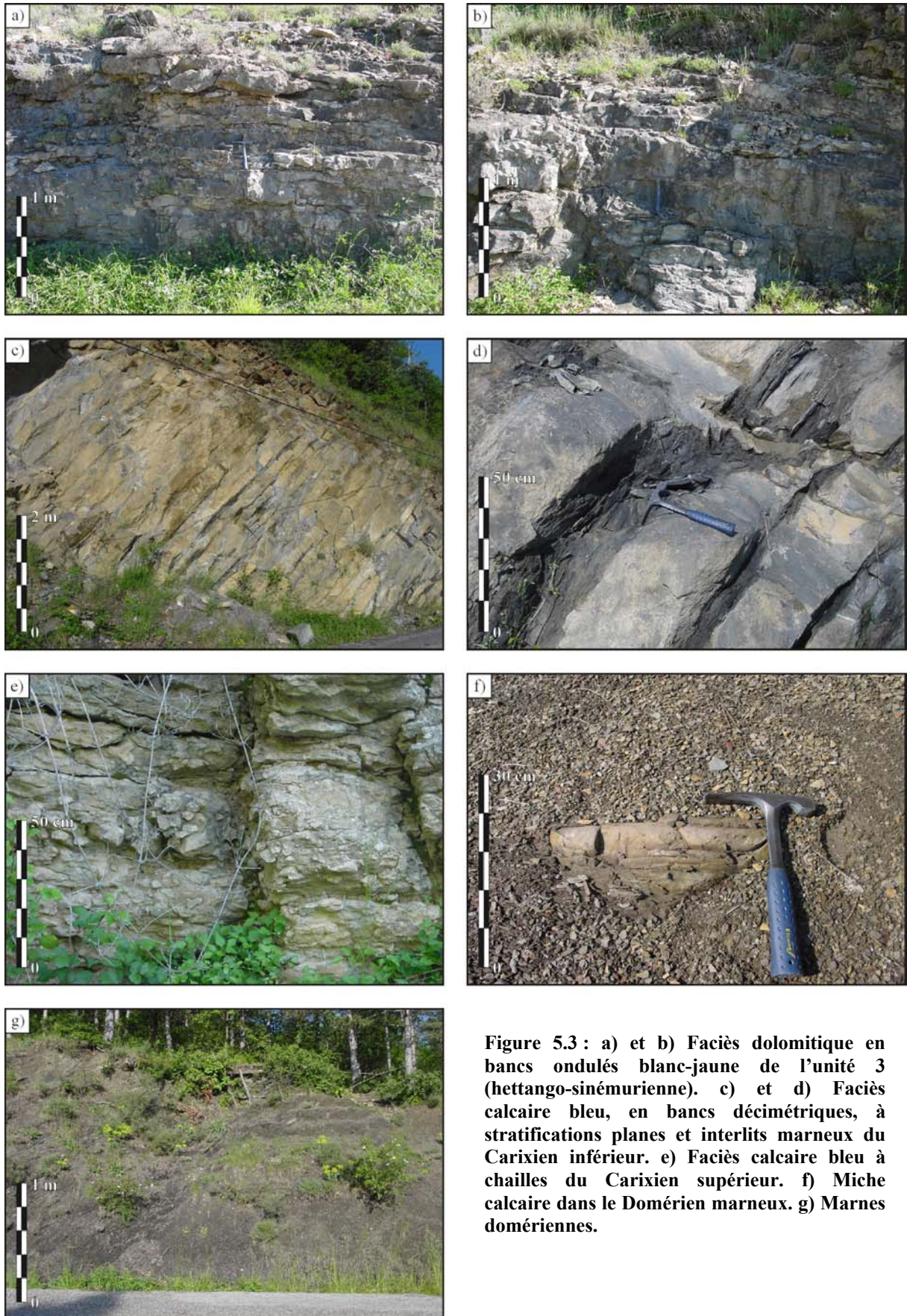


Figure 5.3 : a) et b) Faciès dolomitique en bancs ondulés blanc-jaune de l'unité 3 (hettango-sinémurienne). c) et d) Faciès calcaire bleu, en bancs décimétriques, à stratifications planes et interlits marneux du Carixien inférieur. e) Faciès calcaire bleu à chailles du Carixien supérieur. f) Miche calcaire dans le Domérien marneux. g) Marnes domériennes.

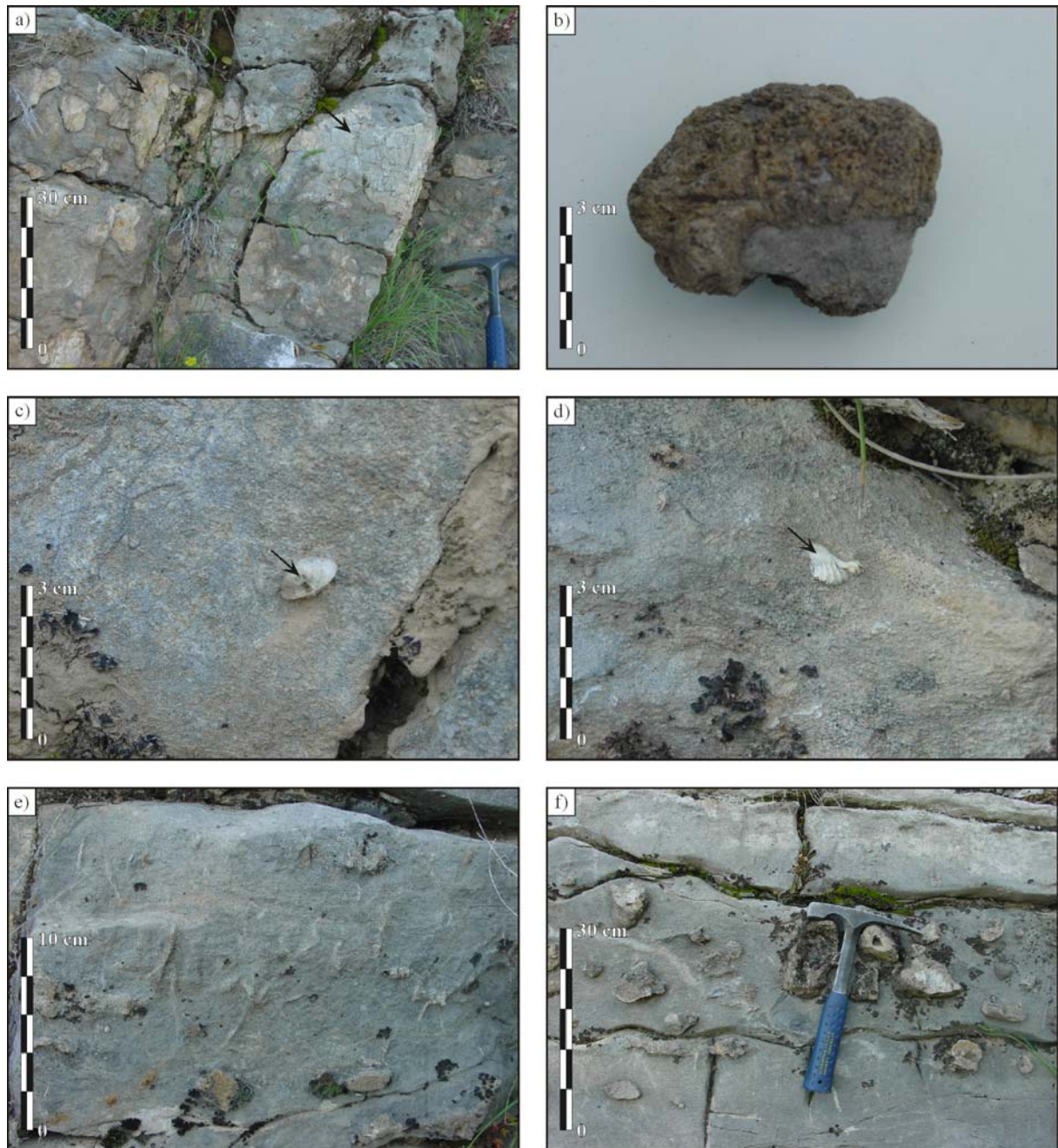
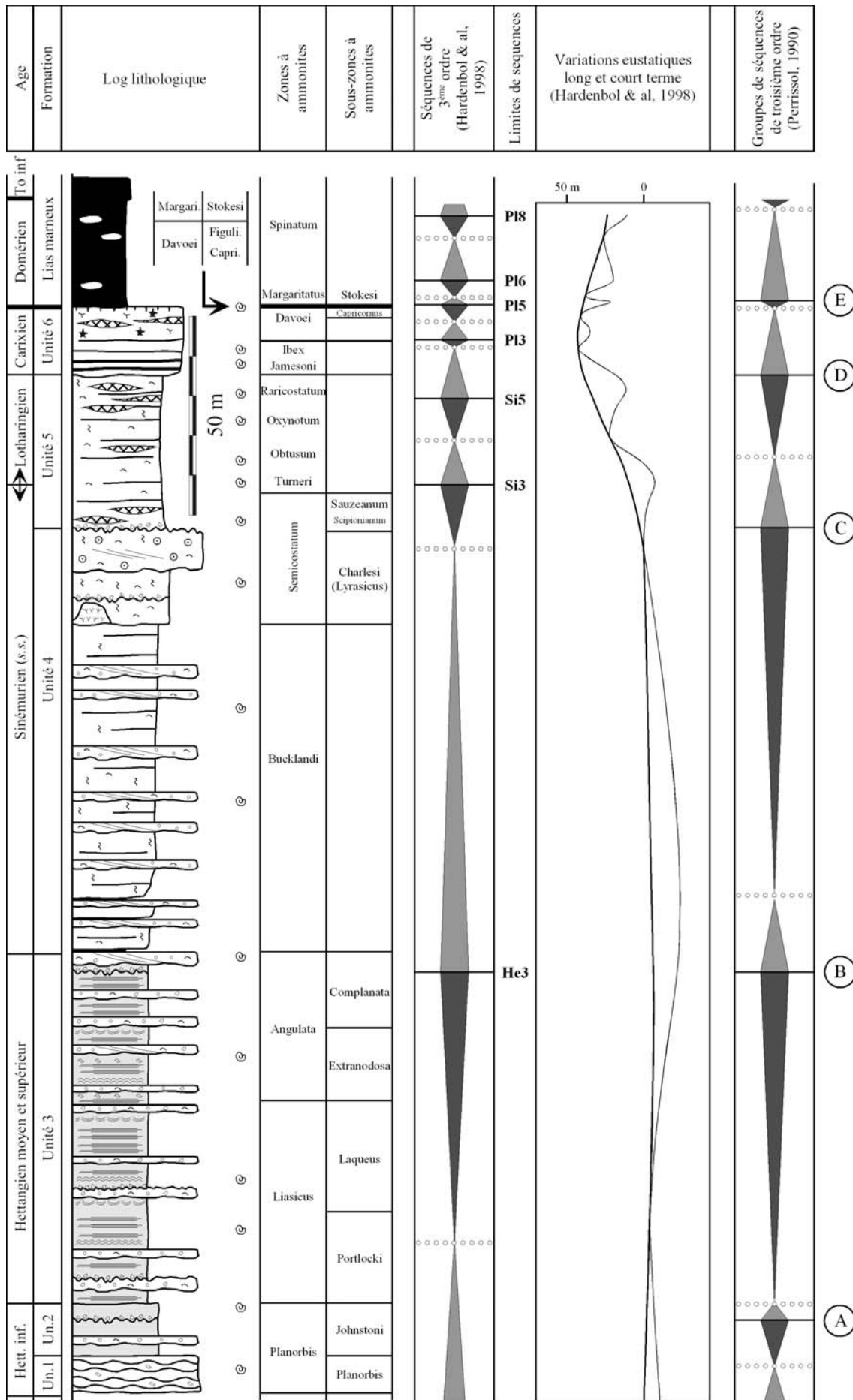


Figure 5.4 : a) Calcaire gris bleu, en bancs ondulés, à chailles abondantes. b) Possible débris de bryzoaire encroûtant. c) et d) Différents brachiopodes (possible *Rhynchonelle* en d). e) Bioturbation intense présente dans certains bancs. f) Chailles abondantes.

Page suivante : Figure 5.5 : Données biostratigraphiques disponibles pour la série de la Montagne de la Fage et calage par rapport à la zonation de Gradstein & al. (1994) et à la charte chronostratigraphique de Hardenbol & al. (1998). Comparaison avec les séquences définies par Perrissol (1990). Légende du log Figure 5.2.



3. LA MARGE ARDECHOISE

3.1. PRESENTATION DE LA SERIE

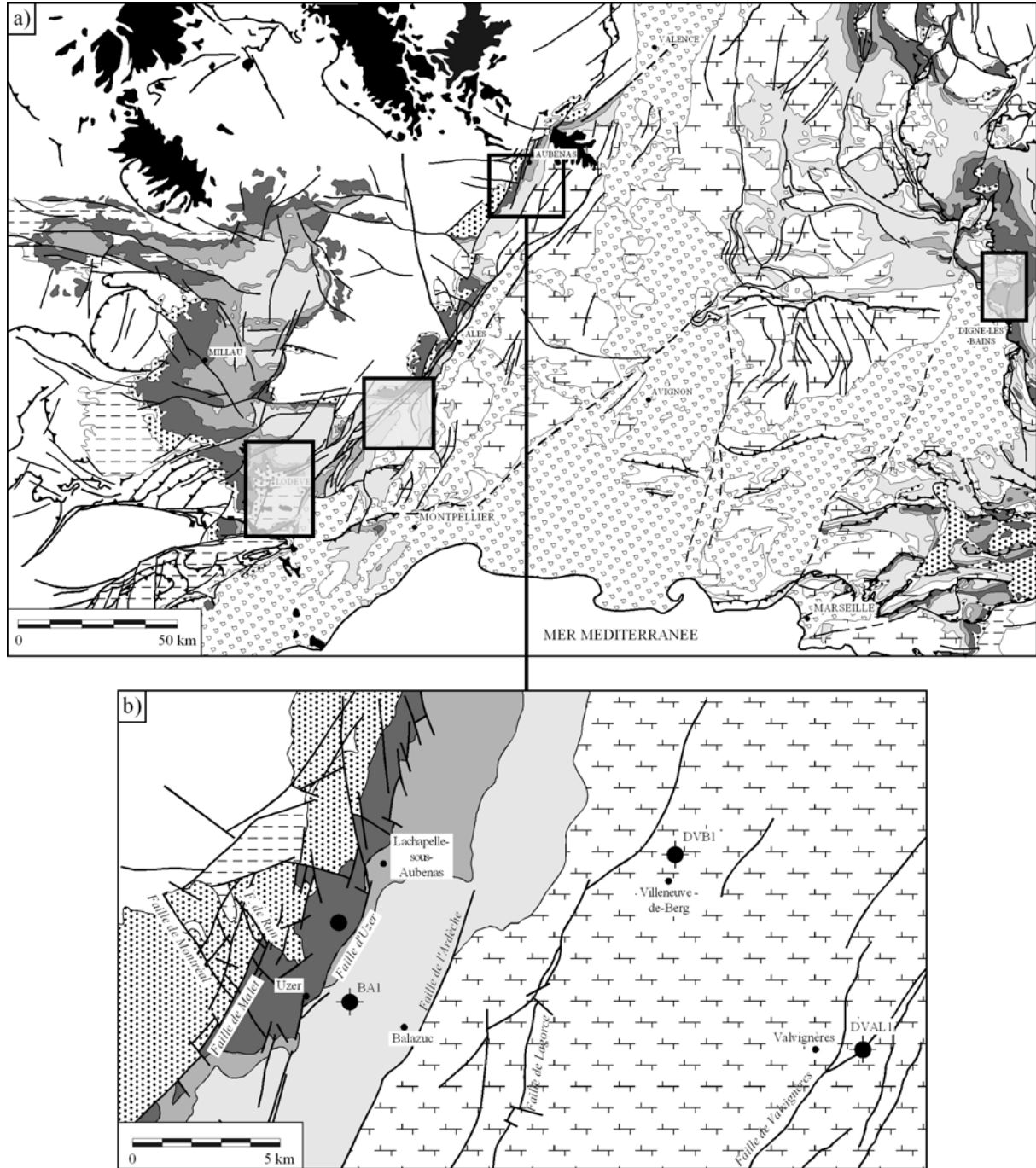


Figure 5.6 : a) Carte géologique simplifiée du Bassin du Sud-Est, montrant la place de la marge ardéchoise dans le Bassin. Les zones en grisé correspondent aux autres zones étudiées. b) Carte géologique simplifiée de la zone étudiée. Légende sur la Figure 5.1.

La zone étudiée (secteur Uzer-Aubenas) se situe à l'Ouest de la Vallée du Rhône sur la bordure Est du Massif Central (*Figure 5.6a*). Son cadre structural a été défini au *Chapitre 2, §1.2.1*. Rappelons simplement qu'à nouveau les structures orientées SW-NE vont largement contrôler la sédimentation.

Une coupe synthétisant les différentes données d'affleurements et les données extraites de la bibliographie est présentée *Figure 5.7*.

L'Hettangien inférieur est composé de deux termes : 1) le *complexe carbonaté de base* qui se compose de calcaires dolomitiques gris, de packstone-grainstone à oolithes et d'une lumachelle à mytilidés (Elmi, 1990 ; Elmi & al., 1991 ; Elmi & al., 1996) ; 2) les *calcaires noduleux cendrés inférieurs* se développant sur une épaisseur d'environ 20 m et composés d'un niveau argileux à la base, surmonté par des faciès calcaires rognoneux plus massifs au sein desquels des faciès récifaux ont été décrits au Nord d'Aubenas.

L'Hettangien moyen et supérieur sont représentés par la formation des *calcaires noduleux supérieurs* d'une épaisseur d'environ 100 m. Certaines « séquences » de 2 ou 3 m d'épaisseur semblent s'individualiser : elles se composent d'un niveau marneux pluridécimétrique à la base évoluant vers le faciès de calcaire noduleux où les marnes sont alors réduites à de minces joints centimétriques (*Figures 5.8a et 5.8b*). Ces calcaires peuvent présenter une bioturbation importante et représenteraient un domaine de plate-forme externe profonde.

Épaisses d'une vingtaine à une trentaine de mètres, les *couches du Bosc* recouvrent la fin de l'Hettangien supérieur et le début du Sinémurien (*s.l.*). Elles se composent d'alternances métriques de calcaires fins en bancs ondulés pluricentimétriques séparés par des joints marneux et de calcaires plus ou moins bioclastiques (bivalves, échinodermes), à quartz grossiers (*Figure 5.8d*), en bancs plus compacts pluridécimétriques. De nombreuses gryphées disposées en désordre (témoin d'une certaine agitation ; *Figure 5.8c*), des terriers abondants, mais non identifiés (*Figures 5.8e et 5.8f*) et quelques nodules siliceux dans la stratification ont été observés (*Figures 5.8g et 5.8h*).

Les *couches du Château d'Aubenas*, épaisses d'une trentaine de mètres, attribuées à la fin du Sinémurien, montrent une sédimentation carbonatée de plus en plus perturbée par des apports quartzeux en passées décimétriques ravinantes, et des nodules siliceux dont la taille augmente vers le haut. Ces passées seraient à mettre en relation avec des phénomènes de tempêtes (Elmi & al., 1993 ; Elmi & al., 1996), ce qui semble confirmé par les terriers d'échappement formés par les organismes remontant vers la surface du sédiment (Taylor & Goldring, 1996 ; *Figure 5.8f*).

Les *couches de la Garenne* sont généralement rapportées au Carixien et se composent de calcaires à entroques très quartzeux. Ce matériel s'organise en passées décimétriques à pluridécimétriques à base ravinante (*Figures 5.9b et 5.9c*), associées à des silicifications nombreuses et de grandes tailles (*Figures 5.9a et 5.9d*) et quelques terriers silicifiés. Certaines surfaces de bancs présentent de petites perforations et un enduit ferrugineux (*Figure 5.9b*) qui semblent témoigner de courts arrêts de sédimentation.

Les *couches de Vaumalle* attribuées au Domérien (*Figure 5.9e*) se composent de calcaires gréseux à grosses dragées de quartz, parfois presque centimétriques (*Figure 5.9g*), d'où s'observent également de possibles laminations de tempêtes (*Figure 5.9f*). Vers le haut ces faciès passent abruptement à des marnes et calcaires marneux laminés, gris foncé à noir, qui correspondraient selon la carte géologique aux *schistes carton* du Toarcien (Elmi & al., 1996 ; *Figures 5.9e et 5.9h*).

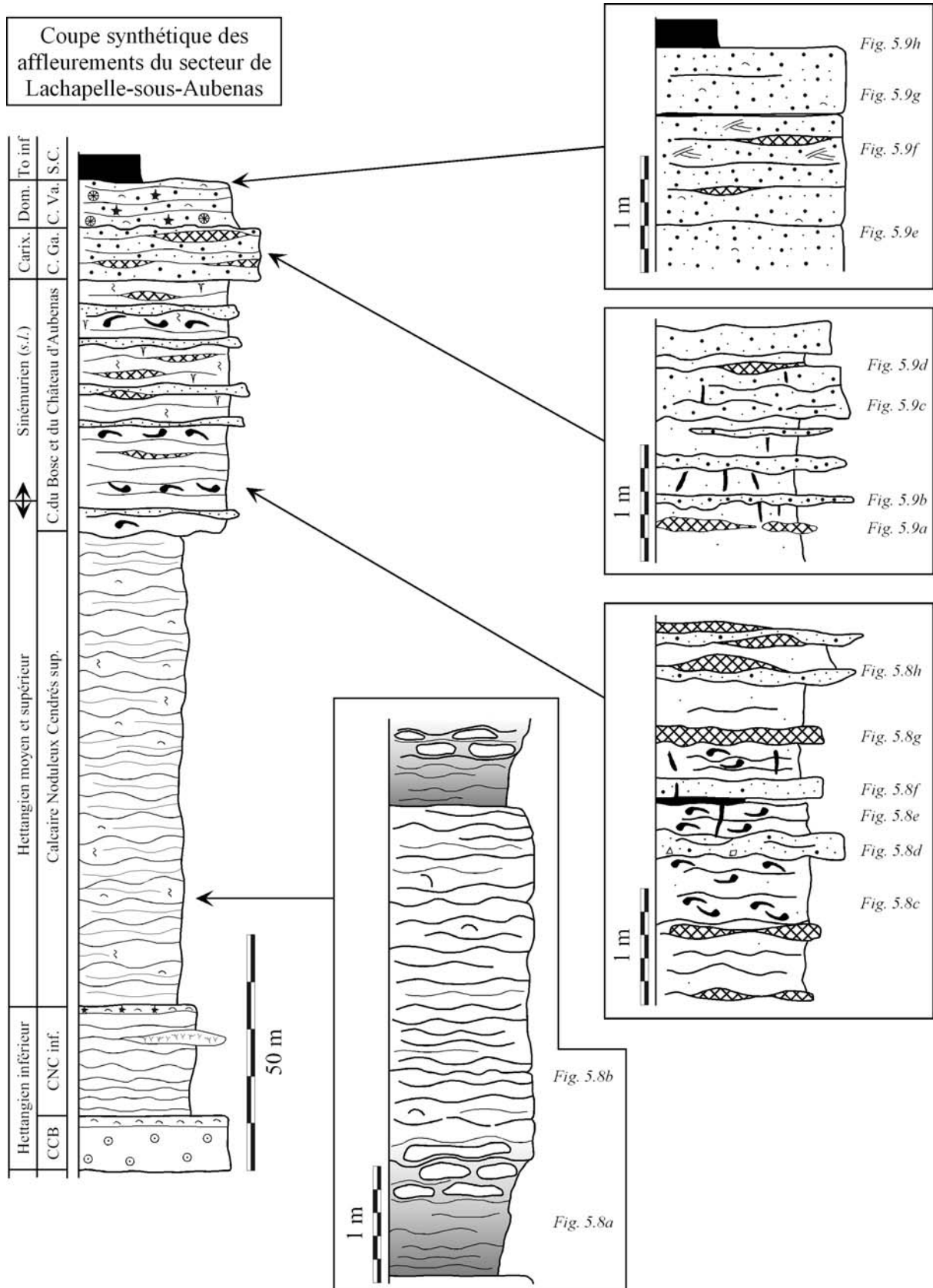


Figure 5.7 : La série liasique ardéchoise dans le secteur entre Uzer et Lachapelle-sous-Aubenas. Différentes formations observées à l'affleurement sont détaillées sur les logs de droite et renvoient aux Figures 5.8 et 5.9 qui illustrent la série. Légende des logs sur la Figure 5.2.





Pages précédentes :

Figure 5.8 : a) et b) *Calcaires noduleux cendrés supérieurs* (Hettangien). c) Petites gryphées disposées en désordre. d) Galets arrondis de mudstone gris probablement arraché au banc sous-jacent, au sein d'une passée gréseuse. e) Terrier silicifié (*Thalassinoides* ?). f) Terriers « d'échappement » montrant la tentative de l'animal pour revenir à l'interface eau-sédiment, après le dépôt d'une passée gréseuse probablement lié à une tempête. g) et h) Chailles se développant dans la stratification.

Figure 5.9 : a) Chailles se développant dans la stratification. b) et c) Passées gréseuses (quartz et feldspaths) à base ravinante. La figure 5.9b montre de petites perforations au niveau de la surface de ravinement. d) Chailles se développant dans la stratification. e) Les *couches de Vaumalle*, surmontée par les *Schistes Cartons* du Toarcien. f) Possibles HCS au sein des *couches de Vaumalle*. g) Dragées de quartz au sein des *couches de Vaumalle*. h) *Schistes Cartons* du Toarcien surmontant les *couches de Vaumalle*.

3.2. STRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE

Les nombreux travaux réalisés sur l'Ardèche dans le cadre du programme Géologie Profonde de la France ont abouti à l'identification de cinq grands cycles transgression / régression, cohérents avec ceux décrits par Guillocheau (1991) ou Guillocheau & al. (2000). Ces cycles majeurs ont une durée de l'ordre de 20 à 30 M.A. et correspondraient aux cycles tectono-eustatiques d'ordre 2 de Vail & al. (1977). L'intervalle étudié couvre deux de ces cycles : Carnien-Sinémurien et Sinémurien-Toarcien. Ces cycles majeurs ont eux-mêmes été divisés en plusieurs cycles d'ordre inférieur, définis différemment selon les auteurs : cycles transgressif - régressif mineurs et séquences de troisième ordre pour Dromart & al. (1996), séquences et groupes de séquences de troisième ordre pour Razin & al. (1996) (Figure 5.10).

Par ailleurs, la présence d'ammonites dans cette série (Elmi & Mouterde, 1965 ; Elmi, 1990 ; Elmi & al., 1996) a permis une datation biostratigraphique et la comparaison de ces différents cycles avec les séquences de troisième ordre définies par la charte chronostratigraphique de Hardenbol & al. (1998). Les limites de séquences notées C, D et E pourraient alors respectivement être corrélées aux limites de séquences He3, Si3 et P15 (Figure 5.10).

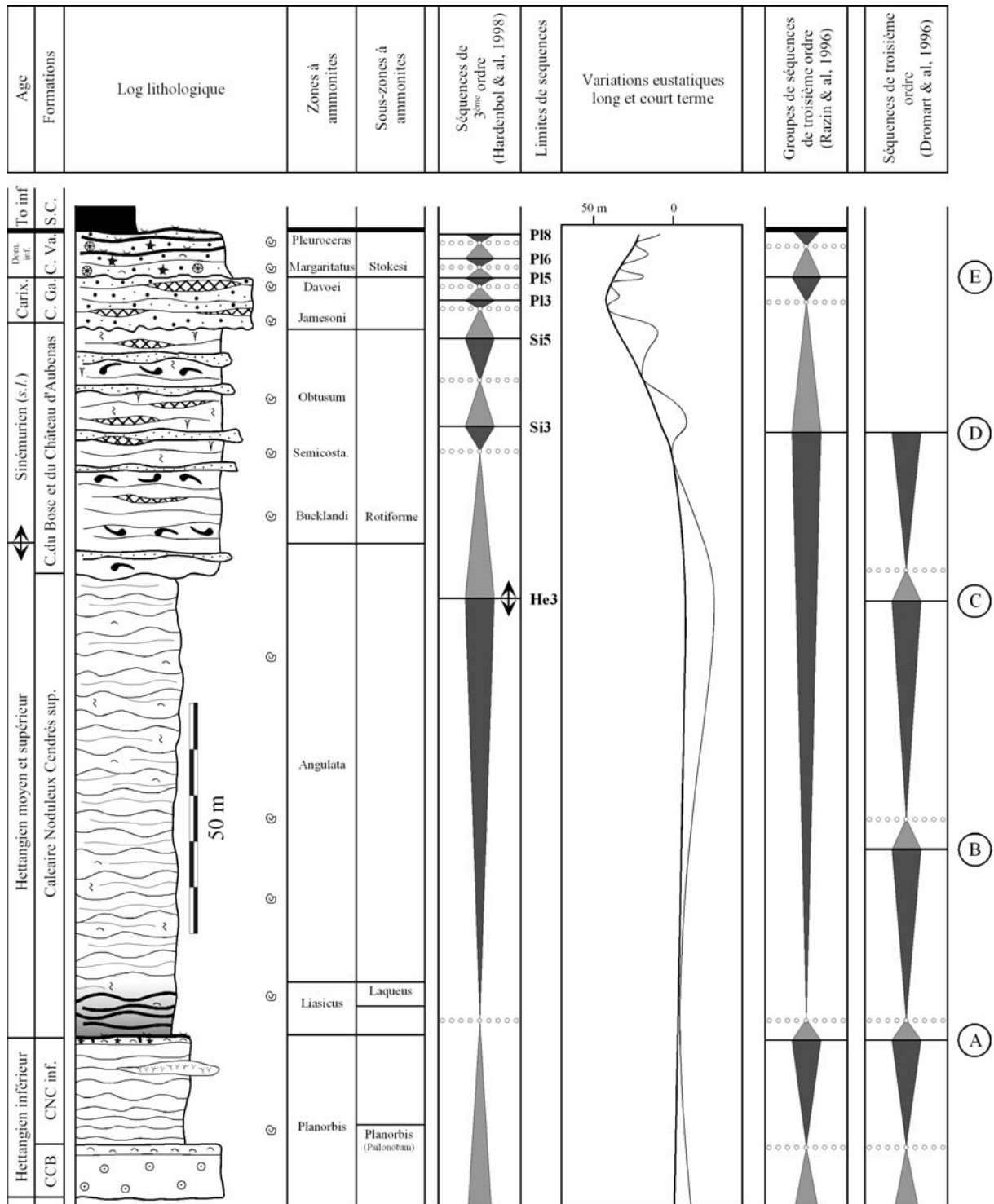


Figure 5.10 : Données biostratigraphiques disponibles pour la série ardéchoise et calage par rapport à la zonation de Gradstein & al. (1994) et à la charte chronostratigraphique de Hardenbol & al. (1998). Comparaison avec les séquences définies par Razin & al. (1996). Légende du log sur la Figure 5.2.

4. LA REGION DE DIGNE

4.1. PRESENTATION DE LA SERIE

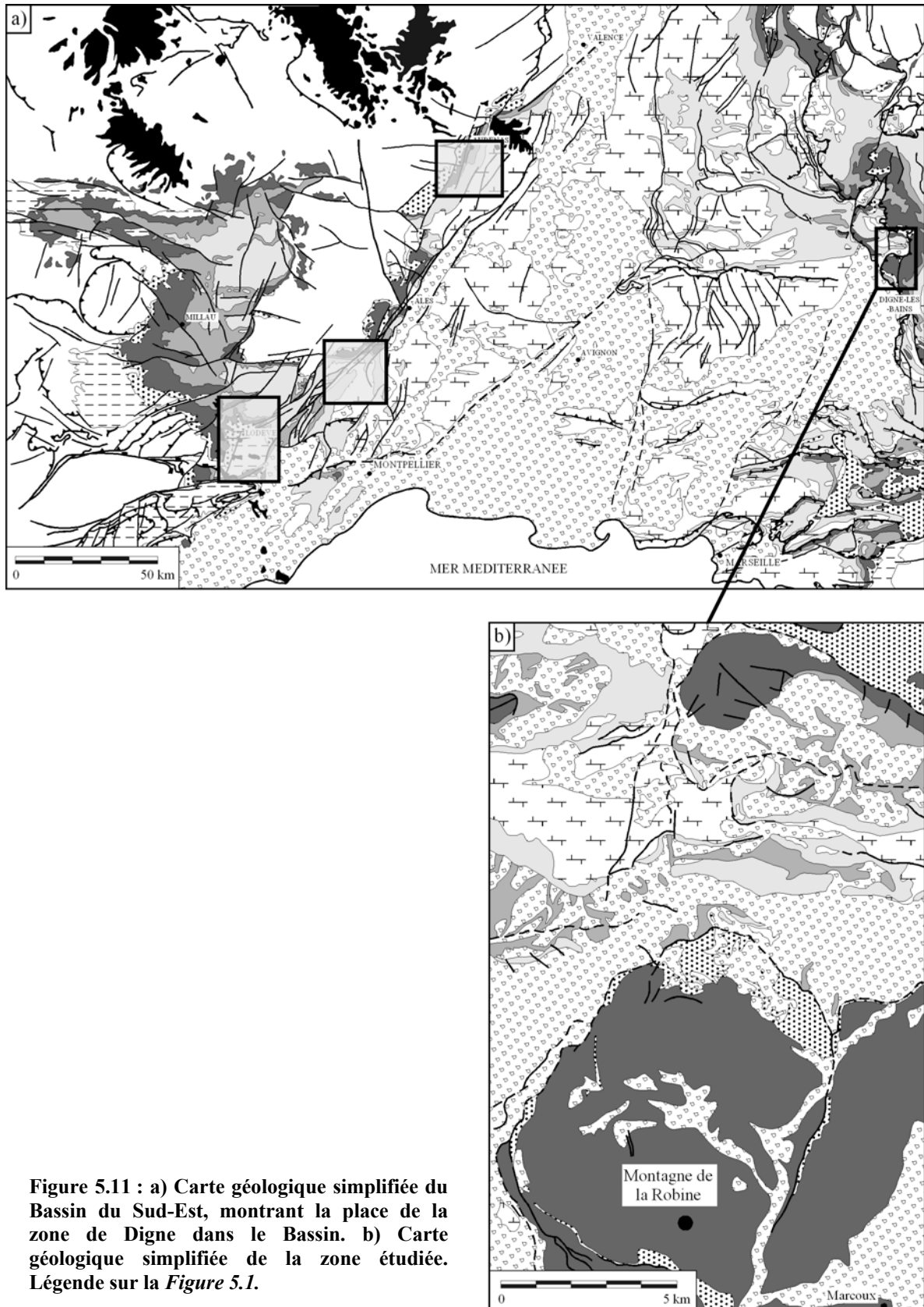


Figure 5.11 : a) Carte géologique simplifiée du Bassin du Sud-Est, montrant la place de la zone de Digne dans le Bassin. b) Carte géologique simplifiée de la zone étudiée. Légende sur la Figure 5.1.

Le secteur d'étude se situe au Nord de la ville de Digne. La zone se caractérise principalement par le front de chevauchement de Digne dont la Montagne de la Robine constitue un lambeau avancé (*Figure 5.11*). Une coupe correcte peut d'ailleurs être levée à travers le Lias de la Montagne de La Robine (*Figure 5.11b*). Sur les faciès lagunaires du Trias se développent à partir de l'Hettangien des faciès marins francs. A partir de ces niveaux se dessinent des structures synsédimentaires actives qui vont gouverner la distribution des épaisseurs et des faciès. On assiste alors à l'individualisation de blocs dont la partie affaissée reçoit le dépôt de puissantes séries marneuses (série à affinité dauphinoise), tandis que les parties élevées ne conservent que des séries très lacunaires (série à affinité provençale). Au Lias, la zone présente donc un profil de dépôts de rampe en marches d'escalier située en bordure de plate-forme et descendant régulièrement du Sud (plate-forme provençale) vers le Nord (zone fortement subsidente de Digne) (de Graciansky & *al.*, 1993).

Cette coupe (*Figure 5.12*) montre une série très monotone, qui affleure assez bien. Elle est constituée à la base d'environ 300m de bancs décimétriques calcaires sombres, à limites onduleuses, séparés les uns des autres par des interlits marneux (*Figure 5.13b*). A la base de cet ensemble, des bancs d'ordre métrique (à plurimétrique), plus grossiers (*Figure 5.13a*), présentent parfois une texture de packstone bioclastique ou à oolithes et leur sommet, des traces de minéralisation et d'activité biologique (*Figures 5.13c et 5.13d*). Ces faciès, qui couvrent l'Hettangien et le Sinémurien (*s.s.*), caractériseraient un environnement de vasière en plate-forme ouverte traduisant localement des conditions de milieux agités (Haccard & *al.*, 1989).

Ce premier ensemble passe progressivement à des niveaux attribués au Lotharingien (Haccard & *al.*, 1989), où dominant des faciès calcaires plus marneux, à bancs plus épais (pluridécimétriques) présentant quelques silicifications aux contours mal définis. Les bancs grossiers bioclastiques sont plus fréquents que dans l'ensemble précédent, ce qui témoignerait de conditions de dépôts plus agitées.

Un troisième ensemble est constitué de calcaire gréseux, à bancs pluridécimétriques, à entroques, séparés par des interlits marneux. Cette unité est limitée à son sommet par une surface rubéfiée et perforée marquant le passage entre les calcarénites attribuées au Carixien et les faciès marneux à petits bancs calcaires discontinus du Domérien inférieur et moyen, qui témoigneraient d'environnements de dépôts calmes et profonds.

Le terme supérieur du Domérien est composé de bancs calcaires séparés par des discontinuités franches présentant quelques rostrés de bélemnites. Ces faciès indiqueraient des conditions plus agitées et un accroissement des phénomènes de lithification précoce (Haccard & *al.*, 1989). Les marnes noires du Toarcien inférieur surmontent cet ensemble.

4.2. STRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE

Plusieurs travaux ont été réalisés sur cette zone d'étude, permettant notamment une datation biostratigraphique précise grâce aux nombreuses ammonites présentes dans ces séries (Haccard & *al.*, 1989 ; Corna & *al.*, 1990 ; de Graciansky & *al.*, 1993). De plus, de Graciansky & *al.* (1993) proposent un découpage séquentiel (séquences de troisième ordre) de la série, basé sur la charte chronostratigraphique de Hardenbol & *al.* (1998) (*Figure 5.14*).

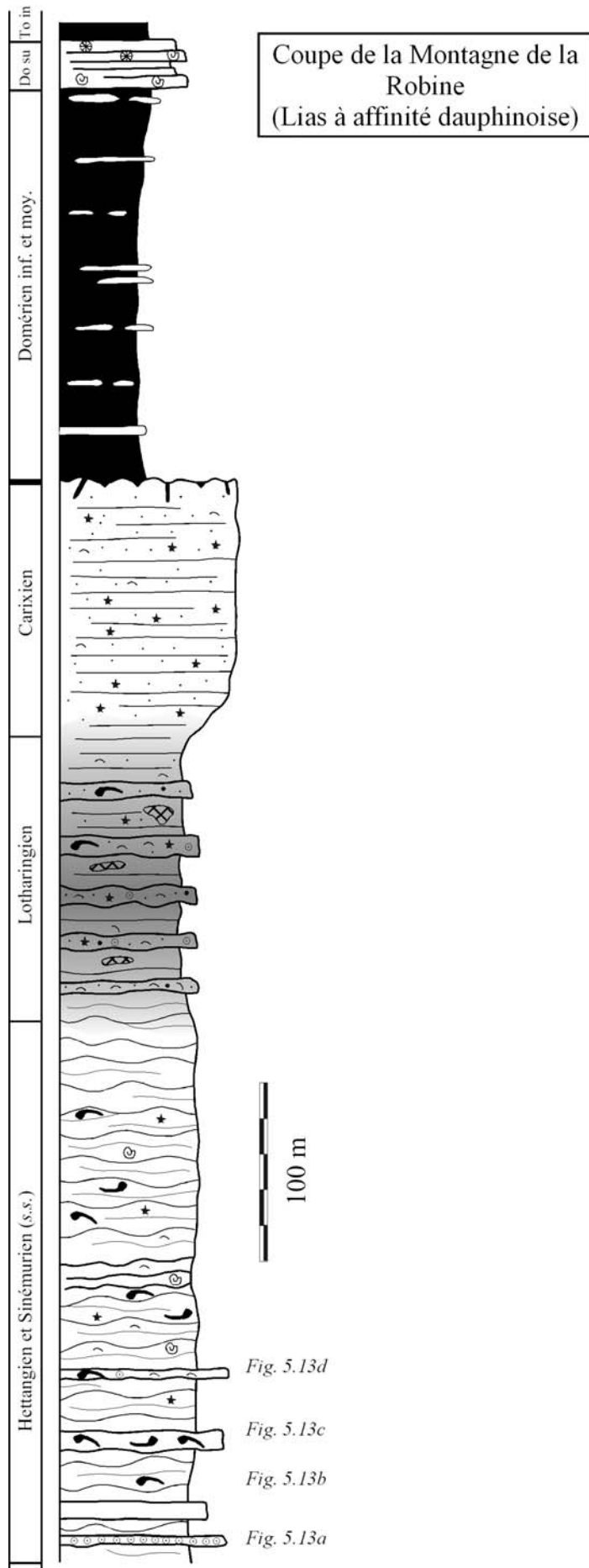


Figure 5.12 : a) La série liasique de la Montagne de la Robine (Lias à affinité dauphinoise). Le log renvoie à la Figure 5.13 qui illustrent la série. Légende des logs sur la Figure 5.2.



Figure 5.13 : Coupe de la Montagne de la Robine : a) Dune oolithique métrique au sein des faciès ondulés de l'Hettangien. b) Faciès calcaire ondulé de l'Hettangien. c) et d) Surfaces légèrement minéralisées au sommet des bancs grossiers de la série hettangienne. Elles pourraient marquées de petits arrêts de sédimentation.

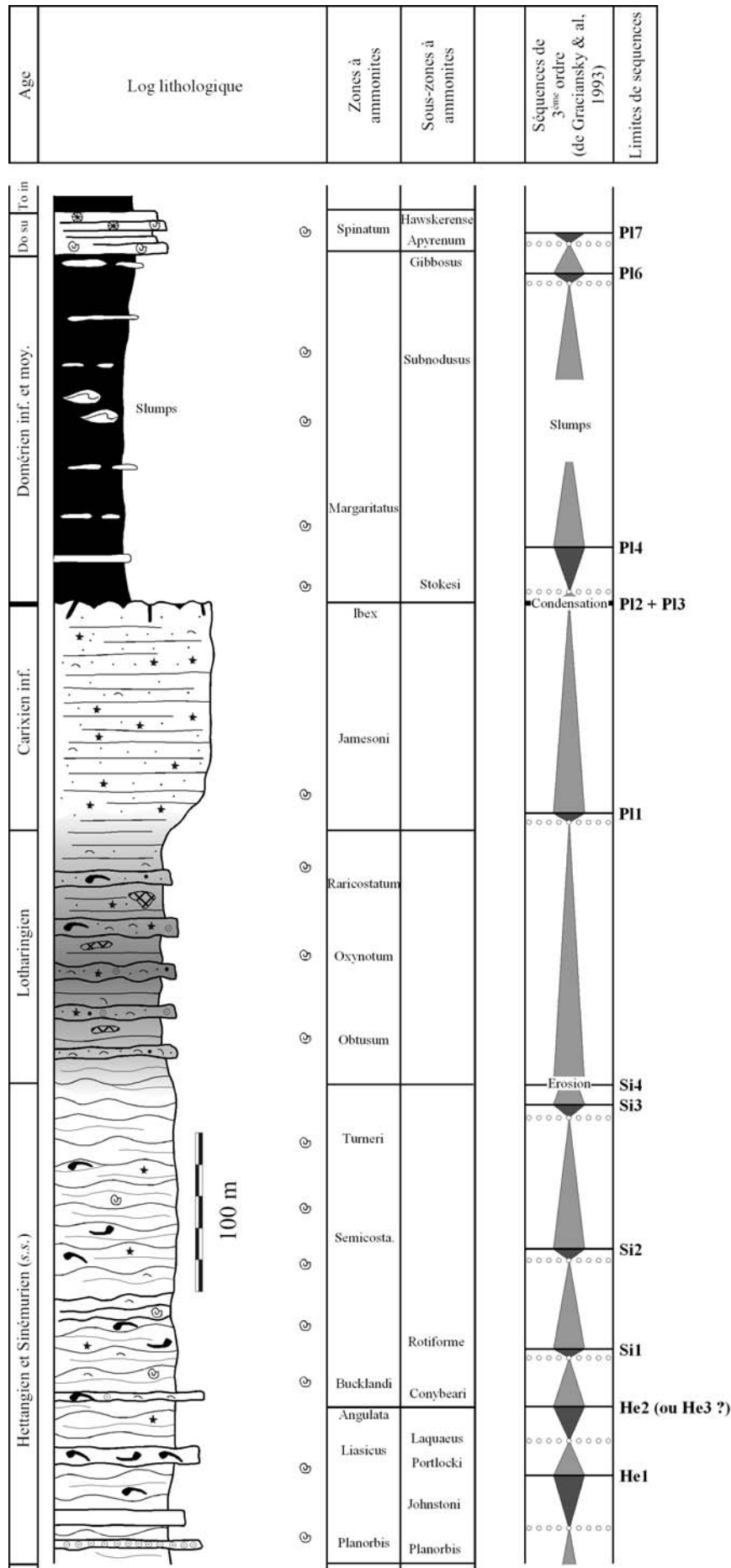


Figure 5.14 : Données biostratigraphiques disponibles pour la série de la région de Digne et calage par rapport à la zonation de Gradstein & al. (1994). Le découpage séquentiel de de Graciansky & al. (1993) est également représenté.

5. CORRELATIONS AVEC LE SEUIL CAUSSENARD

5.1. QUELQUES JALONS DE CORRELATIONS

La partie inférieure des séries cévenole et ardéchoise présente une organisation très proche de celle du Seuil Causse. En effet, le faciès de Parlatges où une faune à *Psiloceras Planorbis* (zone à *Planorbis*) a été décrite (Roquefort, 1934 ; Mattei, 1961), semble pouvoir être corrélé à l'unité 1 définie sur les Cévennes et au complexe carbonaté de base en Ardèche caractérisé également par des faunes de la zone et de la sous-zone à *Planorbis*.

A une dizaine de mètres au-dessus du passage Parlatges-dolomies, l'ensemble des coupes levées sur le Seuil Causse voit le développement de deux surfaces karstiques proches l'une de l'autre. Elles sont particulièrement nettes sur la coupe de l'Escalette (*Figure 5.15*) où elles limitent une lentille stratiforme de calcaire gris, disparaissant latéralement en s'amincissant (Arrondeau, 1982 ; Mélas, 1982). Un intervalle karstifié, dans une position stratigraphique similaire a été décrit par Perrissol (1990) au sein de l'unité 2, au sommet de la sous-zone à *Johnstoni*.

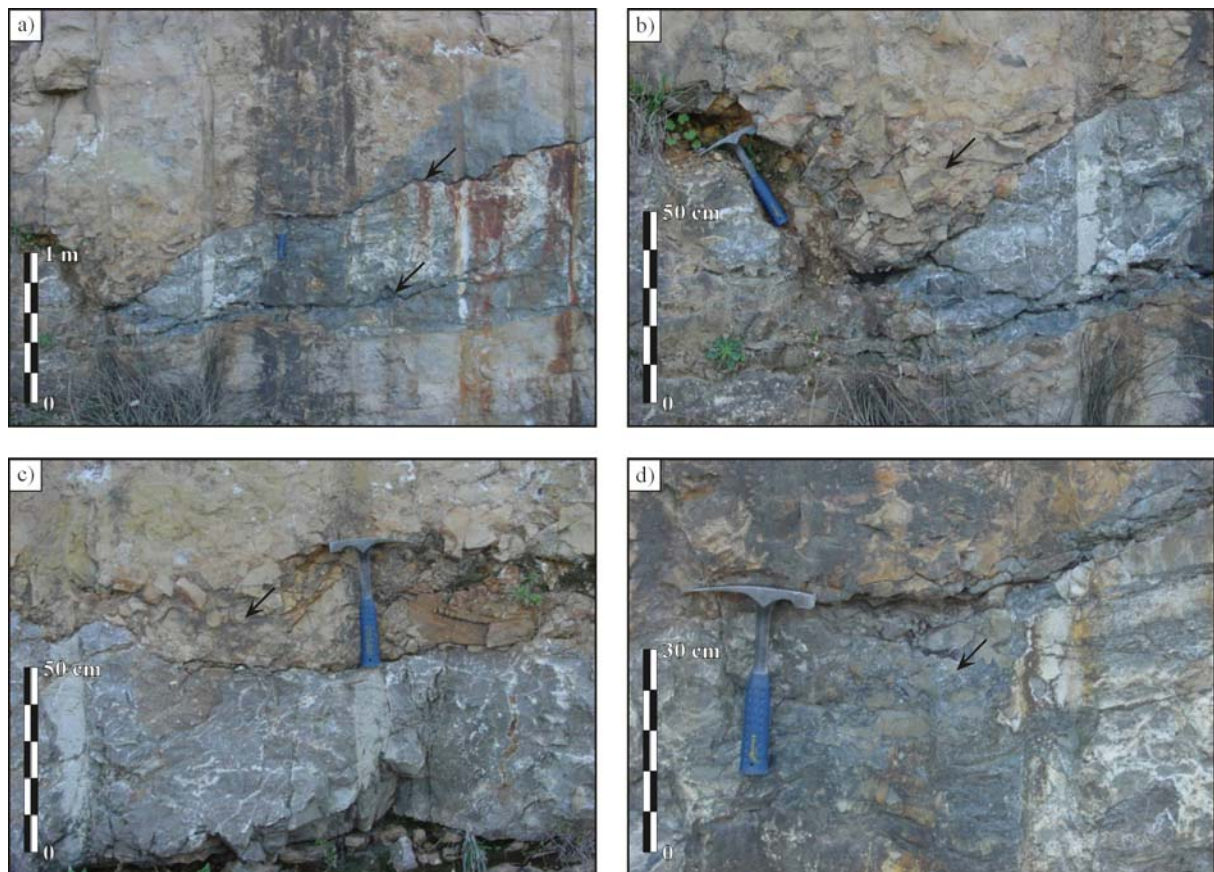


Figure 5.15 : Coupe de l'Escalette : a) Vue d'ensemble des deux surfaces karstiques limitant la lentille de calcaire gris. b) et c) Poches karstiques de la surface supérieure. d) Poche karstique de la surface inférieure.

L'absence de cet intervalle karstifié sur la zone ardéchoise pourrait s'expliquer par le caractère plus profond et externe de la sédimentation (calcaires noduleux cendrés inférieurs). Cependant, le niveau bioclastique au sommet des calcaires noduleux cendrés inférieurs (sous-zone à *Johnstoni*) témoigne d'un minimum bathymétrique (Razin & al., 1996) corrélable avec le niveau karstifié Caussenard.

Le hardground Lotharingien, décrit au chapitre précédent, peut également fournir une surface corrélable puisque les premiers stades de condensation sont datés du Lotharingen supérieur (zone à *Oxyotum*). Le Carixien est absent (ou présent sous forme de galets remaniés). Sur certaines coupes, une lentille peu épaisse de Domérien peut être observée. Sur d'autres, elle est absente et le hardground est scellé par les dépôts du Toarcien supérieur.

5.2. STRATIGRAPHIE GENETIQUE DE LA SERIE HETTANGIENNE DU SEUIL CAUSSENARD

Outre ces quelques jalons de corrélations, l'étude de la série dolomitique du Seuil Caussenard a permis d'établir les courbes de variations des environnements de dépôts et un découpage en unités génétiques. La *Figure 5.16* présente ce travail sur la coupe de l'Escalette, où 124 unités génétiques ont été identifiées. La présence de niveaux où se développent préférentiellement les surfaces karstiques pourrait traduire des phases de bas niveau d'ordre inférieur à celui de l'unité génétique. La multiplication des surfaces « diagnostiques » se formant dans des zones à émergences répétées, plutôt que le développement d'une surface unique représentant un laps de temps important a déjà été décrite par Elrick (1996) ou Pasquier & Strasser (1997). Ce phénomène peut être expliqué par la superposition de variations du niveau marin haute fréquence et de tendance d'ordre inférieur. La reconnaissance de ces surfaces « diagnostiques » (Strasser & al., 1999) et le mode d'empilement des unités génétiques ont permis de mettre en évidence des cycles transgressif-régressif de deux ordres emboîtés : assemblages d'unités génétiques et cycles transgressifs – régressifs mineurs (Hillgärtner, 1998 ; Pittet & Strasser, 1998 ; Strasser & al., 1999).

Quatre cycles mineurs peuvent être définis (*Figure 5.17*) : le premier débute durant le Rhétien et se termine par l'intervalle karstifié décrit précédemment (repère A). L'inondation maximale de ce cycle correspondant à la mise en place du faciès de Parlatges (description au *Chapitre 2, § 2.3.1.*). Ce cycle couvrirait la fin du Rhétien et l'Hettangien inférieur (zone à *Planorbis*). Le second cycle ne se compose que de faciès dolomitiques. Il est limité à son sommet par un intervalle peu épais au sein duquel se mettent en place plusieurs surfaces karstiques et surfaces à polygones de dessiccation (repère B). Cet intervalle qui a été caractérisé sur l'ensemble des coupes du Seuil, se marquant par la « concentration » de nombreuses surfaces d'émergence matures (surfaces karstiques, paléosols, surfaces à polygones de dessiccation). Ce fait, ajouté à un contexte de stabilité tectonique tendrait à indiquer un bas niveau eustatique généralisé. Le troisième cycle, qui prend place dans la partie supérieure de la série dolomitique, est coiffé par un paléosol bien développé, précédé de plusieurs surfaces d'émergence matures (repère C). Enfin, les quatrième et cinquième cycles couvrent l'intervalle Sinémurien étudié en détail dans les chapitres précédents. La fin du cycle 5 est très probablement compris dans le hardground érosif qui scelle la série calcaire (repère E). L'inondation maximale se manifeste par un faciès profond circalittoral sur l'ensemble des coupes étudiées (*Chapitre 3*).

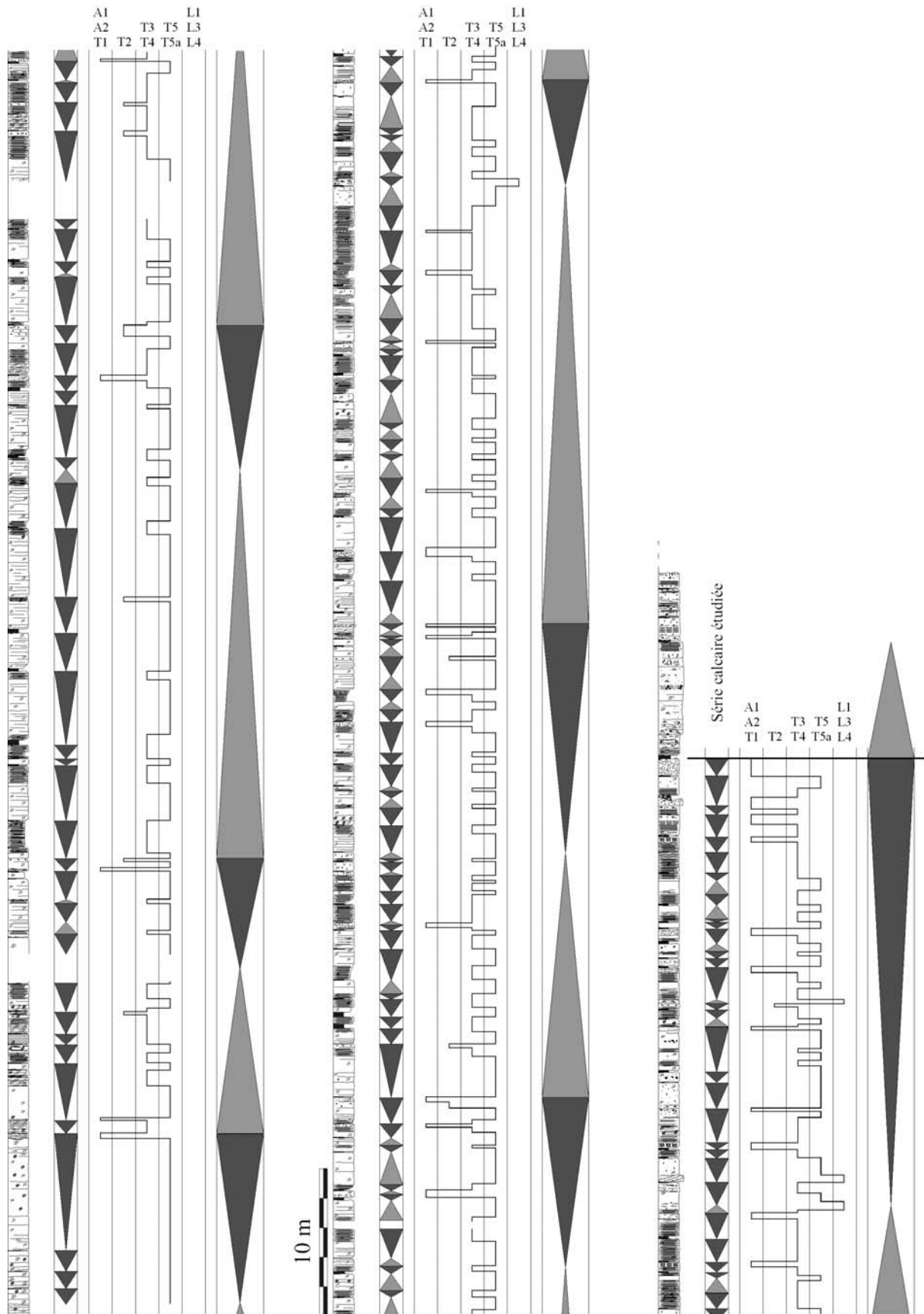


Figure 5.16 : Découpage séquentiel de la série hettangienne du Seuil Causseard : exemple de la coupe de l'Escalette. Identification des unités génétiques et des assemblages d'unités génétiques.

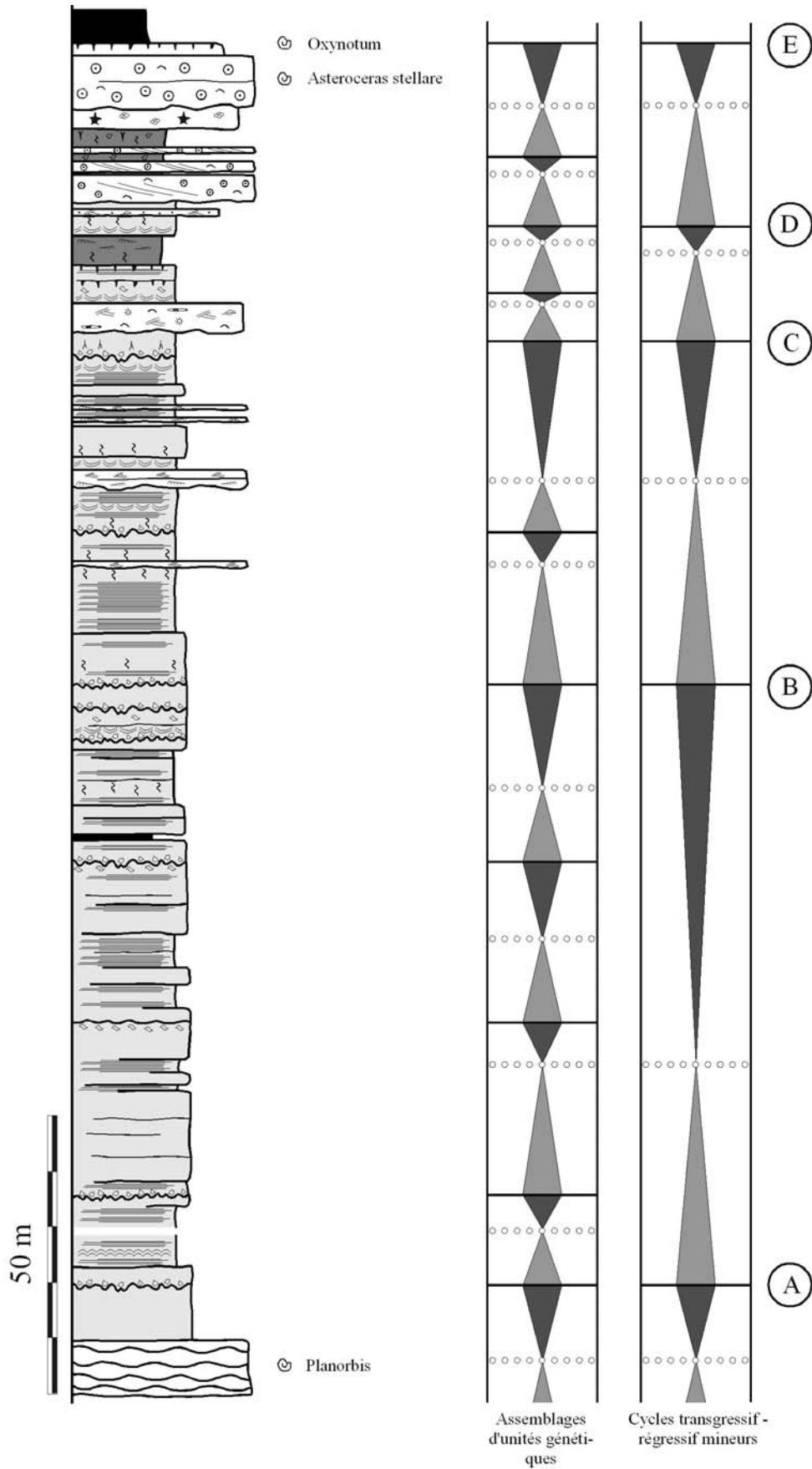


Figure 5.17 : Identification des cycles transgressif-régressif par empilement des assemblages d'unités génétiques et reconnaissance des limites de séquences, sur la coupe de l'Escalette (Seuil Caussenard).

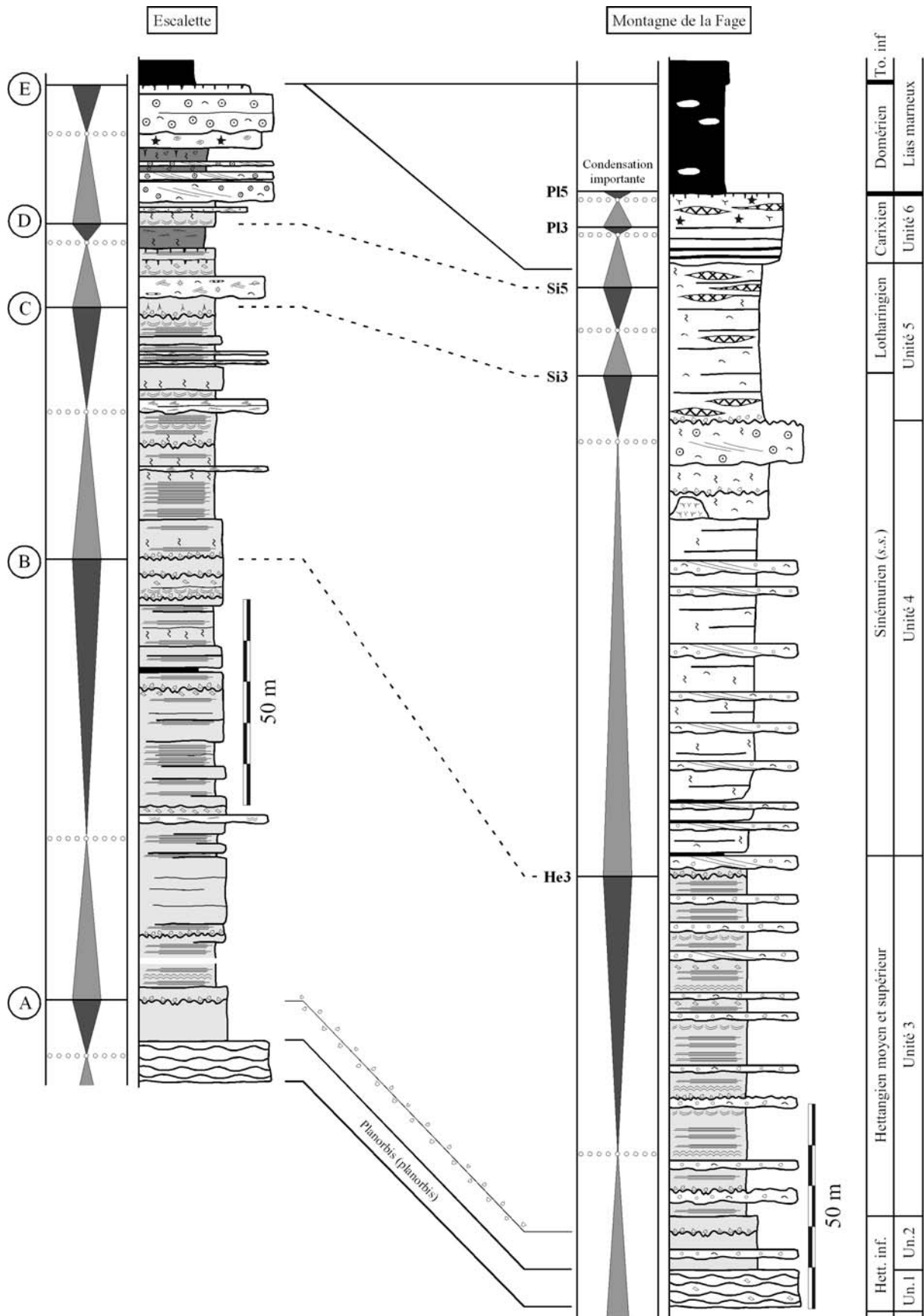


Figure 5.18 : Calage de la coupe du Seuil Caussenard par rapport à la coupe cévenole. Les limites de séquence B et C pourraient correspondre respectivement aux limites de séquences He3 et Si3.

Après calage avec la coupe Cévenole (*Figure 5.18*), ces cycles transgressifs – régressifs mineurs peuvent être comparés aux séquences de troisième ordre définies sur la charte chronostratigraphique de Hardenbol & *al.*, 1998. Il apparaît alors plausible, compte tenu de l'organisation de la série et des limites de cycles définies précédemment pour la série Caussenarde, de considérer les limites de séquences B, C et D, comme respectivement corrélables aux limites de séquences He3, Si3 et Si5.

En utilisant ces corrélations, il apparaît que la série dolomitique s'étendrait de la base de la zone à *Liasicus* jusqu'au bas de la zone à *Turneri*. La moitié de la série dolomitique se trouverait avoir un âge Hettangien, la partie supérieure pouvant alors être rapportée au Sinémurien. Ce résultat est en accord avec les travaux récents de Marza (1995) et Marza & *al.* (1998), qui aboutissent à une conclusion comparable par des méthodes de cyclostratigraphie (« *fisher plot* »).

5.3. RESULTATS ET DISCUSSION

5.3.1. Corrélations séquentielles

Grâce aux différents éléments de comparaison définis précédemment, il semble possible de corréler les trois zones étudiées sur la marge et la coupe de la Montagne de la Robine (située dans le bassin), en se basant sur les limites de séquences à l'échelle du troisième ordre (*Figure 5.19*). Chaque zone étudiée présentant un découpage séquentiel différent, il reste cependant très difficile de préciser la logique séquentielle entre ces grandes limites, tant les disparités entre les coupes sont grandes. La validité de ces corrélations est de plus difficile à établir, étant donné la disparité des informations.

L'importance de certaines discontinuités peut néanmoins être mise en évidence. Les quatre limites de séquences observées dans l'Hettangien (He1 et He3) et le Sinémurien (Si3 et Si5) constituent des discontinuités apparemment corrélables à l'échelle de la marge. Les corrélations avec la zone de Digne sont plus hasardeuses, la surface He3 n'ayant pas été observée par de Graciansky & *al.* (1993). Sur la zone ardéchoise, Dromart & *al.* (1996) attribuent la formation de ces séquences de troisième ordre à des changements du régime de subsidence. Si c'est le cas, ces changements affectent l'ensemble de la marge étudiée puisqu'ils sont reconnus et semblent corrélables sur tous les secteurs étudiés (Seuil Caussenard, Cévennes, Ardèche).

Le hardground Lotharingien qui limite le Lias calcaire du Lias marneux sur le Seuil Caussenard s'exprime par des dépôts sur les zones cévenole, ardéchoise et de Digne. Celui-ci est communément interprété comme lié à l'existence de mouvements tectoniques (« crise lotharingienne »), qui auraient placé le Seuil au sein de la zone d'action des vagues. Les sédiments carixiens seraient alors érodés dès leur dépôt (Lefavrais-Raymond & Lablanche, 1985), ce qui favoriserait la mise en place d'une surface durcie ayant un caractère local.

De plus, à la limite Carixien-Domérien une surface de condensation sur la zone Cévenole, une surface de condensation érosive à Digne et une surface d'érosion en Ardèche se développent. Sur le Seuil, cette période est condensée au niveau du hardground. On peut s'interroger sur l'origine de cette surface et sa corrélation avec le hardground du Seuil. Elle est reconnue dans de nombreuses unités alpines (Nappe du Mont Joly, Unité du Mont Blanc, Unité du Rocheray, Nappe de Roselette... Loreau & *al.*, 1995), mais également dans le Bassin des Causses (Michard & Coumoul, 1978) ou les Corbières (Debrand-Passard & *al.*, 1984). Par ailleurs, Bodergat & *al.* (1998) décrivent dans le Quercy, un renouvellement massif des

faunes à la transition Carixien-Domérien, suggérant un changement des conditions environnementales. A une autre échelle, Rey & Delgado (2002) décrivent également un arrêt de la sédimentation dans le Sud de l'Espagne.

Les reconstitutions climatiques du Lias (Chandler & *al.*, 1992) n'indiquent pas de crise climatique à cette époque. Les proxys géochimiques ($\delta^{18}\text{O}$; $\delta^{13}\text{C}$; $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$; (Jones & *al.*, 1994 ; Veizer & *al.*, 1999)) ne montrent pas de variations, ce qui tend également à infirmer l'hypothèse d'une variation climatique comme responsable de la formation du hardground. Cependant, cette surface est contemporaine d'une limite de séquence selon la charte eustatique (Hardenbol & *al.*, 1998) et également d'une période d'extension rapportée au rifting téthysien (Carixien moyen et supérieur ; Lemoine & de Graciansky, 1988 ; de Graciansky & *al.*, 1993). Les auteurs précédents concluent donc à une origine tectono-eustatique. Cette phase de rifting pourrait avoir des répercussions plus à l'Ouest (sur la marge) en réactivant différents accidents. Au niveau du Seuil Causse, ces événements viendraient se surimposer à l'histoire déjà complexe enregistrée par le hardground Lotharingien. Celui-ci enregistrerait donc au moins deux phases distinctes : la crise lotharingienne et la phase tectonique du Carixien supérieur.

Enfin, il semble impossible de corréliser aux autres coupes les différentes discontinuités sédimentaires rencontrées sur le Seuil que l'on ne retrouve d'ailleurs pas dans les autres séries. Ces discontinuités semblent donc avoir un caractère purement local ce qui conforte les hypothèses émises au *Chapitre 4* : les phénomènes autocycliques et la tectonique locale sont en grande partie responsables de la formation de ces discontinuités.

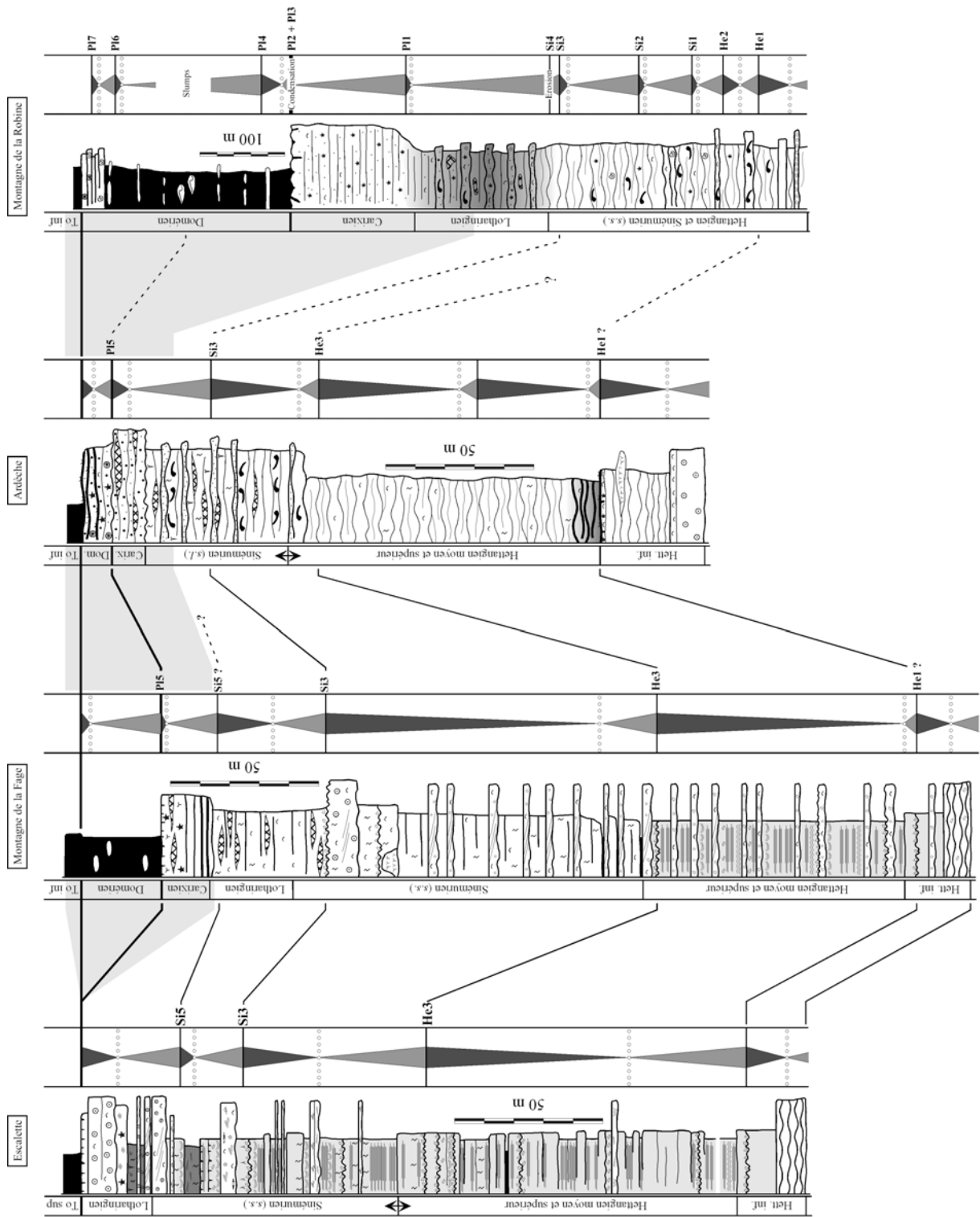


Figure 5.19 : Corrélations des limites de séquences identifiées entre les trois segments de la marge et la coupe de la Montagne de la Robine. L'intervalle grisé représente l'intervalle condensé (et érodé) au niveau du hardground de l'Escalette (Lotharingien supérieur à Toarcien supérieur).

5.3.2. Corrélations par cyclostratigraphie (analyse spectrale par ondelettes)

L'idée première était de mettre en évidence d'éventuelles cyclicités au sein de la série du Seuil Caussenard par analyse spectrale et de les comparer à celles obtenues par l'analyse en stratigraphie génétique développée précédemment. Faute de puits atteignant le Lias sur le Seuil Caussenard, nous avons testé cette méthode sur les diagraphies de la marge Ardéchoise et comparé les résultats aux cyclicités déjà définies dans la bibliographie (Dromart & *al.*, 1996 ; Razin & *al.*, 1996 ; Dromart & *al.*, 1998). Les corrélations réalisées précédemment entre l'Ardèche et le Seuil Caussenard permettront finalement la comparaison des cyclicités entre ces deux zones.

Méthode

L'analyse par ondelettes a été introduite au début des années 1980 dans un contexte d'analyse du signal et d'exploration pétrolière. Il s'agissait à l'époque de donner une représentation des signaux permettant de faire apparaître simultanément des informations temporelles (localisation dans le temps, durée) et fréquentielles, facilitant par là l'identification des caractéristiques physiques de la source du signal. L'analyse par ondelettes présente une alternative aux analyses spectrales classiques, comme la transformée de Fourier rapide (FFT) dont l'un des défauts est d'omettre, voire de perdre, l'information sur le temps ou la transformée de Gabor qui n'est pas adaptée aux processus non-stationnaires et à différentes échelles.

L'analyse en ondelettes fournit une représentation « temps-fréquence » des processus, permettant ainsi de visualiser les fréquences présentes dans un signal, mais aussi le moment de l'enregistrement où elles s'expriment (Boulay, 2003). Le lecteur pourra se référer aux travaux de Foufoula-Georgiou & Kumar (1995) ou Kumar & Foufoula-Georgiou (1997) pour l'explication complète de cet outil. Il trouvera également le détail de la méthode utilisée dans la référence Lauer-Leredde & *al.* (2002).

De manière extrêmement simplifiée, on peut exposer la méthode de la façon suivante : une ondelette dite « mère » est une fonction $\psi(t)$, intégrable et suffisamment oscillante pour être d'intégrale nulle :

$$\int \psi(t)dt = 0$$

L'analyse continue par ondelettes lui associe une famille de copies d'elle-même, translatées et dilatées, les ondelettes $\psi_{(b,a)}(t)$ définies ainsi :

$$\psi_{(b,a)}(t) = 1/a \psi ((t-b)/a)$$

C'est le produit de convolution de cette « famille de fonctions » avec un signal $s(t)$, fonction du temps, qui constitue la base de la méthode de « transformée en ondelettes » :

$$W(b,f) = \sqrt{f} \int s(t) \psi[f(t-b)]dt$$

où f est la fréquence, b , une donnée temps ou profondeur connue et ψ , la fonction ondelette. Le facteur \sqrt{f} sert à la normalisation. L'analyse spectrale d'un signal en fonction de la profondeur permet ainsi d'obtenir une fréquence f homogène à un « nombre de cycles par mètre » pour un signal en profondeur.

L'étape suivante est donc de transformer cette donnée en période (kans par cycles) en introduisant le taux de sédimentation (TS).

$$T = 100 * TS^{-1} * f^{-1}$$

Etant données les différences d'épaisseur importantes entre les différents puits, indiquant des taux de sédimentation très variables, il semblait très imprécis d'utiliser un taux de sédimentation moyen. Nous avons donc calculé un taux de sédimentation pour chaque étage stratigraphique (défini par la biostratigraphie) et pour chaque coupe. Les différents taux de sédimentation utilisés sont présentés dans le *Tableau 5.1*.

Données disponibles

Les diagraphies analysées se regroupent en deux zones géographiques (les puits sont localisés sur les *Figures 5.1b et 5.6b*).

Sur la marge ardéchoise, les puits de Villeneuve-de-Berg et Valvignères présente un Gamma Ray (GR), une porosité Neutron (N) et une mesure de résistivité électrique (ρ). Le puits de Balazuc présente de nombreuses diagraphies : GR spectral, FMS, données géochimiques (uranium, potassium, thorium), résistivité, porosité.

Sur la marge cévenole, deux puits ont été étudiés : les puits de Vacquières (GR) et Viols-le-Fort (ρ et Potentiel Spontané, PS). L'absence de forages atteignant le Lias inférieur sur la zone du Seuil Causse n'a malheureusement pas permis de compléter cette étude.

Le modèle d'âge (*Tableau 5.1*) est basé sur le découpage en zone à ammonites établi par Gradstein & al. (1994). Les nombreux travaux réalisés sur l'Ardèche (Elmi & al., 1991 ; Dromart & al., 1996) et sur la marge cévenole (Youssefi, 1981, Le Strat & Bonijoly, 1987 et Perrissol, 1990) ont permis de recalibrer la série par rapport à ce modèle.

Les analyses par ondelettes ont été effectuées par C. Leredde et Louis Briquet (Laboratoire D.L. ; Université Montpellier 2).

		Marge Ardéchoise			Marge Cévenole	
		Villeneuve-de-Berg (DVBI)	Balazuc (BA1)	Valvignères (DVAL1)	Vacquières (VAC1)	Viols-le-Fort (VF 101)
Aalénien	176.5 M.A. — Aalénien moy. & sup.	1737 m 1.77*10⁻⁵ m/an	555 m 7.89*10⁻⁶ m/an	2072 m 9.9*10⁻⁵ m/an	1134 m 8.1*10⁻⁶ m/an	1048 m
	— 179.2 M.A. — Aalénien inf.					
Toarcien	180.1 M.A. — Toarcien sup.	1970 m 1.75*10⁻⁵ m/an	600 m 1.26*10⁻⁵ m/an	3376 m 3.4*10⁻⁵ m/an	1212 m 10.4*10⁻⁵ m/an	8.78*10 ⁻⁵ m/an
	— 185.8 M.A. — Toarcien inf.		648 m			
Pliensbachien	189.6 M.A. — Domérien	1970 m 1.75*10⁻⁵ m/an	768 m 2.10*10⁻⁵ m/an	3376 m 3.4*10⁻⁵ m/an	1212 m 10.4*10⁻⁵ m/an	2052 m
	— 191.5 M.A. — Carixien		648 m			
Sinemurien (s.l.)	195.3 M.A. — Lotharingien	2070 m 2.57*10⁻⁵ m/an	848 m 6.28*10⁻⁶ m/an	3569 m 3.8*10⁻⁵ m/an	1471 m 1.2*10⁻⁵ m/an	4.79*10 ⁻⁵ m/an
	— 198.8 M.A. — Sinemurien (s.s.)		870 m			
Hettangien	201.9 M.A. —	2240 m 5.52*10⁻⁵ m/an	904 m 1.16*10⁻⁴ m/an	3821 m 7.3*10⁻⁵ m/an	1554 m 6.9*10⁻⁵ m/an	2350 m
	— 205.7 M.A. —		1348 m			

Tableau 5.1 : Taux de sédimentation et modèles d'âge utilisés pour le calcul des périodes.

Résultats

Avant de traiter les différentes diagraphies par la méthode des ondelettes, les signaux en profondeur ont été transformés en temps, en utilisant les modèles d'âge précédemment présentés. Ceci permet d'obtenir directement les cyclicités non plus en cycles par mètre mais en cycle par ka, dont l'inverse donne la période en ka.

Les résultats de cette méthode sont présentés ici sous la forme de cartes « temps – fréquences ». Sur ces cartes, un signal périodique apparaît comme une suite de crêtes horizontales se localisant au niveau de la fréquence (inverse de la période) caractérisant la périodicité du signal. Plus les couleurs sont vives, plus les cyclicités s'expriment dans l'enregistrement. Afin de faciliter la lecture de ces cartes, nous avons choisi une échelle de couleurs qui permette de ne représenter que les fréquences dont l'amplitude est statistiquement significative (Torrence & Compo, 1998 ; Lauer-Leredde & al., 2002).

Nous présentons ici trois cartes représentatives pour chacune des zones étudiées : Vacquières (Figure 5.20), Villeneuve-de-Berg (Figure 5.21) et Valvignères (Figure 5.22). Quatre périodes (cyclicités), communes aux trois zones étudiées, ont été mises en évidence, avec des amplitudes plus ou moins atténuées : 1) Une période de l'ordre de 2 à 2.5 Ma est présente sur tout l'intervalle de temps, avec des variations d'amplitude, comme on peut le voir par exemple sur la Figure 5.22. En outre, c'est la période prépondérante pour tous les signaux.

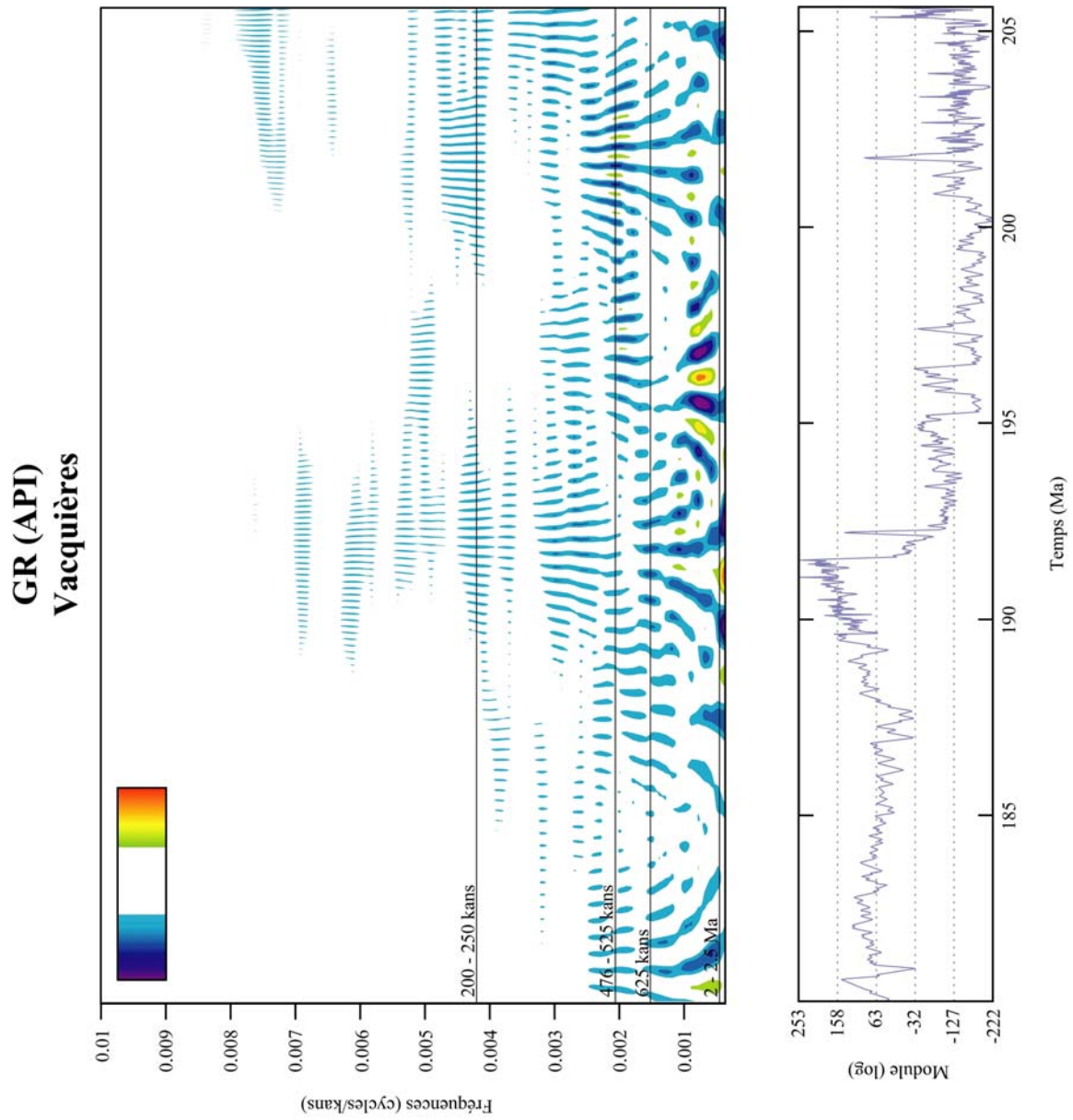


Figure 5.20 : Carte temps-fréquence pour le GR du puits VAC1 (Vacquières) sur l'intervalle Hettangien–Toarcien. La diagraphie GR est représentée sous la carte. Plus les teintes sont vives, plus les cyclicités s'expriment dans l'enregistrement. Les traits noirs horizontaux marquent l'emplacement des périodicités observées.

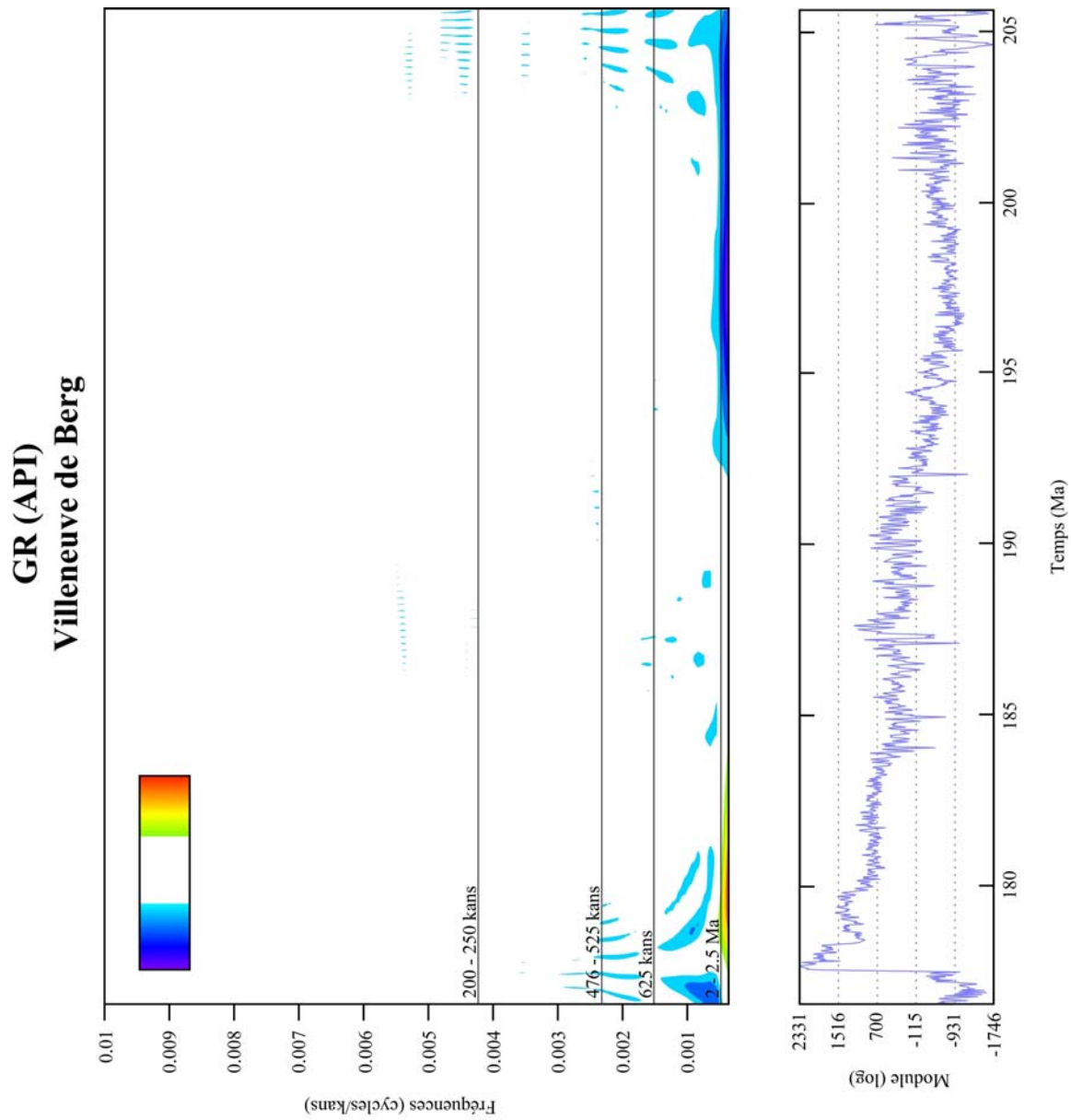


Figure 5.21 : Carte temps-fréquence pour le GR du puits DVB1 (Villeneuve-de-Berg) sur l'intervalle Hettangien–Aalénien. La diagraphie GR est représentée sous la carte. Plus les teintes sont vives, plus les cyclicités s'expriment dans l'enregistrement. Les traits noirs horizontaux marquent l'emplacement des périodicités observées.

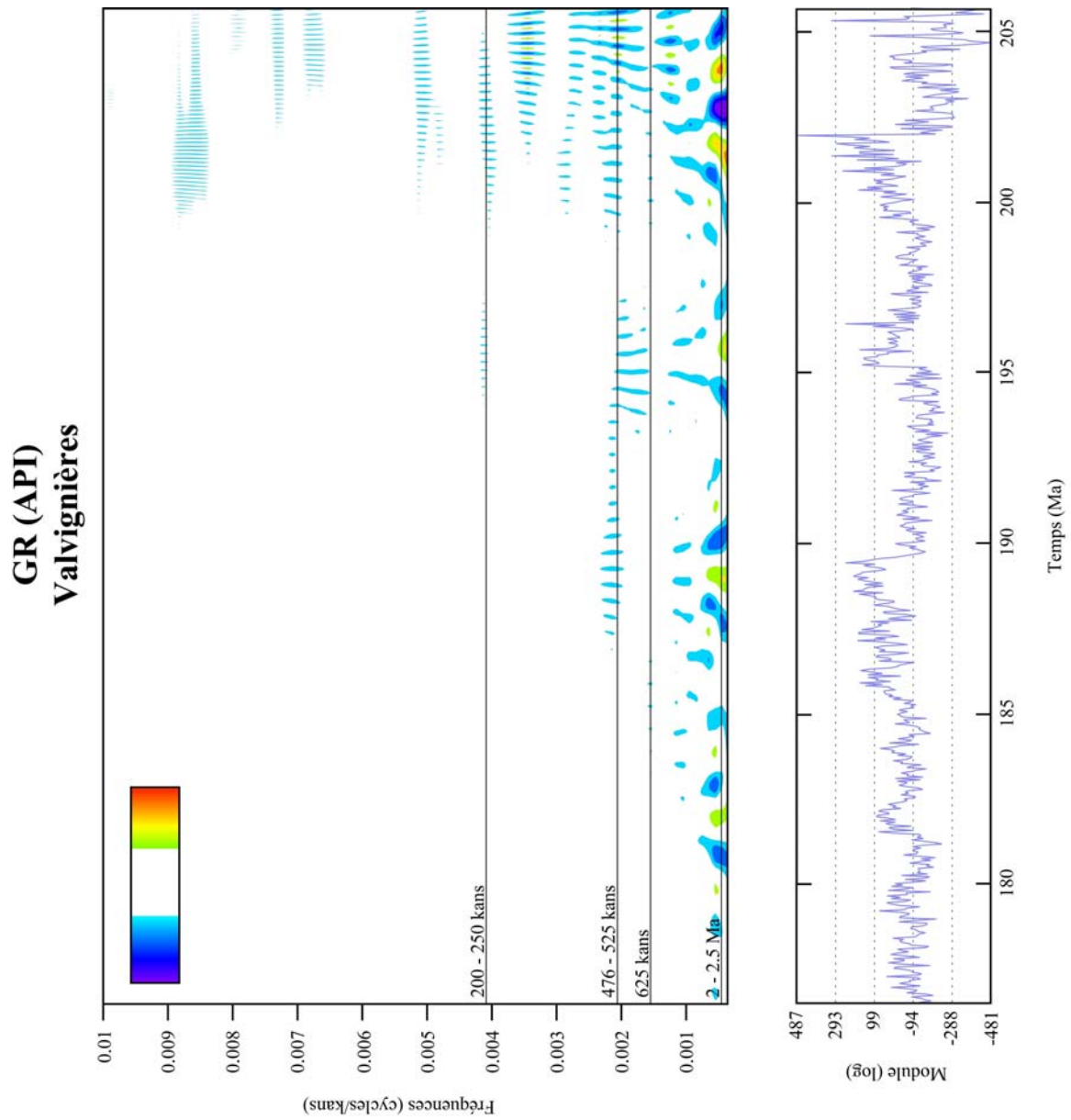


Figure 5.22 : Carte temps-fréquence pour le GR du puits DVAL1 (Valvignères) sur l'intervalle Hettangien-Toarcien. La diagraphie GR est représentée sous la carte. Plus les teintes sont vives, plus les cyclicités s'expriment dans l'enregistrement. Les traits noirs horizontaux marquent l'emplacement des périodicités observées.

2) Une période de l'ordre de 625 kans est présente sur tout l'intervalle de temps, avec une amplification entre 194 Ma et 188 Ma (Carixien-Domérien) et durant l'Hettangien, pour la majorité des signaux. 3) Une période de l'ordre de 476-525 kans présente les mêmes caractéristiques que la précédente. 4) Une période de l'ordre de 200-250 kans, généralement de faible amplitude, ne se retrouve que dans l'Hettangien.

Discussion : origine(s) des cyclicités observées

Après la mise en évidence d'une cyclicité de période 2 à 2.5 Ma, nous avons, pour chaque puits, localisé les limites de ces cycles. Elles se marquent par des ruptures nettes du contenu fréquentiel (amplitude et fréquence) (*Figure 5.23*). Ces cycles semblent quasiment identiques en durée et en profondeur à ceux de Dromart & al. (1996) qui avaient montré l'existence de cycles de 2 à 3 Ma, par une analyse en stratigraphie génétique puis une analyse spectrale en transformée de Fourier rapide. Ce résultat est particulièrement vérifié sur les puits de Villeneuve-de-Berg et de Balazuc (*Figure 5.24*), où les cyclicités mises en évidence par les deux approches correspondent quasiment parfaitement, compte tenu des incertitudes développées plus haut. Ces cycles ont été interprétés comme des cycles de troisième ordre (Dromart & al., 1996) compatibles avec les cycles définis par l'analyse en stratigraphie génétique (§3.3 et §5.3).

Sur le puits de Valvignères, les quatre premiers cycles déduits de l'analyse séquentielle dans les *calcaires noduleux cendrés* et les *couches du Bosc* concordent également avec les cycles de l'analyse spectrale (*Figure 5.24*). A partir des *couches du Château d'Aubenas*, les cycles définis par l'analyse séquentielle et par l'analyse spectrale sont différents. On pourrait y voir l'effet des phénomènes érosifs dont tient compte l'analyse séquentielle, mais non l'analyse spectrale, uniquement basée sur le signal diagraphique. Par ailleurs, une dilatation importante de la série intervient à partir du Sinémurien, ce qui pourrait également perturber l'enregistrement des cyclicités. Enfin, sur le puits de Vacquières, aucune comparaison ne semble possible. Les cycles définis par l'analyse séquentielle pourraient en fait correspondre à l'association de plusieurs cycles de troisième ordre, ce qui empêcherait de possibles corrélations.

Au sein de ces cycles de troisième ordre, Dromart & al. (1996) mettent également en évidence des cycles de quatrième ordre, de 100 et 400 kans, pouvant être reliés aux variations d'excentricité. Compte tenu des incertitudes de la méthode, les cyclicités présentant des périodes de 476-525 kans pourraient correspondre à ces séquences de quatrième ordre. Il faut en effet garder à l'esprit que le facteur limitant de ce type d'interprétation est l'incertitude inhérente au modèle d'âge. En effet, même si nous n'avons pas pris une vitesse de sédimentation constante sur tout l'intervalle de temps, la vitesse entre deux points de datation (limites des étages stratigraphiques) reste constante, ce qui oblitère par exemple les phénomènes de compaction, d'arrêt ou de reprise de la sédimentation.

Les cyclicités de périodes 625 kans et 200-250 kans restent énigmatiques, car non conformes aux cyclicités de Milankovitch habituellement observées. Outre les problèmes décrits précédemment et inhérent à la méthode, plusieurs hypothèses peuvent être avancées :

La série ardéchoise présente plusieurs niveaux condensés (limite Domérien / Toarcien) et surfaces d'érosions majeures (limites Sinémurien / Carixien et Carixien / Domérien). Ce phénomène, ainsi que les érosions mineures occasionnées par les nombreuses passées gréseuses observables à partir des *couches du Bosc*, pourraient modifier l'enregistrement des cyclicités et perturber la validité du modèle d'âge.

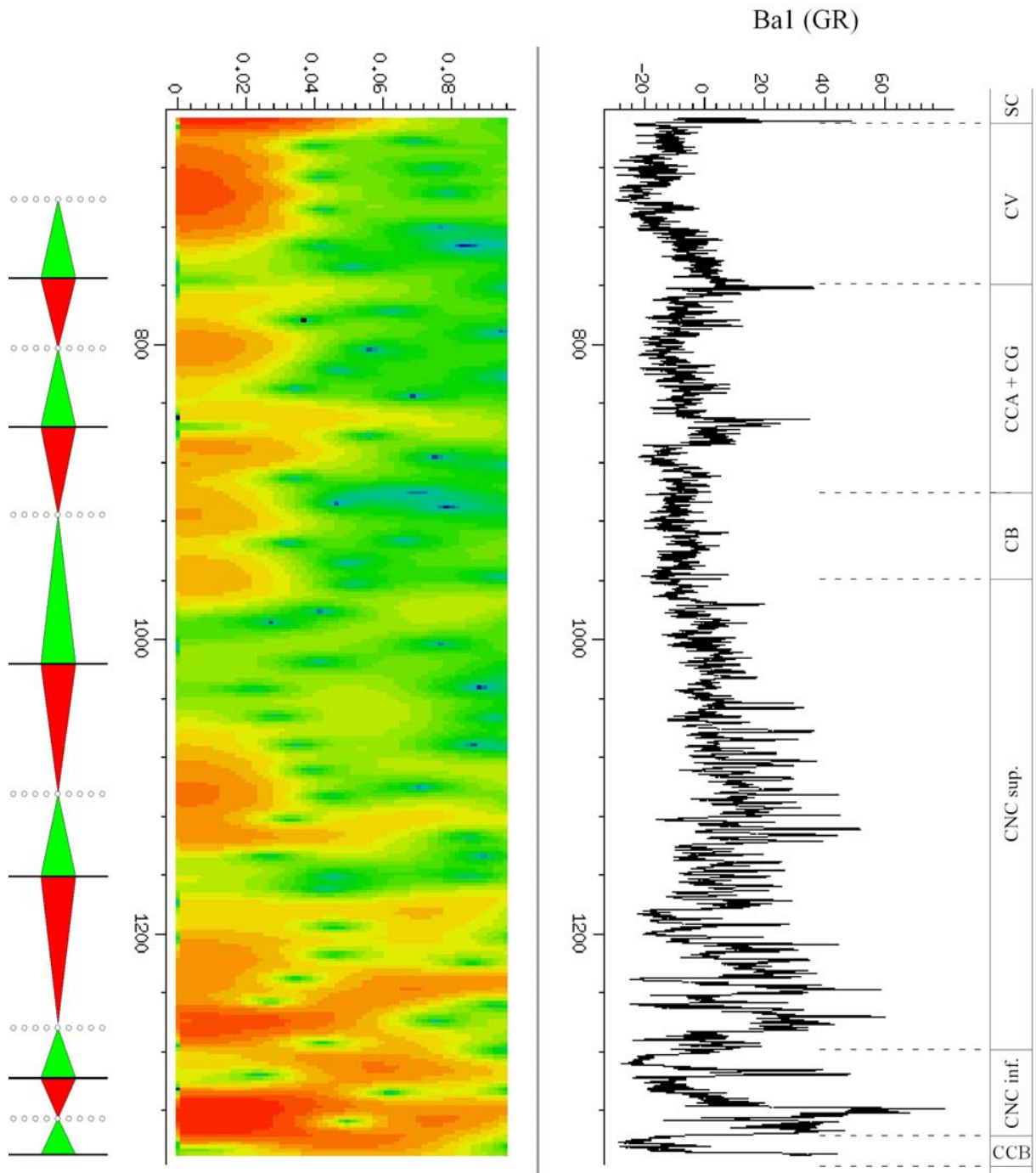


Figure 5.23 : Carte profondeur-fréquence pour le GR du puits BA1 (Balazuc) sur l'intervalle Hettangien–Toarcien. La diagraphie GR est représentée à droite de la carte. Des ruptures marquées de l'amplitude et de la fréquence du signal sont mises en évidence, correspondant aux limites de cycles de troisième ordre (à gauche). CCB : Complexe carbonaté de base ; CNC inf : Calcaires noduleux cendrés (membre inférieur) ; CNC sup : Calcaires noduleux cendrés (membre supérieur) ; CB : Couches du Bosc ; CCA : Couches du Château d'Aubenas ; CG : Couche de la Garenne ; CV : Couches de Vaumalle ; SC : Schistes cartons.

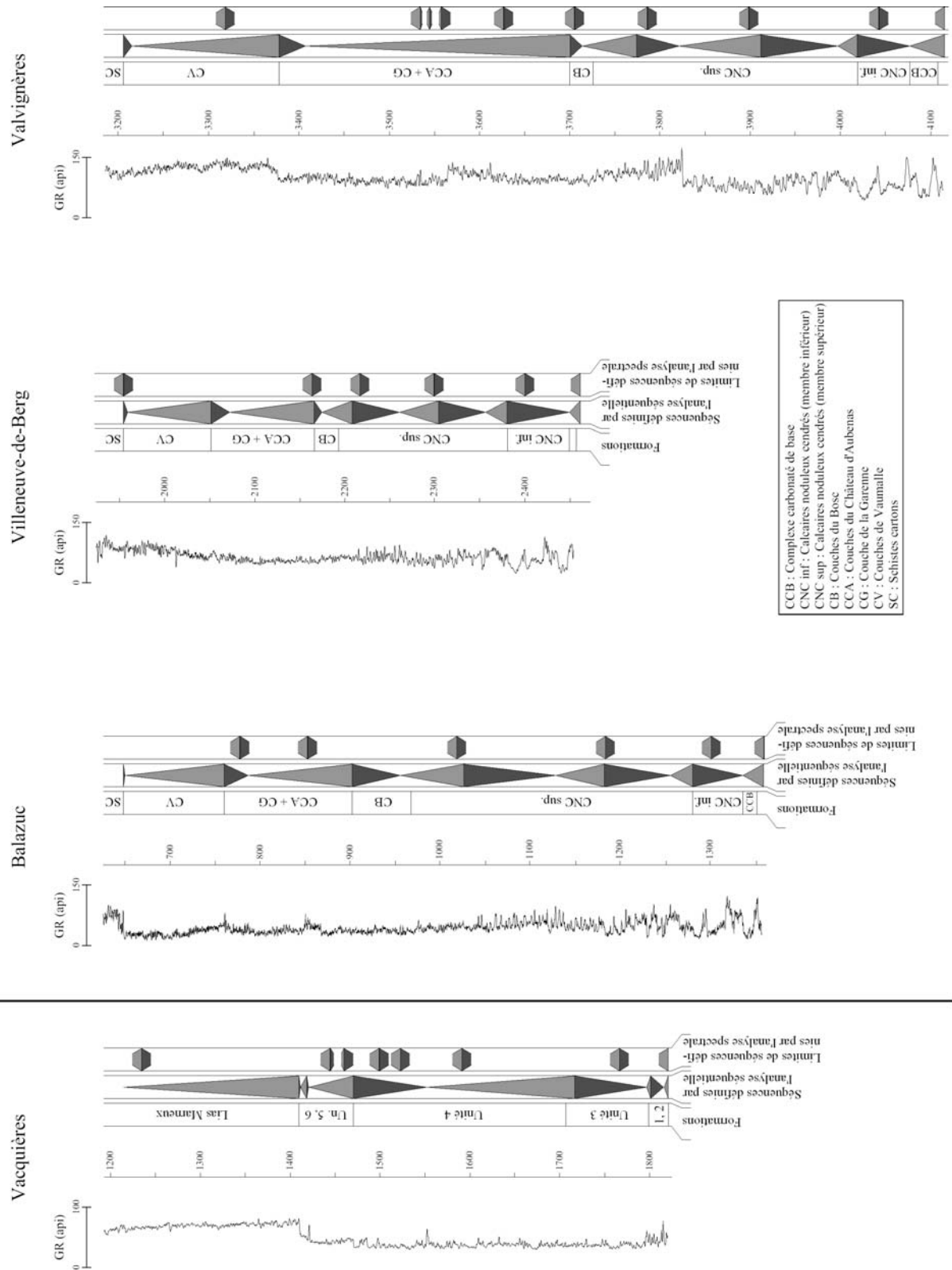


Figure 5.24 : Comparaisons des séquences mises en évidence par l'analyse séquentielle (Dromart & al., 1996 ; Razin & al., 1996 pour l'Ardèche, Perrissol, 1990 pour les Cévennes) et l'analyse spectrale développée ici. Pour l'analyse spectrale, seules les limites de séquence peuvent être identifiées.

Cette hypothèse va dans le sens d'une erreur de paramètres induisant des « fausses cyclicités ». Cependant, ces dernières sont également observées sur la zone cévenole, ce qui signifierait des erreurs identiques sur chaque zone. On notera que Guillocheau (1990) a mis en évidence l'existence de séquences de durée comprise entre 600 et 800 kans enregistrées par des faciès de tempête dans le Dévonien Armoricaïn. Ces séquences, non identifiables par des variations de lithologie, sont intermédiaires entre les séquences à haute résolution et les séquences à moyenne/basse fréquence. Leur cause est très vraisemblablement eustatique. Cependant, les facteurs qui contrôlent ces variations du niveau des mers restent inconnus actuellement (Guillocheau, 1990).

Les cycles 200-250 kans serait l'harmonique double de la période d'excentricité (2*100 kans).

Une dernière hypothèse tiendrait au fait que selon Berger et Laskar (Berger, 1976 ; Laskar, 1990 ; Laskar, 1999), les périodes des cycles astronomiques de Milankovitch observées aujourd'hui (précession de 19 à 23 kans, obliquité de 41kans et excentricité à 100 kans avec une harmonique à 400 kans) ne sont pas extrapolables dans l'ancien. Doit-on alors chercher à comparer les cyclicités observées avec les cyclicités de Milankovitch ?

L'absence de cyclicité de période inférieure à 200-250 kans peut être expliquée par le pas d'échantillonnage (écart entre deux points de mesures successifs) des différents signaux. Celui-ci est compris entre 10 et 40 kans. En pratique, la fréquence maximale que l'on peut extraire d'un signal est de 4 fois la fréquence d'échantillonnage. Ainsi, pour un signal échantillonné tous les 40 ka, la plus grande fréquence visible sera de $\frac{1}{(4*40)} = 0.00625$ cycles/ka, soit une période de 160 ka. Il est donc impossible de mettre en évidence des périodes inférieures à 160 kans, comme la précession, l'obliquité ou l'excentricité. Seul un meilleur pas d'échantillonnage (avec, par exemple, des diagraphies numériques) pourrait permettre d'accéder à de telles cyclicités.

Enfin, il semble que les cyclicités soient mieux exprimées sur le puits de Vacquières (marge cévenole) que sur ceux de Villeneuve-de-Berg ou Valvignères (marge ardéchoise). Cela pourrait être dû aux apports détritiques nombreux venant perturber la sédimentation carbonatée à partir du Sinémurien en Ardèche. En effet, ces passées gréseuses ont pu altérer le signal climatique potentiellement enregistré par les carbonates. Sur le puits de Vacquières, où la sédimentation reste carbonatée et sans apports détritiques importants, ces cyclicités seraient mieux préservées.

Pour conclure, l'analyse spectrale confirme la validité du découpage en séquence de troisième ordre obtenu par l'analyse en stratigraphie génétique. La présence de ces séquences sur l'ensemble des zones étudiées tendrait à indiquer une origine eustatique plutôt qu'une origine liée à des changements du régime de subsidence. L'analyse spectrale permet également la mise en évidence de séquences d'ordre inférieur qui pourraient être liées aux variations d'excentricité de l'orbite terrestre.

PARTIE 2 : LES DISCONTINUITES DU LIAS INFERIEUR DANS UN AUTRE BASSIN SEDIMENTAIRE : LE BASSIN DE PARIS

1. INTRODUCTION

Une étude détaillée similaire à celle menée sur le Seuil Caussenard a été réalisée sur les dépôts carbonatés de la marge de Sologne. Dans cette partie, n'est présentée de manière détaillée, que l'étude concernant les discontinuités. L'analyse sédimentologique des faciès est résumée (§ 2) et détaillée en *annexe CD*.

L'objectif de cette étude est double : 1) comparer les discontinuités sédimentaires mises en places au sein de deux contextes géodynamiques différents (marge du Bassin du Sud-Est et marge du Bassin de Paris) ; 2) tenter de retrouver les discontinuités mises en évidence précédemment dans le Bassin du Sud-Est et donc passer d'une échelle régionale à une échelle pluri-régionale (§ 3, 4 et 5).

La description et l'interprétation des faciès ainsi que l'étude des discontinuités sédimentaires ont été réalisées à partir du levé de dix-sept puits de forage, localisés sur différents sites de stockage de Sologne et dont les carottes ont été gracieusement mises à notre disposition par la société Gaz de France.

2. CADRE GENERAL

2.1. CADRE STRUCTURAL

La Sologne constitue la marge Sud-Ouest du Bassin de Paris. Ce dernier est un bassin épicrotonique comprenant l'ensemble des terrains post-carbonifères qui s'appuient sur le Massif Armoricaïn à l'Ouest, le Massif Central au Sud, les Vosges à l'Est et le Massif Ardennais au Nord-Est (Debelmas, 1984 ; *Figure 5.25a*). Communément considéré comme lié à une phase d'extension Permo-triasique (Brunet & Le Pichon, 1982), son taux de subsidence au cours du temps y est ponctué de phases d'accélération (Lias, Malm et Crétacé Supérieur), dues aux contraintes tectoniques environnantes.

Les mouvements générés à partir du Trias Supérieur par l'ouverture de l'océan téthysien, provoquent des déformations intraplaques de grande longueur d'onde enregistrées à cette époque dans le bassin de Paris (Robin & *al.*, 1996). Les champs de contraintes remettent en jeu certaines failles contrôlant alors la sédimentation dans un contexte globalement extensif, d'abord N-S puis NW-SE (Masclé & *al.*, 1994).

Le site d'étude se situe au sein du sous-bassin de Sologne, centré sur une zone d'effondrement limitée au Nord par un accident de socle E-W et à l'Est par le réseau de failles de Sennely d'orientation subméridienne. Deux réseaux de failles plus modestes, d'orientation identique, structurent la Sologne, permettant aux différents blocs de jouer de manière quasiment indépendante et donc de contrôler localement la sédimentation. Le sous-bassin est initié au Permien où s'accumulent plus de 1000 m de sédiments (Sapin, 1967) ; dès le Trias,

la Sologne s'enfonce par rapport au reste du Bassin de Paris, cette subsidence à l'Ouest s'accroissant durant le Lias.

Dix-sept puits de forages ont été étudiés, se répartissant sur six zones indiquées sur la *Figure 5.25b* : 1) Marchenoir (puits M1 et M2) ; 2) Saunay (puits Y1 et Y2) ; 3) Céré-La-Ronde (E1 et E2) ; 4) Chémery (C1 à C4) ; Soings (S1 à S4) ; Villefranche-sur-Cher (V1 à V3).

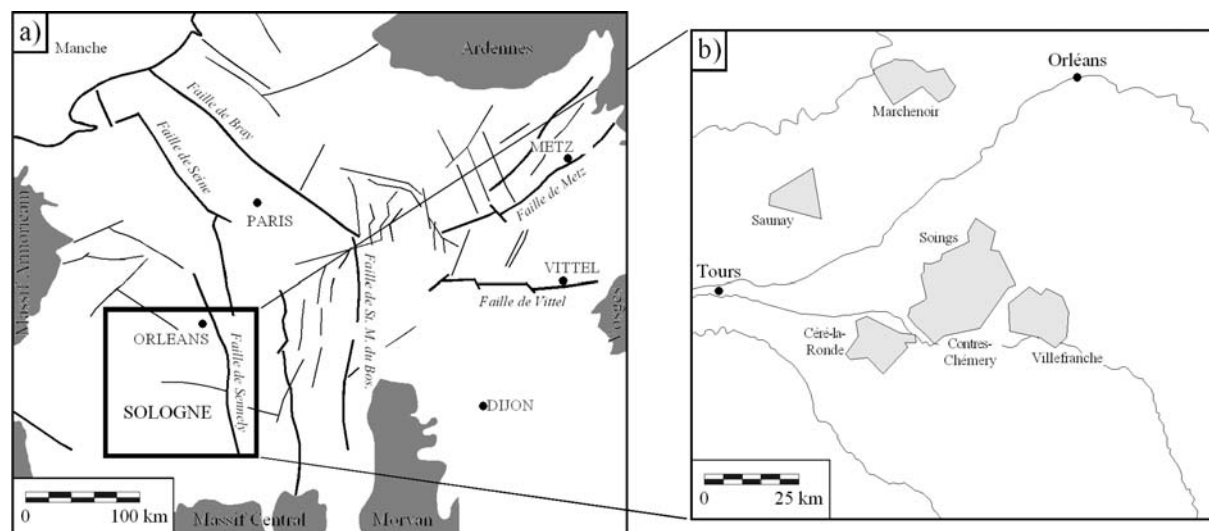


Figure 5.25 : a) Carte structurale du Bassin de Paris (d'après Perrodon & Zabeck, 1991 ; modifiée). b) Localisation des différents sites de stockages sur lesquels des puits de forages ont été étudiés.

2.2. CADRE STRATIGRAPHIQUE

A la fin du Trias et au début du Lias (Rhétien-Hettangien), un épisode transgressif se marque par l'apparition de dépôts marins qui s'étendent sur la quasi-totalité du bassin (plateforme carbonatée au NE, milieu marin franc au centre). En Sologne, l'Hettangien se caractérise par des faciès continentaux (300-400 m d'épaisseur, cônes alluviaux et systèmes fluviaux ; Merzeraud, 1992), qui évoluent en faciès marins restreints (*Figure 5.26*). Au Sinémurien et au Pliensbachien, se développe des faciès marins ouverts sur l'ensemble du bassin, y compris en Sologne (calcaires et marnes à gryphées). Durant le Toarcien inférieur, le bassin est ennoyé et soumis à une sédimentation calme, argileuse et riche en matière organique (schistes carton).

Le Lias s'inscrit dans un cycle transgressif-régressif majeur à l'échelle du bassin de Paris (cycle de 2^{ème} ordre d'une durée de 10 à 40 Ma ; Guillocheau, 1991) : le cycle Carnien-Toarcien. Il enregistre une phase d'accélération de la subsidence à l'Hettangien, ce qui a pour impact d'accroître sa phase transgressive.

Ce cycle majeur se divise en sept cycles mineurs (d'une durée de 1 à 15 Ma ; Guillocheau & al., 2000) résultant principalement d'un contrôle tectonique (Robin & al., 1996 ; Robin & al., 1998). Trois appartiennent au Trias / Rhétien, le quatrième recouvre l'Hettangien, le cinquième une partie du Sinémurien, le sixième la fin du Sinémurien et le Pliensbachien, et le septième le Toarcien (*Figure 5.26*).

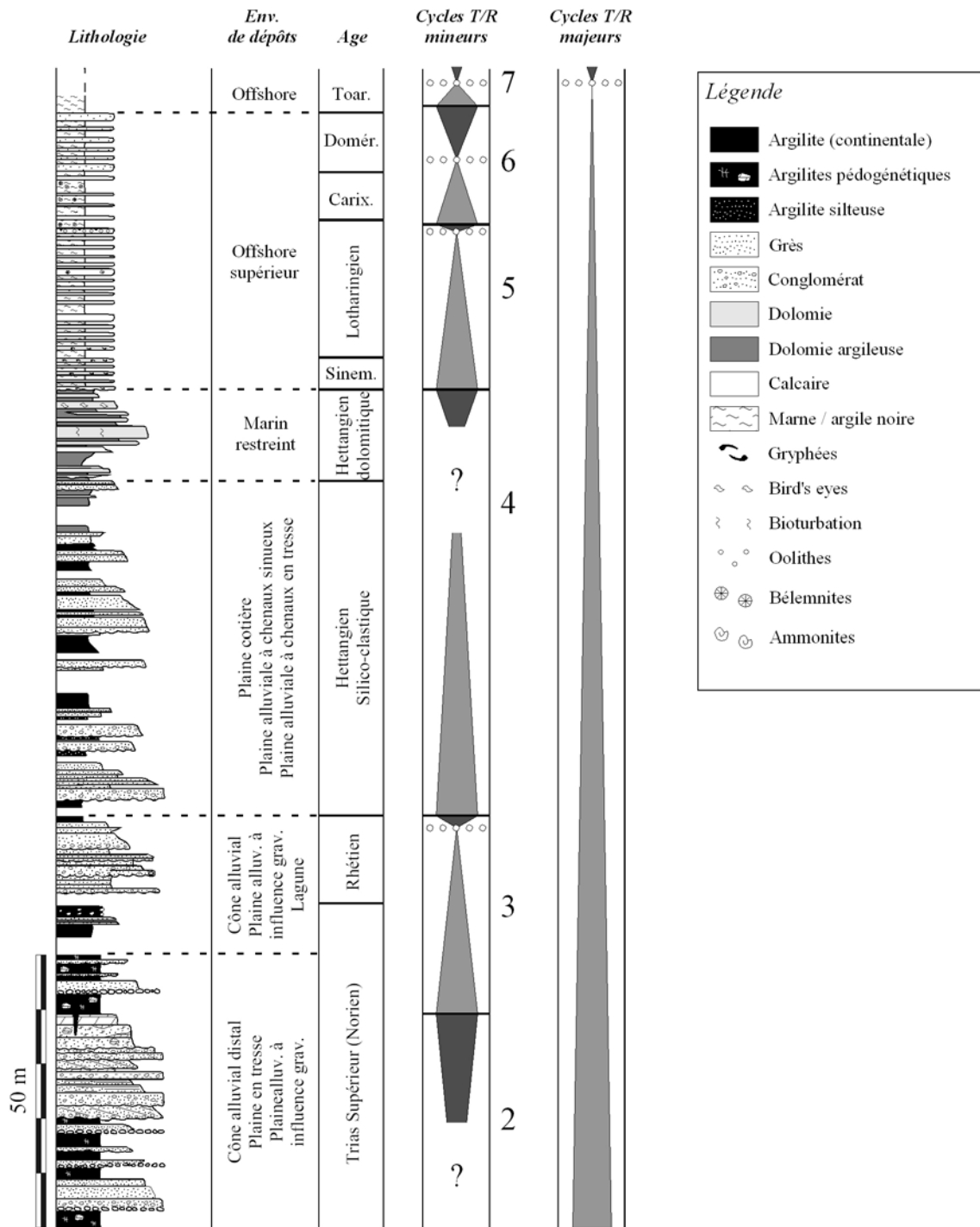


Figure 5.26 : Stratigraphie du Lias de Sologne. Découpage en cycles transgressifs-régressifs majeurs et mineurs (d'après Robin & al., 1996). Le log sédimentaire synthétique compile différents puits.

2.3. PRESENTATION DE LA SERIE DU LIAS CARBONATE

Cette série peut être divisée en trois grands ensembles correspondant à la fin de l'Hettangien, au Sinémurien-Pliensbachien et au Toarcien.

La fin de l'Hettangien se caractérise par des dépôts carbonatés (dolomitiques et calcaires) dont les lithologies et les textures témoignent de milieu marin à degré de

confinement variable. Ainsi, des faciès dolomitiques à traces de pédogenèse (*Figure 5.27a*), à bird's eyes (*Figure 5.27b*), à laminations cryptalgaires (*Figure 5.27c*) ou encore à bioturbation (*Figure 5.27d*) s'organisent en séquences « shallowing-deepening up » délimitées par des faciès de dolomie argileuse (*Figure 5.27e*). Ces faciès semblent témoigner de milieux de replat tidal, présentant des conditions infralittorales à adlittorales.

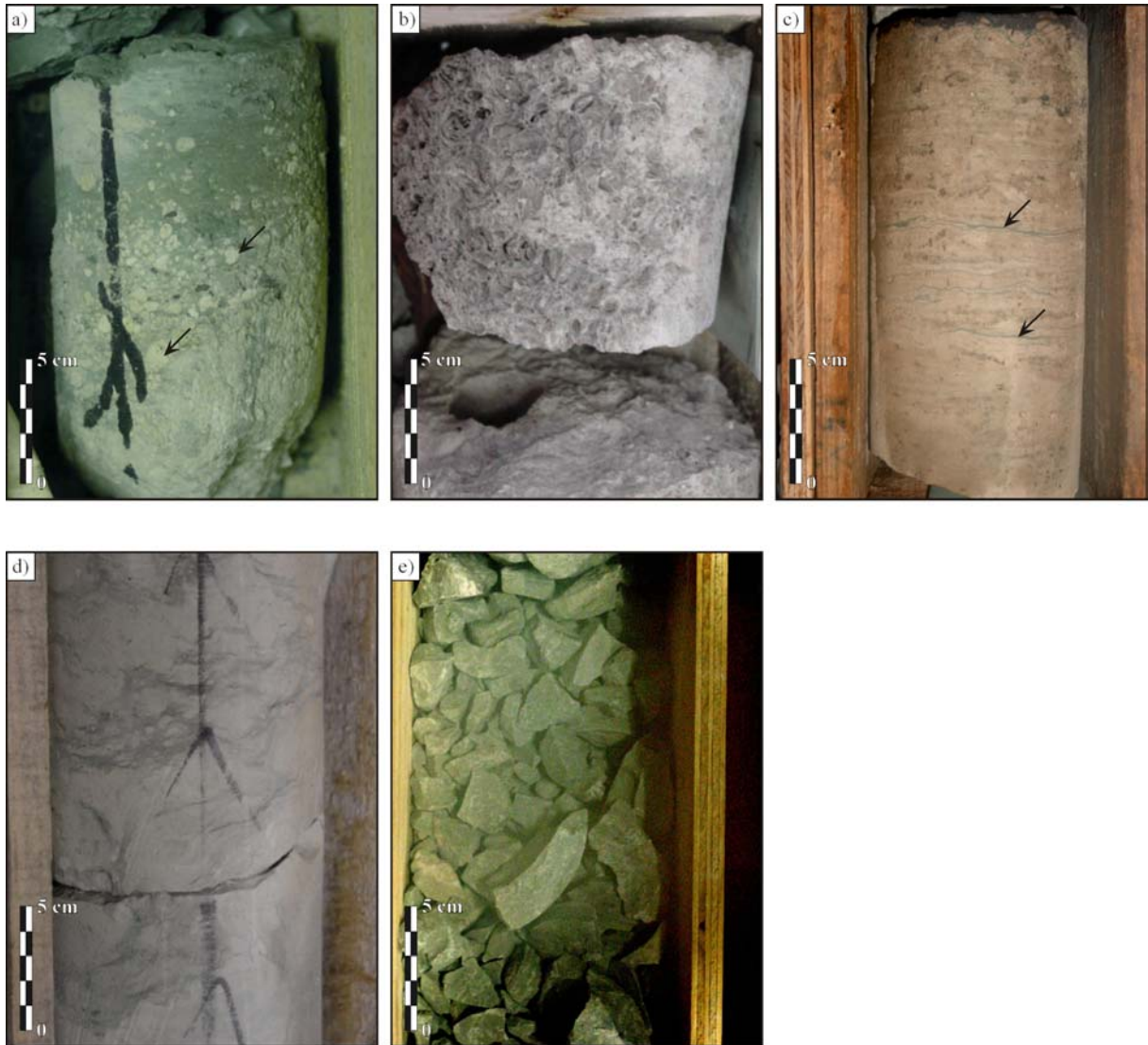


Figure 5.27 : Faciès sédimentaires de l'Hettangien (carbonaté) : a) Argile dolomitique verte à concrétions carbonatées attribuées à des phénomènes de pédogenèse. b) Dolomie vacolaire (bird's eyes). c) Dolomie à lamination cryptalgare. d) Dolomie bioturbée. e) Dolomie argileuse verte.

D'autres faciès, à lithologie calcaire, parfois bioclastiques et riches en fossiles (*Figures 5.28a, 5.28b et 5.28c*) semblent traduire des conditions environnementales moins extrêmes (meilleure oxygénation, salinité plus stable) et ont été attribués à un environnement de rampe proximale (Merzeraud & *al.*, 2000) au sein de laquelle peuvent se mettre en place des dunes oolithiques (*Figure 5.28d*) et lobes de tempêtes d'arrière dune (*Figure 5.28e*).

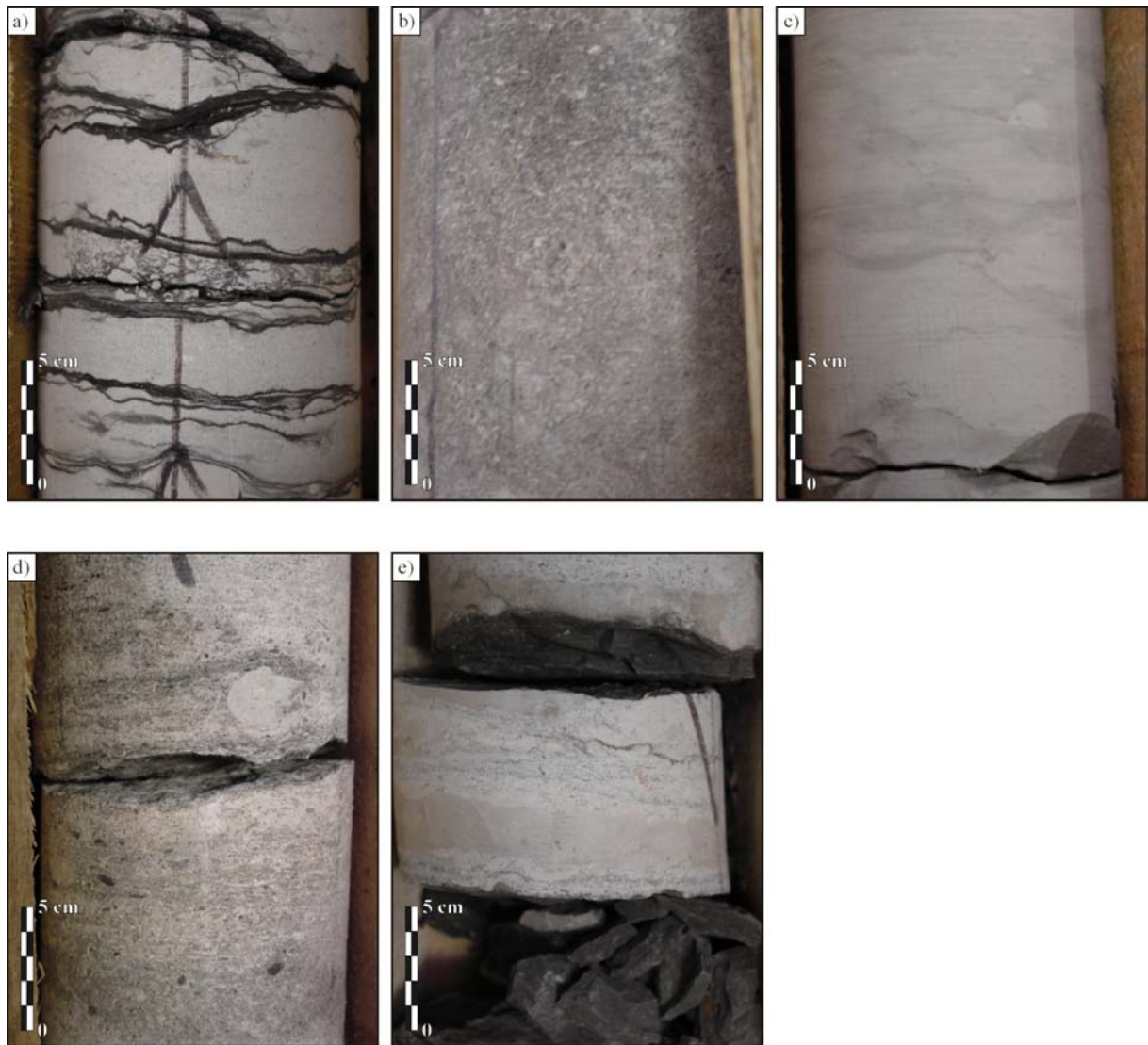


Figure 5.28 : Faciès sédimentaires de l'Hettangien (carbonaté) : a) Alternances packstone / argile. b) Calcaire bioclastique. c) Calcaire massif, bioturbé. d) Grainstone à oolithes et gravelles. e) Lobes bioclastiques de tempêtes.

Au Sinémurien, se met en place une sédimentation infra- à circalittorale dans un contexte général d'offshore supérieur, caractérisée par une alternance de bancs calcaires décimétriques à pluridécimétriques et d'interbancs argileux (*Figure 5.29a*). Les communautés observées (gryphées, pectinidés ; *Figure 5.29b*) se sont développées sur substrat mou à ferme, (comme en témoigne les quelques terriers observés ; *Figure 5.29c*), en milieu faiblement agité, dans des eaux à salinité normale mais présentant des fluctuations importantes en oxygénation à l'interface eau-sédiment (Hanzo & *al.*, 2000). De nombreux débris de lignite sont observables (*Figure 5.29d*). Au Pliensbachien, les faciès assez similaires à ceux du Sinémurien tendraient à indiquer des conditions environnementales semblables. Le Carixien se caractérise par des alternances de bancs calcaires et d'interbancs marneux à pélécytopes et nombreuses ammonites. Au Domérien, ces faciès évoluent progressivement en calcaires gréseux bioturbés (*Figure 5.29e*).

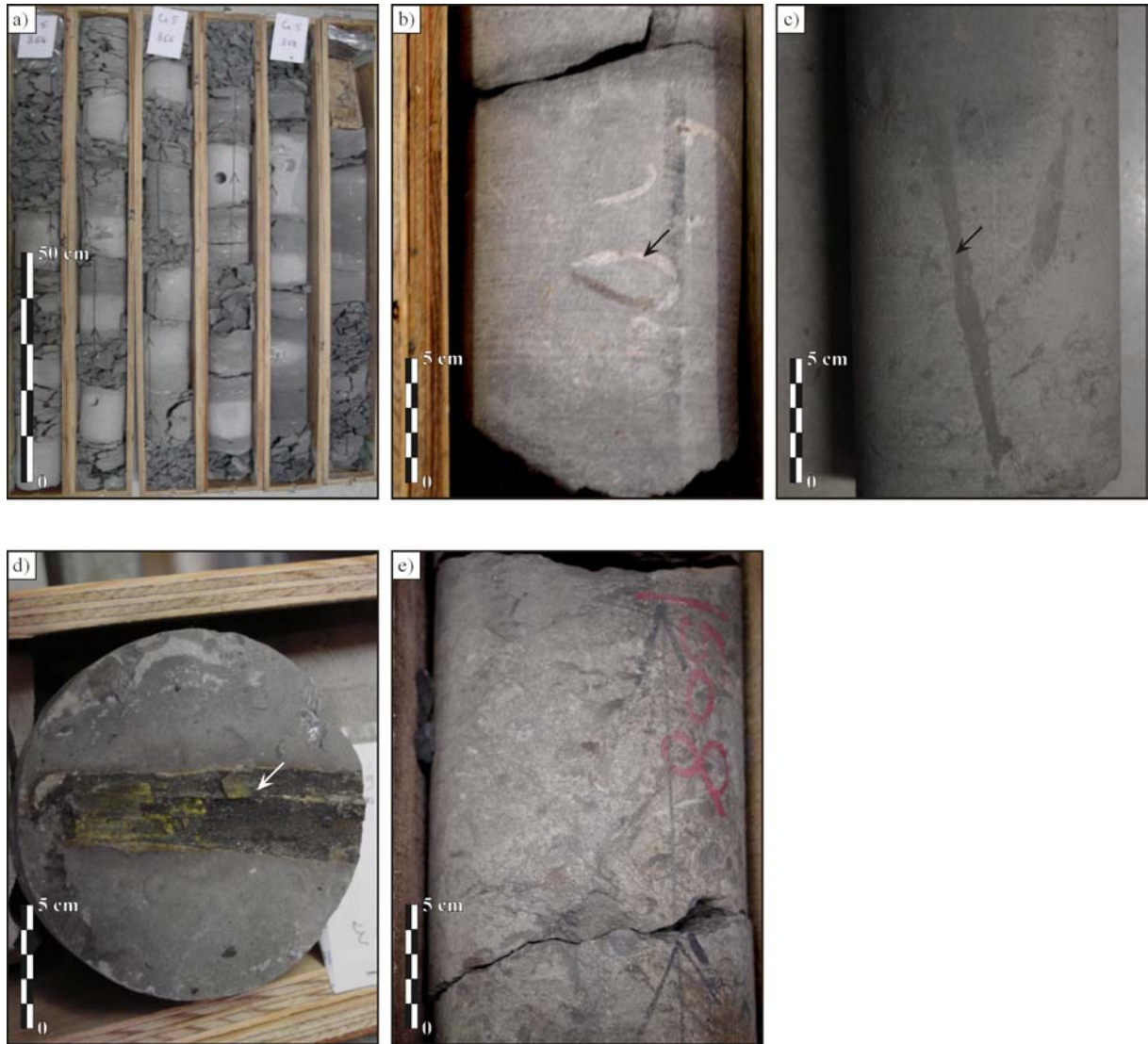


Figure 5.29 : Faciès sédimentaires du Sinémurien / Pliensbachien. a) Vue d'ensemble, alternances marno-calcaires. b) Gryphées. c) Bioturbation (possible *Thalassinoides*). d) Débris de lignite au sein d'un interbanc argileux. e) Calcaire gréseux attribué au Domérien.

Le Toarcien voit se développer des dépôts exclusivement argileux, riches en matière organique (Bessereau & Guillocheau, 1993) attribués à des environnements profonds et peu oxygénés (de Graciansky & Jacquin, 2003) : les schistes cartons.

3. DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES

Bien que diachrones, les séries du Sinémurien (*s.s.*) du Seuil Causseard et de l'Hettangien Supérieur de Sologne présentent des milieux de dépôts comparables. Cependant, à la différence de la série du Seuil Causseard les unités génétiques observées en Sologne ne sont pas délimitées par des surfaces de discontinuité mais par des niveaux peu épais, généralement argileux, marquant les maxima bathymétriques (m.f.s. de la *Figure 5.30*). La multitude de discontinuités sédimentaires observée sur le Seuil n'est donc pas retrouvée en Sologne.

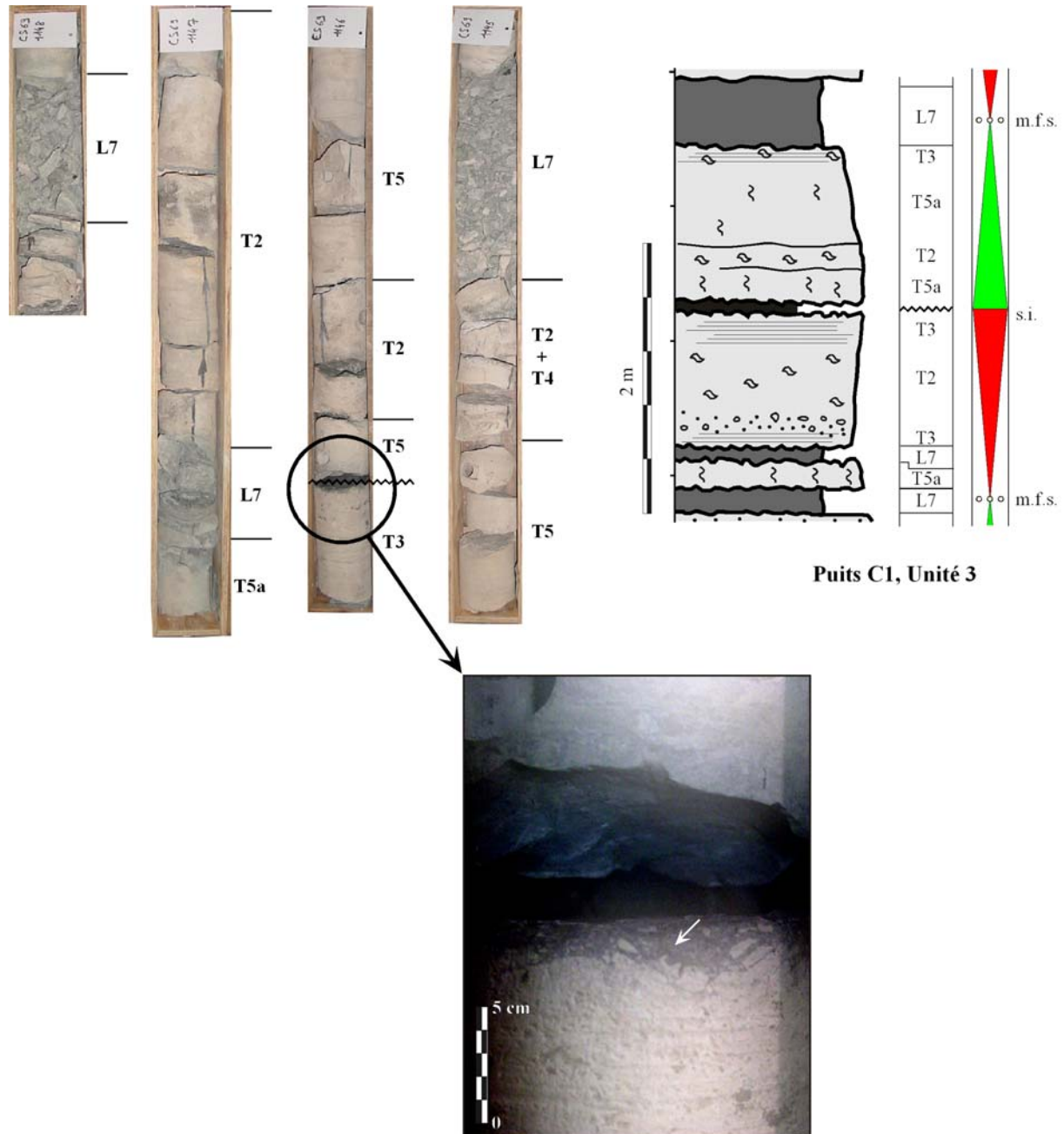


Figure 5.30 : Exemple d'unité génétique observée à Chémery (unité 3, puits C1). Les unités génétiques sont symétriques, délimitées par des faciès indiquant les maxima bathymétriques. L'inversion de tendance se traduit par une surface à bird's eyes et un léger ravinement. m.f.s. : surface d'inondation maximum ; s.i. : surface d'inondation (au sens de Posamentier & *al.*, 1988).

Au sein de la série marno-calcaire du Sinémurien – Pliensbachien, certaines bases de bancs semblent érosives ce qui tendrait à confirmer l'influence des tempêtes dans cet environnement (*Figures 5.31a et 5.31b*). Par ailleurs, le sommet de certains bancs calcaires semble montrer des indices de condensation (recrudescence de terriers, accumulation de céphalopodes) typiques de firmgrounds (*Figures 5.31b et 5.31c*). Ces surfaces de condensation, rares, se localisent principalement au bas de la série marno-calcaire, dans les dépôts du Sinémurien (*s.s.*) mais ne sont pas corrélables d'une coupe à une autre.

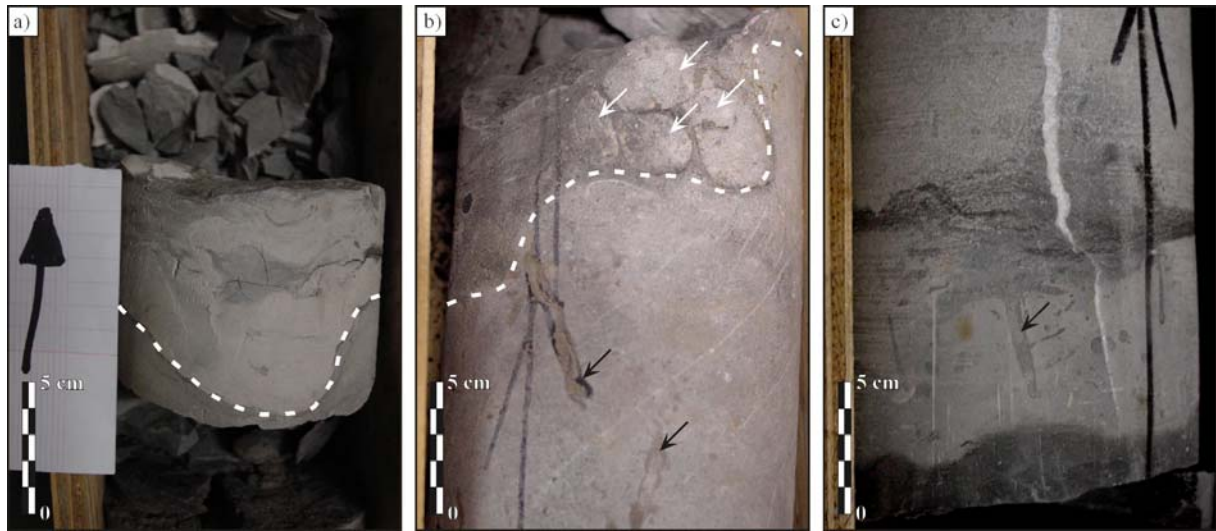


Figure 5.31 : a) Surface de ravinement ; b) Surface de ravinement et condensation (terriers indiqués par les flèches noires + accumulation de rostrés de bélemnites indiqués par les flèches blanches, dans une gouttière d'érosion) ; c) Surface de condensation (terriers indiqués par les flèches).

A une échelle supérieure, deux surfaces remarquables peuvent être mises en évidence. La première est observée sur l'ensemble des puits et correspond à la transition Hettangien – Sinémurien. Outre le changement lithologique et faciologique de part et d'autre de cette discontinuité (faciès de plate-forme peu profonde à faciès de l'offshore supérieur), cette surface se traduit par un caractère érosif (surface irrégulière, nombreux lithoclastes remaniés ; *Figures 5.32a et 5.32b*) voire parfois émerusif (possibles fentes de dessiccation ; *Figures 5.32c, 5.32d, et 5.32e*). Pour Merzeraud (1992), elle correspond à une discordance à l'échelle du quart sud-ouest du Bassin de Paris. Par ailleurs, elle limite également le cycle transgressif-régressif mineur de l'Hettangien (Robin & *al.*, 1996 ; Robin & *al.*, 1998), ce qui lui confère une origine tectonique (variation du régime de contraintes) et une valeur non plus locale mais pluri-régionale (à l'échelle du Bassin de Paris).

La deuxième surface remarquable se localise au sommet des dépôts du Lotharingien. Elle n'est observée que sur certains puits (Marchenoir, Saunay) et se caractérise par la mise en place d'un niveau métrique de calcaire gréseux présentant un aspect corrodé et oxydé (*Figure 5.33*). La fraction détritique s'accompagne de gravelles et d'oolithes ferrugineuses rouges à noires avec une bioturbation importante. Sur les autres puits, on observe un niveau argileux et pyriteux sans bancs calcaires. Au même niveau stratigraphique, Forest & *al.* (1999) ont également décrit sur la bordure Est du Morvan un niveau condensé à oolithes ferrugineuses, rapporté à une accélération de la subsidence différentielle liée à un compartimentage tecto-

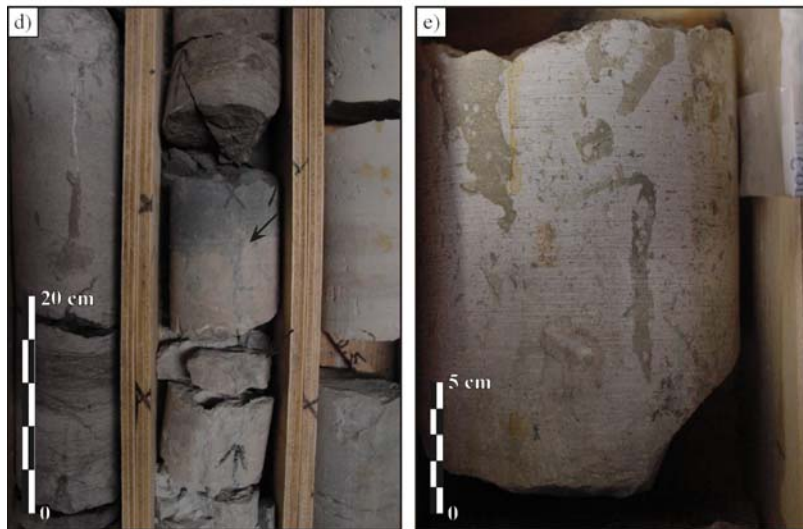
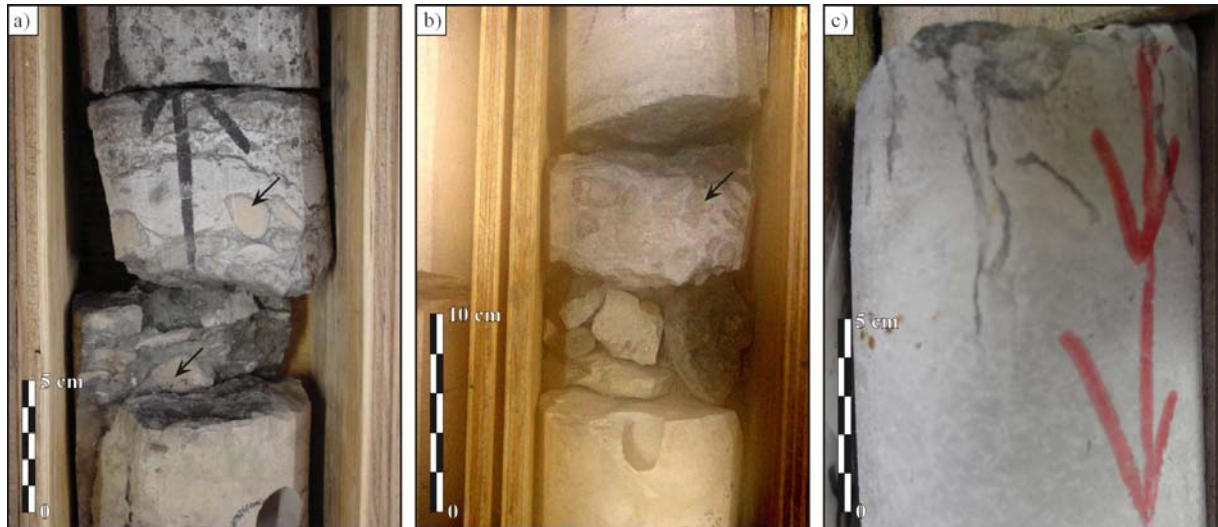


Figure 5.32 : La discontinuité Hettangien-Sinemurien. a) et b) La discontinuité est érosive. Elle est surmontée par une brèche à éléments dolomitiques provenant des faciès sous-jacents. c), d) et e) La discontinuité semble émergitive. Les structures fines, verticales, remplies par le sédiment sus-jacent évoquent des fentes de dessiccation.

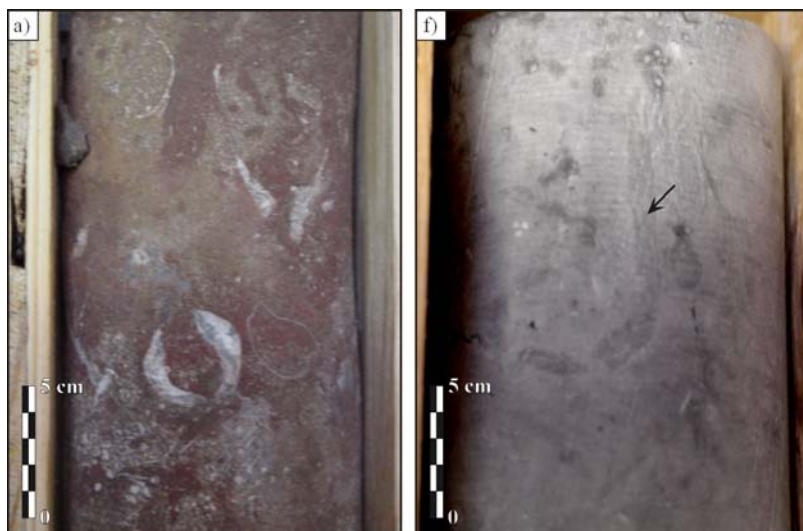


Figure 5.33 : La discontinuité au sommet du Lotharingien : a) Calcaire gréseux et bioclastiques à aspect corrodé. b) Calcaire gréseux intensément bioturbé.

nique local. Les mouvements le long de ces accidents locaux seraient dus aux mouvements tectoniques connus sous le nom de « crise lotharingienne » et déjà décrits aux *Chapitre 4* (nous avons indiqué que le hardground Lotharingien scellant la série du Seuil Caussenard pouvaient aussi être lié à cette phase de déformation enregistrée tout autour du Massif Central). Il semble donc plausible d'attribuer une origine identique au niveau condensé observé en Sologne. Un compartimentage en bloc pourrait expliquer les variations morphologiques de ce niveau condensé, les zones présentant une sédimentation argileuse traduiraient une subsidence importante. Les zones présentant des phénomènes de minéralisation et d'oxydation pourraient indiquer des domaines plus agités probablement sur des « hauts topographiques ».

4. CYCLOSTRATIGRAPHIE (ANALYSE SPECTRALE PAR ONDELETTES)

A l'instar de l'analyse réalisée en Ardèche, une analyse spectrale par ondelettes a également été réalisée sur les diagraphies des puits de Sologne (Chémery, Soings, Céré-La-Ronde, Villefranche-sur-Cher). Pour chaque puits, un GR et une résistivité ont été analysés.

	Chemery		Soings	Céré-la-Ronde	Villefranche-sur-Cher
	CS83	CS86	SG3	CE13	VR2
— 180.1 M.A. —	— 955 m —	— 993 m —	— 1037 m —	— 862 m —	— 1099 m —
Toarcien	5.51*10⁻⁶ m/an	5.30*10⁻⁶ m/an	4.88*10⁻⁶ m/an	5.17*10⁻⁶ m/an	8.48*10⁻⁶ m/an
— 189.6 M.A. —	— 1007 m —	— 1043 m —	— 1084 m —	— 911 m —	— 1179 m —
Pliensbachien	Domérien	6.24*10⁻⁶ m/an	7.13*10⁻⁶ m/an	5.7*10⁻⁶ m/an	1.14*10⁻⁵ m/an
	— 191.5 M.A. —	— 1019 m —	— 1057 m —	— 1095 m —	— 933 m —
Carixien	2.64*10⁻⁶ m/an	2.51*10⁻⁶ m/an	2.01*10⁻⁶ m/an	2.05*10⁻⁶ m/an	5.19*10⁻⁶ m/an
— 195.3 M.A. —	— 1029 m —	— 1066 m —	— 1102 m —	— 940 m —	— 1219 m —
Sinemurien (s.l.)	Lotharingien	8.16*10⁻⁶ m/an	6.84*10⁻⁶ m/an	5.91*10⁻⁶ m/an	5.70*10⁻⁶ m/an
	— 198.8 M.A. —	— 1058 m —	— 1090 m —	— 1123 m —	— 960 m —
Sinemurien (s.s.)	1.17*10⁻⁶ m/an	1.04*10⁻⁶ m/an	7.70*10⁻⁷ m/an	1.11*10⁻⁶ m/an	3.18*10⁻⁶ m/an
— 201.9 M.A. —	— 1062 m —	— 1094 m —	— 1125 m —	— 964 m —	— 1275 m —
Hettangien	1.40*10⁻⁵ m/an	1.39*10⁻⁵ m/an	1.03*10⁻⁵ m/an	1.52*10⁻⁵ m/an	2.45*10⁻⁵ m/an
— 205.7 M.A. —	— 1119 m —	— 1147 m —	— 1164 m —	— 1022 m —	— 1368 m —

Tableau 5.2 : Taux de sédimentation et modèle d'âge utilisés pour le calcul des périodes.

Le modèle d'âge (*Tableau 5.2*) est basé sur le découpage en zone d'ammonites établi par Gradstein & al. (1994). L'analyse en stratigraphie génétique a permis de caler la série par rapport à ce modèle. Nous présentons ici deux cartes représentatives des résultats obtenus pour la Sologne (puits C5 et E2 ; *Figures 5.34 et 5.35*), qui montrent des cyclicités communes à celles observées en Ardèche : 1) une période de l'ordre de 2-2.5 Ma présente sur tout l'intervalle de temps avec des variations d'amplitude ; 2) une période de l'ordre de 625 ans

amplifiée sur tout l'Hettangien ; 3) une période de l'ordre de 476-525 kans présentant les mêmes caractéristiques que la précédente ; 4) une période de l'ordre de 200-250 kans observée uniquement durant l'Hettangien.

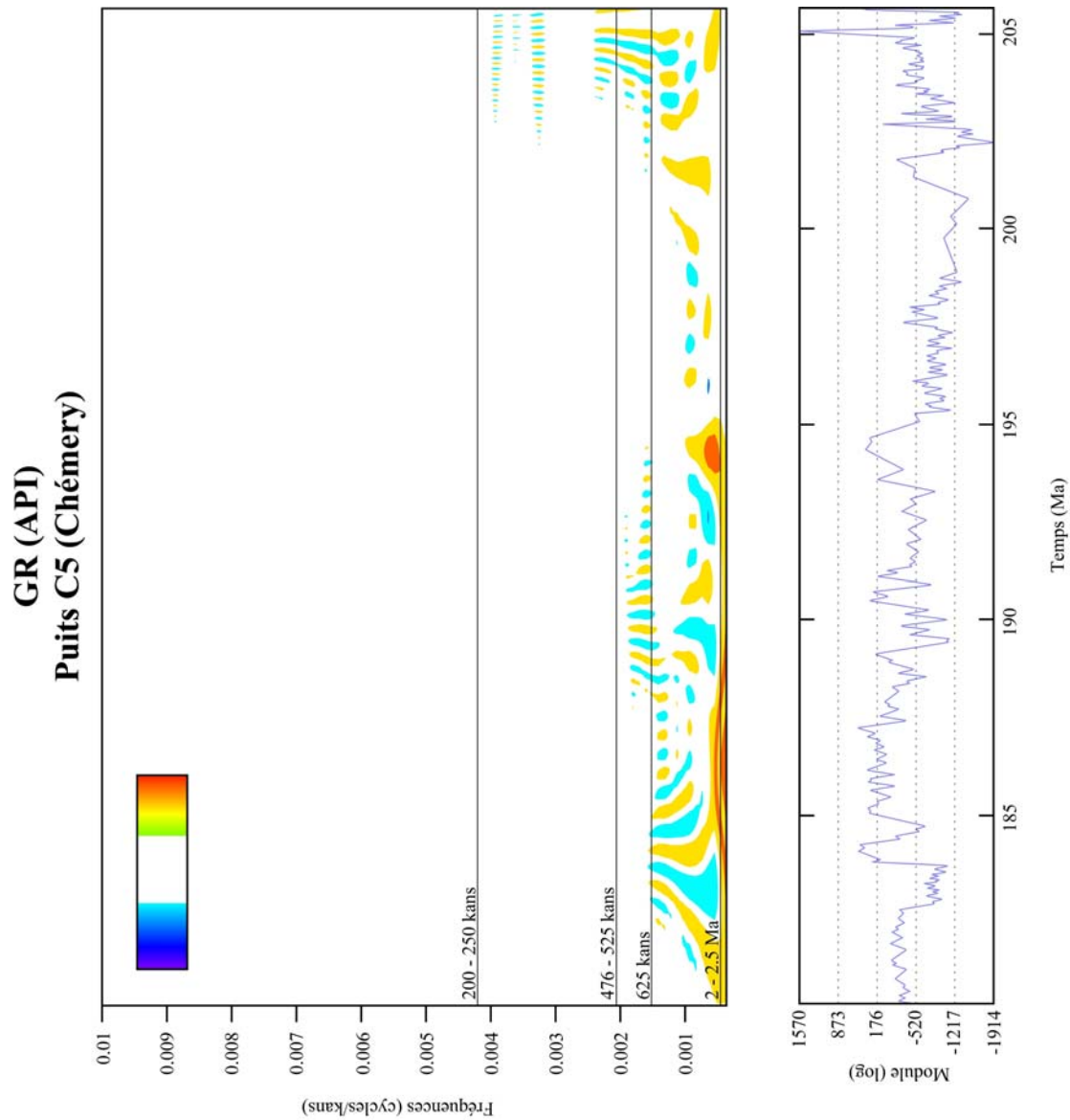


Figure 5.34 : Analyse en ondelettes du GR du puits C5 (Chémery) sur l'intervalle Hettangien–Toarcien. Plus les teintes sont vives, plus les cyclicités s'expriment dans l'enregistrement. Les traits noirs horizontaux marquent l'emplacement des périodicités observées.

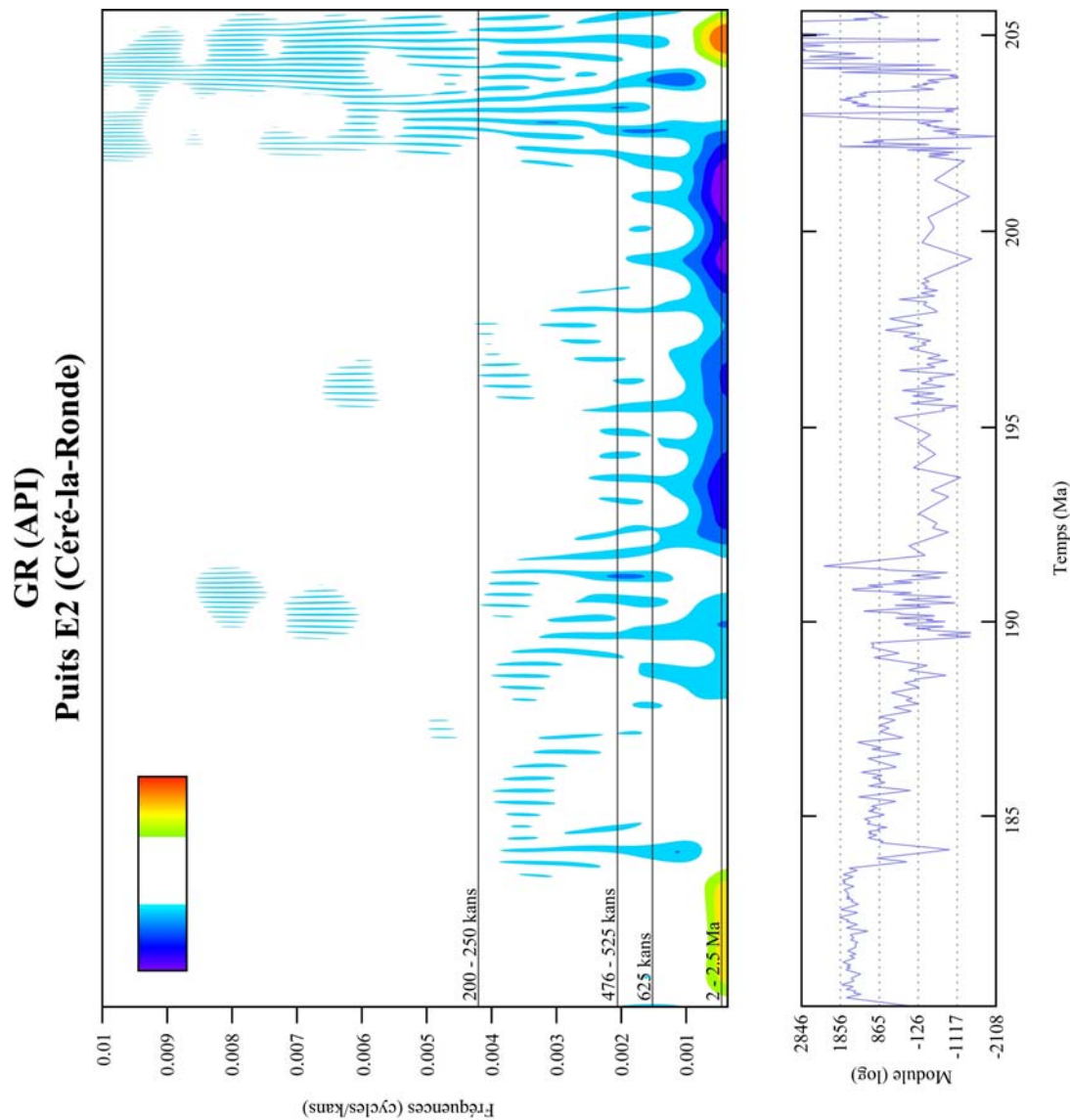


Figure 5.35 : Analyse en ondelettes du GR du puits E2 (Céré-la-Ronde) sur l'intervalle Hettangien–Toarcien. Plus les teintes sont vives, plus les cyclicités s'expriment dans l'enregistrement. Les traits noirs horizontaux marquent l'emplacement des périodicités observées.

A l'instar de l'étude réalisée sur l'Ardèche, un calage entre les limites de cycles de période 2-2.5 Ma et les cycles mineurs définies dans le centre du Bassin par Robin & *al.* (1996) ; Robin & *al.* (1998). Aucune concordance n'a été observée et deux hypothèses peuvent être avancées pour l'expliquer : 1) les cycles transgressifs – régressifs mineurs n'ont pas une durée de 2-2.5 Ma ; 2) les cycles transgressifs – régressifs mineurs ont été définis dans le centre du Bassin de Paris. Or la Sologne présente un comportement totalement indépendant du reste du bassin (Merzeraud, 1992 ; Geiller, 1997) et il est possible que ces cycles (d'origine tectonique) ne soient pas enregistrés en Sologne.

5. CONCLUSION : COMPARAISON ENTRE LE SEUIL CAUSSENARD ET LA SOLOGNE

La comparaison entre les deux zones avait pour but la mise en évidence de discontinuités sédimentaires majeures observables et corrélables au sein des deux bassins sédimentaires. Par ailleurs, il semblait intéressant de confronter l'enregistrement sédimentaire au sein de deux marges de bassins sédimentaires géodynamiquement différentes.

Ainsi, l'Hettangien de Sologne et le Sinémurien (*s.s.*) du Seuil Causseard, qui présentent des environnements de dépôts assez similaires, voient malgré tout des variations importantes de la morphologie, de l'épaisseur des unités génétiques et des « discontinuités » qui les délimitent.

Les unités asymétriques (« shallowing-up ») fréquentes sur le Seuil sont ici totalement absentes et laissent la place à des séquences symétriques (« shallowing-deepening up»), délimitées non plus par des surfaces mais par de petits niveaux argileux pluridécimétriques, indiquant les maxima bathymétriques (*Figure 5.36*). Ce constat peut être effectué pour les unités en « vertical stacking » et en « seaward stepping ». Le contexte globalement transgressif des séquences en « landward stepping », permet de déposer et préserver des dépôts transgressifs, y compris sur le Seuil Causseard.

Par ailleurs, les surfaces d'émersion qui, sur le Seuil, pouvaient constituer des limites d'unités marquent ici l'inversion de tendances de l'unité. Il s'agit le plus souvent de surfaces à *bird's eyes*, accompagnées par des phénomènes de ravinement marquant la réinondation du système (*Figure 5.36*). Plus rarement, des traces de pédogenèse peuvent être observées.

Ces variations de morphologie peuvent être expliquées par la différence de contexte géodynamique de ces deux zones. A l'Hettangien, la marge de Sologne se comporte comme une zone stable, relativement subsidente (Merzeraud, 1992). La tectonique synsédimentaire semble inexistante et les variations haute fréquence du niveau marin relatif sont enregistrées sous la forme d'unités génétiques « classiques », conformes au modèle de stratigraphie génétique. Au contraire, au Sinémurien (*s.s.*), le Seuil Causseard semble enregistrer les premiers mouvements liés à la phase du rifting téthysien et correspond à une zone relativement instable où le jeu, même minime, de failles synsédimentaires va largement influencer la sédimentation. Ces mouvements vont en effet modeler la paléogéographie et contrôler la morphologie des séquences. En définissant des zones hautes (émergées) et basses (confinées), ces mouvements vont également favoriser la formation de discontinuités sédimentaires limitant les unités génétiques. A nouveau, l'importance de la tectonique synsédimentaire en tant que facteur de contrôle de la sédimentation est mise en évidence.

A plus grande échelle, même si un nombre comparable de cycles transgressifs-régressifs mineurs a pu être mis en évidence pour chaque série, il semble impossible de les corréler. Ces deux séries subissent un contrôle tectonique lié au rifting téthysien, provoquant pour l'un des déformations intraplaques de grande longueur d'onde (Bassin de Paris), pour l'autre un rejeu « direct » des structures hercyniennes (Bassin du Sud-Est) et des modifications locales du régime de subsidence. Ces déformations, à l'origine des cycles tectono-eustatiques observés ne sont vraisemblablement pas synchrones dans les deux bassins, ce qui pourrait expliquer la « non-compatibilité » des deux séries.

Outre ce point, la fin du Lotharingien semble marquée par un même événement dans les deux séries : la « crise lotharingienne ». Elle se marque par un niveau condensé en Sologne et par le hardground scellant la série calcaire sur le Seuil causseard. Le manque de données biostratigraphiques ne permet pas de caler précisément dans le temps ces deux niveaux et de reconnaître ou non leur synchronisme. Pour Forest & *al.* (1999), cette crise

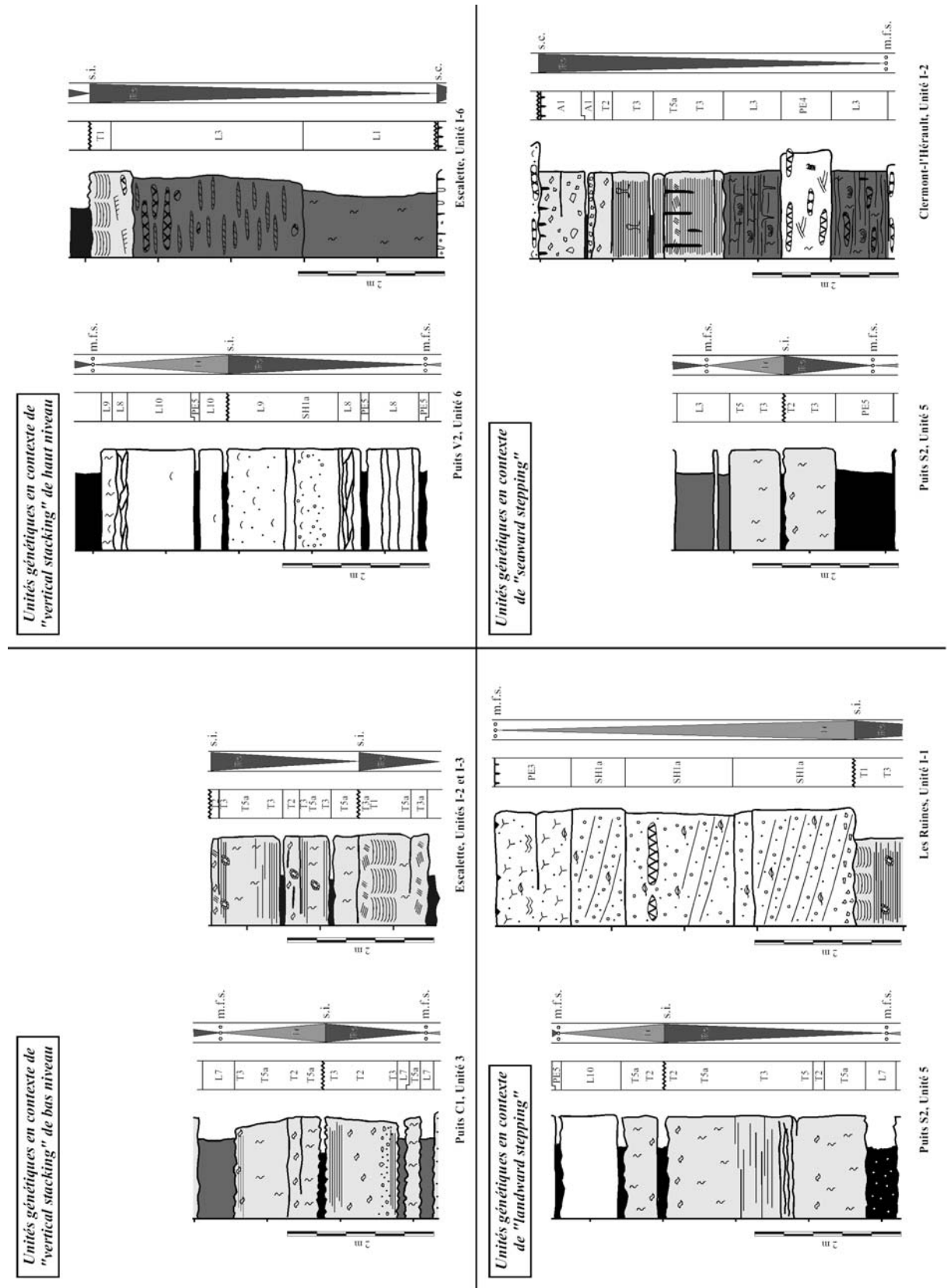


Figure 5.36 : Comparaison des différents types de séquences rencontrés en Sologne et sur le Seuil caussenard.

lotharingienne serait à relier à une phase de rifting téthysien non encore révélée dans les Alpes faute d'une précision biostratigraphique correcte.

Enfin, la surface Carixien-Domérien, observée dans le bassin du Sud-Est n'a pas été retrouvée en Sologne. Seul un changement de la sédimentation y a été observé : marnes et calcaires marneux à céphalopodes pour le Carixien, calcaires gréseux pour le Domérien. N pourrait y voir l'influence de la phase tectonique à l'origine de la surface dans le Bassin du Sud-Est. Celle-ci pourrait provoquer l'émergence de certaines zones et leur démantèlement, expliquant ces apports détritiques.

*Conclusions générales
& perspectives*

Plan du chapitre « Conclusions générales et perspectives » :

1. TOUR D’HORIZON DES RESULTATS ETABLIS

- 1.1. UNE REINTERPRETATION DE LA SERIE DU SINEMURIEN CAUSSENARD
- 1.2. UNE CARACTERISATION DES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES EN DOMAINE DE PLATE-FORME CARBONATEE
- 1.3. ALLOCYCLIQUE VS. AUTOCYCLIQUE

2. PERSPECTIVES

Conclusions générales & perspectives



1. TOUR D'HORIZON DES RESULTATS ETABLIS

L'étude de la série du Lias Inférieur du Seuil Caussenard a été entreprise afin de préciser la mise en place, l'évolution latérale et la distribution verticale des nombreuses discontinuités présentes et de comprendre les facteurs contrôlant ces trois points.

Dans ce but, une étude approfondie de onze coupes géologiques a dans un premier temps permis de définir le cadre paléogéographique et paléostructurale au sein duquel se développent les discontinuités sédimentaires. Dans un second temps, ces surfaces ont été décrites et classées afin de comprendre les processus contrôlant leurs changements de morphologies et leur répartition verticale.

Enfin, les corrélations entre les différentes zones de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est (Seuil Caussenard, Cévennes, Ardèche) et la zone de Digne située dans le bassin ont permis d'appréhender la signification géodynamique de certaines de ces discontinuités.

Les résultats de ce travail s'organisent donc en plusieurs volets, qui vont maintenant être détaillés.

1.1. UNE REINTERPRETATION DE LA SERIE DU SINEMURIEN CAUSSENARD

L'étude sédimentologique des coupes levées au niveau du seuil a permis de proposer un nouveau modèle de dépôts pour la zone, différents des reconstitutions paléogéographiques classiques en plate-forme barrée, précédemment proposées (Arrondeau, 1982 ; Mélas, 1982). L'existence d'une polarité régionale (pôle proximal – distal), pérenne n'est pas avérée et le Seuil Caussenard est envisagé comme une mosaïque de zones topographiquement hautes, très peu profondes, à caractère inter- à supratidal, entre lesquelles peuvent se développer des zones plus profondes, infralittorales à circalittorales. Au sein de la série étudiée, deux types de mosaïque semblent se relayer au cours du temps, marquant une modification du profil de dépôts : la première mosaïque se caractérise par des milieux de dépôts peu profonds, de faibles gradients de pentes et de faibles énergie de dépôts ; la seconde présente des milieux de dépôts plus profonds (absence de replat de marée), de forts gradients de pentes et de fortes énergies de dépôts (faciès de shoals très développés).

L'étude séquentielle et l'analyse fine de la morphologie des unités génétiques sur deux transects de corrélation ont permis d'appréhender le fonctionnement dynamique de cette mosaïque et d'identifier le facteur majeur qui contrôle sa géométrie : le jeu synsédimentaire de failles de différentes tailles (du faisceau d'accidents Cévenol à la microfaille de Labeil). Ces mouvements d'amplitude peu importante à l'échelle d'une marge passive (quelques dizaines de mètres au maximum), sont néanmoins suffisant pour influencer localement les paléotopographies et ainsi contrôler les milieux de dépôts.

Par ailleurs, une étude en cyclostratigraphie de l'ensemble de la série Hettango-sinemurienne, associée à une analyse des isotopes stables sur la série « calcaire » du Seuil et des corrélations séquentielles avec les autres segments de la marge (Cévennes et Ardèche) a permis d'établir un cadre séquentiel et temporel, qui semble corroborer les travaux de Marza, 1995 et Marza & al., 1998. Seule la partie inférieure de la série dolomitique appartiendrait à l'Hettangien ; la partie supérieure de la série dolomitique et les premiers dépôts calcaires (mosaïque n°1) appartiendrait au Sinémurien. La partie supérieure de la série calcaire (mosaïque n°2) correspondrait enfin au Lotharingien inférieur.

1.2. UNE CARACTERISATION DES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES EN DOMAINE DE PLATE-FORME CARBONATEE

Les discontinuités sédimentaires en domaines de plate-forme carbonatée peu profonde peuvent présenter une large gamme de caractéristiques morphologiques (macro- et microscopique). La reconnaissance de sept critères d'observation simples et applicables à n'importe quelle discontinuité a permis d'attribuer, sous la forme de logs diagénétiques, une « signature » propre à chaque discontinuité et de les répartir en quatre grandes catégories : surface d'émersion, surface de condensation sédimentaire, surface d'érosion sous-marine et surface composites. La qualité d'affleurement de la série liasique du Seuil Causseard a de plus permis une illustration exceptionnelle de ces différentes discontinuités.

Les corrélations séquentielles de ces surfaces sur les onze coupes géologiques étudiées ont démontrés l'existence de changements morphologiques rapides le long d'une même discontinuité sédimentaire, reflétant les changements environnementaux locaux.

Ces discontinuités, d'apparence anodine à l'affleurement et que l'on interprétait classiquement comme des surfaces d'inondation maximale simples s'avèrent en fait beaucoup plus complexes, puisqu'elles peuvent enregistrer un ou plusieurs cycles de variations du niveau marin relatif (soit l'équivalent d'une ou plusieurs unités génétiques). Latéralement, ces discontinuités peuvent être corrélées à d'autres surfaces en domaine plus continental (paléokarsts polyphasés) ou en domaine marin (surface de condensation) et peuvent également être équivalentes à des séquences de dépôts marines (c'est par exemple le cas de la surface I-5 ou de la surface II-0).

De ce fait, il conviendrait de distinguer les surfaces d'inondation maximale (*s.s.*) de ces surfaces composites qui correspondent à la fois à des limites de séquences au sens de Vail & *al.*, 1991), à des surfaces transgressives et des surfaces d'inondation maximale (Posamentier & *al.*, 1993).

Seule une étude sédimentologique détaillée de ces discontinuités peut permettre d'évaluer le temps et la succession d'évènements enregistrés par celles-ci, points capitaux pour la compréhension du fonctionnement des systèmes sédimentaires.

1.3. ALLOCYCLIQUE VS. AUTOCYCLIQUE

De nombreux travaux ont mis en exergue la prédominance voire le contrôle du signal allocyclique sur le signal autocyclique dans l'enregistrement sédimentaire, quel que soit l'environnement de dépôts ou le cadre structural et tectonique (Guillocheau, 1990 ; Proust, 1990 ; Lejay, 1991).

Dans la série liasique inférieur du Seuil Causseard, l'étude de la répartition latérale des faciès sédimentaires a montré l'influence majeure de la tectonique synsédimentaire, qui, en contrôlant les paléotopographies, a largement influencé la formation de la mosaïque de faciès. Par ailleurs, l'étude des discontinuités sédimentaires et de leur évolution latérale a démontré l'action majeure des processus autocycliques comme l'énergie du milieu de dépôts, la morphologie du fond marin, l'activité bactérienne ou encore un faible taux de production carbonatée.

Par ailleurs, l'étude de la répartition verticale des discontinuités sédimentaires dans la série a montré que la répétition de surfaces de condensation sédimentaire ne traduisait pas systématiquement une période d'inondation maximale d'échelle (d'ordre) supérieure. La mise

en place de ces surfaces, souvent liée à des phénomènes autocycliques locaux, peut, en effet, être indépendante du contexte séquentiel.

Le Seuil Causenard présente donc un excellent exemple de l'importance voire de la prédominance des paramètres autocycliques. Si la formation des unités génétiques répond bien à des variations eustatiques (paramètre allocyclique), leurs épaisseurs et leurs morphologies sont contrôlées par des paramètres locaux telle que la tectonique synsédimentaire locale.

L'expression des surfaces d'inondation maximum qui délimitent les unités génétiques est également contrôlée par ces paramètres autocycliques, dont le caractère local explique les variations morphologiques rapide observées sur une même discontinuité sédimentaire. Il semble donc nécessaire de réévaluer l'importance des facteurs autocycliques, tant dans la formation des discontinuités sédimentaires que dans la répartition des faciès.

2. PERSPECTIVES

L'étude présentée dans ce mémoire a été menée sur le Seuil Caussenard, zone tectoniquement complexe et active, et sur l'intervalle du Lias inférieur qui se traduit par un climat tropical faiblement à moyennement humide.

Il semblerait intéressant, dans un premier temps, de réaliser le même type d'étude sur des zones tectoniquement plus stables. Ce travail, initié avec l'étude de la marge de Sologne, pourrait être poursuivi par l'étude d'autres bassins sédimentaires épicrotoniques. Il pourrait également être intéressant d'étudier la série liasique de la bordure du Bassin Aquitain (Quercy par exemple) afin de comparer les deux paléomarges.

Dans le but de déterminer l'influence du climat sur la formation des discontinuités, l'étude de discontinuités formées sous d'autres types de climat pourrait également constituer un axe de recherche important. L'étude de séries Crétacé supérieur, époque à laquelle se développe un climat tropical humide, pourrait révéler des différences avec le modèle établi ici pour le Lias. L'étude de série de plate-forme carbonatée sous climat tempéré serait également une voie de recherche (Mutti & Bernoulli, 2003).

Enfin, la transposition de ce type d'étude à des environnements de plate-formes mixtes ou silicoclastiques pourrait également être envisagé (Ruffel & Wach, 1998).

Références bibliographiques

Références bibliographiques



Super Scientifique Man (*Les superhéros injustement méconnus*, par Manu Larcenet)

- Adams, F.D.** 1938. *The birth and development of the geological sciences*. Dover Publications, London, 506 p.
- Adams, J.E. & Rhodes, M.L.** 1960. Dolomitization by seepage refluxion. *A.A.P.G. Bulletin*, **44**, 1912-1920.
- Adams, R.D. & Grotzinger, J.P.** 1996. Lateral continuity of facies and parasequences in middle cambrian platform carbonates, Carrara formation, Southeastern California, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 1079-1090.
- Aghib, F.S., Bernouilli, D. & Weissert, H.** 1991. Hardground formation in the Bannock basin, Eastern Mediterranean. *Marine Geology*, **100**, 103-113.
- Alabouvette, B., Arthaud, F., Bodeur, Y., Barthes, J.-P., Paloc, H. & Aubague, M.** 1988. Carte géologique de la France à 1/50 000 : Feuille du Vigan (n°937). B.R.G.M., Orléans.
- Ali, M.Y.** 1995. Carbonate cement stratigraphy and timing of diagenesis in a Miocene mixed carbonate-clastic sequence, offshore Sabah, Malaysia : constraints from cathodoluminescence, geochemistry, and isotope studies. *Sedimentary Geology*, **99**, 191-214.
- Allan, J.R. & Matthews, R.K.** 1982. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29**, 797-817.
- Alonso-Zarza, A.M., Sanchez-Moya, Y., Bustillo, M.A., Sopen, A. & Delgado, A.** 2002. Silicification and dolomitization of anhydrite nodules in argillaceous terrestrial deposits: an example of meteoric-dominated diagenesis from the Triassic of central Spain. *Sedimentology*, **49**, 303-317.
- Amieux, P.** 1982. La cathodoluminescence, méthode d'étude sédimentologiques des carbonates. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **6**, 437-483.
- Amieux, P., Bernier, P., Dalongeville, R. & De Medwecki, V.** 1989. Cathodoluminescence of carbonate-cemented Holocene beachrock from the Togo coastline (West Africa): an approach to early diagenesis. *Sedimentary Geology*, **65**, 261-272.
- Arenas, C., Alonso Zarza, A.M. & Pardo, G.** 1999. Dedolomitization and other early diagenetic processes in Miocene lacustrine deposits, Ebro Basin (Spain). *Sedimentary Geology*, **125**, 23-45.
- Arnaud, H.** 2004. Stratigraphie séquentielle appliquées aux plates-formes carbonatées. In: *Ecole d'été : Carbonate récifaux et de plate-forme* (Eds A. Preat, A. Arnaud-Vanneau, E. Carrio, H. Arnaud & S. Ferry), **45**, 102-115. A.S.F., Grenoble.
- Arnaud, H., Arnaud-Vanneau, A., Bourdon, M., Lemoine, M. & Megard-Galli, J.** 1985. Hauts-fonds dans la paléogéographie mésozoïque des Alpes occidentales : témoins d'une activité tectonique liée à l'ouverture de l'océan téthysien ligure. In: *Géodynamique des seuils et des hauts-fonds*, *Bulletin de la Section des Sciences*, **9**, Poitiers, 15-128.
- Arnaud-Vanneau, A. & Arnaud, H.** 2004. Les microfacies des plates-formes carbonatées. In: *Ecole d'été : Carbonate récifaux et de plate-forme* (Eds A. Preat, A. Arnaud-Vanneau, E. Carrio, H. Arnaud & S. Ferry), **45**, 53-101. A.S.F., Grenoble.
- Arnott, R.W.C.** 1995. The parasequence definition - Are transgressive deposits inadequately addressed ? *Journal of Sedimentary Research*, **B65**, 1-6.
- Arrondeau, J.-P.** 1982. *Etude sédimentologique du Lias inférieur carbonaté du Seuil Caussenard et de ses abords (Languedoc)*. Thèse de Doctorat, Institut des Sciences de la Nature de l'Université de Nantes, 219 p.
- Aubague, M. & Lefavrais-Raymond, A.** 1974. Lias et Dogger de la bordure cévenole (Retombée orientale du dôme de Gorniers). Implications paléogéographiques. *Bulletin du B.R.G.M.*, **2**, 49-64.
- Aubague, M., Prouhet, J.P. & Slansky, M.** 1966. Lias et Dogger de la bordure cévenole (Gard). Implications paléogéographiques. *Bulletin du B.R.G.M.*, **1**, 87-112.
- Badiozamani, K.** 1973. The Dorag dolomitization model - Application to the Middle Ordovician of the Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, **43**, 965-984.
- Banner, J.L., Hanson, G.N. & Meyers, W.J.** 1988. Determination of initial Sr isotopic compositions of dolostones from the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian) : constraints from cathodoluminescence, glauconite paragenesis, and analytical methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**, 673-687.

- Barbin, V. & Schvoerer, M.** 1997. Cathodoluminescence et géosciences. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, **325**, 157-169.
- Bardossy, G. & Combes, P.-J.** 1999. Karst bauxites: interfingering of deposition and palaeoweathering. In: *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits* (Eds M. Thiry & R. Simon Coincon), **27**, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 189-206.
- Barrell, J.** 1917. Rhythms and the measurements of geologic time. *Geological Society of America Bulletin*, **28**, 745-904.
- Basan, A.** 1978. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, **5**, 413-428.
- Bates, R.L. & Jackson, J.A.** (Eds) 1987. *Glossary of Geology*. American Geological Institute, Alexandria, 788 p.
- Bathurst, R.G.C.** 1971. *Carbonate sediments and their diagenesis*. Developments in Sedimentology, **12**. Elsevier publishing Company, 620 p.
- Baudin, F., Herbin, J.-P., Bassoulet, J.-P., Dercourt, J., Lachkar, G., Manivit, H. & Renard, M.** 1990. Distribution of organic matter during the Toarcian in the Mediterranean Tethys and Middle East. In: *Deposition of organic facies* (Ed A.Y. Huc), **30**, AAPG Studies in Geology, 73-91.
- Baudrimont, A.F. & Dubois, P.** 1977. Un Bassin Mésogéen du domaine péri-alpin : Le Sud-Est de la France. *Bulletin des Centres de Recherches et d'exploration-Production Elf Aquitaine*, **1**, 261-308.
- Bayer, U., Altheimer, E. & Deutschle, W.** 1985. Environmental evolution in shallow epicontinental seas; sedimentary cycles and bed formation. In: *Sedimentary and evolutionary cycles* (Eds U. Bayer & A. Seilacher), Springer-Verlag, Berlin, 347-381.
- Berger, A.L.** 1976. Obliquity and precession for the last 5.000.000 years. *Astronomy and Astrophysics*, **51**, 127-135.
- Bessereau, G. & Guillocheau, F.** 1993. Stratigraphie séquentielle et distribution de la matière organique dans le Lias du Bassin de Paris. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **316**, 1271-1278.
- Blackwelder, E.** 1909. The valuation of unconformities. *Journal of Geology*, **17**, 289-299.
- Blès, J.L., Bonijoly, D., Castaing, C. & Gros, Y.** 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate) : comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, **169**, 79-111.
- Bodergat, A.-M., Bonnet, L., Colin, J.-P., René, C. & Rey, J.** 1998. Opportunistic development of *Ogmoconcha amalthei* (ostracod) in the lower Liasic of Quercy (SW France) : an indicator of sedimentary disturbance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **143**, 179-190.
- Bodeur, Y., Boullier, A., Delfaud, J., Gottis, M., Lefavrais, A., Le Strat, P., Lopez, M., Marza, P. & Seguret, M.** 1992. *Documents sur le Jurassique au Sud des Cévennes*. Groupe Français d'Etude du Jurassique, 107 p.
- Boisse, A.** 1870. Esquisse géologique du département de l'Aveyron. Imprimerie Nationale, Paris.
- Bonijoly, D., Perrin, J., Roure, F., Bergerat, F., Courel, L., Elmi, S., Mignot, A. & Gpf Team** 1996. The Ardèche palaeomargin of the South-East Basin of France : Mesozoic evolution of a part of the Tethyan continental margin (Géologie Profonde de la France programme). *Marine and Petroleum Geology*, **13**, 607-623.
- Bosence, D.W.J. & Bridges, P.H.** 1995. A review of carbonate mud-mounds. In: *Carbonate mud-mounds : their origin and evolution* (Eds C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges & B.R. Pratt), **23**, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 3-9.
- Bosence, D.W.J., Wood, J.L., Rose, E.P.F. & Qing, H.** 2000. Low- and high-frequency sea-level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula). *Journal of the Geological Society of London*, **157**, 61-74.
- Boulay, S.** 2003. *Enregistrements sédimentaires des variations de la mousson Sud-Est asiatique au cours des deux derniers millions d'années. Approche sédimentologique, minéralogique et géochimique de sédiments profonds de mer de Chine du Sud*. Thèse de Doctorat, Université de Paris XI (Orsay), 209 p.

- Bourque, P.-A., Savard, M.M., Chi, G. & Dansereau, P.** 2001. Diagenesis and porosity evolution of the Upper Silurian-lowermost Devonian West Point reef limestone, eastern Gaspe Belt, Quebec Appalachians. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **49**, 299-326.
- Brenchley, P.J. & Harper, D.A.T.** 1998. *Palaeoecology; ecosystems, environments and evolution*. Chapman & Hall, London, 432 p.
- Brett, C.E. & Brookfield, M.E.** 1984. Morphology, faunas and genesis of Ordovician hardgrounds from southern Ontario, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **46**, 3-13.
- Bromley, R.G.** 1975. Trace fossils at omission surfaces. In: *The study of trace fossils* (Ed R.W. Frey), Springer, New York, 399-428.
- Bromley, R.G.** 1990. *Trace Fossils. Biology and Taphonomy*. Unwin Hyman Ltd, 280 p.
- Brown, L.F. & Fisher, W.L.** 1977. Seismic-stratigraphy interpretation of depositional systems : examples from Brazil rift and pull-apart basins. In: *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*, **26**, A.A.P.G. Memoir, 213-248.
- Bruckschen, P., Neuser, R.D. & Richter, D.K.** 1992. Cement stratigraphy in Triassic and Jurassic limestones of the Weserbergland (northwestern Germany). *Sedimentary Geology*, **81**, 195-214.
- Brunet, M.-F. & Le Pichon, X.** 1982. Subsidence of the Paris Basin. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 8547-8560.
- Budd, D.A., Saller, A.H. & Harris, P.M.** 1995. *Unconformities and porosity in carbonate strata*. A.A.P.G. Memoir, **63**, 313 p.
- Cant, D.** 1992. Subsurface facies analysis. In: *Facies models; response to sea level change* (Eds R.G. Walker & N.P. James), Geological Association of Canada, St. John's, 27-45.
- Carrio-Schaffhauser, E.B.** 2004. La diagenèse en domaine carbonaté. In: *Ecole d'été : Carbonate récifaux et de plate-forme* (Eds A. Preat, A. Arnaud-Vanneau, E. Carrio, H. Arnaud & S. Ferry), **45**, 116-169. A.S.F., Grenoble.
- Carrio-Schaffhauser, E.B. & Arnaud-Vanneau, A.M.** 1997. Porosity associated with sequences boundaries in the Lower Cretaceous carbonate platforms of subalpine chains (Alps, France). In: *American Association of Petroleum Geologists 1997 annual convention*, **6**, 18, Dallas.
- Carter, R.M.** 1985. The mid-oligocene Marshall Paraconformity, New Zealand : coincidence with global eustatic sea-level fall or ride. *Journal of Geology*, **93**, 359-371.
- Chandler, M.A., Rind, D. & Ruedy, R.** 1992. Pangaeian climate during the Early Jurassic : GCM simulations and the sedimentary record of paleoclimate. *Geological Society of America Bulletin*, **104**, 543-559.
- Chang, K.H.** 1975. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geological Society of America Bulletin*, **86**, 1544-1552.
- Charcosset, P., Combes, P.-J., Peybernes, B., Cizak, R. & Lopez, M.** 2000. Pedogenic and karstic features at the boundaries of Bathonian depositional sequences in the Grands Causses area (Southern France) : stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 255-264.
- Cheel, R.J. & Middleton, G.V.** 1993. Directional scours on a transgressive surface : examples from the silurian Whirlpool sandstone of Southern Ontario, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 392-397.
- Clari, P.A., Delapierre, F. & Martire, L.** 1995. Discontinuities in carbonate successions : identification, interpretation and classification of some italian examples. *Sedimentary Geology*, **100**, 97-121.
- Cloyd, K.C., Demicco, R.V. & Spencer, R.J.** 1990. Tidal channel, levee, and crevasse-splay deposits from a cambrian tidal channel system : a new mechanism to produce shallowing-upward sequences. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 73-83.
- Cojan, I. & Renard, M.** 1997. *Sédimentologie*. Masson, Paris, 418 p.
- Collin, P.-Y., Courville, P., Loreau, J.-P., Marchand, D. & Thierry, J.** 1999. Séries condensées et indice de préservation d'unité biostratigraphique : exemple de l'ennoiement de la plate-forme nord-bourguignonne (France) au Callovo-Oxfordien. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **328**, 105-111.

- Colombie, C.** 2002. *Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin Vocontien (France) : relations plate-forme - bassin et facteurs déterminants*. Thèse de doctorat, Université de Fribourg, 198 p.
- Combes, P.-J. & Bardossy, G.** 1994. Typologie et contrôle géodynamique des bauxites téthysiennes. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **318**, 359-366.
- Corbin, J.-C., Person, A., Iatzoura, A., Ferre, B. & Renard, M.** 2000. Manganese in pelagic carbonates : indication of major tectonic events during the geodynamic evolution of a passive continental margin. (The Jurassic European Margin of the Tethys-Ligurian Sea). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **156**, 123-138.
- Corna, M., Dommergues, J.-L., Guiffroy, A. & Bulot, L.** 1990. Quelques points remarquables dans le Sinemurien des Alpes de Provence (France); précisions biostratigraphiques et paléontologiques. *Géologie Méditerranéenne*, **17**, 3-37.
- Craig, H.** 1965. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. *Earth and Planetary Science Letters*, **5**, 837-858.
- Cramez, C.** 1990. Glossaire de stratigraphie séquentielle (anglais-français). *Revue de l'Institut Français du pétrole*, **45**, 435-453.
- Cross, T.A.** 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, upper Cretaceous, Western interior, U.S.A. In: *Sea-level changes : an integrated approach, S.E.P.M. spec. publ.* (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner), **42**, 371-380.
- Cross, T.A.** 1992. Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: *Surface reservoir characterization - VII th. IFP Research Conference on Exploration Production* (Eds R. Eschard & B. Doligez), 179. Technip, Paris.
- Crowley, T., J. & North, G., R.** 1991. *Paleoclimatology*. Oxford monographs on geology and geophysics, **18**. Oxford University Press, New York, 339 p.
- Darwin, C.** 1872. *The origin of species by means of natural selection. (6th edition)*. John Murray, London, 458 p. [also at http://pages.britishlibrary.net/charles.darwin/texts/origin_6th/origin6th_fm.html]
- d'argenio, B., Ferreri, V., Raspini, A., Amodio, S. & Buoncunto, F.P.** 1999. Cyclostratigraphy of a carbonate platform as a tool for high-precision correlation. *Tectonophysics*, **315**, 357-385.
- d'Aubuisson de Voisins, J.F.** 1819. *Traité de Géognosie, ou exposé des connaissances actuelles sur la constitution physique et minérale du globe terrestre*, **1**. Le Prince, Paris, 496 p.
- de Graciansky, P.C., Dardeau, G., Dumont, T., Jacquin, T., Marchand, D., Mouterde, R. & Vail, P.R.** 1993. Depositional sequence cycles, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics : example from the southern Subalpine Jurassic basin, France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **164**, 709-718.
- de Graciansky, P.C. & Jacquin, T.** 2003. Evolution des structures et de la paléogéographie au passage Lias-Dogger dans le Bassin de Paris d'après les données de la subsurface. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **174**, 3-17.
- de Luc, J.A.** 1779. *Lettres physiques et morales sur l'histoire de la terre et de l'homme adressées à la reine de la Grande Bretagne*, La Haye, 1264 p.
- Debelmas, J.** 1984. *Géologie de la France, Vieux Massifs et Grands Bassins Sédimentaires*. Doin Editeur, Paris, 293 p.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. & Lienhardt, M.-J.** 1984. *Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Stratigraphie et paléogéographique*. Mémoires du B.R.G.M., **125**. B.R.G.M., 615 p.
- Delfaud, J.** 1973. Un élément majeur de la paléogéographie du Sud de la France au Jurassique moyen et supérieur ; le Haut-fond occitan. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **15**, 58-59.
- Dogliani, C., Bosellini, A. & Vail, P.R.** 1990. Stratal patterns : a proposal of classification and examples from the dolomites. *Basin Research*, **2**, 83-95.
- Dromart, G., Ader, M., Allemand, P., Curial, A., Guillocheau, F. & Vidal, G.** 1996. Delineation of hybrid and carbonate reservoirs through genetic stratigraphy in the Lower Mesozoic of southeastern France : procedures and benefits. *Marine and Petroleum Geology*, **13**, 653-669.

- Dromart, G., Allemand, P. & Quiquerez, A.** 1998. Calculating rates of syndepositional normal faulting in the western margin of the Mesozoic Subalpine Basin (South-East France). *Basin Research*, **10**, 235-260.
- Duarte, L.V., Krautter, M. & Soares, A.F.** 2001. Bioconstructions à spongiaires siliceux dans le Lias terminal du Bassin Lusitanien (Portugal) : stratigraphie, sédimentologie et signification paléogéographique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **172**, 637-646.
- Dubois, P. & Delfaud, J.** 1989. Le Bassin du Sud-Est. In: *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires* (Ed Association Des Sédimentologues Français), Editions Technip, PARIS, 277-297.
- Dumont, T., Lemoine, M. & Tricart, P.** 1984. Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans l'unité prépiémontaise de Rochebrune au Sud-Est de Briançon. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **XXVI**, 921-933.
- Dunbar, C.O. & Rodgers, J.** 1957. *Principles of stratigraphy*. Wiley & Sons, New York, 356 p.
- Dunham, R.J.** 1969. Meniscus cement. In: *Carbonate cements* (Ed O.P. Bricker), *Studies in Geology*, **19**, J. Hopkins press, 297-298.
- Durlet, C. & Loreau, J.P.** 1996. Séquence diagénétique intrinsèque des surfaces durcies : mise en évidence de surface d'émersion et de leur ablation marine. Exemple de la plate-forme bourguignonne, Bajocien (FRANCE). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **323**, 389-396.
- Durlet, C., Loreau, J.P. & Pascal, A.** 1992. Signature diagénétique des discontinuités et nouvelle représentation graphique de la diagenèse. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **314**, 1507-1514.
- Ekdale, A.A.** 1985. Paleocology of the marine endobenthos. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **50**, 63-81.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G. & Pemberton, S.G.** 1984. *Ichnology. The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy*, **15**. S.E.P.M. short course, 317 p.
- Elf-Aquitaine** 1975. *Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Eléments d'analyse*. ELF-AQUITAINE, Centre de Recherche de Boussens et Pau, 173 p.
- Ellenberger, F. & Fuchs, Y.** 1965. Sur la présence de pistes de vertébrés dans le Lotharingien marin de la région de Sévérac-le-Château (Aveyron). *C.R. som. S.G.F.*, **2**, 39-40.
- Elmi, S.** 1990. Stages in the evolution of late Triassic and Jurassic carbonate platforms : the western margin of the Subalpine Basin (Ardèche, France). *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, **9**, 109-144.
- Elmi, S., Busnardo, R., Clavel, B., Camus, G., Kieffer, G., Bérard, P. & Michaëly, B.** 1996. Carte géologique de la France à 1/50 000 : Feuille d'Aubenas (n°865). B.R.G.M., Orléans.
- Elmi, S., Cassel, Y., Almeras, Y. & Dromart, G.** 1993. *Le Jurassique de la bordure Vivaro-Cévenole entre St-Ambroix et La-Voulte-Sur-Rhône*. Groupe Français d'Etude du Jurassique, 33 p.
- Elmi, S., Dromart, G., Giot, D., Manivit, H., Courtinat, B., Ruget, C., Steinberg, M., Depeche, F., Fauconnier, D., Gardin, S., Rausher, R., Reale, V. & Schuler, M.** 1991. La succession stratigraphique (Trias-Jurassique) du sondage Balazuc n°1 (programme Géologie profonde de la France, Ardèche) : un exemple d'épaississement remarquable le long d'une marge tectoniquement contrôlée. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **313**, 427-433.
- Elmi, S. & Mouterde, R.** 1965. Le Lias inférieur et moyen entre Aubenas et Privas (Ardèche). *Travaux du Laboratoire de Géologie de la faculté des Sciences (Lyon)*, **N°sp.12**, 143-246.
- Elrick, M.** 1996. Sequence stratigraphy and platform evolution of lower-middle Devonian Carbonates, eastern Great Basin. *Geological Society of America Bulletin*, **108**, 392-416.
- Emery, D. & Myers, K.J.** 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd, 297 p.
- Emmanuel, L. & Renard, M.** 1993. Carbonate geochemistry (Mn, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of the Late Tithonian-Berriasian pelagic limestones of the Vocontian trough (SE France). *Bulletin des Centres de Recherches et d'exploration-Production Elf Aquitaine*, **17**, 205-221.
- Eren, M. & Tasli, K.** 2002. Kilop Cretaceous Hardground (Kale, gümüşhane, NE Turkey) : description and origin. *Journal of Asian Earth Sciences*, **20**, 433-448.

- Evamy, B.D.** 1969. The precipitational environment and correlation of source calcite cements deduced from artificial staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**, 787-793.
- Evamy, B.D. & Shearman, D.J.** 1965. The development of overgrowths from echinoderm fragments. *Sedimentology*, **5**, 211-233.
- Evamy, B.D. & Shearman, D.J.** 1969. Early stages in development of overgrowths on echinoderm fragments in limestones. *Sedimentology*, **12**, 317-322.
- Fabre, G.** 1889. Coupe de la Montagne de la Tessone près du Vigan (Gard). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **3**, 331-345.
- Flügel, E.** 1982. *Microfacies analysis of Limestones*. Springer-Verlag, 633 p.
- Forest, N., Loreau, J.-P. & Dommergues, J.-L.** 1999. Distribution des faciès et préservation des dépôts en relation avec la variation d'espace disponible dans un cadre temps à haute résolution. Exemple des séries condensées de l'éperon bourguignon au Sinémurien supérieur (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **170**, pp.853-871.
- Foufoula-Georgiou, E. & Kumar, P.** (Eds) 1995. *Wavelets in geophysics*. Academic Press Inc, New York, 373 p.
- Frakes, L.A., Francis, J.E. & Syktus, J.I.** 1992. *Climate modes of the Phanerozoic*. Cambridge University Press, Cambridge, 274 p.
- Frey, R.W.** 1978. Behavioral and ecological implications of trace fossils. In: *Trace fossil concepts* (Ed P.B. Basan), **5**, S.E.P.M. Short Course, Oklahoma City, 49-76.
- Frey, R.W., Pemberton, S.G. & Saunders, T.D.A.** 1990. Ichnofacies and bathymetry ; a passive relationship. *Journal of Paleontology*, **64**, 155-158.
- Fürsich, F.T.** 1979. Genesis, environment and ecology of Jurassic hardgrounds. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie. Abhandlungen*, **158**, 1-63.
- Fürsich, F.T., Berndt, R., Scheuer, T. & Gahr, M.** 2001. Comparative ecological analysis of Toarcian (Lower Jurassic) benthic faunas from southern France and east-central Spain. *Lethaia*, **34**, 169-199.
- Galloway, W.E.** 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *A.A.P.G. Bulletin*, **73**, 125-142.
- Garlick, G.D.** 1969. The stable isotopes of oxygen. In: *Handbook of geochemistry* (Ed K.H. Wedepohl), II-1, Springer-Verlag, Chapitre 8.
- Geiller, M.** 1997. *Sédimentologie de faciès, minéralogie et stratigraphie génétique des réservoirs silicoclastiques du Lias inférieur de Céré-La-Ronde*. thèse de Doctorat, Université de Strasbourg, 218 p.
- Ghibardo, G., Grandesso, P., Massari, F. & Uchman** 1996. Use of trace fossils in delineating sequence stratigraphic surfaces (Tertiary Venetian Basin, northeastern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **120**, 261-279.
- Ginsburg, R.N.** (Ed), 1975. *Tidal Deposits : A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 428 p.
- Goldhammer, R.K. & Elmore, R.D.** 1984. Paleosols capping regressive carbonate cycles in the Pennsylvanian Black Prince Limestone, Arizona. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**.
- Goldring, R.** 1995. Organisms and the substrate : response and effect. In: *Marine palaeoenvironmental analysis from fossils* (Eds D.W. Bosence & P.A. Allison), **83**, Geol. Soc. London. Spec. Publ., 151-180.
- Goldring, R. & Kazmierczak, J.** 1974. Ecological succession in intraformational hardground formation. *Palaeontology*, **17**, 949-962.
- Goldstein, R.H.** 1988. Cement stratigraphy of Pennsylvanian Holder Formation, Sacramento Mountains, New Mexico. *A.A.P.G. Bulletin*, **72**, 425-438.
- Gomez, J.J. & Fernandez-Lopez, S.** 1994. Condensation processes in shallow platforms. *Sedimentary Geology*, **92**, 147-159.
- Gottis, M.** 1957. *Contribution à la connaissance géologique du Bas Languedoc*. Thèse de doctorat, Université Montpellier 2, 344 p.

- Gould, S.J.** 1987. *Time's arrow, time's cycle : myth and metaphor in the discovery of geological time*. Harvard University Press, Cambridge, 222 p.
- Grabau, A.W.** 1905. Physical characters and history of some New York formations. *Science*, **22**, 528-535.
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbol, J., Van Veen, P., Thierry, J. & Huang, Z.** 1994. A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 24051-24074.
- Grotzinger, J.P.** 1986. Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest Platform, Northwest Canada. *Geological Society of America Bulletin*, **97**, 1208-1231.
- Guettard, J.E. & Monnet, A.G.** 1780. *Atlas et description minéralogique de la France, entrepris par ordre du Roi, par MM. Guettard et Monnet, publiés par M. Monnet, d'après ses nouveaux voyages. Ire partie comprenant le Beauvoisis, la Picardie, le Boulonnais, la Flandre française, le Soissonnais, la Lorraine allemande, une partie de la Lorraine française, le pays Messin et une partie de la Champagne*. Didot l'aîné, Paris, 214 p.
- Guillocheau, F.** 1990. *Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : L'exemple Dévonien Armoricaïn*. Thèse d'état, Université Louis pasteur, 257 p.
- Guillocheau, F.** 1991. Mise en évidence de grands cycles transgression / régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **312**, 1587-1593.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenber, R., Garcia, J.-P., Gauquier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, O., 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**, 189-246.
- Haccard, D., Beaudoin, B., Gigot, P. & Jorda, M.** 1989. Carte géologique de la France à 1/50 000 : Feuille de La Javie (n°918). B.R.G.M., Orléans.
- Hallam, A.** 1984. Continental humid and arid zones during the jurassic and cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **47**, 195-223.
- Hallam, A.** 1985. A review of Mesozoic climates. *Journal of the Geological Society*, **142**, 433-445.
- Hanzo, M., Lathuilière, B., Alméras, Y., Dagallier, G., Guérin-Franiatte, S., Guillocheau, F., Huault, V., Nori, L. & Rausher, R.** 2000. Paléoenvironnements dans le Calcaire à gryphées du Lias de Lorraine, de la carrière de Xeulilly au Bassin parisien. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **93**, 183-206.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.C. & Vail, P.** 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins* (Eds P.C. De Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P. Vail), **60**, S.E.P.M. Special publication, 3-13.
- Harris, P.M., Kendall, C.G.S.C. & Lerche, I.** 1985. Carbonat cementation - a brief review. In: *Carbonate cements* (Eds N. Schneidermann & P.M. Harris), **36**, S.E.P.M. Special publication, 79-95.
- Heim** 1924. Über submarine denudation und chemische Sedimente. *Geologische Rundschau*, **15**, 1-47.
- Hillgärtner, H.** 1998. Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 1093-1108.
- Hillgärtner, H., Dupraz, C. & Hug, W.** 2001. Microbially induced cementation of carbonate sands : are micritic meniscus cements good indicators of vadose diagenesis ? *Sedimentology*, **48**, 117-131.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R. & Cross, T.A.** 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **16**, 203 p.
- Horon, O., Lefavrais-Raymond, A., Lorenz, J. & Lhégu, J.** 1971. Les déformations tectoniques de la série sédimentaire en bordure du Morvan. *Bulletin du B.R.G.M.*, **3**, 151-161.
- Hsü, K.J. & Siegenthaler, C.** 1969. Preliminary experiments on hydrodynamic movements induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology*, **12**, 11-25.
- Hutton, J.** 1785. Abstract of a dissertation read in the Royal Society of Edinburgh upon the seventh of March and fourth of April MDCCLXXXV, concerning the system of the Earth, its duration and stability.

- Facsimile reprint. In: *c.c. Albritton ed., 1975, Philosophy of Geohistory, 1795-1970: Stroudsburg, Dowden, Hutchinson & Ross*, 30. [Also at : <http://www.uwmc.uwc.edu/geography/hutton/hutton.htm>]
- Hutton, J.** 1788. Theory of the Earth ; or, an investigation of the laws observable in the composition, dissolution, and restoration of land upon the globe. In: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, I, Part II*, 209-304. [Also at: <http://www.uwmc.uwc.edu/geography/hutton/hutton.htm>]
- Illing, L.V.** 1954. Bahamian calcareous sand. *A.A.P.G. Bulletin*, **38**, 1-95.
- Ingram, B.L., Conrad, M.E. & Ingle, J.C.** 1996. Stable isotope and salinity systematic in estuarine waters and carbonates : San Francisco Bay. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **60**, 455-468.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification** 1987. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geological Society of America Bulletin*, **98**, 232-237.
- Jacquin, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Ravenne, C. & Vail, P.R.** 1991. System tracts and depositional sequences in a carbonate setting : a study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines. *Marine and Petroleum Geology*, **8**.
- James, N.P. & Bourque, P.-A.** 1992. Reefs and mounds. In: *Facies models. Response to sea level change* (Eds R.G. Walker & N.P. James), **1**, Geol. Assoc. Can., Geotext, 323-347.
- James, N.P. & Kendall, A.C.** 1992. Introduction to carbonate and evaporite facies models. In: *Facies models; response to sea level change* (Eds R.G. Walker & N.P. James), Geological Association of Canada, St. John's, 265-276.
- Jameson, R.** 1800. *Mineralogy of the Scottish Isles, 1*. Bell and Bradfute, London and Edinburgh, 356 p.
- Jameson, R.** 1805. *A mineralogical description of the County of Dumfries*. Bell and Bradfute, Edinburgh, 185 p.
- Jarvis, I.** 1992. Sedimentology, geochemistry and origin of phosphatic chalks : the Upper Cretaceous deposits of NW Europe. *Sedimentology*, **39**, p. 55-97.
- Jeans, C.V.** 1980. Early submarine lithification in the Red Chalk and Lower Chalk of eastern England; a bacterial control model and its implications. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **43**, 81-157.
- Jenkyns, H.C.** 1971. The genesis of condensed sequences in the tethyan Jurassic. *Lethaia*, **4**, 327-352.
- Jervey, M.T.** 1988. Quantitative geological modeling of silicoclastic rock sequences and their seismic expression. In: *Sea-level changes : an integrated approach* (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner), **42**, S.E.P.M. spec. publ., 47-69.
- Jiang, G., Christie-Blick, N., Kaufman, A.J., Banerjee, D.M. & Rai, V.** 2003. Carbonate platform growth and cyclicity at a terminal Proterozoic passive margin, Infra Krol Formation and Krol Group, Lesser Himalaya, India. *Sedimentology*, **50**, 921-952.
- Jie, L. & Haiyun, W.** 1999. The formation mechanism of the secondary pores of the reservoir rocks in upper Mesozoic fault basins, northeastern China. *Acta Sedimentologica Sinica*, **17**, 591-595.
- Jones, C.E., Jenkyns, H.C. & Hesselbo, S.P.** 1994. Strontium isotopes in the early Jurassic seawater. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **58**, 1285-1305.
- Jorgensen, B.B.** 1983. The microbial sulfur cycle. In: *Microbial Geochemistry* (Ed W.C. Krumbein), Blackwell Scientific Publications, 91-124.
- Kaufman, J., Carder, H.S., Daniel, L.D. & Meyers, W.J.** 1988. Calcite cement stratigraphy and cementation history of the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian), Illinois and Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**, 312-326.
- Kazmierczak, J. & Pszczollkowski, A.** 1968. Sedimentary discontinuities in the Lower Kimmeridgian of the Holy Cross Mountains. *Acta Geologica Polonica*, **18**, 587-612.
- Keller, G., Herbert, T., Dorsey, R., D'hondt, S., Johnsson, M. & Chi, W.R.** 1987. Global distribution of late Paleogene hiatuses. *Geology*, **15**, 199-203.
- Kennedy, W.J. & Garisson, R.E.** 1975. Morphology and genesis of nodular chalks and hard-grounds in the Upper Cretaceous of Southern England. *Sedimentology*, **22**, 311-386.

- Kerans, C.** 1997. Stratigraphic architecture of a greenhouse carbonate ramp, Cretaceous (Albian-Cenomanian) of Pecos River canyon, Texas. In: *American Association of Petroleum Geologists annual convention*, **6**, 59-60.
- Kim, J.C. & Lee, Y.I.** 1996. Marine diagenesis of Lower Ordovician carbonate sediments (Dumugol Formation), Korea ; cementation in a calcite. *Sedimentary Geology*, **105**, 241-257.
- Kolata, D.R., Huff, W.D. & Bergström, S.M.** 1998. Nature and regional significance of unconformities associated with the Middle Ordovician Hagan K-bentonite complex in the North American midcontinent. *Geological Society of America Bulletin*, **110**, 723-739.
- Krajewski, K.P.** 1984. Early diagenetic phosphate cements in the albian condensed glauconitic limestone of the tatra Mountains, Western Carpathians. *Sedimentology*, **31**, 443-470.
- Krebs, W.** 1990. Early void-filling cementation in Devonian fore-reef limestones (Germany). In: *Carbonate diagenesis* (Eds M.E. Tucker & R.G.C. Bathurst), **1**, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 157-177.
- Krumbein, W.C. & Sloss, L.L.** 1963. *Stratigraphy and Sedimentation (Second edition)*. A geology series. W.H. Freeman and co., San Francisco and London, 660 p.
- Kumar, P. & Foufoula-Georgiou, E.** 1997. Wavelet analysis for geophysical applications. *Reviews of Geophysics*, **35**, 385-412.
- Land, L.S.** 1970. Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones : evidence from a fossil water table. *Sedimentology*, **14**, 175-185.
- Land, L.S.** 1972. Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, North jamaica. In: *A.A.P.G. an S.E.P.M. annual meeting*, 635, Denver.
- Land, L.S. & Epstein, S.** 1970. Late pleistocene diagenesis and dolomitization, North Jamaïca. *Sedimentology*, **14**, 187-200.
- Land, L.S. & Moore, C.H.** 1980. Lithification, micritization and syndepositional diagenesis of biolithites on the Jamaican island slope. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**, 357-370.
- Laskar, J.** 1990. The chaotic motion of the Solar System : a numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus*, **88**, 266-291.
- Laskar, J.** 1999. The limits of Earth orbital calculations for geological time-scale use. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A.*, **357**, 1735-1759.
- Lauer-Leredde, C., Briqueu, L. & Williams, T.** 2002. A wavelet analysis of physical properties measured downhole and on core from holes 1095B and 1096C (Antarctic Peninsula). In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results, Antarctic glacial history and sea-level change; covering Leg 178 of the cruises of the drilling vessel JOIDES Resolution; Punta Arenas, Chile, to Cape Town, South Africa; sites 1095-1103; 5 February-9 April 1998* (Eds P.F. Baker, A. Camerlenghi, G.D. Acton & A.T.S. Ramsay), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **178**, 43. http://www-dp.tamu.edu/publications/178_SR/chap_32/chap_32.htm
- Launey, P. & Leenhardt, R.** 1959. Brèches sédimentaires zincifères du Sinémurien du Lot (France). *C.R. som. S.G.F.*, **5**, 93-94.
- Laurenti, A. & Montaggioni, L.** 1995. Importance de l'activité microbienne dans la lithification marine récifale (Tahiti, Polynésie française). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **320**, 845-852.
- Laurin, B., Garcia, J.-P., Marchand, D. & Thierry, J.** 1990. Hiérarchisation et datation des discontinuités sédimentaires : démarches et limites dans le Jurassique moyen de la plate-forme bourguignonne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 975-983.
- Le Strat, P. & Bonijoly, D.** 1987. Dynamique du Jurassique autour des Cévennes. 87 SGN 427 GEO, B.R.G.M., 27 p.
- Lefavrais, A.** 1963. Essai de synthèse paléogéographique des Causses. D.S.63, A 114-13, Rap. B.R.G.M. D.S.63, A 114-13, 20 p.
- Lefavrais-Raymond, A.** 1977. Essai de Synthèse sur le Carixien et le Domérien des Grands Causses. 76 SGN 497 GEO, B.R.G.M., Orléans, 10 p.

- Lefavrais-Raymond, A. & Lablanche, G.** 1985. Contrôle tectonique de la sédimentation du Lotharingien à l'Aalénien sur le seuil caussenard. *Cahiers de l'institut catholique de Lyon*, **14**, 191-201.
- Lefavrais-Raymond, A. & Lafaurie, G.** 1980. La "crise Lotharingienne" sur la bordure d'Aquitaine, Quercy en particulier. Ses répercussions au Carixien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 613-621.
- Lejay, A.** 1991. *Stratigraphie haute resolution des depots de marees du bassin molassique suisse*. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg I, 212 p.
- Lemoine, M. & de Graciansky, P.C.** 1988. Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **IV**, 597-600.
- Logan, B.W., Rezak, R. & Ginsburg, R.N.** 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, **72**, 68-83.
- Lopez, M.** 1992. *Dynamique du passage d'un appareil terrigène à une plate-forme carbonatée en domaine semi-aride : Le Trias de Lodève, Sud de la France*. Thèse de Doctorat, Université Montpellier 2, 403 p.
- Loreau, J.-P.** 1973. Nouvelles observations sur la genèse et la signification des oolithes. In: *Sédimentation et diagenèse des carbonates actuels*, *Annales des Sciences de la Terre*, **3**, E.N.S.G. Nancy, 213-244.
- Loreau, J.P.** 1992. *Messages diagénétiques des cycles sédimentaires à haute fréquence. Programme dynamique et bilans de la Terre; résultats des travaux 1988-1992*. Inst. National Sci. Univers, Centre National, Paris, 123 p.
- Loreau, J.-P., Gely, J.-P. & Rampnoux, J.-P.** 1995. Cycles stratigraphiques dans les séries alpines du Lias et de l'Aalénien de part et d'autre du Front pennique (Savoie, France) : Contrôle tectonique et rapport avec l'eustatisme. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **88**, 529-551.
- Loreau, J.-P. & Purser, B.H.** 1973. Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. In: *The Persian Gulf* (Ed B.H. Purser), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 279-328.
- Loutit, T.S., Hardenbol, J., Vail, P.R. & Baum, G.R.** 1988. Condensed sections : the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In: *Sea-level changes : an integrated approach, S.E.P.M. spec. publ.* (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner), **42**, 182-213.
- Lualdi, A.** 1986. Early Sinemurian hardgrounds in the Ligurian Alps, Northwestern Italy (Prepiemontese domain, Arnasco-Castelbianco unit). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **79**, 365-384.
- Macquar, J.C.** 1968. *Contribution à l'étude géologique et métallogénique de la bordure méridionale des Cévennes. Le Trias de la région des Malines (Gard)*. Thèse de doctorat, PARIS VI, 200 p.
- Macquar, J.C.** 1973. Evolution tectonique post-hercynienne du domaine péricévenol. Incidence sur les filons de couverture. Exemple des bordures ouest et sud des Cévennes. *Bulletin du B.R.G.M.*, **1**, 45-68.
- Major, R.P. & Wilber, R.J.** 1991. Crystal habit, geochemistry, and cathodoluminescence of magnesian calcite marine cements from the lower slope of Little Bahama Bank. *Geological Society of America Bulletin*, **103**, 461-471.
- Marshall, J.D.** 1981. Zones calcites in Jurassic Ammonite chambers : trace elements, isotopes and neomorphic origin. *Sedimentology*, **28**, 867-887.
- Marshall, J.F.** 1983. Submarine cementation in a high-energy platform reef : One Tree Reef, southern Great Barrier Reef. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**, 1133-1149.
- Marza, P.** 1995. *Caractérisation du signal eustatique haute fréquence sur une plate-forme carbonatée péritidale, exemple du Lias des Causses, Sud de la France*. Thèse de Doctorat, Université Montpellier 2, 205 p.
- Marza, P., Seguret, M. & Moussine-Pouchkine, A.** 1998. Application du Fischer plot et de l'analyse spectrale à la cyclostratigraphie d'une série péritidale discontinue; exemple du Lias carbonate, bordure sud du Causse du Larzac, France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **169**, 547-562.
- Masclé, A., Bertrand, G. & Lamiroux, C.** 1994. Exploration for and production of oil and gaz in France : a review of the habitat, present activity and expected developments. In: *Hydrocarbon and petroleum geology of France* (Ed A. Masclé), *Eur. Ass. Petr. Geol., Spec. Publ.*, **4**, Springer-Verlag, 3-27.
- Mason, G.M. & Surdam, R.C.** 1992. Carbonate mineral distribuion and isotope fractionation: an approach to depositional environment interpretation. *Chemical geology*, **15**, 311-322.

- Mattei, J.** 1958. Sur la découverte d'une faune exceptionnelle dans l'Hettangien dolomitique de Clermont-l'Hérault (Languedoc). *C.R. som. S.G.F.*, **11**, 231-233.
- Mattei, J.** 1961. Observations préliminaires à une étude du Lias des Causses. In: *Colloque sur le Lias Français.*, C.R. Congr. Soc. Sav. Paris et Depart. Mém. B.R.G.M., ed. Technip, Chambéry, 743-756.
- Mattei, J. & Coudray, J.** 1979. Les croûtes ferrugineuses dans le Domérien et le Toarcién du Sud des Causses : Reliquats de séquences argileuses disparues. In: *7ème réunion ann. Sci. Terre*, 320, Lyon.
- Mattei, J.** 1985. *Application de méthodes d'analyse globale à l'étude des Amalthéidés du bassin sédimentaire des Causses du Sud du Massif Central Français (Carixien supérieur et Domérien)*. Cahiers de paléontologie. Editions du C.N.R.S., Paris, 146 p.
- Maxwell, W.G.H., Jell, J.S. & Mckellar, R.G.** 1964. Differentiation of carbonate sediments in the Heron Island reef. *Journal of Sedimentary Petrology*, **34**, 294-308.
- Mélas, P.** 1982. *Etude sédimentologique, paléogéographique et géochimique du Lias carbonaté du Nord-Lodévois. Application à la reconnaissance et à l'interprétation d'amas métallifères*. Thèse de Doctorat, Université Montpellier 2, 419 p.
- Melim, L.A., Swart, P.K. & Maliva, R.G.** 1995. Meteoric-like fabrics forming in marine waters; implications for the use of petrography to identify diagenetic environments. *Geology*, **23**, 755-758.
- Merzeraud, G.** 1992. *Géométrie et signification géodynamique des séquences de dépôts en domaine continental et marin restreint : exemple du Lias inférieur du Sud-Ouest du Bassin de Paris (Applications aux potentialités de stockage de gaz naturel en nappes aquifères)*. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg, 164 p.
- Merzeraud, G. & Colombié, C.** 1999. Evolution morphologique des profils de dépôts dans le Sinémurien de la marge cévenole (région de Lodève). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **329**, 779-786.
- Merzeraud, G., Rausher, R., Hoffert, M. & Verdier, F.** 2000. Mode d'empilement et distorsion de séquences génétiques en milieu marin restreint : faciès et architecture des dépôts hettangiens du Sud-Ouest du bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **171**, 341-353.
- Meyers, W.J.** 1974. Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation, Mississippian Sacramento Mountains, New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**, 837-861.
- Meyers, W.J. & Lohmann, K.C.** 1978a. Geochemistry of regionally extensive calcite zones in Mississippian skeletal limestone, New Mexico. *A.A.P.G. Bulletin*, **64**, 750.
- Meyers, W.J. & Lohmann, K.C.** 1978b. Microdolomite-rich syntaxial cements: proposed meteoric-marine mixing zone phreatic cements from Mississippian Limestones, New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**, 475-488.
- Michard, A.G. & Coumoul, A.** 1978. La sédimentation liasique dans les Causses : Contrôle des minéralisations Zn-Pb associées au Lotharingien. *Bulletin du B.R.G.M. (deuxième série)*, **2**, 57-120.
- Mitchum, R., Vail, P., Tood, R. & Sangree, J.** 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2 : the depositional sequence as a basic unit for Stratigraphic analysis. In: *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*, A.A.P.G. mem. 26, 53-62.
- Mitchum, R. & Van Wagoner, J.C.** 1990. High frequency sequences and eustatic cycles in the Gulf Coast of Mexico basin. In: *Sequence stratigraphy an exploration tool, Eleven Annual Research Conference, Gulf Coast section*, 257-267, Houston.
- Mitchum, R.M. & Van Wagoner, J.C.** 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns : sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, **70**, 131-160.
- Monty, C.L.V.** 1984. Mud-mounds : geology and palaeoecology. In: *Géologie et paléoécologie des récifs*. (Eds F. Geister & P. Erb), 231-238.
- Moore, C.H.** 1989. *Carbonate diagenesis and porosity*. Elsevier, New York, 338 p.
- Moore, C.H.** 2001. *Carbonate reservoirs - Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework*. Developments in Sedimentology, **55**. Elsevier, 444 p.
- Moretti, M.** 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedimentary Geology*, **135**, 167-179.

- Mourier, J.P. & Gabilly, J.** 1985. Le Lias et le Dogger au Sud-est du seuil du Poitou : Tectonique synsédimentaire, paléogéographie. *Géologie de la France*, **3**, 293-310.
- Mullins, H.T., Gardulski, A.F. & Hinchey, E.J.** 1988. The modern carbonate ramp slope of central west Florida. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**, 273-290.
- Murray, J. & Renard, A.F.** 1891. Deep Sea deposits. In: *Report of the scientific results of the exploring voyage of H.M.S. Challenger*, H.M.S.O., London, 1873-1876.
- Mutti, M. & Bernoulli, D.** 2003. Early marine lithification and hardground development on a miocene ramp (Maielle, Italy) : key surfaces to track changes in trophic resources in nontropical carbonate settings. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 296-308.
- Nader, F.H., Swennen, R. & Ottenburgs, R.** 2003. Karst-meteoric dedolomitization in Jurassic carbonates, Lebanon. *Geologica Belgica*, **6**, 3-23.
- Negrutsa, V.Z., Polekhovskii, Y.S., Petrovskii, M.N. & Tarasova, I.P.** 2000. Pyrite mineralization in upper Precambrian black shales in the Rybachi Peninsula. *Lithology and Mineral Resources*, **35**, 131-140.
- Nicolaides, S. & Wallace, M.W.** 1997. Submarine cementation and subaerial exposure in Oligo-miocene temperate carbonates, Torquay Basin, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 397-410.
- Niemann, J.C. & Read, J.F.** 1988. Regional cementation from unconformity-recharged aquifer and burial fluids ; Mississippian Newman Limestone, Kentucky. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**, 688-705.
- Osleger, D.** 1991. Subtidal carbonate cycles : Implications for allocyclic vs. autocyclic controls. *Geology*, **19**, 917-920.
- Pallas, P.S.** 1777. *Observations sur la formation des montagnes et les changements arrivés au globe, particulièrement de l'empire Russe*, St-Petersburg, 226 p.
- Palmer, T.J. & Fursich, F.T.** 1974. The ecology of a Middle Jurassic Hardground and crevice fauna. *Palaeontology*, **17**, 507-524.
- Pascal, A., Rio, M. & Vanney, J.-R.** 1992. Les surfaces durcies des pentes bathyales de Nouvelle-Calédonie (Pacifique du SW). Morphologies et diagenèse. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **163**, 271-280.
- 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.
- Pemberton, S.G., Maceachern, J.A., Gingras, M.K. & Jianping, Z.** 2000. Significance of ichnofossils to genetic stratigraphy; examples from the Cretaceous of Alberta, Canada. *Science in China. Series D, Earth Sciences*, **43**, 541-560.
- Pérès, J.-M.** 1961. *Océanographie biologique et biologie marine*. La vie benthique, **1**. Presse Univ. de France, Paris, 541 p.
- Pérès, J.-M. & Picard, A.** 1961. Manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. *Recueil des travaux de la Station Maritime d'Endoume*, **14**, 5-122.
- Perrissol, M.** 1990. *Sédimentologie et Metallogénie du Trias et du Lias Carbonaté de la bordure Cévenole*. Thèse de Doctorat, Université Montpellier 2 ; Sciences et Techniques du Languedoc, 575 p.
- Perrissol, M. & Guerin-Franiatte, S.** 1985. Le Lias inférieur cévenol : nouvelles observations lithologiques et biostratigraphiques entre Alès et Sumène (Gard). In: *110ème Congrès National des Sociétés Savantes*, fasc. **1**, 9-19, Montpellier.
- Perrodon & Zabeck, J.** 1991. Paris Basin. In: *American Association of Petroleum Geologists, mem. 51*, 633-678.
- Petit, J.P., Bousquet, J.C. & Mattei, J.** 1973. Glissement synsédimentaire et troncature basale de blocs hettangiens du bord Sud du Causse du Larzac, entre Arboras et Salces (Languedoc). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **277**, 1113-1116.
- Pirsson, L.V., Schubert, C., Shimer, H.W. & Lahee, F.H.** 1915. *Text-book of geology*. Wiley, New York, 1051 p.

- Pittet, B. & Strasser, A.** 1998. Long-distance correlations by sequence stratigraphy and cyclostratigraphy : examples and implications (Oxfordian from the Swiss Jura, Spain, and Normandy). *Geologische Rundschau*, **86**, 852-874.
- Playfair, J.** 1802. *Illustrations of the Huttonian theory of the Earth*. ed. G.W. White, 1956, New York, 528 p.
- Plunkett, J., Strasser, A. & Soria, J.** 1998. Cement stratigraphy of Oxfordian carbonates from the Swiss Jura; implications for local control on early diagenesis. In: *15th international sedimentological congress*, 628-629, Alicante, Spain.
- Pomoni-Papaioannou, F.** 1994. Palaeoenvironmental reconstruction of a condensed hardground-type depositional sequence at the cretaceous-tertiary contact in the Parnassus-Ghiona zone, central Greece. *Sedimentary Geology*, **93**, p.7-24.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. & Vail, P.R.** 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: *Sea-level changes : an integrated approach* (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner), **42**, S.E.P.M. spec. publ., 109-124.
- Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. & Allen, G.P.** (Eds) 1993. *Sequence stratigraphy and facies associations*, **18**. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 644 p.
- Powell, J.W.** 1875. *Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries*. Smithsonian Institute, Washington D.C., 291 p.
- Pratt, B.R. & James, N.P.** 1986. The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland : tidal flat island model carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology*, **33**, pp. 313-343.
- Price, G.D.** 1999. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, **48**, 183-210.
- Proust, J.N.** 1990. *Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires - Exemple des dépôts du Protérozoïque terminal au Mali Occidental*. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg, 165 p.
- Purser, B.H.** 1969. Syn-sedimentary marine lithification of middle jurassic Limestones in Paris Basin. *Sedimentology*, **12**, 205-230.
- Purser, B.H.** 1975. *Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne*. Thèse de doctorat, Paris Sud, Orsay, 383 p.
- Purser, B.H.** 1980a. *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents (Tome 1)*. Publications de l'institut Français du Pétrole, **1**. Société des EDITIONS Technip, 366 p.
- Purser, B.H.** 1980b. *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents (Tome 2)*. Publications de l'institut Français du Pétrole, **2**. Société des EDITIONS Technip, 389 p.
- Purser, B.H. & Lobreau, J.P.** 1972. Structures sédimentaires et diagénétiques précoces dans les calcaires bathoniens de la Bourgogne. *Bulletin du B.R.G.M. (deuxième série)*, N°2, 19-47.
- Raddadi, M.C.** 2004. *Etude de la nature de la radioactivité gamma dans les roches carbonatées de plate-forme : analyses et interprétations environnementales, diagénétiques et géodynamiques*. Thèse de doctorat, Université Grenoble I & université de Sfax (cotutelle), 220 p.
- Railsback, L.B. & Hood, E.C.** 2001. A survey of multi-stage diagenesis and dolomitization of Jurassic limestones along a regional shelf-to-basin transect in the Ziz Valley, central High Atlas Mountains, Morocco. *Sedimentary Geology*, **139**, 285-317.
- Ramade, F.** 1987. *Eléments d'écologie - écologie fondamentale*. McGraw-Hill, Paris, 403 p.
- Ramsay, A.T.S., Sykes, T.G.S. & Kidd, R.B.** 1994. Sedimentary hiatuses as indicators of fluctuating oceanic water masses: a new model. *Journal of the Geological Society*, **151**, 737-740.
- Rankey, E.C.** 2002. Spatial patterns of sediment accumulation on a holocene carbonate tidal flat, Northwest Andros Island, Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, **72**, 591-601.
- Razin, P., Bonijoly, D., Le Strat, P., Courel, L., Poli, E., Dromart, G. & Elmi, S.** 1996. Stratigraphic record of the structural evolution of the western extensional margin of the Subalpine Basin during the Triassic and Jurassic, Ardèche, France. *Marine and Petroleum Geology*, **13**, 625-652.

- Read, J.F. & Grover, G.A.** 1977. Scalloped and planar erosion surfaces. Middle Ordovician limestones, Virginia : analogues of Holocene exposed karst or tidal rock platforms. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**, 956-972.
- Read, J.F. & Horbury, A.D.** 1993. Eustatic and tectonic controls on porosity evolution beneath sequence bounding unconformities and parasequence disconformities on carbonate platforms. In: *Diagenesis and basin development* (Eds A.D. Horbury & A.G. Robinson), *A.A.P.G. Studies in Geology*, **36**, 155-197.
- Read, J.F., Kerans, C., Weber, L.J., Sarg, J.F. & Wright, F.M.** 1995. *Milankovitch sea level changes, cycles and reservoirs on carbonate platforms in greenhouse and ice-house worlds*. S.E.P.M. Short Courses, **35**. Society of Sedimentary Geology, Tulsa, 102 p.
- Reeder, R.J. & Grams, J.C.** 1987. Sector zoning in calcite cement crystals : implications of trace element distributions in carbonates. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **51**, 187-194.
- Reid, R.P. & Macintyre, I.G.** 2000. Current ripples; microboring versus recrystallization; further insight into the micritization process. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 24-28.
- Reid, R.P., Macintyre, I.G. & James, N.P.** 1990. Internal precipitation of microcrystalline carbonate : a fundamental problem for sedimentologists. *Sedimentary Geology*, **68**, 163-170
- Renard, M.** 1984. Géochimie des carbonates pélagiques : mise en évidence de la fluctuation de la composition des eaux océaniques depuis 140 Ma, essai de chimiostatigraphie. *Doc. B.R.G.M.*, **85**, 1-650.
- Ressouche, J.** 1910. Horizon fluvio-lacustre au sommet de l'Hettangien en Lozère. *Bull. Soc. Et. Sci. Nat. Béziers*, **32**, 10-12.
- Rey, J. & Delgado, A.** 2002. Carbon and oxygen isotopes : a tool for jurassic and early Cretaceous pelagic correlation (southern Spain). *Geological journal*, **37**, 337-345.
- Rhoads, D.C.** 1972. Mass properties, stability and ecology of marine muds related to burrowing activity. *Marine Geology*, **13**, 391-406.
- Riding, R.** 1991. Classification of microbial carbonates. In: *Calcareous algae and stromatolites* (Ed R. Riding), Springer, Berlin, 21-51.
- Riding, R.** 2000. Microbial carbonates : the geological record of bacterial-algal mats and bio-films. *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**, 163-231.
- Robin, C., Guillocheau, F. & Gaulier, J.-M.** 1996. Mesure des signaux eustatiques et tectoniques au sein de l'enregistrement sédimentaire d'un bassin intracratonique. Application au Lias du Bassin de Paris. *C.R.A.S.*, **t.322, série II**, 1079-1086.
- Robin, C., Guillocheau, F. & Gaulier, J.-M.** 1998. Discriminating between tectonic and eustatic controls on the stratigraphic record in the Paris Basin. *Terra Nova*, **10**, 323-329.
- Rodriguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. & Gomez-Gras, D.** 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, **135**, 117-135.
- Roquefort, C.** 1934. Contribution à l'étude du Lias calcaire des Causses Cévenols. *C.R. som. S.G.F.*, **3**, 34-35.
- Ruffel, A. & Wach, G.** 1998. Firmgrounds - key surfaces in the recognition of parasequences in the Aptian Lower Greensand Group, Isle of Wight (southern England). *Sedimentology*, **45**, 91-107.
- Sahabi, M., Aslanian, D. & Olivet, J.-L.** 2004. Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. *Comptes-Rendus Géoscience*, **336**, 1041-1052.
- Sanders, J.E.** 1957. Discontinuities in the stratigraphical record. *Bull. New York Acad. Sci.*, **(II) 19**, 287-297.
- Sapin, S.** 1967. Principaux résultats géologiques des travaux d'exploitation réalisés par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **(7) IX**, pp. 327-354.

- Sarg, J.F.** 1988. Carbonate sequence stratigraphy. In: *Sea-level changes : an integrated approach, S.E.P.M. spec. publ.* (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner), **42**, 155-181.
- Satterley, A.K.** 1996. Cyclic carbonate sedimentation in the upper triassic Dachstein limestone, Austria : the role of patterns of sediment supply and tectonics in a platform-reef-basin system. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 307-323.
- Savrda, C.E., Browning, J.V., Krawinkel, H. & Hesselbo, S.P.** 2001. Firmground ichnofabrics in deep-water sequence stratigraphy, Tertiary clinoform-toe deposits, New Jersey slope. *Palaios*, **16**, 294-305.
- Schlager, W.** 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society of America Bulletin*, **92**, 197-211.
- Schlager, W.** 1991. Depositional bias and environmental changes - important factor in sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, **70**, 109-130.
- Scholle, P.A., Bebout, D.G. & Moore, C.H.** (Eds) 1983. *Carbonate depositional environments, A.A.P.G. Memoir*, **33**. A.A.P.G., Tulsa, Oklahoma, 780 p.
- Schumm, S.A.** 1993. River response to baselevel change : implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, **101**, 279-294.
- Schwartz, R.K.** 1975. Nature and genesis of some washover deposits. *Engrs. Coastal Engng. Res. Centre*, **61**, 98 p.
- Scotese, C.R., Boucot, J.R. & Mckerrow, W.S.** 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, **28**, 99-114.
- Searl, A.** 1988. The limitations of "cement stratigraphy" as revealed in some Lower Carboniferous oolites from South Wales. *Sedimentary Geology*, **57**, 171-183.
- Sellwood, B.W.** 1971. A *Thalassinoides* burrow containing the crustacean *Glyphaea udressieri* (Meyer) from the Bathonian of Oxfordshire. *Palaeontology*, **14**, 589-591.
- Séranne, M.** 1999. Early Oligocene stratigraphic turnover on the west Africa continental margin : a signature of the Tertiary greenhouse-to-icehouse transition ? *Terra Nova*, **11**, 135-140.
- Shanley, K.W. & McCabe, P.J.** 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *A.A.P.G. Bulletin*, **78**, 544-568.
- Shinn, E.A.** 1969. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, **12**, 109-144.
- Shinn, E.A.** 1983. Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites : a reevaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**, 619-628.
- Sloss, L.L.** 1950. Paleozoic stratigraphy in the Montana area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **34**, 423-451.
- Sloss, L.L.** 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, **74**, 93-113.
- Stampfli, G.M. & Borel, G.D.** 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, **196**, 17-33.
- Stampfli, G.M. & Pillecuit, A.** 1993. An alternative Permo-Triassic reconstruction of the kinematics of the Tethyan realm. In: *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps* (Eds J. Dercourt, L.E. Ricou & B. Vrielynck), Gauthier-Villars, Paris, 307.
- Strachey, J.** 1719. A curious description of the strata observed in the coal-mines of Mendip in Somersetshire. *Phil. Trans.*, **30**, 968-973.
- Strasser, A. & Hillgärtner, H.** 1998. High-frequency sea-level fluctuations recored on a shallow carbonate platform (Berriasian and Lower Valanginian of Mount Salève, French Jura). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **91**, 375-390.

- 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.
- Sweeting, M.W.** 1972. *Karst landforms*. MacMillan, New York, 362 p.
- Taylor, A. & Goldring, R.** 1996. Short course in trace fossil analysis : interpretation and application. Ichron limited for Elf Aquitaine, Pau, 221 p.
- Taylor, A., Goldring, R. & Gowland, S.** 2003. Analysis and application of ichnofabrics. *Earth-Science Reviews*, **60**, 227-259.
- Ten Have, T. & Heijnen, W.** 1985. Cathodoluminescence activation and zonation in carbonate rocks : an experimental approach. *Geol. Mijnbouw*, **64**, 297-310.
- Thévenard, F.** 1994. Plant beds : stratigraphical key beds or relative low sea-level indicators ? *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **318**, 137-143.
- Tipper, J.C.** 2000. Patterns of stratigraphic cyclicity. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 1262-1279.
- Tomkeieff, S.I.** 1963. Unconformity - An Historical Study. In: *Proceedings of the Geological Association*, **73**, 383-416, London.
- Torrence, C. & Compo, G.P.** 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of The American Meteorological Society*, **79**, 61-78.
- Triffleman, N.J., Hallock, P. & Hine, A.C.** 1992. Morphology, sediments, and depositional environments of a small carbonate platform : Serranilla Bank, Nicaraguan rise, Southwest Caribbean Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 591-606.
- Trümpy, D.** 1983. *Le Lias moyen et Supérieur des Grands Causses et de la Région de Rodez: Contributions stratigraphiques, sédimentologiques et géochimiques à la connaissance d'un bassin à sédimentation marseuse*. Thèse de Doctorat, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 363 p.
- Tucker, M.E.** 1991. Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins ; models and application to the Upper Permian (Zechstein) of Northeast England and adjoining North Sea. *Journal of the Geological Society of London*, **148**, 1019-1036.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P.** 1992. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell scientific publications, Oxford, 482 p.
- Twenhofel, W.H.** 1950. *Principles of sedimentation*. McGRAW-HILL Book Company, Inc., 673 p.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. & Perez-Cruz, C.** 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: *Cycles and events in stratigraphy* (Eds G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher), Springer, Berlin, 617-659.
- Vail, P.R., Colin, J.P., Du Chene, R.J., Kuchly, J., Mediavilla, F. & Trifilieff, V.** 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 1301-1321.
- Vail, P.R., Hardenbol, J. & Tood, R.G.** 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation* (Ed J.S. Schlee), **36**, A.A.P.G. Memoir, 129-141.
- Vail, P.R., Mitchum, R., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J., Bubb, J.N. & Hatlelid, W.G.** 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level (Ed C.E. Payton), **26**, A.A.P.G. Mem., 49-112.
- Vail, P.R. & Wornardt, W.W.** 1990. Well Log - Seismic stratigraphy : a nex tool for exploration in the 90's. In: *Sequence stratigraphy as an exploration tool : concepts and practises in the Gulf Coast*, S.E.P.M. foundation, Houston, Texas, 379-388.
- Valladares, I., Recio, C. & Lendinez, A.** 1996. Sequence stratigraphy and stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of the Late Cretaceous carbonate ramp of the Western margin of the Iberian Chain (Soria Spain). *Sedimentary Geology*, **105**, 11-28.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. & Rahmanian, V.D.** 1990. *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops*, 7. Am. Assoc. Pet. Geol. Methods Explor., 55 p.

- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., R.M., M., Vail, P.R., Sarg, J.F., T.S., L. & Hardenbol, J.** (Eds) 1988. *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definition, S.E.P.M special publication 42 ; Sea-Level changes : An integrated approach*, Tulsa, Oklahoma, 407 p.
- Weizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Cardem, G.A.F., Diener, A., Ebnet, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G. & Strauss, H.** 1999. $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical geology*, **161**, 59-88.
- Vincent, B., Emmanuel, L. & Loreau, J.-P.** 2004. Signification du signal isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) des carbonates néritiques : composante diagénétique et composante originelle (Jurassique supérieur de l'Est du bassin de Paris, France). *Comptes-Rendus Géoscience*, **336**, 29-39.
- Vincent, B., Emmanuel, L., Loreau, J.-P. & Thierry, J.** 1997. Caractérisation et interprétation de cycles géochimiques sur la plate-forme bourguignonne (France) au Bajocien-Bathonien. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **325**, 783-789.
- Walderhaug, O. & Bjorkum, P.A.** 1992. Effect of meteoric water flow on calcite cementation in the Middle Jurassic Oseberg Formation, well 30/3-2, Veslefrikk Field, Norwegian North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **9**, 308-318.
- Wallace, M.W., Keays, R.R. & Gostin, V.A.** 1991. Stromatolitic iron oxydes : evidence that sea-level changes can cause sedimentary iridium anomalies. *Geology*, **19**, 551-554.
- Wan, Y. & Lehrmann, D.J.** 2003. Milankovitch climatic signals in Lower Triassic (Olenekian) peritidal carbonate successions, Nanpanjiang Basin, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **201**, 283-306.
- Waters, B.B., Spencer, R.J. & Demicco, R.V.** 1989. Three-dimensional architecture of shallowing-upward carbonate-cycles : Middle and Upper Cambrian Waterfowl Formation, Canmore, Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **37**, 198-209.
- Wendt, J.** 1988. Condensed carbonate sedimentation in the late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **81**, 155-173.
- Wheeler, H.E.** 1964. Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, **75**, 599-610.
- Wheeler, H.E.** 1966. Baselevel transit cycle. *Kansas State Geological Survey Bulletin*, **169**, 623-630.
- Whitehurst, J.** 1778. *An inquiry into the original state and formation of the Earth; deduced from facts and the laws of nature*, London, 283 p.
- Wilkinson, B.H. & Drummond, C.N.** 2004. Facies mosaic across the Persian Gulf and around Antigua - stochastic and deterministic products of shallow-water sediment accumulation. *Journal of Sedimentary Research*, **74**, 513-526.
- Wilkinson, B.H., Drummond, C.N., Diedrich, N.W. & Rothman, E.D.** 1999. Poisson processes of carbonate accumulation on Paleozoic and Holocene platforms. *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 338-350.
- Wilkinson, B.H., Drummond, C.N., Rothman, E.D. & Diedrich, N.W.** 1997. Stratal order in peritidal carbonate sequences. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 1068-1082.
- Williams, J.** 1789. *The natural history of the mineral kingdom, relative to the strata of coal, mineral veins, and the prevailing strata of the globe*, Edinburgh, 214 p.
- Willis, B.** 1910. Principles of palaeogeography. *Science*, **33**, 248-251.
- Wilson, J.L.** 1975. *Carbonate facies in Geologic History*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 471 p.
- Yin, H. & Tong, J.** 2000. Transgressive surface as sequence boundary. *Acta Geologica Sinica*, **74**, 143-147.
- Youssefi, K.** 1981. *Relations entre la minéralisation et l'évolution sédimentologique diagenétique et géochimique du Lias inférieur dans le gisement plombo-zincifère de St-Felix-de-Pallières (Gard, France). Relations between mineralization and sedimentological diagenetic and geochemical evolution of the lower Liassic, in the lead- and zinc-bearing stratum of St-Felix-de-Pallières; Gard, France.* Thèse de Doctorat, Université Paris 6, 268 p.

- Zankl, H.** 1969. Structural and textural evidence of early lithification in fine-grained carbonate rocks. *Sedimentology*, **12**, 241-256.
- Zeebe, R.E.** 2001. Seawater pH and isotopic paleotemperatures of Cretaceous ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **170**, 49-57.
- Ziegler, P.A.** 1992. Plate tectonics, plate moving mechanisms and rifting. *Tectonophysics*, **215**, 9-34.

Annexes

Plan des annexes :

- 1. ANNEXE 1 : LES CONCEPTS DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE**
 - 1.1. LES FACTEURS QUI CONTROLONT LA SEDIMENTATION
 - 1.2. STRATIGRAPHIE GENETIQUE VS. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

- 2. ANNEXE 2 : ANALYSES DES ISOTOPES STABLES ($\delta^{18}\text{O}$ ET $\delta^{13}\text{C}$) DE LA SERIE CALCAIRE DE LA COUPE DU PERTHUS**

- 3. ANNEXE 3 : ELEMENTS DE CARACTERISATION DES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES**
 - 3.1. LES CHANGEMENTS DE GEOMETRIE DES DEPOTS DE PERT ET D'AUTRE D'UNE DISCONTINUITE
 - 3.2. LA MORPHOLOGIE DE LA SURFACE
 - 3.3. LA COHERENCE DU SUBSTRAT
 - 3.4. LES PHENOMENES DIAGENETIQUES PRECOCES.....
 - 3.5. LES MINERALISATIONS.....
 - 3.6. L'ACTIVITE ORGANIQUE.....
 - 3.7. DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES.....

Annexes



1. ANNEXE 1 : LES CONCEPTS DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

1.1. LES FACTEURS QUI CONTROLENT LA SEDIMENTATION

La structure et la position des corps sédimentaires sur un profil plate-forme / bassin dépendent de l'espace potentiellement disponible pour l'accumulation des sédiments (accommodation effective de Cross, 1988 ; Jervy, 1988). Trois facteurs contrôlent cet espace disponible (Figure 7.1 ; Vail & *al.*, 1987) : 1) les variations du niveau marin absolu (eustatisme) ; 2) la subsidence *s.l.* qui est un mécanisme de déformation de la croûte dû à l'effet de contraintes tectoniques, isostatiques ou thermiques ; 3) les apports sédimentaires qui comblent cet espace, considérés constants dans le modèle de stratigraphie séquentielle. En domaine de plate-forme carbonatée, ces apports sédimentaires (production carbonatée) sont internes au système. Les facteurs régulant la production carbonatée sont nombreux et parfois sans relations directes avec les variations du niveau marin relatif (lumière, nutriments, apports terrigènes, oxygénation, température, courants, vagues, salinité... Ramade, 1987). Ces facteurs peuvent conduire à la formation de petites séquences purement autocycliques dont l'extension reste limitée et qui n'ont pas de valeur chronostratigraphique.

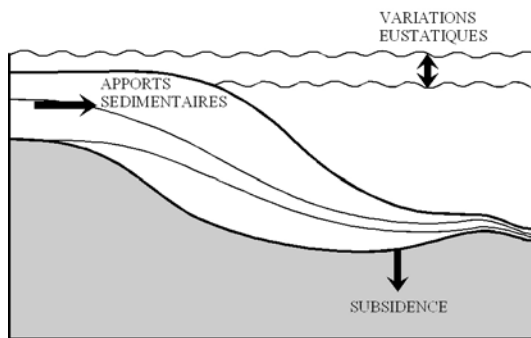


Figure 7.1 : Principaux facteurs affectant la géométrie des corps sédimentaires (d'après Vail & *al.*, 1987 ; modifié)

1.2. STRATIGRAPHIE GENETIQUE VS. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

1.2.1. La stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle est une méthode d'étude des bassins sédimentaires relativement récente, élaborée initialement par les chercheurs de la compagnie pétrolière EXXON. Les premières publications (Vail & *al.*, 1977) ont été suivies par de nombreuses mises au point successives et les concepts, développés d'abord pour les séries sédimentaires détritiques de marges passives, ont ensuite été précisés (Vail & *al.*, 1987 ; Posamentier & *al.*, 1988 ; Van Wagoner & *al.*, 1988 ; Mitchum & Van Wagoner, 1991), puis étendus à différents contextes géodynamiques (Mitchum & Van Wagoner, 1990 ; Vail & *al.*, 1991), et enfin aux formations carbonatées de plate-forme (Schlager, 1991 ; Tucker, 1991). Parmi les objectifs de la stratigraphie séquentielle, on peut citer la compréhension de la dynamique d'un système sédimentaire dans un cadre chronostratigraphique précis, c'est-à-dire 1) de connaître la géométrie des dépôts pour établir des corrélations à l'échelle régionale ; 2) de disposer d'un modèle prédictif et reproductible de mise en place des géométries sédimentaires.

La stratigraphie séquentielle est fondée sur la reconnaissance, dans l'enregistrement sédimentaire, de séquences de dépôts, constituant la réponse sédimentaire à une variation cyclique du niveau marin relatif (*Figure 7.2* ; Vail & al., 1977 ; Vail & al., 1984 ; Vail & Wornardt, 1990). Dans les modèles de stratigraphie séquentielle, on considère que les apports sédimentaires sont constants (bien que les quantifications soient délicates ; Schlager, 1981 ; Grotzinger, 1986) et que la subsidence a une vitesse constante. Ces hypothèses peuvent être considérées comme vérifiées à l'échelle d'un bassin et à l'échelle sismique. Les variations de l'espace disponible et les géométries résultantes sont donc avant tout considérées comme contrôlées par les variations du niveau marin relatif.

Une séquence de dépôt est donc composée d'une succession plus ou moins concordante de strates génétiquement liées, limitées à la base et au sommet par des surfaces de discordance ou leur équivalent latéral concordant (Mitchum & al., 1977). Cette séquence de dépôt correspondrait à un cycle de troisième ordre de variation du niveau marin relatif.

En effet, les séquences de dépôts ont des dimensions et des durées variables (ordre), parfois difficile à appréhender. Définis par différents auteurs (Vail & al., 1977 ; Mitchum & Van Wagoner, 1991), ces ordres peuvent de plus diverger de l'un à l'autre. Vail & al. (1991) formalise donc l'emploi de ce terme en définissant six ordres de séquences, basés sur leur durée et les processus à l'origine de leur formation :

- Les séquences d'ordre 1 (50+ MA ; changement de volume des bassins océaniques)
- Les séquences d'ordre 2 (3-50 MA ; changement de volume des bassins océaniques, changement du taux de subsidence, des apports sédimentaires)
- Les séquences d'ordre 3 (0.5 à 3 MA ; tectono-eustatisme, climat), ordre de séquence modélisée par la stratigraphie séquentielle
- Les séquences d'ordres 4, 5 et 6 (respectivement 0.08-0.5 ; 0.03-0.08 ; 0.01-0.03 MA ; tectono-eustatisme, climat), ordres de séquence modélisés par la stratigraphie génétique.

Tout d'abord modélisée à l'échelle sismique, elle présente trois éléments fondamentaux : les paraséquences, les cortèges sédimentaires et les discontinuités. Les paraséquences sont définies comme une succession relativement concordante de dépôts génétiquement liés, délimités par des surfaces d'inondations marines, ou par les surfaces de concordances équivalentes (Van Wagoner & al., 1988 ; Van Wagoner & al., 1990 ; Arnott, 1995 ; Yin & Tong, 2000). Il s'agit de petites unités de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, observables à l'échelle de l'affleurement. Les empilements de paraséquences (« parasequence sets ») forment trois types de tendances, aggradante, rétrogradante ou progradante. La reconnaissance de ces tendances et la caractérisation des différents types de discontinuités (unconformity / limite de séquence, surface d'inondation maximale, surface transgressive ; voir *Chapitre 1*, §8.1.) permettent de définir des cortèges sédimentaires (exemple : le cortège de haut niveau, « highstand system tract », est limité à sa base par la surface d'inondation maximum et au sommet par une limite de séquences. Les paraséquences qui le composent forment d'abord une tendance aggradante puis progradante). Le cortège sédimentaire a été défini formellement comme étant un assemblage tridimensionnel de système de dépôts contemporains (Brown & Fisher, 1977). Trois grands cortèges sédimentaires sont identifiables au sein d'une séquence (Emery & Myers, 1996 ; Jacquin & al., 1991 ; Arnaud, 2004). La traduction des termes anglo-saxons est tirée de Cramez (1990).

Les différents cortèges sédimentaires de la séquence de dépôt (Chapitre 1, Figure 1.10 ; Figure 7.2)

□ Le prisme de bas niveau (« lowstand system tract »), situé au dessus de la limite de séquence et constitué 1) du cône sous-marin (« basin floor fan »), formé durant le maximum de vitesse de chute, par déstabilisation des sédiments au niveau du « shelf break » (rupture de pente) qui s'accumulent sous la forme de dépôts gravitaires dans le bassin ; 2) le prisme inférieure de bas niveau (« slope fan »), formé durant la diminution de vitesse de chute par remaniements gravitaires des dépôts de la pente ; 3) du prisme de bas niveau progradant (ou prisme supérieur de bas niveau, « lowstand prograding wedge ») formé pendant une période de stabilité du niveau marin relatif et dont l'empilement des paraséquences montre d'abord un caractère progradant puis aggradant.

En système carbonaté, la chute du niveau marin relatif entraîne l'émersion de la plate-forme qui est soumise à des phénomènes d'altération et de dissolution important (karstification, pédogenèse). La production carbonatée très réduite se place essentiellement en bordure de l'ancien plateau, caractérisé par des milieux de dépôts marins normaux soumis à un hydrodynamisme turbulent constant. Les sédiments dominants sont des sables grossiers à éléments arrondis (faciès bioclastiques grossiers, à faunes sténothermes et sténohalines).

□ L'intervalle transgressif (« transgressive system tract ») correspondant à la période pendant laquelle les vitesses de remontée du niveau marin relatif sont les plus élevées et passent par leur maximum. Il est limité à la base par la surface d'inondation (« transgressive surface ») et au sommet par la surface d'inondation maximum (maximum-flooding surface). Les vitesses de sédimentation moins importantes que les vitesses de remontée entraînent un approfondissement progressif et une rétrogradation des faciès (et des paraséquences).

En système carbonaté, la tranche d'eau qui submerge progressivement le domaine interne de la plate-forme a une épaisseur très faible, se qui se traduit par la formation de milieux confinés très peu profonds durant le early TST. Les milieux sont peu à peu déconfinés au fur et à mesure que la tranche d'eau augmente. Pendant cet intervalle, la quantité de sédiment produite finit par ne plus pouvoir combler la totalité de l'espace nouvellement créé de sorte que la profondeur résiduelle au sommet des paraséquences, et la profondeur des milieux de dépôts deviennent de plus en plus grandes. Ceci finit par conduire à une chute de la production carbonatée et parfois à la formation d'un niveau condensé.

□ Le prisme de haut niveau (« highstand system tract ») correspondant à la période pendant laquelle les vitesses de remontée du niveau marin relatif décroissent puis deviennent nulles. Les vitesses de sédimentation plus importantes que les vitesses de remontée entraînent la diminution progressive de la profondeur des milieux de dépôts, se manifestant par un caractère aggradant puis progradant des assemblages de paraséquences. Ce cortège est limité à son sommet par une nouvelle limite de séquence. Sur les plates-formes carbonatées, les premières paraséquences du HST font suite à l'inondation maximale, ce qui va se traduire par des faciès marins ouverts parfois parcourus par des courants de faible vitesse. La productivité carbonatée, qui était faible au niveau de la surface d'inondation maximale, s'accroît de sorte que le comblement s'accroît. Ce comblement est assez homogène sur l'ensemble de la plate-forme. Les faciès à petits bioclastes bien classés passent progressivement vers le haut à des faciès sableux bioclastiques grossiers, puis éventuellement à des faciès à madréporaires ou oolithiques. Du fait de la tendance progradante, le late HST n'existe que dans la partie externe de la plate-forme où il est représenté par des faciès confinés (due au comblement sédimentaires qui coupe les communications avec la mer ouverte ; Arnaud, 2004).

Ce modèle présente plusieurs limitations. Le modèle de séquence de dépôts est un modèle d'abord adapté à la sédimentation silicoclastique. La production de sédiments est alors externe au système et la dynamique sédimentaire obéit à un contrôle eustatique simple. Dans le cas des environnements carbonatés, les relations sont beaucoup plus complexes puisqu'il faut introduire une production sédimentaire interne qui peut être présente dans toutes les zones du modèle sédimentaire (mais avec des productivités variables). Les facteurs régulant cette production/ productivité sont nombreux et n'ont pas toujours de rapport direct avec le niveau marin.

Un second problème est celui de la géométrie des plates-formes : le schéma originel est établi pour une géométrie particulière avec rupture de pente (souvent considérée comme la

limite plateau/talus ou parfois comme une rupture interne à la plate-forme (offlap break)). Les géométries de rampe, fréquentes dans les systèmes carbonatés peuvent-elles rendre compte des mêmes géométries ? La multiplication des modèles en système carbonaté (Sarg, 1988 ; Jacquin & *al.*, 1991 ; Tucker, 1991 ; Cant, 1992 ; James & Kendall, 1992 ; Tucker & Wright, 1992) traduit la difficulté de passer d'un système à un autre.

On considère généralement qu'en domaine carbonaté peu profond, les variations de l'espace disponible (subsidence + variations du niveau marin absolu) sont généralement représentées par les variations d'épaisseurs des paraséquences, voire des bancs (Strasser & *al.*, 1999). Le problème est que le taux de sédimentation, s'il ne modifie pas les géométries, modifie les épaisseurs. Une série stratocroissante ne représente donc pas forcément une augmentation du niveau marin relatif mais peut être due à une modification de la production carbonatée sans relation avec le niveau marin relatif. Le critère stratocroissance / stratodécroissance, utilisé sur le terrain est donc à manipuler avec précaution.

Enfin, la stratigraphie séquentielle implique une hiérarchisation des surfaces d'émersion afin de pouvoir déterminer les limites de séquences potentielles. Celles-ci représentent un gap temporel important durant lequel se produit l'émersion : il peut se marquer par une surface d'émersion bien développée (karst, paléosol important) ou par un renouvellement de faune important, un gap dans la biostratigraphie.

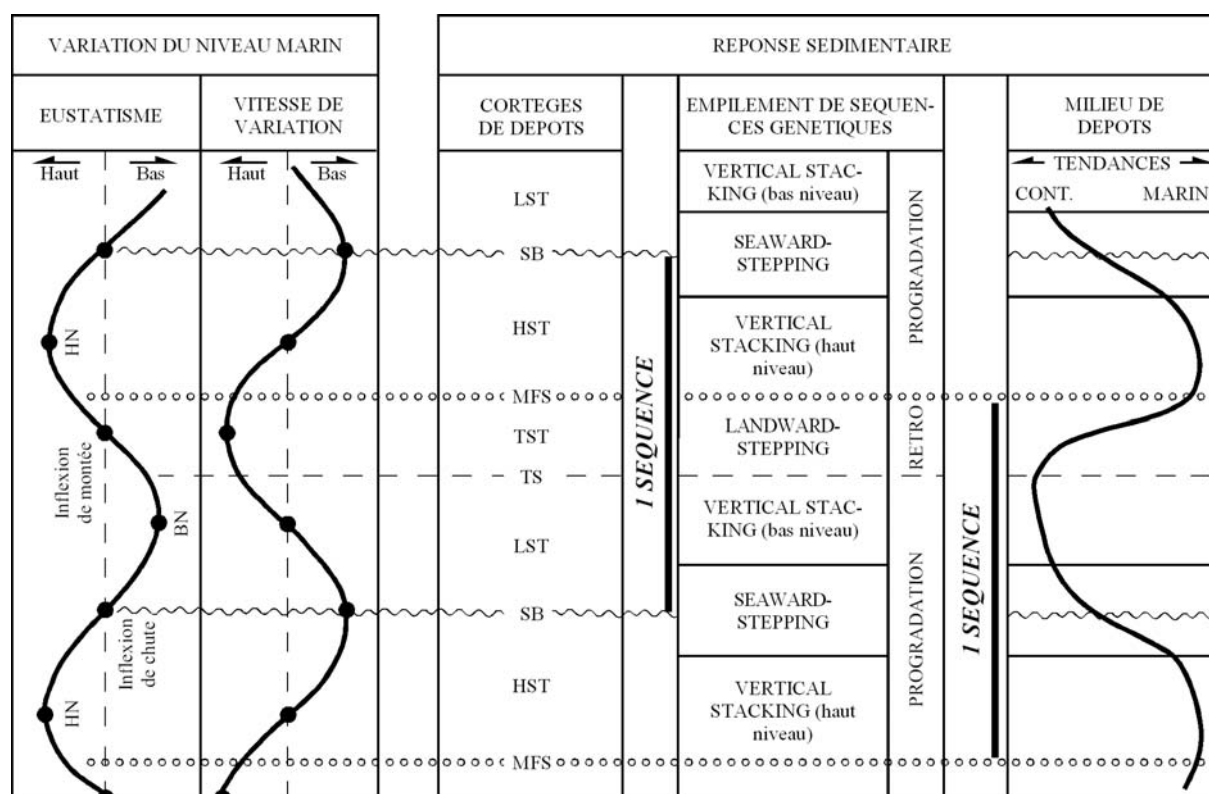


Figure 7.2 : Comparaison du découpage séquentiel en cortèges de dépôts, et du découpage en empilement de séquences génétiques (stacking pattern). (MFS : surface d'inondation maximum ; SB : limite de séquence ; TS : surface d'inondation ; HST : prisme de haut niveau ; LST : prisme de bas niveau ; TST : intervalle transgressif). D'après (Homewood & *al.*, 1992 ; Cojan & Renard, 1997 ; modifié).

1.2.2. La stratigraphie génétique

La stratigraphie génétique est issue des mêmes développements conceptuels que la stratigraphie séquentielle (notion de séquence de dépôts). Mais en remplaçant dès le départ les faciès sédimentaires sur un profil de dépôt dans un contexte structural donné, elle se fonde sur d'autres objets à une échelle différente, en s'affranchissant de tout à priori géométrique. Celle-ci se base sur les travaux de Cross (1988), Galloway (1989) et la Colorado School of Mines (<http://www.mines.edu/Academic/geology/gsrp/>).

Cette approche permet de définir des unités à limites isochrones et de haute fréquence (quelques dizaines à plusieurs centaines de milliers d'années), appelées unités ou séquences génétiques (ces deux termes seront employés indifféremment par la suite). Ces petites unités stratigraphiques sont définies à partir de l'étude des faciès sédimentaires et sont délimitées par les surfaces d'inondation maximale (*Chapitre 1, Figure 1.11*), correspondant aux maxima bathymétriques et à leurs corollaires (Posamentier & al., 1988). Elles enregistrent un cycle de variation des milieux de sédimentation, correspondant au niveau du prisme littoral à une phase de progradation suivie d'une phase de rétrogradation (Homewood & al., 1992). Ces deux phases sont séparées l'une de l'autre par la surface d'inondation (Posamentier & al., 1988). La surface d'inondation maximale étant une surface isochrone, enregistrant le moment d'inversion entre les tendances, elle peut donc être corrélées du milieu continental au milieu marin.

Le mode d'empilement de ces unités permet de reconstituer, par corrélation, des géométries de systèmes sédimentaires à toutes échelles, dans un contexte structural donné. Trois types d'empilement verticaux d'unités génétiques peuvent être reconnus (*Figure 7.2* ; Cross, 1988 ; Homewood & al., 1992 ; Cross, 1992).

- une évolution verticale vers le pôle continental traduit une migration globale de la zone littorale vers la mer (seaward-stepping). Elle enregistre une phase de progradation globale à l'échelle d'une « séquence d'unités génétiques ».
- une évolution verticale vers le pôle marin traduit une migration globale de la zone littorale vers le continent (landward-stepping). Elle enregistre une phase de rétrogradation globale à l'échelle d'une « séquence d'unités génétiques ».
- Si l'évolution verticale ne présente pas d'évolution globale des milieux de sédimentation, on parle d'empilement vertical (vertical-stacking).

Plusieurs ordres de séquences emboîtées peuvent alors être individualisés et corrélés d'une coupe à une autre (*Figure 7.2*).

L'empilement vertical des unités génétiques conduit à la définition de trois ordres inférieurs (Guillocheau & al., 2000) :

- le groupement d'unités génétiques (équivalent au quatrième ordre ; Dromart & al., 1996)
- le cycle transgressif – régressif mineur, d'une durée comprise entre 1 et 15 Ma.
- le cycle transgressif – régressif majeur, d'une durée comprise entre 10 et 40 Ma.

1.2.3. Vers un consensus

Même si les deux approches présentent encore de nombreuses divergences (sur la valeur des discontinuités notamment), les développements récents montrent une certaine

complémentarité. L'approche « génétique » partant des objets élémentaires, s'adapte particulièrement bien à une étude de terrain où les affleurements sont souvent discontinus et de mauvaises qualités (fossés, bord de routes). De plus, basée sur la sédimentologie de faciès, elle nécessite une bonne évaluation des bathymétries et est donc particulièrement adaptés aux séries de plates-formes où les critères bathymétriques sont nombreux. L'approche « séquentielle » part des séquences de troisième ordre qu'elle découpe ensuite en paraséquences. Cette approche mise au point sur des géométries de bordure de plate-forme et ne supposant qu'un à priori géométrique est plus performante dans le bassin (Homewood & *al.*, 1992 ; Cojan & Renard, 1997).

A la vue de ces remarques et des difficultés rencontrés dans la série du Seuil Caussenard (absence de données biostratigraphiques, multiplication des surfaces d'émersions et de condensations sédimentaires), il nous a semblé préférable d'utiliser le modèle de stratigraphie génétique.

2. ANNEXE 2 : ANALYSES DES ISOTOPES STABLES ($\delta^{18}\text{O}$ ET $\delta^{13}\text{C}$) DE LA SERIE CALCAIRE DE LA COUPE DU PERTHUS

Dans cette partie, sont présentées les données brutes reçues du CEREGE. Chaque échantillon a été analysé deux fois afin de garantir la mesure. Les colonnes en grisé représentent respectivement : le numéro de l'échantillon, le $\delta^{13}\text{C}$ et le $\delta^{18}\text{O}$ corrigés (standard PDB).

Echant.	Litho.	Masse (mg)	Intensity 44	d 45CO2/44CO2	D 46CO2/44CO2	d13C PDB	d18O PDB
P00	Dolomie	0,119	5008	0,487	-2,614	0,52	-2,48
P00	Dolomie	0,076	2535	0,4615	-2,697833333	0,49	-2,57
P01	Dolomie	0,11	3408	-0,823833333	-1,458666667	-0,79	-1,33
PO1	Dolomie	0,167	6101	-0,817166667	-1,316333333	-0,79	-1,19
P02	Dolomie	0,087	3048	0,519166667	-4,976	0,55	-4,85
P02	Dolomie	0,075	2495	0,561333333	-4,8345	0,59	-4,70
P03	Dolomie	0,111	6196	0,607666667	-3,886666667	0,64	-3,76
P03	Dolomie	0,072	3246	0,504	-4,162	0,53	-4,03
P04	Calcaire	0,098	6204	0,093	-5,792	0,12	-5,66
P04	Calcaire	0,095	6101	0,0982	-5,7480	0,10	-5,69
P05	Calcaire	0,178	4635	0,3865	-4,409333333	0,42	-4,28
PO5	Calcaire	0,143	6163	0,449166667	-4,305166667	0,48	-4,18
P06	Calcaire	0,082	5272	0,6338	-4,4195	0,63	-4,36
P06	Calcaire	0,087	5274	0,6088	-4,4267	0,61	-4,37
P07	Dolomie	0,129	6174	1,474333333	0,4615	1,50	0,59
P07	Dolomie	0,13	6198	1,483	0,539666667	1,51	0,67
P08	Dolomie	0,147	5685	0,907	-2,065166667	0,94	-1,94
P08	Dolomie	0,101	3030	0,849333333	-2,127666667	0,88	-2,00
P09	Dolomie	0,103	5081	1,103166667	-1,485166667	1,13	-1,36
P09	Dolomie	0,128	6257	1,195833333	-1,3075	1,20	-1,25
P10	Dolomie	0,126	4647	0,623333333	-3,932166667	0,65	-3,80
P10	Dolomie	0,136	3317	0,687666667	-3,875	0,72	-3,75
P11	Dolomie	0,088	2322	0,719833333	-2,045166667	0,75	-1,92
P11	Dolomie	0,066	1695	0,723	-2,0255	0,75	-1,90

P12	Dolomie	0,125	3781	0,36	-0,923166667	0,39	-0,79
P12	Dolomie	0,085	2006	0,369	-0,837666667	0,40	-0,71
P12B	Dolomie	0,118	5415	-0,547666667	-1,017166667	-0,52	-0,89
P12B	Dolomie	0,13	6331	-0,577833333	-0,959833333	-0,58	-0,90
P13	Calcaire	0,075	5000	-0,0460	-6,4990	-0,02	-6,37
P13	Calcaire	0,067	3795	-0,0247	-6,4172	0,01	-6,29
P14	Calcaire	0,101	6200	0,9532	-4,8440	0,95	-4,78
P14	Calcaire	0,093	5430	0,959333333	-4,868166667	0,99	-4,74
P15	Calcaire	0,079	5231	1,131333333	-4,378666667	1,16	-4,25
P15	Calcaire	0,112	6177	1,142666667	-4,3215	1,17	-4,19
P16	Calcaire	0,073	4793	-0,055166667	-4,724166667	-0,03	-4,59
P16	Calcaire	0,092	6180	-0,0362	-4,6923	-0,04	-4,63
P17	Calcaire	0,095	6208	-0,084833333	-4,491333333	-0,05	-4,36
P17	Calcaire	0,127	6200	-0,0635	-4,401333333	-0,03	-4,27
P18	Calcaire	0,087	5267	0,284833333	-4,3135	0,31	-4,18
P18	Calcaire	0,128	6174	0,3265	-4,210666667	0,36	-4,08
P19	Calcaire	0,089	5803	-0,188666667	-4,465333333	-0,16	-4,34
P19	Calcaire	0,092	5494	-0,217833333	-4,555166667	-0,19	-4,43
P20	Calcaire	0,108	6079	1,320833333	-4,128333333	1,35	-4,00
P20	Calcaire	0,1	6114	1,325666667	-4,1095	1,33	-4,05
P21	Calcaire	0,08	3252	1,227166667	-4,634	1,26	-4,50
P21	Calcaire	0,132	6137	1,235333333	-4,639333333	1,27	-4,51
P22	Calcaire	0,093	4876	1,579833333	-3,212833333	1,61	-3,08
P22	Calcaire	0,081	3982	1,576333333	-3,169	1,61	-3,04
P23	Calcaire	0,083	4512	1,826166667	-3,394166667	1,86	-3,26
P23	Calcaire	0,078	4060	1,8285	-3,393333333	1,86	-3,26
P24	Calcaire	0,167	5648	2,067166667	-3,0175	2,10	-2,89
P24	Calcaire	0,125	6153	2,078166667	-3,040166667	2,11	-2,91
P25	Calcaire	0,111	6125	1,7370	-3,6288	1,74	-3,57
P25	Calcaire	0,11	6177	1,7325	-3,702833333	1,76	-3,57
P26	Calcaire	0,081	5620	1,01	-3,713666667	1,04	-3,58
P26	Calcaire	0,098	6201	0,9745	-3,6885	0,97	-3,63
P27	Calcaire	0,105	6274	0,8863	-2,4130	0,89	-2,35
P27	Calcaire	0,074	4693	0,9563	-2,3438	0,96	-2,28
P28	Calcaire	0,09	5914	1,0217	-2,9253	1,02	-2,87
P28	Calcaire	0,098	6138	0,9990	-2,8538	1,00	-2,79
P29	Marne	0,621	5056	0,2393	-3,8368	0,24	-3,78
P29	Marne	0,502	6088	0,206333333	-3,889666667	0,24	-3,76
P30	Marne	0,656	4741	0,0342	-4,1132	0,03	-4,05
P30	Marne	0,48	3907	0,023333333	-4,102	0,05	-3,97
P31	Marne	0,483	5499	-0,236333333	-6,291833333	-0,21	-6,16
P31	Marne	0,493	5098	-0,236333333	-6,344333333	-0,21	-6,21
P32	Marne	0,645	3375	0,6777	-3,6728	0,68	-3,61
P32	Marne	0,575	2829	0,740666667	-3,573	0,74	-3,51
P33	Marne	0,738	6193	-0,2498	-3,7270	-0,25	-3,67
P33	Marne	0,548	4996	-0,281833333	-3,701	-0,28	-3,64
P34	Marne	0,672	5411	0,3828	-3,6503	0,38	-3,59
P34	Marne	0,58	4179	0,398	-3,688833333	0,40	-3,63
P35	Marne	0,556	2231	-0,0970	-3,3795	-0,10	-3,32
P35	Marne	0,71	3101	-0,0632	-3,3190	-0,06	-3,26

3. ANNEXE 3 : ELEMENTS DE CARACTERISATION DES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES

3.1. LES CHANGEMENTS DE GEOMETRIE DES DEPOTS DE PERT ET D'AUTRE D'UNE DISCONTINUITE

Dans la série du Seuil Caussenard, les discontinuités observées ne peuvent être caractérisées par des critères géométriques. Les affleurements ne permettent pas de distinguer les relations angulaires entre les strates (comme les onlaps ou downlaps) et il est donc nécessaire de se baser sur d'autres critères pour caractériser les discontinuités.

3.2. LA MORPHOLOGIE DE LA SURFACE

La morphologie de la surface peut être un critère de caractérisation important (Read & Grover, 1977 ; Hillgärtner, 1998). Les surfaces irrégulières, onduleuses, peuvent témoigner de processus d'érosion. L'activité biologique peut également avoir un effet sur cette morphologie : micro mud-mounds, bioturbation intense.

3.3. LA COHERENCE DU SUBSTRAT

La cohérence du substrat est un critère majeur de caractérisation et de hiérarchisation des discontinuités sédimentaires. Son étude a généré la création d'une terminologie spécifique et complexe, rendue opaque par la multiplication des termes et leur utilisation dans des sens différents selon les auteurs.

D'abord limitées aux environnements silicoclastiques (Kazmierczak & Pszczollkowski, 1968 ; Rhoads, 1972 ; Palmer & Fursich, 1974 ; Goldring & Kazmierczak, 1974 ; Goldring, 1995), les connaissances sur la cohérence du substrat vont être largement développées par les paléontologues et sédimentologues travaillant sur les traces fossiles (Ekdale & *al.*, 1984 ; Ekdale, 1985 ; Bromley, 1990 ; Taylor & *al.*, 2003). Plusieurs termes ont donc été définis :

3.3.1. Soupground

Ce substrat a la consistance d'un fluide car il est sursaturé en eau, les grains étant séparés les uns des autres par une « substance mucoïde ». Les organismes peuvent « nager » dans le substrat et peu (ou pas) de structures sont conservées. Aucun soupground n'a été rencontré dans la série étudiée.

3.3.2. Softground (*Figure A.1a*)

C'est un sédiment à comportement « plastique », gorgé d'eau mais dont les grains sont en contact. Les softgrounds ne présentent aucune trace de phénomène ayant conduit à l'acquisition précoce d'un certain degré de cohérence. Ils se caractérisent seulement par des terriers d'organismes fouisseurs et une bioturbation parfois intense (Clari & *al.*, 1995).

L'établissement de terriers permanents implique des mécanismes particuliers par compression des parois et/ou imprégnation de mucus.

3.3.3. Firmground (Figure A.1b)

Ces surfaces se forment par compaction et expulsion des fluides. Elles présentent des remaniements par excavation, la nature compacte du substrat interdisant les processus de compression des parois des terriers. Elles montrent généralement des réseaux de terriers pouvant aller jusqu'à plusieurs centimètres de diamètre témoignant d'un changement de faunes (relais des organismes fouisseurs par des organismes suspensivores). Selon Bromley (1990), l'acquisition de la cohérence caractérisant les firmgrounds serait due à un enfouissement peu important, sans cimentation. Les firmgrounds ainsi formés seraient ramenés à l'interface eau-sédiment par érosion des couches sus-jacentes, et pourraient alors être colonisés par différents organismes. Pour d'autres auteurs, les firmgrounds peuvent présenter des indices de cimentation (Kennedy & Garisson, 1975 ; Brett & Brookfield, 1984). Hillgärtner (1998) considère les firmgrounds comme des surfaces consolidées, présentant un début de cimentation à l'interface eau-sédiment.

Les discontinuités correspondant à d'anciens firmgrounds ont été appelées surfaces d'omission par Bromley (1975). Si les contenus faunistiques des roches sous- et sus-jacentes ne présentent pas de hiatus biostratigraphique important, on parle de surface d'omission simple (« *simple omission surface* »). Si l'on observe un hiatus biostratigraphique (biozones manquantes), on parle de surface d'omission polygénique (« *polygenic omission surface* »).

Dans de nombreux cas, l'assemblage de traces fossiles observé au niveau de la surface peut englober plusieurs générations, représentant l'activité des différentes communautés endobenthiques. Bromley (1975) les qualifie de « *suites* » et en caractérise trois types : 1) la « *preomission suite* », représentée par des structures du type softground ; 2) l'« *omission suite* », regroupant les traces fossiles se mettant en place durant l'omission, souvent sur un firmground ; 3) la « *postomission suite* », se développant dans et à partir des sédiments sus-jacents et pouvant parfois affecter la surface d'omission.

Ces trois catégories présentent une consolidation graduelle du substrat mais n'impliquent pas de cimentation. L'introduction de ciment dans les espaces poreux et le durcissement du substrat relèvent de la formation de hardgrounds.

3.3.4. Hardground / Rockground (Figure A.1c et A.1d)

Ils correspondent à des fonds marins le long desquels les sédiments sont bien lithifiés et se caractérisent par des organismes encroûtants, des perforations, des filons sédimentaires (« *neptunian dykes* »). Les processus de bioturbation sont ainsi remplacés par des processus de bioérosion.

Clari & al. (1995) préfèrent l'emploi du terme « rockground » au terme « hardground ». Les rockgrounds recouvrent toutes surfaces qui, quelles que soient leur origine et leurs caractéristiques, ont été durcies avant le dépôt des sédiments immédiatement sus-jacents. Ils se divisent en deux catégories : 1) les « *hardgrounds* », si le dépôt des roches sous- et sus-jacentes se fait dans le même système de dépôts ou que la diagenèse observée sur la discontinuité ne témoigne pas de changements environnementaux ; 2) les « *inherited hardgrounds* », si le dépôt des roches sous et sus-jacentes se fait dans des systèmes sédimentaires différents ou que la diagenèse observée au niveau de la discontinuité présente

un contraste environnemental avec les roches sous ou sus-jacentes (dépôts pélagiques sur dépôts de plate-forme ; paléokarst majeur sur faciès de plate-forme...).

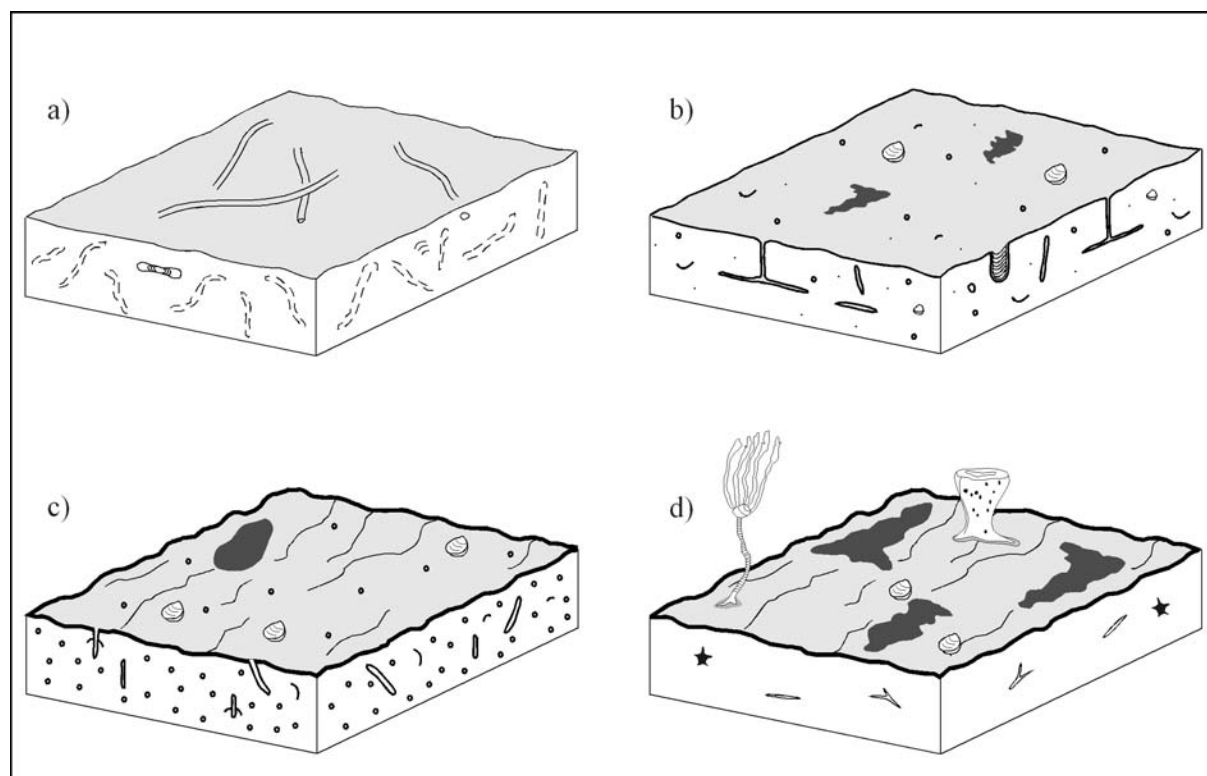


Figure A.1 : Exemples de fonds marins, inspirés de Lualdi (1986) et basés sur nos observations. a) Softground à bioturbation diffuse. Quelques *Palaeophycus*, *Rhizocorallium*, ou *Teichichnus* sont visibles. b) Firmground à *Thalassinoides* et *Diplocraterion*. Quelques pélécytopodes peuvent être observés. c) Hardground à petites perforations en environnement de forte énergie (dune oolithique). d) Hardground minéralisée à spongiaire et crinoïde.

3.4. LES PHENOMENES DIAGENETIQUES PRECOCES

3.4.1. La cimentation précoce

Les discontinuités peuvent présenter une large gamme de phénomènes diagénétiques conduisant à une lithification précoce du sédiment. Ces phénomènes vont permettre de caractériser les variations environnementales enregistrées au niveau de la discontinuité. Ces dernières pouvant se mettre en place en environnement sous-marin ou en environnement sub-aérien, plusieurs types de ciments ont pu être observés.

Les ciments diagénétiques précoces en domaine phréatique marin (peu profond) sont de deux types (Land, 1970 ; Elf-Aquitaine, 1975 ; Land & Moore, 1980 ; Purser, 1980a ; Tucker & Wright, 1992) : le ciment fibreux isopaque et le ciment syntaxial.

Le ciment fibreux isopaque ou palissadique (Harris & *al.*, 1985 ; Nicolaidis & Wallace, 1997) forme des couches très minces (10 à 15 μm), blanches, d'épaisseur uniforme et dont la surface présente des pointes cristallines bien apparentes. Ce ciment est également appelé ciment palissadique car il est constitué d'un assemblage de cristaux pointus, parallèles et allongés perpendiculairement à la paroi du grain. On remarque souvent que ce type de ciment ne se développe pas aux contacts entre les grains mais à partir des surfaces libres des

grains. Ces ciments aragonitiques ou de calcite magnésienne précipitent sous forme de fibres ou de lamelles circumgranulaires, le sédiment étant entièrement baigné par les fluides. Dans les milieux anciens, ces phases aragonitiques et calcitiques magnésiennes sont recristallisées (Shinn, 1969).

Le ciment syntaxial se développe principalement autour de débris d'échinodermes, en continuité optique avec le grain. Les divers processus à l'origine de ce type de ciment et en particulier les stades initiaux de la cimentation, ont été étudiés par Evamy & Shearman (1965) et Evamy & Shearman (1969).

Les ciments diagénétiques précoces en domaine vadose (inter à supratidal) sont de trois types (Dunham, 1969 ; Purser & Lobreau, 1972 ; Purser, 1980a ; Tucker & Wright, 1992 ; Moore, 2001) : le ciment fibreux (en ménisque), le ciment microstalactitique et le ciment drusique.

Le ciment fibreux (en ménisque) forme des couches d'épaisseur moyenne, parfois importante, irrégulière à surface lisse. Ces ciments précipitent à partir d'une mince pellicule d'eau simplement localisée au contact entre deux grains ou enveloppant ces grains. Ils présentent une extinction roulante en lumière polarisée. Des ciments à morphologie en ménisque, formés par une activité bactérienne ont également été décrits par Hillgärtner & al. (2001). Cependant, l'absence d'enveloppe micritique ou de structure attribuables à des bactéries semble attester d'une origine vadose pour ces ciments.

Le ciment microstalactitique est un ciment asymétrique, épaissi à la partie inférieure des grains, formé par les gouttes d'eau restant suspendues aux grains (Purser, 1969).

Le ciment drusique correspond à un revêtement de petits cristaux plus ou moins abondants essentiellement développés sur les parois de microcavités. Ces cristaux, dont l'axe cristallographique « c » est perpendiculaire aux parois des cavités qu'ils tapissent, forment fréquemment des angles obtus entre eux.

L'étude des ciments permet donc de déterminer des environnements diagénétiques témoignant parfois de variations des conditions environnementales au niveau d'une discontinuité. De récents travaux (Melim & al., 1995 ; Hillgärtner & al., 2001) ont cependant montré que certaines fabriques typiques de conditions météoriques pouvaient se former en domaine marin. La détermination des environnements diagénétiques doit donc être basée sur plusieurs critères permettant de croiser les informations.

3.4.2. Les sédiments internes

Ce sont des sédiments micritiques contenant parfois des microbioclastes et/ou des pellets, qui s'infiltrèrent dans les vides. Leur mise en place est le plus souvent postérieure à une cimentation précoce. Cette micrite homogène remplit totalement les pores en formant parfois des figures géopètes, ce qui, associé à l'absence de granoclassement, indiquerait, un dépôt à partir de fluides dans les espaces poreux, en environnement subtidal noyé (Mélas, 1982 ; Marshall, 1983 ; Reid & al., 1990). L'activité bactérienne est également souvent évoquée pour expliquer la formation de ces micrites (Riding, 2000 ; Mutti & Bernoulli, 2003).

3.4.3. Les surfaces d'usure plane

Les phénomènes d'usure (abrasion) se caractérisent par la troncature plane des éléments, associée à une « croûte de micritisation » d'origine algaire (Purser & Lobreau,

1972). Ces surfaces d'usure plane résulteraient d'un arrêt temporaire des dépôts, suivi d'une érosion mécanique ou biologique, attribuable à des algues endolithiques. Elles témoigneraient donc de faible taux de sédimentation (Wallace & *al.*, 1991).

3.4.4. Les dissolutions « moldiques »

Ce sont des dissolutions dues à l'émersion de sédiments carbonatés (Carrio-Schaffhauser & Arnaud-Vanneau, 1997 ; Jie & Haiyun, 1999 ; Railsback & Hood, 2001). Lors de l'émersion, les eaux météoriques percolent à travers le sédiment, s'infiltrant et dissolvent un certain nombre d'éléments (bioclastes, lithoclastes) dont la forme est préservée. Il en résulte une porosité secondaire, dite moldique (de « *mold* » ou « *moldic* »). Cette porosité peut être remplie par un sédiment interne et/ou un blocage sparitique (sparite en mosaïque).

3.4.5. La compaction

Ce phénomène, difficile à dater, peut se produire à différentes périodes de la diagenèse, soit en diagenèse précoce, soit plus tardivement. A l'échelle macroscopique, la compaction peut se traduire par l'apparition de stylolithes parallèles à la stratification. A l'échelle microscopique, les faciès peuvent montrer un éclatement des oolithes ou un décollement partiel de certaines couches de leur cortex.

3.4.6. La dolomitisation

La dolomite, bien que figurant parmi les minéraux carbonatés les plus répandus, est certainement l'un des moins connus du fait de la grande difficulté à le synthétiser en laboratoire. On distingue classiquement deux types de dolomitisation : la dolomitisation pénécontemporaine et la dolomitisation dite « secondaire ». Les processus de dolomitisation pénécontemporaine n'impliquent que des modifications de nature minéralogique ; ils conduisent à la transformation de dépôts fins micritiques, originellement constitués d'aragonite ou de calcite magnésienne, en roches dolomitiques sans changement de la texture micritique initiale. La dolomitisation se présente alors comme un mécanisme diagénétique qui se produit très tôt après le dépôt des sédiments. A l'opposé, la dolomitisation dite « secondaire » se différencie par des modifications à la fois texturales et minéralogiques (acquisition d'une texture sparitique ou microsparitique). Elle est souvent « tardive ».

Les processus à l'origine de la dolomitisation sont encore aujourd'hui très discutés. Diverses hypothèses ont été émises pour expliquer la dolomitisation pénécontemporaine, faisant généralement appel à la circulation de saumures enrichies en magnésium à travers les sédiments micritiques : le modèle de « *seepage refluxion* » (Adams & Rhodes, 1960), le modèle de « *evaporative pumping* » (Hsü & Siegenthaler, 1969), le modèle de « *mixing zone* » ou « *dorag model* » (dolomie formée en zone de mélange ; Badiozamani, 1973 ; Bosence & *al.*, 2000). Le lecteur pourra également se référer aux travaux de Land & Epstein (1970) et de Land (1972).

La dolomitisation secondaire, quand elle n'est pas tardive, semble associée à des phénomènes émergifs : ainsi, les sédiments émergés subissent une altération et une dissolution dont la principale conséquence est l'acquisition d'une porosité importante. Celle-ci semble être une condition nécessaire à la dolomitisation secondaire qui peut alors se développer notamment en zone de mélange (Read & Horbury, 1993 ; Budd & *al.*, 1995 ; Moore, 2001).

3.4.7. La dédolomitisation

La dédolomitisation qu'il faudrait plus justement nommer « calcitisation des dolomites », entraîne des échanges Mg/Ca qui tendent à diminuer, voire supprimer la teneur en magnésium de ces carbonates. Ce processus se réalise lorsque la dolomite devient métastable en présence de fluides météoriques, ce qui est d'autant plus fréquent qu'elle se forme en conditions superficielles. On observe alors des fantômes de rhomboèdres de dolomite entièrement pseudomorphosés en calcite (Arenas & *al.*, 1999 ; Alonso-Zarza & *al.*, 2002). Dans certains cas, la mosaïque calcitique inclut des reliques du sédiment originel (dolomicrite par exemple).

3.4.8. Les silicifications

Les phénomènes de silicification précoce peuvent se présenter sous différentes formes : minces horizons stratoïdes, nodules centimétriques à décimétriques, lentilles métriques d'épaisseur décimétrique parfois ramifiées verticalement. Ces amas siliceux, et en particulier les nodules, sont constitués de deux zones : un cœur généralement peu volumineux pouvant contenir des radioles d'échinodermes et des spicules de spongiaires et un cortex plus foncé ne correspondant qu'à une transformation de la matrice carbonatée encaissante.

Très souvent, ces nodules sont moulés par la stratification interne des sédiments encaissants, ce qui, avec leur forme nodulaire parfois légèrement aplatie dans les plans de stratifications et leurs contours nets pourrait indiquer une origine diagénétique précoce en domaine subtidal (Mélas, 1982).

3.5. LES MINERALISATIONS

Les surfaces durcies sont souvent tapissées par un enduit ferrugineux oxydé formant parfois une croûte assez épaisse. Ces croûtes ocre d'oxy-hydroxydes de fer et/ou de manganèse caractérisent la plupart des surfaces de condensation sédimentaire observées. Elles se trouvent sous deux formes distinctes : 1) stratiforme, formée de goethite (ou limonite) et marquant des arrêts de sédimentation plus ou moins prolongés ; 2) en dômes, rappelant les structures stromatolithiques.

L'origine de ces minéralisations est difficile à établir. Elles sont souvent observées avec des phénomènes de bioturbation et/ou de bioérosion. Ces derniers pourraient être associés à la mise en place d'un enduit de matière organique qui, par l'activité de bactéries sulfato-réductrices, serait dégradé et permettrait la formation de sulfures métalliques tels que la pyrite (Pomoni-Papaioannou, 1994 ; Negruța & *al.*, 2000). La pyrite serait ensuite oxydée en goethite et limonite (Mattei & Coudray, 1979 ; Mélas, 1982). La morphologie en dômes pourrait également traduire une activité cyanobactérienne de type stromatolithique (Monty, 1984 ; Wendt, 1988).

3.6. L'ACTIVITE ORGANIQUE

On peut distinguer plusieurs critères traduisant une activité organique au niveau des surfaces de discontinuités (Hillgärtner, 1998) : la bioturbation (terriers), la bioérosion (perforations) et les encroûtements d'organismes.

3.6.1. La bioturbation

Les différents organismes à l'origine de ces bioturbations remanient le sédiment (non consolidé), ce qui aboutit à la formation de plages de sédiments fins, de forme variable, aux contours mal définis, au sein du sédiment hôte (Frey, 1978). En lame mince, cette bioturbation est particulièrement difficile à apprécier : seul une texture plus « poreuse » laisse deviner le remaniement occasionné par la bioturbation, associée dans de rares cas à des amas framboïdes de grains pyriteux pouvant indiquer la présence de matière organique.

3.6.2. La bioérosion

Le terme anglo-saxon de « bioerosion » correspond à la dégradation par un organisme d'un sédiment consolidé ou de tout autre substrat induré, par des processus mécaniques ou biochimiques (Frey, 1978). Les structures de bioérosion les plus répandues sont les perforations (« borings »).

3.6.3. Les encroûtements

Nous avons regroupé sous le terme encroûtement, l'ensemble des organismes en position de vie qui colonisent une surface. Les huîtres et serpules sont généralement les plus communes (Purser, 1969). Ces encroûtements indiquent un substrat lithifié sur lequel peuvent se fixer les organismes. Les encroûtements sont quasi systématiquement associés à des perforations et/ou des minéralisations.

3.7. LES DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES

Les données biostratigraphiques sont les seules à pouvoir préciser la durée du hiatus représentée par une discontinuité. Elles sont donc généralement très utilisées pour la hiérarchisation des discontinuités (Laurin & al., 1990 ; Collin & al., 1999).

Annexe CD : Mode d'emploi

Insérez le CD-ROM dans le lecteur de la tour de votre PC et attendez que le programme se lance automatiquement (si cette option est activée). Si rien ne se passe, entrez sur le poste de travail de votre bureau. Double-cliquez gauche sur l'icône CD-ROM. L'autorun devrait alors se déclencher. Dans le cas contraire, entrez directement sur le CD-ROM, cherchez le fichier ***accueil.html*** et double cliquez gauche dessus. Pour le reste, suivez les indications à l'écran.

Les pages WEB du CD-ROM sont optimisées pour internet explorer 5 et une résolution d'écran de 1024 par 768 pixels. Pour changer votre résolution, cliquez droit sur le bureau, sélectionnez propriétés (en bas du menu déroulant), puis l'onglet « paramètres ». Réglez la résolution et validez.

Des problèmes de compatibilité ont été rencontrés avec MAC-OS 9. Ils n'ont malheureusement pas pu être résolus.

Morphology, lateral evolution and geodynamic significance of sedimentary discontinuities

Example from the western margin of the “Bassin du Sud-Est” (France)

Abstract

In the Lodève region (« Caussenard High », southwestern margin of the South-East Basin), liasic deposits are composed of peritidal dolomitic facies of Hettangian age, overlain by Sinemurian shallow water carbonate ramp deposits, capped by a major hardground. A major change in sedimentation then occurred, with the development of black marls typical of deep water conditions. Detailed descriptions of eleven field sections, including a precise analysis of the sedimentary facies and of their organisation has enabled us to show that this sinemurian series can be divided in two sedimentary groups, corresponding to two types of shallow platforms.

The first group is mainly composed of low-energy facies (tidal flat and lagoonal facies). The second one is characterized by the absence of dolomitic tidal flat facies and by the increase of opened and external facies. The facies partitioning has shown that lateral facies changes occur rapidly over very short distances (100s of meter). Moreover, no consistent landward or seaward direction seems to be indicated by the pattern of facies changes. It is thus impossible to rationalise the studied facies within a traditional shoreline model as previously proposed for this region. We suggest a new carbonate platform model, based on the observations presented in this paper (Fig.11). The Lodève region platform is hence envisaged to have been a “mosaic” of shallow, intertidal to supratidal “islands” between which restricted subtidal or open conditions could coexist over very short distances (hundreds of meter). The local tectonic setting, characterized by numerous synsedimentary faults (SW-NE and NW-SE), seems to locally control the sedimentation, by defining parts of the basement on which shallow, peritidal facies are able to develop, and subsiding parts where subtidal facies occur.

Numerous sedimentary discontinuities developed in this particular setting. On the basis of several universally applicable criteria (geometry, morphology biological activity, mineralization, early diagenesis...), four groups of surfaces have been identified : 1) emersion surfaces (karstic surfaces, palaeosoils, desiccation cracks) ; 2) condensation surfaces (softgrounds, firmgrounds, different types of hardgrounds) ; 3) Submarine erosion surface ; 4) “polyphase surfaces” which exhibit emersion, erosion and condensation criteria. Detailed sedimentological study has enabled us to show the lateral continuity of these surfaces, and their morphological variations. The vertical distribution of surface types in the studied sections has also been discussed, and compared with the sequential framework.

Correlations between “Caussenard high”, “ardèche” paleomargin of the subalpine basin” and Sologne paleomargin of the Paris basin, have enabled us to distinguish major discontinuities. Lotharingian hardground of the “Caussenard high” series seems to record a regional tectonic event, known as *Lotharingian crisis* and observed in the Causses Basin, the Quercy or the Paris Basin. The Hettangian-Sinemurian transition, well-known in the Paris Basin, could be more enigmatic in the Caussenard High series, consisting of a repetition of karstic surfaces in the dolomitic series.

Key words

sedimentary discontinuity ; carbonate platform ; Lias ; sequence stratigraphy ; Bassin du Sud-Est ; Seuil Caussenard (Caussenard High)

Morphologie, évolution latérale et signification géodynamique des discontinuités sédimentaires

Exemple de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est (France)

Résumé

La série liasique du Seuil Caussenard, située sur la marge Sud-Ouest du Bassin du Sud-Est Français est constituée de dépôts dolomitiques hettangiens épais, suivis de faciès à dominante calcaire, d'âge Hettangien supérieur à Lotharingien. Cette série carbonatée est coiffée par un niveau condensé durci, associé à de l'érosion, qui marque la transition Lias calcaire – Lias marneux (Toarcien). Le levé banc par banc de onze coupes géologiques balayant l'intervalle Sinémurien s.l., a permis de montrer que cette série s'organise en deux ensembles sédimentaires correspondant à deux types de plates-formes carbonatées qui se relaient au cours du temps.

Le premier ensemble voit surtout se développer des faciès de faible énergie (de replat de marée, de lagune). Le second ensemble voit la disparition des faciès dolomitiques et la multiplication des faciès ouverts, profonds. L'étude régionale de la répartition latérale de ces faciès a montré des variations rapides et sur de très faibles distances (de la centaine de mètres au kilomètre). De plus, il s'avère impossible de définir une réelle polarité « amont-aval » entre une zone continentale et un domaine marin franc à l'échelle régionale et il est rapidement apparu comme impossible de hiérarchiser les faciès sédimentaires le long d'un profil de dépôts de plate-forme barrée classique. Nous proposons donc un nouveau modèle de dépôts basé sur ces observations. La région de Lodève est envisagée comme une mosaïque de zones hautes, très peu profondes, à caractère inter- à supratidal, entre lesquelles peuvent se développer des zones plus profondes, infralittorales à circalittorales. Le contexte tectonique local, caractérisé par la présence de nombreux réseaux de failles SW-NE et NW-SE, dont certaines ont joué de façon synsédimentaire, contrôle la formation de ces zones hautes et basses, et affecte la sédimentologie et l'épaisseur de la série du Lias calcaire.

Cette première phase de l'étude a permis de définir le contexte géodynamique régional, dans lequel se développent les nombreuses discontinuités sédimentaires. En se basant sur différents critères, d'ordre morphologique, biologique ou diagénétique, les discontinuités ont été classées en quatre grandes catégories : surfaces d'émersion (surfaces karstiques, paléosols, coupelles de dessiccation) ; niveaux de condensation de différents types (softgrounds, firmgrounds, différents types de hardgrounds) ; surfaces d'érosions sous-marines ; surfaces composites présentant en association des critères d'érosion, d'émersion et de condensation. L'étude sédimentologique et le découpage en unités génétiques ont permis de proposer des corrélations régionales dans ces dépôts du Lias et d'examiner le « comportement latéral » des différentes discontinuités limitant ces unités (continuité, changement de morphologie ou de nature, maturité, etc...). Il a également été possible de discuter de leur répartition verticale dans la série en fonction du cadre séquentiel et suivant le contexte paléotopographique et tectonique local.

Les corrélations réalisées entre la série du Seuil Caussenard, la marge Ardéchoise et la marge de Sologne (Bassin de Paris) ont enfin permis de déterminer l'existence de discontinuités majeures. Le hardground au sommet du Lotharingien marque un événement tectonique pluri-régional (connu sous le nom de crise Lotharingienne) enregistré dans les Causses, le Quercy ou encore le Bassin de Paris. La transition Hettangien-Sinémurien bien visible dans le Bassin de Paris ne se marque, sur le Seuil Caussenard, que par un « niveau diagnostique », au sein duquel s'observent plusieurs surfaces karstiques.

Mots-clés

discontinuité sédimentaire ; plate-forme carbonatée ; Lias ; stratigraphie séquentielle ; Bassin du Sud-Est ; Seuil Caussenard