



HAL
open science

**Influence of climate, eustasy and tectonics in the
architecture of continental deposits. a case study from
the early and middle miocene of the digné-valensole
foreland basin (se france)**

Hugues Bauer

► **To cite this version:**

Hugues Bauer. Influence of climate, eustasy and tectonics in the architecture of continental deposits. a case study from the early and middle miocene of the digné-valensole foreland basin (se france). Sciences of the Universe [physics]. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2006. English. NNT: . pastel-00002113

HAL Id: pastel-00002113

<https://pastel.hal.science/pastel-00002113>

Submitted on 5 Feb 2007

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.



COLLEGE DOCTORAL

N° attribué par la Bibliothèque

THÈSE

**pour obtenir le grade de
Docteur de l'Ecole des Mines de Paris**
Spécialité "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires"
Ecole Doctorale "Géosciences et Ressources Naturelles"

présentée et soutenue publiquement par

Hugues BAUER

le 19 octobre 2006

**Influence du climat, de l'eustatisme et de la tectonique
dans l'architecture des séries continentales**
Cas du Miocène inférieur et moyen du bassin de Digne-
Valensole (SE, France)

Directrice de thèse : Isabelle COJAN

Jury

Bernard	BEAUDOIN	Examineur
Isabelle	COJAN	Directrice
Frédéric	FLUTEAU	Examineur
François	GUILLOCHEAU	Rapporteur
Frits	HILGEN	Examineur
Philippe	JOSEPH	Rapporteur
Médard	THIRY	Examineur

Le texte de ce mémoire est celui d'une thèse présentée publiquement à L'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris dans le cadre du Doctorat « Dynamique et ressource des Bassins Sédimentaires » de l'ENSMP, soutenue le 19 octobre 2006, devant le Jury composé de M. M. THIRY, Président, MM. F. GUILLOCHEAU et P. JOSEPH, Rapporteurs, MM. B. BEAUDOIN, F. FLUTEAU et F. HILGEN, Examineurs, et Mme I. COJAN, Directrice de thèse.

Le Temps

*Le temps n'est jamais comme on l'entend
Trop long, trop court
Trop froid, trop lourd,
Onze mois
De pluie qui floc floc,
De flaques,
De vent qui claque,
De branches qui craquent,
De feuilles qui saquent, en vrac,
Dans les rues...
Un mois de soleil,
J'ai la peau qui cloque...*

*Titan de tout temps la démesure qui échappe
En tentant la mesure le temps nous rattrape,
Et passe le temps...*

*Dramatique érosion quand il ride les visages,
Bête de somme qui polit la pierre
Authentique artiste qui façonne les âges
Comme l'argile, et déchaîne les mers
Et passe le temps...*

*Un million d'années, à la seconde passée
Dans 60 minutes l'heure viendra l'été,
Chaleur...
De l'hiver blanc, cheveux grisonnant,
Au printemps rieur de nouvelles naissances,
Le temps file, défile,
Au fil du temps, le temps s'effile,
Et ça court, entends : « tic – tac, tic – tac »...*

*Au top chrono,
À la météo,
Vingt ans pétris d'intempéries,
Une vie, un cycle, ainsi recycle la vie en siècles,
Nouveau millén-air,
Nouvelle : demain il fera beau...*

Remerciements

En guise d'avant-propos, il convient de remercier ici tous ceux et celles qui ont contribué à ce que ce travail aboutisse.

En premier lieu, je voudrais remercier Isabelle Cojan, qui m'a accueilli au sein du laboratoire et m'a fait confiance pour mener à bien ce travail. Je lui dois tout particulièrement de m'avoir ouvert l'esprit au domaine continental, que je ne connaissais guère avant la thèse.

J'aimerais remercier Bernard Beaudoin, professeur à l'Ecole des Mines et responsable de la formation doctorale « Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires », pour son accueil au sein de la formation doctorale et au laboratoire, et qui a accepté d'examiner mon travail de thèse. Ses remarques sur l'enregistrement du temps et des hiatus ont été très stimulantes.

Merci à Médard Thiry, au moins autant pour avoir méticuleusement décortiqué les centaines de spectres de diffractométrie que pour avoir accepté de présider mon jury. Je garderai également d'excellents souvenirs de terrain lors des stages d'enseignement.

Mes remerciements vont également à François Guillocheau et Philippe Joseph, tous deux rapporteurs de mon travail. J'ai particulièrement apprécié, et éprouvé, la pertinence de leurs remarques et interventions, notamment sur l'aspect « séquentiel » de mon travail.

Je remercie Frédéric Fluteau et Frits Hilgen, examinateurs, qui ont accepté de porter un regard critique sur les aspects « climat » et « forçage orbital » de mon travail. Un merci particulier à Frits Hilgen pour avoir fait le déplacement, qu'il a réussi à intercaler entre une mission en Espagne et un colloque aux Etats-Unis.

Je lui dois une grande partie des résultats de mon travail, Jean-Jacques Châteauneuf m'a apporté plus que son expertise palynologique, puisqu'au fil des années s'est développée une franche amitié. Je le remercie encore pour son soutien et son flegme à toute épreuve...

J'ai bénéficié, au cours de ces quatre années, de nombreux contacts professionnels et amicaux. Je veux remercier ici Bernadette Tessier et Patrick Gigot pour m'avoir accompagné sur le terrain et partagé leur expérience de la géologie régionale et des tidalites ; Didier Kéravis pour m'avoir proposé une étude des paramètres « RockEval » sur mes échantillons ; Franck Lartaud pour s'être intéressé à l'enregistrement de la saisonnalité dans les huîtres ; André Strasser pour nos discussions sur le découpage séquentiel ; Silvia Spezzaferri pour les déterminations des foraminifères (trop rares à son goût !) ; le laboratoire de Sédimentologie de Fribourg (Suisse) en général, où j'ai toujours été accueilli « comme à la maison » ; Aldo Napoli pour m'avoir fourni, *via* la région PACA, les dalles de photos aériennes IGN géoréférencées du secteur d'étude ; Fabienne Orszag-Sperber et Jean-Claude Plaziat, pour leur soutien et les nombreux échanges toujours enrichissants ; Paul Spagna, pour m'avoir supporté sur le terrain et s'être acquitté avec brio de la rude tâche de la « corrélation HF » ; Alexandre Rat et Patrice Viennot pour m'avoir initié à Arcview ; Eric Fekete pour s'être pris la tête sur un problème de sphères...

Dom, Sylvie, Philippe, Monique, Jean, Dédé, Nicole, Patrice, Anne... Les « acteurs de l'ombre », toujours indispensables !

Nathalie, Claude et leur équipe pour leur accueil familial au « Coin Fleuri », à Digne. Les semaines de terrain n'auraient pas été aussi ensoleillées sans eux.

Un mot bien sûr pour les doctorants actuels et paléo-doctorants du laboratoire de sédimentologie. Merci à Anne et Simon, pour avoir guidé mes premiers pas sur Châteauredon et avoir suivi le développement de ce travail après leur départ. A François, complice des premiers jours, et dont l'humour ('si t'es naze, arrête') et l'amitié m'ont soutenu pendant toutes ces années. Au Club des 'Géoleuses', qui regroupe le gratin de la gente féminine en géologie et modélisation : Caroline (t'es « méga-chic », mais sauras-tu mettre des fringues normales un jour ?), Aurélie (au fait, j'ai un problème avec les Assedic...), Rosalie (on fait un Frozen Bubble ?) et Sunsea (Tchitchaaa !).

Mais travailler à Fontainebleau, c'est aussi rencontrer des doctorants d'horizons et de spécialités insoupçonnées. Je ne vais pas en dresser l'inventaire, mais « TSCB », « Martin's » ou « Soirée ABCTEM » sont autant de mots dans lesquels ils pourront se reconnaître.

Un merci tout spécial à Stéphanie, qui plus que tout autre m'a supporté, aux sens français et anglais du terme. Au-delà de son soutien, elle a donné une finalité à mon travail.

Enfin, j'ai une pensée particulière pour ma famille, notamment pour mes parents, qui m'ont toujours encouragé dans mes choix. Ils ont fait confiance à un gamin de 5 ans qui voulait « trouver des pierres », j'espère qu'ils trouveront dans ce mémoire la preuve qu'ils ont eu raison d'y croire. C'est à eux que je dédie mon travail.

La logique de l'empilement sédimentaire dépend directement et indirectement de trois facteurs principaux : les variations du niveau marin (eustatisme), la tectonique et le climat. Les séries sédimentaires continentales ont le plus souvent une faible résolution temporelle (stratigraphique) qui est un handicap lorsque l'on veut comprendre cette logique. La compréhension de la géométrie des dépôts continentaux est en effet cruciale dans différentes thématiques industrielles, que ce soit l'exploitation pétrolière ou le stockage (déchets, CO₂).

La stratigraphie des dépôts continentaux miocènes (~13,5-23 Ma) du bassin de Digne-Valensole est en revanche très bien calée. Elle s'appuie sur plusieurs méthodes indépendantes et complémentaires : stratigraphie séquentielle, biostratigraphie, palynologie et stratigraphie isotopique.

L'analyse séquentielle des dépôts en continu sur 6 km d'affleurement nous a permis de distinguer (i) une zone Nord où 7 séquences de 3^e ordre sont enregistrées, qui s'inscrivent dans un grand cycle de 2^e ordre marqué par deux grandes transgressions à l'Aquitaniens et au Langhien-Serravallien, et (ii) une zone Sud où la tectonique locale a fait disparaître 2 séquences de 3^e ordre, par érosion due à une incision majeure au Burdigalien et par amalgame à proximité de l'apex de l'éventail syn-sédimentaire.

La tectonique régionale a joué sur l'amplitude des séquences et leur âge en regard des correspondances établies avec la charte eustatique. Ses effets traduisent le déplacement des dépôtcentres au cours du remplissage du bassin de Digne-Valensole.

Nous avons pu analyser l'influence des variations climatiques à différentes échelles de temps :

- à celle de l'évènement majeur qu'est l'Optimum Climatique du Miocène (14,6-16,5 Ma), caractérisé par trois phénomènes globaux que sont l'excursion isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ (*Monterey Event*), le maximum transgressif du Langhien et le développement maximal de la mangrove à *Avicennia* ;

- à celle des cycles de 3^e ordre du Langhien-Serravallien, dont l'origine climato-eustatique est attestée par la comparaison du découpage séquentiel avec l'évolution des diagrammes polliniques ;

- à celle des cycles de Milankovitch présents à l'Aquitaniens (21-23 Ma) et au Langhien-Serravallien (13,5-16,5 Ma). Outre les cycles d'excentricité reconnus dans les incursions marines, les cycles de précession et d'obliquité ont été reconnus dans la distribution et le développement des paléosols. Une comparaison directe avec le signal d'insolation nous a permis de semi-quantifier la sensibilité des différents environnements fluviaux aux variations de l'insolation. Il apparaît que le domaine lacustre/palustre est le plus propice à l'enregistrement des cycles orbitaux, et que les domaines de ceinture de chenaux et des cônes alluviaux, perturbés par les processus autocycliques, ne peuvent éventuellement enregistrer que les cycles les plus longs (excentricité).

Cette approche intégrée de l'analyse des faciès, minéralogie, géochimie et palynologie a rendu possible la reconnaissance de cycles sédimentaires sur 4 ordres de grandeur et la détermination de leurs causes en domaine continental. Les traits majeurs du climat du Miocène inférieur et moyen ont pu être étudiés à toutes les échelles dans les dépôts continentaux d'un bassin d'avant-pays.

Mots-clés :

Sédimentation continentale, stratigraphie, Miocène, bassin de Digne, climat, eustatisme, tectonique, séquence, paléosols, cycle, Milankovitch, forçage orbital, Optimum Climatique, mangrove.

The geometry of sedimentary deposits is controlled by three main factors: sea-level changes (eustasy), tectonics and climate. Most of the continental successions have a poorly constrained stratigraphy. It makes difficult to understand the architecture of continental deposits. Yet, the detailed study of such deposits is decisive for several industrial issues, as oil/gas exploration, CO₂ and waste storage...

This study aims at understanding the role of these three factors in the architecture of the Miocene (~13.5-23 Ma) continental deposits, from the Digne Foreland Basin (Southeast France). These deposits were chosen because of a well-constrained stratigraphy (sequence-, bio-, palyno- and isotope stratigraphy) and good outcrops conditions.

I studied the sequence stratigraphy of the deposits along a 6 km outcrop. I was able to distinguish:

- A 'northern zone' where 7 third order-sequences were recorded. They are included in a larger, 2nd order-sequence, marked by two major transgressions (Aquitanian and Langho-Serravallian).
- A 'southern zone' where local tectonics made 2 third order-sequences to disappear. One was eroded by a major incision in the Burdigalian, the other one amalgamated towards the apex of the syn-sedimentary fan.

Regional tectonics played both on the amplitude and age of sequences, by comparison with the eustatic charts. These effects are the expression of the depocenters migration during the basin infilling.

I looked more closely to the role of climate changes on the record of sedimentary sequences:

- At the scale of the major climatic event, known as the Mid-Miocene Climatic Optimum (14.6-16.5 Ma). It is marked by three global phenomena: a carbon isotope excursion ('Monterey Event'), the maximum flooding of the Langhian and the climax of the *Avicennia* mangrove development.
- At the scale of the 3rd order sequences of the Langhian-Serravallian. The climatic origin of these sequences is indicated by comparison with the pollinic evolution.
- At the Milankovitch scale, in the Aquitanian (21-23 Ma) and Langhian-Serravallian (13.5-16.5 Ma) parts of the series. Eccentricity cycles were observed in the marine incursions, precession and obliquity cycles were recognized in the distribution and development of paleosols. A direct comparison with the insolation curve allowed to semi-quantify the sensitivity of fluvial environments to insolation changes. The lacustrine/palustrine environments best record the orbital cycles. The channel belt and alluvial fan environments are mostly controlled by autocyclic processes and only can record longer (eccentricity) cycles.

This integrated approach, using facies analysis, mineralogy, stable isotope analysis and palynology, allowed to define sedimentary sequences and cycles from the 2nd to the 5th order and to determine their origin in continental setting. The main features of the Early and Middle Miocene climate were studied at various time scales in the continental deposits of a foreland basin.

Keywords:

Continental sedimentation, stratigraphy, Miocene, Digne Foreland Basin, climate, eustasy, tectonics, sequence, paleosols, cycle, Milankovitch, orbital forcing, Climatic Optimum, mangrove.

Table des Matières

INTRODUCTION.....	13
CADRE GEODYNAMIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE DIGNE-VALENSOLE.	
PRESENTATION DU SECTEUR D'ETUDE.....	15
1.1. LE BASSIN DE DIGNE-VALENSOLE : UN BASSIN D'AVANT-PAYS AU CARACTERE SINGULIER	15
1.1.1. <i>Cadre géodynamique du bassin de Digne-Valensole au Tertiaire</i>	15
1.1.2. <i>Eléments structuraux du bassin de Digne-Valensole</i>	18
1.1.3. <i>Evolution paléogéographique au Miocène dans le Sud-Est</i>	20
1.2. CADRE STRATIGRAPHIQUE DE L'ETUDE	23
1.2.1. <i>Litho- et biostratigraphie du remplissage du bassin de Digne-Valensole</i>	23
1.2.2. <i>Litho- et biostratigraphie du secteur d'étude</i>	25
1.2.2.1. Lithostratigraphie des séries de Beynes - Châteauredon et de Majastres.....	26
1.2.2.2. Biostratigraphie des séries de Beynes - Châteauredon et de Majastres.....	26
1.3. APPORTS RECENTS A LA STRATIGRAPHIE DES DEPOTS CONTINENTAUX DU BASSIN DE DIGNE-VALENSOLE	30
1.3.1. <i>Etudes palynologiques</i>	30
1.3.2. <i>Stratigraphie isotopique du carbone</i>	33
1.3.2.1. Principes de la méthode.....	33
1.3.2.2. Choix d'une courbe de référence.....	36
1.3.2.3. Résultats et limites.....	40
1.4. CONCLUSION	41
LE CADRE CLIMATIQUE AU MIOCENE INFERIEUR ET MOYEN.....	42
2.1. CADRE PALEOCLIMATIQUE GLOBAL DU PALEOGENE SUPERIEUR AU NEOGENE INFERIEUR	42
2.1.1. <i>Glacio-eustatisme</i>	43
2.1.2. <i>Forçage orbital et cycles de Milankovitch</i>	45
2.1.3. <i>Le CO₂ atmosphérique</i>	45
2.1.4. <i>Conclusions (Fig. 2.3)</i>	46
2.2. CADRE PALEOCLIMATIQUE DANS LE BASSIN MEDITERRANEEN	48
2.3. L'OPTIMUM CLIMATIQUE DU LANGHIEN ET L'EVENEMENT ISOTOPIQUE DU MONTEREY : LEUR EXPRESSION DANS LE BASSIN MEDITERRANEEN	49
2.3.1. <i>L'Optimum Climatique du Langhien</i>	49
2.3.1.1. Age du développement maximal de la mangrove à <i>Avicennia</i>	50
2.3.1.2. Les coraux et le maximum transgressif associé.....	52
2.3.2. <i>L'évènement isotopique du Monterey</i>	54
2.3.3. <i>Conclusion</i>	55
2.4. CONCLUSIONS.....	55
PALEOENVIRONNEMENTS ET PALEO-PAYSAGES, LEURS FACIES ET CORPS SEDIMENTAIRES ASSOCIES	56
3.1. METHODES ET OUTILS EMPLOYES	56
3.1.1. <i>Méthodes et outils de terrain</i>	56
3.1.2. <i>Analyses en laboratoire, traitement des données</i>	57
3.1.2.1. SIG	57
3.1.2.2. Lavages	57
3.1.2.3. Microfaciès.....	57
3.1.2.4. Palynologie.....	57
3.1.2.5. Analyses minéralogiques en roche totale et argiles	58
3.1.2.6. Isotopes stables (C _{CaCO3} + C _{org}).....	58
3.2. GEOMETRIE ET LITHOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS DU SECTEUR DE BEYNES - CHATEAUREDON ET DE MAJASTRES.....	59
3.2.1. <i>Les unités de dépôts de Beynes - Châteauredon</i>	64
3.2.2. <i>Les unités de dépôts de Majastres</i>	66
3.3. PALEOENVIRONNEMENTS	67
3.3.1. <i>Environnements continentaux</i>	67
3.3.1.1. Domaine alluvial (Planche I).....	67
3.3.1.2. Domaine fluviatile (Planches I à IV).....	67
3.3.1.3. Domaine lacustre et palustre (Planche V).....	75
3.3.2. <i>Environnements de transition (Planche VI)</i>	77

3.3.2.1.	Barres d'embouchure.....	77
3.3.2.2.	Milieux saumâtres et lagunaires.....	78
3.3.2.3.	La Mangrove.....	79
3.3.2.4.	Chenaux tidaux.....	80
3.3.2.5.	Cordons littoraux.....	81
3.3.3.	<i>Environnements marins (Planche VII)</i>	81
3.3.3.1.	La zone offshore.....	81
3.3.3.2.	La zone subtidale (shoreface).....	82
3.3.3.3.	La zone intertidale (foreshore).....	82
3.3.4.	<i>Les paléosols, éléments ubiquistes des paysages (Pl. VIII & IX)</i>	83
3.3.4.1.	Index d'hydromorphie.....	86
3.3.4.2.	Index d'accumulation des carbonates.....	87
3.3.4.3.	Diagrammes croisés $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$	87
3.3.5.	<i>Interprétation des diagrammes des minéraux argileux</i>	88
3.3.5.1.	Secteur de Majastres.....	88
3.3.5.2.	Secteur de Beynes - Châteauredon.....	89
3.3.6.	<i>Effets de la diagénèse</i>	93
3.3.7.	<i>Synthèse sur les environnements de dépôts</i>	95
3.4.	EVOLUTION DES PALEO-PAYSAGES.....	97
3.4.1.	<i>Aquitaniens inférieur</i>	97
3.4.2.	<i>Aquitaniens</i>	97
3.4.3.	<i>Burdigaliens</i>	98
3.4.4.	<i>Langhien</i>	99
3.5.	CONCLUSIONS.....	99
ANALYSE SEQUENTIELLE DES DEPOTS DE BEYNES - CHATEAUREDON : INFLUENCES CONJOINTES DE L'EUSTATISME ET DE LA TECTONIQUE.....		100
4.1.	NOTIONS FONDAMENTALES DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.....	100
4.1.1.	<i>Niveau absolu et relatif de la mer</i>	100
4.1.2.	<i>Espace disponible et accommodation</i>	101
4.1.3.	<i>Ordres et origines des cycles sédimentaires</i>	102
4.2.	STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE EN DOMAINE CONTINENTAL.....	103
4.3.	TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE BASSIN DE DIGNE-VALENSOLE.....	113
4.3.1.	<i>La Molasse du bassin de Digne-Valensole</i>	114
4.3.2.	<i>La série de Beynes - Châteauredon</i>	115
4.4.	PROPOSITION D'UN DECOUPAGE SEQUENTIEL GENERAL DE LA SERIE DE BEYNES - CHATEAUREDON	
FIG. 4.13 (EN ANNEXE)		116
4.4.1.	<i>Datums utilisés</i>	116
4.4.2.	<i>Critères retenus</i>	117
4.4.3.	<i>Séquence de 2^{ème} ordre</i>	117
4.4.4.	<i>Séquences de 3^{ème} ordre : partie nord du Dôme de Châteauredon</i>	121
4.4.4.1.	Séquence S1.....	121
4.4.4.2.	Séquence S2.....	121
4.4.4.3.	Séquence S3.....	123
4.4.4.4.	Séquence S4.....	124
4.4.4.5.	Séquence S5.....	124
4.4.4.6.	Séquence S6.....	125
4.4.4.7.	Séquence S7.....	125
4.4.5.	<i>Origine des séquences de 3^e ordre</i>	126
4.4.6.	<i>Séquences de 3^{ème} ordre : influence de la tectonique sur l'enregistrement (partie sud du Dôme de Châteauredon)</i>	127
4.4.6.1.	Aggradation continentale vs dégradation marine dans l'Aquitaniens (S1+S2).....	127
4.4.6.2.	Une vallée incisée au Burdigaliens ? (S4).....	128
4.4.6.3.	Amalgame de limites de séquences vers le point neutre tectonique (S5).....	130
4.4.7.	<i>Séquences à haute fréquence (séquences HF)</i>	133
4.4.7.1.	Les « barres marines » aquitaniennes.....	133
4.4.7.2.	La Formation de Beauregard.....	134
4.5.	COMPARAISON AVEC LE REMPLISSAGE DU BASSIN DE DIGNE-VALENSOLE ET DU BASSIN RHODANO-PROVENÇAL.....	138
4.5.1.	<i>Comparaison avec le remplissage du bassin de Digne-Valensole</i>	138
4.5.2.	<i>Comparaison avec le remplissage du Bassin rhodano-provençal</i>	140
4.6.	CONCLUSIONS.....	143

**ENREGISTREMENT A DIFFERENTES ECHELLES DES EVENEMENTS ET CYCLES
CLIMATIQUES EN DOMAINE CONTINENTAL COTIER : APPLICATION A LA SERIE ETUDIEE**

.....	144
5.1. LE GLACIO-EUSTATISME : SEQUENCES DE 3 ^E ORDRE, EVENEMENTS DE MILLER ET SEQUENCES HF ..	144
5.2. L'OPTIMUM CLIMATIQUE DU LANGHIEN ET L'EVENEMENT ISOTOPIQUE DU MONTEREY	145
5.2.1. <i>Expression du Monterey Event à Beynes - Châteauredon</i>	145
5.2.2. <i>Le maximum transgressif du Langhien</i>	147
5.2.3. <i>Analyse palynologique de l'Optimum Climatique</i>	147
5.2.3.1. Interprétations paléoclimatiques des associations sporo-polliniques.....	147
5.2.3.2. Implications stratigraphiques et paléoclimatiques de la présence d'une mangrove à <i>Avicennia</i> dans la région de Châteauredon.....	152
5.2.4. <i>Conclusions</i>	157
5.3. FORÇAGE ORBITAL DANS LE DEVELOPPEMENT ET LA DISTRIBUTION DES PALEOSOLS	158
5.3.1. <i>Forçage orbital dans les dépôts continentaux : une brève revue bibliographique</i>	158
5.3.2. <i>Calibration des coupes sur l'échelle astronomique</i>	160
5.3.2.1. Calage des coupes sur l'échelle B95	160
5.3.2.2. La courbe d'insolation de Laskar et al. (1993)	161
5.3.2.3. Calage astronomique	161
5.3.2.4. Pédogénèse et facteur climatique.....	163
5.3.3. <i>Caractérisation des paléosols à l'aide des index I_{Hyd} et I_{Ca}</i>	165
5.3.4. <i>Reconstitution des paléoenvironnements et des pédofaciès</i>	167
5.3.5. <i>L'index de pédogénèse : méthodologie et application</i>	172
5.3.6. <i>Corrélation des paléosols avec l'index de pédogénèse</i>	175
5.3.6.1. Coupe de Beynes.....	175
5.3.6.2. Coupe du Saule Mort.....	175
5.3.6.3. Estimation des seuils d' I_{Ped} pour l'enregistrement de la pédogénèse.....	178
5.3.7. <i>Distribution autocyclique vs allocyclique des paléosols</i>	178
5.3.8. <i>Vers une série continentale astronomiquement calibrée</i>	181
5.3.9. <i>Conclusions</i>	183
5.4. CONCLUSIONS.....	183
CONCLUSIONS GENERALES & PERSPECTIVES.....	185
BIBLIOGRAPHIE.....	190
LISTE DES TABLEAUX.....	216
LISTE DES FIGURES	217
PLANCHES.....	221
ANNEXES	255

L'étude des systèmes sédimentaires continentaux anciens s'est considérablement développée depuis les années 90, notamment grâce à l'exportation des concepts séquentiels en domaine continental (refs *in* Miall, 1996 ; Emery & Myers, 1996), à l'étude ciblée des paléosols (refs *in* Retallack, 2003), et depuis peu, grâce également à l'application des outils cyclostratigraphiques, toutefois encore restreints aux environnements lacustres (p. ex. Abdul-Aziz, 2001). Malgré ces avancées, le milieu continental reste peu favorable à l'étude de la dynamique sédimentaire, et ce en raison d'un calage stratigraphique bien souvent trop pauvre pour que l'étude soit entreprise.

Cependant, les années 80 ont vu se développer les analyses isotopiques sur les nodules carbonatés présents dans les paléosols (Cerling, 1984 ; Cerling *et al.*, 1989), méthode largement utilisée depuis, et pour différents objectifs : paléoécologique, paléoclimatologique, reconstitution de la pCO₂, de la paléoaltitude et enfin, stratigraphique (revue bibliographique *in* Bialkowski, 2004).

Cette étude s'inscrit dans l'axe de recherche du laboratoire de géologie du Centre des Géosciences de l'Ecole des Mines de Paris, concernant la quantification des phénomènes sédimentaires d'une part et de la dynamique continentale d'autre part. Elle s'appuie notamment sur des travaux antérieurs de l'équipe, concernant l'application de l'analyse isotopique des nodules pédogénétiques à la stratigraphie. L'application de cet outil aux séries continentales en général (Cojan, 1999 ; Cojan *et al.*, 2000) et du bassin de Digne-Valensole en particulier (Lopez *et al.*, 2000, Bialkowski, 2004) s'est révélée très enrichissante, aussi bien sous l'aspect stratigraphique que paléoenvironnemental et même paléogéographique (Bialkowski, 2004, Bialkowski *et al.*, 2006). Etant donné le champ ouvert par cette première étude, l'occasion de quantifier plus avant la dynamique sédimentaire continentale et les paramètres qui l'influencent s'est présentée naturellement.

A ce titre, l'est du bassin de Digne-Valensole, en particulier les secteurs de Beynes - Châteauredon et de Majastres, présente de nombreuses coupes, des conditions d'affleurement excellentes permettant un suivi physique de niveaux repères et une grande couverture stratigraphique du Miocène inférieur et moyen, avec de relativement nombreux repères biostratigraphiques ayant permis de caler les données isotopiques. L'interdigitation de niveaux marins et continentaux francs à Beynes - Châteauredon donne l'opportunité de détailler les modalités d'enregistrement et de préservation des dépôts côtiers.

Ce travail s'appuie donc sur un cadre temporel précis, et vise à comprendre en détails l'architecture des dépôts continentaux du bassin de Digne-Valensole. Plus particulièrement, les secteurs de Beynes - Châteauredon et Majastres présentent les affleurements les plus prometteurs pour un tel type d'étude. Parce que le Miocène inférieur et moyen est une période clé dans l'évolution du climat du Cénozoïque (Zachos *et al.*, 2001), il nous a paru intéressant de creuser la problématique de l'enregistrement des variations climatiques majeures (Optimum Climatique du Langhien) mais aussi des variations à haute fréquence (cycles de Milankovitch) en milieu continental, l'outil isotopique nous offrant la résolution nécessaire pour l'aborder.

Une première démarche a consisté à faire un point sur la stratigraphie des dépôts étudiés, d'après les travaux antérieurs (révision de la courbe isotopique marine de référence), mais également à la lumière de données issues de ce travail (analyses palynologiques). L'étape suivante a été consacrée à l'étude de la géométrie des dépôts du secteur de Beynes - Châteauredon en particulier en vue de proposer un découpage séquentiel s'appuyant sur de multiples coupes et des suivis physiques et aériens. La dernière étape a été l'étude, plus poussée, de certains intervalles (Formation des Courtiers, de Beauregard et coupes de Beynes et du Saule Mort). Ceux-ci ont été choisis pour l'intérêt qu'ils portaient potentiellement en terme d'enregistrement climatique à différentes échelles temporelles.

Ce mémoire s'articule donc en 5 grands chapitres :

Le **Chapitre 1** présente le cadre géographique, géologique, stratigraphique (avec l'apport des nouvelles données) de l'étude, depuis l'ensemble du bassin de Digne-Valensole jusqu'aux secteurs étudiés (Beynes - Châteauredon et Majastres).

Le **Chapitre 2** propose un point bibliographique sur le contexte climatique de la période étudiée (Miocène inférieur et moyen), en insistant particulièrement sur (i) le phénomène de glacio-eustatisme et (ii) l'Optimum Climatique du Langhien, phénomène climatique majeur de l'intervalle de temps considéré.

Le **Chapitre 3** présente les outils et méthodes employés, puis décrit les séries étudiées et expose l'analyse des faciès et la reconstitution des paléoenvironnements. La géométrie des dépôts ainsi établie permet également la reconstitution des paléopaysages.

Le **Chapitre 4** succède logiquement au précédent puisque consacré à l'analyse séquentielle des dépôts. Il vise à comprendre l'origine des cycles/séquences observés en fonction de leur ordre de grandeur et à déterminer l'influence de la tectonique (locale et régionale) sur leur enregistrement.

Le **Chapitre 5**, enfin, présente l'étude des fluctuations climatiques sur certains intervalles de la série. Ceux-ci représentent des périodes-clés d'un point de vue de l'évolution du climat au Miocène, comme l'Aquitaniens, avec le très fort contrôle des cycles astronomiques, et le Langhien, qui voit s'installer et perdurer un Optimum Climatique, préliminaire au grand refroidissement du Serravallien. Le premier a fait l'objet d'un développement méthodologique particulier, avec l'étude du forçage orbital sur la distribution et la maturité des paléosols en réponse à l'insolation. Le second a été traité avec une approche multidisciplinaire (séquentielle, palynologie, géochimie).

Cadre Géodynamique et Stratigraphique du bassin de Digne-Valensole. Présentation du secteur d'étude

Nous replaçons ici le secteur d'étude dans son contexte régional. Nous présentons tout d'abord le bassin de Digne-Valensole et les zones étudiées (secteurs de Beynes - Châteauredon et de Majastres), puis faisons le point sur le cadre stratigraphique des dépôts recouvrant le Miocène inférieur et moyen. Nous présentons ensuite les méthodes et outils employés. Enfin, nous détaillons les différentes coupes levées lors de cette étude.

1.1. LE BASSIN DE DIGNE-VALENSOLE : UN BASSIN D'AVANT-PAYS AU CARACTERE SINGULIER

1.1.1. Cadre géodynamique du bassin de Digne-Valensole au Tertiaire

Le bassin de Digne-Valensole s'étend sur 1500 km² environ et est situé dans la partie orientale du bassin du Sud-Est, dans les chaînes subalpines (Demarcq & Perriaux, 1984) (**Fig. 1.1 & 1.2**). C'est un bassin de forme grossièrement triangulaire délimité à l'Ouest par la faille de la Durance, à l'Est et Nord-Est par le front de chevauchement de la nappe de Digne et au Sud par les Chaînes Provençales.

A l'échelle régionale, le bassin de Digne-Valensole s'inscrit dans une suite de bassins d'avant-pays, dont la création et le remplissage évoluent de l'Est vers l'Ouest, suivant le déplacement du front de déformation alpin et du prisme orogénique qui l'accompagne (Elliot *et al.*, 1985 ; Sissingh, 1997 ; Sinclair, 1997 ; Lickorish & Ford, 1998 ; Ford *et al.*, 1999 ; **Fig. 1.3**). Aux premiers bassins d'avant-pays paléogènes (Annot, Saint Antonin, Barrême ; cf Callec, 2001) succèdent les bassins d'avant-pays néogènes, plus larges et plus étalés spatialement (de l'ensemble Digne-Valensole-Forcalquier-Manosque aux bassins de Carpentras et Valréas). Cet élargissement s'accompagne, en dehors des cas de Digne-Valensole et de Valréas (1500 à 2000 m de dépôts), d'une moindre subsidence (quelques centaines de mètres de dépôts). Besson (2005) explique cette réduction de la subsidence par une diminution du raccourcissement et/ou une couverture plus rigide. La première hypothèse a effectivement dû jouer un grand rôle, puisque la différence fondamentale entre les deux groupes de bassin d'avant-pays est l'existence, à l'Oligocène, d'une tectonique extensive (*rifting* ouest-téthysien), ayant notamment initié la rotation du bloc corso-sarde dans la partie méridionale (Gattacecca, 2001). Cette période d'extension a dû jouer le rôle d'un étau, en « pinçant » les bassins paléogènes ; avec la reprise dominante de la phase compressive au Néogène (deuxième phase majeure de plissements tertiaires), l'étau ne fonctionne plus, permettant l'extension des bassins d'avant-pays.

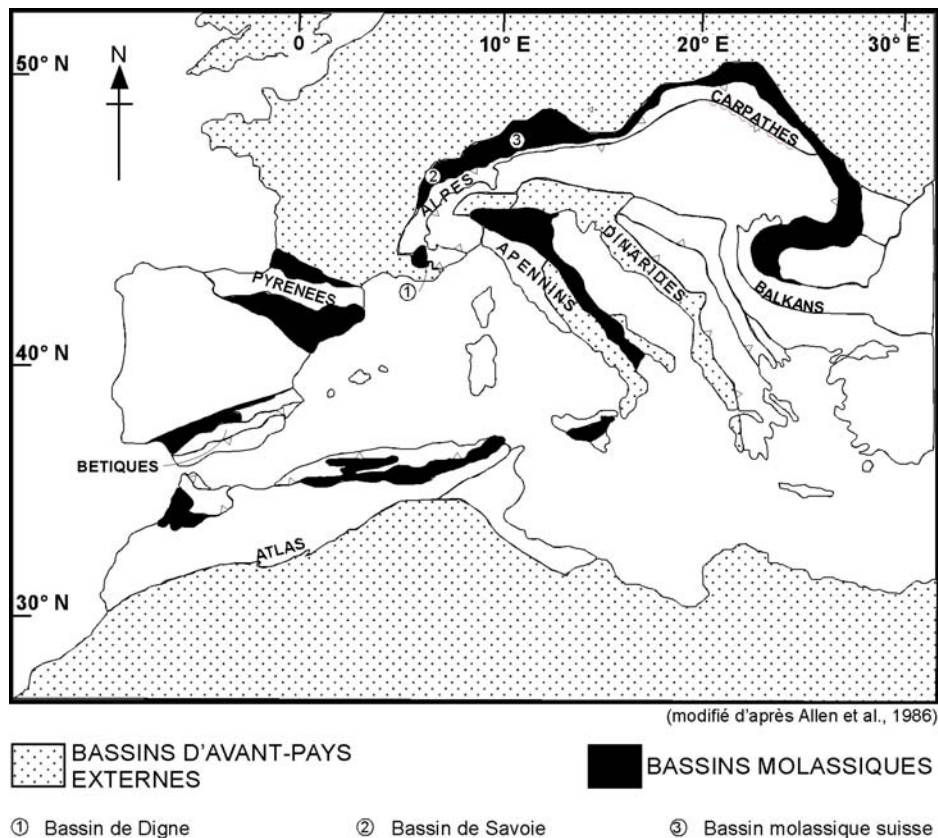


Fig. 1.1. Localisation des bassins molassiques d'avant-pays liés à la collision alpine. D'après Allen *et al.*, 1986.

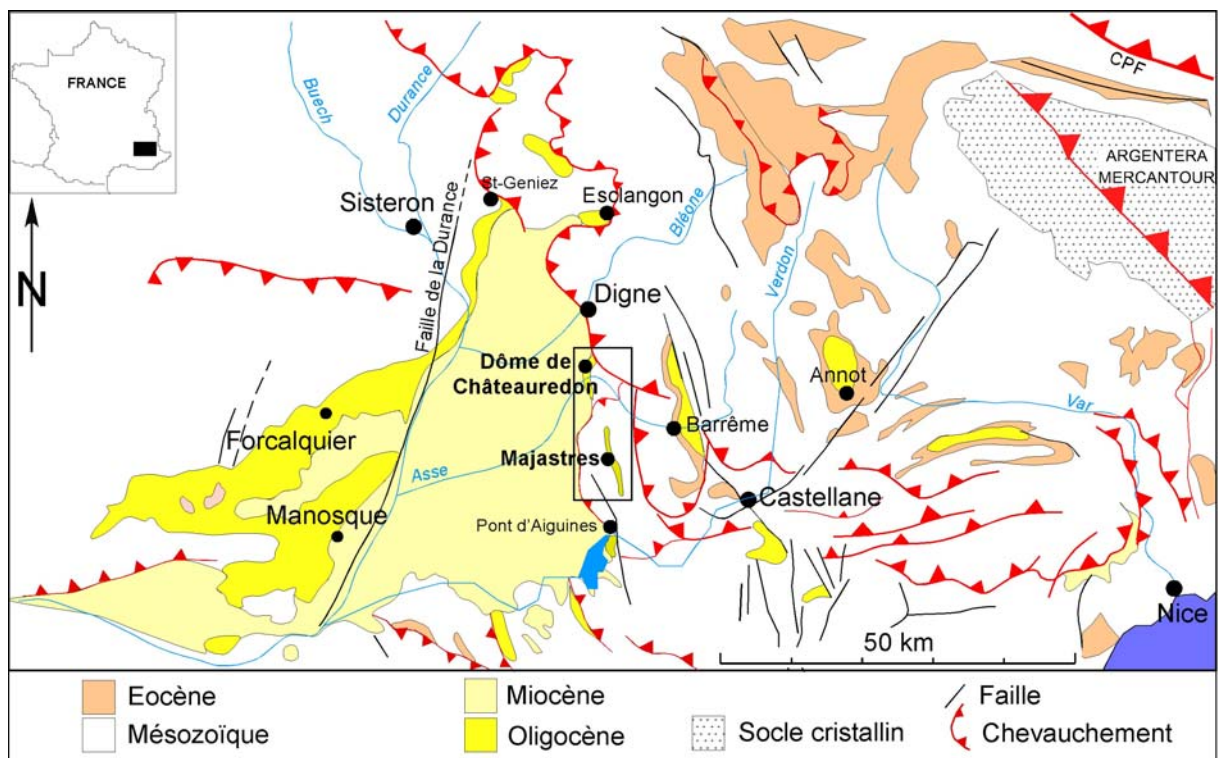


Fig. 1.2. Cadre structural et localisation des dépôts tertiaires du bassin de Digne-Valensole. Le secteur d'étude est encadré. CPF, Chevauchement Pennique Frontal. Modifié d'après Callec, 2001.

Le bassin de Digne-Valensole s'individualise à partir de l'Oligocène, mais ne se développe véritablement qu'au Miocène (**Fig. 1.3 & 1.4**), les dépôts tertiaires anté-aquitaniens étant géographiquement restreints aux bordures orientales (Sourribes, rive gauche du Vançon) et occidentale du bassin (« Molasse Rouge » de Digne, synclinal de Majastres et demi-graben de Beynes). Cette individualisation passe par l'émergence des terrains antérieurs, à savoir mésozoïques (Lias et Crétacé inférieur et moyen). Cette émergence, ainsi que l'absence de sédimentation anté-aquitaniens au milieu du bassin, sont l'expression de la position en horst du bassin de Digne-Valensole lors de la phase extensive oligocène (Gigot *et al.*, 1975 ; **Fig. 1.4**). Les dépôts bréchiques du bassin de Forcalquier en sont les témoins (Gigot, 1973, 1975).

C'est donc sur un paléorelief mésozoïque structuré, conditionné par une première phase de déformation plicative N-S (plis orientés E-W) dite pyrénéenne et subissant une seconde déformation plicative de type alpine (globalement E-W) que se déposent les premiers termes miocènes du remplissage du bassin de Digne-Valensole (Haccard *et al.*, 1989). A Châteauredon par exemple, où les conditions d'affleurement du contact Miocène/substrat sont les meilleures, le Miocène repose successivement, depuis le NE vers le SW, sur le Vraconien (marnes et calcaires), le Clansayésien (marnes noires glauconieuses) et l'Oligocène (conglomérats et marnes sableuses). A Majastres, le Miocène s'appuie sur des assises barrémiennes au nord et oligocènes et cénomaniennes vers le sud.

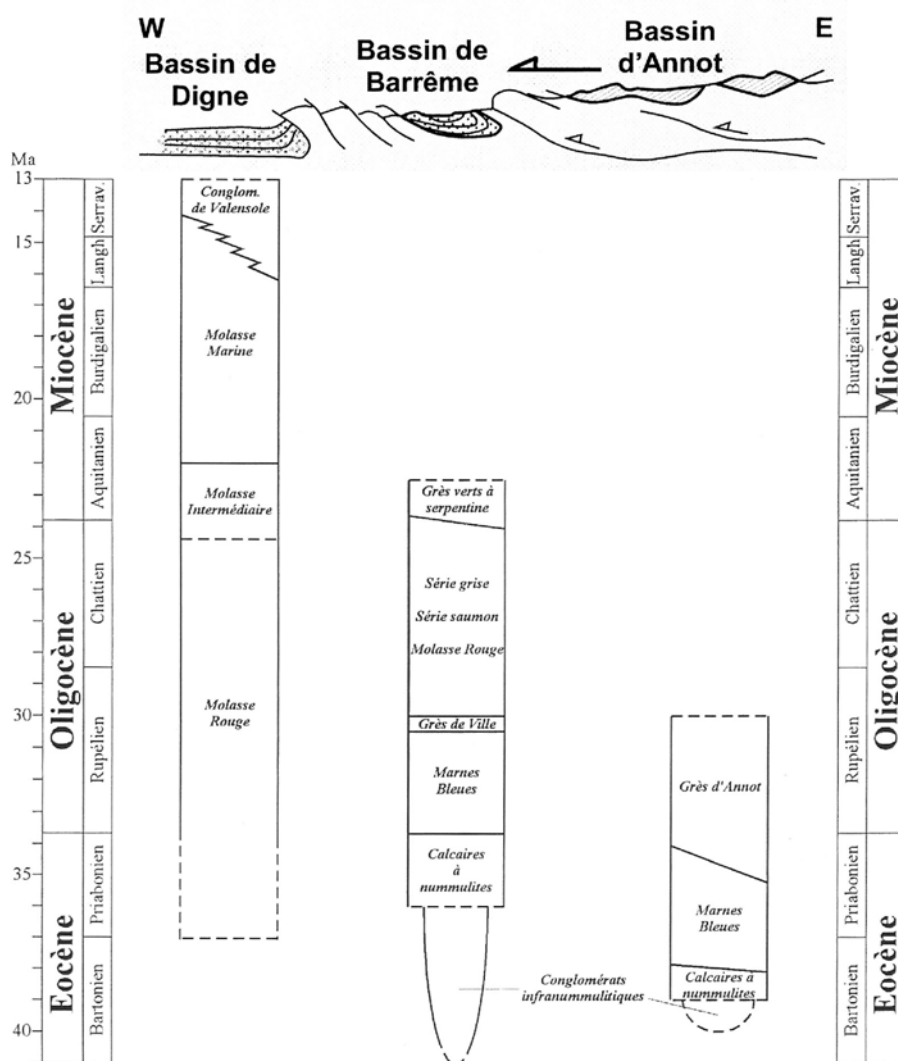


Fig. 1.3. Coupe transversale schématique de la succession E-W des bassins des Alpes méridionales. Modifié d'après Elliot *et al.*, 1985, Callec, 2001.

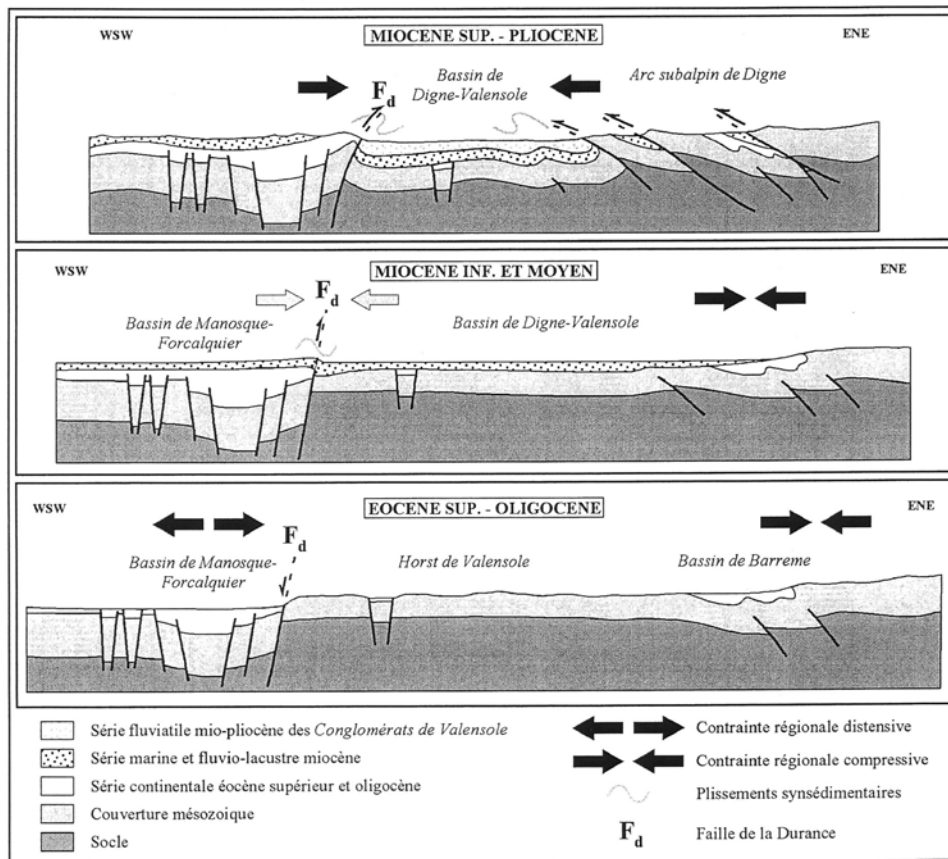


Fig. 1.4. Evolution géodynamique du bassin de Digne-Valensole au cours du Tertiaire et des différentes phases tectoniques correspondantes. Modifié d'après Gigot *et al.*, 1975.

1.1.2. Eléments structuraux du bassin de Digne-Valensole

A l'Ouest, la faille de la Durance est un accident majeur, datant probablement du rifting liasique (Roure *et al.*, 1992), mais ayant probablement joué en inverse au Crétacé lors des premières phases de compression pyrénéennes (Roure *et al.*, 1992), puis réactivée en faille normale pendant la phase d'extension oligocène (Bergérat, 1985) et enfin de nouveau en inverse lors de la compression néogène. La composante décrochante est supposée négligeable par Roure et coll. (1992).

A l'Est, l'élément majeur est le front de chevauchement de la nappe de Digne. Sa mise en place est très récente par rapport à l'histoire de la chaîne, puisqu'elle daterait de la fin du Pliocène voir du Quaternaire (Gigot *et al.*, 1974, repris dans de Graciansky *et al.*, 1982), bien que d'autres auteurs (Gidon & Pairis, 1988) pencheraient plutôt pour le Miocène supérieur. Le déplacement de la nappe s'est fait globalement du N vers le SW, quoique Gigot (1973), sur la base d'observation dans notre secteur (présence de conglomérats de Valensole à Chabrières, discordants sur le Miocène inférieur mais non déformés), propose que la direction ne soit pas aussi simple. De même, Gidon & Pairis (1988) montrent que la mise en place du lobe de Cousson (qui affecte notre secteur d'étude) est due à la faille du Bès, et donc indépendante de la nappe.

Au sud du lobe de Cousson, le chevauchement de la nappe de Digne s'amortit, et passe le relais à un couloir de décrochements et d'écaillés dans le secteur du Poil. Cette zone comprend le « faisceau de Creisset - Le Poil », créé lors de la phase de compression pyrénéenne (Friès, 1987) et réactivés au Néogène, et les décro-chevauchements situés à l'Ouest de celui-ci (se reporter au travail de Ganeval, 1973, pour plus de détails).

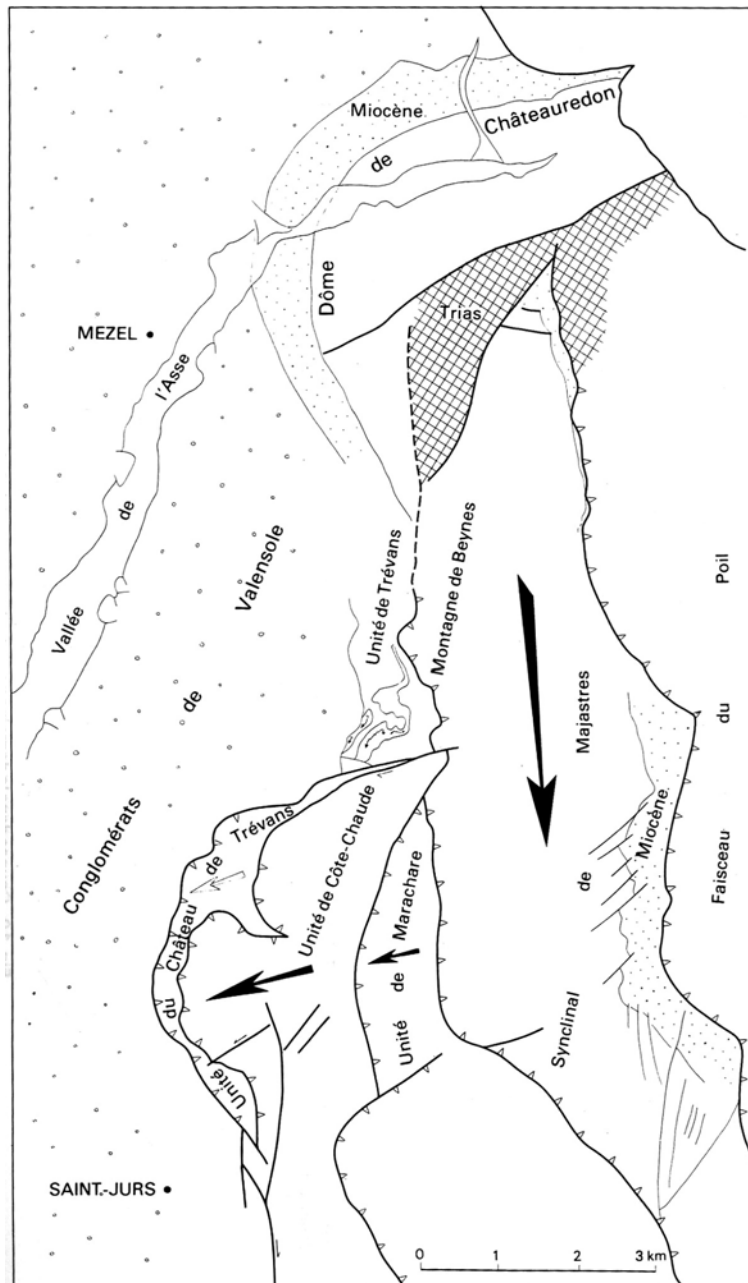


Fig. 1.5. Cadre structural des secteurs de Beynes - Châteauredon et Majastres. Les flèches indiquent le déplacement des compartiments. In de Graciansky *et al.* (1982).

Dernière structure qui concerne notre secteur, le dôme de Châteauredon est un pli de couverture cylindrique d'axe NW-SE de plongement 45° NW ; la géométrie en dôme est due à l'érosion des terrains, le fort prolongement d'axe vers le NW est interprété comme un effet de la subsidence (de Graciansky *et al.*, 1982). Ganeval (1973) propose une reconstitution des structures actuelles en plusieurs phases : après la première phase « pyrénéenne » de déformation plicative (plis E-W), une seconde phase (plis N-S) accompagnée des premiers décrochements à lieu à l'Oligocène ; s'ensuit une phase miocène caractérisée par le développement des décrochements dans le faisceau de Creisset - Le Poil et des chevauchements orientaux de Castellane ; c'est pendant cette phase que se serait formé le dôme de Châteauredon. D'un autre côté, Gigot (1973) montre que l'anticlinal de Châteauredon s'est formé bien avant la mise en place de la nappe puisque les conglomérats de Valensole à Chabrières sont en nette discordance dessus.

Ces observations, ainsi que les nôtres sur la discordance Crétacé/Miocène le long du Dôme (érosion de bancs calcaires au Claux, altération jaunâtre des marnes normalement

noires sur plusieurs mètres d'épaisseur), viennent contredire l'interprétation de Vann *et al.* (1986) pour qui le dôme représente une écaille chevauchant le Miocène de Châteauredon.

Un accident mineur à caractère très local existe près du village de Beynes. Il s'agit d'une faille normale ayant joué à l'Oligocène et ayant permis l'accumulation à cet endroit, de dépôts oligocènes. Ce demi-graben est sans doute lié à la phase extensive de l'Oligocène.

1.1.3. Evolution paléogéographique au Miocène dans le Sud-Est

Depuis les premières reconstitutions de l'évolution paléogéographique du Bassin rhodano-provençal (p. ex. Lapparent, 1938, pour le Bassin durancien), les nouvelles données, notamment stratigraphiques mais aussi de nouvelles interprétations géométriques ont amené les géologues à réviser régulièrement l'historique et les modalités des transgressions et régressions dans le bassin au Miocène.

C'est Demarcq (1970) qui le premier propose un schéma d'évolution paléogéographique, qui ne subira pas ou peu de modification jusqu'à sa publication dans la « Synthèse Géologique du Bassin du Sud-Est » (Demarcq & Perriaux, 1984 ; **Fig. 1.6**). Entre temps, Mercier (1978) propose lui aussi une évolution paléogéographique, identique à celle de Demarcq, mais centrée sur le Bassin durancien et donc plus détaillée (**Fig. 1.7**). Ces reconstitutions mettent en avant la grande transgression burdigalienne dans la vallée du Rhône, suivie de celle, plus étendue encore, du Miocène moyen. L'Aquitaniens apparaît comme une période de transition entre un Oligocène terminal lacustre (**Fig. 1.7A**) et les dépôts marins du Burdigalien (**Fig. 1.7C**). Ce « flou » paléogéographique était dû à une imprécision des datations des séries et, surtout, à la rareté des affleurements aquitaniens. Les avancées majeures et récentes sur l'évolution paléogéographique (pour le Miocène inférieur et moyen) sont (i) l'existence de dépôts d'âge Aquitaniens dans le bassin de Digne-Valensole (Laläi, 1986 ; Lopez *et al.*, 2000 ; Bialkowski, 2004), (ii) le fait que certains de ces dépôts étant marins (secteurs de Digne et de Châteauredon), la mer aquitanienne était donc beaucoup plus étendue qu'escomptée (Laläi, 1986 ; Bialkowski, 2004) et (iii) l'existence, sur l'ensemble du Bassin rhodanien, de systèmes emboîtés/déboîtés de vallées incisées et leur remplissage (Besson, 2005 ; Besson *et al.*, 2005 ; **Fig. 1.8**), antérieurs au canyon majeur messinien (Clauzon, 1979).

En conclusion, le bassin de Digne-Valensole apparaît comme un bassin d'avant-pays singulier, puisque les variations de la subsidence y sont localement très fortes (2000 m de dépôts vers Digne, seulement 500-600 m à Châteauredon), contrastant avec le passé de horst durant la phase extensive oligocène. Plus localement, dans notre secteur d'étude, la tectonique affectant la zone de Majastres est responsable des très faibles taux d'accumulation – plus faibles encore qu'à Châteauredon.

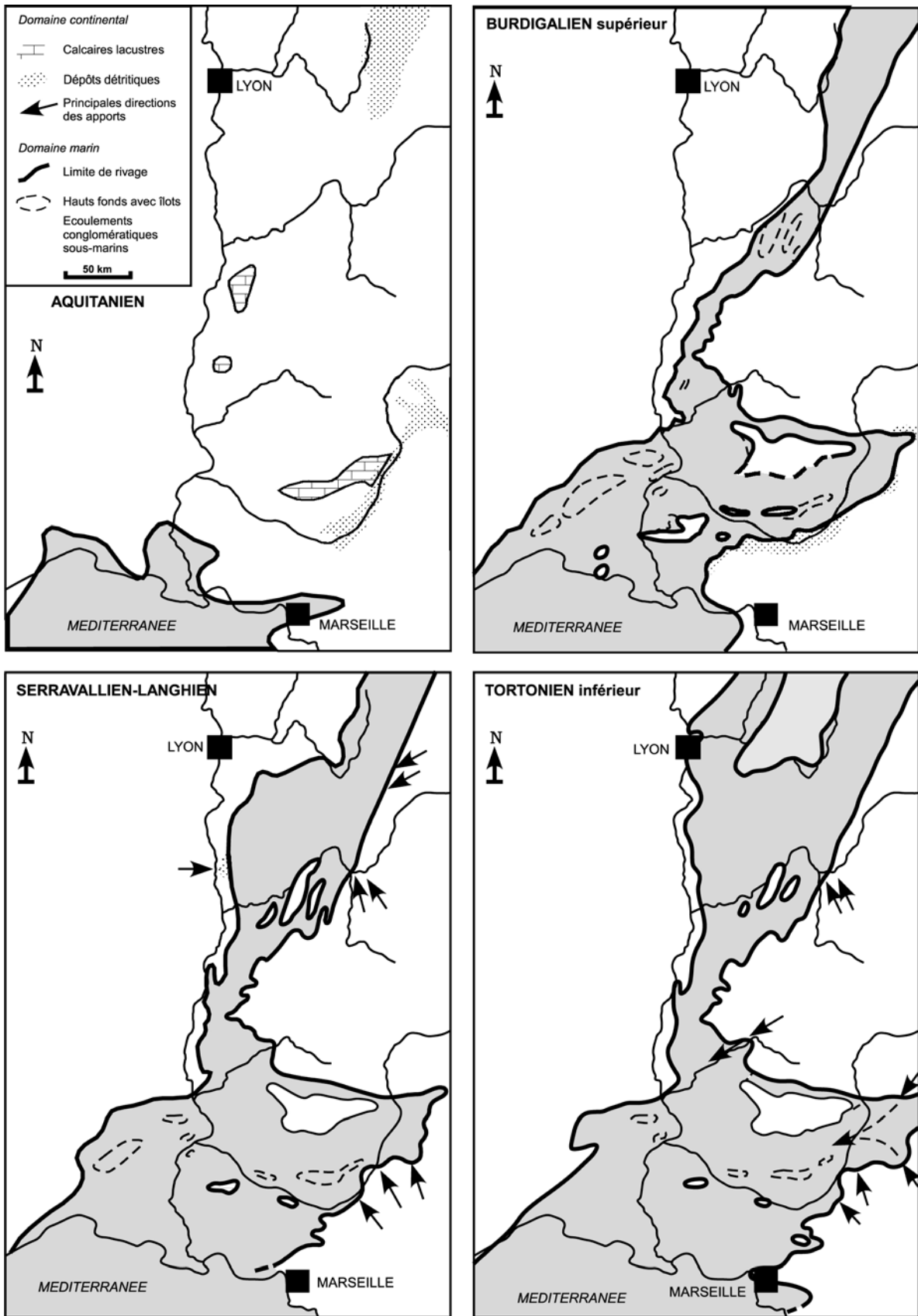


Fig. 1.6. Evolution paléogéographique du bassin du Sud-Est au Miocène (Demarcq & Perriaux, 1984).



Fig. 1.7. Evolution paléogéographique du Bassin durancien au cours du Miocène. Le Vindobonien recouvrait le Langhien-Serravallien-Tortonien. Modifié d'après Mercier (1978).

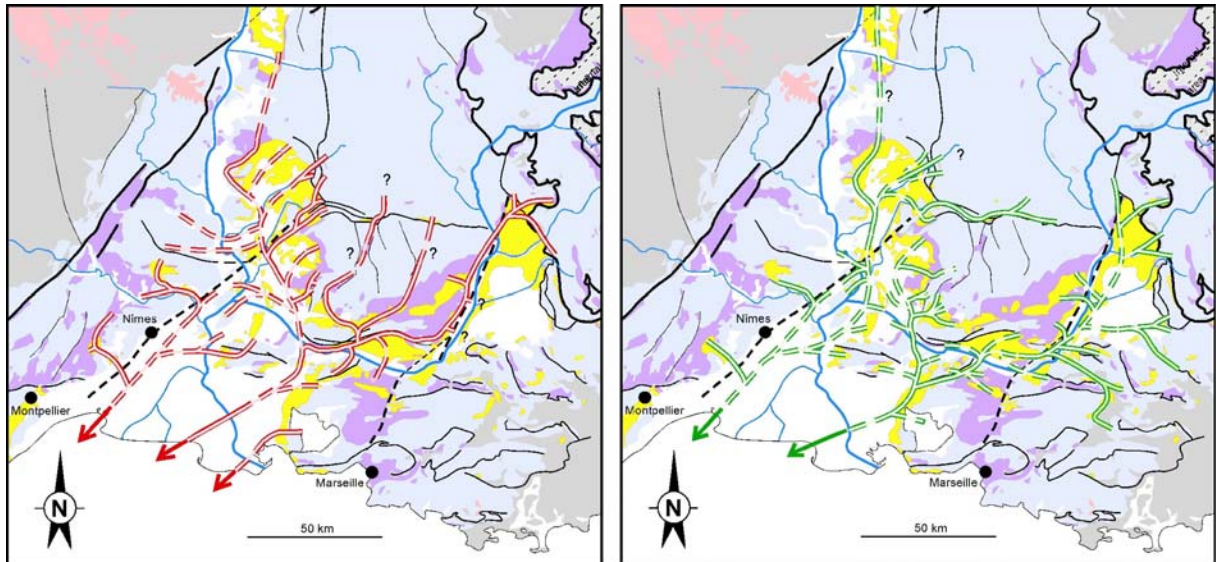


Fig. 1.8. Réseaux de vallées incisées dans le Bassin rhodanien, au Burdigalien (en rouge) et au Langhien (vert).
In Besson et al. (2005).

1.2. CADRE STRATIGRAPHIQUE DE L'ETUDE

L'épaisseur des dépôts miocènes atteint 3000 m (dont 2000 m pour le marin seul) là où la subsidence est la plus forte (secteur de Digne/Esclangon). L'épaisseur ainsi que la granulométrie ont une tendance à la diminution vers la bordure ouest du bassin, une asymétrie classique des bassins d'avant-pays (Allen *et al.*, 1986).

1.2.1. Litho- et biostratigraphie du remplissage du bassin de Digne-Valensole

De façon classique, la succession de ces dépôts a été décrite en terme de « molasses ». Nous décrivons ici la succession type de la région de Digne, bien documentée en gisements fossilifères :

- la **Molasse Rouge** *s.l.* comprend des dépôts continentaux (cône alluvial à conglomérats, grès et marnes rouges). Sa base est marquée par une surface d'altération à *Microcodium*. L'imbrication des galets indique une direction de l'écoulement vers l'Est (Haccard *et al.*, 1989), mais les figures de courant des grès situés au-dessus indiquent une direction vers l'WNW (nord de Digne, Esclangon, Sisteron et Beaudinard) ; la formation a donc enregistré un changement drastique de direction du système de drainage, passant d'un système local (cônes alluviaux) à un système régional (alimentation lointaine).
- La **Molasse Grise** (ou **Molasse Intermédiaire**) est constituée de dépôts fluvio-deltaïques, marquant la transition vers la Molasse Marine. Elle n'est pas présente partout, et son épaisseur atteint 100 m au maximum dans le secteur de Lambert/Esclangon
- La **Molasse Marine** s'inscrit dans un cycle général transgressif-régressif (Davies, 1988, Tessier, 1990, Crumeyrolle *et al.*, 1991, Couëffé, 2003). Formation la plus épaisse, elle atteint 1300 m dans le ravin de Bramefan. Elle est composée de quatre membres (Beaudoin & Gigot, 1971 ; Couëffé, 2003) : le *membre I* (230-250 m), assez fossilifère, correspond à un environnement intertidal soumis aux actions conjuguées de

la houle et des tempêtes ; le *membre II* (170-200 m), plus marneux et très bioturbé, est attribué à un environnement subtidal ; le *membre III* (300 m), peu bioturbé et riche en dépôts tidaux est interprété comme intertidal à subtidal (Tessier & Gigot, 1989 ; Tessier *et al.*, 1989 ; Couëffé *et al.*, 2001 ; Couëffé, 2003) ; le *membre IV* (600 m) est dominé par des marnes, fossilifères, avec encore des tidalites préservées, mais évolue vers des dépôts continentaux, avec marmorisation et paléosols, annonçant la Molasse Jaune.

- La **Molasse Jaune**, pouvant être encore marine à la base (Molasse Marine à Cérithes, Beaudoin *et al.*, 1966) ; Haccard *et al.*, 1989), est très rapidement caractérisée par des faciès fluviaux voire de cône alluvial. Sa puissance atteint 300 m, et est comprise dans l'ensemble des Conglomérats de Valensole (*s.l.*, Haccard *et al.*, 1989 ; **Fig. 1.9**)
- Les **Conglomérats de Valensole s.s.**, qui composent aujourd'hui la grande majorité de la surface affleurante du bassin de Digne-Valensole, sont les témoins du comblement final du bassin. Leur puissance exceptionnelle (jusqu'à près de 2000 m ; Mercier, 1978) est due à un remplissage composite (i) du bassin miocène et (ii) de la ria miopliocène, consécutive à la crise messinienne en Méditerranée, ayant provoquée une érosion de 1000 m dans le Bassin rhodanien (Clauzon, 1979).

Les limites de ces formations sont largement diachrones (Clauzon *et al.*, 1989), les variations latérales de faciès sont communes (Couëffé, 2003 ; **Fig. 1.9 & 1.10**), parfois interprétées en terme de comblement de vallées incisées (Wonham, 1996 ; Besson, 2005 ; voir en section 4.3.1). Toutefois, plusieurs repères biostratigraphiques aident au calage de la série :

- La Molasse Rouge a fourni plusieurs gisements (micromammifères et characées), allant de l'Eocène supérieur pour la base de la Formation (Gisement du Pont de Lauzon, Gigot *et al.*, 1982 ; Legendre & Lévêque, 1997) à l'Oligocène supérieur (Haccard *et al.*, 1989) voire Aquitaniens (de Lapparent, 1938).
- La Molasse Intermédiaire/Molasse Grise est datée de l'Aquitaniens par le gisement de Lambert, placé dans MN2a (Gigot & Mein, 1973 ; Hugué *et al.*, 1992).
- La Molasse Marine contient également plusieurs gisements. Sa base est datée de l'Aquitaniens, MN2a/b (gisement de Barles, Gigot & Mein, 1973), des nannofossiles datent le membre 2 du Burdigalien (Crumevolle *et al.*, 1991), le membre 4 est daté du Burdigalien supérieur/Langhien inférieur par deux gisements (gisements de Maurel et de St Symphorien, MN4, Couëffé & Maridet, 2003). Le toit de la Formation est daté, au plus récent, par le gisement de Volonne, MN4-5, soit Langhien (Mein, 1984).
- La base de la Molasse Jaune a fourni plusieurs gisements. Le gisement de Cérithes (de Lapparent, 1938 ; Beaudoin *et al.*, 1966) place le début de la formation entre l'Aquitaniens et le Tortonien, une fourchette trop large pour être utilisable, bien que Beaudoin *et al.* (1966) suggèrent un âge Tortonien. Les gisements de rongeurs (Pré Foran, Grande Combe, Vallon des Plaines et Reynier, Clauzon *et al.*, 1987, 1989) donnent MN5, soit Langhien.
- L'arrivée des Conglomérats de Valensole composant le remplissage final du bassin est largement diachrone (de 5 Ma) sur l'ensemble du bassin (Clauzon *et al.*, 1989). Les passages latéraux avec la Molasse Jaune sont remarquables (Couëffé, 2003 ; **Fig. 1.9**).

En conclusion, le remplissage molassique du bassin de Digne-Valensole s'étend de l'Eocène supérieur pour les tous premiers termes, localisés au front du chevauchement, jusqu'au Mio-Pliocène, soit un fonctionnement sans interruption majeure pendant plus de 30 Ma.

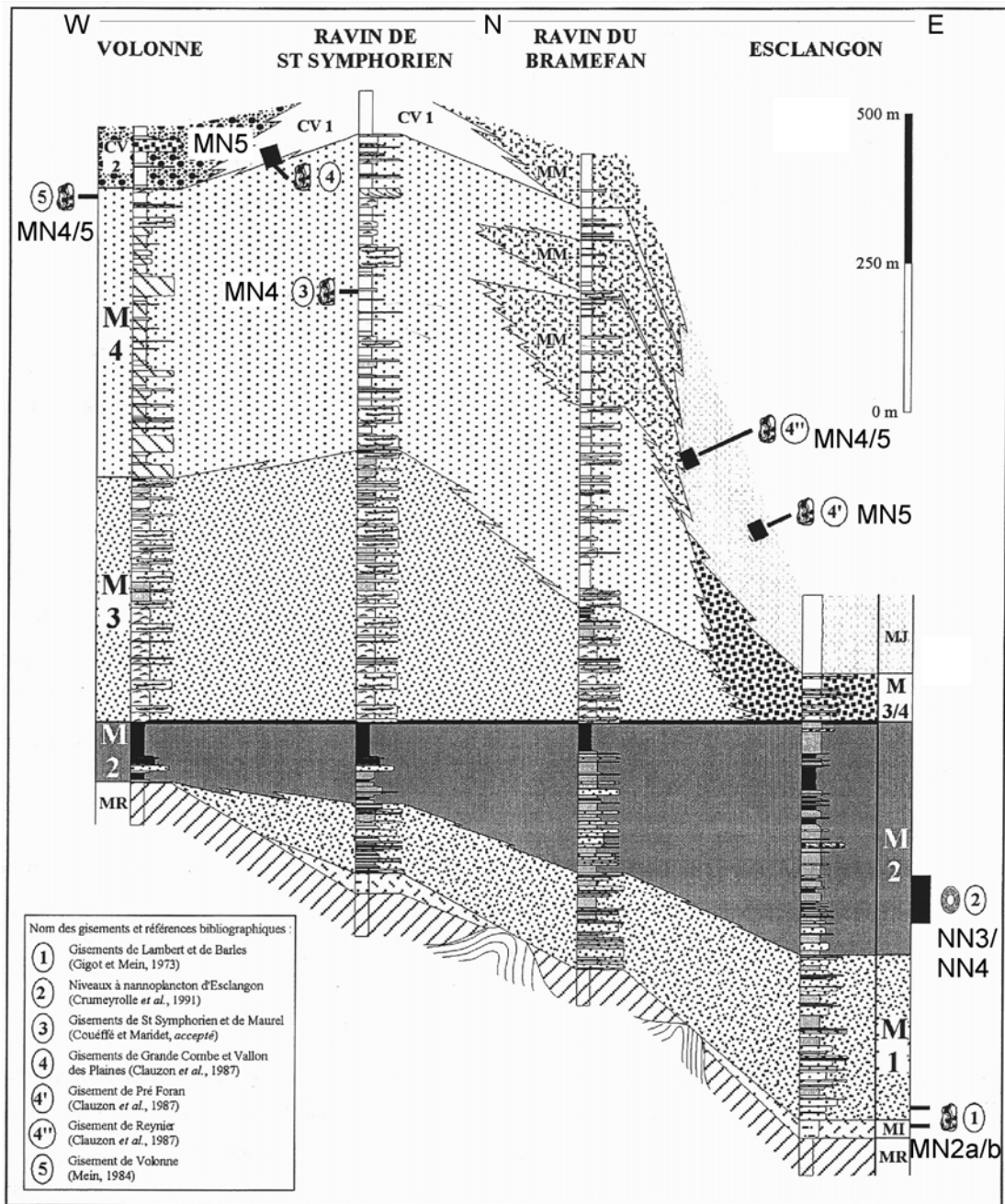


Fig. 1.9. Lithostratigraphie du remplissage du bassin de Digne-Valensole. MR, Molasse Rouge, MI, Molasse Intermédiaire, M1 à M4, membres de la Molasse Marine, MJ, Molasse Jaune, MM, Molasses de Mauduech, CV, Conglomérats de Valensole. La position des gisements dans les différents membres de la Molasse Marine est figurative. D'après Couëffé (2003).

1.2.2. Litho- et biostratigraphie du secteur d'étude

La plus grande partie de notre travail se concentre sur le secteur de Beynes - Châteauredon. En effet, les affleurements miocènes continentaux sont rares, puisqu'à Digne ils sont quasi-exclusivement marins (en dehors de la molasse intermédiaire, très locale). Il n'y a guère que dans le secteur de Beynes - Châteauredon et le synclinal de Majastres où il est possible de suivre et de cartographier les corps sédimentaires sur de longues distances. Ces conditions d'affleurement assez exceptionnelles dans la région (notamment à Beynes - Châteauredon) ont depuis longtemps amené les géologues à travailler sur cette série (Tabl. 1.1).

1.2.2.1. Lithostratigraphie des séries de Beynes - Châteauredon et de Majastres

Les premiers travaux publiés sur la série de Beynes - Châteauredon sont ceux de Zürcher (1895a, b) et Dépéret & Douxami (1895), qui avaient alors déjà remarqué les deux grandes incursions marines majeures à la base et au sommet de la succession. Ajoutées à la faune lacustre et saumâtre qu'ils ont pu découvrir, ils établirent que la région de Châteauredon devait être « un point tout à fait littoral » (Dépéret & Douxami, 1895), une interprétation toujours en vigueur aujourd'hui. Les travaux successifs de de Lapparent (1935, 1938) précisent la lithostratigraphie. On reconnaît bien la succession que nous décrivons au Chapitre 3, bien qu'il mentionne un amincissement des couches vers le N, au contraire des observations ultérieures et des nôtres également. Il décrit en outre la succession au droit du village de Beynes et notamment l'apparition locale de l'Oligocène, très puissant (200 m ; réévalué par P. Gigot à 300 m maximum, *in* de Graciansky *et al.*, 1982). L'auteur décrit en outre la succession de Majastres, relevée au S du village (équivalent probable de la coupe de « Majastres-Village », Bialkowski, 2004) ainsi qu'au NW de celui-ci, où il décrit des faciès marins (équivalent de l'affleurement ponctuel de molasse marine pointé sur la carte de Digne, de Graciansky *et al.*, 1982). Etant donné la puissance croissante des conglomérats vers le Sud et l'épisode marin retrouvé uniquement au Nord, il en conclut à un fond de golfe ouvert vers le Nord.

La succession des faciès et des environnements est précisée par la suite avec les travaux de Gigot (Gigot & Rioult, 1972 ; Gigot, 1973 ; Gigot *in* Beaudoin *et al.*, 1975). Gigot & Rioult (1972) mentionnent pour la première fois les différentes intercalations marines de la base de la série (trois sont reconnues alors) et leur disparition progressive vers le S, ainsi que la direction générale de l'écoulement (vers le N-NW). Gigot (*in* Beaudoin *et al.*, 1975) illustre la description de la série par des corrélations de coupes allant du nord (les Courtiers) au sud (équivalent de la coupe BVE, voir en annexe). Outre les observations déjà rapportées (Gigot & Rioult, 1972), les figures montrent (i) l'amalgame des deux premières barres marines en une ainsi que l'apparition d'une quatrième vers le Nord, et (ii) la déformation syn-sédimentaire, affleurant de façon remarquable au sud de Beynes (coupe de BVE). L'ensemble des observations de Gigot est consignée dans la carte géologique de Digne et la notice qui l'accompagne (de Graciansky *et al.*, 1982). Dans celle-ci sont reconnues les unités de faciès suivantes (**Tabl. 1.1**) : des brèches, marnes et calcaires lacustres (40 m), puis des marnes et grès continentaux contenant les trois ou quatre intercalations marines (140 m), puis des marnes rougeâtres et grès chenalisés (200 m), suivies de marnes gris-bleu à *O. Crassissima* (160 m), sur lesquelles s'installe la barre marine de Châteauredon (20 m), recouverte par des marnes grises et calcaires lacustres (30 m), et enfin, les marnes jaunes stériles de la Molasse Jaune (500 m). Sur Majastres, seules les trois premières unités sont reconnues.

Evans (1987), dans une thèse sur la sédimentation et la tectonique du bassin de Digne-Valensole, distingue deux formations, la Formation de Beynes, qui comprend les trois premières unités définies par Gigot et la Formation de Beauregard, incluant les marnes gris-bleu à huîtres jusqu'à la Molasse Jaune exclue.

1.2.2.2. Biostratigraphie des séries de Beynes - Châteauredon et de Majastres

L'attribution stratigraphique des séries de Beynes - Châteauredon et de Majastres s'est longtemps heurtée au problème inhérent aux dépôts continentaux, c'est-à-dire la grande rareté des gisements fossilifères, et la trop large extension stratigraphiques des fossiles continentaux (gastéropodes, characées...). Ceci explique que, malgré une étude paléontologique

approfondie des secteurs d'étude par de Lapparent (1938b), les séries de Beynes - Châteauredon et de Majastres aient tout d'abord été attribuées au Burdigalien pour leur première moitié et au Vindobonien (qui regroupe les actuels Langhien, Serravallien et Tortonien, soit un intervalle de près de 10 Ma ; **Tabl. 1.1**) pour la seconde, et même qu'une stratigraphie inversée (!) ait été proposée (Rey, 1968). Le développement des échelles de micromammifères depuis les années 70 et la découverte de gisements sur les zones d'étude ont permis de raffiner la stratigraphie des dépôts (de Graciansky *et al.*, 1982 ; Lalaï, 1986 ; Mein, 1989 ; Aguilar *et al.*, 1999 ; **Fig. 1.10**).

Les données biostratigraphiques reposent surtout sur les micromammifères (lignes évolutives d'après l'examen des caractéristiques des dents de rongeurs). Les biozones mammaliennes ont été définies par Mein (1975, 1989), et depuis la notation (en l'occurrence ici « zones MN », pour *Mammals Neogene*) est adoptée internationalement. Cependant, d'autres échelles existent, en particulier celle d'Aguilar (Aguilar, 1981, 1982) pour le Sud-Est de la France, basées sur les successions de faunes au sein d'une même province biologique. Il faut voir que si l'échelle de Mein (1989) est très utile pour des corrélations inter-bassins, l'ambiguïté des zones MN soulignée par de Bruijn *et al.* (1992) altère la résolution temporelle de telles corrélations. Toutefois, dans le SE, les zones d'Aguilar ne sont pas calées sur la magnétostratigraphie, comme le sont les biozones suisses (Burbank *et al.*, 1992 ; Schlunegger *et al.*, 1996 ; Kempf *et al.*, 1997) ou espagnoles (Agusti *et al.*, 2001).

Par conséquent, les âges donnés ci-après correspondent aux âges donnés par la magnétostratigraphie, en prenant en compte les deux échelles prévalant aujourd'hui (Kempf *et al.*, 1997 ; Agusti *et al.*, 2001). Ces âges sont conformes à l'échelle de Berggren *et al.* (1995, B95).

Fm	Unité [4]	Epaiss. (m) [5]	[1]	[2, 3]	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	[10]
5	Marnes jaunes stériles	500	Pont.	Pont.	Pont.	Tort.		Vind.		Ser.-Tort.
	Marnes grises et calcaires lacustres	30	Vind.	Pont.	Pont.	Helv.		Helv.		Ser.
4	Barre marine de Châteauredon	20	Vind.	Vind.	Vind.	Helv.		Helv.	Burd. Sup.	Ser.
	Marnes gris-bleu à <i>O. Crassissima</i>	160	Vind.	Vind.	Vind.	Helv.	Burd – Lan.	Helv.	Burd. Sup.	Burd. sup. – Lan/Ser
3	Marnes rougeâtres et grès chenalisés	200	Burd.	Burd.	Burd.	Burd	Burd	Burd.	Burd. Inf.	Aquit. sup. – Burd.
2	Marnes et grès continentaux et intercalations marines	140	Burd.	Burd.	Burd.	Aquit	Aquit	Burd.	Burd. Inf.	Aquit.
1	Brèches, marnes et calcaires lacustres	40	Burd.	Oligo. Aquit.	Oligo. Aquit.	Aquit.	Aquit.	Burd.		Aquit. inf.

Tabl. 1.1. Evolution de l'attribution stratigraphique des différentes unités de la série de Châteauredon. Les formations (Fm) sont celles (1) de Font d'Eygout, (2) des Courtiers, (3) des Granges, (4) de Beauregard et (5) de la Molasse Jaune (Voir en Chapitre 3). Pour rappel, l'Helvétien correspond à l'ensemble Langhien-Serravallien, le Vindobonien à l'ensemble Langhien-Serravallien-Tortonien, le Pontien correspond *grosso modo* au Messinien. L'Aquitaniien faisait, avant 1978, partie du sous-système Oligocène en ce qui concerne les dépôts continentaux (e.g. Denizot, 1957). Gigot & Rioult (1972) reprennent la stratigraphie de de Lapparent (1938), Evans celle de de Graciansky *et al.* (1982). [1], Déperet & Douxami (1895) ; [2, 3], de Lapparent (1935, 1938) ; [4, 5], Gigot & Rioult (1972) [6], Mercier (1978) [7], Lalaï (1986) [8], Evans (1987), [9], Thomé *et al.* (1989) [10], Bialkowski *et al.* (2006).

2.1.1.1.1. Secteur de Beynes - Châteauredon

Le secteur de Beynes - Châteauredon bénéficie d'une relative richesse de gisements fossilifères. Pas moins de 4 gisements de micromammifères ont été rapportés sur le dôme de Châteauredon, ainsi que des ostracodes dans un des niveaux marins de la base de la série.

Le gisement de Font d'Eygout – . Rapporté dans la notice de la feuille de Digne (de Graciansky *et al.*, 1982), ce gisement, localisé en rive gauche du ravin de la Font d'Eygout, a fourni *Rittenaria manca* et *Peridyromys occitanus*, marqueurs respectifs des biozones MN2a et MN2b (Mein, 1989). La biozone MN2 est très mal contrainte par la magnétostratigraphie. Il en résulte que l'âge attribué est compris entre 20.1 et 22.6 Ma (Bialkowski *et al.*, 2006).

Le gisement d'ostracodes – . Rapporté également par de Graciansky *et al.* (1982), il est situé au nord du secteur, près du hameau des Courtiers (sur notre coupe « du Claux », voir Annexes), au sein du second intervalle marin. Il a fourni une faune caractéristique de la biozone A de Carbonnel, qui comprend l'Aquitaniens *pro parte* et le Burdigalien (Laläi, 1986).

Le gisement de la ferme de Beauregard – . Il est relaté dans la Synthèse Géologique du Sud-Est de la France (Debrand-Passart *et al.*, 1984), et il est localisé environ 5 m au-dessus du Calcaire Lacustre Majeur (P. Gigot, comm. pers.). Il est attribué à la biozone MN4a (*M. collongensis*), soit Burdigalien supérieur (Mein, 1989). C'est une attribution cohérente avec celle du gisement de Laläi, assez proche stratigraphiquement parlant.

Le gisement de Châteauredon 1 (Laläi) – . Localisé en rive droite du ravin de l'Hubac (suivi jusqu'à la coupe « RH2 », voir Annexes), il est très riche et la faune déterminée par Laläi (1986) (*Megacricetodon aff. bavaricus* notamment) place ce gisement entre les biozones MN4 et MN5. Encore une fois, les différentes chartes sont très variables quant aux âges limites, et l'on ne peut retenir qu'une fourchette entre 15,8 et 17,6 Ma, soit Burdigalien supérieur – Langhien.

Le gisement de Châteauredon 2 (Aguilar) – . Aguilar *et al.* (1999) mentionnent l'existence d'un gisement au toit de la série (localisé sur la coupe « du GUE », voir Annexes). Contenant notamment *M. aff. germanicus*, il est attribué aux biozones MN7/8, soit un âge compris entre 12,3 et 13,6 Ma, bien que J.-P. Aguilar (comm. pers.) suggère un âge de 13,5 Ma.

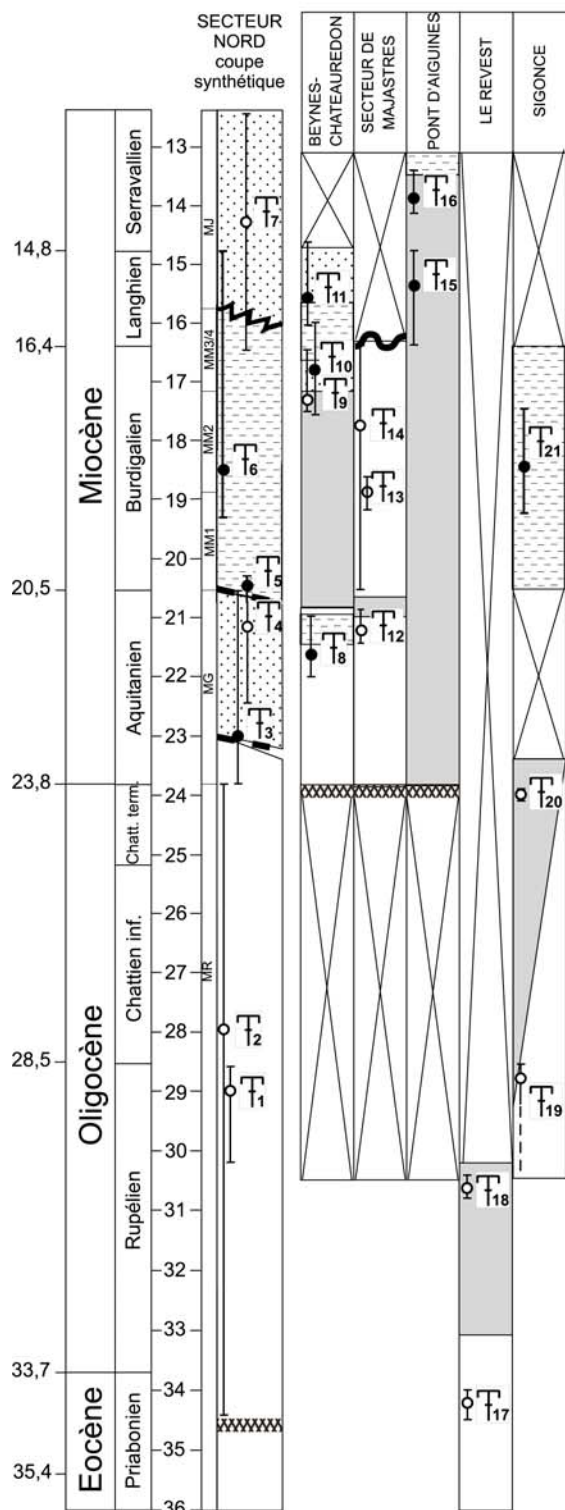
2.1.1.1.2. Secteur de Majastres

Le secteur de Majastres comprend 3 gisements (deux de micromammifères, un de gastéropodes). Bien qu'aucun ne soit situé sur la coupe principale (le « Saule Mort », voir Annexes), ils ont permis le calage de la stratigraphie isotopique sur d'autres coupes (« Majastres Village », le « Ravin des Cougnets » ; Bialkowski, 2004).

Le gisement du site 716 – . Localisé dans le ravin de l'Aco de Guichard, au sud de Majastres, il contient *Eucricetodon aquitanicus*, biozone MN2b (Mein, 1989, Kälin, 1997), soit un intervalle compris entre 20,0 et 21,4 Ma, Aquitaniens supérieur – Burdigalien inférieur.

Le gisement du site 1113 – . Il est placé dans un ravin parallèle, celui des Cougnets. Il contient *Ligerimys*, attribué à la biozone MN3 (Mein, 1989), mais est surtout caractérisé par l'absence de Cricetidae, ce qui indiquerait la biozone MN3b, du Burdigalien moyen. L'âge serait compris entre 17,3 et 19,2 Ma.

Le gisement de gastéropodes – . Une passée marine, indiquée sur la carte géologique de Digne (de Graciansky *et al.*, 1982) mais déjà mentionnée par Lapparent (1938), est localisée au droit de la ferme ruinée de Soleil-Bœuf. Elle a livré une faune de gastéropodes caractéristique du Burdigalien.



Légende :

Site fossilifère :

- sur la coupe
- sur une coupe latérale équivalente
- I extension temporelle

- 1: Roucas Blanc, près de St Geniez (micromammifères)
Eucricetodon atavus, Blainvillimys blainvillei gervai, Archeomys gervisi zone d Antouing, Rupélien sup.
P. Gigot, 2002, geological map 1/50000, Sisteron, sous presse
- 2: plusieurs niveaux de Characés, près de St Geniez, Eocène sup. - Chattien
P. Gigot, 2002, carte géologique 1/50000, Sisteron, en préparation
- 3: Coupe du Bau, près du Col St Jean, Esclalong
Hydrobia dubuissoni, Helix ramondi BRONGN., Planorbis cornu Aquitaniens
L'apparent, 1938
- 4 & 5 : sites de micromammifères de Lambert et Barles
Rittereria molinae et Eucricetodon gerardianus biozone MN2a, Les Bergères et La Chauz 7, Huguency et al., 1992
Aquitaniens moyen
Gigot and Mein, 1973
- 6 : base de la Molasse Marine, membre 2, Helicosphaera ampliaptera zone de nanoptancon MN3-MN4, Bolli et al., 1985
Burdigalien moyen - Langhien
Crumeyroille et al., 1991
- 7: site de micromammifères de Reynier, Molasse de Mauduech sites équivalents latéraux : Préforan, Grande Combe et Vallon des Plaines
Megacricetodon aff. germanicus AGUILAR et Pseudodyromys hamadryas (MAJOR)
MN5 - MN8 (base), Langhien - Serravallien
Clauzon et al., 1989; Aguilard et al., 1999
- 8: Micromammifères de Fond d Eygout
Rittereria manca et Peridyromys occitanicus
MN2a-MN2b, biozones de La Chauz 7 et La Mébre 698
Aquitaniens moyen sup.; Kälin, 1997; Kempf et al., 1997
Mein, 1989
- 9: Micromammifères de Bauregard
Megacricetodon collongensis
MN4, La Romieu
Burdigalien sup.; Kälin, 1997
Mein, 1989
- 10: Châteauredon 1 Lalai (micromammifères)
Megacricetodon aff. bavarius, Democricetodon cf. freisingensis or cf. gaillardii, Microdyromys koeningswaldi, Prolagus cf. oeningensis etc.
MN4-MN5, biozones de T. gemastrasse et Verres 1
Burdigalien sup. - Langhien inf.
Lalai, 1986; Mein, 1989, Aguilard et al., 1999
- 11: Châteauredon 2 Aguilard (micromammifères)
Megacricetodon aff. germanicus
MN5 (partie médiane), Tobel Hombrechtikon
Langhien; Kempf et al., 1997
Lalai, 1986; Mein, 1989, Aguilard et al., 1999
- 12: Ravin de l'Aco de Guichard, site 716 (micromammifères)
Eucricetodon aquitanicus
Aquitaniens sup.
Mein, 1989
- 13: Ravin des Cougnets, site 1113 (micromammifères)
Ligerimys antiquus, Prodyromys gregarius, Melissiodon dominans, Prolagus vasconiensis
MN3b, Burdigalien moyen, Kälin, 1997
Mein, 1989
- 14: faune de Gastéropodes
Potamides papaveraceus, Pirenella guehardi, Tympanotomus margaritaceus (dét. G. Truc)
Burdigalien
de Graciansky et al., 1982
- 15: faune de Gastéropodes
Megalotachea turonensis, Tudorella draparnaudi, Planorbis cornu
Langhien
Gigot et al., 1976
- 16: Site de micromammifères : Megacricetodon aff. similis, Democricetodon affinis, Microdyromys koeningswaldi, Prolagus oeningensis etc.
MN6, Sansan, Bachel-Ornberg
Serravallien inf.; Kempf et al., 1997
Gigot et al., 1976; Mein, 1989
- 17: Gisement du Pont du Lauzon
Characés : Tectochara et Harrisichara tuberculata
Micromammifères : Patriotheridomys altus, Pseudoltinomyx cuvieri, Gliivaris priscus
MP 19 (niveau-repère d Escamps), Groupe Oligocène, Biochrom 97, 1997
Eocène terminal, -34,5 à -34 Ma, Legendre & Lévêque, 1997
Gigot et al., 1982
- 18: Niveaux des Calcaires de Vachères
Gastéropodes : Potamides lamarchi
Micromammifères Pont du Lauzon : Pseudocricetodon cf. montalbanensis
MP 22 (zone de Balmi) et MP 23 (zone de Lovagny 14), Engesser & Mödden, 1997
Micromammifères de la Blache : Blainvillimys sp., Paracricetodon cf. walgeri, Eucricetodon mogintiacus, Pseudocricetodon philippi, Oligodyromys planus, Paleosciurus sp. Eomys antiquus
MP 23 (zone de Lovagny 14), Engesser & Mödden, 1997
Oligocène inf., -30,8 à -30,4 Ma, Legendre & Lévêque, 1997
- 19: Ravin de Notre-Dame
sondage A stardant-1, BRGM, 1982 : disparition du pollen Boehlensipollis qui caractérise la limite Stampien-Chattien, soit Oligocène supérieur
- 20: Gisement de la ferme de Pavoux :
Characés : Rhabdochara langeri
Micromammifères : Adelymarion viresi, MP 30 (zone de Kütingen), Engesser & Mödden, 1997
gisement-repère de Coderet, Huguency & Truc, 1976a
Limite Oligocène-Miocène, -24,1 à -23,9 Ma, Legendre & Lévêque, 1997
- 21 : Association de Lamellibranches, caractéristiques du Burdigalien moyen (Gigot et al., 1982)

Environnements :

- marin
- lacustre
- côtier
- continental

Surfaces remarquables :

- ~ discontinuité latérale
- ~ discordance
- - - passage progressif
- ▨ surface Microcodium

Grandes unités stratigraphiques :

- MR Molasse Rouge
- MG Molasse Grise
- MM Molasse Marine (membres 1 à 3/4)
- MJ Molasse Jaune

Fig. 1.10. Données biostratigraphiques disponibles pour les formations du bassin de Digne-Valensole. In Bialkowski, 2004.

1.3. APPORTS RECENTS A LA STRATIGRAPHIE DES DEPOTS CONTINENTAUX DU BASSIN DE DIGNE-VALENSOLE

Les études récentes (Lopez, 1999 ; Lopez *et al.*, 2000 ; Bialkowski, 2004 ; Bialkowski *et al.*, 2006) ainsi que ce travail ont permis de préciser le cadre stratigraphique de l'étude, à l'aide (i) de la palynologie et (ii) de la stratigraphie isotopique, outil relativement nouveau en domaine continental. Il nous a paru logique d'intégrer ici des résultats stratigraphiques obtenus lors de ce travail car ils complètent les données bibliographiques, l'ensemble servant de base aux chapitres suivants.

1.3.1. Etudes palynologiques

Plusieurs investigations palynologiques ont été menées, dans le cadre d'une collaboration fructueuse avec Jean-Jacques Châteauneuf (Bialkowski, 2004 ; Bialkowski *et al.*, 2006 ; ce travail ; Châteauneuf *et al.*, 2006), avec différents buts. Toutefois, le premier d'entre eux était d'ordre stratigraphique. La première étude (Bialkowski, 2004 ; Bialkowski *et al.*, 2006) a permis de mettre en évidence 3 associations caractérisant respectivement

- l'Aquitaniens avec notamment *C. cantharellum* et *T. vancampoe* (échantillons prélevés entre les barres marines de la base de la série) ;
- le Burdigalien terminal/Langhien inférieur avec *H. plectilum* et *D. paradoxum* trouvés dans un échantillon entre le gisement CR1 lalaï et la barre marine de Châteauredon ;
- le Serravallien inférieur par la présence de *Thalassiphora sp.*, *Labyrinthodinium sp.* Et *spiniferites mirabilis* trouvé entre l'échantillon précédent et la barre marine de Châteauredon

Une étude palynologique plus approfondie de l'intervalle supérieur (équivalent aux unités des marnes gris-bleu à *O. Crassissima* + barre marine de Châteauredon + marnes grises et calcaires lacustres, soit la Formation de Beauregard *sensu* Evans, 1987) a été entreprise lors de ce travail, dans le cadre de l'étude de l'Optimum Climatique du Langhien, détaillée au Chapitre 5. Des échantillons ont également été prélevés sur les coupes du Saule Mort (secteur de Majastres) ainsi que sur la coupe de Maurel (partie supérieure de la coupe levée par Bialkowski, 2004). Toutefois, d'un point de vue stratigraphique, seuls les échantillons du secteur de Beynes - Châteauredon ont fourni des résultats.

L'analyse palynologique s'appuie sur l'échantillonnage de quatre coupes (BVE, RH1, RH2 et GUE, **Fig. 1.11**). Les 19 échantillons prélevés sur ces coupes s'ajoutent aux 6 autres étudiés précédemment provenant de la coupe des Granges2 (Bialkowski, 2004).

Les pollens ne sont pas de bons marqueurs stratigraphiques. Ce sont les assemblages de dinokystes qui vont pouvoir préciser la stratigraphie des dépôts, et plus particulièrement l'apparition/disparition, la présence/absence d'espèces-guides, définies dans les bassins d'Europe du NW, du Canada et d'Amérique du Nord (Manum, 1976 ; Matsuoka, 1983 ; Powell, 1986, 1992 ; Head, 1993 ; De Verteuil & Norris, 1996 ; Wilpshaar *et al.*, 1996 ; Stover *et al.*, 1996 ; Strauss *et al.*, 2001). Les limites des biozones ainsi définies sont généralement calibrées sur la biostratigraphie des foraminifères et des nannofossiles, couplée à la magnétostratigraphie. Le référentiel chronostratigraphique utilisé est celui de Berggren *et al.* (1995). Pour les principales espèces présentes à Châteauredon, l'extension stratigraphique maximale a été recherchée. Les limites d'apparition et de disparition définies dans les travaux cités permettent de rapporter les sections correspondantes à l'échelle standard de B95.

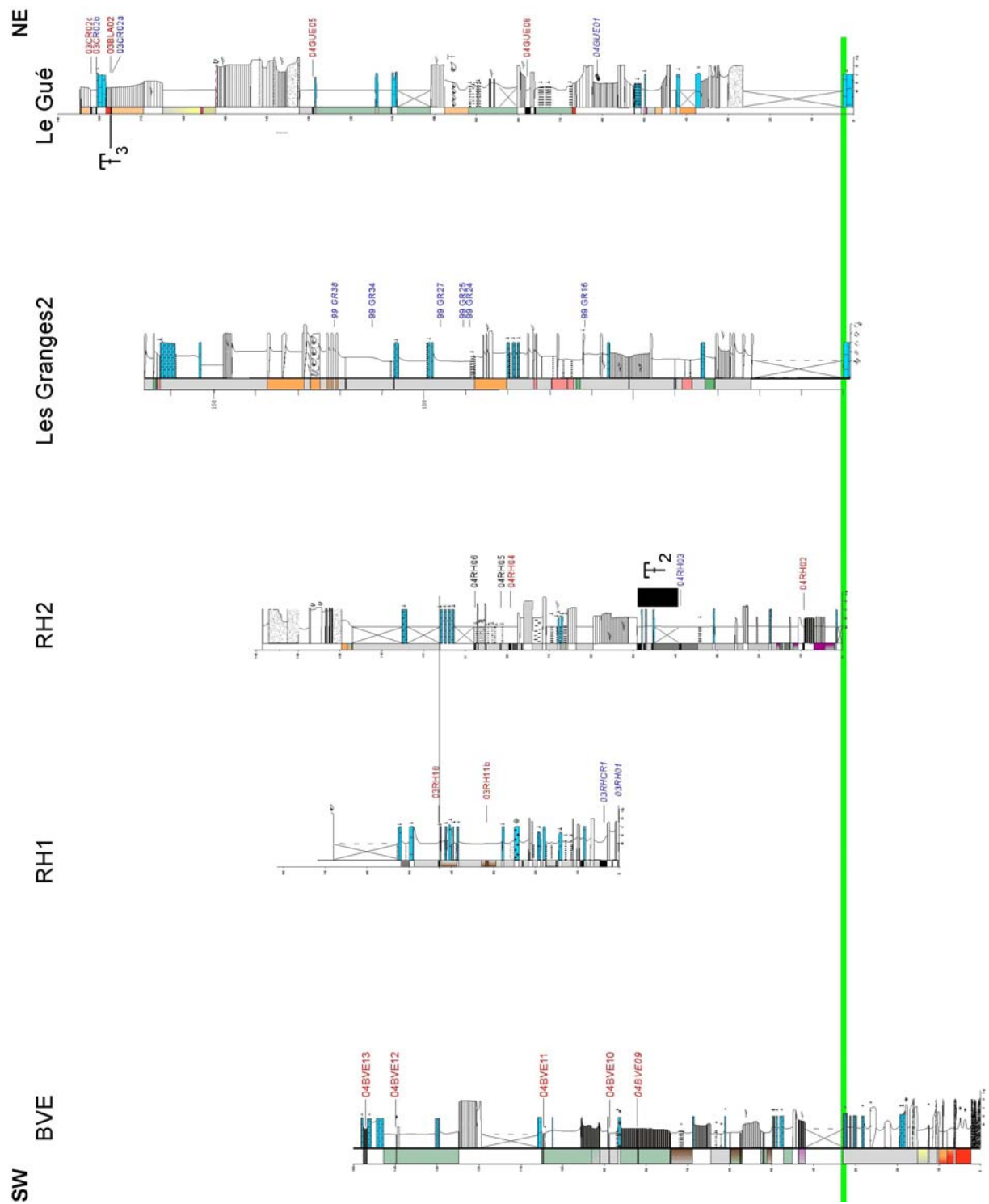


Fig. 1.11. Position des échantillons pour les analyses palynologiques sur les coupe BVE, RH1, RH2, les Granges et le Gué. En rouge sont indiqués les échantillons continentaux (contenu sporo-pollinique uniquement), en bleu les échantillons a influence marine (présence en plus de dinokystes). Les échantillons contenant *Avicennia* sont en gras et italique (voir Chapitre 5). Les deux gisements CR1 et CR2 sont rapportés sur leur coupe d'origine.

ECHANTILLONS		03RH01	03RHCR1	GUE01	ABGR16	ABGR24	ABGR25	ABGR27	ABGR34	ABGR38	03CR02A	
Cleistosphaeridium placacanthum	P10	X	X	X		X	X	X	X	X	X	Mt7
Operculodinium piaseckii	Mt2		X	X					X			N18
Lingulodinium multivirgatum	Mt1	X	X	X								Mt5
Batiacasphaera sphaerica	Mt1	X	X		X							Mt8
Chiropteridium galea	P12		X	X		X	X		X(R)	X(R)		Mt7
Spiniferites solidago	Mt2		X	X					X	X	X	Mt9
Cousteaudinium aubryae	Mt2		X	X					X (R?)		X (R?)	Mt6
Impagidium arachnion	Mt5		X	X					X		X	Mt7
Apteodinium australiense	P12		X	X						X	X	Mt7
Trinovantedinium cf.ferugnomatum	Mt5		X	X			X			X	X	Mt10
Operculodinium borgerholtense	Mt5			X		X	X	X	X		X	Mt8
Hystrichokolpoma cf. poculum	Mt2			X							X	Mt7
Distatodinium paradoxum	P22				X							Mt5
Labyrinthodinium truncatum	Mt5					X				X	X	Mt10
Sumatradinium druggii	Mt3								X		X	Mt9
Trinovantedinium harpagonium	Mt6					X	X					Mt10
Trinovantedinium cf. papulum	Mt6									X	X	Mt10
Invertocysta sp.	Mt6							X	X			?
Habibacysta tectata	Mt6						X				X	PT1
Cerebrocysta poulsenii	Mt5										X	Mt9
Sumatradinium soucouyantiae	Mt2										X	Mt9
Age(Berggren <i>et al.</i> 1995)		Mt5			Mt5/Mt6		Mt6			Mt6/Mt7		
Spécimens comptés		7	266	425	18	37	48	24	63	160	199	
Pourcentage en grains		17	46	48	15	19	17	22	35	36	56	

Tabl. 1.2. Répartition stratigraphique des espèce-guides observées dans les échantillons de Beynes - Châteauredon. Les extensions temporelles de l'espèce sont de part et d'autre des colonnes d'échantillons. Elles sont exprimées en fonction de l'échelle des foraminifères de la zone tempérée de Berggren *et al.* (1995). Les résultats complets sont en annexe.

La série étudiée peut être découpée en 4 unités chronostratigraphiques (**Tabl. 1.2**) :

- Les échantillons 04RH03 à 04GUE01 inclus sont attribués à la biozone de foraminifères Mt5 (Berggren *et al.*, 1995 ; éq. N8, Blow, 1969, et DN4, De Verteuil & Norris, 1996 ; Langhien), de par la présence d'*I. arachnion* et *T. ferruginomatum* à la base et par la disparition de *L. multivirgatum* et *D. paradoxum B. sphaerica* au sommet.
- Les échantillons ABGR25 à 03BLA02 sont attribués à la biozone Mt6 (éq. N9/N10 de Blow et DN5, De Verteuil & Norris, 1996 ; Langhien terminal-Serravallien), avec l'apparition de *T. harpagonium* et *H. tectata*, ainsi que la présence de *T. papulum* et *Invertocysta spp.*
- Entre ces deux zones, les échantillons GR16 et ABGR24 présentant des associations moins riches, ne permettent pas de trancher entre Mt5 et Mt6.
- L'échantillon sommital 03CR02a, très riche, voit l'apparition de formes nouvelles qui pourraient être interprétées comme un passage à la biozone Mt7 (éq. N10 de Blow, Serravallien).

La présence de *C. aubryae* dans ABGR24 et 03CR02a dénote sans doute un remaniement, bien que ceux-ci soient d'ordinaire clairement distincts, avec une couleur des spécimens nettement plus jaune brunâtre. L'absence de dinokystes dans les premiers échantillons à la base de la série ne permet pas de placer la limite Burdigalien/Langhien. Un rééchantillonnage plus fin a été réalisé dans cette optique, les analyses sont en cours.

Par rapport aux résultats obtenus par l'étude précédente (Bialkowski, 2004 ; Bialkowski *et al.*, 2006), nous retrouvons les grands ensembles, mais cette fois mieux documentés. Dans le détail, il apparaît que *Labyrinthinium sp.* devient *L. truncatum* et que l'extension temporelle de *Spiniferites mirabilis* (du Paléogène au Pléistocène) ne permet plus de l'utiliser comme marqueur du Serravallien.

Dans l'ensemble, les résultats confirment l'appartenance du second tiers de la Formation de Beauregard au Langhien, et surtout précisent la limite Langhien/Serravallien, confirmant l'âge de la barre marine de Châteauredon (Serravallien inférieur) et celui du toit de la série/début de la Molasse Jaune (Serravallien moyen).

1.3.2. Stratigraphie isotopique du carbone

Développée au laboratoire depuis quelques années (Cojan 1999 ; Cojan *et al.*, 2000 ; Lopez *et al.*, 2000), la méthode est plus longuement décrite dans la thèse de Bialkowski (2004). Nous ne ferons que reprendre les éléments les plus importants.

1.3.2.1. Principes de la méthode

Corrélations marin-continental – . Les différents réservoirs de carbone sont reliés entre eux et forment un cycle (**Fig. 1.12**).

Les échanges de carbone, aussi bien inorganique qu'organique, se font sous forme massique (flux notés en Gt/an) ainsi que sous forme isotopique : le passage du carbone d'un composé à un autre s'accompagne d'un fractionnement isotopique entre les proportions relatives de ^{12}C et de ^{13}C .

Le réservoir océanique est le plus important (plusieurs millions de Gt), toute fluctuation du rapport isotopique $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ de celui-ci se répercutera donc sur les autres réservoirs, entre autres l'atmosphère et la biomasse continentale. L'équilibre isotopique des réservoirs dépend aussi de la dynamique de l'océan : Mook (1986) estime que cet équilibre est atteint au bout de 1000 à 5000 ans. A ce titre, les équilibres isotopiques peuvent être considérés comme instantanés à l'échelle géologique (Sundquist, 1985).

On a ainsi potentiellement un moyen de corrélation entre le domaine marin et le domaine continental. Toutefois, les amplitudes observées diffèrent compte tenu des modes de fractionnement entre chacun des réservoirs et de la thermo-dépendance du coefficient de fractionnement (Cerling, 1991).

C'est sur ce principe que sont basées les études visant à corréler les domaines marins et continentaux à l'aide de la stratigraphie isotopique (Retallack *et al.*, 1987, Koch *et al.*, 1992, Thiry & Dupuis, 1998, Mora & Driese, 1999, Cojan *et al.*, 2000, Lopez *et al.*, 2000, Bialkowski, 2004, Magioncalda, 2004).

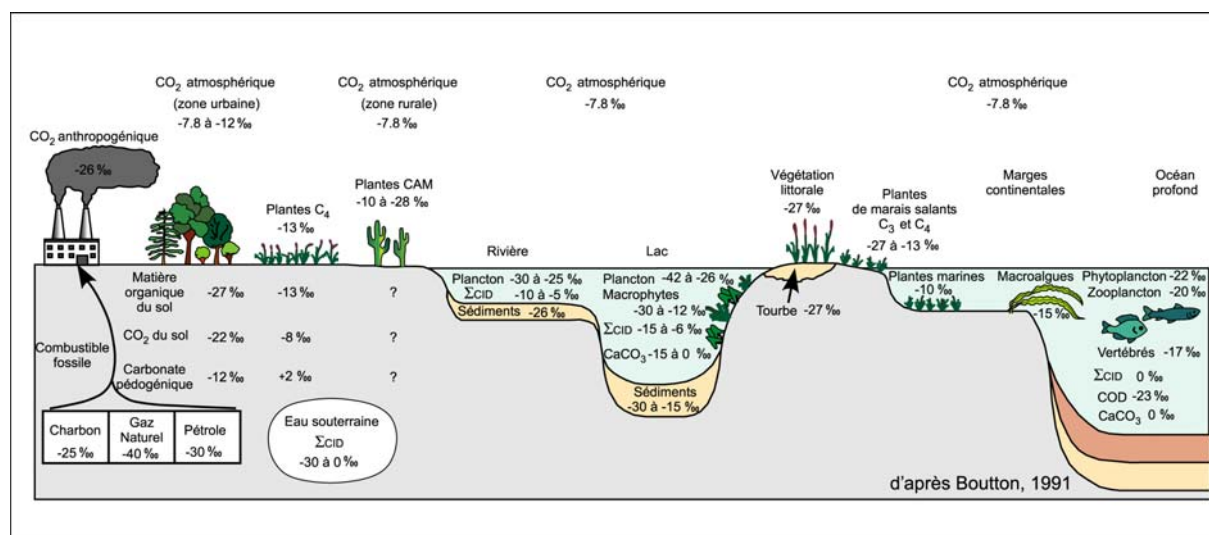


Fig.1.12. Fractionnements isotopiques du carbone entre les différents réservoirs. Modifié d'après Boutton, 1991.

Stratigraphie isotopique des nodules pédogénétiques – . Les isotopes stables (O, C) ont été utilisés sur différents media appartenant au domaine continental (coquilles, dents, matière organique... Voir Bialkowski, 2004, pour une revue), parmi lesquels figurent les paléosols carbonatés.

La signature isotopique des carbonates pédogénétiques est influencée par plusieurs facteurs, outre les effets de variation des réservoirs océaniques et atmosphériques : le type de végétation (type C₃, C₄ ou CAM¹), le taux de respiration du sol, l'altitude, la température, la porosité du sol, la pCO₂ du sol, la saisonnalité et la continentalité (**Tabl. 1.3**).

¹ Le type de plante fait référence au mode de photosynthèse qu'elle utilise, et qui a un impact sur le fractionnement isotopique du carbone intégré : les plantes en C₃ ont une signature moyenne de -27‰, les plantes en C₄, de -13‰ et les plantes en CAM, une signature intermédiaire.

Paramètre	Carbone – $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2)	Oxygène – $\delta^{18}\text{O}$ (pluie)
	C3 = -20 à -35‰	
Végétation	C4 = -10 à -14‰	-----
	CAM = intermédiaires	
Taux de respiration	+ élevé = ↗	-----
pCO ₂ du sol	+ CO ₂ = ↗ (négligeable)	-----
Porosité du sol	+ poreux = ↗	-----
Altitude	+ altitude = ↘	+ altitude = ↘ (-0,2‰/100m)
Température	+ froid = ↗ (négligeable)	+ froid = ↘
Saisonnalité	-----	Saison froide = ↘
Continentalité	-----	+ continental = ↘

Tabl. 1.3. Synthèse des effets des différents paramètres sur les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène. D'après Bialkowski, 2004, références complètes in Bialkowski, 2004.

Les paramètres qui jouent sur les variations isotopiques de l'oxygène ont à peu près le même degré d'influence, ce qui rend l'interprétation du signal $\delta^{18}\text{O}$ délicate, sans compter que ce dernier est plus sensible à la diagenèse que le $\delta^{13}\text{C}$. Pour ce dernier, deux des paramètres influençant sa valeur sont assez négligeables par rapport aux autres.

Bialkowski (2004) a montré en outre qu'étant données les conditions paléogéographiques et paléocéologiques du bassin de Digne-Valensole au Miocène inférieur, à savoir un paysage globalement assez plat, un paléoclimat de type subaride à subhumide et une végétation à priori exclusivement composé de plantes en C3, le principal facteur jouant sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ est le taux de respiration du sol (Bialkowski, 2004). Par ailleurs, les effets de la température sont négligeables car le taux de variation est de -1‰/10°C, et les températures n'ont pas varié d'autant au Miocène ; ceux de la pCO₂ du sol sont tout autant négligeables, car le modèle de diffusion du CO₂ de Cerling (1984) montre qu'au-delà de 50 cm, profondeur de formation des nodules carbonatés (Cerling & Quade, 1993), la pCO₂ ne varie que très peu (**Fig. 1.13**).

Il convient de mentionner qu'une incertitude existe encore aujourd'hui à propos de la date d'apparition des plantes en C4 : si leur extension est avérée à partir du Miocène supérieur (7-8 Ma ; Cerling *et al.*, 1997) et que les premières traces indiscutables remontent au Miocène moyen (15 Ma ; MacFadden, 1992 ; Wang & Cerling, 1994 ; Jacobs *et al.*, 1999), certaines études proposent que leur apparition serait bien antérieure, peut-être même au Crétacé (Fricke, 2004). Mais le manque d'indices antérieurs au Miocène moyen conduit à penser que, bien qu'il soit possible que leur apparition soit antérieure, leur faible proportion dans la végétation n'aurait que peu influencé le signal isotopique.

Le taux de respiration du sol et étroitement lié à son taux d'humidité (Quade *et al.*, 1989) ; la déformation du signal isotopique est donc lié à un effet environnemental, ce qui permet de caractériser des milieux plus côtiers ou plus continentaux (Cerling, 1984 ; Bialkowski, 2004 ; Bialkowski *et al.*, soumis à Paleo3).

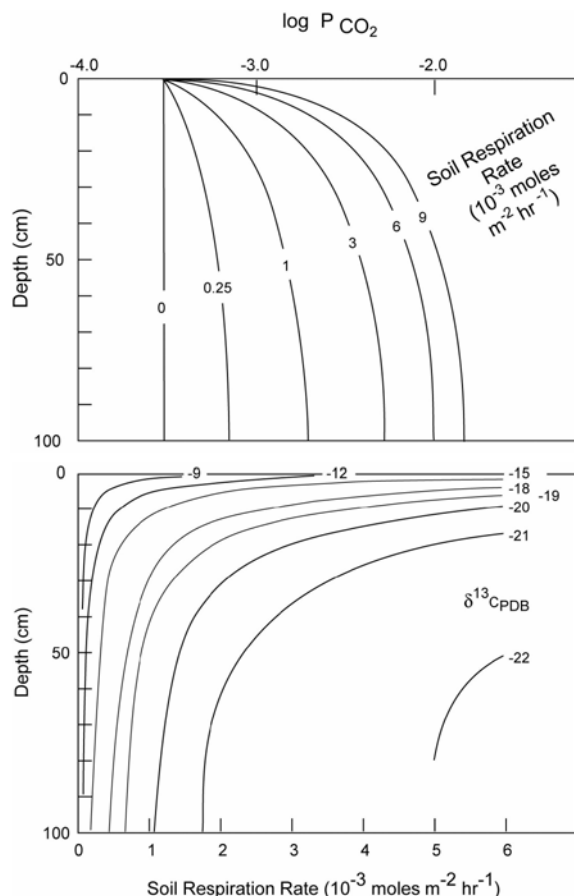


Fig.1.13. A. Profil vertical de la décroissance de la $p\text{CO}_2$ pour différents taux de respiration dans les sols. B. Variations en profondeur du taux de respiration du sol selon le rapport isotopique du CO_2 du sol. In Cerling, 1984.

1.3.2.2. Choix d'une courbe de référence

Le choix d'une courbe de référence pour la stratigraphie isotopique est crucial puisqu'en dépendent la précision et la rigueur des corrélations qui en découlent. A la suite du travail de Lopez (2000) et de Bialkowski (2004), il est apparu qu'une des courbes de référence utilisées alors présentait des imprécisions dans le modèle d'âge publié (site 588C).

Pour recaler les courbes isotopiques sur l'échelle de Berggren (Berggren *et al.*, 1995, B95), lorsque cela est nécessaire, nous avons procédé à l'élaboration d'un modèle d'âge à partir des données (i) de biostratigraphie (foraminifères planctoniques et nannofossiles) (ii) de magnétostratigraphie lorsqu'elles existaient (iii) de stratigraphie isotopique (événements de Miller, voir Chapitre 2) et (iv) des cotes de forage bien entendu. Dans le cas du site 588C, le modèle d'âge publié repose sur la biostratigraphie des nannofossiles et l'auteur (Kennett, 1986) cite en référence « Berggren, 1981 » (sic). S'agissant sans doute de résumés d'un congrès, je n'ai pu que retrouver une publication issue de ce congrès (Berggren, 1984). Deux problèmes se posent alors : (i) la limite NN1/NN2, donnée à 20.5 Ma dans le rapport DSDP (Kennett, 1986) est donnée à 22.0 Ma dans Berggren (1984), et (ii) la position de la limite NP25/NN1 dans le forage varie de 50m selon que l'on consulte le vol. 1 (Kennett *et al.*, 1986) ou le vol. 2 (Lohman, 1986, Martini, 1986) du leg 90. A partir de là, tout est possible et lorsque l'on compare les modèles d'âges obtenus par différentes personnes (Spencer-Cervato, 1999, Lopez, 2000, Zachos *et al.*, 2001a, ce travail), les points de la courbe peuvent différer de plusieurs Ma.

Un travail bibliographique sur les différents sites DSDP/ODP recouvrant la période considérée a donc été entrepris. Les résultats et les implications ont été publiés (Bialkowski *et al.*, 2006). Parmi les nombreuses données isotopiques DSDP et ODP couvrant la période considérée (Chattien-Serravallien, soit 12-30 Ma), n'ont été sélectionnées que celles concernant les foraminifères benthiques pour leur meilleure stabilité du signal par rapport aux espèces planctoniques. C'est le genre *Cibicidoides* qui est choisi, notamment pour son faible

fractionnement isotopique. Des 23 sites et plusieurs centaines de données recueillies initialement, nous en avons sélectionné 9 qui présentaient une densité de données isotopiques suffisante et dont le modèle d'âge pouvait être aisément reconstitué (données en annexe). Les données générales concernant les sites sont présentées en **Tableau 1.4**. Aucun site atteignant le Miocène inférieur ou moyen n'existe en Méditerranée, ce qui lui aurait valu une préférence certaine, dans un souci de corrélation au plus juste.

SITE	Référence	F. Benthique	Intervalle (Ma)	Océan	Paléobathymétrie (m)
563	1,2	<i>Cib. spp</i>	12,1-28,3	N Atl.	3400
588A	3	<i>Cib. mundulus</i>	12,4-16,9	SW Pac.	1350
588C	4	<i>Cib. coryelli</i>	15,1-25,1	SW Pac.	1350
608	2	<i>Cib. spp</i>	12,1-24,7	N Atl.	3115
709A,B	5	<i>Cib. spp</i>	12,1-23,7	Indian	2800
803D	6	<i>Cib. spp</i>	18,5-29	SW Pac.	n.d.
806B	7	<i>Cib. spp</i>	12,1-19,2	SW Pac.	n.d.
926A,B	8,9	<i>Cib. mundulus</i>	14-24,9	Central Atl.	3598
929A	8,9	<i>Cib. mundulus</i>	15,8-25,2	Central Atl.	4358

Tabl. 1.4. Sites sélectionnés pour établir une référence aux corrélations isotopiques avec le continental. 1, Miller & Fairbanks, 1985; 2, Wright et al., 1992; 3, Flower & Kennett, 1993; 4, Kennett, 1986; 5, Woodruff *et al.*, 1990; 6, Barrera *et al.*, 1993; 7, Corfield & Cartlidge, 1993; 8, Flower *et al.*, 1997b; 9, Zachos *et al.*, 2001b. n.d. non déterminé, Cib. Cibicidoides. En gras, les sites finalement retenus. Voir aussi Bialkowski *et al.*, 2006.

Zachos et collaborateurs (Zachos *et al.*, 2001a) ont publié une nouvelle synthèse des données isotopiques, suite à celle de Miller & Katz (1987) ; leur compilation de données a comme avantage d'obtenir une courbe lissée sur l'ensemble du Cénozoïque tout en étant assez précise grâce à la densité des données. Si nous n'avons pas opté pour une telle compilation, c'est qu'à l'échelle de nos observations, le lissage risque de provoquer des artefacts dans les âges et donc dans les corrélations. Nous préférons donc opter pour une ou plusieurs courbes se chevauchant, couvrant l'ensemble de l'intervalle considéré.

Les 9 sites retenus sont présentés sur une même échelle, ce qui permet une comparaison aisée (**Fig. 1.14**). Sur la période étudiée, l'amplitude des fluctuations atteint 1,8‰. Nous avons défini 5 intervalles isotopiques majeurs :

- 1) L'Oligocène supérieur (29-24 Ma env.) marqué par de faibles valeurs isotopiques
- 2) L'Aquitainien (24-22 Ma env.) est caractérisé par de fortes valeurs
- 3) L'Aquitainien supérieur – Burdigalien supérieur (22-17 Ma env.) montre des valeurs décroissantes puis croissantes, passant par un minimum autour de 19-20 Ma
- 4) Le Burdigalien terminal – Serravallien moyen (17-13,5 Ma env.) voit une rapide remontée des valeurs isotopiques suivie de fluctuations mais en restant globalement toujours à des teneurs enrichies en $\delta^{13}\text{C}$. Cet intervalle marque une grande excursion positive du signal $\delta^{13}\text{C}$, connue sous le nom de « Monterey Event » (Vincent & Berger, 1985, voir section 2.4.2)
- 5) A partir du Serravallien moyen (13,5 Ma env.), une chute des valeurs s'amorce et marque la fin du « Monterey Event ».

Le choix d'une ou de plusieurs courbes pour les corrélations avec le signal continental est guidé par sa cohérence avec les autres, la fiabilité du modèle d'âge, sa résolution temporelle et la localisation du site. Par conséquent, le site 588C est exclu d'office, le modèle d'âge étant très imprécis. Le choix d'une courbe unique, en l'occurrence le site 563, est discutable, car son modèle d'âge est assez lâche et la cohérence de la courbe dans sa partie inférieure est faible comparée aux autres. Il en va de même pour le site 608 ; le site 709AB est lacunaire et a

un modèle d'âge assez lâche également, problème que l'on retrouve dans la courbe du site 806B.

En revanche, les sites 926A,B (notés ci-après '926') et 588A offrent une densité de données unique, un modèle d'âge fiable et couvrent à eux deux toute la période considérée. Bien que situés dans deux océans différents, ce choix est validé par la bonne cohérence entre les courbes du site 926 et 803D ; en effet, les sites 803D et 588A étant relativement proches, on peut penser que la cohérence des signaux entre 926 et 803D est un garant d'un chevauchement cohérent des données des sites 926 et 588A.

Nous avons contrôlé la qualité de la nouvelle courbe de référence en évaluant statistiquement le degré corrélatif des courbes isotopiques, sur l'intervalle le mieux renseigné (21-23,5 Ma env.), c'est-à-dire la coupe de Beynes. Avec l'aide de S. Lopez, qui a développé un logiciel de corrélation « ISOCOR », des tests de corrélation ont été établis (i) entre l'ancienne référence (588C) et le signal continental et (ii) entre la nouvelle référence (926) et le signal continental. Pour chacune d'entre elles, deux corrélations ont été testées, l'une « manuelle » avec imposition des points de corrélation, la seconde « optimisée » par le logiciel sur la base de quelques points de corrélation fixés à l'avance (leur nombre est toujours précisé) et de critères statistiques. Précisons que ces tests de corrélations valident uniquement le degré de similarité des courbes, et en aucun cas les modèles d'âge, comme nous l'avons montré plus haut.

Les résultats de ce test (**Tabl. 1.5**) montrent clairement une plus grande corrélation du signal continental avec le site 926 qu'avec le site 588. Ces résultats viennent donc appuyer le choix de la nouvelle courbe de référence.

	Beynes
Site 588C	0,60 / <i>0,66</i>
Site 926	0,79 / <i>0,85</i>

Tabl. 1.5. Coefficients de corrélation des tests géostatistiques effectués avec le logiciel ISOCOR. En lettres droites, les tests manuels, en *italique* les tests optimisés. Ces tests ont été effectués avec une « version » basse résolution de la courbe isotopique 926 (Flower *et al.*, 1997b), plus facilement maniable que celle finalement utilisée (Paul *et al.*, 2000, Zachos *et al.*, 2001b).

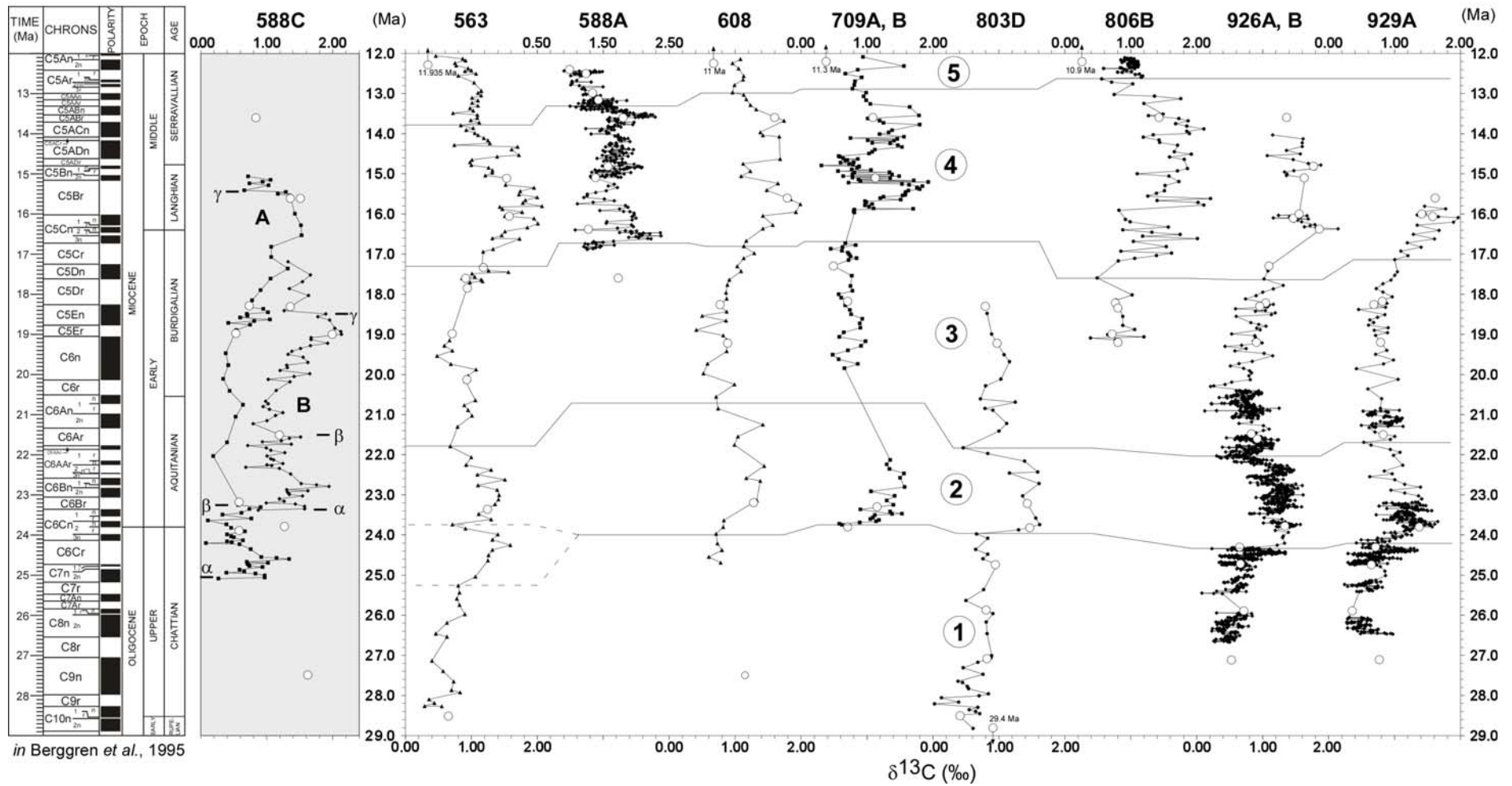


Fig. 1.14. Variabilité des signaux isotopiques issus de différents sites DSDP et ODP (cercles ouverts – modèles d'âge). Deux modèles d'âge sont présentés pour le site 588C; α , β , γ sont des points illustrant les différences entre les deux calibrages stratigraphiques (Lohman, 1986, Martini, 1986, pour le modèle A et Kennett 1986, Kennett *et al.*, 1986, pour le modèle B). Les corrélations définissant les 5 intervalles isotopiques majeurs devraient être des lignes-temps si l'on considère les fluctuations comme globales. Leur variabilité temporelle met en évidence (i) l'influence de la résolution des données, (ii) l'imprécision des modèles d'âges et (iii) une variabilité naturelle.

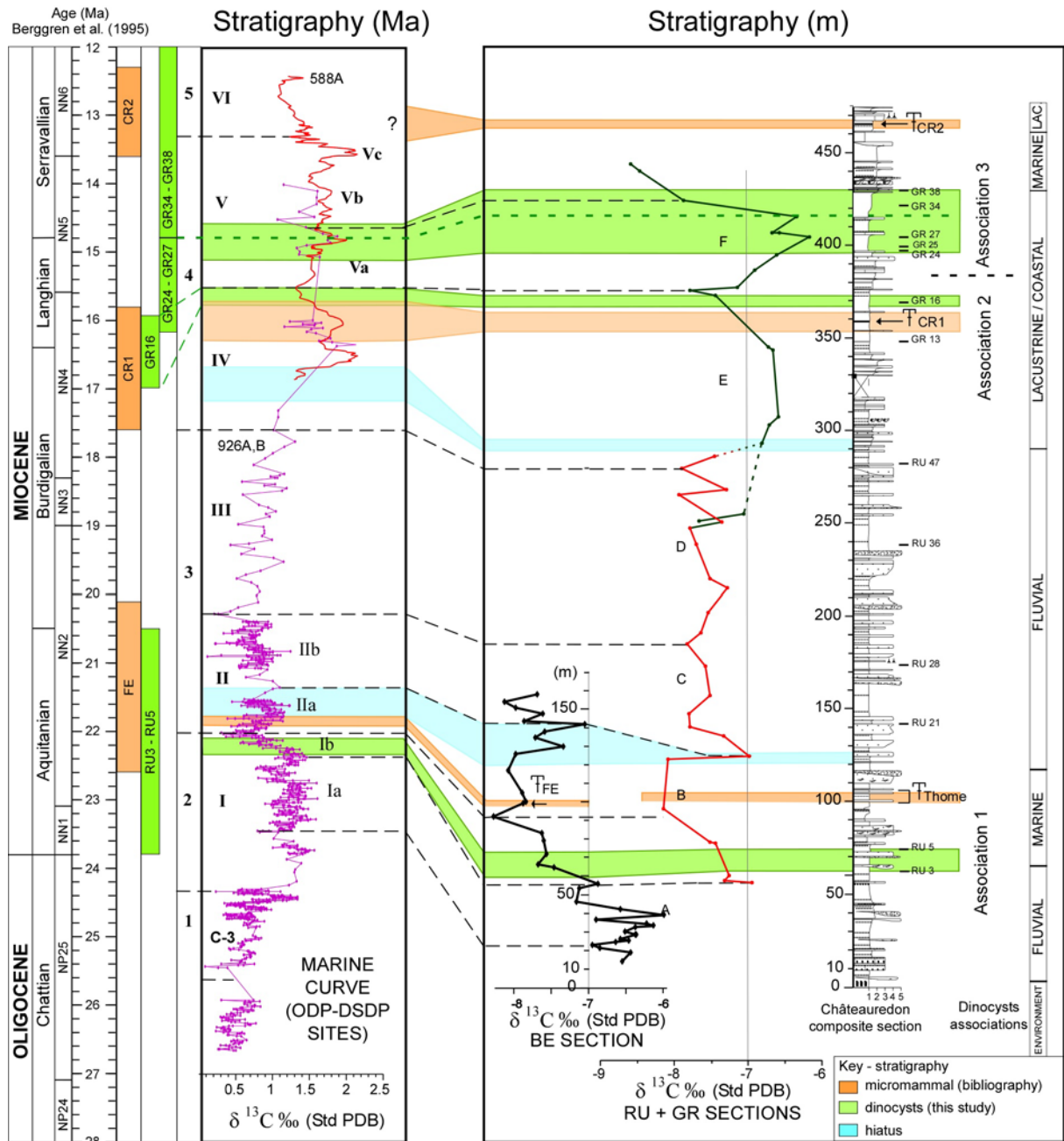


Fig. 1.15. Stratigraphie intégrée de la coupe composite de Beynes – Châteauredon (d’après Bialkowski *et al.*, 2006). Ages selon Berggren *et al.*, 1995.

1.3.2.3. Résultats et limites

Une synthèse stratigraphique de la série de Beynes - Châteauredon a été récemment publiée (Bialkowski *et al.*, 2006). Elle prend en compte les résultats palynologiques (uniquement ceux de Bialkowski, 2004) et les nouvelles courbes de référence.

Si les courbes isotopiques de références ont changé, les intervalles définis dans la section précédente sont aisément identifiables sur l’enregistrement continental et correspondent aux intervalles caractérisés originellement (intervalles A à F, Lopez *et al.*, 2000 ; intervalles I à VI, Bialkowski, 2004, **Fig. 1.15**).

Le premier intervalle n’est pas enregistré sur Beynes - Châteauredon, le deuxième est enregistré sur les coupes de Beynes et de Châteauredon de 0 à 100 m (coupe composite

comprenant celle des Ruines et celle des Granges, voir en Annexe). Les premiers termes sont probablement absents de la coupe composite de Châteauredon (intervalle Ia). L'intervalle marin 3 couvre presque tout le reste de la coupe (100-280 m). L'intervalle 4 est présent sur la partie de la coupe correspondant à la coupe des Granges. Les derniers points ne correspondent sans doute pas à la fin de l'intervalle 4 mais plutôt aux relativement faibles valeurs vers 14,5 Ma. La transition entre les intervalles 3 et 4 se situe à la jonction entre les coupes des Ruines et des Granges. Il faut signaler ici que la corrélation coupe à coupe entre les Ruines et les Granges a été révisée lors de ce travail, ce qui explique le trait en pointillé sur la figure 4 de Bialkowski et al, 2006.

Si l'âge des corrélations a varié depuis les premiers travaux sur Châteauredon (Lopez, 1999 ; Lopez *et al.*, 2000), les intervalles identifiés à l'origine sont restés les mêmes. L'outil isotopique peut être performant, notamment en domaine continental où la biostratigraphie est le plus souvent limitée, encore faut-il s'assurer que les gisements fossilifères soient bien placés et leur âge calibré (Bialkowski, 2004, Bialkowski *et al.*, 2006).

1.4. CONCLUSION

Localisé en bordure orientale du bassin de Digne-Valensole, au front de la nappe de Digne, le secteur d'étude montre un héritage relativement complexe des déformations méso- et cénozoïques, notamment dans le synclinal de Majastres. Toutefois, l'excellente préservation et condition d'affleurement des dépôts continentaux, dont la stratigraphie est maintenant bien établie, ouvre la perspective à une étude plus fines de la dynamique sédimentaire en milieu continentale, objet de cette étude. La nappe de Digne n'ayant pas a priori recouvert ces dépôts (de nombreux indices l'indiquent, voir en section 3.3.6), les chances de recueillir un signal primaire par différentes méthodes d'investigations sont accrues.

Le Cadre climatique au Miocène inférieur et moyen

Le climat du Cénozoïque est marqué, à l'échelle globale, par un refroidissement général à partir de l'Optimum Climatique de l'Eocène inférieur (~50 Ma) et qui continue aujourd'hui (**Fig. 2.1**). Au sein de cette grande tendance, le Miocène inférieur et moyen apparaissent comme une « pause », pendant laquelle le climat a connu de nettes améliorations, à l'Aquitaniens (~23 Ma) et au Langhien (~16 Ma).

Nous faisons ici le point sur le contexte climatique global d'une part et méditerranéen d'autre part, au Miocène. Le premier relève d'études sur les forages DSDP/ODP et a trait aux enregistrements océaniques des fluctuations du climat, le second est basé principalement sur les différentes études palynologiques effectuées dans le domaine méditerranéen. Enfin, nous focalisons l'étude bibliographique sur l'évènement climatique majeur du Miocène, connu sous l'appellation d'« Optimum Climatique du Miocène ».

2.1. CADRE PALEOCLIMATIQUE GLOBAL DU PALEOGENE SUPERIEUR AU NEOGENE INFERIEUR

Le climat global connaît un brusque changement au passage Eocène-Oligocène, en relation avec la mise en place puis le développement de la calotte Antarctique Est, conséquence respectivement de l'ouverture du détroit de Tasmanie et de celle du détroit de Drake, cette dernière isolant définitivement le continent Antarctique au Rupélien (29-34 Ma) (Zachos *et al.*, 2001 ; **Fig. 2.1**). A ce changement est associé un pic de $\delta^{18}\text{O}$ appelé « événement Oi-1 » (Wright & Miller, 1993).

L'Oligocène est donc marqué dans son ensemble par une période froide, mais au Chattien supérieur (26 Ma), un net réchauffement s'amorce, atteignant son apogée vers 24,5 Ma. Là encore la cause semble être de nature tectonique (soulèvement des Andes, Ruddiman, 1997).

Le passage Oligo-Miocène est marqué par une soudaine et brève glaciation (événement isotopique Mi-1) due à la naissance du courant circumpolaire, suivie d'une relative stabilité climatique en contexte semi-glaciaire pendant le Miocène inférieur². Un léger réchauffement entre 17 et 14 Ma donne lieu à l'Optimum Climatique du Miocène moyen, immédiatement suivi d'un refroidissement généralisé et graduel, correspondant au retour d'une calotte permanente en Antarctique à partir de 15 Ma.

A partir de nombreuses études détaillées de la dynamique climatique, couvrant une période allant de la limite Oligocène-Miocène jusqu'au début du Miocène moyen (entre 25 et

² En parlant de « semi-glaciaire », il faut garder à l'esprit que les températures étaient globalement supérieures à celles d'aujourd'hui, et la calotte arctique encore inexistante.

15 Ma environ), nous proposons une synthèse thématique autour des points suivants : glacio-eustatisme, cycles astronomiques et variations du taux de CO₂ atmosphérique, sujets que nous aurons l'occasion d'aborder par la suite.

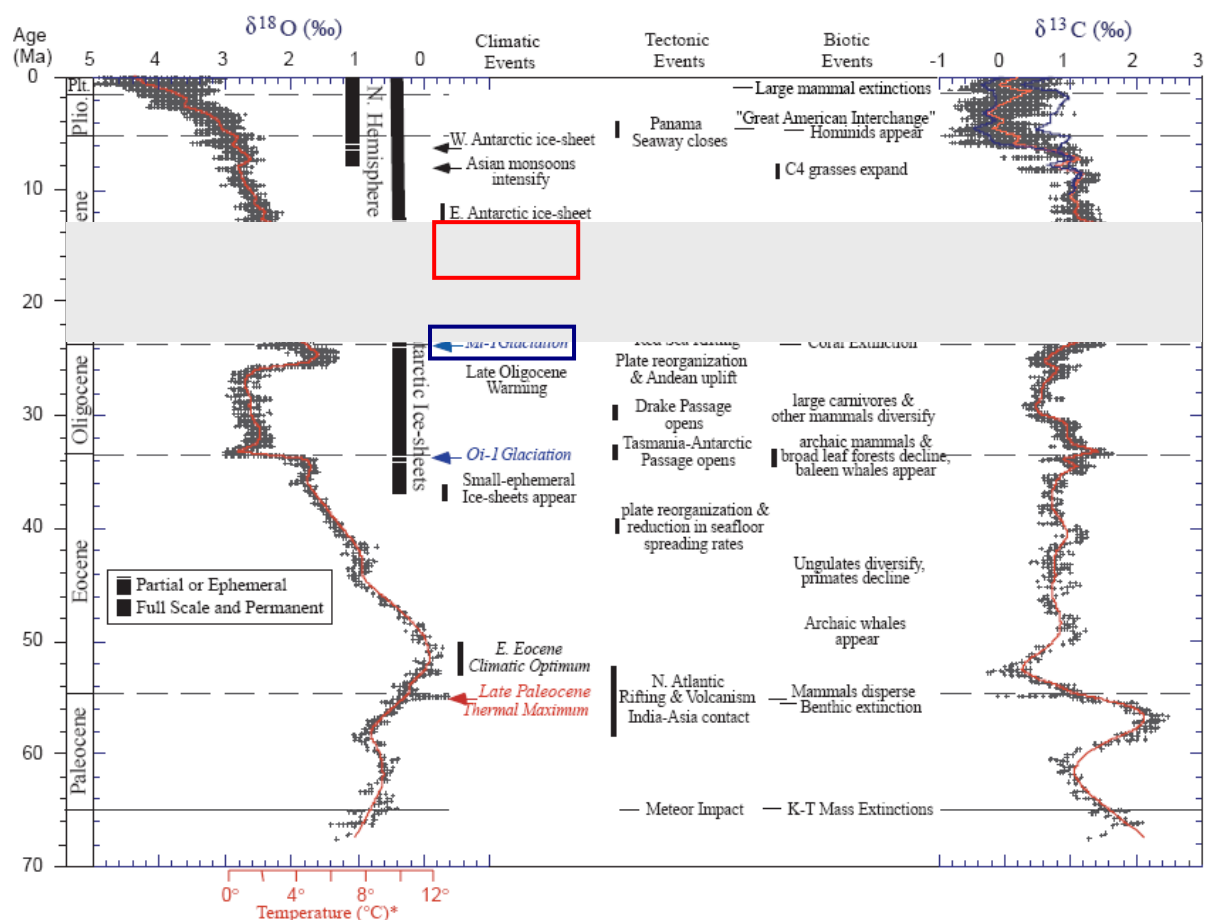


Fig. 2.1. Evolution des signaux isotopiques (C et O) en regard des principaux événements climatiques, tectoniques et paléontologiques pendant le Cénozoïque (*in Zachos et al., 2001a*). Les données isotopiques sont issues des foraminifères benthiques. La période considérée est surlignée, les grands événements climatiques qui la caractérisent sont entourés.

2.1.1. Glacio-eustatisme

L'approfondissement du passage de Drake, donnant naissance au courant circumpolaire occasionne une grande glaciation et marque le début du Miocène (*Flower et al., 1997a*). Cet événement, qui se traduit par une augmentation de 0,8‰ du signal δ¹⁸O, est noté Mi-1 (*Miller et al., 1991*). Ce n'est pas le seul événement glaciaire du Miocène, ceux-ci sont au nombre de 7 pour le Miocène inférieur et moyen (*Miller et al., 1991*), bien qu'Abreu & Haddad (1998) en dénombrent 10 sur le même intervalle (**Tabl. 2.1**).

L'événement Mi-1 marque le début du Miocène et est daté avec précision par *Flower et al. (1997a)* à 23,65 Ma. *Paul et al. (2000)* utilisent une échelle calibrée astronomiquement, ce qui les amènent à reconsidérer l'âge « réel » de l'événement à 22,95 Ma. L'évènement dure 250 Ka (de 23,18 à 22,93 Ma), avec une amplitude de 1,6 ‰, soit le double de celle observée par *Miller et al. (1991)*. *Abreu & Haddad (1998)* interprètent les signaux géochimiques en fonction des deux modes, glaciaire et interglaciaire :

- **Glaciaire** : marqué par une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques accompagnée soit par une chute du $\delta^{13}\text{C}$ en raison de l'érosion des plate-formes apportant la matière organique (appauvrie en ^{13}C) stockée à l'interglaciaire, soit par une augmentation si la ventilation des eaux de fond s'améliore.
- **Interglaciaire** : marqué par une chute du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques associée à une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ car la matière organique appauvrie en ^{13}C est stockée sur les continents/plate-formes.

En terme de **volume de glace**, Wright *et al.*, (1992) estiment la variation du volume de glace entre glaciaire et interglaciaire (0,5 et 0,8‰ d'amplitude du signal $\delta^{18}\text{O}$) entre 60 et 90% de celles du quaternaires (Shackleton & Kennett, 1975). Paul *et al.* (2000) se basent sur les travaux de Shackleton & Opdyke, (1973) et concluent qu'au moins 50% du signal benthique est imputable au volume de glace pendant le Mi-1. Abreu & Haddad (1998) attribuent quant à eux $\frac{2}{3}$ de la variation en $\delta^{18}\text{O}$ au volume de glace en se basant sur les valeurs obtenues par Shackleton (1967) pour le dernier maximum glaciaire.

Les volumes de glaces estimés peuvent être traduits en terme de **variations du niveau marin absolu** (glacio-eustatisme). Pour cela, des calibrations sont proposées : Fairbanks & Matthews (1978) ont défini un rapport 0,11‰/10 m pour l'Océan actuel, mais Miller *et al.* (1987) ont noté un rapport de 0,055‰/10 m pour les Océans pré-Pléistocène. Ainsi, Wright *et al.* (1992) calculent un eustatisme entre 45 et 75 m (rapport actuel) ou entre 90 et 145 m (rapport pré-Pléistocène), les fourchettes de valeurs traduisant les différentes amplitudes selon les événements Mi ; Flower *et al.* (1997a) estiment une chute du niveau marin de 70 m minimum lors du Mi-1. Paul *et al.* (2000) calculent sur ce même modèle une chute de 80 m en 100 Ka lors du Mi-1.

Toutes ces études convergent donc vers une chute du niveau marin par glacio-eustatisme de l'ordre de 80 m ; sachant que le glacio-eustatisme peut atteindre 120 m au Quaternaire, c'est une valeur compatible avec l'idée que le volume de glace mobilisé est d'environ 60-70% de celui du Quaternaire.

Différents auteurs proposent une corrélation de ces chutes du niveau marin avec les **séquences sédimentaires**. En effet, Miller *et al.* (1991), fait correspondre les événements Mi aux limites de séquence (SB, *Sequence Boundary*) de type I de Haq *et al.* (1987). Abreu & Savini (1994) corrélient 8 glaciations à 8 chutes du niveau marin au Miocène. Il y a une correspondance directe entre minima de $\delta^{18}\text{O}$ et les maxima d'inondation (MFS, *Maximum Flooding Surface*) d'une part, et maxima de $\delta^{18}\text{O}$ et SB sur les chartes de Haq *et al.* (1988) et Hardenbol *et al.* (1998) d'autre part. Abreu & Haddad (1998) indiquent que les points d'inflexion devraient en théorie correspondre aux MFS et SB, mais pour plus de simplicité, ce sont les pics qui sont corrélés aux SB de Haq *et al.* (1988), car ils estiment qu'ils sont assez étroits pour que l'erreur temporelle induite soit négligeable (**Tabl. 2.1**).

Comme le précisent Abreu & Haddad (1998), la relation de Fairbanks & Matthews (1978) citée ci-dessus est une sous-estimation car elle correspond à un eustatisme absolu et ne prend donc pas en compte la part de subsidence (que l'on retrouve dans les amplitudes estimées à partir des cycles de 3^{ème} ordre de Haq *et al.*, 1987), ni de rebond isostatique, qui a dû être limité étant donnée l'absence de calotte arctique.

Ces correspondances établies entre limites de séquence et glacio-eustatisme sont des arguments pour une origine climatique des cycles de 3^{ème} ordre.

Age (Ma) (Wright & Miller / Abreu & Haddad)	Wright & Miller, 1993	Abreu & Haddad, 1998	Limites de séquence	
			Haq <i>et al.</i> , 1988	Hardenbol <i>et al.</i> , 1998
12,6 / 12,7	Mi-4	MSi-3	Ser-3	Ser-3
13,6	Mi-3	MSi-2	Ser-2	Ser-2
---- / 14,6		MSi-1		Lan-2/Ser-1
16,1 / 16,4	Mi-2	MLi-1	Bur-5/Lan-1	~Bur-5/Lan-1
---- / 17,2		MBi-3	Bur-4	~Bur-4
18,1 / 18,0	Mi-1b	MBi-2	Bur-3	~Bur-3
20,0 / 19,4	Mi-1aa	MBi-1	Bur-2	~Bur-2
21,2 / 21,1	Mi-1a	MAi-3	~ Aq-3/Bur-1	~ Aq-3/Bur-1
---- / 22,2		MAi-2		Aq-2
23,5 / 23,8	Mi-1	MAi-1	Ch-4/Aq-1	Ch-4/Aq-1

Tabl. 2.1. Correspondance entre évènements isotopiques et limites de séquence, pour le Miocène inférieur et moyen.

2.1.2. Forçage orbital et cycles de Milankovitch

Miller *et al.* (1987, 1991) décrivent 12 glaciations sur l'ensemble de l'Oligocène et du Miocène inférieur et moyen, soit une moyenne d'une glaciation tous les 2,5 Ma environ. Abreu & Haddad (1998) détaillent le signal isotopique et dénombrent ainsi 9 intervalles isotopiques sur 11,1 Ma, c'est-à-dire un événement tous les 1,2 Ma en moyenne (**Tabl. 2.1**). Ces valeurs de période se retrouvent dans la courbe d'insolation de Laskar (Laskar *et al.*, 1993, Shackleton *et al.*, 1999) pour l'intervalle 12-34 Ma. En effet, les cycles de 1,2 et 2,3 Ma y sont décrits comme dérivant de l'obliquité et de l'excentricité respectivement, et ont été rapportés dans des enregistrements biostratigraphiques et isotopiques du Miocène supérieur (Lourens & Hilgen, 1997, Santarelli *et al.* 1998).

Les signaux isotopiques (C, O) eux-mêmes ont fait l'objet d'analyses spectrales (Flower *et al.*, 1997a, Paul *et al.*, 2000). Celles-ci montrent que le passage O/M est marqué par les cycles à 41, 100 et 400 ka, avec une prédominance pour celui à 41 ka. Ceci suggère un contrôle aux hautes latitudes du climat, qui correspondrait aux variations du volume des glaces en Antarctique, même en période relativement chaude comme à l'Oligocène terminal (Flower *et al.*, 1997a).

2.1.3. Le CO₂ atmosphérique

La reconstitution de la pression partielle de CO₂ atmosphérique (pCO_{2atm}) n'est possible à partir d'enregistrements directs que pour les 400 derniers ka, intervalle recouvert par les carottes de glace où ont été piégées les bulles d'air (Petit *et al.*, 1999). Pour les temps plus anciens, on a recouru à des mesures indirectes, via différents *proxys* : $\delta^{13}\text{C}$ des alkénones (Pagani *et al.*, 1999), des nodules pédogénétiques (Cerling, 1991), densité des stomates des feuilles fossiles (Roth-Nebelsick *et al.*, 2004)... Mais ces données sont le plus souvent disparates dans le temps, et l'on a recouru à des modèles pour donner un aperçu plus global des changements sur l'ensemble des temps phanérozoïques (**Fig. 2.2**).

Ces différents modèles divergent grandement les uns des autres, les valeurs obtenues pour la période considérée, qui s'inscrit dans une chute de la pCO₂ sur le long terme, sont ainsi comprises entre 150 et 1260 ppmV, toutes incertitudes et tous modèles confondus. Ces disparités proviennent surtout des traceurs (*proxys*), qui donnent des valeurs très différentes entre eux pour une même période (Wallmann, 2001, Boucot & Gray, 2001, Roth-Nebelsick *et al.*, 2004, **Fig. 2.2**).

Pagani *et al.* (1999) se sont focalisés sur le Miocène, mettant en évidence des variations de la $p\text{CO}_2$ à une échelle plus détaillée. La $p\text{CO}_2$ évoluerait, au cours du Miocène, entre deux maxima (>300 ppmV) à l'Oligocène terminal (25 Ma) et au Tortonien (9,5 Ma); elle atteindrait un minimum (~ 200 ppmV) au Langhien (15,5 Ma).

La moyenne oscillerait autour de 260 ppmV. Le Mi-1 correspondrait à une chute de 100 ppmV, mais la $p\text{CO}_2$ ne remonterait pas lors de l'Optimum Climatique où c'est même son minimum : ceci mettrait en évidence le rôle secondaire de la $p\text{CO}_2$ par rapport à la tectonique sur les variations climatiques à grande échelle (Pagani *et al.*, 1999). En effet, sur le long terme, la surrection tectonique (*uplift*), créant les reliefs, accélère le taux global de l'altération, consommatrice de CO_2 ; cet effet est visible sur le profil isotopique du Sr depuis 100 Ma (Raymo, 1994, Hodell & Woodruff, 1994).

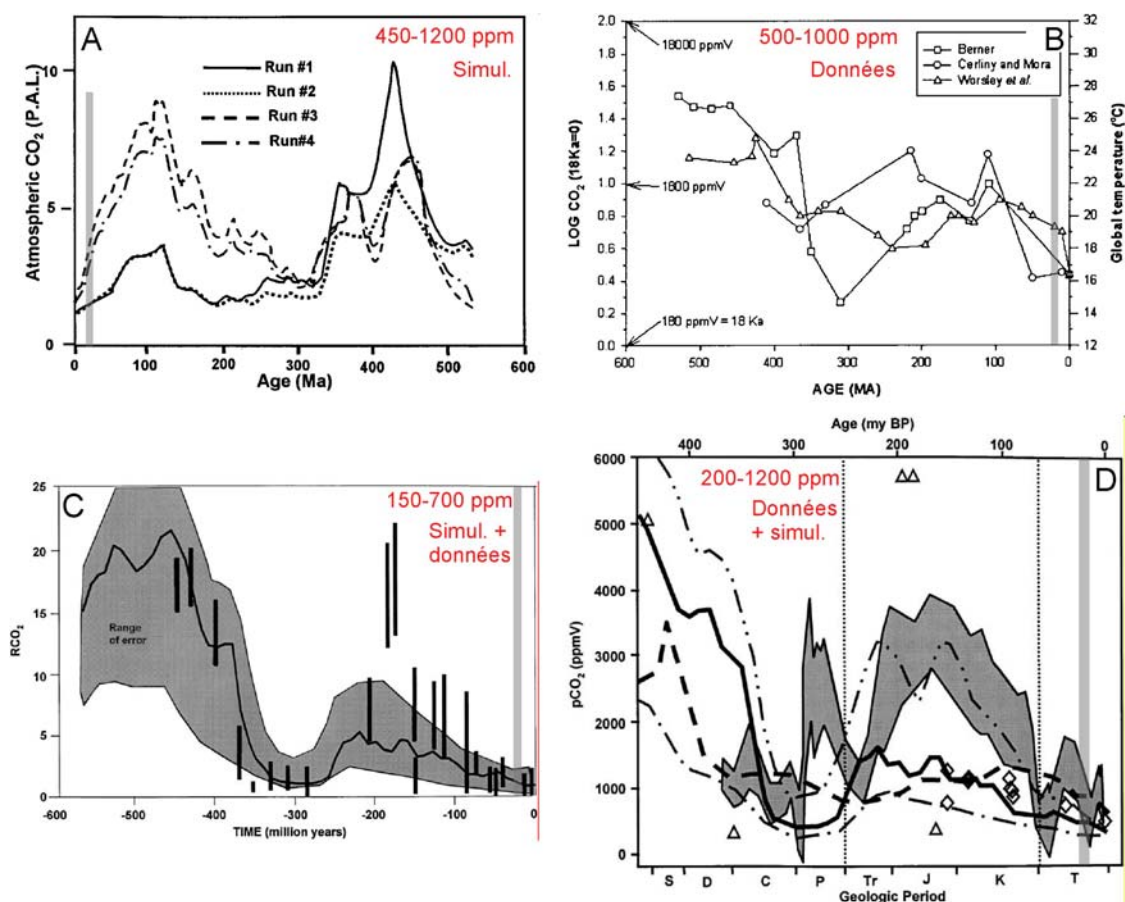


Fig. 2.2. Exemples de modèles d'évolution de la $\text{PCO}_{2\text{atm}}$ au cours du phanérozoïque (revue in Boucot & Gray, 2001). **A.** Modèle de Francois *et al.* (1993) **B.** Modèle de Worsley *et al.* (1994). **C.** Modèle de Berner (1997). **D.** Modèle d'Ekart *et al.* (1999). "P.A.L." signifie "Present Atmospheric Level", RCO_2 = rapport entre la PCO_2 fossile et l'actuelle prise à 300 ppm. Les différentes études, basées sur des simulations ou des données de terrain, indiquent une même fourchette de valeurs très large (un ordre de grandeur) pour la période considérée (bandes verticales grisées).

2.1.4. Conclusions (Fig. 2.3)

La présence d'une calotte Antarctique à l'Oligocène et qui se développe au Miocène engendre un glacio-eustatisme comparable à l'Actuel, même si les amplitudes des variations du niveau marin absolu sont sans doute 1,5 à 2 fois moindre. Les cycles de Milankovitch associés semblent être surtout ceux de l'obliquité (40 ka) et de l'excentricité (100 et 400 ka), les événements de Miller sont sans doute liés aux cycles de plus basse fréquence (1,2 Ma et 2,3 Ma) issus de ces mêmes cycles.

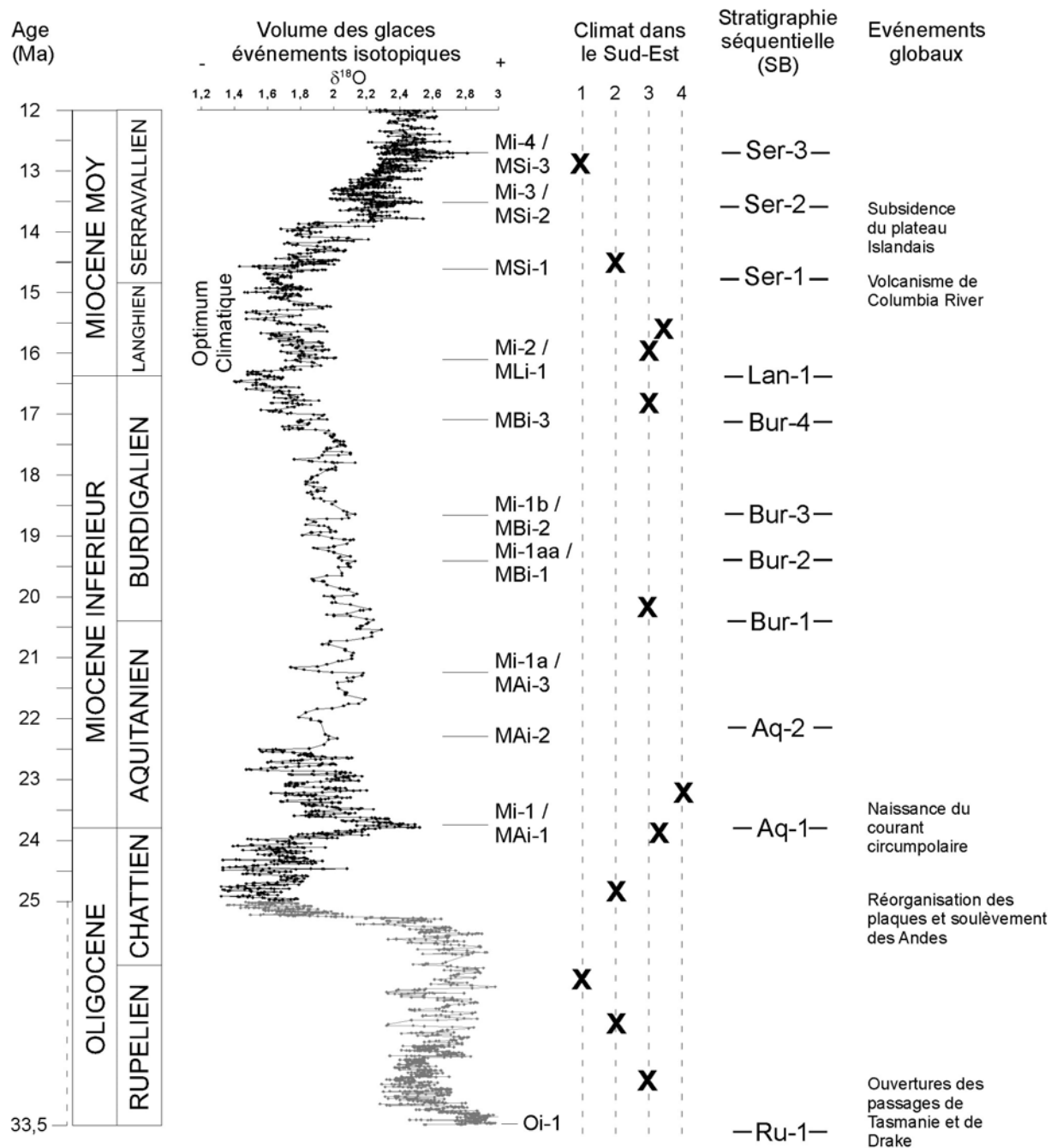


Fig. 2.3. Synthèse du contexte climatique à l’Oligo-Miocène. “Mi-” et “MAi-” représentent les événements isotopiques (Miller *et al.*, 1991, Abreu & Haddad, 1998). Courbe du volume des glaces $\approx \delta^{18}O$ (Zachos *et al.*, 2001a). Climat du S-E: 1 = frais aride, 2 = frais humide, 3 = chaud humide, 4 = chaud aride (Chateaufeuf & Nury, 1995, Bessedik, 1984, 1985, Suc *et al.*, 1999). Découpage séquentiel d’après Hardenbol *et al.* (1998).

2.2. CADRE PALEOCLIMATIQUE DANS LE BASSIN MEDITERRANEEN

Dans le domaine Méditerranéen, les données paléoclimatiques proviennent essentiellement des analyses palynologiques (p. ex. Sittler, 1967, Bessedik, 1984, Aguilar & Michaux, 1984, Zheng, 1990, Châteauneuf & Nury, 1995, réf. in Suc *et al.*, 1999; Jimenez-Moreno, 2005).

L'Oligocène était dans l'ensemble marqué par un net refroidissement depuis le Rupélien inférieur jusqu'au Chattien, avant de revenir à un climat chaud et humide au Chattien terminal (Châteauneuf & Nury, 1995).

L'Aquitaniens basal était caractérisé par un climat « subtropical » semi-aride avec l'existence de mangroves dans tout le bassin méditerranéen (Sittler, 1967, Bessedik, 1984, Esteban, 1996). L'Aquitaniens moyen jusqu'au Burdigalien était une période plus fraîche et humide, pendant laquelle les mangroves ont totalement disparu du paysage ainsi que les récifs coralliens (Esteban, 1996). Le Burdigalien terminal et surtout le Langhien voient le retour des coraux et des mangroves qui leur sont associées, à nouveau dans l'ensemble du bassin méditerranéen (Bessedik & Cabrera, 1985, synthèse in Franseen *et al.*, 1996a) et dans le reste de l'Europe occidentale (Utescher *et al.*, 2000, Jimenez-Moreno *et al.*, 2005). Ce retour à des conditions plus chaudes est bien entendu le reflet de l'Optimum Climatique du Langhien mis en évidence par les isotopes sur foraminifères (voir section 5.1 ; Châteauneuf *et al.*, 2006). Au Langhien supérieur – Serravallien, un net refroidissement s'amorce (Jimenez-Moreno *et al.*, 2005), reflet encore une fois de la dynamique globale avec le développement de la calotte Est-Antarctique.

Utescher *et al.* (2000) ont estimé les MAT (températures moyennes annuelles) entre 16 et 18° pour la fin de l'Oligocène et Sittler (1967) a montré que même le bassin Rhéna, situé à la paléolatititude de 45°N, était sous des conditions climatiques « extratropicales ». La remarque générale sur le développement de faunes mégathermes dans des zones plus septentrionales que celles actuelles pose la question de la répartition des zones climatiques et du gradient climatique au Miocène (Plaziat, 1995, Nikolaev *et al.*, 1998, **Fig. 2.4 & Tabl. 2.2**).

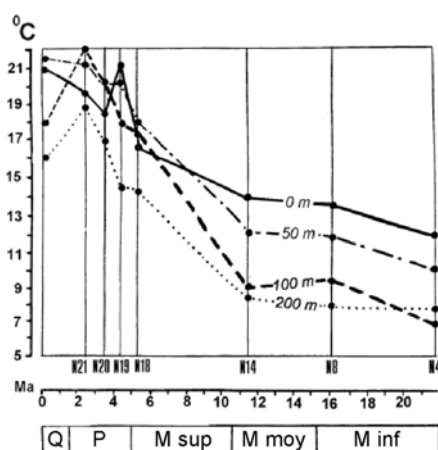


Fig. 2.4. Variations du gradient de température entre les pôles et l'équateur au cours du Néogène et pour différentes profondeurs (Fig. 16 in Nikolaev *et al.*, 1998).

Time-slices	Age (Ma)	0 m	50 m	100 m	200 m
Present	0	21.0	21.5	18.0	16.0
N21	1,8-3	20.0	21.5	22.5	19.0
N20	3-4	18.5	20.5	20.5	17.0
N19	4-5	21.5	20.5	18.0	14.5
N18	5-6	17.0	18.0	17.5	14.0
N14	10,5-11,7	14.0	12.0	9.0	8.5
N8	15-17	13.5	12.0	9.5	8.0
N4	21-22,5	12.0	10.0	7.0	7.5

Tabl. 2.2. Valeurs des variations du gradient de température entre le pôle et l'équateur au cours du Néogène et pour différentes profondeurs. (Table 2 in Nikolaev *et al.*, 1998).

Le bassin de Digne-Valensole est situé, à l'Oligo-Miocène, à une paléolatitue de 35°N environ (Dercourt *et al.*, 1993, 2000, Popov *et al.*, 2004). Ceci explique les différences pouvant exister avec les données marines qui enregistrent, elles, un cadre plus global. En effet, les variations de climat entre « glaciaire » et « interglaciaire » ne sont pas ressenties, en terme de température et surtout d'humidité, de la même façon selon la latitude, d'autant moins en période de faible gradient latitudinal de température (Matthews & Perlmutter, 1994, discussion en section 5.3.3).

En conclusion, à l'échelle du Bassin méditerranéen, les variations climatiques sont surtout fournies par les analyses polliniques, mais aussi par le développement/disparition des récifs coralliens. Cependant, la zonation climatique des espèces mégathermes montre que le gradient de température entre pôles et équateur était bien plus faible au Miocène qu'aujourd'hui, ce que confirme l'analyse du ¹⁸O des foraminifères. Dans la section suivante, nous approfondissons l'analyse sur la période du Langhien.

2.3. L'OPTIMUM CLIMATIQUE DU LANGHIEN ET L'ÉVÈNEMENT ISOTOPIQUE DU MONTEREY : LEUR EXPRESSION DANS LE BASSIN MEDITERRANEEN

Comme nous venons de le voir, le Miocène moyen connaît une période de réchauffement généralisé, précédant le refroidissement brutal du Serravallien dû à la mise en place de la calotte Est Antarctique (**Fig. 2.3 & 2.5**). Nous allons voir que cette période, marquée aussi par une excursion isotopique mondiale du carbone (Évènement de Monterey), a laissé dans le domaine méditerranéen de très bons indicateurs.

2.3.1. L'Optimum Climatique du Langhien

Le climat n'a jamais été aussi chaud depuis cet « Optimum Climatique » langhien qui s'étale sur un peu plus de 2 Ma (**Fig. 2.5**). Dans le Bassin méditerranéen, cette période est marquée par trois phénomènes : un maximum transgressif (retrouvé à l'échelle globale), un maximum de développement des complexes récifaux et surtout une extension maximale des mangroves qui les accompagnent souvent (p. ex. Bessedik & Cabrera, 1985).

En conséquence, l'Optimum climatique est marqué par des phénomènes ayant tout autant des implications paléogéographiques (extension des coraux/mangroves) que stratigraphiques, puisque, nous allons le voir, l'extension temporelle de ces phénomènes est relativement limitée.

Le point de départ de cette analyse bibliographique est l'article de Bessedik & Cabrera (1985) qui le premier donne une très bonne idée de la faible extension stratigraphique du développement des mangroves. Nous verrons, suite aux travaux récents de Jiménez-Moreno (2005) que le phénomène est finalement plus complexe.

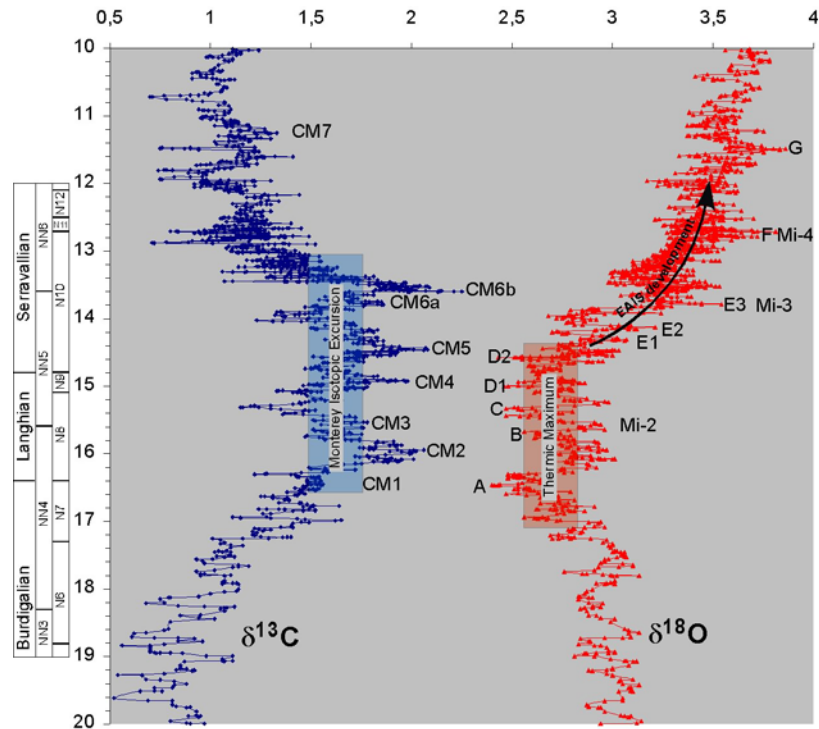


Fig. 2.5. L'Optimum Climatique et l'Excursion Isotopique du Monterey (courbes extraites de Zachos *et al.*, 2001a). Le $\delta^{13}\text{C}$ commence son ascension avant le début de la chute du $\delta^{18}\text{O}$, entre 18,2 et 17,6 Ma ; entre 17,6 et 16,5 Ma, les deux évoluent au même rythme. A 16,5 Ma, l'Optimum Climatique est atteint (point A) comme l'atteste le minimum du $\delta^{18}\text{O}$. A 16,3 Ma, le signal $\delta^{18}\text{O}$ entame une augmentation, synchrone avec la brutale augmentation du $\delta^{13}\text{C}$, qui culmine (CM2) en même temps que le maximum de $\delta^{18}\text{O}$ à 16,0 Ma. A partir de là, les fluctuations à haute fréquence des deux signaux sont fortement corrélés (16,0-13,5 Ma). La fin de l'Optimum Climatique qui précède la dégradation progressive mais inéluctable du climat est datée à 14,6 Ma environ (D2), au milieu de l'excursion de Monterey. Cette dernière s'achève vers 12,5-13 Ma selon ce que l'on considère comme valeur plateau, mais la chute du signal débute dès 13,5 Ma (CM6b), soit 1,3 Ma de décalage avec le $\delta^{18}\text{O}$. Il existe donc une réelle complexité de l'interaction des deux signaux, et leur influence mutuelle ne pourra être comprise qu'avec d'autres traceurs climatiques ou de productivité.

2.3.1.1. Age du développement maximal de la mangrove à *Avicennia*

La présence d'une mangrove à *Avicennia* a déjà été signalée en Méditerranée occidentale par Bessedik dans des niveaux dont l'âge va du Chattien au Langhien supérieur (Bessedik, 1981, Bessedik, 1985). La mangrove a persisté au Messinien en Sicile (Suc & Bessais, 1990) et en Algérie (Chikhi, 1992). Cependant, le développement maximal de cette formation végétale, dont témoignent les forts pourcentages en pollen du genre *Avicennia* dans une série de coupes allant de la Catalogne à la vallée du Rhône, se situe au Burdigalien supérieur-Langhien (Bessedik, 1985 ; Bessedik & Cabrera, 1985).

Ce sont ces derniers qui, jusqu'à récemment (Jiménez-Moreno, 2005 ; Châteauneuf *et al.*, 2006), avaient réussi à calibrer au plus juste le développement maximal de la mangrove, dénommé ci-après « pic d'*Avicennia* », puisque c'en est le marqueur typique. Bessedik & Cabrera (1985) ont pu préciser son âge à l'aide d'associations de foraminifères et de nanfossiles dans le bassin de Vallès-Penedès (Espagne) ; cet âge est compris dans un intervalle comprenant *Helicosphaera ampliaperta* (LAD à la limite NN4/NN5) et *Globigerinoides sicanus* (équivalent de *Praeorbulinoides sicana*, FAD à la limite N7/N8, **Fig. 2.6**). Par ailleurs, *Praeorbulina glomerata* (FAD intra-N8.) est observée dans des marnes situées latéralement à celles contenant le pic d'*Avicennia* (fig. 4 in Bessedik & Cabrera, 1985). Toutefois, la position stratigraphique relative de leurs échantillons reste incertaine, et

bien que les auteurs suggèrent (fig. 5 in Bessedik & Cabrera, 1985) que le développement de la mangrove est concomitant avec l'apparition de *P. glomerosa*, il paraît plus prudent de ne restreindre l'intervalle stratigraphique qu'à une partie des zones N8-NN4 (**Fig. 2.6**). Ces informations, une fois replacées sur l'échelle stratigraphique de Berggren *et al.* (1995) conduisent à proposer pour le pic d'*Avicennia* un âge compris entre 15,6 et 16,4 Ma.

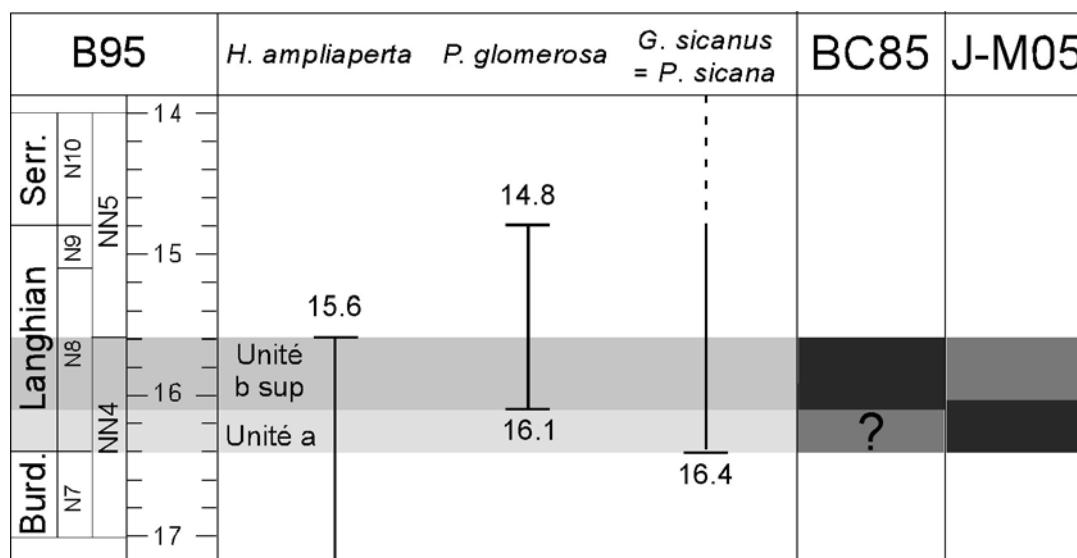


Fig. 2.6. Synthèse biostratigraphique de l'étude de Bessedik & Cabrera (1985) sur le calage du pic d'*Avicennia*. Comparaison avec les résultats obtenus par Jimenez-Moreno (2005) sur le même secteur.

Depuis lors, et jusqu'aux travaux de Jiménez-Moreno (2005), aucune étude en domaine méditerranéen n'a entrepris de réviser, préciser ou étendre l'étude à l'ensemble de l'Europe de l'Ouest. Ainsi, Demarcq *et al.* (1983), dans leur synthèse paléoclimatique sur la vallée du Rhône, et Suc *et al.* (1999), également dans une revue des changements de végétation au cours du Néogène, ne font que citer Bessedik (1981) à propos d'*Avicennia*. Dans une revue de la littérature sur le sujet, Plaziat (1995) mentionne la découverte de mangroves en trois régions de la méditerranée (Sud France, Tunisie et Italie Est), mais aucune datation ne vient préciser les données de Bessedik & Cabrera (1985). En revanche, l'auteur cite de nombreux travaux au Japon sur la même période, où des indices de mangrove sont connus depuis les années 50 (Oyama, 1950, Yamanoi *et al.*, 1980, Tsuda *et al.*, 1981, 1984). D'un point de vue stratigraphique, ces mangroves japonaises se seraient développées dans la biozone N8 de Blow (1969), soit, sur l'échelle de Berggren *et al.* (1995), entre 15.1 et 16.4 Ma. Plaziat *et al.* (2001) mentionne en outre Nagy (1991) sur le Bassin pannonien, qui rapporte des pollens d'*Avicennia* du Badenien inférieur, c'est-à-dire le Langhien.

Récemment, Jiménez-Moreno (2005) a repris l'étude du développement de la mangrove, notamment dans le bassin de Vallès-Penedès (**Fig. 2.6**). Il y observe une présence quasi continue de la mangrove au Langhien, avec une période de climax à la base de son échantillonnage (zone grise foncée, **Fig. 2.6**), dans l'intervalle contenant *P. sicana* sans *P. glomerosa*. Les deux études ne portant pas exactement sur les mêmes coupes, il paraît difficile, de l'extérieur, de préjuger de la position relative des différents échantillons et de savoir s'il s'agit d'un seul et même évènement, auquel cas très bien daté (~16,2 +/- 0,2 Ma), ou bien de deux pics étalés sur la fourchette 15,6-16,4 Ma.

D'autres part, Jimenez-Moreno (2005) a étendu son investigation en Europe centrale et occidentale. Il semblerait que le développement de la mangrove soit largement diachrone,

migrant depuis le Nord (Autriche/Suisse/région de Bordeaux) au Burdigalien/Burdigalien supérieur vers le Sud (Bassin du SE, région de l'Etang de Berre, bassin de Vallès-Penedès) au Burdigalien supérieur/Langhien, puis encore plus au Sud (Sud de l'Espagne) au Serravallien.

2.3.1.2. Les coraux et le maximum transgressif associé

Dans leur étude que nous prenons comme référence, Bessedik & Cabrera (1985) montrent la contemporanéité du pic d'*Avicennia* avec le développement récifal du Miocène moyen (**Fig. 2.7**).

Les premiers travaux sur le développement des coraux en Méditerranée occidentale sont attribués à Chevalier (1961), qui montre que les récifs, après s'être développés à l'Aquitanién et quasiment disparu au Burdigalien, reconquièrent le terrain au Burdigalien terminal/Langhien. Demarcq *et al.* (1983), dans leur synthèse du climat néogène du bassin rhodanien, ne mentionnent pas de coraux, au Miocène moyen, au dessus de Marseille. Nous avons tenté, au travers de la bibliographie³, de voir si d'autres études avaient pu dater plus précisément que Bessedik & Cabrera (1985) ce développement récifal du Miocène moyen (**Fig. 2.8**). En réalité, les occurrences de coraux sont soit datées par les foraminifères, soit par comparaison avec les chartes eustatiques, puisqu'elles correspondent systématiquement à un haut niveau marin. La biostratigraphie montre une grande extension temporelle de ce développement : deux hypothèses sont avancées, l'une par Franseen *et al.* (1996b), l'autre par Esteban (1996). La première pointe du doigt les incertitudes stratigraphiques des études, ce qu'admet aussi Esteban (1996), mais celui-ci propose surtout qu'il existe en réalité deux phases de développement, séparées par une surface d'émersion. Il est intéressant de remarquer que Bessedik & Cabrera (1985) ont observé les deux niveaux en question, et que la mangrove serait plutôt associée au second niveau. A notre avis, deux effets se conjuguent : le développement récifal varie temporellement, mais aussi spatialement : la comparaison des épaisseurs et occurrences des récifs coralliens dans le bassin montre qu'elles augmentent vers l'Est. Les incertitudes de datation viennent donc, en grande partie, d'une réponse au changement climatique qui est diachrone à l'échelle du bassin. Cependant, les deux phases de développement sont avérées (Bessedik & Cabrera, 1985 ; Esteban *et al.*, 1996). Il faut imaginer que ces deux phases, séparées par une surface d'émersion (Esteban, 1996), s'amalgament vers l'est du bassin, jusqu'à ne donner qu'une phase dont l'extension temporelle s'est considérablement élargie (Bassant *et al.*, 2005 ; **Fig. 2.8**).

Les développements récifaux sont corrélés par tous les auteurs à un maximum transgressif. Selon le calage biostratigraphique, le cycle corrélé (selon la nomenclature de Haq *et al.*, 1987, 1988) peut varier, entre le T.B. 2.2. (Pedley, 1996) et le T.B. 2.4 (Buchbinder *et al.*, 1993, Buchbinder, 1996). Toutefois, la plupart des auteurs admettent que l'extension est reliée à la transgression langhienne T.B. 2.3 (Grasso *et al.*, 1994 ; Esteban *et al.*, 1996; Pedley 1996; Buchbinder 1996; Karabiyikog̃lu *et al.*, 2005). Cette transgression majeure, au Langhien, a été reconnue dans les sondages du Golfe du Lion (Cravatte *et al.*, 1974).

³ Citons notamment, comme référence majeure, la synthèse de Franseen *et al.* (1996) concernant les récifs coralliens du Miocène en Méditerranée.

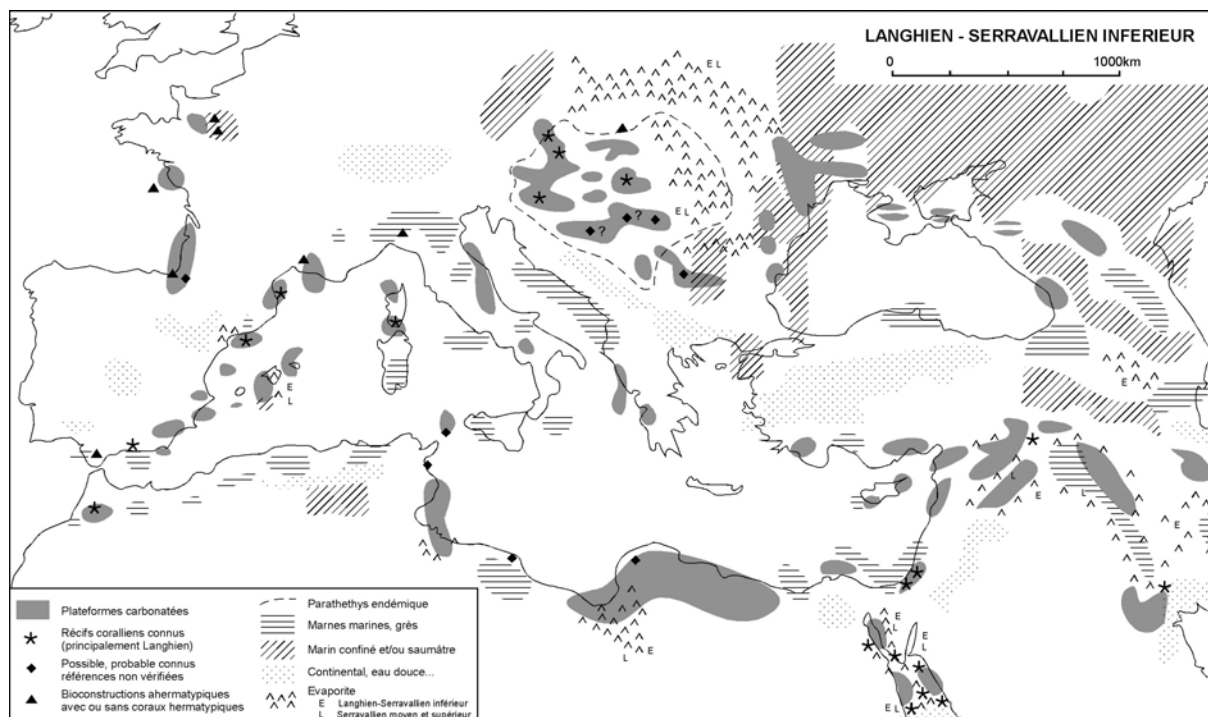


Fig. 2.7. Répartition des différents types de récifs et leur faciès de dépôt associés au Miocène moyen dans le Bassin méditerranéen. Modifié d'après Esteban (1996).

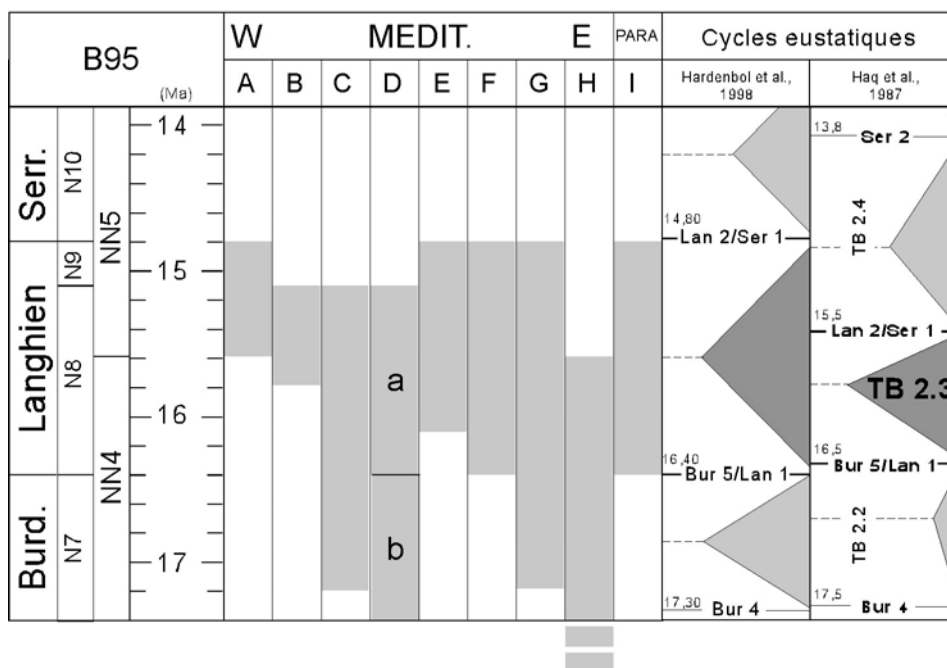


Fig. 2.8. Synthèse biostratigraphie et séquentielle des développement récifaux du Bassin méditerranéen au Miocène moyen. B95, Berggren *et al.* (1995), Para = Parathétys, a, selon Magné, 1978, b, selon Permanyer, 1990. A, Cahuzac & Chaix, 1996 ; B, Geel *et al.*, 1992 ; C, Negretti *et al.*, 1990 ; D, Esteban *et al.*, 1996 ; E, Belkebir *et al.*, 1994 ; F, Buchbinder *et al.*, 1993 ; G, Buchbinder, 1996 ; H, Bassant *et al.*, 2005 ; I, Pisera, 1996. A noter que pour Bassant *et al.* (2005), le développement commence dès le début de NN4 (18,3 Ma).

2.3.2. L'évènement isotopique du Monterey

L'excursion isotopique positive du $\delta^{13}\text{C}$ ('Monterey Isotopic Event', décrit et nommé par Vincent & Berger, 1985) a lieu quasiment en simultané avec l'Optimum Climatique (**Fig. 2.5**). Les décalages, tant dans la tendance générale que dans les fluctuations à plus haute fréquence, laissent penser que les relations de cause à effets sont très complexes (**Fig. 2.5**).

Le 'Monterey Event' s'étale sur 3,5 Ma, soit un peu plus que l'Optimum Climatique (moins de 3 Ma). Il est constitué de plusieurs pics résultant de fluctuations à haute fréquence (l'excursion est contrôlée par les cycles à 400 ka, Holbourn *et al.*, 2004). Il comprend 6 pics positifs majeurs selon Woodruff & Savin (1991).

Par ailleurs, l'origine de cette excursion est controversée : Vincent & Berger (1985) ont tout d'abord proposé, puisqu'elle était contemporaine d'importants dépôts de phosphorites (Formation de Monterey, Californie, mais aussi dans tout le Nord Pacifique), qu'une grande activité d'upwelling en était la cause⁴. Peu après, les mêmes auteurs (Berger & Vincent, 1986) mettent cette hypothèse de côté, et pensent plutôt à une préservation différentielle due justement à une mauvaise oxygénation des eaux intermédiaires lors de l'Optimum Climatique contemporain. Ils attribuent toutefois le surplus de carbone à une origine volcanique (période des épanchements de basaltes de Columbia River, **Fig. 2.1**). A la suite de ces interprétations, deux relectures de la théorie ont été publiées (Hodell & Woodruff, 1994 ; Raymo, 1994), mettant en avant le rôle de l'apport des nutriments par les rivières, dont l'augmentation serait liée à la montée de l'Himalaya. On ne peut s'empêcher de remarquer que les deux hypothèses, upwelling ou bloom côtier par apport des rivières, sont très compatibles, et Bellanca *et al.* (2002) propose naturellement une combinaison des deux effets. En revanche, on voit mal l'accélération de l'altération de la chaîne himalayenne avoir un effet global sur la productivité primaire : les apports des rivières issues de la chaîne vont venir approvisionner l'Océan Indien, mais n'expliquent pas pourquoi on retrouve cette excursion isotopique dans le Pacifique ou l'Atlantique. Il est plus vraisemblable qu'il faille chercher une cause globale (la mauvaise oxygénation des eaux intermédiaires est une possibilité), quitte à ce que le signal soit localement amplifié par exemple par des apports de nutriments, ou atténué par exemple en zone suboxique (Jacobs *et al.*, 1996, Bellanca *et al.*, 2002).

Par conséquent, affirmer que l'évènement du Monterey correspond à un refroidissement (Woodruff & Savin, 1991 ; Jiménez-Moreno *et al.*, 2005) paraît simpliste.

Plusieurs études ont reconnu l'excursion du Monterey dans la région méditerranéenne (Jacobs, 1996 ; Spezzaferri *et al.*, 2001 ; Bellanca *et al.*, 2002). Les lieux d'étude correspondent à la plateforme carbonatée sicilienne et maltaise, dont la paléobathymétrie ne dépasse pas 500 m, preuve que l'excursion ne s'enregistre pas qu'en domaine profond.

Dans leur étude palynologique dans le bassin Pannonien, Jimenez-Moreno *et al.* (2005) retrouvent la fin de l'Optimum Climatique ainsi que la dégradation qui s'ensuit au Serravallien. Bien que n'ayant pas effectué d'analyses du signal isotopique, ils attribuent ce refroidissement à l'Evènement de Monterey.

⁴ Une excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ est classiquement attribuée à une augmentation du stock de C_{org} dans les sédiments (signature à -20‰). Il existe d'autres possibilités, discutées par Berger & Vincent (1986), qui distinguent des causes locales (colonne d'eau, productivité, masses d'eau...) et des causes globales (variations du niveau marin, échanges entre réservoirs).

2.3.3. Conclusion

En conclusion, l'Optimum Climatique du Langhien est caractérisé, à l'échelle du bassin méditerranéen, par 4 phénomènes : (i) la concomitance avec l'excursion isotope de Monterey, (ii) le développement maximal de la mangrove, (iii) celui des coraux associés et (iv) le maximum transgressif langhien. Si les coraux sont à exclure dans notre secteur où la sédimentation détritique prédomine, nous avons trois autres indicateurs potentiels à tester, sachant que les corrélations isotopiques (**Fig. 1.15**) ont déjà prouvé que l'excursion isotopique du Monterey était enregistrée.

2.4. CONCLUSIONS

A la lecture des études paléoclimatiques concernant le Miocène inférieur et moyen, il apparaît que cette période marque une « pause » dans la course effrénée au refroidissement général entamé après l'Optimum Climatique de l'Eocène, il y a 50 Ma. Plus que cela, c'est en fait d'un réchauffement global qu'il s'agit, en comparaison avec l'Oligocène et le Serravallien. Cependant, bien que globalement une période plus chaude, avec notamment l'Optimum Climatique du Langhien, elle est ponctuée d'évènements liés à la dynamique de la calotte Antarctique, et la sédimentation marine est très nettement contrôlée par les cycles orbitaux.

Paléoenvironnements et paléo-paysages, leurs faciès et corps sédimentaires associés

Dans cette partie, nous présentons, après avoir exposé les méthodes et outils employés, les différentes unités lithostratigraphiques des séries étudiées, puis la géométrie des dépôts de celle de Beynes – Châteauredon. Nous décrivons ensuite les faciès et microfaciès associés aux différents environnements de dépôt observés, les paléosols étant traités à part car ubiquistes. Nous concluons cette partie sur la place relative de ces environnements sur une échelle « proximal – distal », des dépôts alluviaux (cône alluvial) aux dépôts marins francs (*offshore/shoreface*). L'ensemble de ces observations nous amènera enfin à reconstituer les paléo-paysages à certains moment-clés de l'histoire géologique du secteur.

3.1. METHODES ET OUTILS EMPLOYES

Cette étude est avant tout basée sur un travail de terrain : de nombreuses coupes levées, des suivis physiques de bancs ou de niveaux repère etc.

3.1.1. Méthodes et outils de terrain

Pour les levés de coupes, l'analyse des faciès a été facilitée en adoptant la notation de Miall (Miall, 1978, 1996) pour les faciès silicoclastiques et en utilisant la charte de Munsell (Munsell, 1994) pour la détermination de la couleur des paléosols. Cette dernière a le plus souvent été effectuée en laboratoire sur échantillons secs et sous lumière artificielle (néon) afin d'éviter toute dérive due aux conditions météorologiques ou saisonnières (sédiment sec/humide, lumière changeante, luminosité d'été/d'hiver). Ceci a pour conséquence principale de diminuer notablement le *Chroma*, paramètre d'intensité de la couleur, très sensible à l'humidité du sédiment. La couleur des paléosols a notamment servi à l'élaboration d'un index d'hydromorphie (détaillé en section 3.1.4.1).

Les corrélations entre coupes sont physiques quand elles étaient possibles ou basées sur des panoramas et des photo-interprétations. En outre, plus de 400 points GPS (précision de l'ordre de la dizaine de mètres) ont été acquis, permettant (i) le repérage des coupes, (ii) le report du suivi des bancs ou niveaux repères, (iii) la corrélation d'objets discontinus, (iv) le repérage d'un objet, d'une coupe ou d'échantillons au milieu d'une zone difficile à repérer précisément d'après le fond IGN Topo 25 et (v) le repérage des points de calage des fenêtres de corrélation haute résolution (voir en Chapitre 3). Des éléments de cartographie de corps sédimentaires ont été effectués sur la base d'agrandissements du fond IGN Topo 25 de la carte de Barrême (feuille 3441 OT de la coll. Top 25). Les cartes géologiques de références pour les secteurs étudiés sont les feuilles de Digne (de Graciansky *et al.*, 1982) et de Moustier-Ste-Marie (Kerchkove, 1978). Des mesures de paléocourants (figures de base de banc, imbrications de galets et direction des rides de courant) et axes de chenaux ont été réalisées.

3.1.2. Analyses en laboratoire, traitement des données

Plus de trois cents échantillons ont fait l'objet d'analyses, aux laboratoires de l'Ecole des Mines (lavages, lames minces, polissage de sections, analyses en diffractométrie des rayons X), et dans deux laboratoires extérieurs en Angleterre (analyses isotopiques, préparations palynologiques). Un banc d'extraction du C_{org} contenu dans les paléosols et les nodules pédogénétiques a été monté de novembre 2004 à mars 2005 au laboratoire de l'ENSMP.

3.1.2.1. SIG

Les données GPS acquises sur le terrain ont été transposées dans le logiciel de SIG (Système d'Information Géographique) Arcview 8. Les données ont été replacées sur une photo aérienne géoréférencée (coordonnées des dalles photos en fin des références bibliographiques).

Les données GPS ont été associées à un code selon leur signification ('barre marine', 'point de corrélation'..., voir en annexe), permettant ainsi de créer des calques superposables sur le fond aérien.

3.1.2.2. Lavages

Des lavages de sédiments meubles ont été entrepris pour observer le contenu des fractions grossières et moyennes de certains niveaux noirs et de niveaux gris. Le but principal était la recherche de foraminifères et d'ostracodes, voire de dents de rongeurs. A ce titre, différents tamis ont été utilisés, ainsi que différentes techniques de mise en suspension : les échantillons pour foraminifères et ostracodes ont été passés aux tamis 125, 250, 500 et 800 µm, ceux pour micromammifères et restes de gastéropodes ont été passés aux tamis 500 et 800 µm uniquement. Selon que le matériel était carbonaté (foraminifères, ostracodes...) ou non (dents de micromammifères), nous avons plutôt utilisé de l'eau oxygénée (1N) ou de l'acide chlorhydrique dilué (1N).

3.1.2.3. Microfaciès

Plus de 150 lames minces ont été effectuées pour l'analyse des microfaciès. La description détaillée des lames est reportée en annexe. Le matériel d'observation se compose d'une loupe binoculaire et d'un microscope optique Zeiss, auxquels une caméra AxioCam HR peut être connectée (couplée au logiciel Axiovision).

3.1.2.4. Palynologie

Deux séries d'échantillons (33 au total) ont été soumises à préparation palynologique au laboratoire *Geological Laboratory Services*⁵ (Angleterre). Deux lames ont été commandées pour chaque échantillon, étant donné le faible taux de préservation du matériel palynologique dans les séries continentales. Le choix d'envoyer les échantillons en préparation dans un laboratoire spécialisé dans la prestation de service pour les industries pétrolières a été motivé par le relatif échec des essais de préparations précédentes (Bialkowski, 2004), les échantillons étant très pauvres en matériel ou celui-ci étant mal conservé, et contenant une forte proportion

⁵ Site web : www.geolabservices.co.uk

de remaniements. La préparation préliminaire des échantillons avant de les envoyer au laboratoire a consisté à sécher 100 g de matériel à l'étuve (40°C) pendant 24 à 48 h.

3.1.2.5. *Analyses minéralogiques en roche totale et argiles*

Près de deux cents échantillons ont fait l'objet d'analyses au diffractomètre à RX du laboratoire de l'École des Mines. Ils sont pour la plupart issus de la coupe du Saule Mort (secteur de Majastres) et des coupes des Granges, Ravin de l'Hubac2 et du Gué (secteur de Beynes – Châteauredon).

Le protocole de préparation suit celui adopté par le laboratoire (Thiry *et al.*, 1983). Après un broyage au mortier à agate, les échantillons sont d'abord passés pour l'analyse en Roche Totale (RT) sans traitement préalable. Pour l'analyse du cortège argileux, ils subissent un traitement de décarbonatation à l'acide chlorhydrique dilué, suivi par une élimination des chlorures par centrifugation. Selon la quantité de matériel disponible, des pâtes orientées ou de simples dépôts par goutte sont préparés (p. ex. Holtzapffel, 1985). Chaque échantillon préparé est analysé en mode non traité, glycolé, chauffé et saturé à l'hydrazine. Les détails techniques concernant l'appareillage sont en annexe.

La précision des mesures est de 5%, ce qui en fait un outil avant tout semi-quantitatif. Les résultats sont synthétisés en annexe.

3.1.2.6. *Isotopes stables ($C_{CaCO_3} + C_{org}$)*

Quelques analyses isotopiques complémentaires sur des nodules pédogénétiques ont été effectuées au *Southampton Oceanography Centre, School of Ocean and Earth Sciences (SOES)*, de l'Université de Southampton, sur un spectromètre de masse Geo 20-20 Europa Scientific. L'erreur analytique (*standard deviation*) est de 0.06‰ à 1σ pour les deux mesures isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$. Ces données sont reportées en annexe, avec celles de Bialkowski, 2004, pour éviter au lecteur un va-et-vient entre plusieurs ouvrages.

Comme précisé en introduction de cette section, une extraction du C_{org} d'échantillons de paléosols et de nodules de ces mêmes paléosols a été tentée. Après évaluation (analyse calcimétrique) de la quantité d'acide nécessaire pour l'attaque des carbonates, celle-ci est effectuée sous contrôle du pH. Les détails du protocole mis au point à partir de celui de Magioncalda (2004) et de l'expérience acquise au laboratoire est détaillé en annexe.

L'analyse élémentaire (C, N) couplée à l'analyse isotopique a été effectuée au laboratoire de l'INRA à Grignon. La précision analytique est de 0,2‰ à 1σ pour les deux mesures isotopiques $\delta^{13}C$ et $\delta^{15}N$.

3.2. GEOMETRIE ET LITHOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS DU SECTEUR DE BEYNES - CHATEAUREDON ET DE MAJASTRES

Les secteurs de Beynes - Châteauredon et de Majastres sont éloignés d'une dizaine de kilomètres l'un de l'autre (**Fig. 3.1**). Pas moins de 22 coupes principales ont été levées sur le secteur de Beynes – Châteauredon, auxquelles il faut ajouter une dizaine de coupes mineures et les suivis physiques de bancs et niveaux repères (**Fig. 3.2 & 3.3**). La coupe de Beauregard a été levée par Lopez (levés inédits), la coupe des Granges2 a été relevée sur la base d'un levé original de Lopez (1999). Pour les coupes du secteur de Majastres (Saule Mort et Village, **Fig. 3.1**), nous avons utilisé les relevés de Bialkowski (2004), dont certaines parties ont été relevées pour plus de détails (suivi cartographique du calcaire palustre majeur, coupes intermédiaires entre Majastres Saule mort SM et Village).

L'ensemble des coupes détaillées ainsi que la légende commune sont en Annexe. Nous ne présentons ici que le découpage géométrique (**Fig. 3.4**), et des coupes schématiques faisant ressortir les principales caractéristiques des deux séries étudiées (**Fig. 3.5**).

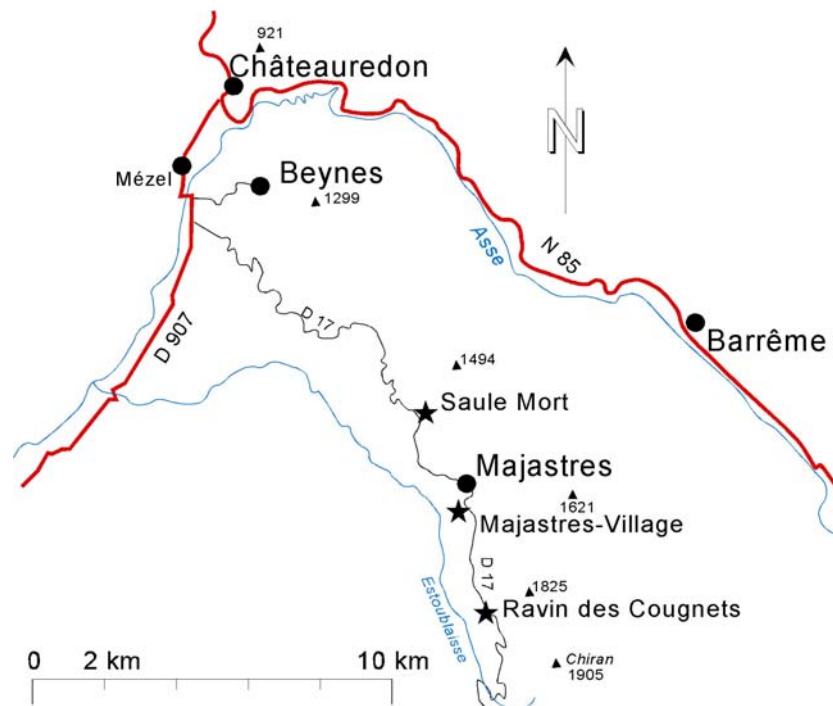


Fig.3.1. Situation géographique des secteurs de Beynes - Châteauredon et Majastres. Localisation des coupes du secteur de Majastres (voir **Fig. 3.2** pour celle de Beynes - Châteauredon).

Le découpage géométrique n'a pu être effectué que pour le secteur de Beynes - Châteauredon, dont les affleurements permettent des corrélations fines et des coupes sériées sur le dôme (**Fig. 3.2, Fig. 3.3 & Fig. 3.4**).

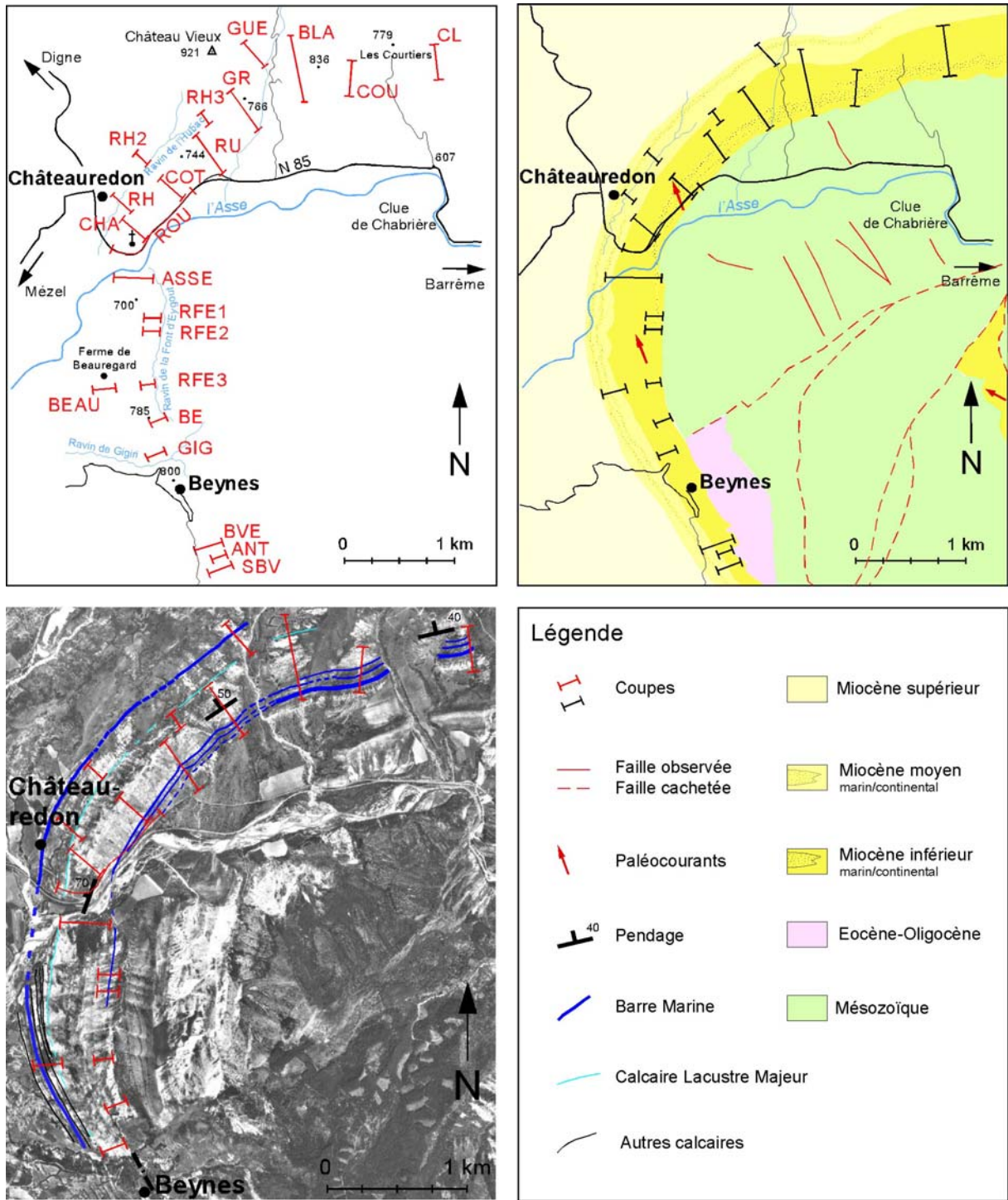


Fig. 3.2. Localisation des coupes sur le dôme de Beynes - Châteauredon. Schémas géographique, géologique et vue aérienne. D'après fond topographique de la carte IGN Top25 3441OT (Barrême), carte géologique feuille de Digne XXXIV-41 (de Graciansky *et al.*, 1982) et mission aérienne de l'IGN n°3441-3451 (1/30000), cliché n°70. Noms des coupes : CL, Les Claux, Cou, Les Courtiers, BLA, La Blache, GUE, le Gué, GR, Les Granges, RU, Les Ruines, COT, La Côte, CHA, La Chapelle, ROU, La Route, RH, Le Ravin de l'Hubac, RFE, Le Ravin de la Font d'Eygout, BEAU, Beaugard (levé inédit de S. Lopez, 1999), BE, Beynes, GIG, Gigiri, BVE, Beynes-Vériscle, ANT, l'Anticlinal, SBV, Sud Beynes-Vériscle.

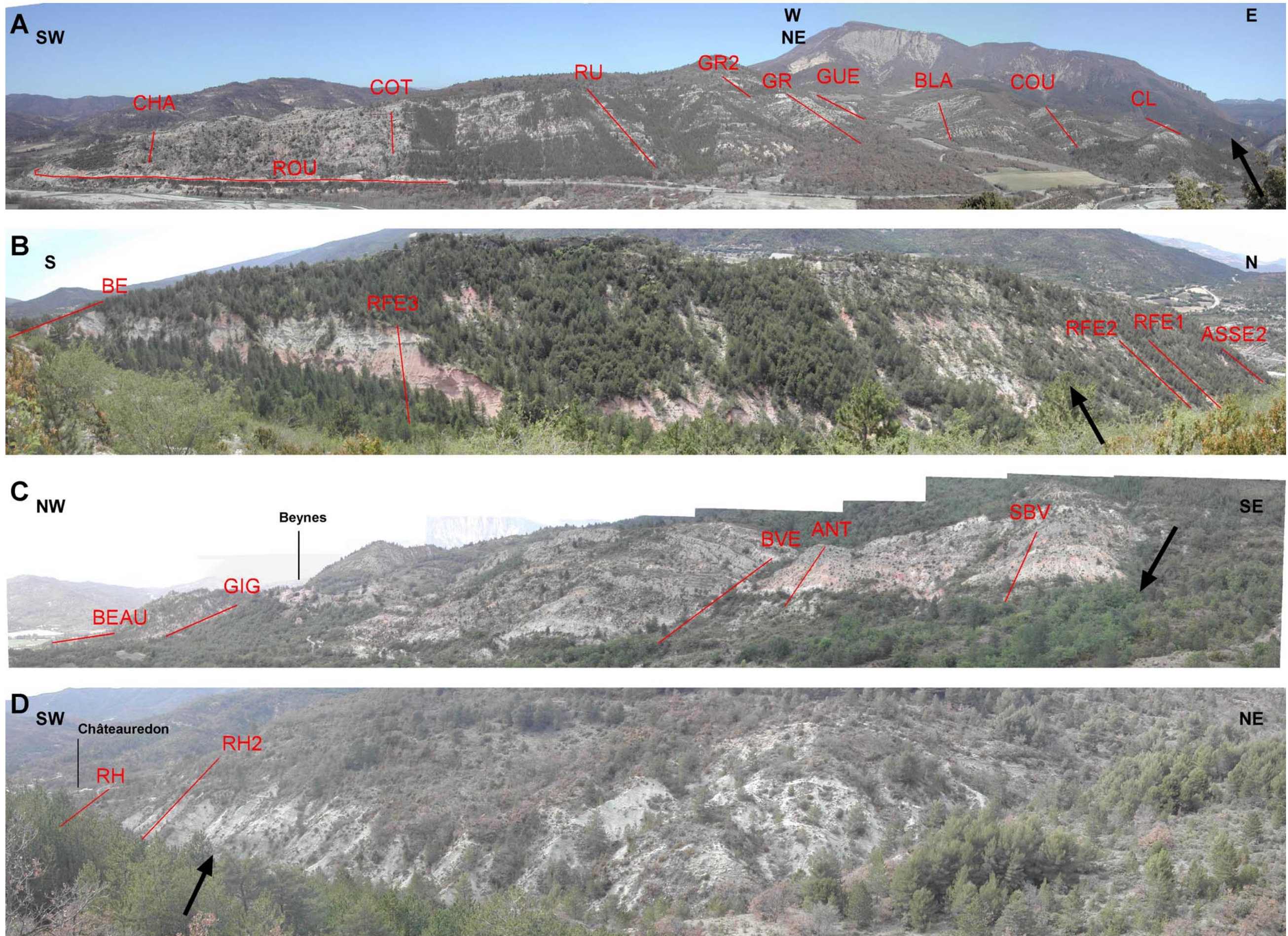


Fig. 3.3. Panoramas sur les ravins et flancs du Dôme de Châteauredon. Les principales coupes sont localisées (voir aussi les points GPS en Annexe). **A.** vue sur la partie Nord du Dôme. **B.** Vue sur le ravin de la Font d'Eygout. **C.** Vue sur la partie Sud du Dôme. **D.** Vue sur le Ravin de l'Hubac. Les flèches indiquent le sens stratigraphique.

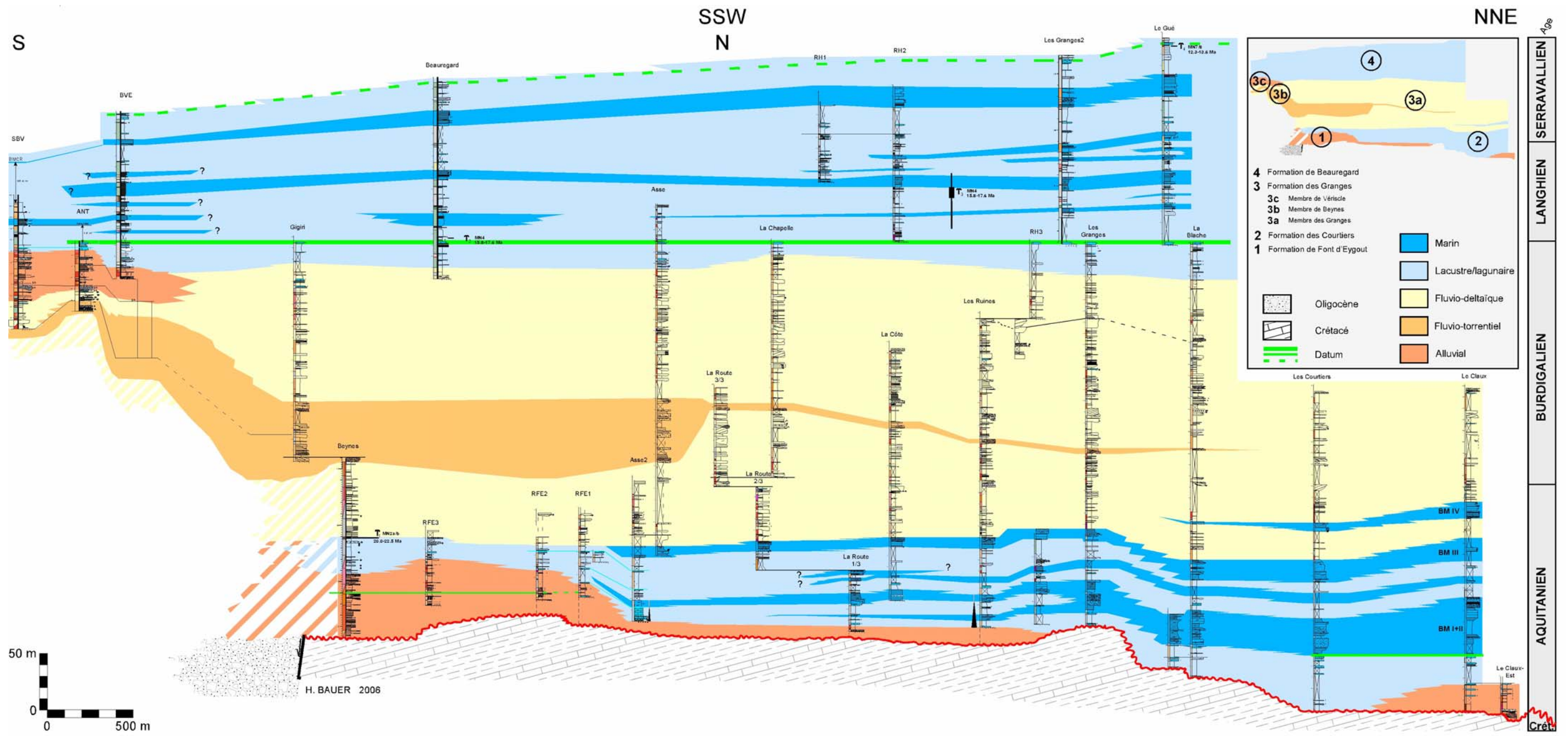


Fig. 3.4. Géométrie des dépôts du secteur de Beynes - Châteauredon. Sur un substrat Crétacé ou Oligocène, la série Miocène de Châteauredon se dépose en 4 unités d'environnements sédimentaires différents. La coupe de la Route, pour plus de réalisme géométrique, a été découpée en trois tronçons. BM, barre marine.

Beynes - Châteauredon

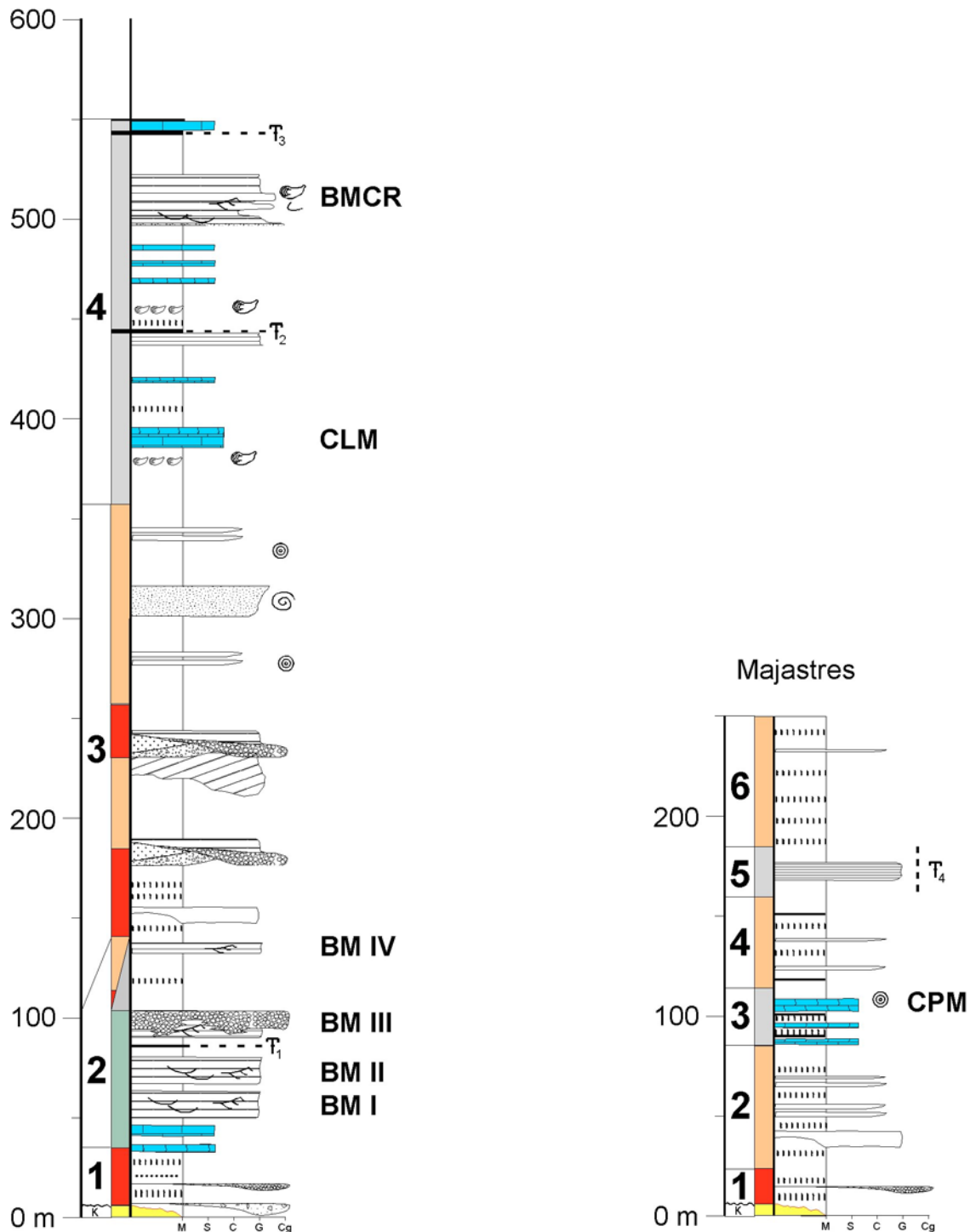


Fig. 3.5. Coupes schématiques des séries de Beynes – Châteauredon et Majastres. Il faut garder à l’esprit la variabilité en épaisseur des différentes unités pour Beynes - Châteauredon. Unités de Beynes - Châteauredon : 1, Formation de Font d'Eygout ; 2, Formation des Courtiers ; 3, Formation de Beynes ; 4, Formation de Beauregard. Unités de Majastres : 1, unité alluviale ; 2, unité fluviatile ; 3, unité lacustre ; 4, unité fluviatile ; 5, unité marine ; 6, unité fluviatile. BM, Barre Marine, CLM, Calcaire Lacustre Majeur, BMCR, Barre Marine de Châteauredon ; CPM, Calcaire Palustre Majeur ; ‘K’, substrat crétacé. Gisements fossilifères : 1, Font d'Eygout ; 2, CR1 (Lalaï) ; 3, CR2 (Aguilar) ; 4, Soleil-Bœuf. Symboles, voir en annexe.

3.2.1. Les unités de dépôts de Beynes - Châteauredon

La série de Beynes - Châteauredon peut être découpée en 4 unités (formations) principales (**Fig. 3.4 & 3.5**). Par rapport à la description de Gigot & Rioult (1972), les trois premières unités sont les mêmes, notre quatrième unité regroupant les trois unités suivantes de Gigot & Rioult (1972). La raison est que nous n'avons pas voulu isoler la barre marine de Châteauredon en tant qu'unité en soi, car d'autres dépôts marins existent en dessous. Pour plus de clarté, nous avons choisi de nommer ces différentes unités en termes de formations, suivant en cela les travaux d'Evans (1987) :

- L'unité 1 (Formation de Font d'Eygout) repose en discordance angulaire sur le substrat crétacé. Il s'agit de conglomérats chenalisés, à éléments jointifs, isolés dans une matrice de dépôts fins silto-sableux où se sont développés des paléosols. Interprétés comme des dépôts alluviaux, leur épaisseur varie du SW au NE, passant de 50 m à Beynes à une valeur nulle à partir de la coupe des Granges. Seule la coupe des Claux, à l'extrême NE, présente aussi de tels dépôts, plus bréchiques au contact avec le Crétacé. Si le gisement du ravin de la Font d'Eygout (localisé latéralement dans l'unité suivante) permet de préciser l'âge (Aquitaniens) de ces dépôts au SW, les corrélations isotopiques entre les deux coupes permettent (i) de préciser l'âge de ces dépôts et (ii) de confirmer la contemporanéité des deux systèmes alluviaux au SW et au NE (**Fig. 3.6**). Etant donné l'absence des dépôts alluviaux entre les Granges et les Courtiers, un seuil topographique (paléorelief du Crétacé) doit être envisagé pour expliquer l'isolement des deux systèmes. Contemporains de ces dépôts alluviaux, une formation lacustre assez puissante (12 mètres) s'est développée au niveau de la coupe de l'ASSE2 (**Fig. 3.3**, Annexe). L'intense activité érosive qui se développe alors n'épargne pas le lac dans lequel des arrivées conglomératiques perturbent la sédimentation carbonatée.

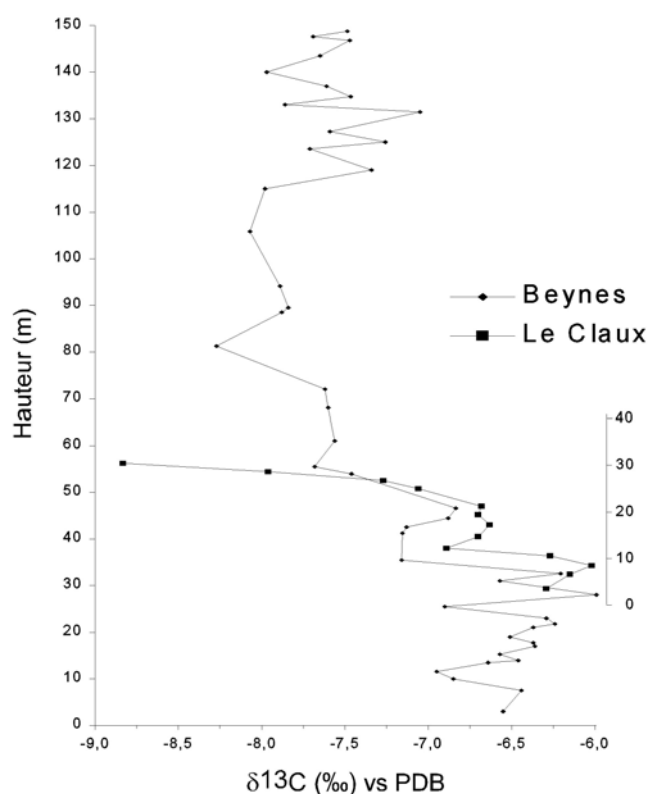


Fig. 3.6. Corrélation isotopique entre les coupes du Claux et de Beynes. Si la coupe du Claux n'est pas calée sur la biostratigraphie, les corrélations lithostratigraphiques place sa base en équivalent latéral des dépôts basaux de Beynes et du RFE. L'excellente correspondance des signaux isotopiques permet de proposer l'attribution stratigraphique de la base du Claux à l'Aquitaniens inférieur, entre 22,9 et 22,2 Ma pour l'intervalle recouvert par les données isotopiques. Données isotopiques de la coupe du Claux d'après Lopez (1999). Voir aussi la **Fig. 4.13** en Annexe.

- L'unité 2 (Formation des Courtiers) est caractérisée par les incursions marines, épaisses de près de 200 m au N, mais qui s'amincissent vers le S jusqu'à une valeur nulle au débouché du ravin de la Font d'Eygout. Les incursions ressortent dans le paysage sous forme de « barres marines » (BM). Au nombre de 3 au niveau de la route RN85 (coupes de la Côte, des Ruines), elles passent à 4 vers le N, à partir de la coupe de la Blache. A partir de la coupe des Granges, et vers le N, les deux barres inférieures s'amalgament. Les « barres marines » sont séparées par des dépôts continentaux mais très proches de la ligne côtière : calcaires lacustres/palustres, paleosols hydromorphes, voire des dépôts tidaux pédogénétisés, ces derniers marquant un autre épisode marin, mineur, intercalé entre les BM2 et BM3, toutefois plus discontinu. On n'observe jamais de chenaux fluviaux, les conglomérats observés sont marins (présence de balanes, de galets perforés). Entre les occurrences marines se développaient donc des vasières et des lagons plus ou moins protégés par des cordons littoraux. La profondeur des dépôts ne dépassait guère une dizaine de mètres, indiquant ici un paysage d'estran, largement dominé par les processus tidaux, à l'image des environnements contemporains mais bien plus étendus et développés au nord du bassin de Digne-Valensole (secteur de Bramefan, St Symphorien, Maurel etc.). Plus au S, vers Beynes, nous avons inclus dans cette Formation l'épisode lacustre qui se développe après les conglomérats de la Formation de Font d'Eygout.

- L'unité 3 (Formation des Granges) correspond au développement du système fluvio-deltaïque sur l'ensemble du secteur. C'est la plus épaisse des unités, et celle qui a l'épaisseur la plus constante, en tout cas sur la partie nord du dôme. Elle comprend un ensemble de chenaux à remplissage et morphologie variés, témoignant de styles fluviaux différents. A ce titre, nous l'avons subdivisée en trois membres (**Fig. 3.4**). Le Membre des Granges représente la grande majorité des dépôts, et correspond à des sédiments fluvio-deltaïques et méandriiformes, dominés par les « fines », c'est-à-dire des dépôts de débordement. Il s'étend surtout au N de l'Asse. Vers le haut de ce membre se développe, entre les Ruines et le Gué, une barre sableuse blanche repérable dans le paysage, qui témoigne de l'existence d'un lac. Le Membre de Beynes correspond à l'ensemble de barres conglomératiques qui structurent le paysage au sud de l'Asse, formant notamment la crête sur laquelle a été bâti le village de Beynes. Ces dépôts sont typiques d'un système fluvial en tresse. Enfin, le Membre de Vériscle, tout à fait au sud du secteur, est constitué de dépôts semblables à ceux de la Formation de Font d'Eygout (lentilles conglomératiques), mais avec, dans la partie supérieure, des intercalations de dépôts tidaux. Ce membre marquerait le développement de petits cônes alluviaux/fan deltas.

Cependant, tous les membres ont en commun de contenir de nombreux paléosols (carbonatés), de couleurs variées, depuis ocres/gris (10YR à 5Y) à rouges (2.5YR à 10R) en passant par des marmorisations plus ou moins développées.

- L'unité 4 (Formation de Beauregard ; Evans, 1987) est marquée par un retour à des faciès littoraux plus ou moins influencés par la mer : barre côtière, tidalites, calcaires lacustres et palustres, argiles grises et niveaux noirs, niveaux à huîtres, paléosols hydromorphes. Ils caractérisent tour à tour des environnements d'estran, de vasière, de mangrove, de lagune... Le Calcaire Lacustre Majeur, qui se suit sur l'ensemble du dôme, marque un épisode de paysage particulièrement uniforme. Aucun chenal n'est présent, et seuls quelques bancs gréseux ainsi que la barre marine de Châteauredon forment les dépôts « grossiers » de l'unité, largement dominée par les dépôts argilo-sableux de teinte grisâtre. L'unité s'achève sur un dernier calcaire palustre, surmonté de deux ou trois niveaux noirs, avant d'être recouverte par la Molasse Jaune. Cette dernière n'a pas fait l'objet de lever de coupe mais elle est caractérisée par des dépôts sableux chenalisés isolés dans des sédiments silto-sableux. Le tout

est très uniforme du point de vue de la couleur, jaune à jaune-ocre. Aucun niveau noir ou paléosol n'a été trouvé dans les quelque 100 m de série affleurant au dessus de la coupe du GUE. Ces dépôts sont interprétés comme un système deltaïque probablement influencé par les processus de marée (présence de rides bidirectionnelles et drapages argileux dans les remplissages de chenaux). La présence, latéralement vers le S, de dépôts contemporains marins (unité m2-3 sur la carte de Digne, de Graciansky *et al.*, 1982) confirme cette interprétation.

3.2.2. Les unités de dépôts de Majastres

Bien que la série soit plus condensée, nous définissons 6 unités sur la coupe de Majastres, compte tenu des variations latérales vers le S (**Fig. 3.5**).

- L'unité 1 est comparable à la première unité de Beynes - Châteauredon, bien que moins épaisse (~20 m). Les lentilles conglomératiques sont interprétées comme des dépôts de cône alluvial distal.

- L'unité 2 représente un ensemble fluviatile, où prédominent les dépôts de plaine d'inondation (argiles bariolées à paléosols plus ou moins hydromorphes, lobes et deltas de crevasse...). Aucun chenal majeur n'est présent sur la coupe du Saule Mort en dehors des dépôts de crevasses. Un chenal de taille moyenne (<10 m de large, 4 m de haut) peut être observé sur la route de Majastres, au lieu-dit La Palus.

- L'unité 3 correspond à un épisode lacustre/palustre bien marqué, avec notamment un calcaire palustre très développé (Calcaire Palustre Majeur). Les calcaires alternent avec des niveaux noirs et des argiles grisâtres et un niveau à oncolites couvre le CPM. Ce calcaire palustre a pu être cartographié en direction de Majastres. Il disparaît un peu avant la ferme ruinée du Soleil-Bœuf.

- L'unité 4 marque un retour aux faciès de plaine d'inondation, sans doute plus distale car avec encore moins de dépôts sableux et davantage de niveaux noirs. Les paléosols sont globalement plus rouges mais alternent avec des niveaux noirs, indiquant sans doute de fortes variations dans le battement de la nappe phréatique.

- L'unité 5 comporte, au niveau de la coupe du Saule Mort, des sédiments sableux et gréseux, de couleur ocre, avec des litages fins faisant penser aux faciès marins de Beynes - Châteauredon. Cependant, l'analyse des microfaciès et la palynologie ne permettent pas d'affirmer une influence marine. On note toutefois que ces dépôts sont en équivalence latérale avec les sédiments marins localisés au droit de la ferme ruinée du Soleil-Bœuf relevés sur la carte géologique (de Graciansky *et al.*, 1982).

- L'unité 6 montre de nouveau des dépôts de plaine d'inondation, mais plus sablo-silteux qu'à la base. De nombreux paléosols d'hydromorphie variable sont intercalés, ainsi que des calcaires palustres, mais très peu de dépôts de crevasses.

3.3. PALEOENVIRONNEMENTS

A partir des grandes unités/formations présentées ci-dessus, nous distinguons trois domaines environnementaux principaux : le domaine continental, allant des cônes alluviaux à la plaine côtière/deltaïque, le domaine de transition, correspondant aux environnements de lagune ou d'embouchure, et le domaine marin, allant depuis la zone intertidale jusqu'à la zone subtidale. L'ensemble des environnements rencontré embrasse donc le domaine côtier au sens large.

3.3.1. Environnements continentaux

3.3.1.1. Domaine alluvial

(Planche I)

Les dépôts alluviaux sont surtout observés à la base des séries : la Formation de Font d'Eygout dans le secteur de Beynes - Châteauredon, les coupes du Saule Mort et du Village dans le secteur de Majastres. Ils sont caractérisés par des dépôts conglomératiques (brèches et poudingues) en remplissage de chenaux à base très érosive et de dimensions variables (base de la coupe des Claux, base de la coupe de Beynes : largeur de quelques mètres à 15 m, hauteur de quelques décimètres à 5 m, rapports L/H autour de 1,5-2. La grande majorité de ces conglomérats ont des éléments plus ou moins subanguleux. La seule véritable brèche observée est celle de la base de la coupe des Claux, indiquant sans doute une source plus proximale que les dépôts de la coupe de Beynes au Sud. Par ailleurs, les conglomérats (bréchiques ou non) sont jointifs (*clast-supported*) et non cimentés : le peu de matrice existant est sableuse, ce qui confère à ces remplissages un aspect totalement différent des autres types de conglomérats rencontrés au sein de la série (conglomérats fluviaux ou marins, voir sections suivantes).

Les conglomérats sont mono ou polygéniques, avec cependant une nette prédominance d'éléments issus de matériel local (galets du Jurassique et du Crétacé). Les silex proviennent du Tithonien et de l'Eocène (croûtes siliceuses), les grès verdâtres proviennent sans doute des grès de l'Albien. Les conglomérats chenalisés témoignent de processus torrentiels caractéristiques des cônes alluviaux, plus ou moins distaux selon l'arrondi des éléments.

Les conglomérats chenalisés incisent des dépôts plus fins (argilo-sableux) dans lesquels se développent des paléosols carbonatés. Des lacs temporaires peuvent s'y installer, comme en témoignent les calcaires palustres intercalés (coupe de Beynes).

3.3.1.2. Domaine fluvial

(Planches I à IV)

Le domaine fluvial est caractérisé par un ensemble de corps sédimentaires génétiquement liés : la ceinture de chenaux, les dépôts de débordement, les dépôts de *crevasse splay* etc. (Fig. 3.7 & 3.8). Les zones de marécages sont traitées dans la section suivante pour plus de cohérence, bien qu'ils fassent aussi partie du système fluvial.

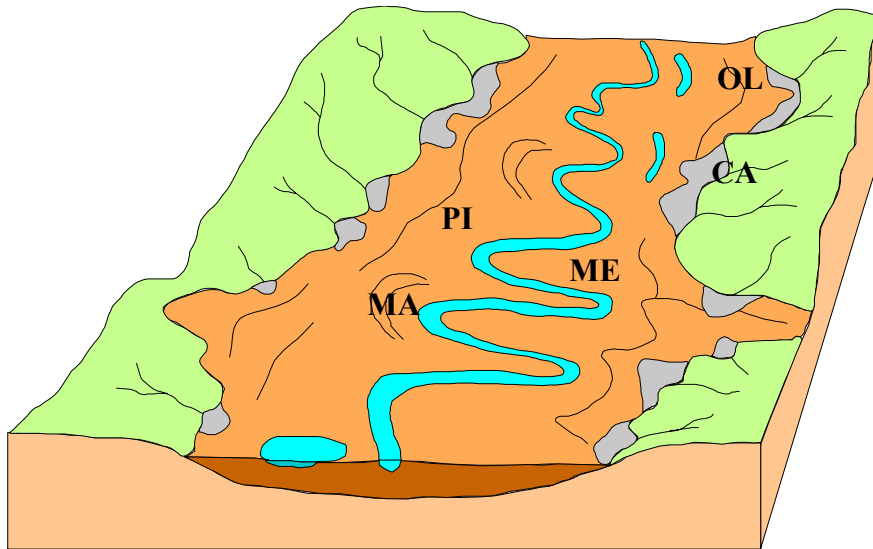


Fig. 3.7. Schéma simplifié d'un système fluvial de style méandrique. CA, cône alluvial, MA, méandre abandonné, ME, méandre actif, OL, *oxbow lake*, PI, plaine d'inondation. Modifié d'après Bourque, www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html.

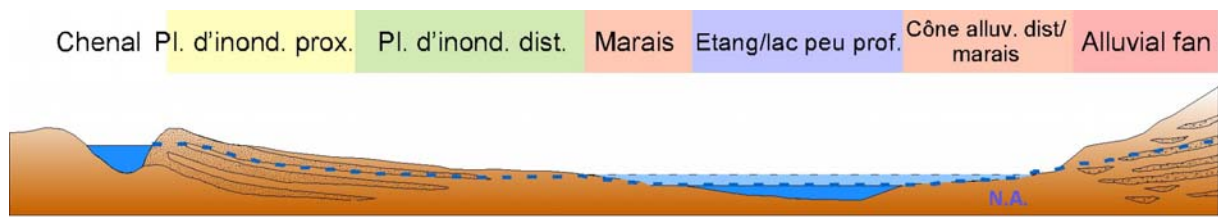


Fig. 3.8. Coupe longitudinale schématisée depuis la ceinture de chenaux jusqu'au pied des cônes alluviaux. Evolution des environnements et de la position de la nappe alluviale (N.A.) à l'étiage.

Le domaine fluvial est le plus souvent, ou tout du moins au premier chef, caractérisé par son « style » : méandrique, tressé, anastomosé, rectiligne, multichenal/monochenal, en référence à la géométrie du chenal ou du réseau de chenaux (Miall, 1977 ; Rust, 1978 ; Schumm, 1985 ; **Fig. 3.9, Tabl. 3.1**), ou bien *suspended load*, *mixed load* et *bed load*, qui relèvent du type de charge transportée par le cours d'eau (Schumm, 1981, 1985 ; **Fig. 3.9, Tabl. 3.1**). A ces différents styles s'ajoute un cinquième, les distributaires. Ils se rencontrent en amont (distributaires des cônes alluviaux) et en aval (distributaires deltaïques) des systèmes fluviaux proprement dits. Ils peuvent être considérés comme des systèmes fluviaux à plus petite échelle.

Dans les séries étudiées, trois de ces styles ont été reconnus : le système en tresse, le système méandrique, et le système deltaïque avec ses distributaires. Ce dernier représente la grande majorité des dépôts fluviaux (au sens large) observés.

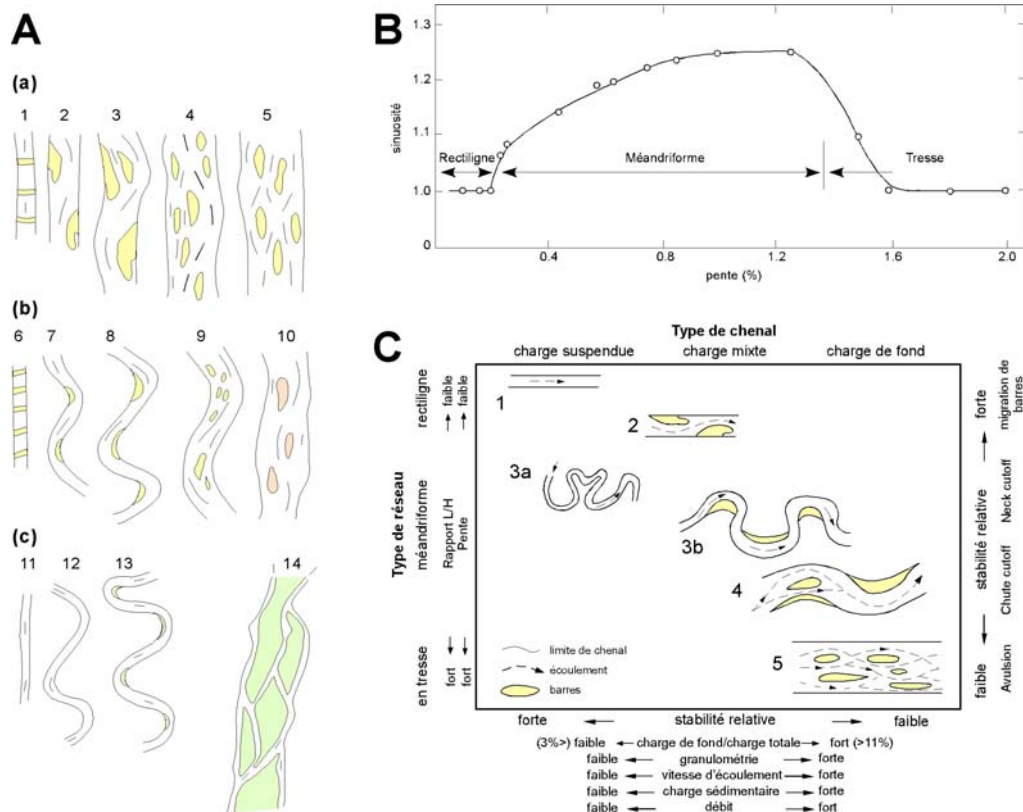


Fig. 3.9. Les styles fluviaux. **A.** Selon le type de charge (a) de fond, (b) mixte et (c) en suspension (d'après Schumm, 1981). **B.** Evolution de la sinuosité selon la pente et à charge constante (d'après Schumm, 1985). **C.** Classification des type de chenaux et de réseaux en fonction de différents paramètres, notamment la charge sédimentaire (d'après Schumm, 1981, 1985).

RESEAU	Type de charge	Faciès/structures	Éléments d'architecture	Morphologie des corps
TRESSE Chenal unique ou chenaux multiples ?	<i>Bedload/ mixed-load</i>	Conglomérat, sable / Lits-plans, stratifications entrecroisées Conglomérat résiduel (<i>channel lag</i>), sables grossiers et fins, argiles sableuses / Surfaces d'érosion mineures	Barres d'accrétion longitudinale (<i>downstream accretion</i>)	Barres assez continues composées de chenaux amalgamés (L/H >> 15)
MEANDRE Chenal unique	<i>Mixed-load/ suspended load</i>	Surfaces d'érosion mineures	Barres d'accrétion latérale (<i>lateral accretion</i>) Séquences granoclassées	Chenaux isolés ou amalgamés de forme allongée Ailes de débordement, <i>crevasses splays</i> et avulsions (L/H > 15)
ANASTOMOSE Chenaux multiples	<i>Suspended load</i>	Sable fin à moyen, argiles sableuses / Surfaces d'érosion mineures	Remplissage massif, peu ou pas d'accrétion latérale (Smith & Smith 1980, Rust & Legun, 1983). Séquences granoclassées	Chenaux isolés à bords abrupts (bordures stables) + ailes de débordement, avulsions possibles (L/H < 15)

Tabl. 3.1. Caractérisation des styles fluviaux selon différents critères. Inspiré de Schumm (1985).

Le système en tresse - .

Pl. I

Les barres rocheuses sur lesquelles est bâti le village de Beynes, redressées à la verticale et que l'on peut suivre sur plusieurs kilomètres, correspondent à des corps chenalisés de plus de 50 à 200 voire 300 m de largeur, pour une épaisseur ne dépassant guère 3 m, ce qui donne un rapport L/H élevé, entre 20 et 100. Notons que cet aspect en « barres » est accentué, dans le secteur de Beynes, par l'orientation des couches dont la direction devient subparallèle à la direction moyenne de l'écoulement.

Ces barres sont en grande partie conglomératiques (jointifs à non-jointifs), avec par endroits des remplissages sableux à lits-plans horizontaux et stratifications entrecroisées. On peut y distinguer des formes chenalisées amalgamées (**Pl. I**).

Nous interprétons ces barres comme un réseau tressé (*braided*), où les chenaux actifs, à forte charge de fond (*bedload*), étaient isolés les uns des autres par des barres sableuses (DA, *Downstream Accretion macroforms*, Miall, 1996). Un exemple illustratif actuel est la rivière de l'Asse qui recoupe actuellement le dôme de Châteauredon.

La nature du matériel des remplissages est très diversifiée. Premièrement, en ce qui concerne les phases conglomératique, les « barres » se composent de galets d'origine diverse bien que surtout locale, tout comme décrit pour les dépôts alluviaux, mais les galets sont mieux roulés et plus petits (1 à 10 cm de diamètre en moyenne).

Le système méandriforme - .

Pl. II

Le système méandriforme stricto sensu, c'est-à-dire avec des barres de méandre bien développées, est restreint au milieu de la série, ainsi que l'avait déjà reconnu Thomé *et al.* (1989). Ce système est notamment visible sur la coupe de la Route, dans le grand virage, où une série de barres de méandre se superposent les unes aux autres. Un panorama depuis la « pyramide » qui fait face au Dôme de Châteauredon (**Fig. 3.3, Pl. II**) permet d'apprécier l'étendue de ces barres, dont le rapport L/H doit avoisiner 50. On rencontre également ces barres dans les coupes des Granges (cote 190 m), des Courtiers (cote 225 m), du Claux (cote 265 m)...

Ces barres de méandre ont un remplissage mixte (*mixed load*) polyphasé (*multistorey*), le sable étant de granulométrie moyenne à grossière et la fraction conglomératique correspondant aux *channel-lag deposits*. La base est nette, les bordures sont relativement douces et la partie supérieure est plate. Des barres d'accrétion latérale sont caractéristiques (*Lateral Accretion macroforms*, Miall, 1996), pentées entre 10 et 20° par rapport au plan de stratification horizontal, et d'épaisseur variable (quelques dizaines de centimètres à plus d'un mètre). Elles traduisent la migration (latérale) d'une barre de méandre (*point bar*).

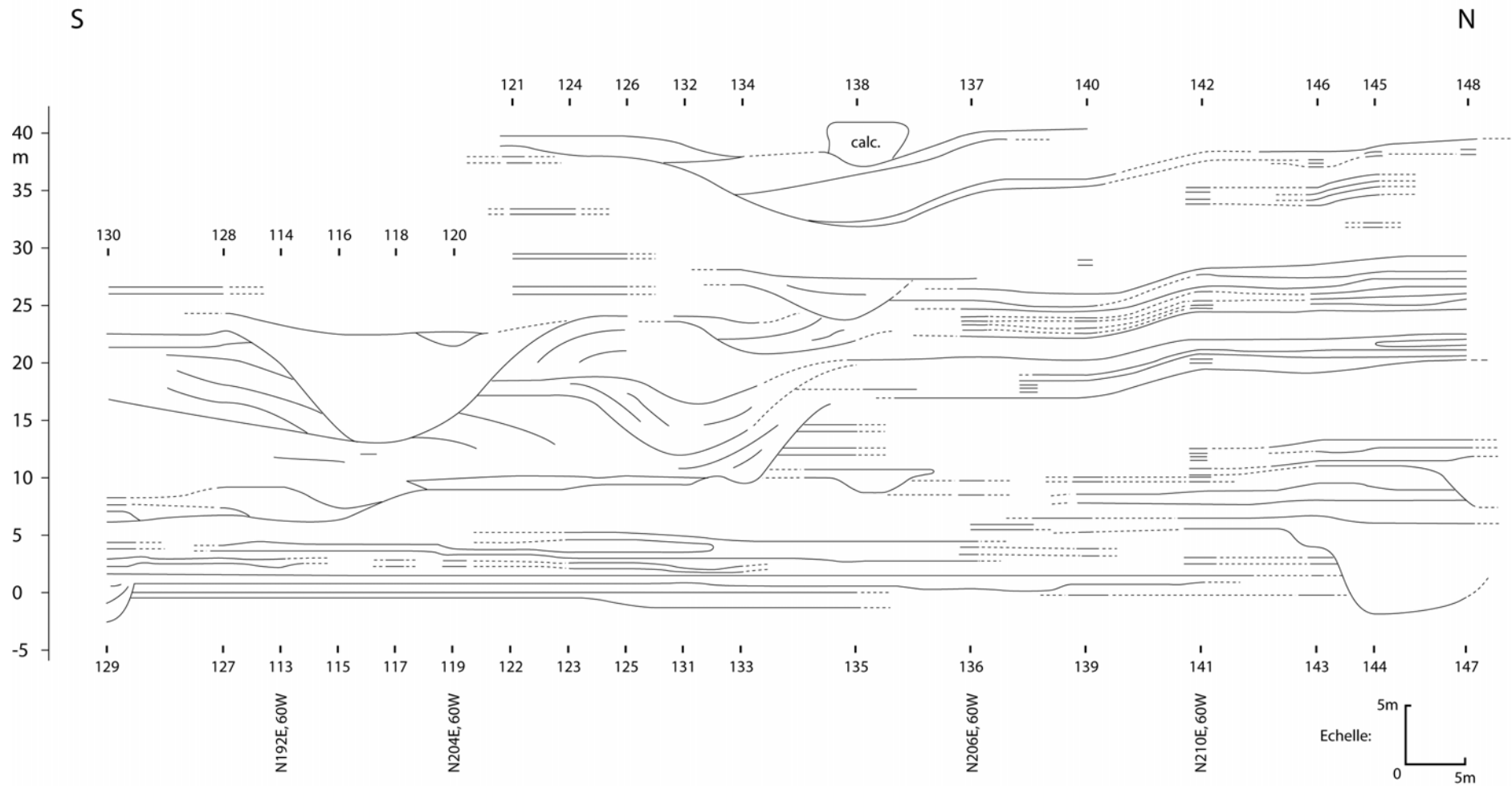


Fig. 3.10. Corrélation à haute résolution des dépôts fluviaux de la coupe de la Chapelle. On note la prédominance des dépôts des ailes de débordement par rapport aux remplissages des chenaux eux-mêmes. Ces derniers sont polyphasés et montrent pour la plupart des barres d'accrétion latérale. Les chenaux sont lenticulaires, superposés plus qu'isolés. Les numéros 113 à 148 indiquent les points GPS.

La grande majorité des remplissages de chenaux appartiennent à la famille des distributaires et témoignent d'un système deltaïque.

Les morphologies lenticulaires correspondent à des chenaux individualisés (*ribbon-like forms*), peu étendus (de l'ordre de la dizaine de mètres, depuis 2-3 m à 30-40 m) et relativement épais (2 à plus de 6 m), donnant des rapport L/H peu élevés (typiquement entre 2 et 8). Leur base est nette, les flancs sont abrupts, leur sommet peut être plat, concave ou même légèrement bombé. Le plus souvent, des ailes de débordement partent depuis le sommet des chenaux (**Fig. 3.10**).

La structure interne des remplissages de ces chenaux est aussi très variable. Nous avons observé des remplissages uniformes, sans structure majeure apparente autre qu'un granoclassement (**Pl. III**), que nous interprétons comme des chenaux de courte durée de vie, puisque remplis lors d'un seul évènement, probablement le même qui est à l'origine du creusement du chenal. La plupart de ces chenaux sont interprétés comme des lobes de crevasse (*crevasses splays*), et que nous décrivons plus en détail ci-dessous. Cependant, la plupart des remplissages montrent des séquences plus fortement granoclassées et successives (**Pl. III**; **Fig. 3.11**), ainsi que de multiples ailes de débordement, indiquant un remplissage en plusieurs étapes (*multistorey channel-fill*). L'unité la plus fine (E) correspond au comblement, par décantation des fines, d'un chenal abandonné. Ces bouchons argileux (*clay plug*) ont notamment été observés aux Courtiers (**Fig. 3.12**).

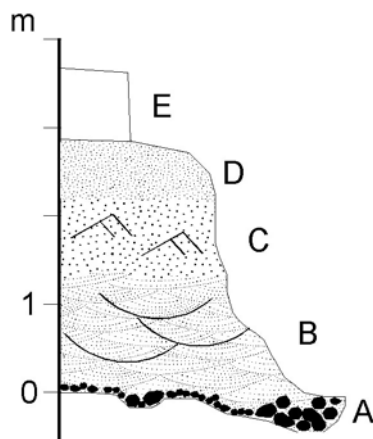


Fig. 3.11. Séquence-type de remplissage d'un chenal isolé. A, dépôt résiduel conglomératique (*channel lag*) ; B, sable grossier à stratifications en auges / lits-plans de haute énergie ; C, sable moyen à rides ; D, sable fin sans structure ; E, marnes (limons argilo-silteux). Les unités B-C-D forment un ensemble granodécroissant progressif, l'unité E n'est éventuellement préservée qu'en phase de comblement final du chenal (*clay plug*). De même, les séquences peuvent être incomplètes, les unités étant tronquées.

Notons que les chenaux lenticulaires peuvent s'amalgamer pour former des barres relativement continues. D'autres apparaissent très allongés (p. ex. sommet de la coupe de la Chapelle, **Fig. 3.10**), mais les indicateurs de courant montrent que c'est l'angle d'observation qui est en cause.

D'un point de vue de la granulométrie du remplissage, les formes chenalisées lenticulaires sont sableuses (sable fin à grossier). Les passées conglomératiques correspondent aux dépôts résiduels (*channel lag deposits*) de chacune des séquences de remplissage. Ces séquences caractérisent donc des chenaux de type mixte *bedload-suspended load* (les Courtiers, les Ruines...). Les remplissages uniformément sableux correspondent au type *suspended load* (la Chapelle, les Granges).

La nature du matériel des remplissages est très semblable pour le système méandriforme et le système deltaïque. Premièrement, en ce qui concerne les phases conglomératiques, les *channel lag deposits* sont plus variés : galets d'origine locale également, mais aussi nodules

de pédogénèse (sol érodé) et de nombreux encroûtements algaires (stromatolites et oncolites). Ces derniers adoptent toutes les formes (ovoïdes, cylindriques, complexes) et toutes les tailles, depuis le centimètre jusqu'à près de deux mètres de diamètre pour un spécimen observé vers la coupe du Gué. Des débris végétaux pyritisés et oxydés au sein des remplissages sableux ont été observés à Majastres (base de la coupe du Saule Mort).

La nature du remplissage sableux a été observée en lame mince. Les microfaciès sont mixtes silico-carbonatés, la phase silico-clastique n'étant pas toujours dominante, notamment dans les cas de chenaux à remplissage algair (la Chapelle, Majastres Village). La matrice est en général micritique, mais des recristallisations sparitiques sont classiques ; le matériel est plus ou moins bien trié et plus ou moins grossier, présente ou non des stratifications, selon la place de l'échantillon dans le remplissage. En revanche, les bioclastes sont très diversifiés, témoignant d'un fort remaniement : *Microcodium*, bivalves, sont le plus souvent présents, bien qu'en faible quantité ; les Orbitolines sont aussi souvent présentes, mais en relation avec une granulométrie grossière. Les algues (*s.l.*) sont souvent présentes, parfois en assez grand nombre. D'autres organismes peuvent être présents (échinodermes, foraminifères benthiques). Sont exclus les charophytes, les gastéropodes, les ostracodes ; les balanes n'ont été observées qu'exceptionnellement. Les lithoclastes sont nombreux ; ils correspondent le plus souvent à du matériel local (mudstone calcaire du Jurassique, par exemple du Tithonien), mais aussi à des roches ignées ou métamorphiques, témoins de sources plus éloignées. Les oncoïdes sont très souvent présents et peuvent parfois représenter la totalité des allochems. Parmi les grains autres que les lithoclastes et bioclastes, le quartz est bien entendu dominant. La glauconie et les oxydes sont quasiment toujours présents. Le rapport Qz/silex est proche de 10.

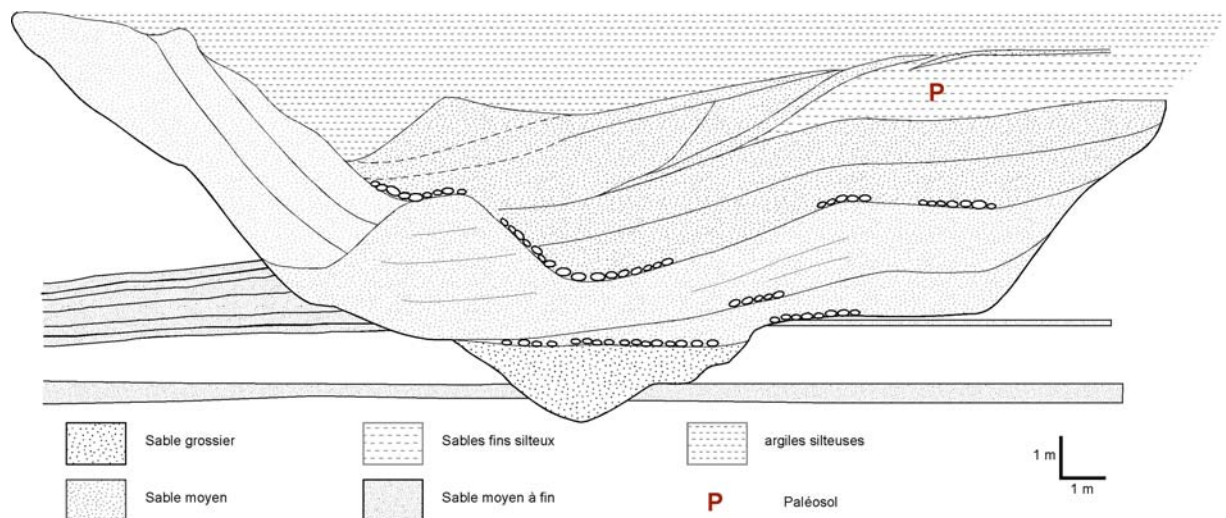


Fig. 3.12. Exemple de remplissage de chenal *multistorey*, sur la coupe des Courtiers (cote 200 m). Six phases majeures sont distinguées, depuis un premier remplissage de sables grossiers au comblement du chenal abandonné par le bouchon argileux. Noter la présence régulière de lits de galets indiquant les phases de *channel-lag deposits*.

Synthèse des styles fluviaux - . La direction des courants et du système fluvial en général indique un écoulement vers le N-NW. Dédire un style fluvial n'est jamais aisé et repose sur un faisceau d'observations. Au vu de la diversité des morphologies et des faciès associés, plusieurs styles sont à envisager : en ce qui concerne les barres de Beynes, nous interprétons leur géométrie et leur remplissage comme un système fluvial en tresse, avec une forte charge de fond, une large ceinture de chenaux, amalgamés et séparés entre eux par des

faciès plus fins, sableux. Les « barres » observées sur les coupes du dôme au nord de l'Asse ainsi qu'à Majastres Village sont interprétées comme des barres de méandre. Plus problématiques sont les chenaux lenticulaires. Par rapport aux descriptions classiques (p. ex. Miall, 1996), les remplissages de chenaux ont une extension latérale très limitée. Si les ratios L/H ainsi que les morphologies (**Tabl. 3.1**) suggèreraient un réseau anastomosé (Smith & Smith, 1980, Eberth & Miall, 1991, Makaske, 2001), nous préférons parler de distributaires. Il faut bien garder à l'esprit le contexte côtier/littoral du secteur, et le système sédimentaire que nous décrivons est, dans sa partie continentale, de type deltaïque.

Il semblerait que le nombre de distributaires soit limité, puisqu'au vu des observations ponctuellement effectuées (La Chapelle, **Fig. 3.10**, mais également aux Granges et aux Courtiers), beaucoup de chenaux lenticulaires apparemment isolés sont en réalité le reflet d'un seul ayant migré latéralement. Si nous ne pouvons dénombrer exactement combien de distributaires existaient à une période donnée, nous estimons qu'une dizaine devrait suffire à reproduire un schéma identique.

Les dépôts de débordement - . La plupart des chenaux présentent une ou plusieurs « ailes de débordement ». Ces ailes reflètent les épisodes d'inondation majeure de la plaine alluviale, accompagnée d'une sédimentation sableuse sur les levées et dans la plaine elle-même, parfois sur plusieurs centaines de mètres (la Chapelle, Les Courtiers, **Fig. 3.10**). Ces dépôts sont généralement massifs, reflets d'un unique événement, les éventuelles structures auront pu être effacées par l'activité biologique (traces de terriers observées notamment aux Granges, **Pl. IV**).

Le suivi latéral à haute résolution de ces dépôts de débordement a permis de mettre en évidence un lien de cause à effet entre les différents remplissages de chenaux : ceux-ci ne correspondraient pas à autant de chenaux actifs, mais plutôt à la migration de quelques uns, par avulsion du système en amont du point d'observation (**Fig. 3.10**).

Associés à ces dépôts de débordement, des dépôts légèrement chenalisés (hauteur d'un mètre maximum), à remplissage fin et sans structure ont été observés, soit isolément, soit au sein des ailes de débordement (l'Asse, les Blaches, les Granges). Nous interprétons ces chenaux comme des *crevasses splays*, dont la mise en place est à relier à la rupture d'une berge du chenal principal (**Fig. 3.10, Pl. IV**). La présence de ces *crevasses splays* appuie l'hypothèse de l'avulsion en tant que responsable de la migration des chenaux, puisqu'ils en constituent des exemples avortés. Ces dépôts sont de la même nature que le remplissage du chenal dont ils sont issus, mais diminuent en granulométrie latéralement avec l'éloignement du chenal et s'enrichissent relativement en phase carbonatée jusqu'à parfois passer latéralement à un calcaire palustre (Les Granges, la Route, **Pl. IV**).

L'ensemble de ces dépôts de débordement sableux est pris dans la masse composant les dépôts de fines, c'est-à-dire des limons correspondant aux dépôts de crues de débordement ordinaires (*overbank deposits*). Il est intéressant de noter que ces dépôts, argilo-sableux à argilo-silteux, représentent plus de 70% (en surface) des dépôts. Dans une optique pétrolière, ces dépôts sont considérés comme des barrières à la migration des huiles, au contraire des corps sableux (remplissages de chenaux, ailes de débordement, crevasses splays) qui composent la fraction « réservoir ». Ainsi, le rapport N/G – *net-to-gross ratio*⁶ – de la série est faible, sans doute inférieur à 30%. En dehors des aspects diagénétiques de la qualité réservoir des corps sableux, le faible rapport N/G pose avant tout le problème de la connectivité de ces corps (p. ex. Vargas & Pranter, 2006).

⁶ Le rapport N/G exprime le rapport entre le volume de roches de qualité réservoir et le volume total considéré. L'estimation faite ici concerne uniquement des surfaces d'affleurement, et correspond grosso modo à un rapport surfacique ou volumique sable/(sable + argile).

En contrebas dans la plaine d'inondation, et lorsque le niveau de la nappe alluviale vient rejoindre le sol, commence le domaine lacustre et palustre

3.3.1.3. *Domaine lacustre et palustre* (Planche V)

Ce domaine est caractérisé avant tout par des dépôts carbonatés, mais aussi par des dépôts silicoclastiques fins (marnes grisâtres) ainsi que par des niveaux d'accumulation organique (« niveaux noirs ») souvent riches en fossiles (décrits en section 3.2.2.2).

Dépôts carbonatés - . On trouve aussi bien des carbonates intercalés entre les dépôts marins (base et sommet de la série) que des carbonates intercalés dans les dépôts fluviaux. Les premiers sont très peu détritiques (<5% quartz), souvent riches en microfossiles et continus sur plus de 100 m à plusieurs kilomètres (le Calcaire Lacustre Majeur, suivi sur l'ensemble du dôme, soit près de 8 km d'affleurement). Les dépôts lacustres ne présentent comme microstructures que des *bird's eyes* ; les organismes sont en général bien conservés, mais de la dissolution a été observée dans certains échantillons. Tout comme dans les faciès palustres (voir ci-dessous), les organismes marins (foraminifères benthiques, balanes) sont absents ou rarissimes. Les algues sont peu courantes, hormis dans un des échantillons (04CL08), composé à 80% de tubes de cyanophycées (type *Girvanella* ?). L'activité algale, déjà bien observée dans certains remplissages de chenaux (oncoïdes, mattes ou tapis algaires), se trouve ici sous une nouvelle forme, parfaitement conservée. Ils peuvent comporter une quantité de M.O. non négligeable, notamment au contact des niveaux noirs auxquels ils sont fréquemment rattachés (voir en section 3.3.2.2).

Ces dépôts calcaires sont en général peu puissants, tout au plus deux mètres d'épaisseur. Cependant, il faut souligner l'existence d'un ensemble lacustre de 12 m d'épaisseur, à la base de la coupe de l'Asse, à la base du ravin de la Font d'Eygout. Ces dépôts ne peuvent être suivis plus au NE à cause du passage de la rivière. En revanche, ils s'amincissent et disparaissent assez rapidement (en 100 ou 200 m) en remontant le ravin.

Les calcaires palustres se distinguent, sur le terrain, des calcaires lacustres par les traces de pédogénèse (débit prismatique caractéristique, **Pl. V**). Le terme « palustre » a été défini par Freytet & Plaziat (1982) ; il correspond aux milieux marécageux, qu'il s'agisse d'une bordure de lac/étang ou d'un marais véritable, c'est-à-dire une zone de végétation submergée mais pouvant s'assécher en partie ou en totalité⁷. Le terme est surtout utilisé pour définir des calcaires lacustres ayant subi de la pédogénèse (traces de racines) ou une période d'exposition subaérienne (figures de dessiccation). Un cas poussé de pédogénèse développée sur calcaire a été relevé sur la coupe du Saule Mort (**Pl. V**), avec une superposition, sur deux mètres, de trois phases distinctes de pédogénèse. Cependant, en l'absence de telles traces à l'affleurement, l'observation en lame mince permet la confirmation de l'appartenance à l'un ou l'autre faciès. En effet, si le contenu en microfossiles est assez semblable pour chacun des microfaciès lacustre et palustre (prédominance des ostracodes et charophytes, présence régulière de bivalves et gastéropodes), ce dernier présente des structures caractéristiques qui sont totalement absentes dans le domaine lacustre : *circum-granular cracks* omniprésents, *skew* et *curve planes*, nodulisation, marmorisation, traces de racines voire bréchification dans certains cas sont les marqueurs de la pédogénèse / émergence et donc des battements du niveau du lac. Les cavités ainsi créées sont partiellement ou totalement remplies par de la

⁷ Les anglophones disposent de beaucoup plus de termes ayant trait aux milieux marécageux, dénommés *wetlands* : *bog* (avec aussi *fens*, *moor*, *quagmire*, *peatbog*) est le terme pour tourbière, *tidal-*, *fresh-*, *brackish-* ou *salt-marsh* correspondent aux marécages sans arbres, pouvant être totalement asséchés en été, *swamp*, au contraire, est un terme utilisé pour des marais arborés, toujours inondés et *pond* correspond à une étendue d'eau temporaire aux contours bien définis.

sparite. Nous avons pu observer, dans un même ensemble palustre, une gradation de la transformation par la pédogénèse de la roche, avec la densification des réseaux de fractures, de la nodulisation croissante et de la bréchification, en concomitance avec la disparition (par dissolution) des tests carbonatés d'organismes (**Fig. 3.13**). Une relation similaire a été notée entre le développement de niveaux à *Microcodium* et le pourcentage de micro-organismes (charophytes et ostracodes) dans les échantillons.

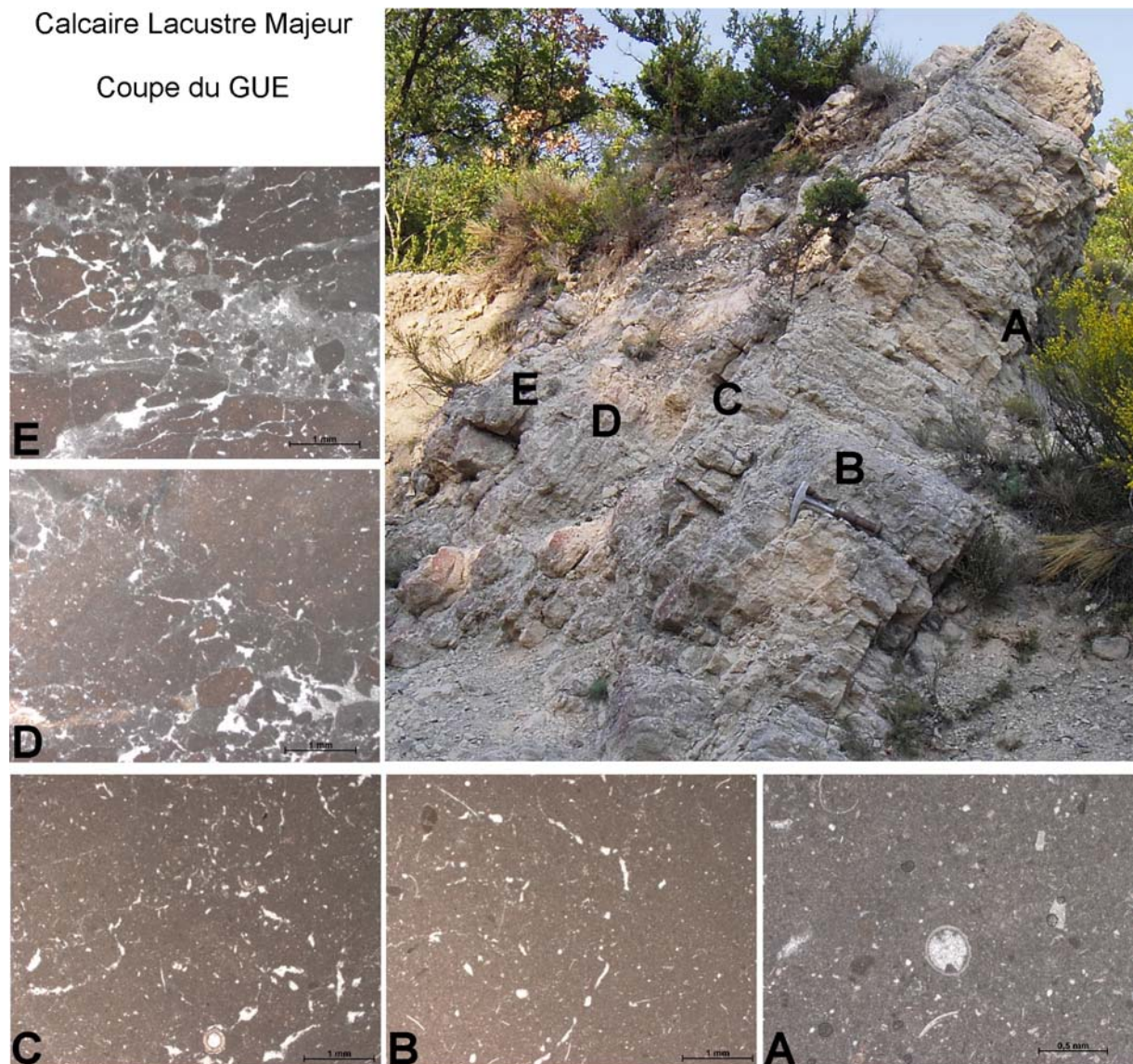


Fig. 3.13. Le Calcaire Lacustre Majeur. A-E. Evolution des microfaciès dans un calcaire lacustre ayant subi de la pédogénèse. Les caractéristiques palustres s'intensifient vers le haut de l'ensemble, depuis un calcaire à ostracodes jusqu'à une brèche autogénique.

Les calcaires intercalés dans les dépôts fluviaux sont latéralement connectés à un remplissage de chenal par une aile de débordement ou un *crevasse splay*. Dans le premier cas le calcaire palustre est globalement homogène et relié à un sommet de remplissage de chenal lui-même très carbonaté (**Pl. IV**), nous l'interprétons alors comme un chenal abandonné (oxbow-lake) dans lequel la sédimentation devient, après dépôt des fines, uniquement carbonatée. Dans le second cas, on observe un passage latéral depuis le calcaire palustre vers le remplissage de chenal gréseux. Comme décrit en section 3.2.1.2, l'appauvrissement latéral

progressif en matériel gréseux peut être interprété comme le résultat d'un tri granulométrique par perte de vitesse d'un *crevasse splay* aboutissant en fin de course à un calcaire palustre (PI. IV). Dans les deux cas, ils sont plus riches en éléments détritiques (grains de quartz, de glauconie et éventuellement de bioclastes) que leurs homologues marins/lagunaires et sont très limités latéralement (quelques dizaines de mètres à 100 m).

Dépôts silicoclastiques - . Les successions lacustres sont en réalité dominées par les dépôts détritiques fins. Sur la coupe de Beynes et dans la partie haute du ravin de la Font d'Eygout, un épisode lacustre/palustre mixte silico-carbonaté s'étend latéralement sur plusieurs centaines de mètres et sur une épaisseur de 30 m environ (à 90% silicoclastique). L'installation d'une zone marécageuse assez pérenne est probablement à l'origine de cet épisode à dominante silicoclastique. Les marnes grises sont uniformes, sans structure et contiennent de fines passées oncolitiques (éléments centimétriques, bien conservés), témoins de crue plus importantes.

Un autre cas de sédimentation silicoclastique lacustre est représentée par une barre sableuse, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, et continue sur plusieurs centaines de mètres (entre la coupe des Ruines et celle du Gué), qui s'intercale entre des dépôts fluviaux. Le matériel est très fin, de nombreuses traces de bioturbation (terriers) sont observées, des gastéropodes (hydrobies, *Helix*, *Pomatia*) ont été récoltés. L'ensemble de la barre est homogène, sans structure ni stratification. Elle se termine par un conglomérat intraformationnel. En lame mince, ces dépôts se distinguent par un matériel fin, bien trié, subanguleux. Les bioclastes sont très variés, avec bivalves, foraminifères benthiques, échinidés et plus rarement algues vertes ainsi qu'un unique fragment de balane, pouvant indiquer une certaine proximité du trait de côte. Un niveau carié par du *Microcodium* a été observé au sein de la barre. Les lithoclastes sont nombreux et monogéniques (Tithonien local). Cette barre correspondrait à une barre d'embouchure dans un lac, l'alimentation venant sans doute du Tithonien de la Clue de Chabrières.

3.3.2. Environnements de transition

(Planche VI)

Entre les faciès franchement continentaux que nous venons de décrire et les faciès marins caractéristiques décrits en section 3.3.3 s'intercalent les faciès dits « de transition » car ils comportent des caractères de l'un et l'autre des deux domaines précités.

3.3.2.1. Barres d'embouchure

Au sein des dépôts fluviaux de la coupe des Courtiers se détachent des corps gréseux peu épais (1,5 à 3 m) très continus (~200 m), présentant des stratifications entrecroisées et en auge. Ils présentent en leur base des accumulations d'huîtres (*Ostrea crassissima* LMK). En lame mince, le matériel apparaît moyennement trié, subanguleux et de granulométrie moyenne. Le contenu micropaléontologique est marqué par la prédominance de fragments de *Microcodium*, mais il est globalement pauvre, avec quelques foraminifères benthiques, algues et rares bivalves. Les lithoclastes sont dominés par les oncoïdes, le rapport Qz/silex est bien inférieur à 10, à l'instar des dépôts marins (voir section suivante), la glauconie est omniprésente bien qu'en faible quantité. Ces corps se relaient latéralement (en « marches d'escalier ») et font suite à des remplissages de chenaux gréseux lenticulaires isolés. Leur morphologie continue et leur contenu faunistique de milieu saumâtre nous amène à proposer de les interpréter comme des barres d'embouchure. Les accrétions sigmoïdales assez classiques dans ces corps sédimentaires (Mutti *et al.*, 2000) ne sont pas visibles, possiblement parce que la section est globalement transverse à l'écoulement.

3.3.2.2. Milieux saumâtres et lagunaires

Certains dépôts, de par leur contenu faunistique et leur analyse minéralogique, sont associés à des environnements saumâtres plutôt qu'à des dépôts franchement continentaux. C'est le cas (i) de dépôts marneux ou gréseux à huîtres, (ii) de niveaux noirs à dinokystes et (iii) de calcaires lacustres à palygorskite qui leur sont associés.

Des occurrences ponctuelles d'huîtres sous forme d'accumulations ont été relevées. Bien que discontinues, elles forment au moins 4 niveaux stratigraphiques distincts sur l'ensemble du secteur de Beynes – Châteauredon. Ils ont en commun d'être monospécifiques (*Ostrea crassissima* LMK), un indice probable de confinement ou de milieu saumâtre. Les spécimens peuvent atteindre 20 à 30 cm de long, mais ils sont pour la plupart souvent à l'état de fragments. Le premier niveau est visible sur les coupes du Claux (autour de 240 m) et celle des Courtiers (220 m) (voir section précédente), le niveau suivant a été repéré sur la coupe des Granges (325 m), sous le calcaire lacustre majeur, le troisième sur la coupes du GUE (95 m) et le quatrième en latéral de la coupe RH2, juste au dessus du gisement CR1. Il est probable que d'autres niveaux existent, des trouvailles localisées vers Beauregard, le ravin de Gigiri et la coupe de BVE ayant été rapportée par les premières études sur le secteur (p. ex. Lapparent, 1938). Ils sont en corrélation latérale ou constituent des niveaux stratigraphiques distincts.

En dehors de la barre d'embouchure des Courtiers, la malacofaune est le plus souvent associée à des dépôts silto-sableux ocre à gris.

De nombreux « niveaux noirs » s'intercalent dans la série. Quelques-uns sont inclus dans les dépôts fluviatiles (coupe GR et ROU), en association avec les dépôts de débordement fins. Nous les interprétons comme des zones de tourbière (*peat bog*) d'extension limitée, située en contrebas de la plaine d'inondation, là où la nappe alluviale affleure au sol.

Cependant, la majeure partie de ces niveaux se concentre dans les dépôts lacustres et marins des unités inférieure et supérieure. Les « niveaux noirs » sont en réalité plus sombre que l'encaissant grisâtre, mais peuvent avoir des teintes nuancées de brun, de vert ou de gris. Ils sont peu épais (moins d'un mètre) et sans structure. Ils sont très souvent le siège d'accumulations de coquilles rosâtres de gastéropodes, et ce sont de tels niveaux qui ont livré les restes de micromammifères des gisements décrits en Chapitre 1. Tout comme pour leurs homologues fluviatiles, la continuité latérale de ces niveaux est faible (quelques dizaines de mètres), c'est pourquoi la plupart des gisements décrits se retrouvent projetés sur les autres coupes. Ces niveaux noirs ont fait l'objet d'une étude quasi-systématique du contenu palynologique (Bialkowski, 2004 ; ce travail). Les résultats montrent que si certains des niveaux sont clairement continentaux, d'autres, en tout point semblables en faciès, recèlent des dinokystes attestant d'un environnement marin (voir section 3.3.3.3).

Enfin, ces niveaux noirs surmontent souvent des calcaires lacustres ou palustres. Des analyses minéralogiques conduites dans l'unité supérieure sur ces niveaux montrent la présence quasi-systématique d'attapulгите (ou palygorskite, minéral argileux enrichi en Mg par rapport à la smectite), pouvant constituer la totalité du cortège argileux. Un autre niveau a même montré la présence de sépiolite, minéral argileux encore plus riche en Mg que l'attapulгите. La présence d'attapulгите avait déjà été relevée par Mercier (1978) lors d'une étude sommaire (5 échantillons) de cette unité, et Chamley & Colomb (1967) en avait déjà mentionné dans le bassin de Cucuron, indiquant que de tels dépôts devaient être fréquents au Miocène moyen et supérieur. De telles teneurs ne s'expliquent que par un chimisme particulier de l'environnement de dépôt, soit un milieu enrichi en Mg, qui accompagne un

déficit hydrique important. Ils sont souvent interprétés comme des milieux confinés (Weaver & Beck, 1977 ; références *in* Callen, 1984 ; Djurdjevic-Colson, 1996 ; Singer, 2002). Il faut noter également la relation entre la présence de palygorskite/attapulgite et la pédogénèse subie par les calcaires. A l'instar des dépôts palustres décrits dans le bassin d'Aix-en-Provence, il est probable que le développement de la palygorskite/attapulgite soit dû aux transformations pédogénétiques.

La position des calcaires entre des dépôts de tidalites concorde à interpréter ces faciès comme des dépôts lagunaires, périodiquement isolé et soumis ainsi à l'évaporation favorisant l'enrichissement en Mg. En revanche, l'évaporation n'aura pas été suffisamment poussée pour former des évaporites.

On peut imaginer ainsi que l'environnement de dépôt de ces ensembles de faciès s'apparentait donc à une lagune et non à un lac intérieur. Le caractère confiné de ces lagunes est d'ailleurs bien mieux marqué dans la Formation de Beauregard que dans celles des Courtiers, cette dernière ne contenant ni malacofaune monospécifique ni palygorskite.

3.3.2.3. La Mangrove

L'environnement de mangrove n'a pas été déduit de l'observation des faciès, peu caractéristiques. De même, la malacofaune qu'ils pourraient contenir n'est pas typique, bien qu'en général même son interprétation puisse être discutable (voir à ce sujet les différentes revues bibliographiques de Plaziat *et al.*, 1983 ; Plaziat, 1995, Plaziat *et al.*, 2001). C'est donc la découverte, dans la partie supérieure de la série, de grains de pollen du genre *Avicennia*, marqueur incontesté de la mangrove, qui a permis de définir cet environnement dans le secteur de Beynes - Châteauredon. Cette découverte a par ailleurs fait l'objet d'une publication (Châteauneuf *et al.*, 2006). En effet, le Langhien est caractérisé par un optimum climatique (voir Chapitre 5) marqué, entre autres, par le développement d'une mangrove à *Avicennia* dans le bassin méditerranéen.

Neuf échantillons ont livré des grains de pollen du genre *Avicennia*, associés à une riche microflore pollinique ainsi que, pour sept d'entre eux, des assemblages diversifiés de kystes de dinoflagellés. Les grains de pollen du genre *Avicennia* sont tricolporés, de forme isopolaire, longiaxe et elliptique en vue méridienne. Ils présentent un contour circulaire à sub-triangulaire en vue polaire (**Fig. 3.14**). Leur dimension varie de 18 à 25 μm de diamètre. Ils possèdent une ectoaperture large et granuleuse et une endoaperture avec pore de forme ronde à elliptique à bords irréguliers. L'exine à deux couches distinctes est composée d'une endexine régulière dont l'épaisseur varie de 0,5 à 1 μm et d'une ectexine réticulée à mailles irrégulières, de 1 à 1,5 μm avec tectum lisse et columelles nettes.

Bien qu'il existe une littérature descriptive accessible (Bessedik, 1981), nous avons préféré nous référer aux formes actuelles et les formes rencontrées ont donc été comparées aux espèces *Avicennia marina*, *alba* et *africana* provenant de l'Océan Indien et de l'Océan Atlantique (lames prêtées par A.-M. Lézine, **Fig. 3.14**). Les observations montrent que nos spécimens sont proches des espèces de la mangrove actuelle indo-ouest pacifique à *A. marina* et *alba*.

Les dépôts associés à ces niveaux de mangroves correspondent, en dehors de la barre marine de Châteauredon, à des niveaux noirs, surmontant ou intercalés dans des niveaux de tidalites. Ces niveaux sont donc sous influence marine, bien que, dans deux des échantillons, l'association sporo-pollinique indique clairement un milieu continental (BVE09, 03CR02c). C'est donc bien le contenu palynologique qui permet, dans ce cas précis, de distinguer un

environnement de transition. Même si l'importance du développement de la mangrove est inégale au cours du temps (voir la discussion en Chapitre 5), il ne s'agit pas d'un environnement marginal mais d'un élément à part entière du paysage.

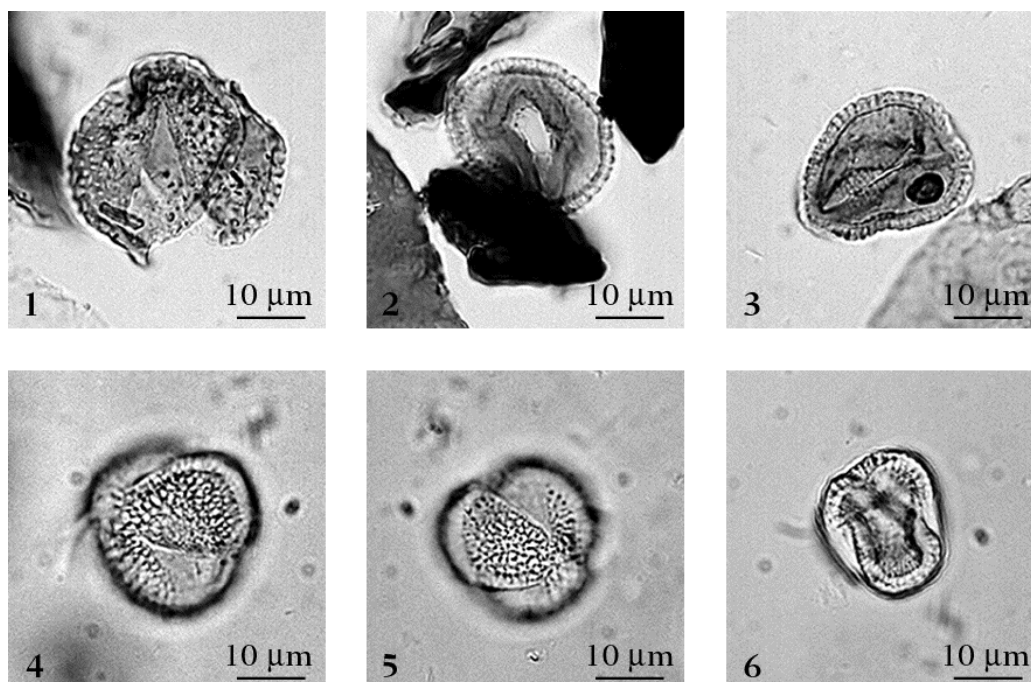


Fig. 3.14. Grains de pollen d'*Avicennia*. 1 à 3 - échantillon 04GUE01, 4 à 6 - *Avicennia alba* actuel.

3.3.2.4. *Chenaux tidaux*

Sur la coupe des Blaches, au niveau de la troisième barre marine, les dépôts tidaux et sableux correspondants sont chenalisés. Les chenaux sont peu profonds (1-2 m) et peu étendus (10 m). Le remplissage est essentiellement sableux, mais peut présenter une alternance sable/argile en *sets* inclinés, comme c'est le cas pour un remplissage de chenal situé 10 m au dessus de la troisième barre marine. Ce type de remplissage a été interprété comme l'expression de fluctuations dans le débit de la rivière en relation avec des alternances de périodes sèches et plus humides (Puigdefabregas & Van Vliet, 1978 ; Gingras *et al.*, 2002). Cependant, étant donné le contexte environnemental, nous proposons qu'il puisse s'agir d'IHS, *Inclined Heterolithic Strata*, figures typiques de sédimentation sous action tidale (Thomas *et al.*, 1987 ; Shanley *et al.*, 1992), comme l'ont décrit, à une autre échelle, Makaske & Weerts (2005). Nous interprétons ces dépôts lenticulaires comme des remplissages de chenaux tidaux.

L'examen des microfaciès en lame mince révèle un matériel de granulométrie moyenne, peu trié et subarrondi, stratifié voire granoclassé dans un cas. Les échantillons sont riches en fragments de bivalves et d'ostracodes. Des fragments de *Microcodium*, d'oncoïdes et d'algues... ainsi que quelques foraminifères benthiques complètent le contenu en microfossiles. Le rapport Qz/silex, de l'ordre de 10, se rapproche des rapports notés pour les environnements marins. La M.O. est largement présente, les échantillons ayant été récoltés au contact d'un niveau noir.

Les dépôts de tidalites reconnus dans la Formations de Beauregard ne semblent pas continus (bien qu'ils puissent former un horizon cohérent, utile à l'interprétation séquentielle).

Nous proposons qu'il puisse également s'agir de remplissages de chenaux tidaux, d'extension hectométrique à plurihectométrique.

3.3.2.5. *Cordons littoraux*

Associés aux dépôts marins décrits ci-après on trouve régulièrement des conglomérats jointifs à galets bien roulés, d'origine diverse (matériel local et zones internes). Ils forment des ensembles pouvant être très continus (plus de 1,5 km pour le conglomérat au sommet de la troisième barre marine) et relativement épais (jusqu'à 4 m pour le conglomérat de la troisième barre marine aux Ruines, 5 m et plus pour les deuxième et quatrième barres marines au Claux et aux Courtiers). Ces corps sont chenalisés (le Claux, 175 m) ou tabulaires (Les Courtiers, 165 m). L'excellente condition d'affleurement de la troisième barre marine entre la coupe de la Route et celle des Granges permet, sur plus de 1,5 km, d'étudier les relations géométriques entre celle-ci et le conglomérat sus-jacent. Nous avons pu ainsi mettre en évidence des contacts tantôt érosifs, tantôt en passages latéraux de faciès (coupe des Ruines). Les contacts érosifs sont surmontés de dépôts présentant des sets inclinés, les passages latéraux s'effectuent depuis des lits conglomératique flottant dans les grès appartenant à la formation marine qui s'amalgament et forment ensuite un conglomérat jointif (**Pl. VI**). Très ronds, les galets n'offrent que peu d'imbrications. Le caractère marin de ces formations est attesté par la présence de balanes encore accrochées aux galets, ainsi qu'à des perforations de lithophages.

Les formes chenalisées sont interprétées comme des dépôts deltaïques torrentiels (apports de crues, les passages latéraux témoignent de remaniements par l'action des vagues de ces dépôts, les formes tabulaires sont interprétées comme des cordons de plage, mais sont peut-être aussi à relier avec des extensions latérales de dépôts deltaïques torrentiels.

Notons un cas de cimentation particulièrement poussé, observé sur la coupe des Ruines et latéralement vers les coupes de La Côte et celle des Granges : le conglomérat jointif capant la troisième barre marine est cimenté par de la sparite pluricentimétrique. Le vannage des fines est sans doute à l'origine de la porosité originelle, qu'un ciment précoce (les dépôts sus-jacents étant des argiles pédogénétiées, elles auraient comblé les interstices) a rempli.

3.3.3. Environnements marins

(*Planche VII*)

Les faciès marins caractérisent la base (Aquitaniens) et le sommet (Langhien-Serravallien) de la série de Beynes – Châteauredon. Ils sont beaucoup moins développés dans le secteur de Majastres, où quelques dépôts ont été observés localement vers la ferme ruinée de Soleil-Bœuf (carte géologique, feuilles de Digne, de Graciansky *et al.*, 1982, et de Moustier-St-Marie, Kerchrove, 1978), vers le milieu de la série (Burdigalien).

Nous distinguons les trois zones bathymétriques classiquement décrites : la zone *offshore*, en dessous de l'action des vagues de tempête, la zone de *shoreface* (subtidale) et la zone de *foreshore* (intertidale).

3.3.3.1. *La zone offshore*

La zone *offshore* n'est représentée que par un type de dépôts, observé sur la coupe du Claux, là où les dépôts marins atteignent leur plus grande épaisseur. Il s'agit de marnes bioturbées à ostracodes, ne présentant pas de figures de courant particulières. Situées sur la coupe du Claux (cote 70-80 m), à l'extrémité NNE du secteur, elles correspondent au faciès le plus profond rencontré, avec une bathymétrie faible, de l'ordre de la dizaine ou quelques dizaines de mètres, ce qui placerait en réalité ces dépôts en zone *offshore* supérieur/*shoreface*

inférieur. Un autre ensemble visiblement marneux mais totalement masqué par la végétation, entre les cotes 135 et 145 m de la même coupe représentent potentiellement des faciès aussi profond. Ce faciès pourrait correspondre à l'UF 4 de Couëffé (2003).

3.3.3.2. *La zone subtidale (shoreface)*

Les dépôts de shoreface s'étendent à toutes les barres marines, mais sont restreints en terme d'épaisseur. On y distingue :

- Des dépôts silto-sableux à stratifications en mamelons (HCS) ont été observés dans les différentes barres marines, en associations avec d'autres figures sédimentaires (rides de houle, figures de charge). Ils sont équivalents à l'UF 3 de Couëffé (2003).
- Des dépôts sableux à rides de courant oscillatoire (rides de houle). Observés sur la coupe des Courtiers (cote 80 m), les rides de houle se forment jusqu'à la limite des vagues de beau temps, soit quelques dizaines de mètres. Etant donné le contexte de dépôt, une dizaine de mètres au maximum est envisagée. Ces dépôts pourraient correspondre à l'UF 6 de Couëffé (2003).

3.3.3.3. *La zone intertidale (foreshore)*

C'est la zone la plus représentée en terme de diversité de faciès et d'épaisseur de dépôts, confirmant le caractère très littoral du secteur d'étude. La présence de dépôts marins influencés par les phénomènes de marée, regroupés sous le terme de tidalites, est avérée dans le bassin de Digne-Valensole (Beaudoin & Gigot, 1971, Tessier & Gigot, 1989, Couëffé, 2003). Le bassin était sous un régime fortement macrotidal (marnage estimé à 15 m, Couëffé, 2003).

Les phénomènes de marée s'enregistrent sous différentes formes sédimentaires, les plus caractéristiques étant les *couplets* (doublets argileux, Visser, 1980). Si nous n'en n'avons pas observé dans nos dépôts, nous avons relevé en revanche :

- Des grès à stratifications obliques bidirectionnelles, interprétées comme des mégarides tidales, associées à des stratifications en auge. On a pu observer, au sein des foresets des mégarides, des empreintes de galets de boue, qui témoignent du remaniement du drapage argileux déposé à l'étal. Ces dépôts sont subtidaux à intertidaux (équivalents à UF7 de Couëffé, 2003).
- Des cycles de dépôts gréseux strato-décroissants à litage plan avec intercalation progressive d'interlits argileux (*flaser-bedding*) sont souvent associés aux mégarides et marquent également le domaine sub- à intertidal. Ces deux faciès sont également à rapprocher de l'UF 7 de Couëffé (2003).
- Des alternances gréso-argileuses et argilo-gréseuse d'échelle millimétrique à centimétrique marquent une stratification de type wavy- ou lenticular-bedding. Ce sont des dépôts typiquement tidaux, que l'on regroupe sous le terme de « rythmites tidales » (Tessier *et al.*, 1989 ; Tessier, 1990). Ce faciès est identique à l'unité UF 8 de Couëffé (2003), qui leur associe un environnement subtidal supérieur à intertidal. Nous notons, comme cet auteur, des marmorisations possibles dans ce type de dépôts, ainsi que la présence de débris végétaux carbonisés (coupe du GUE), indiquant une proximité au rivage et que des émergences temporaires étaient possibles. Des cycles de morte-eau/vive-eau (ME/VE) ont pu être observés dans des rythmites tidales particulièrement bien exposées sur la coupe du Claux (cote 60 m, **Pl. VII**).
- Des dépôts sableux massifs, en lits plans, contenant souvent des débris de végétaux. Ils sont interprétés comme une zone d'estran, intertidale.

- Des dépôts sableux, avec des lits de galets flottant, sont interprétés comme des dépôts d'environnement intertidal, où des processus particulièrement dynamiques (crachées fluviales/deltaïques) viennent perturber la sédimentation côtière, les galets ainsi rapportés étant remaniés par des processus marins (UF 2 de Couëffé, 2003).

La présence d'un substrat consolidé (rocheux = estran) est attesté par la présence régulière de fragments de pectens et de balanes dans les dépôts gréseux. Ce sont d'ailleurs les fragments de ces derniers qui sont, en microfaciès, les marqueurs les plus sûrs d'une origine marine des dépôts. Dans les tidalites, la présence de foraminifères benthiques est également un bon indicateur, bien qu'ils puissent être remaniés (observations ponctuelles dans des dépôts fluviales). Plus de 3 ou 4 spécimens dans une lame sont donc nécessaires pour discuter une origine marine des dépôts (**Tabl. 3.2**).

L'analyse palynologique de certains niveaux noirs de la Formation de Beauregard a livré des assemblages de dinokystes. Ils peuvent nous informer sur le caractère plus ou moins ouvert du domaine marin. Cependant, les formes réputées néritiques externes et océaniques (*Nematospheropsis*, *Impagidinium*, *Bitectatodinium*, *Spiniferites elongatus*) sont très peu représentées, au contraire des formes néritiques internes et côtières (*Polysphaeridium zoharyi*, *Spiniferites ramosus*, *Tuberculodinium vancampoe*, *Tuberculodinium wallii*). Ces associations sont très compatibles avec les pollens de mangrove (*Avicennia*) retrouvés dans les mêmes échantillons.

Le rapport des groupes Gonyaulaceae/Congruentaceae (ou Protoperidiniaceae), toujours élevé, indique des eaux relativement claires, peu chargées en matières en suspension.

3.3.4. Les paléosols, éléments ubiquistes des paysages (*Pl. VIII & IX*)

La pédogénèse s'est développée sur la plupart des faciès présents (**Pl. VIII**) : calcaires (faciès palustre), limons et sables (au sommet des remplissages de chenaux ou des dépôts d'ailes de débordement). Ces paléosols sont témoins de périodes de faible sédimentation et d'une stabilité du paysage.

Les paléosols observés sur l'ensemble des coupes correspondent à des profils pédologiques incomplets : les horizons supérieurs O (riche en matière organique) et A (lessivé) n'ont pas été préservés, probablement à cause d'une plus faible résistance à l'érosion, comme cela a déjà été observé dans d'autres cas d'étude (Plaziat *et al.*, 1987, Günster & Skowronek, 2001). La plupart du temps, seul l'horizon B (accumulation) est préservé. Celui-ci présente systématiquement une accumulation carbonatée (horizon Bk, anciennement noté Bca), un ou des horizons structuraux (Bw) et parfois une accumulation argileuse (Bt). La « roche mère » est le plus souvent constituée de dépôts fins limoneux, mais on trouve des paléosols qui se développent sur d'autres substrats, carbonatés ou sableux.

Les horizons pédologiques, carbonatés (Bk) ou argileux (Bt) ont servi de niveaux de corrélation car leur texture et/ou leur couleur est aisément reconnaissable.

L'horizon B est plus ou moins différencié, mais la présence de nodules et de rhizoconcrétions carbonatés ainsi que l'apparition occasionnelle de *slickensides* sont indicateurs d'un climat de type semi-aride, avec une saisonnalité très marquée, une période de pluie (100-750 mm/an, Cerling, 1984) et une période sèche, où le déficit hydrique occasionnant l'évaporation va favoriser la précipitation des carbonates.

Ces accumulations de carbonates sont connues sous le terme de *calcrete* (voir Esteban & Klappa, 1983, Wright, 1991, Milnes, 1992 et Alonso-Zarza, 2003, pour des synthèses bibliographiques complètes sur le sujet). Pour éviter toute confusion avec ce terme anglophone qui pour certains auteurs (Carlisle, 1983, Wright, 1991) recouvre les croûtes

superficielles non pédogénétiques (croûtes laminaires ou zonaires, tuffeuses, en dalle), les accumulations carbonatées vadoses non pédogénétiques (*gravitational zone*), les accumulations carbonatées d'origine pédogénétiques (*pedogenic calcrete*) et les accumulations phréatiques (*capillary fringe calcrete* et *groundwater calcrete*), nous avons choisi de parler d'horizon carbonaté ou de **calcrète pédogénétique**. En ce sens, nous nous rapprochons du *pedogenic calcrete*.

Le long débat qui a siégé avant les années 80 concernant le mode de formation (voir synthèses de Ruellan, 1967, Vogt, 1984) de ces accumulations carbonatées est sans doute dû en grande partie un problème de terminologie, les auteurs utilisant les mêmes termes pour décrire des objets variés, puisqu'à chacun de ces *calcretes* correspond un processus différent :

- l'hypothèse *per ascensum*, par remontée capillaire de l'eau de la nappe ou de solution puis évaporation et introduite par Pomel (1872), défendue encore par Goudie (1973, 1983), correspond au mode de formation des *groundwater calcretes* et de ceux qui se forment au niveau de la frange capillaire (Wright, 1991)
- l'hypothèse *per descensum*, où l'accumulation des carbonates en profondeur est le résultat du lessivage des horizons supérieurs (p. ex. Price, 1933, Gile *et al.*, 1965, 1966), correspond bien au mode de mise en place des *pedogenic calcretes* ; l'importance des apports latéraux a été mise en évidence par Ruellan (1967, 1971)
- l'hypothèse « sédimentaire », par apports dissous des eaux de ruissellement suivis d'une forte évaporation (p. ex. Durand, 1959), convient à la mise en place des croûtes calcaires superficielles, sans activité pédologique (Ruellan, 1971)

Les mécanismes de la précipitation du carbonate, en relation directe avec la solubilité des ions bicarbonates HCO_3^- , sont principalement l'évapotranspiration au niveau des racines, les variations de la pCO_2 du sol et l'activité microbienne (Wright, 1991). Le rôle de la biocénose, notamment celle de la rhizosphère est donc primordial (p. ex. Ruellan, 1971, Klappa, 1980, Alonso-Zarza, 1999, Loisy *et al.*, 1999).

La source du calcium est multiple : il peut provenir d'embruns, de poussières (voies aériennes), d'eaux souterraines (dissous) ou de bioclastes, substrat calcaire (roche mère), ou concentration *in situ*. Machette (1985) et Van der Hoven & Quade (2002) ont mis en évidence le rôle prépondérant de l'apport des poussières, mais dans le cas spécifique d'un substrat non carbonaté. La diversité des sources de calcium et des modes de son transport implique une durée de formation des horizons carbonatés qui soit très variable. Ce flou qui entoure le temps nécessaire à la formation d'horizon carbonatés de différents stades de maturité est aussi dû à d'autres facteurs que sont le climat (particulièrement les précipitations, Machette, 1985) et le taux de sédimentation local, en étroite relation avec la distance au chenal dans le cas des plaines d'inondation. Wright (1990) montre ainsi qu'il est pratiquement impossible d'associer un stade de maturité de développement d'un horizon carbonaté avec une durée précise ; par exemple, la durée de formation d'un *calcrete* de stade 3, initialement estimée à 10 ka (Leeder, 1975), est aujourd'hui estimée entre 25 et 400 ka, soit plus d'un ordre de grandeur dans l'incertitude. Inversement, Wright (1990) mentionne des *calcretes* de stade 4 développés en quelques milliers d'années, alors que les exemples américains (Machette, 1985) les associaient avec des durées de plusieurs centaines de milliers d'années. Une telle différence ne semble pas provenir de la nature du substrat, mais plutôt des changements de conditions climatiques et notamment de précipitations (Machette, 1985).

L'ensemble des *calcretes* observés s'apparentent aux *pedogenic calcretes*, mais nous avons également observé des précipitations de carbonate sous une forme particulière, en plaques irrégulières ou en amas irréguliers boursoufflés, à patine jaunâtre, de quelques centimètres d'épaisseur pour quelques dizaines de centimètres de long, formant des « horizons » (au sens stratigraphique du terme) dans la coupe de l'Asse (partie supérieure) et celle du ravin de la Font d'Eygout (Pl. XI). En microfaciès, ces *calcretes* sont microsparitiques, sans structure interne et présentent des figures de dissolution et des fractures orientées parallèlement à la stratification. Ils ont une morphologie de surface complexe (en « chou-fleur »), ne sont pas associés à des horizons pédogénétiques, sont intercalés dans des dépôts de couleur ocre ou grisâtre, témoin de l'hydromorphie ambiante (voir section suivante). Il pourrait s'agir de *groundwater calcretes* (Djurdjevic-Colson, 1996 ; Pimentel *et al.*, 1996).

ENVIR.	Granulométrie/ tri/arrondi	Bioclastes	Lithoclastes	Grains	Structures/ figures	Diagenèse
FLUVIATILE (28)	Paramètres variables	Algues ++(+) <i>Microcodium</i> ++ Bivalves ++ Orbitolines +	Nombreux (matériel local + métamorphiques) Oncoïdes très souvent présents, parfois la totalité des clastes	Qz +++ Glauconie + Oxydes + Qz/silex ~10	Stratifications planes parfois	Matrice micritique Recristallisation en sparite <i>blocky</i> ou <i>pendant</i> possibles (vadose)
		RARES : Echinodermes Foraminifères PAS DE : Charophytes Gastéropodes Ostracodes Balanes exceptionnelles				
PALEOSOL (7)	-	INEXISTANTS sauf <i>Microcodium</i> +++	RARES : Oncoïdes, péloïdes	M.O. ++ RARES : Qz Glauconie	<i>Circum-granular</i> <i>cracks</i> Traces de racines Marmorisation Nodulisation	micrite + sparite dans fissures mineures Recristallisation en microsparite possible (1 cas)
PALUSTRE (52)	-	Ostracodes +++ Charophytes +++ Bivalves ++ Gastéropodes + <i>Microcodium</i> ++(+)	RARES : Oncoïdes, péloïdes	M.O. ++(+) Qz < 10%	<i>Circum-granular</i> <i>cracks</i> <i>Skew & curve</i> <i>planes</i> Nodulisation Marmorisation Traces de racines Bréchification	Sparite dans cracks Augmentation de la dissolution avec densité de cracks Dissolution assez forte en moyenne
LACUSTRE (18)	-	PAS DE : Foraminifères Balanes Ostracodes +++ Charophytes +++ Bivalves ++ Gastéropodes + Algues +	RARES : Oncoïdes	M.O. ++(+) Qz < 10% Glauconie	RARES Bird's eyes Traces de racines	Peu de dissolution
TRANSITION (10)	Grains fins à moyens, bien à très bien triés, subanguleux à subarrondi	PAS DE : Foraminifères Balanes <i>Microcodium</i> Bivalves +++ Foraminifères ++ Microcodium ++	Nombreux (matériel local parfois monogénique + métamorphiques) Oncoïdes parfois nombreux	Qz +++ Glauconie + Oxydes Qz/silex ~3-5	Stratifications planes Bioturbation Granoclassesments	-
MARIN (16)	Paramètres variables	Algues +++ Foraminifères ++(+) Ostracodes ++ Echinodermes + Microcodium + PAS DE : Charophytes	Nombreux (matériel local + métamorphiques) Oncoïdes souvent présents (fragments)	Qz +++ Glauconie + Oxydes + Qz/silex < 10 RARE : M.O.	Stratifications planes / obliques Granoclassesments (normal / inverse)	Matrice micritique ou sparitique Dissolution parfois

Tabl. 3.2. Synthèse des microfaciès pour chacun des paléoenvironnements. Le rapport Qz/silex semble être un indicateur de milieu plus fluvial (rapport élevé) ou plus marin (rapport faible) (comm. pers. P. Gigot), mais varie avec la granulométrie (plus grossier, rapport plus faible). Entre parenthèses le nombre de lames étudiées.

Outre des méthodes d'analyse classique des paléosols présentées en premier chapitre (description sédimentologique, couleurs à l'aide de la charte de Munsell (1994) et analyse des isotopes stables sur nodules pédogénétiques), des index ont été développés. En effet, le développement des paléosols est fonction de plusieurs paramètres comme le temps, la nature du substrat, la topographie, la végétation et le climat (Retallack, 2003). N'ayant pas directement accès à l'influence de ces paramètres, nous avons développé des index pour comprendre leur rôle respectif. Deux index sont reliés aux caractéristiques du seul horizon systématiquement préservé, l'horizon Bk (**Fig. 3.15**) : un index d'hydromorphie (I_{Hyd}) et un index d'accumulation des carbonates (I_{Ca}). La combinaison des deux permet la précision des paléoenvironnements et une indication de la maturité du paléosol.

Un troisième outil aidant à la reconstitution paléoenvironnementale est le diagramme croisé $\delta^{18}O/\delta^{13}C$ des données isotopiques des nodules carbonatés (Cerling, 1984).

3.3.4.1. Index d'hydromorphie

L'index d'hydromorphie (I_{hyd}) est basé sur la (les) couleur(s) des paleosols (**Fig. 3.15A**). Sans effet diagénétique majeur (voir section 3.2.5), les couleurs sont par la suite reliées à la minéralogie originelle du sol (Hurst, 1977, Blodgett, 1998) (**Fig. 3.15A**).

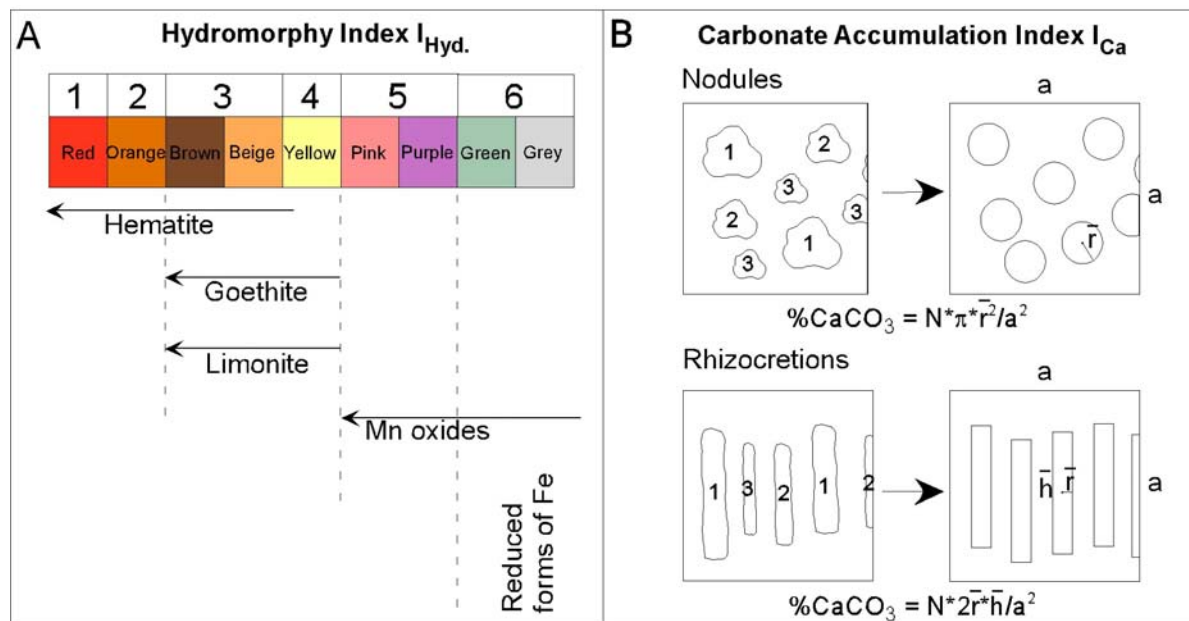


Fig. 3.15. Méthodologie de développement des index sédimentologiques. **A.** Index d'hydromorphie basé sur la succession théorique des couleurs en fonction du degré d'oxydation des minéraux de fer et de manganèse. **B.** Méthode de terrain d'estimation de la taille et de la densité des nodules/rhizoconcrétions et formule de calcul de la teneur en $CaCO_3$ correspondante.

Les couleurs à dominante rouge correspondent à des formes oxydées déshydratées du fer (hématite, Fe_2O_3), les couleurs orangées/jaunâtres à des formes oxydées hydratées (goethite, $FeO(OH)$), les couleurs rosâtres, violacées, verdâtres et grisâtres sont plutôt liées aux oxydes/hydroxydes de manganèse et aux formes réduites du fer. Cette évolution du caractère redox des minéraux peut être reliée à la position de la nappe alluviale et à la qualité du drainage du sol. Les sols les moins oxydés correspondraient à un environnement où la nappe serait proche et/ou un environnement mal drainé (ex : milieu palustre), et inversement.

Ainsi, l'index d'hydromorphie est composé de 6 degrés (**Fig. 3.15A**), auxquels les références de Munsell vont être associées (voir en Chapitre 5).

3.3.4.2. Index d'accumulation des carbonates

L'index d'accumulation des carbonates (I_{Ca}) est basé sur le travail de Machette (1985) sur les sols et paléosols quaternaires américains. Il les a choisis de façon à décrire une chronoséquence, c'est-à-dire que tous les paramètres associés au développement des sols étaient égaux, hormis leur âge. Machette a associé les éléments macroscopiques (nodules, rhizoconcrétions) des sols avec leur âge. Selon la teneur en graviers (*gravels*), il a différencié six stades de maturité de développement des sols calciques, depuis un sol ne contenant que des filaments carbonatés (stade I) jusqu'au *calcrete* très induré, d'un mètre d'épaisseur ou plus, présentant une croûte supérieure laminée et des niveaux bréchifiés (stade VI). Machette montre que le climat sous lequel ils ont évolué influence grandement la vitesse de développement de ces horizons : pour un climat frais aride, le profil ne dépassera jamais le stade III, même après plusieurs millions d'années. En revanche, ce même stade III sera atteint dès 100 ka de pédogénèse dans un climat chaud semi-aride. Cependant, son index doit être réadapté à nos séries car les sols qu'il a étudiés étaient exempts des effets de la topographie ; qui plus est, les horizons carbonatés ne présentent pas un panel de maturités aussi large que celui décrit par Machette.

En conséquence, nous proposons un index qui reflète la proportion des éléments macroscopiques carbonatés (nodules et rhizoconcrétions) contenus dans l'horizon Bk. Pour des raisons pratiques, l'estimation de cet indice a été conduite sur le terrain en mesurant la taille moyenne des éléments ainsi que leur densité sur une surface d'un mètre carré (**Fig. 3.15B**). Cet indice est exprimé en %CaCO₃ et est calculé de la manière suivante :

$$\%CaCO_3 = \frac{N \times S_n}{S_u}$$

Avec N – le nombre de nodules/rhizoconcrétions par unité de surface, S_n – surface moyenne des nodules/rhizoconcrétions, S_u – unité de surface (1 m²).

3.3.4.3. Diagrammes croisés $\delta^{18}O/\delta^{13}C$

Nous avons utilisé en parallèle un autre indicateur environnemental, le diagramme croisé des isotopes stables (Cerling, 1984, **Fig. 3.16**). Ce type de diagramme permet de mettre en évidence l'évolution des environnements (continentaux vs côtiers, dans notre cas) de façon indépendante (voir Bialkowski, 2004, pour une utilisation étendue). Dans les deux cas (Beynes - Châteauredon et Majastres), le nuage est peu dispersé, indiquant un environnement stabilisé en domaine côtier ou proche côtier. Comme l'observait Bialkowski (2004), il est intéressant de noter la stabilité de la proximité au trait de côte, malgré les changements de faciès et donc d'environnement de dépôt.

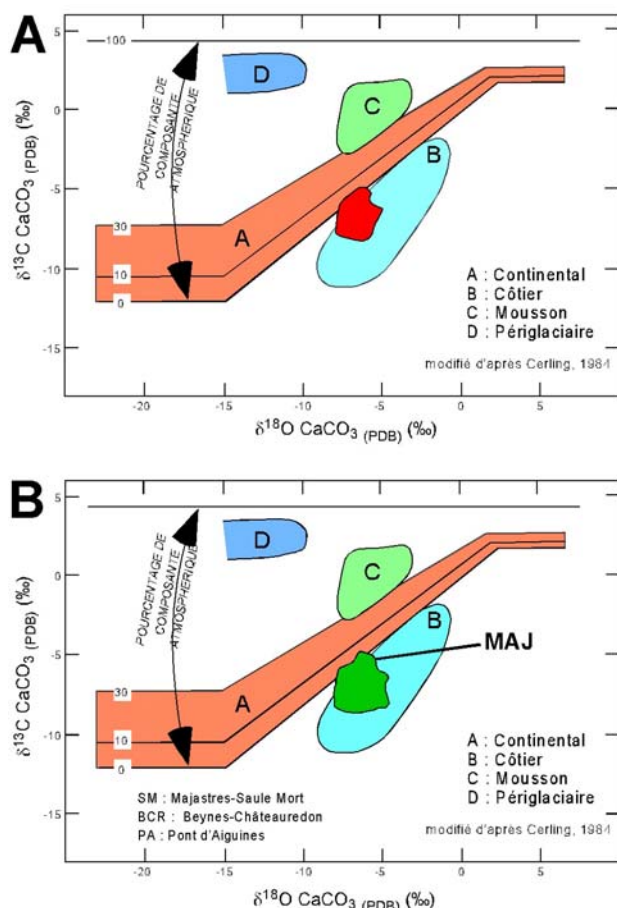


Fig. 3.16. Les environnements et leur domaine isotopique associé. **A.** La tâche rouge représente les données pour la série complète Beynes - Châteauredon (Bialkowski, 2004). **B.** La tâche verte représente les points de Majastres - Saule Mort (Bialkowski, 2004).

3.3.5. Interprétation des diagrammes des minéraux argileux

Les analyses RX des cortèges argileux ont été conduites sur les deux secteurs étudiés, Majastres (coupe du Saule Mort ; **Fig. 3.17**) et Beynes - Châteauredon (coupes des granges, RH2 et du Gué ; **Fig. 3.18**).

3.3.5.1. Secteur de Majastres

L'analyse de la coupe du Saule Mort fait ressortir trois types de cortèges :

- **Type I** : riche en interstratifiés I/S (illite/smectite), avec présence d'illite et de kaolinite. La smectite est globalement inférieure à 50%. Ce cortège est observé à la base (cotes 0 – 40 m) et au sommet (cotes 220 – 250 m) de la série. L'enrichissement en I/S, illite et kaolinite, peut être interprétée comme un détritisme plus important. A la base, l'association avec des faciès sablo-conglomératiques semble corroborer cette hypothèse. Cependant, au sommet, les faciès sont plutôt sableux et argilo-silteux, comme le reste de la série. Cette différence granulométrique pourrait refléter un éloignement de la source. Il est probable que celle-ci soit constituée des dépôts mésozoïques sont plus ou moins enrichis en illite (Terres Noires de l'Oxfordien, Tithonien, p. ex. Deconinck, 1984).
- **Type II** : dominé largement par la smectite, entre 70 et 100%, associée à l'I/S, les autres minéraux étant non quantifiables (moins de 5% au total). Il représente la majorité des échantillons, on le trouve entre la base et le sommet marqués par le type

I. La smectite est sans doute héritée, car les terrains du Crétacé inférieur qui entourent le synclinal de Majastres sont riches en smectite (p. ex. Deconinck, 1984).

- **Type III** : idem que le précédent, avec présence, parfois importante (>30%), d'attapulgite (palygorskite). Il ne se rencontre que dans les faciès lacustres/palustres vers le milieu de la coupe. La palygorskite est sans doute néoformée car elle n'est présente que dans ces niveaux, et parfois en grande quantité. De plus, les cortèges potentiellement sources ne contiennent pas de palygorskite, argile qui plus est fragile et donc supportant peu le transport. La palygorskite est classiquement associée à ces niveaux dans le secteur de Beynes - Châteauredon. Cette association appuie l'interprétation en terme de milieu à fort déficit hydrique type lagune subissant une forte évaporation. Elle traduit aussi un milieu enrichi en Mg, bien que nous n'observions pas de dolomie associée.

L'évolution des cortèges argileux montre un cycle symétrique partant d'un pôle détritique (riche en illite, illite/smectite et kaolinite) vers un pôle chimique (riche en palygorskite) pour revenir vers le détritisme au sommet. Cette évolution traduit celle des environnements de dépôt, depuis les cônes alluviaux de la base vers le domaine lacustre/palustre, puis à dominante fluviatile (faciès fins). La différence de cortège entre le type I et II pourrait traduire une évolution de la maturité du matériel de la plaine d'inondation. En effet, s'agissant d'évolutions progressives (de I vers II et de II vers I), également en relation avec la granulométrie des dépôts, le temps de résidence des sédiments dans la plaine joue très probablement un rôle majeur dans la nature de ces cortèges

différence de source, respectivement le Jurassique et le Crétacé. L'arrivée de matériel jurassique après le matériel crétacé pourrait traduire un effet tectonique qui amènerait en surface des terrains jurassiques. Une autre possibilité serait un changement de source dans l'espace, mais l'absence de changement significatif dans l'orientation du drainage ne permet pas de trancher la question.

3.3.5.2. Secteur de Beynes - Châteauredon

Trois types de cortèges sont observés également dans la série de Beynes - Châteauredon. Ils se rapprochent des types rencontrés à Majastres :

- **Type I** : riche en chlorite+illite+chlorite/smectite, et par conséquent relativement plus pauvre (<60%) en smectite. Il est présent à la base de la série, dans les dépôts marins, ainsi que dans le haut de la série, le plus souvent également associé à des dépôts marins également (tidalites). La très faible présence de chlorite et de chlorite/smectite dans les dépôts fluviatiles et leur apparition quasi exclusivement dans les dépôts marins nous mènent à penser que l'origine des particules argileuses peut-être foncièrement différente. La chlorite est souvent, dans les dépôts terrigènes, témoin d'une source de type « socle » (Thiry, comm. pers.). La présence de (rares) galets de « roches vertes » dans les conglomérats marins, mais pas dans les dépôts fluviatiles, semble confirmer cette hypothèse. Au Miocène, les massifs cristallins externes du Pelvoux et de l'Argentera sont exhumés depuis longtemps déjà (Sénonien), le domaine interne (liguro-piémontais) forme déjà une « proto-chaîne », alimentant les bassins molassiques depuis l'Oligocène. Il faudrait ainsi expliquer l'apport de ce matériel autrement que par le système fluvio-deltaïque de Majastres-Châteauredon, par exemple par des courant côtiers, dérive littorale etc.

Coupe de Majastres-Saule Mort

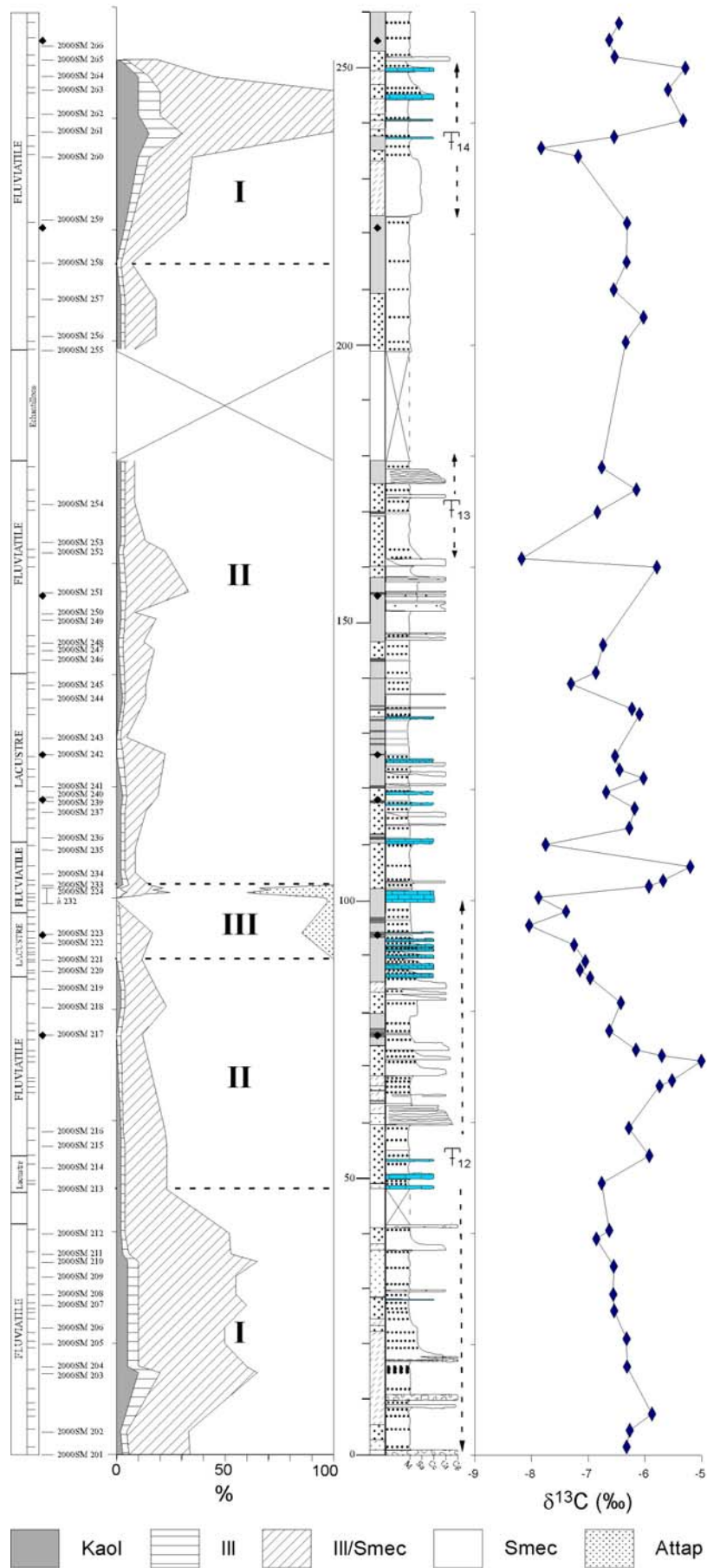


Fig. 3.17. Evolution des cortèges argileux de la coupe du Saule Mort. La stratigraphie de la coupe est rappelée (gisements et isotopes). Les losanges indiquent les échantillons pour analyse palynologique.

Analyse des cortèges argileux Série de Beynes-Châteauredon

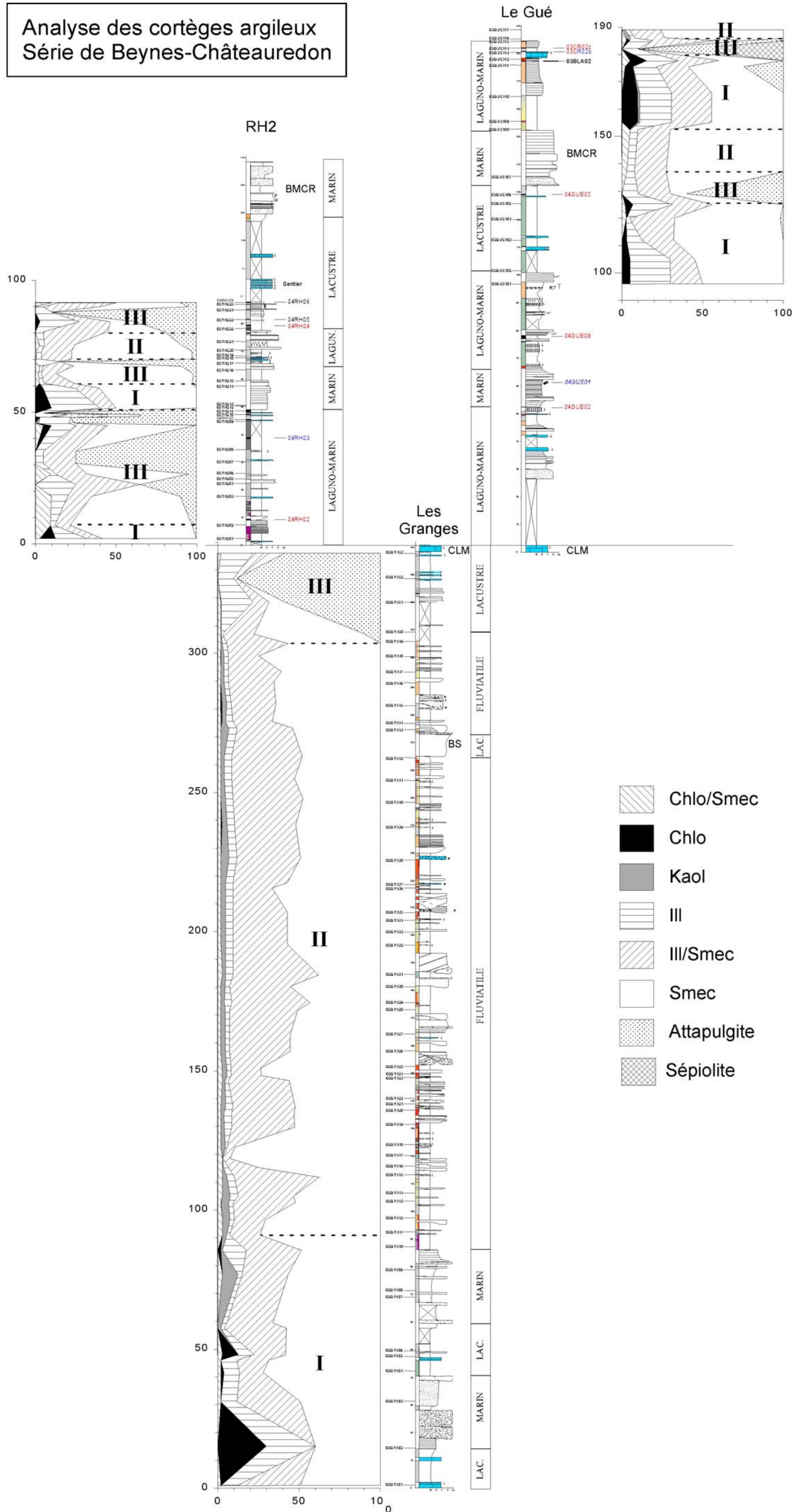


Fig. 3.18. Analyse des cortèges argileux de la série de Beynes - Châteauredon. Echantillons pour la palynologie en bleu et rouge.

- **Type II** : dominé par la smectite et l'illite/smectite (plus de 80%), les autres minéraux étant accessoires. Comme à Majastres, il compose l'essentiel des échantillons analysés. Encore une fois, la smectite est sans doute héritée des jeunes reliefs crétacés drainés par le système fluvial alimentant le delta de Châteauredon.
- **Type III** : marqué par la présence, souvent en grande quantité et parfois même en quasi-exclusivité, de l'attapulгите, aux dépens de la smectite. Il apparaît en même temps que la Formation de Beauregard débute, et ainsi en concomitance avec l'Optimum Climatique. Cependant, étant donné la présence à Majastres, à l'Aquitainien supérieur, de niveaux à palygorskite, nous pensons que, bien que le climat soit favorable, la présence de ce minéral argileux traduit avant tout un type d'environnement. Celui-ci, comme nous l'avons décrit pour Majastres, est de type lagunaire, confiné, donc soumis à forte évaporation et conduisant naturellement à un enrichissement en Mg. Il est à noter que l'un des derniers niveaux à palygorskite est même riche en sépiolite, argile fibreuse encore plus enrichie en Mg que la palygorskite⁸. Cependant, les niveaux à palygorskite étant associés aux niveaux palustres et/ou de paléosols, une action de la pédogénèse est probable dans la formation de la palygorskite (p. ex. Djurdjevic-Colson, 1996). On observe ainsi une alternance, irrégulière, des niveaux à palygorskite avec ceux à chlorite+illite (type I), correspondant schématiquement aux « cycles » sédimentaires palustres-marins. Nos résultats sont trop préliminaires en la matière pour pouvoir conclure à des cycles de haute fréquence d'origine climatique.

Encore une fois, l'évolution globale des cortèges argileux reflète celle des environnements, en témoigne l'apparition de la palygorskite en concomitance avec les faciès lacustres/palustres de la Formation de Beauregard. Les marqueurs du socle (chlorite surtout) sont uniquement présents dans les dépôts marins. L'hypothèse d'une maturation du matériel, pour expliquer la différence de cortèges entre les types I et II, est séduisante. Cependant, comment prendre en compte la présence de roches vertes dans les conglomérats marins et non dans les conglomérats fluviaux ? Nous proposons que lors des transgressions, la source du matériel grossier soit différente de celle qui correspond au système fluvio-deltaïque. Elle pourrait venir du Nord ou Nord-Est, via les systèmes de drainage de la région de Digne qui sont actifs alors que la mer est présente à Châteauredon (voir Chapitre suivant).

Les quelques échantillons analysés n'indiquent pas de bouleversement minéralogique au passage à la Molasse Jaune.

3.3.6. Effets de la diagénèse

Dans toute étude mettant en œuvre des outils minéralogiques (analyses RX, indice d'hydromorphie) et géochimiques (isotopes stables, Rock-Eval), les effets de la diagénèse sont à discuter.

Il est connu, en ce qui concerne les paléosols, que la réduction ou l'oxydation des terrains par la diagénèse est possible. La réduction (« gleyfication ») diagénétique est due à l'enfouissement d'un sol sous le niveau de la nappe alluviale ; la matière organique contenue dans le sol réduit le fer présent et forme des halos de couleur grise, gris-vert, gris-bleu, pouvant se généraliser à l'ensemble du paléosol (Retallack 2003). De tels phénomènes de réduction ont été observés en base de chenal, affectant les sédiments fins sous-jacents sur quelques décimètres. Ceci s'explique par la circulation de fluides postérieure au dépôt, qui s'effectue préférentiellement dans les zones de contact de faciès (**Pl. IX**). L'oxydation des

⁸ Palygorskite : $(Mg,Al)_2Si_4O_{10}(OH) \cdot 4H_2O$; Sépiolite : $Mg_4Si_6O_{15}(OH)_2 \cdot 6H_2O$

minéraux ferreux (hématite Fe_2O_3 , magnétite, Fe_3O_4) s'effectue par oxydation de la goethite (Bown & Kraus, 1987 ; Retallack, 1976, 2003). C'est un processus qui peut aussi bien être pédologique que diagénétique, sans distinction possible en pétrographie (Retallack, 2003). L'oxydation reste toutefois limitée à une augmentation de 2-3 unités de « Hue » de la charte de Munsell⁹, et n'affecte que des paléosols de valeur Hue en YR (Simonson, 1949; Ruhe, 1969) : un paléosol de type gley/pseudogley, c'est-à-dire gris à gris-vert, ne « rougira » pas par simple enfouissement.

Les reconstitutions paléoenvironnementales ou les corrélations utilisant les isotopes stables sont aussi sujettes à caution. L'enfouissement peut en effet altérer le signal isotopique, notamment celui de l'oxygène, plus sensible que celui du carbone. Ces considérations avaient déjà mené Bialkowski (2004) à écarter certains points d'analyse des courbes isotopiques obtenues, à cause de valeurs « aberrantes ».

En ce qui concerne la succession étudiée, plusieurs indices laissent penser que les effets de la diagénèse sur les différents traceurs utilisés sont, sinon nulles, en tout cas négligeables :

- Les paléosols offrent un spectre très varié de couleurs, et un même paléosol présente des couleurs différentes selon ses horizons, typiquement entre les horizons Bw et Bk. Cette variabilité des couleurs est incompatible avec une gleyfication ou une oxydation généralisée.
- Les nodules pédogénétiques, comme déjà mentionné dans le Chapitre 1, sont entièrement micritiques. Une diagénèse poussée aurait sans doute causé la recristallisation des nodules, or tout au plus présentent-ils des petites fissures sparitiques (Pl. XV-C-E).
- Les argiles analysées sur l'ensemble de la série de Beynes - Châteauredon montrent une très forte composante en smectite, voire des niveaux concentrés en palygorskite et même un niveau à 40% de sépiolite. Ces minéraux, notamment les deux derniers, sont particulièrement sensibles à la diagénèse d'enfouissement.
- Les résidus palynologiques observés dans la partie supérieure de la série de Beynes - Châteauredon montrent une couleur, très claire, parfois même transparente. La diagénèse aurait dû foncer les palynomorphes.
- Les premiers résultats d'une étude sur le $\delta^{13}\text{C}$ sur le C_{org} des paléosols et des nodules qu'ils contiennent montrent (i) l'absence de corrélation entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et la teneur en COT (**Fig. 3.1**) et (ii) un différentiel entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ typique (Cerling *et al.*, 1989 ; Magioncalda *et al.*, 2001) (**Tabl.3.3**).

Les multiples indicateurs, indépendants les uns des autres, rend d'autant moins probable l'hypothèse d'un fort enfouissement dû à un potentiel recouvrement par la nappe de Digne.

⁹ Rappelons que les valeurs utilisées incrémentent de 2,5 unités

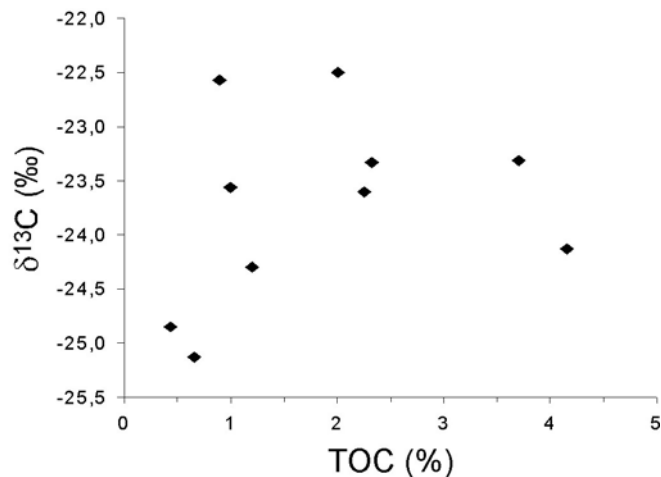


Fig. 3.19. Aucune corrélation n'est observée entre la teneur en COT et les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{Corg}}$. Ceci indique l'absence de diagenèse importante.

Echantillon	Teneur C (mg/g)	Corg		Ccarb	Corg - Ccarb
		$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	
03 RE-03	0,998	-23,6	4,6	-6,55	-17,01
<i>33 03 RE-03a</i>	0,434	-24,9	5,0		
34 03 RE-11	2,003	-22,5	4,9	-6,46	-16,04
<i>03 RE-11a</i>	0,891	-22,6	4,5		
03 RE-56	2,325	-23,3	4,9	-	-
<i>03 RE-56 a</i>	2,254	-23,6	5,2		
03 RE-66	3,701	-23,3	4,9	-7,89	-15,42
<i>03 RE-66a</i>	1,203	-24,3	3,9		
03 RE-80	4,159	-24,1	3,9	-7,86	-16,27
<i>03 RE-80a</i>	0,657	-25,1	3,9		

Tabl. 3.3. Comparaison des analyses isotopiques effectuées sur le contenu organique (Corg) et carbonaté (Ccarb) des paléosols (nodules et, en italique, matrice).

3.3.7. Synthèse sur les environnements de dépôts

Les environnements de dépôts interprétés à partir de l'analyse des faciès, des microfaciès, de la minéralogie et de la palynologie montrent une grande diversité du paysage. Nous avons regroupé l'ensemble de ces environnements sur la **figure 3.20**. Bien qu'ils ne soient pas tous contemporains, la principale caractéristique est la relative proximité des zones sources (domaine alluvial) par rapport à la ligne de côte. Nous verrons que cette distance augmente au cours du temps, bien qu'elle ne dépasse sans doute jamais quelques dizaines de kilomètres.

Nous proposons d'établir un profil schématique « proximal-distal » de ces environnements, sur lequel nous nous appuyerons pour l'analyse séquentielle (**Fig. 3.21**).

- La zone la plus proximale correspond au domaine de cône alluvial, dont nous avons des témoins plus ou moins distaux, puisque malgré la granulométrie grossière et le caractère anguleux à subanguleux des premiers conglomérats (à éléments calcaires), ceux-ci sont globalement noyés dans les dépôts fins. Au sein de cet environnement, le caractère plus ou moins proximal va être déterminé à l'aide (i) de la granulométrie, (ii) de l'arrondi des éléments, (iii) de la diversité des sources du matériel et (iv) du rapport N:G de la tranche de temps considérée. A ce titre, la zone la plus proximale observée correspond à la base de la coupe du Claux, présentant un rapport N/G proche de 50%, avec une brèche globalement monogénique, à éléments pluri-décimétriques.

- Le domaine fluvial vient ensuite, marqué par le développement des barres de méandre ou d'un réseau tressé selon les cas. Des lacs peuvent y être associés.
- Le domaine deltaïque (ou de plaine côtière) est la dernière étape du continental. Il est caractérisé par des tributaires, chenaux trapus isolés dans des dépôts fins. De par sa proximité à la ligne de côte, ce domaine est très influencé par le niveau marin.
- Le domaine lagunaire est le premier pas vers le domaine marin dominé par les marées. Il devait être découplé de la zone deltaïque car visiblement confiné et en déficit hydrique (palygorskite néoformée).
- Les domaines d'embouchure, de mangrove et de chenal tidal sont regroupés car ils correspondent en gros à une tranche d'eau équivalente (intertidal à supratidal).
- La zone intertidale ou estran, soumise à un fort marnage (15 mètres environ).
- La zone subtidale, qui, dans notre secteur ne dépasse *a priori* guère la dizaine de mètres de bathymétrie alors que la Molasse Marine, étudiée par Couëffé (2003) dans les secteurs de Bramefan, St Symphorien, Maurel ou encore Esclangon, a pu atteindre une bathymétrie de dépôt de l'ordre de 50 à 60 m.

Le secteur d'étude marque donc une zone globalement côtière, mixte silico-clastique et carbonatée, avec toutefois une prédominance du détritisme, en raison de la relative proximité des zones sources.

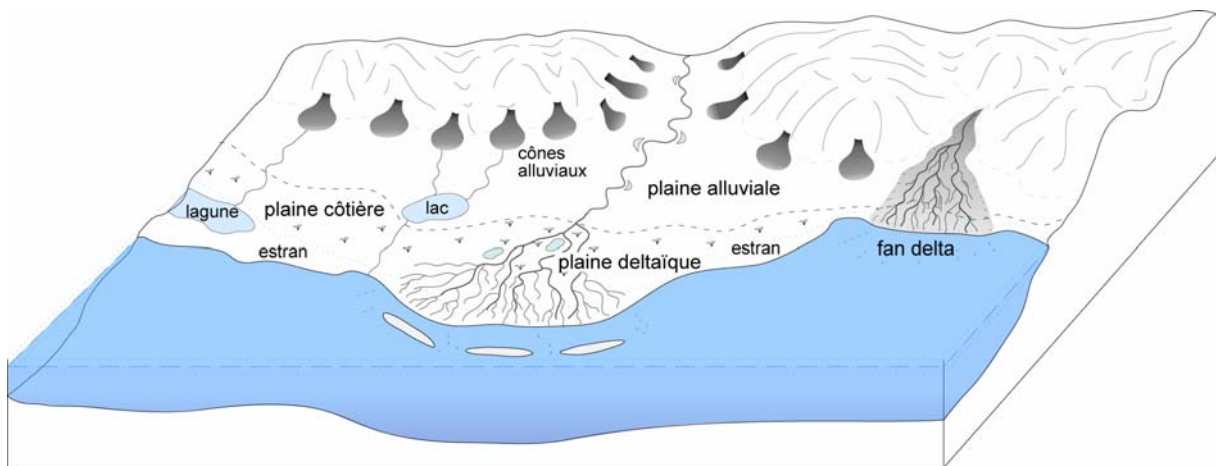


Fig. 3.20. Schéma d'ensemble des environnements de dépôts de la série de Beynes - Châteauredon et de Majastres. Le schéma ne préfigure pas un instant donné ni une paléogéographie exacte.

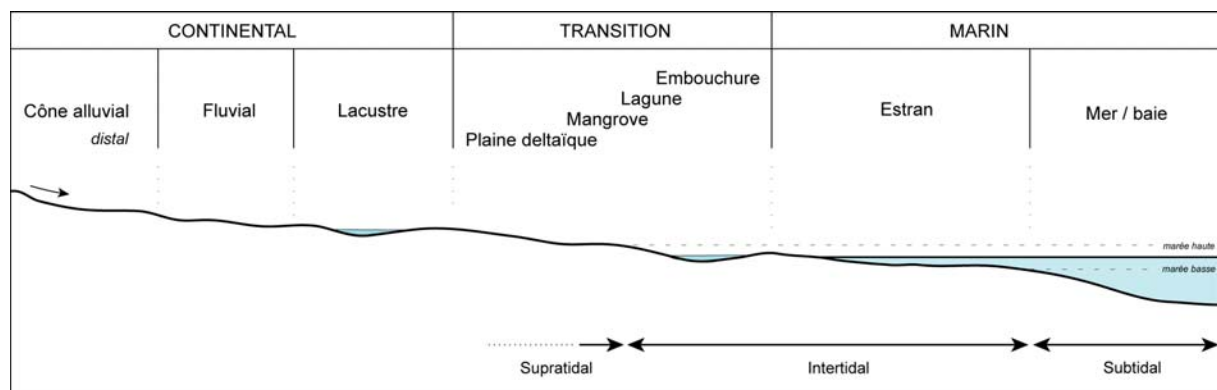


Fig. 3.21. Profil « proximal – distal » des dépôts, avec différentes subdivisions selon les grands domaines (continental, transition et marin). Aucune échelle (horizontale, verticale) n'est volontairement attachée à ce schéma.

3.4. EVOLUTION DES PALEO-PAYSAGES

A partir des résultats et interprétations paléoenvironnementales précédents, nous avons reconstitué les paléo-paysages du secteur d'étude pour 4 périodes clés : l'Aquitanien inférieur, l'Aquitanien, le Burdigalien et le Langhien (**Fig. 3.22-3.25**).

3.4.1. Aquitanien inférieur

Au début de l'Aquitanien, la sédimentation continentale va remplir les irrégularités du relief créé par la surrection et l'érosion des terrains mésozoïques. Cette sédimentation correspond à la Formation de Font d'Eygout, c'est-à-dire à des dépôts grossiers, dont la source est relativement locale. Le réseau hydrographique est alors dominé par les cônes alluviaux.

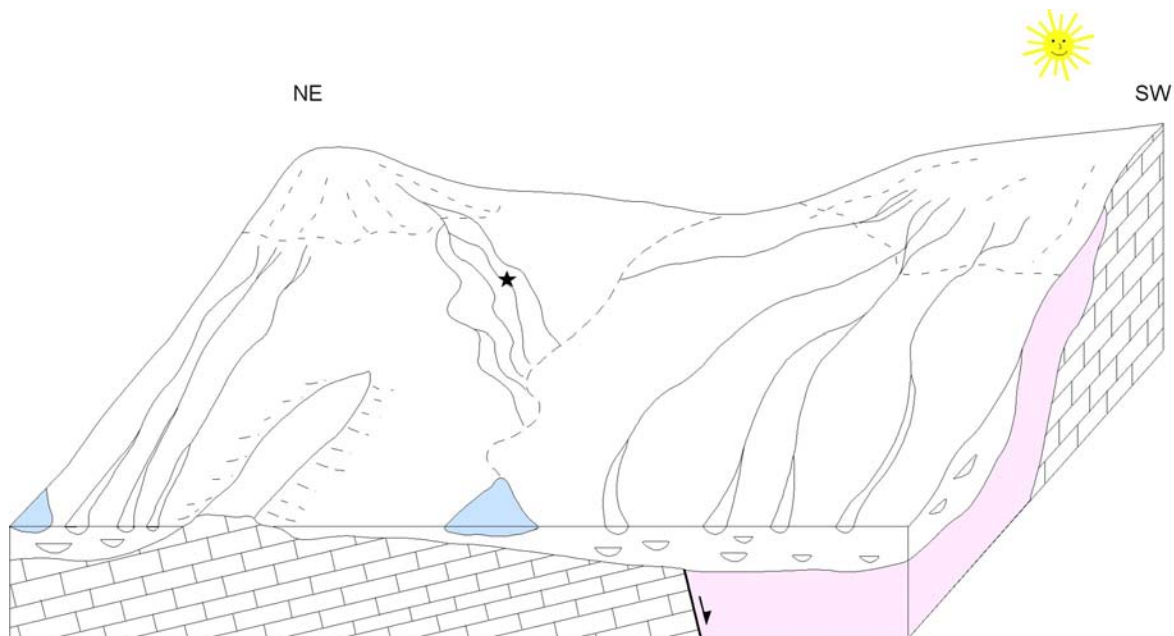


Fig. 3.22. Paysage à l'Aquitanien inférieur. Sur un paléorelief crétacé et oligocène se déposent des sédiments alluviaux et lacustres. Le climat est chaud. L'étoile localise la coupe du Saule Mort.

3.4.2. Aquitanien

A l'Aquitanien moyen et supérieur, la mer transgresse le relief aplani par les dépôts alluviaux. Quatre épisodes transgressifs (au moins) se succèdent, la Mer venant possiblement de l'Est (Golfe de Vence ?), quoique le Sud (Golfe du Lion) ne puisse être exclu. En effet, l'Aquitanien a récemment été reconnu dans la vallée du Rhône, sous forme de remaniements conglomératiques (Besson, 2005 ; Besson *et al.*, 2005). Il se pourrait qu'on ait ainsi perdu toute trace de dépôts en place sur la plupart de la surface couverte par le bassin. Une arrivée par le N doit être exclue, la mer ne touchant Digne qu'après avoir atteint Châteauredon.

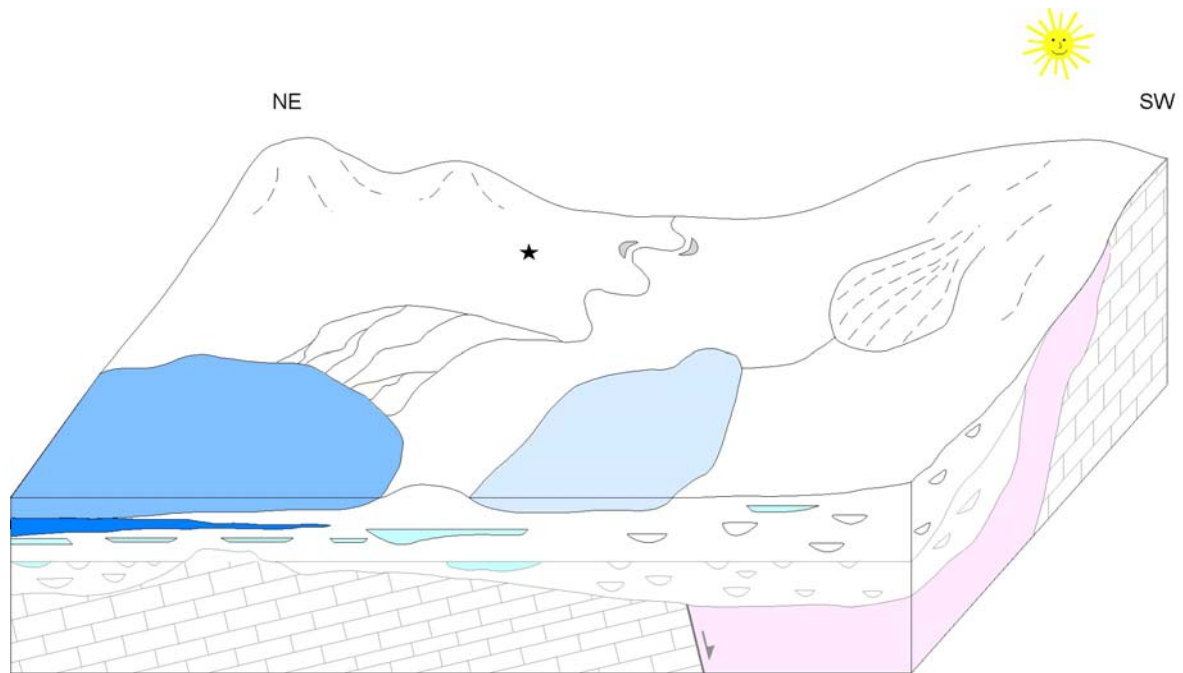


Fig. 3.23. Paysage à l'Aquitanien. Le paysage s'enneige par le N-NE en plusieurs épisodes. Le climat est toujours chaud.

3.4.3. Burdigalien

Au Burdigalien, la mer s'est totalement retirée du secteur et laisse place à un large delta qui prograde (**Fig. 3.24**). Il atteindra un maximum d'avancée lorsque les faciès méandriformes de l'amont s'installeront. Ils seront alors succédé par une incision majeure au S (**Fig. 3.25**).

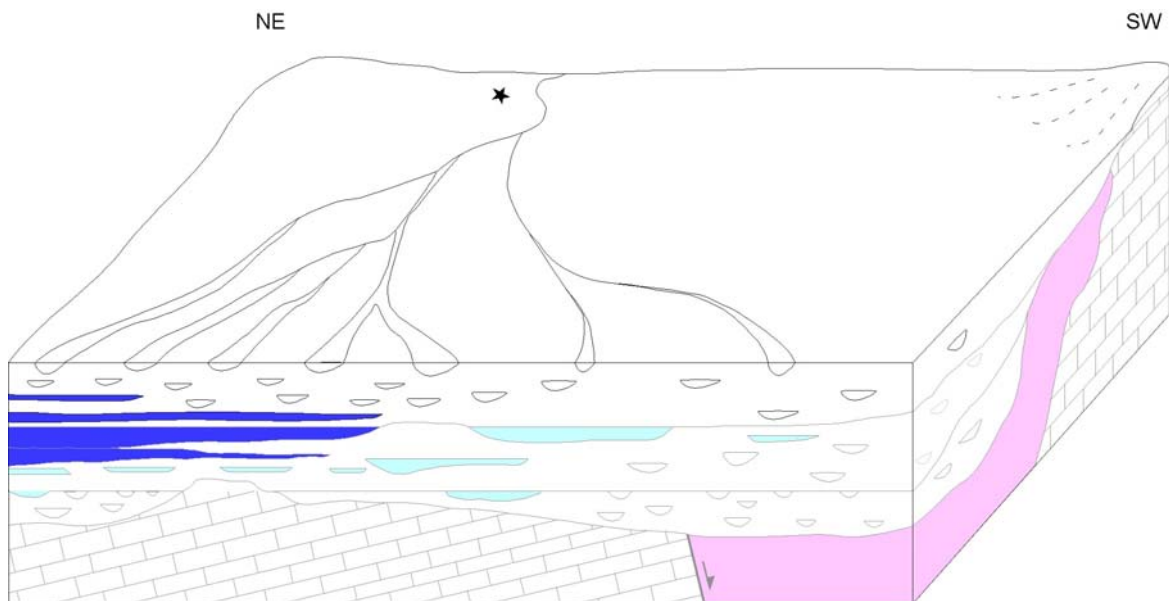


Fig. 3.24. Paysage au Burdigalien. Le delta a gagné sur la mer qui a reculé au Nord vers Digne. Le climat est plus frais.

3.4.4. Langhien

Le Langhien voit le trait de côte revenir sur le secteur de Châteauredon. Le littoral, toujours deltaïque, est cependant marqué par le développement, épisodique, d'une mangrove à *Avicennia* (Fig. 3.25). Celle-ci est observée pendant les phases plus chaudes et humides, les phases plus fraîches et sèches étant davantage marquées par le dépôt de calcaires sous fort déficit hydrique (palygorskite) en domaine lagunaire.

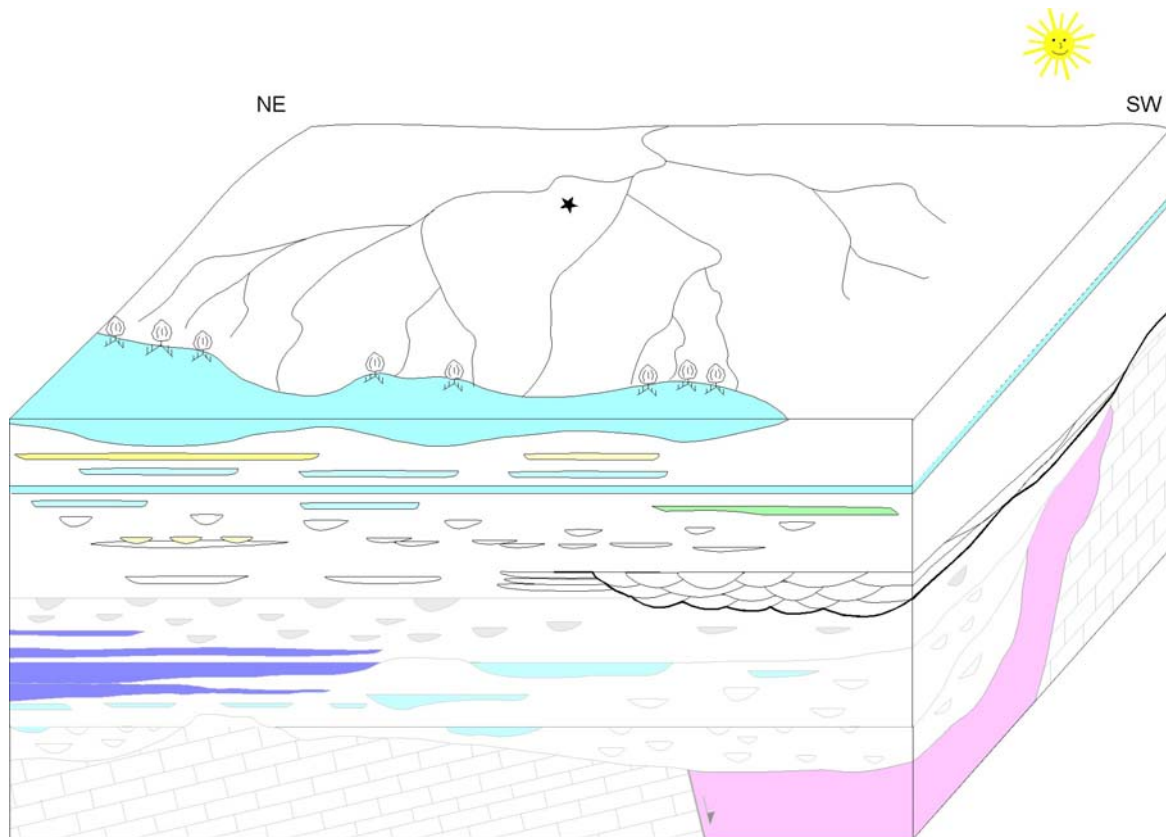


Fig. 3.25. Paysage au Langhien. La mer est revenue mais le paysage reste très lagunaire et voit le développement de mangroves. Le climat est chaud à nouveau.

3.5. CONCLUSIONS

La position spatiale des dépôts des secteurs de Majastres mais surtout de Beynes - Châteauredon offre l'opportunité d'observer et de reconstituer des paléopaysages à la limite continental/marins. Les deux extrêmes sont représentés par des faciès francs : cônes alluviaux, dépôts fluviatiles et lacustres pour le continental, dépôts de bathymétrie variée (offshore supérieur à intertidal/estran) pour le marin. Les faciès de transition montre une grande diversité des milieux : barres d'embouchure, lagune, mangrove, chenaux tidaux, cordons littoraux, les trois premiers étant marqués par le confinement et le déficit hydrique, les deux derniers par l'influence des processus marins. Dans tous ces milieux, les paléosols sont omniprésents, plus ou moins hydromorphes, plus ou moins développés.

La reconstitution des milieux de dépôts à l'aide de l'analyse des faciès, couplée à celle des microfaciès, de la minéralogie et de la palynologie, a pu être intégrée spatialement pour établir, selon des tranches de temps grossières, une reconstitution de l'évolution des paléopaysages. Celle-ci va servir de base pour le chapitre suivant.

Analyse séquentielle des dépôts de Beynes - Châteauredon : influences conjointes de l'eustatisme et de la tectonique

Les reconstitutions des paléoenvironnements et des paléopaysages que nous avons effectuées au chapitre précédent sont intégrées ici temporellement afin de caractériser la dynamique de leur évolution. Cette intégration nécessite une analyse séquentielle des dépôts à partir d'un découpage géométrique établi à partir de l'ensemble des coupes levées.

Nous introduisons ce chapitre par une revue des notions de base et des modèles de stratigraphie séquentielle, en insistant plus particulièrement sur le domaine continental et côtier. Nous ferons ensuite le point sur les travaux antérieurs portant sur l'analyse séquentielle du remplissage miocène du bassin de Digne-Valensole, avant de présenter et discuter nos résultats sur le secteur de Beynes – Châteauredon ; celui de Majastres, étant donné les possibilités limitées de suivi latéral et de cartographie des corps, n'a pas fait l'objet d'une étude séquentielle.

4.1. NOTIONS FONDAMENTALES DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Nous rappelons ici brièvement les notions fondamentales de la stratigraphie séquentielle, avant de décrire les modèles d'Exxon, de Cross et de Galloway et leurs critiques respectives.

4.1.1. Niveau absolu et relatif de la mer

Le **niveau absolu** de la mer, ou niveau eustatique, est défini par rapport à un référentiel fixe, le centre de la Terre par exemple (Fig. 4.1). Sa variation dépend uniquement des variations du contenu (stockage de l'eau sous forme de glace, expansion thermique = glacio-eustatisme, Fig. 4.2) ou du contenant (taux d'accrétion des dorsales / subduction = tectono-eustatisme, Fig. 4.2). Les fluctuations du niveau marin absolu ont une portée globale.

Le **niveau relatif** de la mer, ou **accommodation**, est la résultante de la combinaison des facteurs eustatique et tectonique (**Fig. 4.1 & 4.2**). Les variations du niveau marin relatif sont donc locales.

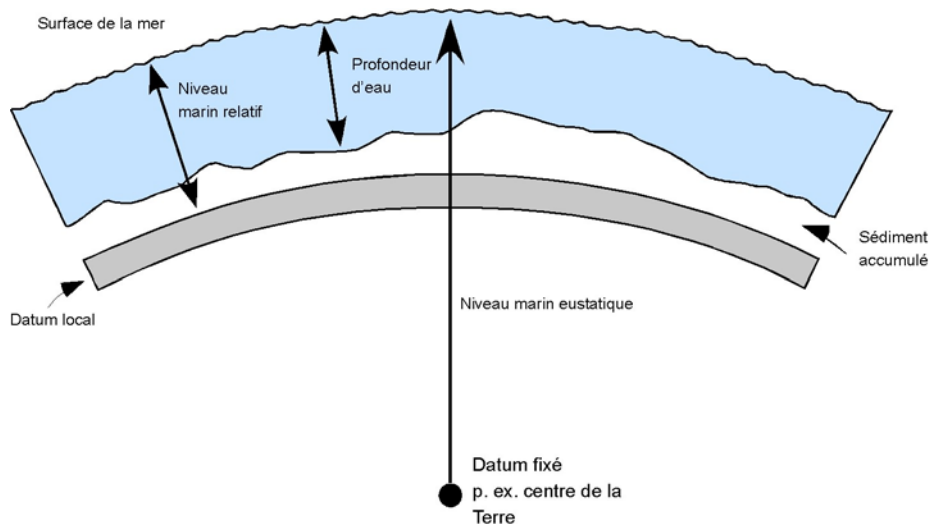


Fig. 4.1. Relation entre les notions de niveau eustatique, de niveau marin relatif et de bathymétrie. D'après Jervey, 1988.

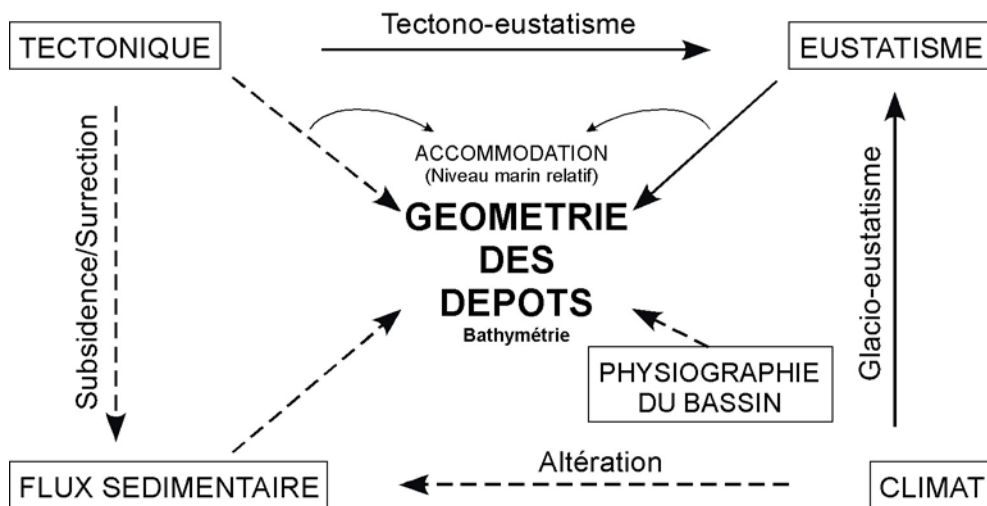


Fig. 4.2. Les facteurs forçants des systèmes sédimentaires. La géométrie des dépôts est conditionnée par les influences combinées de la tectonique, de l'eustatisme et du flux sédimentaire, dont la résultante se traduit par une certaine bathymétrie de dépôt. L'eustatisme et le flux sédimentaire sont eux-mêmes étroitement liés à la tectonique et au climat. La physiographie préexistante du bassin joue un rôle non négligeable, notamment par les conditions locales de dynamique. Les flèches droites indiquent une influence à l'échelle globale (trait plein) ou locale (trait en pointillés).

4.1.2. Espace disponible et accommodation

L'**accommodation** correspond aussi à l'espace compris entre le *datum*, niveau de référence fixe (par exemple le socle, ou un niveau sédimentaire à un temps t) et le niveau marin considéré¹⁰ ; cet espace peut être partiellement rempli de sédiment (**Fig. 4.1**).

L'**espace disponible** correspond à l'espace encore vide de sédiments. En domaine marin, il correspond à la **bathymétrie**. Notons que c'est le seul paramètre auquel nous avons directement accès (et de manière semi-quantitative) à l'aide de l'analyse de faciès.

¹⁰ Rappelons que ces concepts ont été définis en premier lieu en domaine marin, mais ils peuvent être transposés au domaine continental (voir section 4.2).

Comme l'indique le schéma (**Fig. 4.2**), le rapport entre l'accommodation 'A' et le flux sédimentaire 'S' conditionne la géométrie et le style de dépôts. On obtient ainsi les géométries suivantes :

- Pour $A/S < 1$: l'Accommodation est inférieure au flux Sédimentaire, on a *progradation* des unités sédimentaires, ce qui se traduit par une bathymétrie décroissante.
- Pour $A/S > 1$: l'Accommodation est supérieure au flux Sédimentaire, on a *rétrogradation* des unités sédimentaires, ce qui se traduit par une bathymétrie croissante.
- Pour $A/S = 1$: l'Accommodation est égale au flux Sédimentaire, on a *aggradation* des unités sédimentaires, ce qui se traduit par une bathymétrie stable.
- Pour $A < 0$: Une Accommodation négative traduit localement une érosion, le plus souvent due à un abaissement du profil d'équilibre du système, par exemple une baisse du niveau marin. Dans les cas où l'amplitude de la chute eustatique globale est connue (cas du glacio-eustatisme), les effets locaux de la tectonique peuvent alors être quantifiés (Besson, 2005).

4.1.3. Ordres et origines des cycles sédimentaires

Tout d'abord avec les travaux de Sloss (1963) sur le craton nord-américain, puis ceux de l'équipe d'Exxon (Vail *et al.*, 1977), différents ordres de grandeurs dans le cycles sédimentaires ont été reconnus et associés aux différents facteurs forçants allogéniques existants (**Tabl. 4.1**).

Comme le souligne Schwarzacher (2000), en dehors des cycles d'ordre 4 et 5 (6 ?), clairement attribués au forçage orbital décrit avec précision par Milankovitch (1941), les autres ordres de grandeurs ne sont pas à proprement parler des cycles mais plutôt des récurrences, leur période n'étant pas fixe. Ils ne peuvent donc servir de chronomètre sédimentaire et sont associés à une fourchette de temps très variable.

Ordre	Appellation	Durée (Ma)	Mécanisme	Origines probables
1	Cycle pangéen, cycle de Wilson	200-400 > 50	Tectono-eustatisme global	Amalgame/séparation des super-continentes
2	Super-cycle (Vail <i>et al.</i> , 1977) Séquence (Sloss, 1963)	10-100 3-50	Tectono-eustatisme global	Variations dans le volume des rides océaniques (tx d'accrétion de la dorsale variable)
3	Mégacyclothème (Heckel, 1986)	1-10 0,5-3	Tectonique locale + eustatisme global	Vitesse d'accrétion/subduction, volcanisme + subsidence Glacio-eustatisme Stress intraplaque
4	Cyclothème (Wanless & Weller, 1932) Cycle majeur (Heckel, 1986)	0,2-0,5 0,08-0,5	Eustatisme global	Cycles orbitaux
5 (et 6)	Cycle mineur (Heckel, 1986)	0,01-0,2 0,03-0,08 et 0,01-0,03	Eustatisme global	Cycles orbitaux

Tabl. 4.1. Les différents cycles et leur ordre de grandeur. En italique les distinctions de Vail *et al.* (1991) différent des autres plus communément acceptées (Vail *et al.*, 1977 ; Plint *et al.*, 1992 ; Miall, 1996).

La portée globale des cycles de 1^{er} et 2^e ordre est reconnue puisque retrouvés sur au moins quatre continents. Leur synchronisme est, à l'échelle relative de ces ordres, reconnu également. Les cycles de 4^e et 5^e ordre sont également de portée globale et synchrones, bien

que les études du Quaternaire ont montré un léger déphasage de la réponses du climat au forçage astronomique entre les deux hémisphères (p. ex. Delmotte *et al.*, 2004). Les cycles de 3^e ordre restent les plus problématiques. D'une part, parce qu'ils sont les plus utilisés dans la stratigraphie séquentielle leur étude est très exigeante quant à la précision des résultats ; d'autre part, ils sont à la transition entre des cycles eustatiques à consonance tectonique (ordres 1 et 2) et climatique (ordres 4 et 5), et donc leur origine est souvent discutée. S'ils sont considérés comme de portée globale par les auteurs des deux chartes eustatiques existantes (Haq *et al.*, 1987, 1988 ; Hardenbol *et al.*, 1998), les limites de telles chartes ont été âprement critiquées (p. ex. Miall, 1992), suggérant une portée régionale et un diachronisme à l'échelle globale.

4.2. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE EN DOMAINE CONTINENTAL

Nous décrivons ici différents modèles séquentiels en domaine continental et côtier et mettons en avant leurs points forts faibles, avant d'en tirer une synthèse critique.

Après le premier modèle de stratigraphie séquentielle élaboré à la fin des années 70 par l'équipe d'Exxon (Vail *et al.*, 1977) et les premières alternatives proposées dans les années 80 (Cross, 1988 ; Galloway, 1989), il est apparu que le domaine continental apparaissait très peu dans les modèles. Dans le modèle d'Exxon revu à la lumière des nouveaux concepts (Vail *et al.*, 1991), la réponse continentale aux variations du niveau marin relatif est discutée et à chaque cortège de dépôt (*system tract*)¹¹ correspond un type de dépôt continental (**Tabl. 4.2**). Cependant, ce sont les sédimentologues spécialistes du domaine continental qui vont apporter à la stratigraphie séquentielle, au début des années 90, des modèles basés sur des critères de faciès de dépôts continentaux. En effet, alors qu'en domaine marin les variations eustatiques (et la subsidence) contrôlent largement l'architecture des dépôts, leur influence va globalement diminuer vers l'amont des systèmes continentaux, au profit (i) des facteurs tectoniques (subsidence du bassin et surrection de l'amont) et (ii) du climat (Shanley & McCabe, 1994 ; **Fig. 4.3**). En zone de piedmont, les variations eustatiques ne sont plus « ressenties » par le système fluvial. Un autre niveau de base fait alors référence (le plus souvent un lac).

¹¹ Rappelons que les cortèges de dépôts (*system tracts*) définis par l'équipe d'Exxon comprennent le LST (*Lowstand System Tract* – cortège de bas niveau marin), le TST (*Transgressive ST* – cortège transgressif), séparé du HST (*Highstand ST* – cortège de haut niveau marin) par la MFS (*Maximum Flooding Surface* – surface d'inondation maximale). Posamentier *et al.* (1999) y ont adjoint le FSST (*Falling Stage ST* – cortège de chute), qui précède la SB (*Sequence Boundary* – limite de séquence). Pour plus de lisibilité, nous avons conservé les anglicismes et les sigles qui y sont associés. L'utilisation systématiques des équivalents francisés (Cramez, 1990) n'aurait fait qu'alourdir le texte.

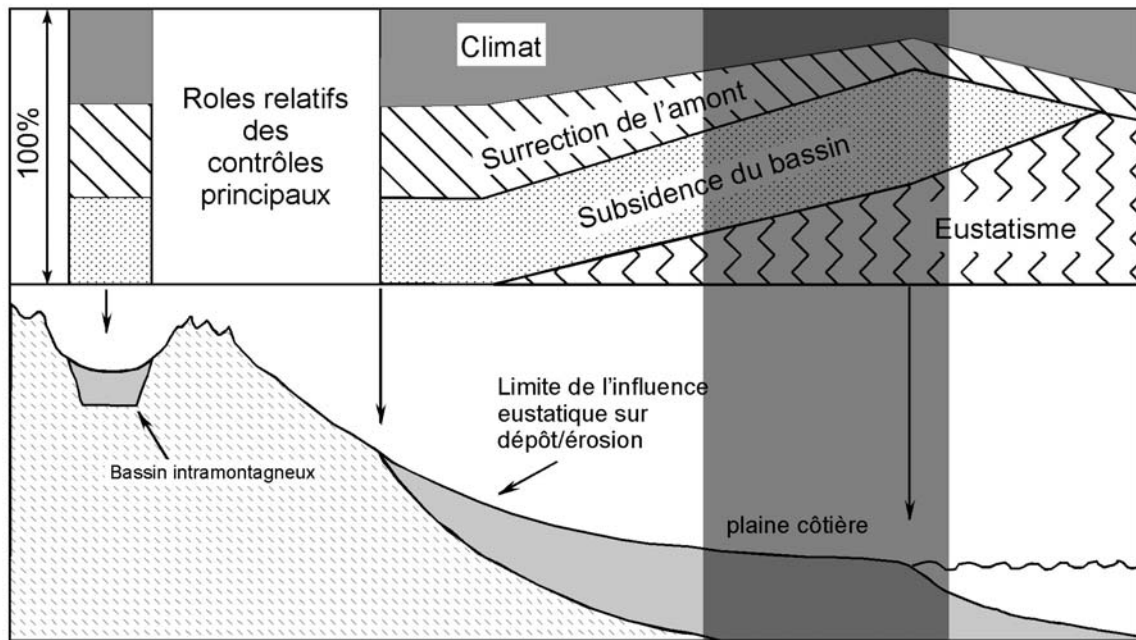


Fig. 4.3. Evolution amont-aval des influences relatives des différents paramètres contrôlant l'architecture des dépôts. Bien que présentant également des caractères franchement continentaux (dépôts alluviaux...), notre secteur d'étude est principalement situé en domaine deltaïque ou de plaine côtière (zone grisée). Modifié d'après Shanley & McCabe, 1994.

Parmi les premiers modèles proposés, celui de Vail *et al.* (1991) est très rattaché au domaine côtier/littoral, et consiste au remplissage d'une vallée incisée pendant le LST et le TST, puis au débordement de cette vallée par les dépôts du HST. Les dépôts continentaux sont restreints, dans ce modèle, au LST (dépôts fluvio-torrentiels) et au HST (méandres à remplissage fin), le TST étant marqué par des dépôts estuariens ou lacustres. La limite de séquence est marquée par une incision majeure avec, en position d'interfluve, des paléosols développés. Cette configuration est adoptée par la plupart des modèles qui seront élaborés ensuite. La MFS correspond aux faciès les plus profonds, ou, à défaut, les plus « côtiers ». La force de ce modèle est de donner les grandes lignes qui vont servir aux suivants. Cependant, il contraint le LST et le TST au sein de la vallée, alors que l'on peut raisonnablement envisager soit que la vallée puisse être remplie pendant le LST, soit qu'elle ne soit même pas remplie à la fin du HST. En outre, si le modèle propose deux scénarii selon la position plus ou moins distale par rapport au trait de côte (*bayline*), il ne propose pas de séquence à remplissage uniquement continental.

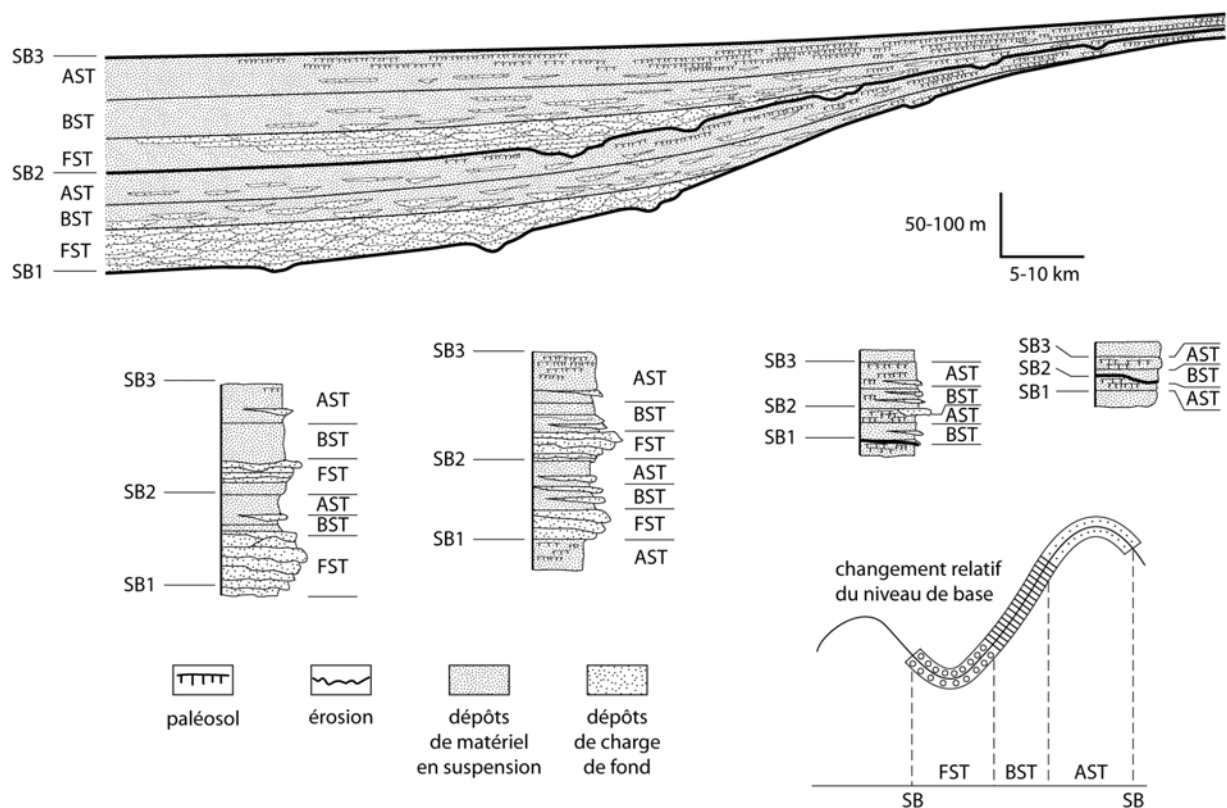


Fig. 4.4. Modèle de Legarreta *et al.* (1993) révisé (Legarreta & Uliana, 1998). FST, Foreststepping Systems Tract, BST, Backstepping Systems Tract, AST, Aggradational Systems Tract. On peut leur faire correspondre les équivalents marins/côtiers de Vail *et al.* (1977, 1991) LST, TST et HST (voir Legarreta *et al.*, 1993). Modifié d'après Legarreta & Uliana (1998).

Ce manque est contrebalancé par le modèle de Legarreta & Uliana (1991 ; Legarreta *et al.*, 1993, 1998), qui proposent une réponse des systèmes fluviaux en zone plus amont, sur la base d'une étude des dépôts crétacés du bassin de Neuquén en Argentine (**Fig. 4.4**). Ils montrent que l'influence des variations relatives du niveau de base se fait sentir au niveau du type de charge sédimentaire des cours d'eau, de type *bedload* (charge de fond) en période de bas niveau et de type *suspended load* (charge suspensive) en période de haut niveau ; la baisse du niveau de base, causant une brusque augmentation de la pente du système fluvial, aurait modifié le type de charge sédimentaire. Ils donnent également une évolution en terme de géométrie, partant de chenaux amalgamés en bas niveau vers des chenaux plus isolés puis une prédominance des fines et des paléosols en haut niveau. La nomenclature utilisée diffère légèrement de celle de Vail *et al.* (1991), on peut toutefois aisément faire le lien entre les différents cortèges de dépôt (**Fig. 4.4**). Ce modèle a l'avantage de considérer un système purement continental, en prenant en compte la variation d'un niveau de base quelconque, et non pas le niveau marin relatif en particulier ; l'inconvénient principal est que le type de charge d'un cours d'eau peut être influencé par d'autres facteurs que les variations du niveau de base, à savoir la tectonique (surrection des zones sources par exemple) et le climat (altération plus forte associée à une charge sédimentaire plus importante). Le modèle de Legarreta & Uliana vient à ce titre en contradiction avec le schéma proposé par Shanley & McCabe (**Fig. 4.3**) où l'influence des variations du niveau de base est clairement atténuée en amont.

L'importance des paléosols comme marqueurs stratigraphiques a été développée dans le modèle de Wright & Mariott (1993 ; **Fig. 4.5**). Les auteurs ont en effet mis en avant le degré de développement ainsi que l'hydromorphie des sols comme marqueurs du niveau de base. Associés à la géométrie des chenaux, ils distinguent un remplissage de vallée pendant le LST, avec des chenaux amalgamés et un fort rapport sable/argile (*N:G, net-to-gross ratio*) ; les paléosols sont présents uniquement en interfluve ou en terrasse, et sont très développés (ce sont souvent des profils cumulatifs au sens de Kraus, 1999). Au fur et à mesure de la remontée du niveau de base, pendant le TST, les chenaux s'isolent, les paléosols apparaissent et passent d'un caractère hydromorphe à bien drainé, tout en restant peu matures. Le haut niveau est caractérisé par un retour à des chenaux amalgamés avec cependant une proportion de fines importante et des paléosols assez matures (**Fig. 4.5**). Ce modèle a l'avantage de prendre en compte les deux caractéristiques faciologiques de paléosols qui sont assez aisées à déterminer sur le terrain, leur maturité et leur hydromorphie, dont nous avons vu au chapitre précédent qu'elle était indiquée par la couleur. Bien que présentant un lien direct avec le modèle de Vail *et al.* (1991) par l'utilisation des termes de la stratigraphie séquentielle, on peut lui reprocher de la même façon que la vallée incisée peut être remplie avec les autres cortèges de dépôts que le LST. La place des paléosols hydromorphes, en début de période transgressive, est pour le moins restrictive, on pourrait s'attendre à les observer lors de la MFS, alors que le niveau de base est à son maximum.

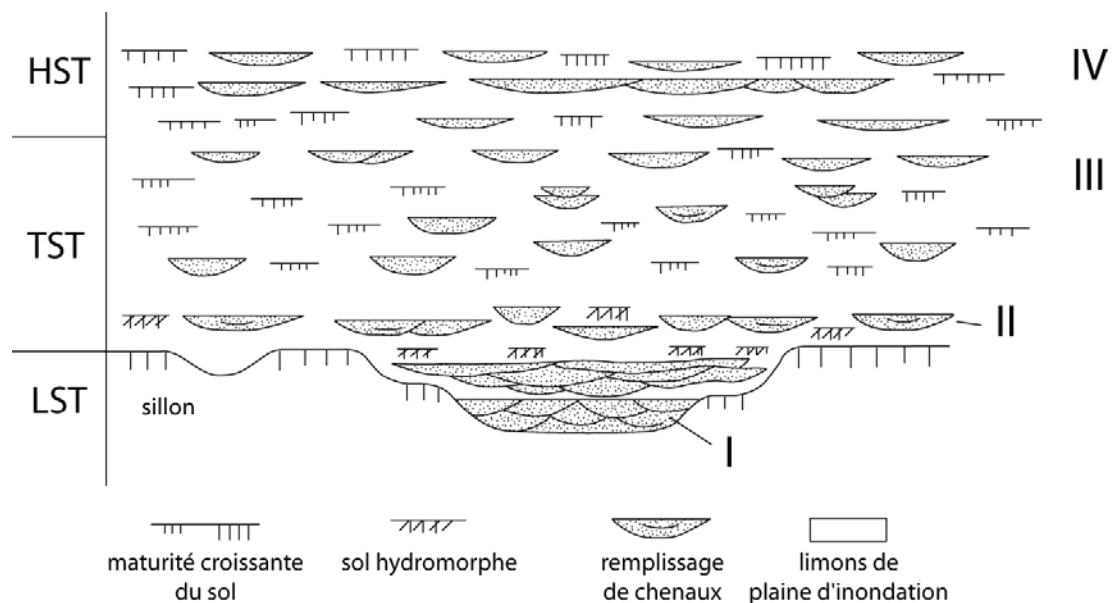


Fig. 4.5. Modèle de Wright & Mariott (1993). Il fait jouer l'aggradation *via* l'isolement/amalgame des chenaux, la maturité/hydromorphie des sols et la proportion de fines. Modifié d'après Wright & Mariott (1993).

Forts de ces premiers modèles séquentiels en domaine continental, Shanley & McCabe (1994) ont proposé un modèle « hybride » entre celui de Wright & Mariott (1993) et celui de Vail *et al.* (1991) en introduisant une nouveauté du point de vue des faciès : l'influence tidale dans les remplissages de chenaux (**Fig. 4.6**). Ils comparent l'enregistrement en domaine fluvial et en domaine de côtier. L'apparition, au niveau de la MFS, de l'influence tidale dans les chenaux, marque la limite entre plaine côtière et plaine alluviale. Du point de vue de l'évolution séquentielle, on retrouve les éléments principaux des modèles précédents, à savoir une incision, des terrasses et des paléosols en période de chute/bas niveau, le remplissage de la vallée par des chenaux amalgamés s'effectuant pendant le TST. La MFS correspond à la fin du remplissage, le HST déborde la vallée et marque l'isolement des chenaux.

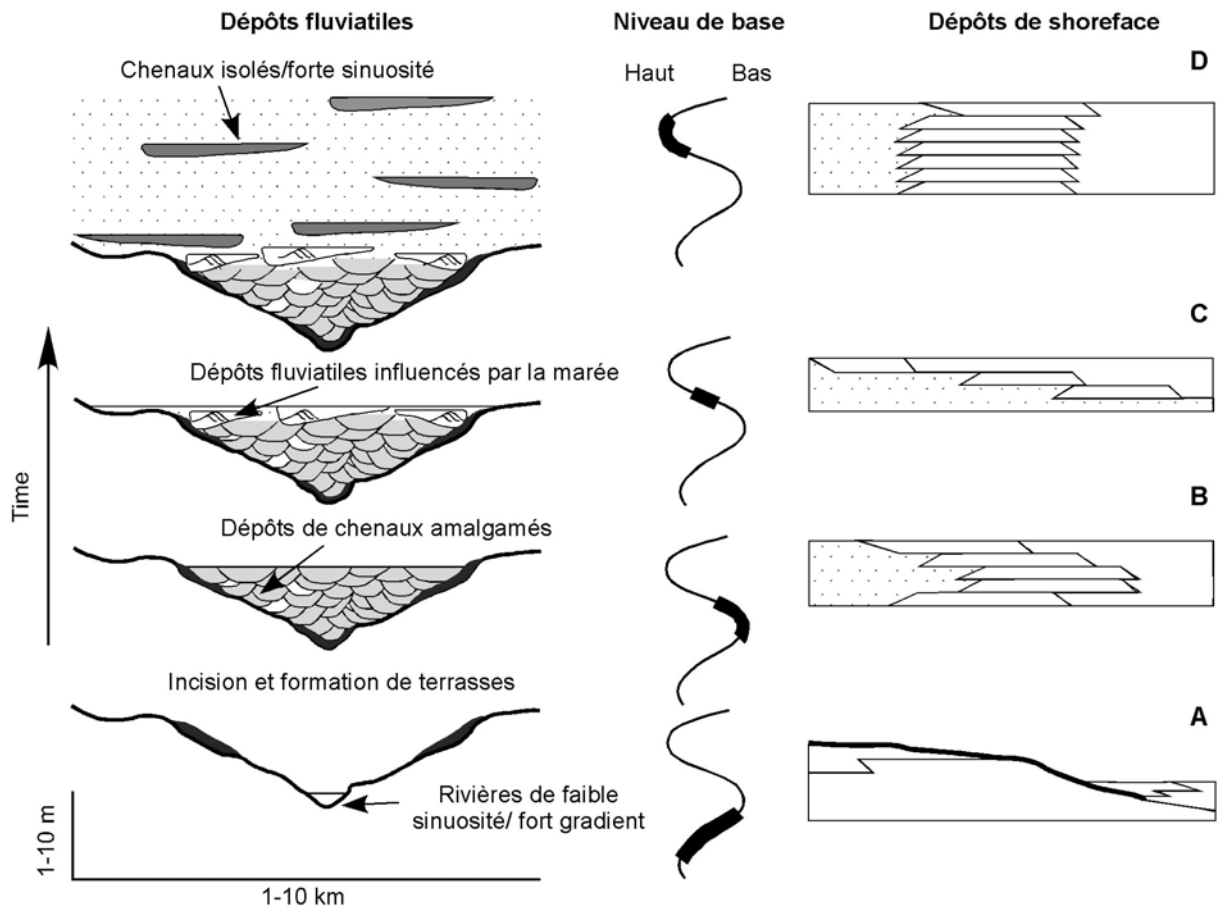


Fig. 4.6. Modèle de Shanley & McCabe (1994). Les étapes successives sont assimilables respectivement au LST, TST, MFS et HST. Modifié d'après Shanley & McCabe (1994).

L'intérêt du modèle est son aspect « synthèse » de deux des modèles proposés avec l'introduction de la reconnaissance de la limite plaine côtière/plaine alluviale. Il n'intègre en revanche pas les paléosols ni la granulométrie des remplissages de chenaux. En outre, le passage à des chenaux isolés et un rapport N:G très faible est très brutal.

En s'attachant plus aux variations de l'accommodation qu'aux cortèges de dépôts définis par l'équipe d'Exxon, Dalrymple *et al.* (1998) proposent une évolution séquentielle combinant isolément des chenaux, rapport N:G et paléosols (**Fig. 4.7**). Les étapes successives sont caractérisées par l'état du profil d'équilibre du cours d'eau, confiné ou non, de haut ou de bas niveau. En période de « profil d'équilibre de bas niveau confiné », le remplissage de la vallée incisée est marqué par l'amalgame de chenaux, pendant que des complexes pédologiques se développent en interfluve. Ceux-ci sont toujours présents alors que les dépôts débordent de la vallée en période de « profil d'équilibre de haut niveau » mais disparaissent alors que la proportion de fines augmente avec l'isolement des chenaux. La (M)FS est marquée par le maximum d'isolement des chenaux/plus grande proportion de fines, avant un retour à des chenaux plus rapprochés et des complexes pédologiques. L'intérêt majeur de ce modèle est l'alternative à la vallée incisée proposée : sans marquer une incision régionale, la limite de séquence peut être caractérisée par l'amalgame de chenaux et donc un maximum du rapport N:G (cas du « profil d'équilibre de bas niveau non confiné » (**Fig. 4.7**)). Bien que manquant de précision sur la nature des complexes pédologiques et sur la granulométrie des remplissages de chenaux, il vient compléter la panoplie des modèles publiés jusqu'alors. D'un point de vue sémantique, on peut arguer que la FS indiquée dans le

modèle, n'étant pas reconnaissable sur le terrain ou en sondage, il conviendrait plutôt de parler d' « intervalle » ou de « zone » d'inondation (voir discussion ci-dessous).

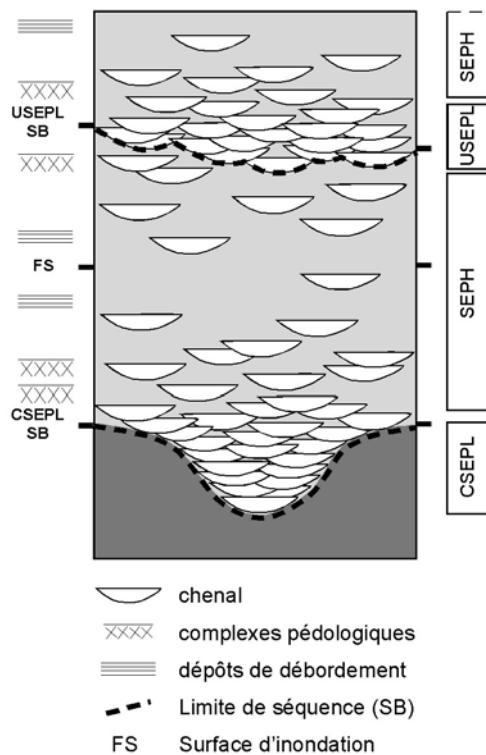


Fig. 4.7. Modèle de Dalrymple *et al.* (1998). Les cortèges de dépôts sont mis en équivalence avec les fluctuations de l'élévation du profil d'équilibre de la rivière. CSEPL, *Confined Stream Equilibrium Profile Low*, USEPL, *Unconfined Stream Equilibrium Profile Low* et SEPH, *Stream Equilibrium Profile High*.

Enfin, des modèles « synthétiques » ont vu le jour, reprenant et compilant les différentes sensibilités des auteurs précédents. Il s'agit, pour ne citer que deux exemples, des modèles de Miall (1996) et d'Ethridge *et al.* (1998) (**Fig. 4.8 & 4.9**). Le premier compile les points de vue de Wright & Mariott (1993), Shanley & McCabe (1994) et Gibling & Bird (1994). Ceci permet une prise en compte plus large des faciès possibles, notamment la dualité charbon/carbonate en position de MFS, la place des barres d'embouchure et l'interdigitation avec des dépôts marins. Dans ce modèle, les cortèges de dépôts de la stratigraphie séquentielle sont repris, avec un LST qui dépasse le remplissage de la vallée, le TST marqué par l'isolement progressif des chenaux, qui s'amalgament à nouveau lors du HST (**Fig. 4.8**). Ce modèle est riche d'informations sur les faciès rencontrés et donne ainsi un aspect « pratique ». En outre, il présente une évolution verticale mais également un transect depuis la zone côtière vers la zone plus alluviale, permettant d'apprécier la variabilité d'empilement des faciès. Il omet toutefois totalement l'importance des paléosols, pourtant mise en exergue par Wright & Mariott (1993).

Le second modèle synthétique (Ethridge *et al.*, 1998) s'inspire des modèles de Wright & Mariott (1993), Boyd & Diessel (1994) et Zaitlin *et al.* (1994) (**Fig. 4.9**). On y retrouve le paramètre granulométrique, lié au style fluvial (plus ou moins sinueux), mis en avant par Legarreta & Uliana (1991). Les niveaux de charbon sont placés en TST plutôt qu'en MFS. Ce modèle fait ressortir la différence entre les chenaux amalgamés de bas niveau (LST) et de haut niveau (HST) en terme de granulométrie du remplissage (**Fig. 4.9**). Les auteurs précisent toutefois que la stricte correspondance avec les system tracts d'Exxon n'est appropriée que si l'influence des variations du niveau marin relatif est établie et que les surfaces repères peuvent être corrélées vers le bassin.

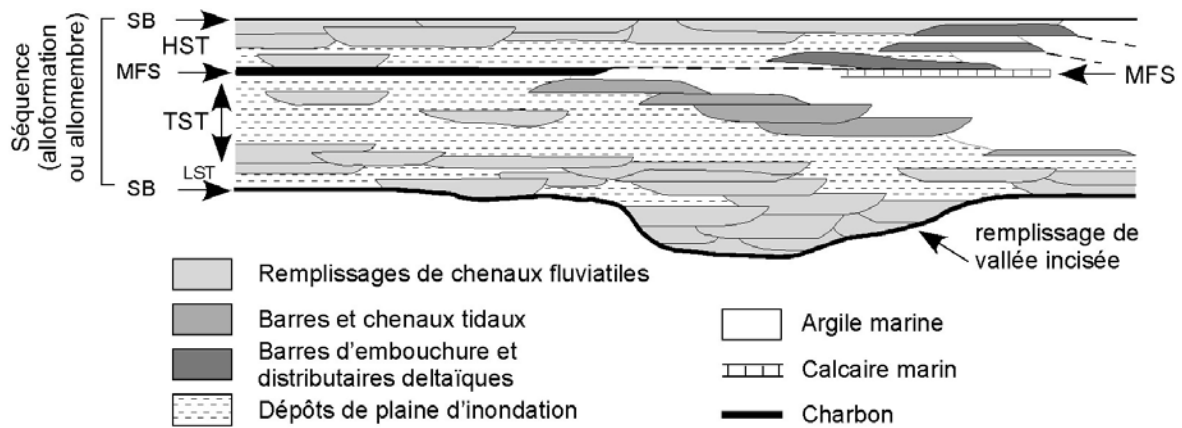


Fig. 4.8. Modèle composite de Miall (1996), prenant en compte les modèles de Wright & Mariott (1993), Shanley & McCabe (1994) et Gibling & Bird (1994).

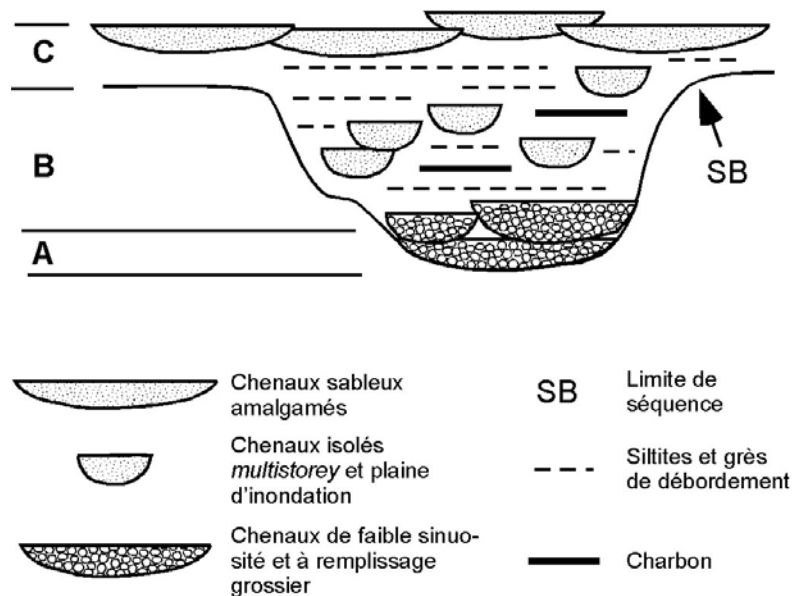


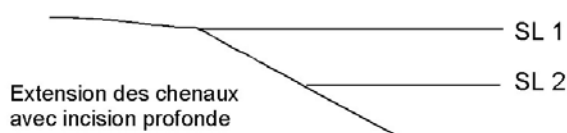
Fig. 4.9. Modèle synthétique d'Ethridge *et al.* (1998), inspiré des modèles de Wright et Mariott (1993), Boyd et Diessel (1994) et de Zaitlin *et al.* (1994). Les lettres A, B, C, remplacent les LST, TST et HST.

Cortèges	Vail <i>et al.</i> , 1991		Legarreta et al., 1993	Wright & Marriott, 1993	Shanley & McCabe, 1994	Dalrymple <i>et al.</i> , 1998 ¹	Miall, 1996	Ethridge <i>et al.</i> , 1998
HST	Méandres amalgamés à grain fin	Plaine deltaïque/ Plage	<i>Suspended load</i> Nombreux paleosols	Chenaux isolés et amalgamés, paléosols matures	Plaine d'inondation étendue avec chenaux isolés, tourbières	Amalgame progressif des chenaux et disparition des dépôts de débordement Paléosols	Chenaux amalgamés / Barres d'embouchure, distributaires deltaïques	Chenaux amalgamés à grain fin
MFS	Faciès le plus profond/côtier		?	?	Influence tidale dans les chenaux ; lacustre/palustre en interfluve	Maximum d'isolement des chenaux ou du % de fines, pas de paléosols	Niveaux de charbon / Calcaires marins	?
TST	Lacustre Estuarien	Surfaces de ravinement Tidal/niveaux d'huîtres	<i>Mixed load</i> Chenaux plus isolés	Chenaux de + en + isolés, paléosols hydromorphes et peu développés	Chenaux amalgamés évoluant vers chenaux un peu plus isolés, % fines augmente (<i>late</i> TST)	Isolement progressif des chenaux, ↗ des fines et des dépôts de débordement Paléosols	Chenaux de + en + isolés → influence tidale	Chenaux isolés + niveaux de charbon et dépôts de débordement
LST	Fluvio-torrentiel (tresse) ou inexistant	Plaine deltaïque ('S' élevé)/ Tidal estuarien-lagunaire ('S' faible)	Complexes de chenaux multistorey granocroissants / <i>Bedload</i>	Chenaux amalgamés		Chenaux amalgamés / complexe de chenaux amalgamés Paléosols	Chenaux amalgamés	Chenaux à remplissage grossier (faible sinuosité) amalgamés
SB	Incision Paleosols en interfluve		Incision	Incision, paléosols très développés	Incision, terrasses et paléosols très développés	Incision / surface de dégradation	Incision	Incision

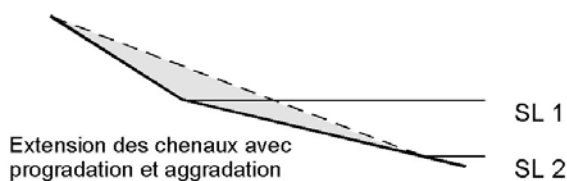
Tabl. 4.2. Synthèse des principaux modèles de stratigraphie séquentielle en domaine continental, calqués sur le découpage en cortèges de dépôts et surfaces repères selon la nomenclature de Vail *et al.* (1977, 1991).¹ Nous avons choisi de replacer les différents termes CSEPL, SEPH et USEPL (**Fig. 4.7**) en correspondance avec la terminologie de la stratigraphie séquentielle. La ligne épaisse marque le remplissage de la vallée incisée.

L'ensemble des modèles présentés montre à la fois un fond commun et de nombreuses divergences et/ou variantes, selon les sensibilités de leurs auteurs. Nous avons synthétisé les différents modèles de stratigraphie séquentielle en domaine continental, illustrés par les figures 4.4 à 4.9 (**Tabl. 4.2**). Si la plupart des modèles proposent une incision et des interfluves marqués par des paléosols très matures en limite de séquence, l'un d'entre eux propose une alternative (Dalrymple *et al.*, 1998 ; **Fig. 4.7**). Il rejoint en cela Holbrook (1996, 2001), qui, dans une étude sur le Crétacé moyen du Colorado, mentionne l'existence de corps gréseux dont l'extension est supérieure à celle des vallées par ailleurs observées et correspondant à des chenaux amalgamés. Il les interprète comme le résultat de l'action combinée d'une chute eustatique lente et d'un gradient de pente plus fort en offshore, par comparaison avec les modèles conceptuels de Posamentier *et al.* (1992), Wescott (1993) et de Schumm (1993), qui proposent qu'il n'y ait pas d'incision lorsque la pente de la plaine côtière est supérieure ou égale à celle de la plateforme (**Fig. 4.10**), et que la chute du niveau marin relatif ne se traduit que par un réajustement du style fluvial (Schumm, 1993).

A Pente plaine côtière < pente plateforme



B Pente plaine côtière > pente plateforme



C Pente plaine côtière = pente plateforme

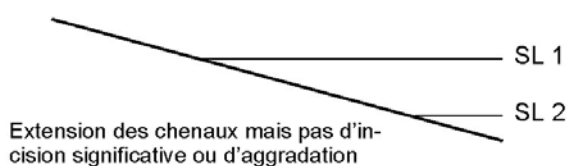


Fig. 4.10. Influence, lors d'une chute eustatique, du changement de pente au passage de la plaine côtière à la plateforme continentale sur l'architecture des dépôts. (A) Incision à travers le prisme côtier. (B) Aggradation et progradation causés par une chute du niveau marin à travers la plateforme qui a un gradient plus faible que la plaine côtière. (C) Avancée du système fluvial vers la mer avec faible incision, d'un ordre de grandeur inférieur au chenal lui-même. Adapté de Summerfield (1985).

Le timing de remplissage de la vallée incisée semble varier d'un modèle à l'autre, soit pendant le LST (Legarreta & Uliana, 1991 ; Wright & Mariott, 1993 ; Dalrymple *et al.*, 1998 ; Miall, 1996), soit pendant le LST+TST (Vail *et al.*, 1991 ; Ethridge *et al.*, 1998), soit uniquement pendant le TST (Shanley & McCabe, 1994) (**Tabl. 4.2**). Cette dernière option est aujourd'hui la plus admise (Posamentier & Allen, 1999 ; *early* TST chez Plint *et al.*, 2001), en accord avec le fait qu'en fin de chute, l'incision est maximale alors que se dépose, en fond de bassin, le prisme de bas niveau du LST.

Quatre modèles proposent un marqueur de la MFS (Vail *et al.*, 1991 ; Shanley & McCabe, 1994 ; Miall, 1996 ; Dalrymple *et al.*, 1998). En réalité, dans la plupart des cas, on observe que les marqueurs sont assez vagues. Cela peut se comprendre par la difficulté à reconnaître une telle surface en plaine côtière (Sonnenfeld & Cross, 1993 ; **Fig. 4.11**). On

parlera alors plutôt de MFZ (*Zone*, Bassant, 1999, Strasser *et al.*, 1999) ou MFI (*Interval*, Immenhauser *et al.*, 2005, Bertotti *et al.*, 2005).

En ce qui concerne les relations d'aggradation/dégradation entre domaine marin et continental, les modèles adoptent des points de vue pouvant grandement différer : par exemple, dans le modèle d'Exxon (p.ex. Posamentier *et al.*, 1988 ; Vail *et al.*, 1991, mais également Galloway, 1989), le domaine alluvial n'aggrade pas pendant la montée du niveau marin, au contraire d'autres modèles qui admettent une aggradation possible, mais avec différents rapports A/S, tant en TST qu'en HST (p.ex. Cross, 1988 ; Wright & Mariott, 1993 ; Shanley & McCabe, 1994).

L'intégration du concept de régression forcée a conduit à enrichir le vocabulaire des cortèges de dépôt avec le FSST (*Falling Stage System Tracts*, Plint & Nummedal, 2000) Bien que ne rentrant pas explicitement dans les modèles séquentiels décrits, l'amalgamation des chenaux pourraient bien en être un marqueur.

D'un point de vue de la terminologie, certains auteurs (p.ex. Strasser *et al.*, 1999) privilégient une notation des cortèges de dépôts adaptée à l'échelle de l'affleurement : on ne parlera plus de LST/TST/HST mais de LD/TD/HD, les *System Tracts* n'étant défini qu'à l'échelle sismique, il est plus rigoureux de les remplacer par le terme *Deposits*.

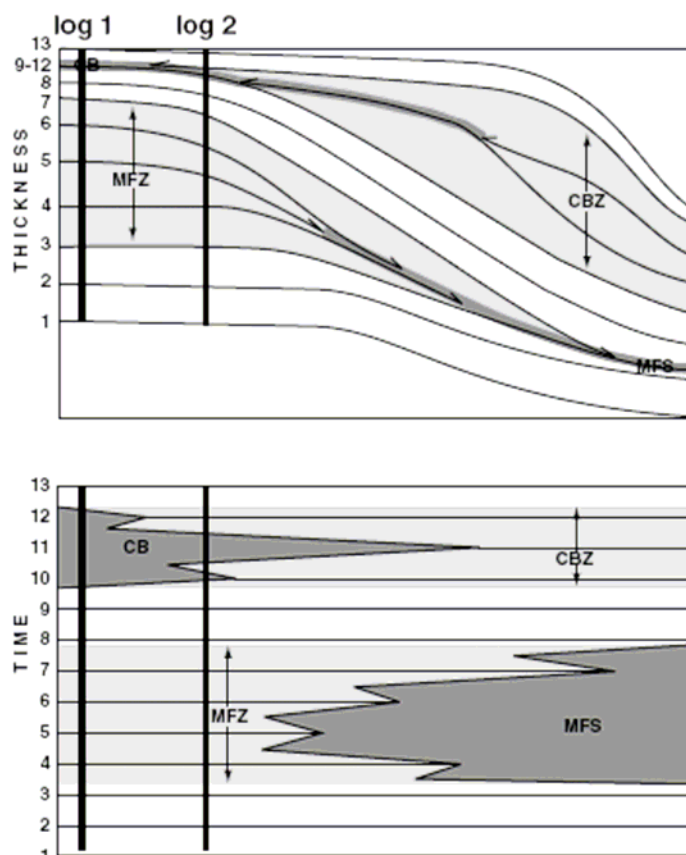


Fig. 4.11. Concepts de MFS/SB (surfaces) et MFZ/SBZ (zones). Selon que l'on est situé en domaine continental (à gauche) ou marin (à droite), l'enregistrement des surfaces est plus ou moins flou, conduisant dans les cas propices à une surface clé (MFS ou SB) et dans les cas défavorables à une zone (MFZ ou SBZ). In Bassant (1999).

A ces modèles régulièrement cités en références s'ajoutent d'autres, plus basés sur le concept de variation d'accommodation (p. ex. Martinsen *et al.*, 1999), notamment dans des contextes où le rôle de la tectonique prédomine (Viseras *et al.*, 2003 ; Adams & Bhattacharya, 2005) et ne faisant généralement pas référence aux cortèges de dépôts sensu Vail *et al.* (1977, 1991), à l'instar de celui de Dalrymple *et al.* (1998 ; **Fig. 4.7**).

C'est notamment le cas des modèles classiques de Galloway (1989) et de Cross (1988). On retiendra que le modèle de Cross (1988) insiste sur la répartition volumique des sédiments, avec aggradation/progradation du domaine littoral en période de chute du niveau marin relatif (équivalent du FSST/LST) pendant que la plaine côtière subit l'érosion, et inversement en période de remontée du niveau marin relatif (équivalent du TST/HST), où la plaine côtière aggrade alors que le littoral subit soit du *by-pass*, soit de l'érosion par ravinement (houle ou tidal). Le modèle de Galloway (1989) précise que les faciès deltaïques se développent en TST (rétrogradation ou *landward shift of facies*) et que c'est la plaine côtière qui prend le dessus en HST (progradation ou *basinward shift of facies*). Notons que l'approche de Cross sied bien à l'analyse des paraséquences définies par Van Wagoner *et al.* (1988), c'est-à-dire pour des cycles de haute fréquence et dans un contexte de dépôts littoraux (Cross, 1988, Guillocheau, 1995).

Les travaux sur les dépôts cénomaniens de la Formation de Dunvegan, en Alberta et Colombie Britannique (p.ex. Plint, 2000 ; Lumsdon, 2000 ; Plint *et al.*, 2001 ; McCarthy & Plint, 2003 ; Plint & Wadsworth, 2003), montrent des remplissages de vallées par des chenaux fluviaux en période de faible accommodation (*early TST*), celle de forte accommodation correspondant à des dépôts lacustres et des chenaux isolés (*late TST/early HST*). Leurs études met en évidence le caractère polyphasé des paléosols d'interfluve, qui représenteraient plusieurs dizaines de milliers d'années de pédogénèse (Plint *et al.*, 2001 ; McCarthy & Plint, 2003).

En conclusion, il apparaît que les modèles, malgré de grands points en commun, sont très variables, d'un auteur à l'autre et d'une étude à l'autre. Tout en conservant ces modèles en tête, nous construirons notre découpage séquentiel avec les outils (l'analyse de faciès et les corrélations) disponibles. Enfin, il ne faudrait pas oublier le contexte tectonique du bassin étudié, qui se range dans la catégorie des bassins d'avant-pays (*foreland basins*). Ce sont des bassins dont la sédimentation est fortement contrôlée par la tectonique. Ceci s'en ressent au niveau du découpage séquentiel, selon que l'on se situe en zone de forte subsidence où les limites de séquences sont fortement atténuées (*foredeep*, ou 'zone A' de Posamentier & Allen, 1993) ou plutôt en zone de faible subsidence voire de surrection (*forebulge*, ou 'zone B' de Posamentier & Allen, 1993) où plusieurs limites de séquences peuvent être amalgamées et où tout le temps n'est pas enregistré. Ce schéma, s'il reste valable en grand, doit être adapté au cas particulier qu'est le bassin de Digne-Valensole, notamment notre secteur d'étude. En effet, bien que situé au front du chevauchement, celui-ci présente visiblement un taux de sédimentation moyen bien moins élevé que dans le secteur de Digne/Esclançon, avec un facteur 4 à 5 entre les deux zones de sédimentation. La raison est sans doute à trouver dans le complexe tectono-sédimentaire que représente la zone en décro-chevauchement de Majastres-Le Poil-Creisset (Ganeval, 1973). Il sera par conséquent intéressant de comparer les séquences enregistrées dans notre secteur avec celles observées ailleurs dans le bassin ainsi qu'avec celles rapportées sur la charte eustatique (Hardenbol *et al.*, 1998), issue de domaines tectoniquement stables (Bassin pannonien de Hongrie, Vakarcs *et al.*, 1998).

4.3. TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE BASSIN DE DIGNE-VALENSOLE

L'application des concepts de la stratigraphie séquentielle au bassin de Digne-Valensole et plus particulièrement à la série de Beynes - Châteauredon date de la fin des années 80 (Crumeyroille *et al.*, 1989 ; Thomé *et al.*, 1989). Au cours de la décennie suivante, outre un livret-guide d'excursion sur l'organisation séquentielle dans le Bassin rhodanien (Rubino *et al.*, 1990), les travaux de Crumeyroille (Crumeyroille *et al.*, 1991) aboutissent à un modèle

d'organisation séquentielle du remplissage sédimentaire du bassin de Digne-Valensole. Elle est reprise peu après par Wonham (1996), qui y applique le concept de vallées incisées. Les années 2000 voient la sortie de trois thèses portant sur le Miocène du bassin du Sud-Est, dont deux sur le bassin de Digne-Valensole (Couëffé, 2003 ; Bialkowski, 2004), la troisième (Besson, 2005) concernant les bassins plus méridionaux (Forcalquier, Manosque) et occidentaux (Carpentras, Valréas, Cucuron, Apt...).

Dans cette revue bibliographique, nous nous focaliserons uniquement sur le bassin de Digne-Valensole et le secteur de Beynes - Châteauredon auquel notre série se rattache.

4.3.1. La Molasse du bassin de Digne-Valensole

Les trois contributions majeures à l'interprétation séquentielle de la Molasse de Digne (Molasse Marine à Molasse Jaune) sont les travaux de Crumeyrolle *et al.* (1991), Wonham (1996) et Couëffé (2003). Ce dernier présente déjà un état des lieux sur le sujet (**Fig. 4.12**), dont nous ne reprendrons ici que les grandes lignes :

- Crumeyrolle *et al.* (1991) définissent 4 séquences de 3e ordre, qui se répartissent en deux séquences pour la Molasse Marine (MM) Inférieure, une séquence pour la MM Supérieure et une pour la Molasse Jaune. Il est intéressant de noter l'absence systématique, conformément au modèle adopté de Vail *et al.* (1987), de dépôt de bas niveau (LST) dans ce contexte de sédimentation littorale. Ils font par ailleurs la correspondance avec les cycles TB 2.1 à 2.4 de la charte de Haq *et al.* (1987), mais mettent en avant le rôle de la tectonique à l'échelle du mégacycle (deuxième ordre).
- Wonham (1996) distingue lui 7 séquences et réinterprète la succession des Molasses en terme de remplissages de vallées incisées, localisés au sein de la MM Inférieure et au sein de la MM Supérieure et caractérisés par des corps sableux polyphasés, à remplissage tidal d'extension hectométrique à kilométrique. Le nombre particulièrement élevé (une vingtaine) de « vallées » ainsi interprétées conduit Couëffé (2003) à les considérer comme de simples chenaux tidaux. Dernièrement, Besson (2005) réinterprète un de ces corps effectivement comme une vallée incisée et son remplissage, qu'il rattache au réseau de vallées qu'il a cartographiées dans les bassins méridionaux.
- Couëffé (2003) propose un découpage séquentiel similaire à celui de Wonham (1996), qui se distingue de ce dernier uniquement dans sa partie supérieure, au passage de la Molasse Jaune. Par ailleurs, Couëffé (2003) précise les cortèges de dépôts constituant les séquences, alors que Wonham était resté flou sur le sujet. Après intégration de la biostratigraphie, et par comparaison avec la charte plus récente de Hardenbol *et al.* (1998), il montre que la première séquence S1 correspond au second cycle eustatique aquitainien (la Molasse Intermédiaire faisant alors partie du premier cycle eustatique aquitainien), que les séquences S2 à S5 sont burdigaliennes et que la dernière S6 est langhienne (**Fig. 4.12**). Bien que l'attribution stratigraphique d'un des points de calage (gisement n°3, **Fig. 4.12**) ait été révisé (Bialkowski *et al.*, 2006 ; Châteauneuf *et al.*, 2006), et à condition d'accepter que les gisements de Maurel/St Symphorien puissent être un peu antérieur à celui de CR1 Lalaï (quelques dents sont plus petites que celles du CR1 Lalaï, Couëffé & Maridet, 2003), les correspondances avec la charte eustatique resteraient alors inchangées.

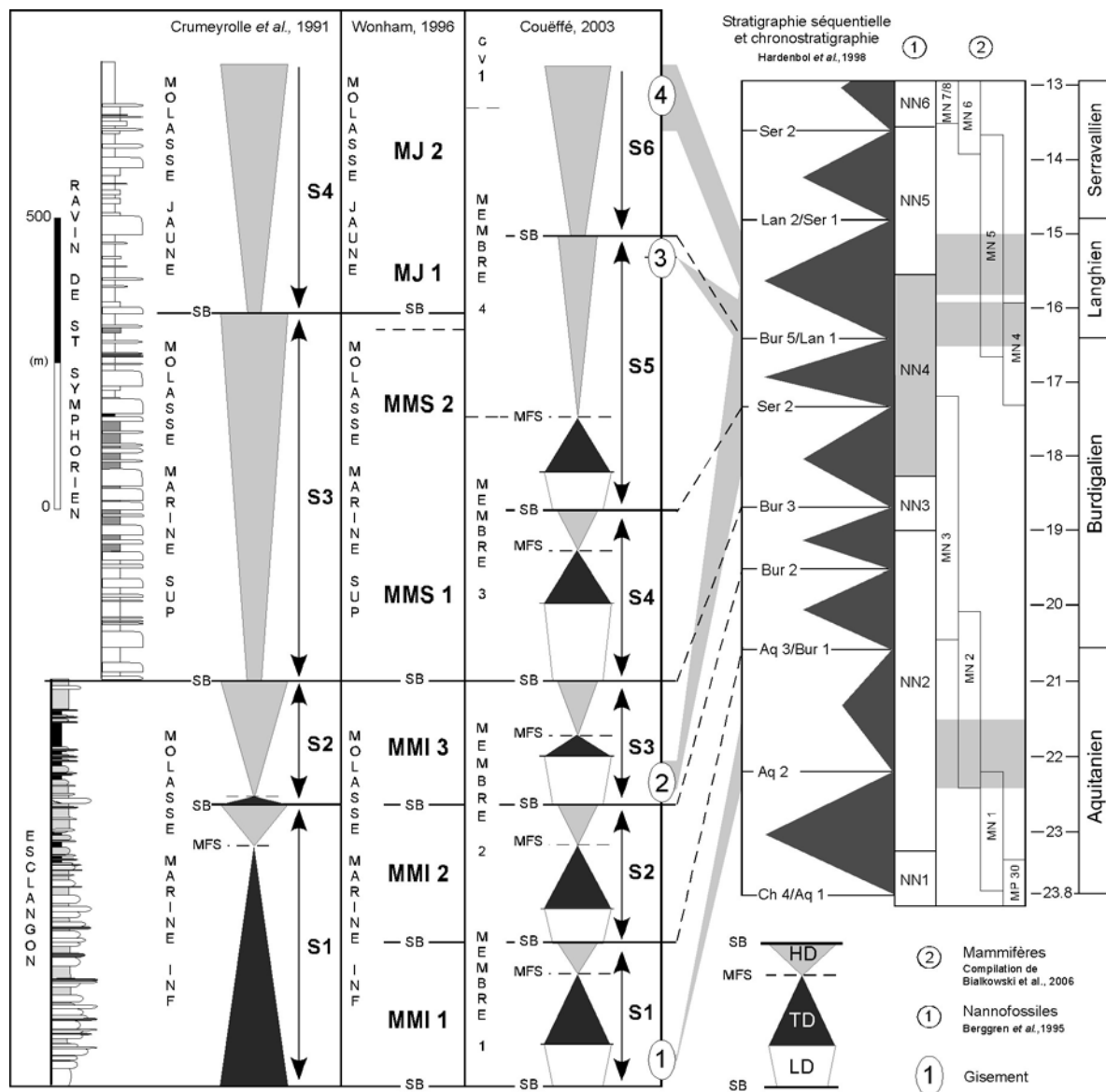


Fig. 4.12. Comparaison des interprétations séquentielles de la Molasse Marine et début de la Molasse Jaune de Digne, selon les travaux de Crumeyrolle *et al.* (1991), Wonham (1996) et Couëffé (2003). Corrélation avec la charte eustatique d'Hardenbol *et al.* (1998). LD, TD et HD pour *Lowstand*, *Transgressive* et *Highstand Deposits*. Sites fossilifères voir Chapitre 1 ; l'âge du n°3 a été corrigé d'après les données de Bialkowski *et al.* (2006). Modifié d'après Couëffé, 2003.

4.3.2. La série de Beynes - Châteauredon

Jusqu'à récemment, seul le résumé du congrès ASF tenu à Paris en 1989 (Thomé *et al.*, 1989) faisait acte d'une étude séquentielle de la série étudiée. Comme mentionné auparavant, ce résumé présente un découpage séquentiel basé sur des informations biostratigraphiques plus pauvres qu'aujourd'hui (gisement supplémentaire d'Aguilar *et al.*, 1999, données palynologiques, Bialkowski, 2004, Bialkowski *et al.*, 2006) et qui ont fait l'objet de révisions, puisque le gisement de Font d'Eygout, indiqué comme Burdigalien (de Graciansky *et al.*, 1982, Gourinard *et al.*, 1987) est en réalité Aquitanien (Aguilar, 1981 ; Lalai, 1986 ; Hugueney *et al.*, 1992 ; voir discussion *in* Bialkowski, 2004). L'ensemble de la série se trouvait alors entièrement dans le Burdigalien. En conséquence de quoi les auteurs ont décrit

les deux grands cycles transgressifs connus par ailleurs dans la vallée du Rhône à la même époque et séparés par une limite de séquence et limités à la base et au sommet par des MFS¹².

A la suite des travaux de Lopez (1999) et Bialkowski (2004), une nouvelle proposition de découpage séquentiel a vu le jour. Sur la base de trois coupes corrélées (les Courtiers, Les Granges² et les Ruines) et des observations ponctuelles, 8 séquences ont été définies, qui placent les trois barres marines inférieures dans le premier cycle aquitainien (S1, selon la notation de Bialkowski, 2004), les dépôts comprenant la quatrième barre marine dans le second cycle aquitainien (S2). La série fluviale sus-jacente couvre les deux premiers cycles du Burdigalien (S3 et S4), la série lacustre, jusqu'à la barre marine de Châteauredon, comprend les quatre autres séquences, rapportées au Burdigalien (S5 et S6), Langhien (S7) et Serravallien (S8). Par déduction, les dépôts situés au-dessus de la barre marine de Châteauredon appartiendraient à une neuvième séquence, la seconde du Serravallien. Si le nombre de séquence ainsi rapporté est identique à celui de la charte de Hardenbol *et al.* (1998), Bialkowski (2004) montre que leur durée et amplitude peuvent différer sensiblement. La réinterprétation séquentielle, par rapport aux travaux de Thomé *et al.* (1989), illustre ainsi parfaitement la nécessité d'un calage stratigraphique précis et pluridisciplinaire pour appréhender au mieux l'ordre de grandeur des cycles ou séquences analysés.

4.4. PROPOSITION D'UN DECOUPAGE SEQUENTIEL GENERAL DE LA SERIE DE BEYNES - CHATEAUREDON FIG. 4.13 (EN ANNEXE)

Devant la diversité des modèles séquentiels en domaine continental présentés, nous avons privilégié dans un premier temps une approche « terrain » (analyse de faciès), complétée par des analyses en labo (palynologie, minéralogie...).

En ce qui concerne la terminologie employée, nous préférons adopter la hiérarchie des cycles (2^e, 3^e ordre) couramment utilisée, et la notation suggérée par Strasser *et al.* (1999) pour les cortèges de dépôt (*Transgressive Deposits* – TD et *Highstand Deposits* – HD). Pour le découpage proprement dit, nous sommes tout d'abord partis de la tendance au long terme (équivalent du cycle de deuxième ordre), puis nous avons déterminé les unités génétiques (*sensu* Guillocheau, 1995) et leur empiement. Cependant, les masques fréquents ainsi que la haute variabilité latérale de faciès nous a contraint à déterminer au préalable les zones potentielles de maximum d'inondation et de limite de séquence à l'échelle supérieure et effectuer ainsi de nombreux allers-retours entre les séquences de différents ordres.

4.4.1. Datums utilisés

Plusieurs niveaux isochrones permettent de caler le découpage (Fig. 4.13). Ces niveaux sont de natures différentes : le datum principal correspond au Calcaire Lacustre Majeur, qui couvre tout le secteur. Le suivi est physique, la faible et constante épaisseur du banc ainsi que sa très large extension rendent négligeable un éventuel diachronisme de son dépôt. Le découpage présenté est calé sur ce banc. Un second banc ou ensemble de bancs calcaires, coiffant la série, est reconnu sur l'ensemble du secteur ; bien que plus variable en épaisseur et en nombre de bancs, il correspond lui aussi sans doute à un temps relativement synchrone.

Les autres datums sont d'ordre (i) biostratigraphique, c'est le niveau à maximum d'*Avicennia*, reconnu dans la partie supérieure de la série et corrélable sur 4 coupes et (ii) isotopique, ce sont les corrélations entre les coupes RU et Beynes qui permettent de corréliser sereinement les domaines continentaux et marins de la base de la série. L'excellente

¹² Elles étaient appelées SBP, Surface Basale de Progradation, à l'époque (Cramez, 1990).

cohérence des différentes approches stratigraphiques conforte l'utilisation de ces repères comme datums (Bialkowski *et al.*, 2006).

D'autres niveaux remarquables servent de datums locaux, comme le niveau argileux rouge dans le ravin de la Font d'Eygout ou le calcaire à silex entre les Courtiers et le Claux.

4.4.2. Critères retenus

Les changements brutaux de faciès sont des indices d'une limite de séquence. Les autres critères retenus pour définir les cortèges, surfaces ou zones remarquables sont étroitement liés à ceux ayant permis de définir les environnements.

En domaine marin, l'approche classique utilisant l'estimation de la variation bathymétrique des dépôts a été adoptée. Notre domaine, comme décrit au chapitre précédent, reste en moyenne très peu profond, et l'on peut estimer la fourchette bathymétrique entre quelques dizaines de mètres au maximum (marnes bioturbées à Ostracodes) jusqu'au niveau 0 m (plage).

Les domaines de transition (lac/lagune, chenaux tidaux, barres d'embouchure...) sont à replacer dans l'évolution verticale des faciès : un niveau lacustre au sein d'une série fluviale n'aura pas la même signification qu'un même niveau dans un intervalle marin. Dans le premier cas il sera placé en zone ou surface d'inondation maximale (MFS/MFZ), dans le second, plutôt en période transgressive (TD).

En domaine continental, plusieurs paramètres ont été pris en compte pour évaluer le degré de proximité au trait de côte : le style fluviale (tresse, méandre et tributaires deltaïques, dans un ordre de plus en plus côtier), le caractère plus ou moins isolé/amalgamé des chenaux (en relation avec le ratio N:G), la granulométrie du remplissage des chenaux, la couleur des paléosols et leur degré de maturité. Ces deux derniers paramètres, bien que pouvant refléter des conditions uniquement locales, sont liés à la hauteur de la nappe alluviale pour le premier et à la période de stabilité du paysage pour le second. En domaine côtier/deltaïque, la hauteur de la nappe est étroitement liée au niveau marin. Par conséquent, une évolution depuis des couleurs rougeâtres vers des teintes ocres/grises (élévation de la nappe phréatique), à conditions d'être reconnue latéralement sur l'ensemble de coupes (l'évolution pouvant être simplement due à la migration des chenaux, Kraus, 1987), traduit une hausse générale du niveau marin relatif.

Nous présentons ici les différentes séquences observées selon leur ordre de grandeur. L'ensemble de la série couvre plus de 10 Ma, ce qui laisse supposer différentes échelles de séquences emboîtées. Si la hiérarchie n'est pas toujours évidente à déterminer, notamment en domaine fluviale où les séquences sont, à une certaine échelle le reflet de processus autocycliques, nous les présentons ci-dessous depuis les plus longues aux plus courtes.

4.4.3. Séquence de 2^{ème} ordre

La série de Beynes - Châteauredon, dans son ensemble, présente un grand cycle complet régressif-transgressif, que l'on attribue, de par sa durée (10 à 12 Ma), à un cycle de 2^e ordre (**Tabl. 4.1**). Les deux grandes transgressions, aquitaniennes et langho-serravallienne, encadrent un « maximum continental » burdigalien marqué par la mise en place d'un système méandriforme, probablement suivi d'une incision majeure dans le sud du secteur (**Fig. 4.14**).

Les MFZ correspondent, pour la transgression aquitaniennes, aux faciès plus profonds (marnes bioturbées à ostracodes, le Claux) de la seconde barre marine, et pour la transgression langho-serravallienne à la barre marine de Châteauredon, d'âge Serravallien.

La première limite de séquence est oblitérée par la discordance angulaire entre le Miocène et le substrat mésozoïque ; la seconde se place au dessus de la zone à barres de méandres, où elles sont localement incisées par des conglomérats (coupe de la Route ; Thomé *et al.*, 1989). Ces conglomérats, mineurs dans les dépôts de barres de méandres du bord de la route atteignent 60 m d'épaisseur de l'autre côté de la rivière (coupe de l'Asse). Il semble que l'hypothèse la plus probable serait l'existence d'une incision majeure à cet endroit (**Fig. 4.13 en Annexe** ; voir discussion en 4.4.3.2). La discontinuité latérale entre les deux coupes expliquerait peut-être le tracé actuel de l'Asse, l'hypothèse d'une faille devant être écartée (pas de rejet observé). L'âge de cette limite de séquence est intra-burdigalienne.

Une autre limite de séquence (SB2), sous-jacente, elle aussi très bien marquée par une zone à paléosols rouges bien développés, peut apparaître localement comme la SB majeure (coupes du Claux, des Courtiers). Selon les âges isotopiques, celle-ci marquerait la limite Aquitanién/Burdigalien. La variabilité latérale d'expression de la limite de séquence majeure est peut-être due à des phénomènes autocycliques perturbant localement son enregistrement, encore que cette hypothèse n'explique pas pourquoi la confusion des deux limites de séquence va croissant vers le NE, c'est-à-dire les faciès globalement plus marins. Les cycles de second ordre sont connus pour refléter de façon prédominante les effets de la tectonique. Or, à la limite marin/continental, les effets eustatiques sont les plus influents (Shanley & McCabe, 1994). Bien que la distance séparant les coupes soit faible (kilométrique), la tectonique locale a joué, comme nous allons le voir plus en détail, un rôle important dans la géométrie des dépôts.

La comparaison avec la charte eustatique globale (Hardenbol *et al.*, 1998 ; **Fig. 4.15**) montre que la tendance générale des deux grandes transgressions aquitaniennne et langhosserravallienne, séparées par la régression burdigalienne, reflète bien les fluctuations d'amplitude des cycles eustatiques. En revanche, les âges isotopiques des MFS et SB indiquent un décalage par rapport à l'équivalent sur la charte, voire une correspondance avec un autre cycle : la MFS aquitaniennne est 1 Ma plus jeune que celle du premier cycle aquitanienn (~22 Ma contre ~23 Ma) et la seconde MFS majeure est serravallienne (~14,4 Ma, 14 Ma voire ~13 Ma selon la corrélation retenue, Bialkowski *et al.*, 2006) alors qu'à l'échelle globale la transgression majeure est celle du Langhien (~15,6 Ma) ; la SB majeure est datée par les isotopes à ~19,5 Ma, un âge qui correspond remarquablement à la limite de séquence « Bur 2 » (Hardenbol *et al.*, 1998). Le décalage systématique des maximums transgressifs vers des âges plus jeunes, comparés au relatif synchronisme de la SB, met en évidence l'influence des apports sédimentaires et des facteurs locaux (physiographie du bassin) sur l'enregistrement des faciès les plus profonds, interprétés par la suite comme la MFS locale.

SW

NE

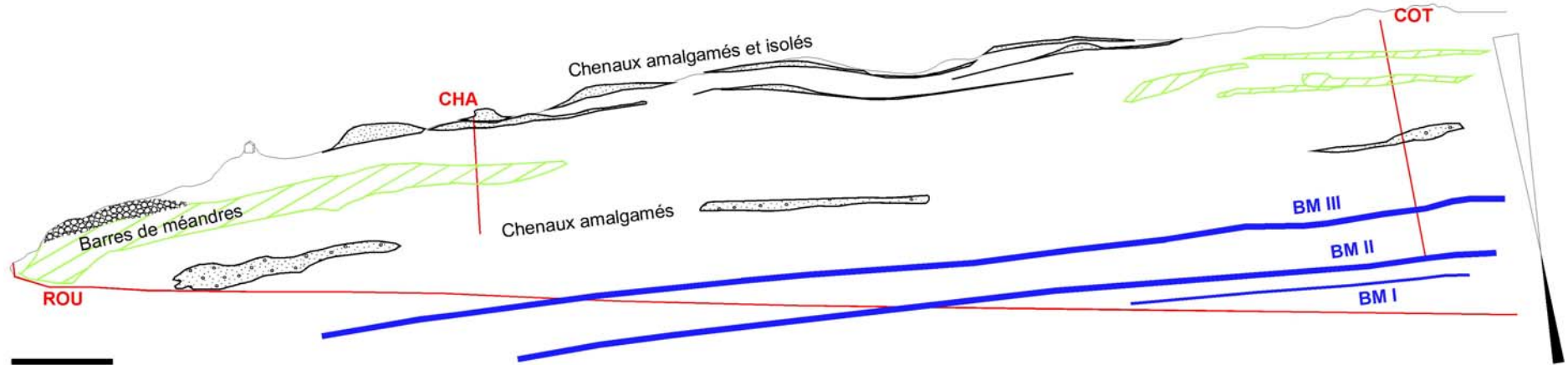


Fig. 4.14. Panorama sur le dôme de Châteauredon illustrant la partie inférieure du cycle de deuxième ordre. Les barres marines (BMI à III) marquent le maximum transgressif aquitainien, les barres de méandres marquent le maximum régressif (fin du haut niveau de second ordre), les conglomérats qui les entaillent s'installent sur la surface d'incision qui affecte les barres de méandre. Les chenaux amalgamés intermédiaires marquent une limite de séquence de 3e ordre, de même que l'ensemble des chenaux supérieurs. L'imbrication des cycles s'en ressent, car les premiers sont à remplissage grossier (conglomératiques), les seconds sont à remplissage très fins et très carbonatés. Ils appartiennent respectivement au cortège progradant/régressif et au cortège rétrogradant/transgressif du cycle de deuxième ordre, exacerbant ou atténuant, selon le cas, l'effet d'une chute du taux d'accommodation.

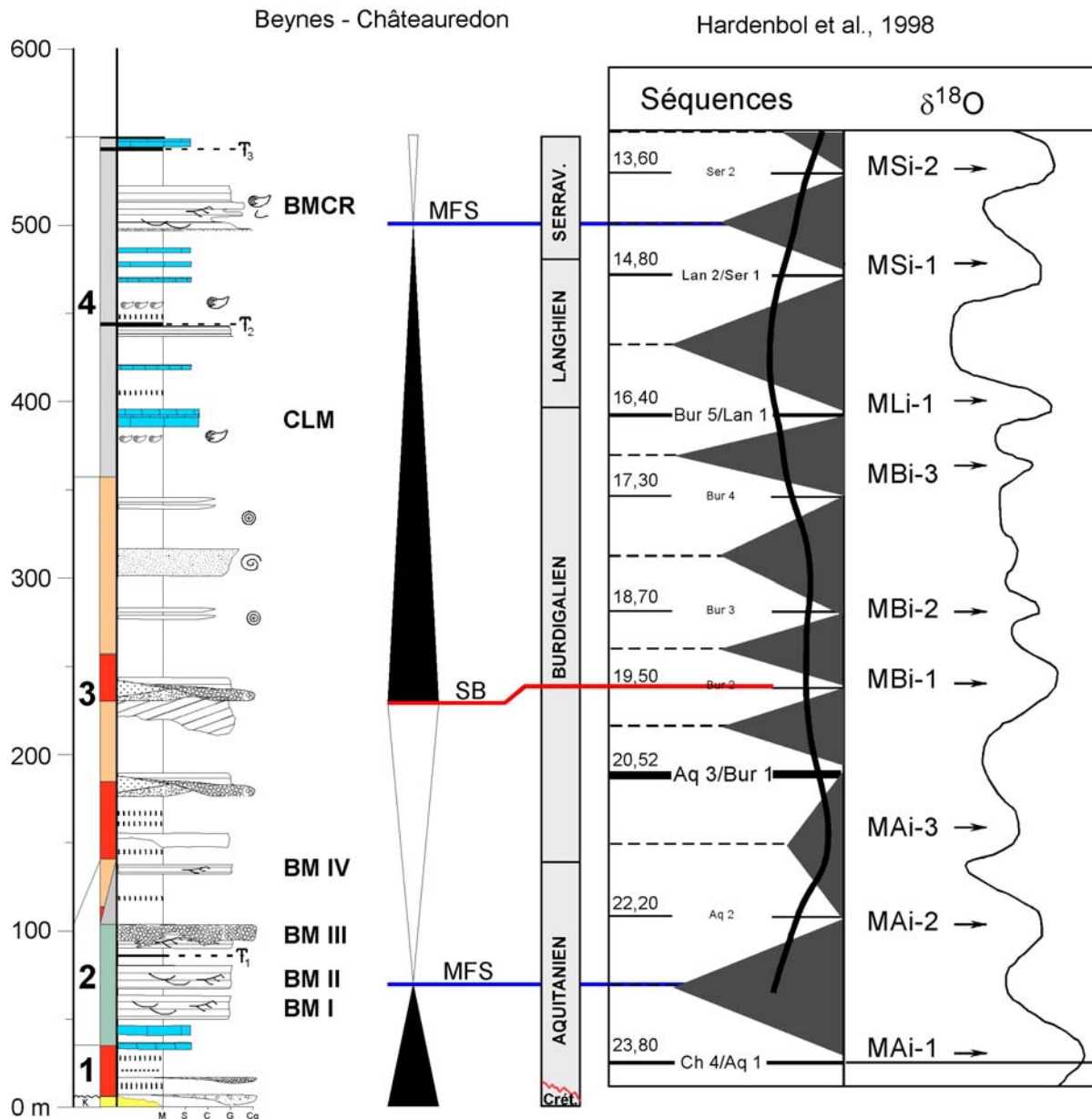


Fig. 4.15. Découpage séquentiel de la série de Beynes - Châteauredon au 2^e ordre. La tendance reflète bien celle mise en évidence par Hardenbol *et al.* (1998), avec cependant des décalages dans l'âge des surfaces repères. BM, barre marine, CLM, Calcaire Lacustre Majeur, BMCR, barre marine de Châteauredon.

4.4.4. Séquences de 3^{ème} ordre : partie nord du Dôme de Châteauredon

Les séquences de 3^e ordre sont tout d'abord décrites dans la partie nord du secteur (en rive droite de l'Asse), où la série est la plus épaisse et par conséquent où elles sont mieux documentées. La zone sud sera discutée du point de vue de l'influence de la tectonique (voir section 4.4.6).

Sept séquences de 3e ordre ont été dénombrées dans la succession¹³ (**Fig. 4.13**). La discordance angulaire Crétacé/Tertiaire ne pouvant être assimilée à une limite de séquence, la première surface remarquable est une MF. La première séquence (S1) est donc comprise entre une « SB0 » et une SB1.

4.4.4.1. Séquence S1

La première séquence (S1), qui part de la discordance angulaire avec le Crétacé, regroupe trois des quatre « barres marines » (voir en section 4.4.6 la **Fig. 4.23**). Elle comprend la première grande MF de deuxième ordre, qui correspond en général à la base de la deuxième barre marine. Sa limite supérieure (SB1) est caractérisée par un brusque changement de faciès, passant de termes côtiers en général grossiers (conglomérat de la troisième barre marine par exemple) à des marnes à paléosols carbonatés bien drainés. Le signal isotopique des nodules carbonatés marquent d'ailleurs en cet endroit un saut de valeur important, marquant ainsi probablement un hiatus ou du moins une condensation. La limite de séquence s'accompagne en outre, sur la coupe des Ruines, par une cimentation macrosparitique (voir Chapitre 3) du conglomérat sous-jacent. Une telle cimentation est unique parmi les différents dépôts du même genre dans le secteur. Ce conglomérat, d'origine fluvio-torrentielle, coiffe la troisième barre marine, depuis la coupe de la Chapelle jusque vers les Granges. Incisant localement celle-ci, nous avons cependant observé des passages latéraux avec les dépôts marins, indiquant un remaniement des galets par des processus littoraux. Ce conglomérat représente un dépôt en régression forcé (FSST, ou FSD si l'on conserve le terme de *Deposits*) au dessus duquel nous plaçons la limite de séquence SB1¹⁴.

4.4.4.2. Séquence S2

La deuxième séquence (S2) contient la dernière barre marine, présente sur trois coupes (Le Claux, Les Courtiers et La Blache) et qui marque la MF du cycle. Elle laisse latéralement la place à des dépôts deltaïques hydromorphes, et on observe de même une inversion de l'asymétrie du cycle entre le domaine plus marin (TST développé) et plus continental (HST développé) vers l'Asse. Bien que cette observation s'oppose apparemment au modèle de la partition volumique de la stratigraphie génétique (Guillocheau, 1995), la comparaison n'implique pas, dans le cas présent, des dépôts strictement marins d'une part et continentaux d'autre part, mais des faciès d'affinité plus ou moins littorale. Dans ce cas, comment expliquer cette variation latérale ? Une différence dans le flux sédimentaire est peu probable puisqu'il s'agit, en tout état de cause, du même système deltaïque ou tout du moins d'un même bassin versant. Nous proposons plutôt que le taux de subsidence ait joué un rôle

¹³ D'une façon générale, le lecteur est invité à se reporter aux annexes où les coupes et leur découpage séquentiel proposé sont détaillés.

¹⁴ Besson (comm. orale ; Besson, 2005) préfère placer la SB à la base du FSST, selon les recommandations de Posamentier & Allen (1999). Nous avons, dans le cas présent, préféré la placer au niveau de sa surface supérieure, suivant ainsi les recommandations de Plint & Nummedal (2000), (i) parce que ces dépôts sont par leur nature même génétiquement liés aux dépôts marins sous-jacents et (ii) parce que la variation la plus brutale de faciès (*downward shift of facies*) correspond bien au passage du conglomérat côtier aux paléosols rouges.

majeur. Celui-ci est déjà bien visible à l'échelle de la Formation des Courtiers, puisque l'épaisseur des barres marines s'accroît vers le NE. Par conséquent, il semble cohérent que, par subsidence différentielle entre le domaine plus continental et le domaine plus marin, les faciès rétrogradants soient mieux exprimés (plus épais) là où le taux de subsidence est le plus élevé.

La limite supérieure de la séquence (SB2) correspond au changement brutal de faciès entre les derniers dépôts marins et les paléosols rouges au NE, et à une zone de chenaux amalgamés vers le SW. Cette SB semble parfois mieux exprimée (aux Courtiers notamment) que la suivante qui correspond, sur l'ensemble du secteur, à la SB de deuxième ordre (voir section précédente pour une discussion).

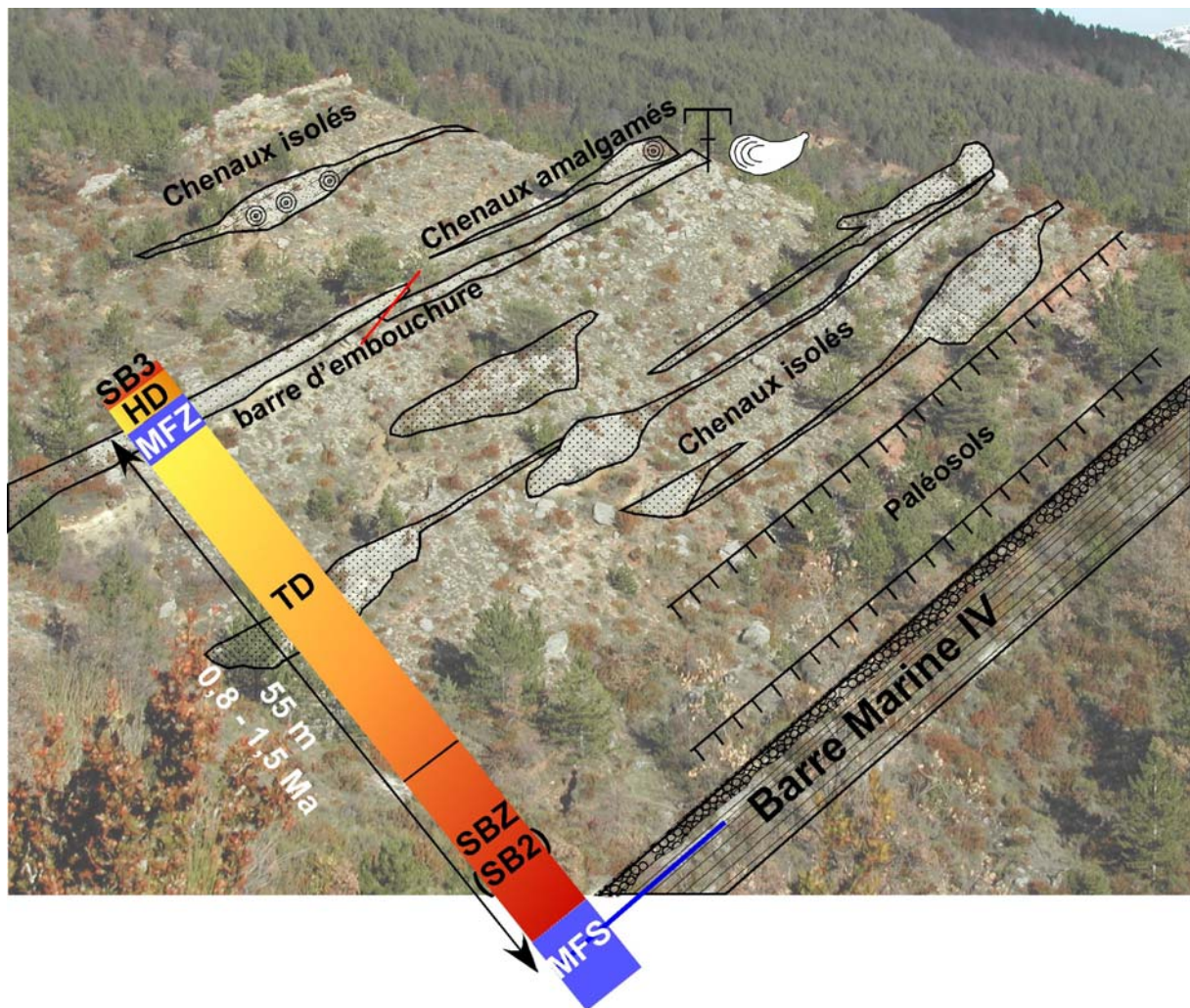


Fig. 4.16. Panorama sur la coupe des Courtiers et interprétation séquentielle (S3). Noter l'asymétrie totale de la séquence, avec la nette prédominance des dépôts transgressifs.

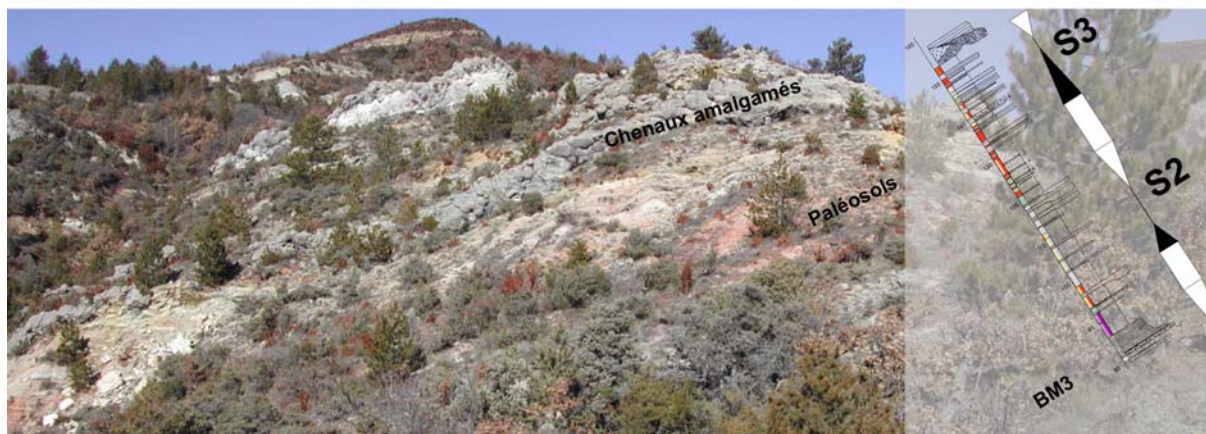


Fig. 4.17. Panorama sur la coupe des Granges et interprétation séquentielle (S2 et S3). Noter la condensation de la séquence S3 par rapport aux coupes des Courtiers (Fig. 4.16) et de la Route (Fig. 4.18). L'asymétrie de la séquence est moins marquée.



Fig. 4.18. Panorama sur la coupe de la Route et interprétation séquentielle (S3). L'asymétrie de la séquence s'est inversée, laissant cette fois les dépôts de haut niveau dominer.

4.4.4.3. Séquence S3

La séquence S3 est marquée par les dernières influences marines au NE (Le Claux et Les Courtiers) où un niveau à huîtres est observé, indiquant le maximum d'inondation de la séquence. Notons l'évolution bien marquée de la couleur des paléosols, depuis des conditions drainées (sols rouges) à des couleurs indiquant une hydromorphie élevée (sols « chamois » à gris), témoins d'une élévation générale de la nappe alluviale et donc du niveau de base.

De même qu'à la séquence précédente, l'asymétrie de la séquence varie du N au S, et de la même façon, confirmant le rôle de la subsidence encore à cette période. En effet, lorsque l'on compare la S3 sur trois coupes différentes, l'équilibre entre les dépôts transgressifs et de haut niveau s'inverse progressivement (Fig. 4.16, 4.17 & 4.18). On remarque de plus la variation d'épaisseur de la séquence, bien plus faible sur la coupe des Granges, c'est-à-dire deux fois moindre que sur la coupe de la Route. Ce « pincement » de la séquence, comme pour la précédente, se situe au droit du paléorelief Crétacé, qui a donc pu jouer un rôle encore à ce moment là.

La limite de séquence supérieure (SB3) correspond à la limite de séquence de deuxième ordre, marquée par un ensemble de chenaux amalgamés à remplissage grossier, qui incise localement les dépôts sous-jacents (**Fig. 4.18**).

4.4.4.4. Séquence S4

La séquence S4 est la première séquence sans aucun dépôt à affinité marine. Elle débute par des remplissages de chenaux amalgamés (coupes des Granges, des Ruines) ou incisant les barres de méandre sous-jacentes (coupes de la Route, de la Chapelle, du Claux). Elle présente une relative symétrie des dépôts vis-à-vis du maximum d'inondation. Celui-ci, particulièrement difficile à mettre en évidence dans cette séquence totalement « continentale », est marqué par des paléosols hydromorphes, des oncolites, des remplissages de chenaux et/ou des dépôts de débordement fins. La limite supérieure de S4 (SB4) est marquée par un retour à des remplissages plus grossier, des chenaux amalgamés (les Granges, la Blache) et des paléosols « rouges ».

4.4.4.5. Séquence S5

La séquence S5 est fortement asymétrique avec les dépôts transgressifs bien plus développés que ceux de haut niveau et des faciès globalement plus fins que les précédents. On peut y voir le début de la grande tendance transgressive du cycle de 2^e ordre. La MF est marquée, depuis la coupe des Ruines jusqu'au Gué, par une barre sableuse interprétée comme une barre d'embouchure en milieu lacustre (grès massifs avec traces de terriers, *Helix*, *Pomatia* et hydrobies). Sur la coupe des Granges, on peut apprécier l'évolution progressive du niveau de la nappe alluviale, avec des paléosols rouges en bas niveau, qui deviennent chamois pendant la remontée du niveau de base, puis marmorisés-gris et un niveau noir est même préservé, avant que le lac ne s'installe pour de bon (**Fig. 4.19**). La barre lacustre est incisée à son sommet par de nombreux chenaux (**Fig. 4.20**), eux-mêmes parfois amalgamés (crête parcourant depuis la coupe des Ruines au point côté 773). Si la limite de séquence supérieure (SB5) est donc bien marquée, l'ampleur de l'incision est réduite à quelques mètres au plus et revêt un caractère très local. L'absence d'incision plus importante est peut-être due à la tendance transgressive dans laquelle s'inscrit cette séquence de 3^e ordre.



Fig. 4.19. Panorama sur la coupe des Granges et interprétation séquentielle (S4). L'asymétrie de la séquence est inversée par rapport aux séquences précédentes. La barre sableuse, bien visible dans le paysage, est légèrement érodée (1 à 2 m) par les chenaux isolés qui la surmontent.

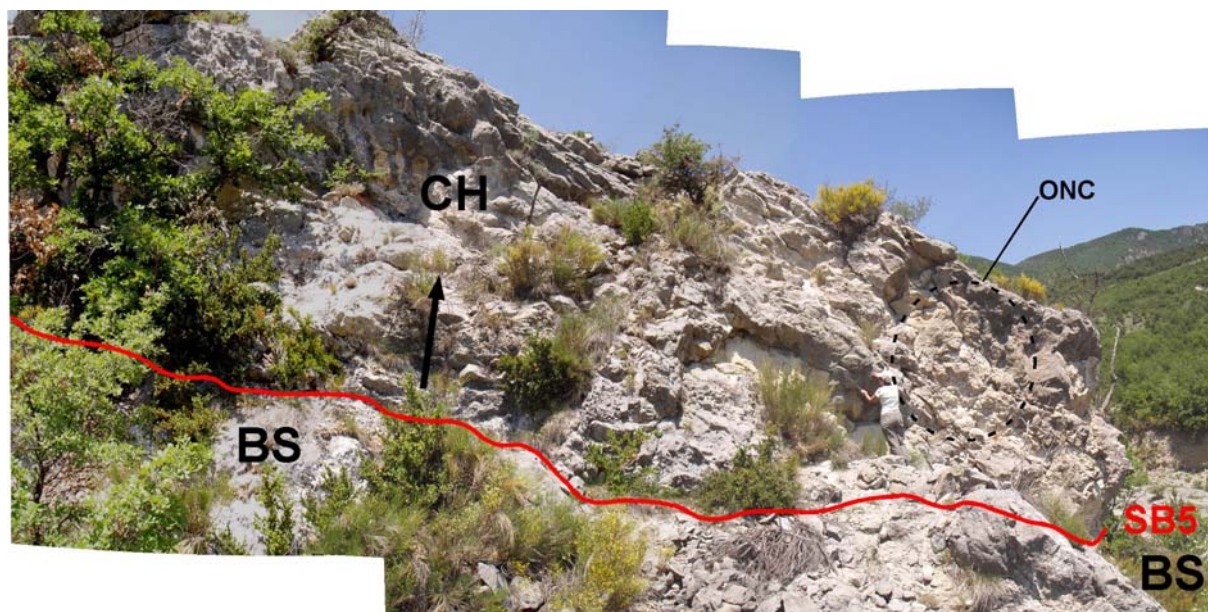


Fig. 4.20. Incision dans la barre sableuse entre la coupe des Granges et celle du Gué. La flèche indique la stratigraphie, l'incision ne dépasse donc guère 2 ou 3 m. On peut observer, dans le remplissage du chenal conglomératique, de nombreux encroûtement (« ONC », oncolite), le plus spectaculaire atteignant 2 m de diamètre. CH, Chenal, BS, Barre sableuse.

4.4.4.6. Séquence S6

La séquence S6 est très épaisse et marquée par le retour aux conditions laguno-marines. La MF correspond à la première incursion marine vraiment généralisée, les précédentes, plus locales, étant interprétées comme des fluctuations à haute fréquence (voir section 4.4.6 & **Fig. 4.24**). Cette zone d'inondation maximale est en outre concomitante ou précède de peu le maximum à *Avicennia* (Châteauneuf *et al.*, 2006). L'extension de la mangrove ayant été rapporté au maximum transgressif du Langhien dans tout le bassin méditerranéen (voir discussion bibliographique en Chapitre 2), la séquence S6 peut être mise en équivalence avec le cycle TB 2.3 de Haq *et al.* (1987, 1988). La grande épaisseur de la séquence S6 nous fait penser qu'il existe peut-être une autre séquence, mais oblitérée par le caractère transgressif général. En effet, un niveau à huîtres est localisé quelques mètres sous le CLM. Cependant, il n'a été observé que sur la coupe des Granges, les autres coupes ne faisant pas clairement état d'une MF potentielle en cet endroit. La SBZ qui serait associée comprendrait le sommet du CLM ainsi que les premiers dépôts sus-jacents, marqués par la pédogénèse et une marmorisation lie-de-vin. Parce que les marqueurs de cette SB et MF sont faiblement exprimés, nous avons choisi de les considérer comme des fluctuations d'ordre inférieur. La limite supérieure de la séquence S6 (SB6) correspond à un intervalle à paléosols bien développés, tranchant avec l'ambiance grise des dépôts encadrants. La corrélation du signal isotopique en cet endroit avec la courbe de référence marine indiquerait un hiatus/condensation important (+100 ka).

4.4.4.7. Séquence S7

C'est la dernière séquence et le niveau marin d'un cran est monté (Mitchell, 1977) avec le second maximum transgressif du cycle de 2^e ordre représenté par la barre marine de Châteauredon, élément repère du paysage, se suivant en photo aérienne comme sur le terrain,

et montrant une grande variation d'épaisseur (**Fig. 4.24**). La limite de séquence supérieure (SB7) s'exprime assez mal, nous l'avons placée au sommet du dernier calcaire palustre. Nous n'avons pas considéré le passage à la Molasse Jaune comme la limite de séquence car les dépôts présentent une influence marine (remplissages de chenaux influencés par la marée) et il est en outre avéré qu'il s'agit d'une limite largement diachrone (5 Ma dans tout le bassin, Clauzon *et al.*, 1987, 1989).

4.4.5. Origine des séquences de 3^e ordre

On notera que les épaisseurs des séquences reflètent bien la tendance au long terme, c'est-à-dire de la séquence de deuxième ordre. En effet, si la première séquence est épaisse, c'est qu'elle s'inscrit dans la grande transgression aquitanaïenne. Les quatre séquences suivantes, qui encadrent la SB majeure, sont elles d'épaisseur beaucoup plus réduite. Enfin, l'augmentation drastique de l'épaisseur des deux dernières séquences est à mettre en relation avec la nouvelle phase transgressive de deuxième ordre. De même, l'épaisseur des dépôts entre les occurrences marines aquitanaïennes tend à augmenter, indiquant la tendance régressive qui opère dès la fin de la deuxième barre marine. On observe aussi une nette tendance au développement des dépôts transgressifs au dessus de la SB3 (SB majeure) alors qu'entre la MF1 (majeure) et la SB3, c'est-à-dire en tendance régressive, les dépôts de haut niveau sont les mieux exprimés.

La stratigraphie isotopique permet d'attribuer à chaque surface repère une fourchette d'âge plus ou moins resserrée. Sur cette base nous pouvons proposer des correspondances avec la charte eustatique de Hardenbol *et al.* (1998) (**Tabl. 4.3**).

Sur l'intervalle considéré, nous reconnaissons 7 séquences de 3^e ordre, contre 8 pour Hardenbol *et al.* (1998). Hormis de grands décalages dans les âges des surfaces repères des séquences aquitanaïennes (jusque 800 ka) et pour la SB5, il semble que les âges obtenus sont cohérents avec ceux proposés dans la charte. La correspondance effectuée suggère que la « pseudo-séquence » au sein de la S6 serait équivalente à la séquence manquante (**Tabl. 4.3**). La globalement bonne concordance entre le nombre et l'âge des surfaces repères/séquences observées et la charte de Hardenbol *et al.* (1998) appuie l'hypothèse d'une origine eustatique de ces cycles de 3^e ordre. Les décalages dans les âges sont imputables d'une part à l'incertitude des datations (les corrélations isotopiques au Burdigalien supérieur sont très limitées du fait de l'absence de données), d'autre part aux composantes locales (flux sédimentaire, taux de subsidence) qui perturbent le signal eustatique originel. Nous ne sommes pas en mesure de pouvoir démêler les rôles respectifs de ces facteurs. Toutefois, si un faible écart (50-300 ka) est imputable en totalité à une incertitude de datation, pour les plus grands écarts, le rôle de la tectonique est sensible, sinon majeur.

Surface	Age isotopique (Ma)	Equivalence avec Hardenbol <i>et al.</i> (1998)	Age selon Hardenbol <i>et al.</i> (1998)	Différence
MF1	22,0-22,3	AQ1-AQ2	23,0	~800 ka
SB1	21,4-21,7	AQ2	22,2	~600 ka
MF2	21,0-21,3	AQ2-AQ3	21,3	~150 ka
SB2	20,4-20,8	AQ3/BUR1	20,5	~100 ka
MF3	19,8-20,2	BUR1-BUR2	20,0	~0 ka
SB3	19,5-20,0	BUR2	19,5	~250 ka
MF4	18,5-19,2	BUR2/BUR3	19,0	~150 ka
SB4	18,5-19,0	BUR3	18,7	~50 ka
MF5	17,7-18,5	BUR3-BUR4	18,1	~0 ka
SB5	17,6-18,5	BUR4	17,3	~800 ka
?	<i>16,2-16,6</i>	<i>BUR4-BUR5</i>	<i>16,9</i>	<i>~500 ka</i>
?	16,2-16,6	LAN1	16,4	~0 ka
MF6	15,6-16,0	LAN1-LAN2	15,6	~200 ka
SB6	14,9-15,5	LAN2/SER1	14,8	~400 ka
	14,4-14,6	SER1-SER2	14,2	~300 ka
MF7	<i>13,8-14,0</i>	<i>SER1-SER2</i>	<i>14,2</i>	<i>~300 ka</i>
	<i>13,2-13,4</i>	<i>SER2-SER3</i>	<i>13,2</i>	<i>~100 ka</i>
	12,3-13,6¹	SER2	13,6	
SB7	>13,0²	SER3	12,7	~300 ka
	<13,6³			

Tabl. 4.3. Ages isotopiques des surfaces repères (SB et MF) des 7 séquences reconnues et comparaison avec la charte eustatique de Hardenbol *et al.* (1998). En dehors des séquences aquitaniennes, les âges isotopiques sont assez cohérents avec les âges de la charte, avec, en moyenne, un décalage de 200 ka. ¹ Age du gisement de micromammifère (gisement Aguilar), ² âge des dinokystes et ³ âge isotopique. Pour information, la séquence potentiellement oblitérée au sein de S6 est indiquée en italique.

4.4.6. Séquences de 3^{ème} ordre : influence de la tectonique sur l'enregistrement (partie sud du Dôme de Châteauredon)

Le contexte de bassin d'avant-pays prédispose la géométrie des dépôts à être largement influencée par la tectonique. Celle-ci s'observe tout d'abord en vue aérienne (**Fig. 3.2**), où la géométrie en éventail des dépôts de la Formation de Beaugard est parfaitement visible.

L'enregistrement des séquences dans la partie nord a été préservé grâce à une subsidence favorable à leur préservation. Cependant, le prolongement de ces séquences vers le Sud, selon les mêmes critères, apporte des éléments nouveaux, notamment en ce qui a trait à l'influence de la tectonique locale.

La zone Sud n'a préservé que 5 séquences contre 7 au Nord. Les séquences S3 et S5 sont manquantes, la S2 n'est que partiellement préservée (**Fig. 4.13**). Plutôt que de comparer séquence à séquence, nous avons regroupé les comparaisons par thématiques, tout en conservant l'ordre stratigraphique.

4.4.6.1. Aggradation continentale vs dégradation marine dans l'Aquitainien (S1+S2)

Les corrélations des barres marines de part et d'autre de l'Asse semblent indiquer qu'au moins les deuxième et troisième se retrouvent en base du ravin de la Font d'Eygout (coupes de l'ASSE et de l'ASSE2). En conséquence, le prolongement de la première séquence vers le ravin de la Font d'Eygout a permis de rattacher la MFS principale au niveau lacustre présent dans le ravin, notamment sur la coupe de Beynes. Le passage apparemment graduel entre les

dépôts marins et lacustres suggère que la bande de terre séparant les deux zones devait être étroite voire que la communication était effective entre les deux plans d'eau. La limite supérieure (SB1), pourtant bien marquée dans la partie nord du secteur, ne semble pas enregistrée. Cette observation est appuyée par les corrélations isotopiques qui indiquent une condensation du signal sur la coupe des Ruines en regard de celui de la coupe de Beynes qui montre toutes les fluctuations du signal marin auquel il est corrélé (Bialkowski *et al.*, 2006 ; **Fig. 1.15 & 4.13**). La zone du ravin de la Font d'Eygout aurait ainsi conservé un taux d'accommodation positif permettant l'aggradation de dépôts fluviatiles pendant le hiatus/condensation marqué par le brusque saut isotopique de la courbe en $\delta^{13}\text{C}$ des Ruines (Bialkowski *et al.*, 2006). Cette accommodation positive traduirait un différentiel local de subsidence.

4.4.6.2. Une vallée incisée au Burdigalien ? (S4)

L'observation de puissantes barres à remplissage majoritairement sinon totalement conglomératique, isolées par des faciès fins, depuis le sud du village de Beynes jusqu'à la coupe de l'Asse, tranche nettement avec les dépôts en rive droite, plus fins et montrant des faciès méandriques. Deux interprétations sont possibles : la cohabitation de deux styles fluviatiles différents, l'un fluvio-torrentiel et l'autre méandrique, ou une séparation temporelle des deux systèmes, pourtant en vis-à-vis d'un point de vue des cotes et des corrélations lithologiques, ce qui implique une incision majeure du second système par le premier.

Les arguments en faveur de la première hypothèse sont (i) la proportion de fines, assez importante malgré les remplissages conglomératiques, inhabituelle pour un remplissage (basal) de vallée incisée, (ii) le revirement, sur la même verticale, entre une période de plus forte aggradation que le reste du secteur (S1), une autre ou la dégradation serait maximale et entraînant du coup une incision semble peu probable, et de nouveau une aggradation suffisante pour remplir et déborder l'incision (iii) pourquoi une seule vallée incisée sur les 7 séquences observées ?

Les arguments en faveur de la seconde hypothèse combinent (i) la différence de faciès de part et d'autre de la rivière (coupes de la Route et de l'Asse), avec une grande épaisseur de remplissages conglomératiques d'un côté (coupe de l'Asse) et des faciès de barres de méandre, quasiment sans conglomérat de l'autre (coupe de la Route), (ii) le fait que ce passage latéral est bien trop « rapide » (200 m) pour justifier une coexistence de systèmes fluviatiles aussi différents (le fait que l'Asse ait emprunté son cours actuel au niveau de ce passage n'est sans doute pas anodin et doit correspondre à une zone de faiblesse), (iii) la concomitance, aussi proche, d'un système méandrique et fluvio-torrentiel de même orientation semble peu réaliste et (iv) la présence d'un conglomérat incisant les barres de méandres de la coupe de la Route (**Fig. 4.13 & 4.18**) peut être corrélé aux derniers de la coupe de l'Asse (**Fig. 4.13**) ; cette incision avait déjà été repérée comme élément majeur de la succession (Thomé *et al.*, 1989).

Nous avons retenu cette dernière hypothèse, notamment en raison du passage, sur 200 m, de 50 m de conglomérats et fines à 50 m de barres de méandre et fines. Les conséquences sur le découpage séquentiel sont immédiates : d'après nos observations, S2 serait pour bonne partie érodée par l'incision majeure de la limite de séquence SB3. En conséquence, la limite de séquence SB2 aurait été oblitérée par la suivante dans le ravin de la Font d'Eygout, et celle observée au sommet de la coupe de Beynes serait donc SB3. S3 serait donc totalement érodée, depuis la rive gauche de l'Asse et dans le ravin de la Font d'Eygout. La limite supérieure, SB3, est donc bien mieux exprimée au S (**Fig. 4.18, Fig. 4.13, Pl. I-D**) qu'au N (**Fig. 4.16 & 4.17**).

En optant pour cette interprétation, il nous faut donner une explication plausible au revirement total de la subsidence à la verticale du ravin de la Font d'Eygout. Nous proposons qu'il soit le reflet combiné (i) d'une superposition de chutes du niveau marin relatif à plusieurs échelle (cycles 4^e, 3^e et 2^e ordre) et (ii) de la subsidence générale dues au déformation au Sud (voir section 4.4.5.3) qui se serait à ce moment là interrompue. En d'autres termes, il faut expliquer cette incision par l'eustatisme (cohérence entre l'âge de la SB3 et la charte de Hardenbol *et al.*, 1998) mais également par un effet de la tectonique locale. En ce qui concerne le remplissage, il est classique que la vallée présente un remplissage plus important que les interfluvies, où les incisions sont mineures, comme décrites à la section 4.4.4.4. Le remplissage de la vallée incisée comprend la plus grande partie des dépôts transgressifs (coupes de l'Asse et de Gigiri). Tout à fait au S, dans le secteur de Beynes – Vériscle, la tectonique reprend le dessus (à moins qu'il ne s'agisse d'un effet de bordure de vallée) et l'épaisseur de la séquence diminue drastiquement, passant de 150 m d'épaisseur à Gigiri à une vingtaine de mètres à la coupe de l'Anticlinal (ANT). La largeur apparente de la vallée incisée et de son remplissage est biaisée, comme souligné au chapitre précédent, par l'orientation de l'affleurement, sub-parallèle à l'écoulement depuis la coupe de BVE jusqu'au niveau de la coupe de Beauregard, puis légèrement transverse jusqu'à la coupe de la Route (**Fig. 4.21**). Des estimations en grand permettent de proposer une largeur réelle entre 800 m et 1500 m, plus réaliste que la largeur de l'affleurement qui dépasse 3 km.

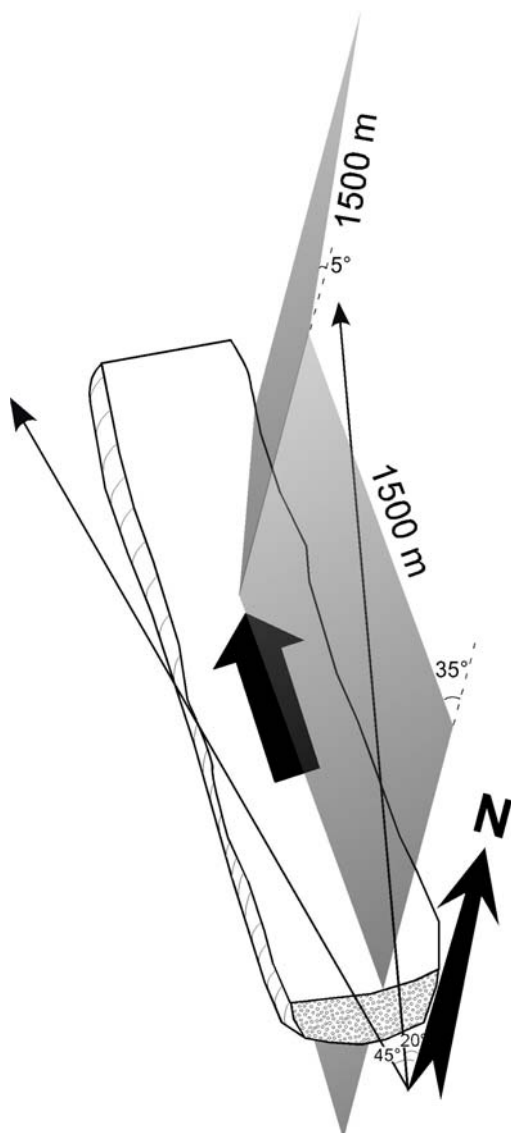


Fig. 4.21. Vision de la vallée incisée à l'affleurement. Les panneaux gris schématisent l'orientation des affleurements, qui varie vers le N en étant tout d'abord sub-parallèle à l'axe d'écoulement, puis transverse. On estime d'après les rapports entre orientation et écoulement que la largeur réelle de la vallée doit être comprise entre 800 et 1500 m.

4.4.6.3. Amalgame de limites de séquences vers le point neutre tectonique (S5)

Nous avons perçu, dans les sections précédentes, le rôle de la tectonique dans les variations latérales d'épaisseur des séquences et même dans leur disparition dans le ravin de la Font d'Eygout par exemple. Nous présentons ici un zoom sur l'apex de l'éventail que l'on observe en vue aérienne (**Fig. 4.22A**).

En effet, l'éventail agit dans deux directions de l'espace : un premier éventail, vu en plan aérien, marqué par l'augmentation de la distance entre les couches vers le N, et un second, marqué par les variations du pendages de ces mêmes couches selon la stratigraphie (les pendages varient aussi longitudinalement, **Fig. 4.22B**). En outre, il apparaît que l'apex de l'éventail ne concerne que les dépôts fluviatiles de la Formation de Beynes, puisque ceux de la Formation de Beauregard continuent de se resserrer vers le S. Il existe donc deux apex, avec entre les deux une zone « d'ombre » dans laquelle un petit éventail inversé s'est développé (**Fig. 4.13 & 4.22C**).

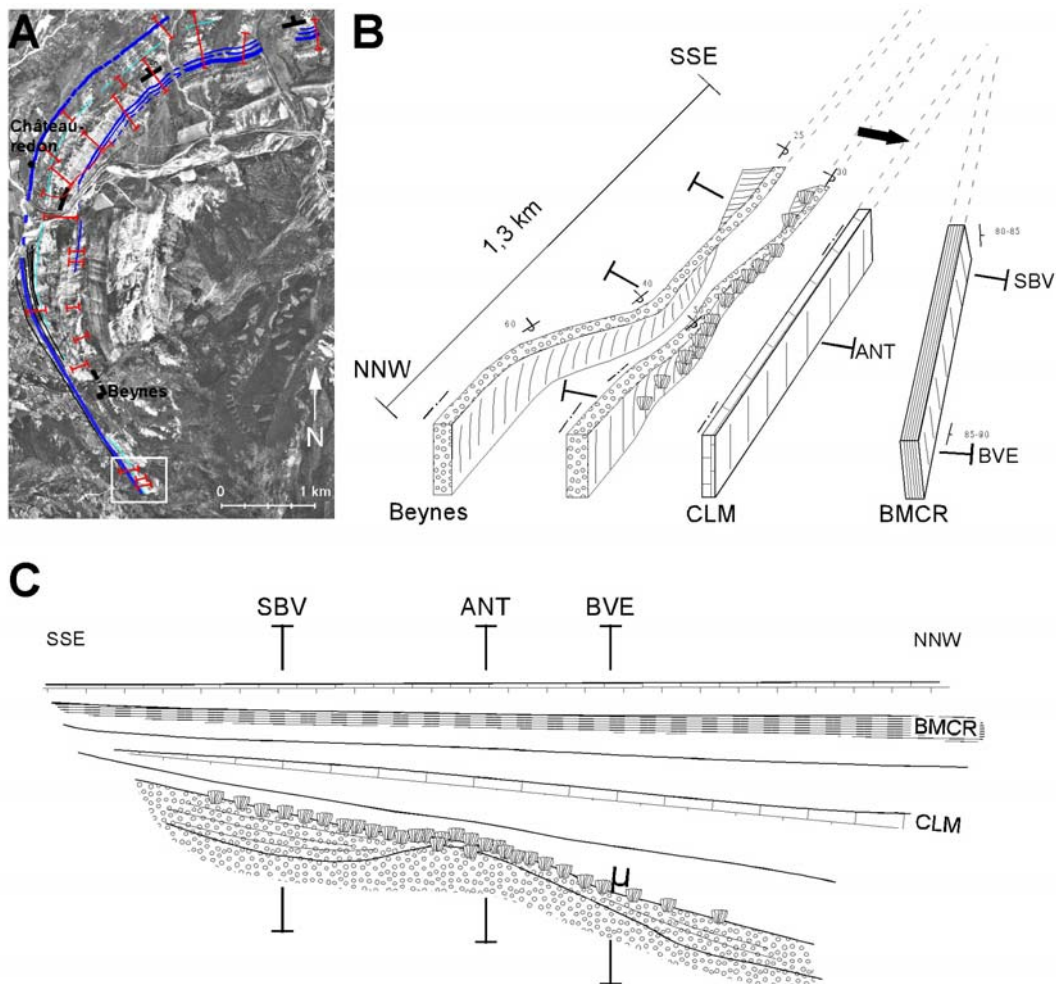


Fig. 4.22. Schématisation de la géométrie des dépôts au Sud de Beynes. **A.** Photo-interprétation de la vue aérienne du dôme de Châteauredon, la zone illustrée est encadrée. L'apex de l'éventail syn-sédimentaire se situe quelque part au sud de Beynes. **B.** Vue 3D (inspirée de la photo de la figure 4.23) des relations géométriques, avec l'éventail horizontal (distance entre les barres) et vertical (variation des pendages). Etendue du niveau à *Microcodium*. La flèche indique la stratigraphie. **C.** Restitution en coupe verticale au moment des derniers dépôts, avec la mise en évidence d'un double éventail inversé et localisation du niveau à *Microcodium*.

On observe ainsi une structure générale en éventail et une déformation plicative localisée dans les dépôts inférieurs, ceux de la Formation de Beauregard n'étant pas affectés par ce pli, l'expression cartographique étant représentée en **Fig. 4.22B**.

L'excellente condition d'affleurement de cette zone clé permet la comparaison, sur trois coupes parfaitement corrélées, de l'enregistrement des séquences (**Fig. 4.23**). Ainsi, la séquence S4, très épaisse en remplissage de vallée, s'amincit radicalement à l'approche de l'apex de la coupe ANT. En cet endroit, elle est réduite à une trentaine de mètres et surtout les dépôts de haut niveau semblent ne pas être préservés.

La limite supérieure de la séquence S4 (SB4) pose plusieurs interrogations : elle est très bien marquée au N du secteur, mais beaucoup moins au S de l'Asse où l'on ne peut définir que des SBZ. Ceci en dépit de l'amalgame très probable de la SB4 avec la SB5 entre la coupe de la Côte et celle de la Chapelle. Cependant, au niveau des coupes BVE, ANT et SBV, la SB4+5 est très bien exprimée par un niveau conglomératique rongé par les colonies de *Microcodium* (**Fig. 4.23**). Ce niveau a été suivi de part et d'autre de la coupe ANT où il s'exprime le mieux en position de charnière anticlinale. Le niveau s'amenuise très rapidement vers le N (coupe BVE), mais persiste vers le S (coupe SBV). Cette géométrie est directement liée à la subsidence, qui augmente très rapidement vers Beynes avec l'ouverture soudaine de l'éventail au niveau de BVE, alors que le petit éventail inversé de SBV et donc la légère subsidence de cette zone n'empêche pas les *Microcodium* de se développer.

Les séquences suivantes S6 et S7 ne sont observées que sur la coupe BVE, les deux autres ne montant pas aussi haut dans la série (masques de végétation). L'enregistrement de ces deux séquences ne semble pas affecté par la tectonique en dehors d'un continuum dans l'amincissement des épaisseurs avec les coupes plus au N. Le point neutre tectonique se situe donc plus au S que la coupe SBV, mais les affleurements ne permettent pas d'en déterminer l'emplacement exact. Tout au plus peut-on estimer une distance maximale de 2 km, d'après la tendance d'amincissement entre BVE et SBV qui s'accélère par rapport à la tendance générale.

Outre l'influence de la tectonique régionale, qui affecte les épaisseurs relatives des séquences de 3^e ordre, modulées par le cycle de 2^e ordre et reflète l'évolution à long terme du remplissage du bassin, les effets de la tectonique locale peuvent revêtir une grande importance, bien qu'ils s'amortissent rapidement dans l'espace. Ainsi, la zone « nord » du Dôme de Châteauredon ne paraît pas ou peu affectée, seule l'épaisseur des dépôts, qui diminue du NNE au SSW, traduit l'existence du grand éventail syn-sédimentaire. Les effets se font réellement sentir à l'approche de l'Asse au sud, avec tout d'abord l'amalgame des SB4 et SB5 entre les coupes de la Côte et celle de la Chapelle ; puis, plus au sud, l'incision majeure dont nous avons vu qu'elle devait nécessairement avoir une origine, pour partie du moins, tectonique ; enfin, au sud de Beynes, vers l'apex de l'éventail, une zone particulièrement perturbée, où s'amincissent très rapidement les séquences, disparaissent les dépôts de haut niveau et où la SB composite (SB4+5) est marquée par un niveau carié par les *Microcodium*.

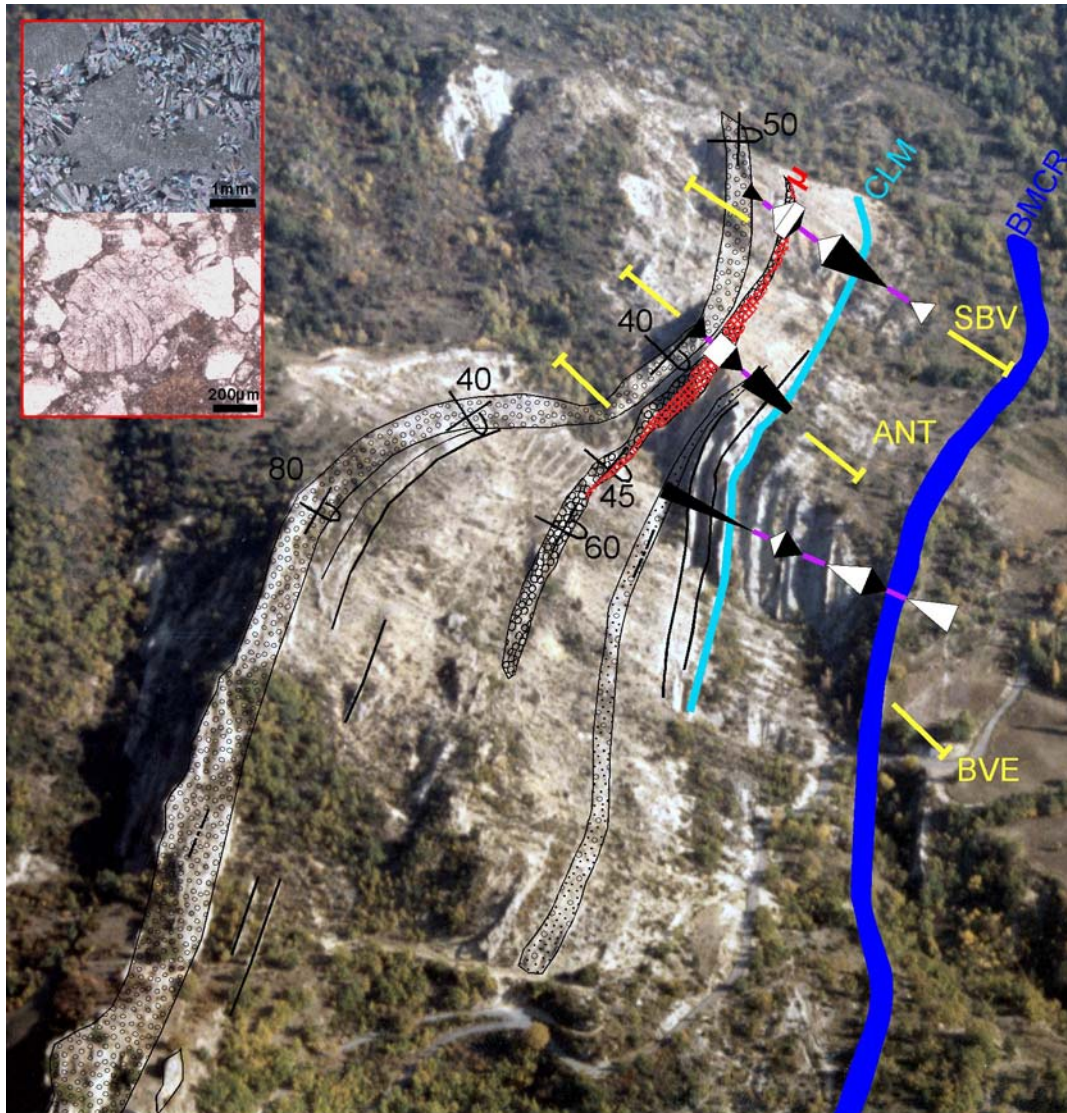


Fig. 4.23. Vue aérienne de l'éventail syn-sédimentaire de Beynes-Vériscle (cliché P. Gigot) et interprétation séquentielle des trois coupes levées. Cartographie du niveau à *Microcodium*, illustré en encart en haut à gauche (en colonie cariant le calcaire et en bioclaste dans un grès calcaire). Remarquer la variabilité des séquences sur une très courte distance.

4.4.7. Séquences à haute fréquence (séquences HF)

Nous ne pouvons détailler l'ensemble des séquences haute fréquence observées, pour deux raisons : nous n'avons pas toujours un relevé continu de ces séquences (masques de végétation ou d'éboulis) et surtout, nous n'avons pas de contrôle rigoureux de leur ordre de grandeur, allant du 4^e ordre (*sensu* Plint *et al.*, 1992 ; Miall, 1996) à l'échelle des processus autocycliques. Nous avons pu toutefois procéder à un découpage séquentiel à haute fréquence dans les deux intervalles laguno-marins, à la base et au sommet de la série, ce qui représente, en épaisseur, plus de la moitié de la série.

4.4.7.1. Les « barres marines » aquitaniennes

Description des séquences -. Comme nous l'avons décrit au Chapitre 3 et avant nous Gigot (*in* Beaudoin *et al.*, 1975), 4 barres marines se succèdent verticalement dans la Formation des Courtiers. Épaisses et amalgamées (première et deuxième barres marines) au NE, elles s'individualisent, s'affinent et finalement disparaissent vers le SW. Nos observations mettent en outre en évidence une autre passée marine, intercalée entre la deuxième et la troisième barre marine, qui est le plus souvent cachetée par la végétation, mais dont des témoins affleurent régulièrement, jusqu'à la Route où l'on observe même une digitation de cette passée en deux niveaux séparés par un paléosol. Les nombreuses coupes recouvrant cet intervalle ainsi que les suivis latéraux effectués systématiquement entre la coupe de la Route et celle des Granges (non reportés sur la **Fig. 4.13** pour raison de lisibilité), nous permettent de proposer un découpage en séquences à haute fréquence (**Fig. 4.24**).

L'intervalle concerné comprend les deux premières séquences de 3^e ordre (S1 et S2). Nous avons pu déterminer 6 séquences à haute fréquence. La première, qui comprend le contact discordant avec le Crétacé, est par conséquent incomplète. La première séquence HF (S1a) s'est déposée en *onlap* sur le paléorelief crétacé (**Fig. 4.24**) ; cette séquence ne ressort que très mal, les coupes des Courtiers et du Claux présentant des masques en cet endroit. Dès la séquence S1b, tout le paléorelief est ennoyé par la MF0.2, c'est-à-dire la première barre marine. La troisième séquence HF (S1c) comprend le grand maximum transgressif de l'Aquitaniens (la deuxième barre marine). C'est cette barre marine que l'on suit le plus loin vers le SW. La séquence suivante (S1d) est très peu marquée, en dehors de quelques affleurements dans des ravins situés entre les coupes des Ruines et des Granges, ainsi que sur le bord de route. La séquence S1e est marquée par la troisième barre marine, la dernière qui se poursuit sur une grande distance. Elle s'achève sur la première SB de 3^e ordre (SB1, **Fig. 4.13**, numérotée SB1.3 en séquence HF). Enfin, la dernière barre marine correspond à la MF de 3^e ordre de la S2.

Durée et origine des séquences -. Le calage chronostratigraphique ne nous permet pas de proposer un âge pour chaque surface de référence à haute fréquence. Nous pouvons cependant, à partir des âges déterminés pour chaque surface de référence de 3^e ordre (**Tabl. 4.3**) ainsi que des équivalences de la charte eustatique, estimer l'ordre de grandeur de ces séquences HF.

Pour la partie aquitaniens, les âges isotopiques, pris entre SB ou entre MF, donnent des résultats similaires, autour de 300 ka par séquence en moyenne (**Tabl. 4.4**). Les incertitudes des points isotopiques et leur rapprochement sont tels que les durées estimées sont très variables (100 à 450 ka). Les âges de la charte eustatiques rendent compte du même ordre de grandeur en moyenne.

SHF	Surfaces	Âges isotopiques (Ma)	Âges Hardenbol <i>et al.</i> (1998) (Ma)
S2a	SB2.1	20,4-20,8	20,5
	MF2.1	21,0-21,3	21,3
S1e	SB1.3	21,3-21,6	22,2
	MF1.3	21,6-21,9	-
S1d	SB1.2	21,8-22,0	-
	MF1.2	-	-
S1c	SB1.1	21,8-22,0	-
	MF1.1	22,0-22,2	23,0
S1b	SB0.2	22,1-22,2	-
	MF0.2	22,2-22,4	-
S1a	SB0.1	-	-
	MF0.1	-	-
	<i>DISC.</i>	22,7 à 23,0	(<23,8)
Durée des SHF (ka)	Entre les SB	100-450	320
	Entre les MF	200-400	<570

Tabl. 4.4. Estimation des durées des séquences HF (SHF) dans l'Aquitainien selon que l'on considère les SB ou MF comme bornes, et les âges isotopiques ou ceux de la charte eustatique. La séquence S2a, bien que de 3^e ordre, est figurée ici en tant que dernière « barre marine ».

4.4.7.2. La Formation de Beauregard

Description des séquences -. Le retour à des conditions laguno-marines à partir du Langhien permet de nouvelle lecture des séquences à haute fréquence. Outre la barre marine de Châteauredon, dont le caractère marin a été reconnu dès les premières études (Dépéret & Douxami, 1895), plusieurs niveaux de tidalites sont observés, qui sont autant d'indications d'incursions marines dans un ensemble lagunaire, marqué par des dépôts argilo-silteux grisâtres, ponctués de calcaires palustres, de niveaux à paléosols et de niveaux noirs. Dans cet intervalle, nous bénéficions de deux isochrones majeures : le CLM à la base et le pic d'*Avicennia*.

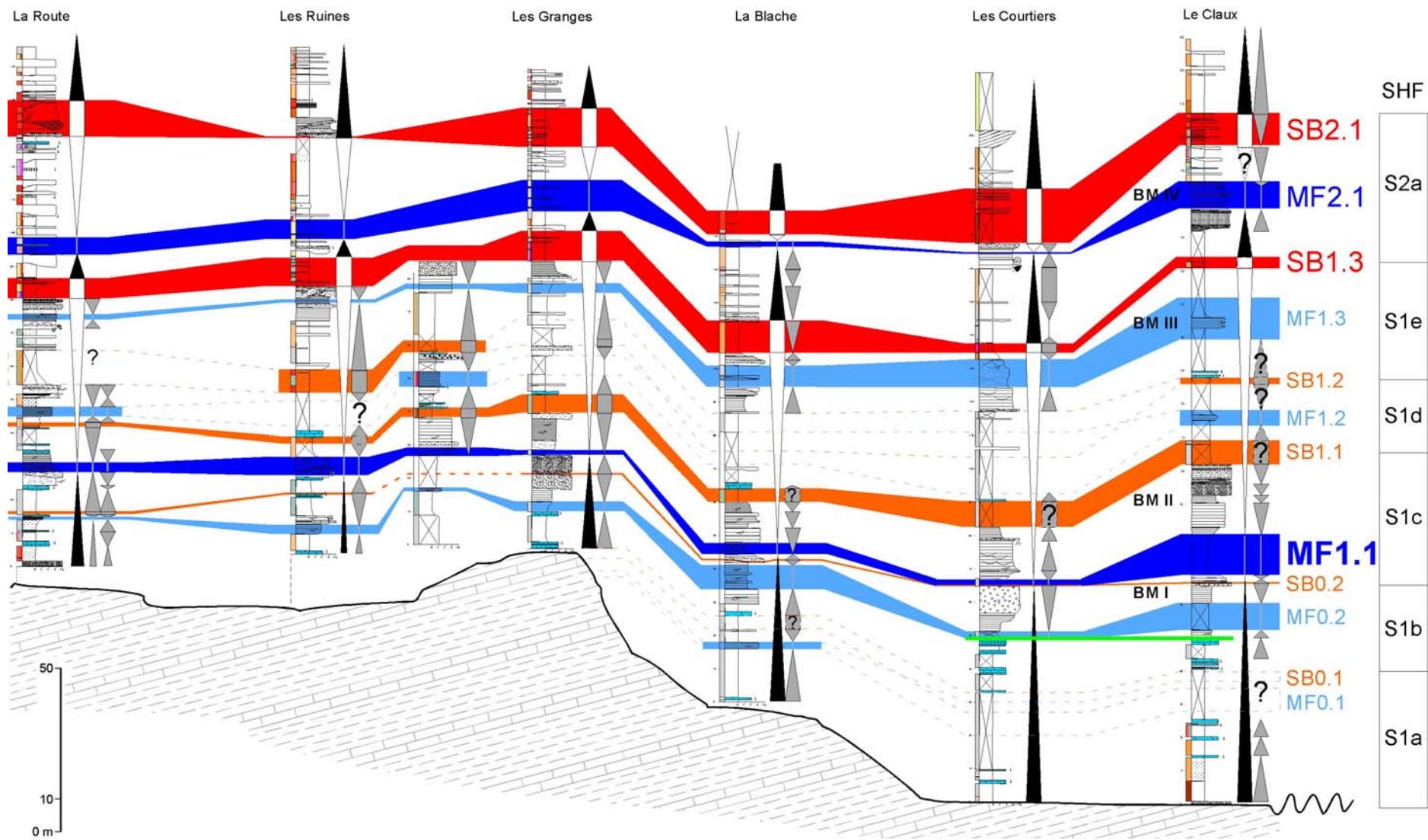


Fig. 4.24. Découpage séquentiel à haute fréquence dans l'Aquitainien. Les dépôts viennent en *onlap* sur le paléorelief crétacé. Les différentes MF correspondent aux barres marines ainsi qu'à des incursions marines subordonnées. Le *datum* d'origine (le Calcaire Lacustre Majeur), bien que non visible ici, a été conservé pour plus de lisibilité avec la figure 4.13. SHF, séquence HF.

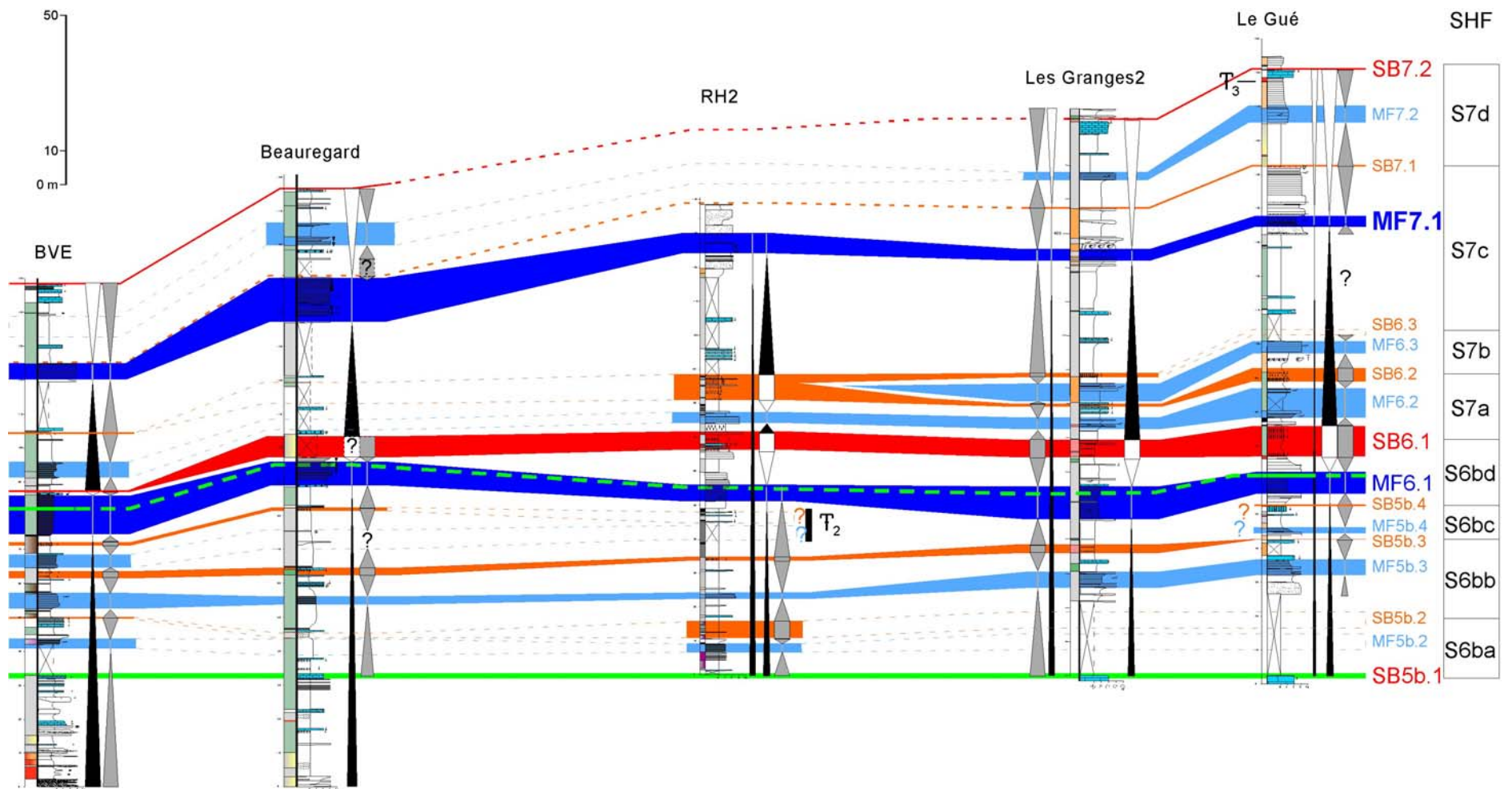


Fig. 4.25. Découpage séquentiel à haute fréquence dans la Formation de Beauregard (Langhien-Serravallien). Les isochrones sont en trait plein ou pointillés verts.

Nous avons déterminé 8 séquences HF dans cet intervalle au sein des 2 séquences de 3^e ordre reconnues plus haut (**Fig. 4.25**). La première (S6ba¹⁵) souffre de mauvaises conditions d’affleurement, mais elle est marquée par les premières apparitions de tidalites. La séquence S6bb est bien marquée sur toutes les coupes. La suivante, S6bc, malgré des affleurements corrects, ne ressort pas sur toutes les coupes. La séquence HF S6bd complète la séquence S6b avec la MF associée au pic d’*Avicennia* et un niveau majeur à paléosols. La séquence HF S7a est bien exprimée, la suivante au contraire semble disparaître vers le Sud, avec amalgame des limites de séquences SB6.2 et SB6.3. Enregistrement d’un phénomène autocyclique (chenal tidal) ou amalgame de séquence ? A l’extrême sud, on ne semble pas avoir enregistré d’amalgame de limites de séquences ; il se pourrait donc que la S7b soit un artefact autocyclique. La S7c est caractérisée par la grande MF de 2^e ordre, c’est-à-dire la barre marine de Châteauredon. Enfin, la séquence HF S7d montre une dernière incursion marine dans la série. Les SB de chacune de ces séquences HF sont marquées par des niveaux à paléosols plus ou moins développés. Toutefois, la limite de séquence SB7.1, qui fait suite à la grande MF de 2^e ordre, est marquée par une surface bioturbée et rubéfiée au sommet de la barre marine de Châteauredon (coupe du Gué). Les MFS/MFZ correspondent aux dépôts de tidalites et à la barre marine de Châteauredon. *Durée et origine des séquences* -. Pour la partie langhosserravallienne, les âges isotopiques, pris entre SB ou entre MF, ainsi que les âges de la charte eustatique donnent également des résultats similaires, cette fois centrés sur 400 ka (**Tabl. 4.5**). De même, les incertitudes des datations par corrélation isotopique ont abouti à des fourchettes très larges, les moyennes se situant pourtant toujours autour des valeurs de l’excentricité (100 et 400 ka).

L’ensemble des observations nous amène à proposer que les incursions marines, à la base et au sommet de la série, soient gouvernées par des cycles d’excentricité. Si les durées des séquences HF aquitaniennes semblent légèrement plus faibles (300 ka), celles de la Formation de Beauregard sont cohérentes avec une origine allocyclique. Les nombreuses études paléocéanographiques (Flower & Kennett, 1993 ; Flower *et al.*, 1997 ; Weedon *et al.*, 1997 ; Shackleton *et al.*, 1999 ; Paul *et al.*, 2000 ; Zachos *et al.*, 2001a, 2001b) ont montré la présence bien exprimée de ce cycle dans les sédiments profonds de tous les océans, que ce soit au passage Oligo-Miocène (Flower *et al.*, 1997a, Paul *et al.*, 2000) ou au sein de l’Optimum Climatique (Holbourn *et al.*, 2004). Nous proposons que les séquences HF puissent correspondre à ces fluctuations, bien que la résolution chronostratigraphique actuelle ne permette pas de l’affirmer avec certitude.

¹⁵ Puisque la séquence S6, nous l’avons discuté, présente possiblement deux séquences de 3^e ordre et non qu’une, nous avons dénommé ces dernières S6a et S6b ; l’ajout de la seconde lettre minuscule marque la subordination de la haute fréquence, comme pour les séquences HF aquitaniennes.

SHF	Surfaces	Âges isotopiques (Ma)	Âges Hardenbol <i>et al.</i> (1998) (Ma)
S7d	SB7.2	13,0-13,6	13,6
	MF7.2	-	-
S7c	SB7.1	-	-
	MF7.1	14,4-14,6	14,2
S7b	SB6.3	14,8-14,9	-
	MF6.3	-	-
S7a	SB6.2	-	-
	MF6.2	-	-
S6bd	SB6.1	14,9-15,5	14,8
	MF6.1	15,6-16,1	15,6
S6bc	SB5b.4	-	-
	MF5b.4	-	-
S6bb	SB5b.3	16,1-16,3	-
	MF5b.3	16,1-16,3	-
S6ba	SB5b.2	-	-
	MF5b.2	-	-
	SB5b.1	16,3-16,7	16,4
Durée des SHF (ka)	Entre les SB	150-800	350
	Entre les MF	200-450	470

Tabl. 4.5. Estimation des durées des séquences HF dans le Langhien-Serravallien selon que l'on considère les SB ou MF comme bornes, et les âges isotopiques ou ceux de la charte eustatique.

Les séquences à haute fréquence présentes dans le premier et le dernier tiers de la série sont donc liées au forçage astronomique. Ces variations du niveau marin relatif sont donc d'origine glacio-eustatiques, les décalages des âges pouvant être dus, en premier lieu, aux incertitudes des corrélations, mais il est également reconnu que la tectonique peut jouer un rôle à ces échelles de temps (« stress intraplaques », Cloetingh, 1986, 1988, Milanovskiy *et al.*, 1993).

4.5. COMPARAISON AVEC LE REMPLISSAGE DU BASSIN DE DIGNE-VALENSOLE ET DU BASSIN RHODANO-PROVENÇAL

Le découpage séquentiel détaillé que nous avons proposé doit être comparé aux propositions de découpage du bassin de Digne-Valensole (Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Wonham, 1996, Couëffé, 2003) et, plus général, à celle du Bassin rhodano-provençal (Besson, 2005, Besson *et al.*, 2005).

4.5.1. Comparaison avec le remplissage du bassin de Digne-Valensole

Dans un intervalle temporel équivalent à nos séquences S2 à S6, Couëffé (2003) détermine 6 séquences, qu'il relie à celles de la charte de Hardenbol *et al.* (1998) également.

Par rapport au secteur de Châteauredon, la première séquence aquitanaise est en dessous des dépôts de la Molasse Marine à Digne (sans doute est elle représentée par la Molasse Intermédiaire), impliquant la présence de la mer dans notre secteur avant d'arriver à Digne (Bialkowski, 2004). L'amplitude de l'enregistrement des MF et SB majeures diffère grandement selon le secteur considéré : la grande MF du secteur de Digne se place au Burdigalien (S3 de Couëffé, 2003), en équivalence avec notre S4, et la grande SB

correspondrait à notre SB4. On remarque que, malgré la relative proximité des deux secteurs, les conditions locales, et notamment la tectonique, influencent fortement l'amplitude de l'enregistrement des cycles. Cependant, il apparaît que le nombre de cycles et leur correspondance avec ceux des autres bassins cénozoïques européens reste inchangé (Hardenbol *et al.*, 1998)¹⁶. L'évolution paléogéographique (Fig. 4.26) fait ainsi apparaître la mer dans le secteur de Beynes - Châteauredon à l'aquitainien inférieur avant d'occuper le secteur de Digne à l'Aquitainien moyen, alors que dans le même temps, le maximum de profondeur est atteint à Châteauredon. La tendance s'inverse à l'Aquitainien supérieur, pendant lequel commence la régression générale à Beynes – Châteauredon. Au Burdigalien, alors que la région de Digne connaît son approfondissement maximal, le delta de Châteauredon a largement progradé. Le Burdigalien est en ceci marqué par une accumulation relativement faible à Beynes – Châteauredon (max. 250 m), en regard de celle, majeure, des dépôts du secteur de Digne (1200 m environ), où la bathymétrie reste pourtant sensiblement la même tout au long de la période, impliquant une subsidence continue et très forte (Couëffé, 2003).

Le retour aux conditions laguno-marine sur Beynes - Châteauredon date du Langhien basal, période pendant laquelle le secteur de Digne a déjà amorcé la régression avec l'apparition de la Molasse Jaune.

La Formation de la Molasse Jaune débute, selon les modèles de Crumeyrolle *et al.* (1991) et Wonham (1996), au Burdigalien moyen (~18 Ma), alors qu'elle est datée de 13,5 Ma environ à Beynes - Châteauredon. A l'instar des travaux de Clauzon *et al.* (1987, 1989) sur le mur de la Formation de Valensole, un différentiel proche de 5 Ma est observé.

Les premiers dépôts continentaux à Digne (Formation des Conglomérats de Valensole) se mettent en place dès le Langhien (~15,5 ± 0,5 Ma), c'est-à-dire bien avant ceux de Beynes - Châteauredon, d'âge Serravallien moyen (moins de 13 Ma)¹⁷. Le diachronisme est encore bien marqué, et la progradation des cônes alluviaux annonçant le comblement du bassin ont mis 2 à 3 Ma pour parcourir une vingtaine de kilomètres (20m/ka).

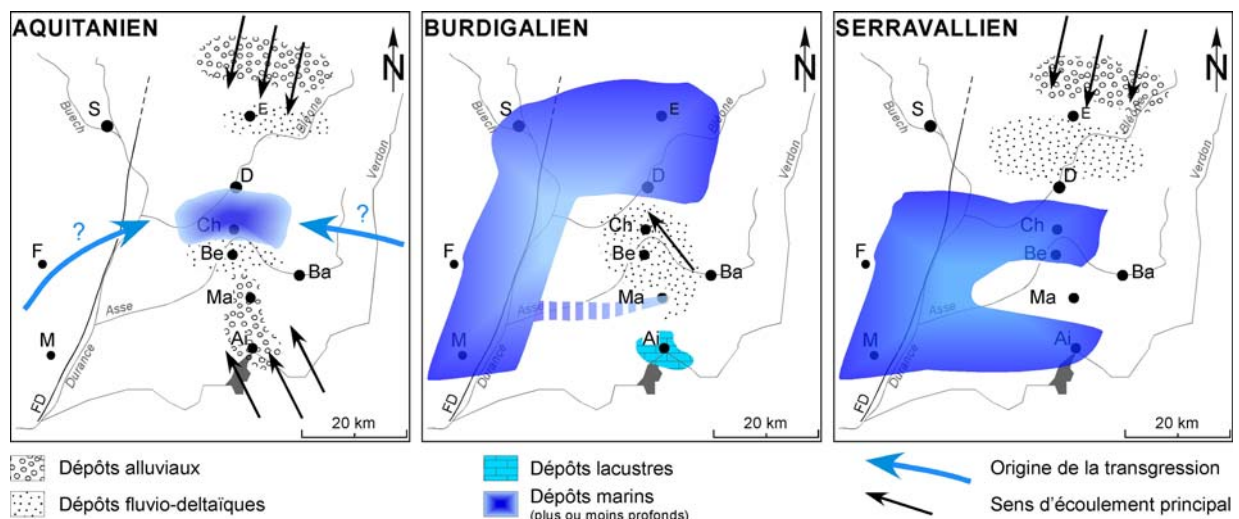


Fig. 4.26. Evolution paléogéographique et migration des dépôtcentres dans le bassin de Digne-Valensole au Miocène inférieur et moyen. S, Sisteron, E, Esclançon, D, Digne, Ch, Châteauredon, Be, Beynes, Ba, Barrême, Ma, Majastres, Ai, Aiguines, F, Forcalquier, M, Manosque, FD, Faille de la Durance.

¹⁶ En ce qui concerne le Miocène inférieur et moyen, la charte eustatique de Hardenbol *et al.* (1998) est basée en grande partie sur l'étude du Bassin pannonic (Vakarcs *et al.*, 1998 ; Vandenberghe & Hardenbol, 1998).

¹⁷ Rappelons en effet que bien que la Molasse Jaune débute vers 13,5 Ma, les remplissages de chenaux montrent encore des influences tidales.

La comparaison, séquence par séquence, des dépôts au nord de Digne avec ceux de la bordure sud-orientale (Beynes - Châteauredon), met en évidence la migration des dépôtcentres (**Fig. 4.26**). Ce même phénomène a été observé entre la bordure orientale et occidentale du bassin (Crumeyrolle *et al.*, 1991). En combinant les deux modèles, on obtient une migration en trois temps : Un premier dépôtcentre se forme, à l'Aquitaniens moyen, dans le secteur de Beynes – Châteauredon. Le premier basculement du système a lieu à l'Aquitaniens supérieur, le dépôtcentre migre alors au Nord de Digne, et s'individualise au Burdigalien pendant qu'au sud le delta progrède. Au Langhien, le dépôtcentre migre vers la zone occidentale du bassin et un second s'individualise dans notre secteur d'étude, jusqu'au Serravallien.

4.5.2. Comparaison avec le remplissage du Bassin rhodano-provençal

De récents travaux (Besson, 2005, Besson *et al.*, 2002, 2005) ont abouti à une réinterprétation de la stratigraphie des dépôts miocènes de la vallée du Rhône. L'auteur reconnaît ainsi (Figure 2 *in* Besson *et al.*, 2005) 2 séquences dans l'Aquitaniens, 2 à 3 séquences dans le Burdigalien, 1 séquence langhienne et 3 séquences serravalliennes. Le nombre de séquences relevées est comparable avec Châteauredon, si l'on garde à l'esprit que D. Besson est monté plus « haut » stratigraphiquement (trois séquences serravalliennes pour une seule à Châteauredon). Et en dehors du Burdigalien où D. Besson observe une séquence de moins, leur nombre est identique pour l'Aquitaniens et le Langhien.

Les travaux de Besson (Besson, 2005, Besson *et al.*, 2005) insistent plus particulièrement sur la présence d'incisions majeures, aboutissant à une stratigraphie compartimentée et au développement de réseaux de vallées incisées au Burdigalien, Langhien et Serravallien. Selon Besson (2005) et Besson *et al.* (2005), le réseau de vallées miocènes remonterait jusque dans le secteur de Digne et à Châteauredon même (**Fig. 1.8**). A Digne, la localisation de l'incision burdigalienne n'est pas précisée par les auteurs, l'incision langhienne entaillerait la « barre de Facibelle » sur une dizaine ou quinzaine de mètres (D. Besson, comm. écrite & orale). Cependant, au vu des attributions stratigraphiques de Couëffé (2003), il apparaît que la limite M3/M4 serait intra-burdigalienne (Bur3 de Hardenbol *et al.*, 1998).

A Beynes - Châteauredon, la seule vallée incisée que nous interprétons fait une cinquantaine de mètres de profondeur et, selon les corrélations avec la charte eustatique et les âges isotopiques, elle serait intra-burdigalienne (Bur2). Si la différence d'amplitude de l'incision s'explique aisément par un différentiel de subsidence très net entre le secteur du nord de Digne (Esclangon) et de Beynes - Châteauredon, la différence d'âge, trop importante pour être le seul fait d'une incertitude, reflète sans doute un effet tectonique à l'échelle du bassin. En effet, comme précisé ci-dessus, le décalage temporel des grandes MF et SB entre les deux zones reflètent la migration des dépôtcentres en réponse à l'évolution tectonique du bassin. L'incision intra-burdigalienne ne s'exprimerait ainsi pas en même temps au nord et au sud de Digne.

Sur notre secteur d'étude, Besson (2005) et Besson *et al.* (2005) indiquent la présence d'une vallée incisée au Burdigalien et au Langhien, respectivement d'une vingtaine et d'une quarantaine de mètres de profondeur (D. Besson, comm. orale). L'auteur place la première vallée incisée (burdigalienne) au sommet de la troisième barre marine, où il dit observer une incision au sommet du conglomérat (D. Besson, comm. orale & écrite). La seconde (langhienne), serait placée « à la limite entre la fin du fluviatile et le début du lacustre ». Les arguments sur lesquels reposent ces interprétations sont d'ordre séquentiel, aucun flanc de vallée ou incision nette n'est observée, contrairement aux vallées qu'il a pu observer dans le Sud, où des contacts francs et abrupts entre faciès différents, ou des surfaces perforées par les

lithophages sont venus appuyer l'interprétation en terme de vallée (Besson, 2005). La profondeur elle-même d'incision des vallées (Besson, comm. orale) provient également de l'interprétation séquentielle de la série, l'épaisseur du cortège transgressif (TST) représentant, selon le modèle de Besson (2005) dans le Sud, le remplissage de la vallée et donc la profondeur d'incision. A ces interprétations séquentielles, Besson (comm. écrite) ajoute que les deux coupes levées présentent une variation d'épaisseur des dépôts du TST, soulignant la morphologie en vallée.

Nos observations et données de terrain ne semblent pas corroborer ces interprétations. Le premier point est d'ordre chronostratigraphique : l'âge des surfaces sélectionnées par D. Besson (comm. orale & écrite) montrent clairement l'appartenance de la troisième barre marine et des dépôts sus-jacents à l'Aquitaniens (~21,5 Ma) ; de même, le passage des dépôts fluviaux aux dépôts lacustres (cote 310 m aux Granges) est d'âge clairement Burdigalien (~17 à 18 Ma). D'autre part, selon nos observations, il n'existe aucune incision au sommet des conglomérats de la troisième barre marine. Nous avons décrit ce conglomérat comme d'origine fluvio-torrentiel, légèrement incisant, par endroit, les dépôts marins sous-jacents, mais passant également latéralement à ces mêmes dépôts marins, indiquant que des processus littoraux remaniaient ces apports fluviaux. L'interprétation de ce conglomérat en dépôts de chute du niveau de base (FSST, Besson, comm. orale & écrite) nous semble tout à fait justifiée. En revanche, la surface supérieure du conglomérat, naturellement irrégulière, ne présente aucun indice d'érosion par les dépôts sus-jacents : sur l'ensemble de ce corps conglomératique, de près d'un kilomètre de long, aucun chenal ne l'entaille, les dépôts à son contact étant des marnes pédogénétisées, avec par endroit (coupe des Ruines) des paléosols carbonatés bien développés. Si le changement de faciès brutal permet de placer là une limite de séquence, rien ne permet d'y placer la base d'une hypothétique vallée incisée.

En ce qui concerne la seconde vallée incisée, deux observations viennent contredire les arguments de D. Besson : la différence d'épaisseur entre deux coupes n'est pas en soit indicatrice d'une morphologie de vallée à Châteauredon, puisque l'ensemble des dépôts présente cette caractéristique singulière, en rapport avec une déformation tectonique syn-sédimentaire dont le point neutre se situe au sud de Beynes (voir section 4.4.6.3 ; **Fig 4.13** en Annexe). En outre, le passage des faciès fluviaux aux faciès lacustres, lorsqu'il affleure correctement, est tout à fait graduel (p.ex. coupes de l'Asse, la Chapelle et de la Blache), et il faut chercher la limite de séquence plus bas dans la série, où elle est marquée notamment par l'incision de la barre sableuse par plusieurs chenaux, parfois eux-mêmes amalgamés, comme la crête joignant le sommet de la coupe des Ruines au pic coté 773 m.

La comparaison de l'enregistrement des séquences à Châteauredon avec celui du Bassin Rhodano-Provençal soulève donc la question de l'enregistrement des phases d'incision. Pour quelle(s) raison(s) ces deux phases, burdigalienne et langhienne, ne semblent pas enregistrées dans le secteur de Beynes - Châteauredon, mais également dans celui de Majastres, le secteur de Digne/Esclançon étant lui-même sujet à discussion (Besson, comm. orale ; Couëffé, comm. orale) ?

Trois hypothèses sont envisageables. La première serait que les vallées incisées soient plus larges que l'affleurement. Etant l'étendue des affleurement (6 km) et la largeur des vallées décrites dans les bassins provençaux par Besson (2005), de l'ordre de 1 à 2 km, il paraît très peu probable qu'en amont de ce système les vallées s'élargissent d'un facteur trois. La seconde hypothèse est d'ordre interprétative : il faut avoir à l'esprit que dans le cas de dépôts continentaux dominés par les fines, l'interprétation en terme de vallées incisées peut devenir hasardeuse (Holbrook, 2001 ; **Fig. 4.27**). Nous jugeons plus prudent de s'en remettre à une interprétation séquentielle « classique », et de ne proposer l'existence de vallées sur la base d'arguments géométriques avant d'être séquentiels, comme pour celle proposée au

Burdigalien. Pour lever les doutes sur d'éventuelles vallées « cachées », on pourrait envisager des corrélations magnétostratigraphiques ou isotopiques sériées sur le Dôme. La troisième hypothèse fait intervenir la relation de pente entre le profil fluvial et le profil de plateforme (Fig. 4.10). En effet, dans le cas 'B', une chute du niveau de base (ici le niveau marin car le secteur d'étude est localisé en plaine côtière) ne s'ensuit pas d'une incision comme dans le cas 'A', mais d'une aggradation de la plaine côtière. Reste qu'il faut pouvoir prouver cette relation de pente. Nous avons montré, avec les reconstitutions paléogéographiques, que le secteur restait tout au long du Miocène inférieur et moyen en domaine de plaine côtière. Les reconstitutions pour la partie nord et ouest du bassin de Digne-Valensole (p. ex. Couëffé, 2003) montrent que la bathymétrie varie peu tout au long de cette même période, et qu'elle reste faible. Tout porte à croire qu'étant donné l'étendu des dépôts tidaux, le golfe de Digne ne devait pas présenter de pente forte. D'autre part, à l'Aquitanien, la présence de faciès grossiers (le conglomérat coiffant la troisième barre marine) nous rappelle que les reliefs étaient relativement proches du trait de côte. Ce sont des indices penchant vers l'hypothèse d'une relation de pente de type 'B'.

Par comparaison avec les travaux de Besson dans le Sud, il apparaît donc que les incisions majeures perçues dans le domaine rhodanien n'ont pas laissé de trace marquée à Châteauredon. La vallée incisée intra-burdigalienne que nous observons est sans doute à mettre en relation avec la tectonique du secteur de Vériscle, et n'aurait alors pas uniquement une origine eustatique.

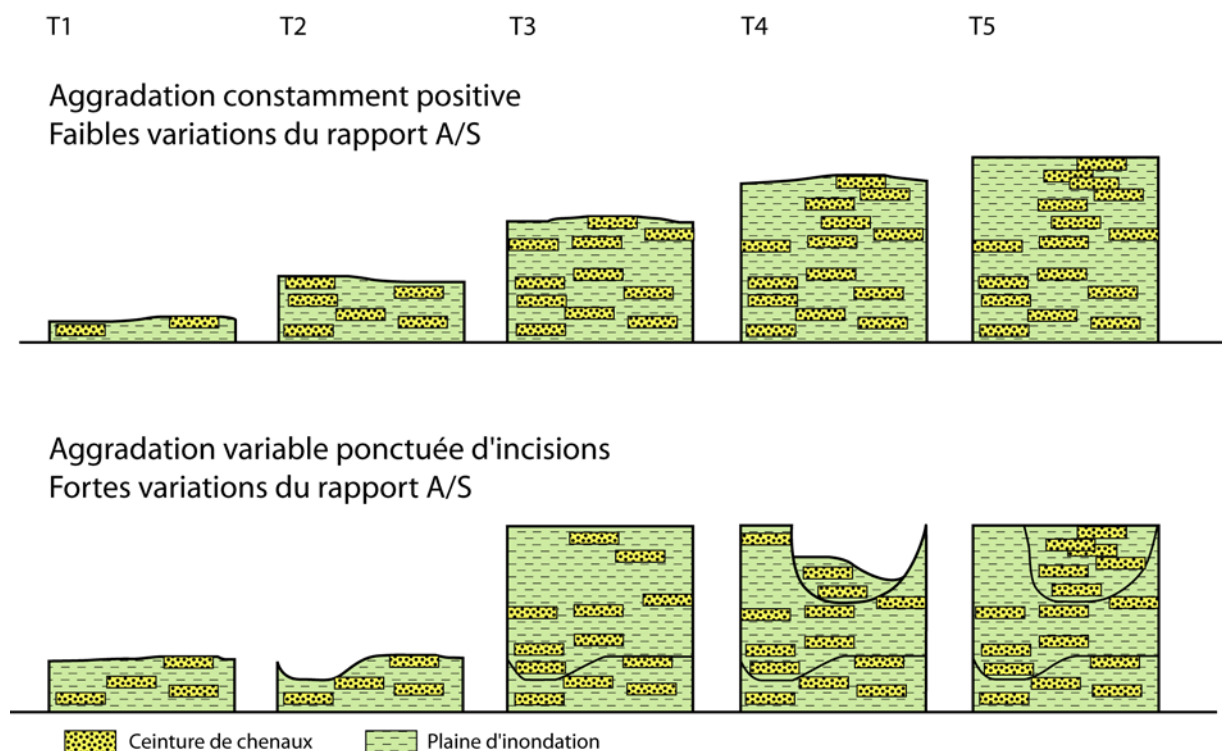


Fig. 4.26. Illustration de la difficulté à mettre en évidence la présence d'une vallée incisée en domaine fluvial où les chenaux sont isolés et où les fines dominent. D'après Holbrook (2001). La même succession sédimentaire peut être interprétée soit comme le résultat de fluctuations de faible amplitude du rapport A/S, ou bien par de fortes fluctuations de ce même rapport, mais en y incluant des phases d'incision passant au sein des dépôts fins. Si ce dernier modèle est théoriquement valable, il est en revanche assez peu probable, la plupart des études montrant que la base du remplissage est généralement grossière et composée de remplissages de chenaux amalgamés.

4.6. CONCLUSIONS

Les excellents affleurements du Dôme de Châteauredon ont permis la reconstitution en 2D de la géométrie des dépôts et leur interprétation séquentielle sur trois ordre de grandeur.

Le cycle de 2^e ordre traduit l'évolution du bassin au niveau de notre secteur d'étude. Il apparaît qu'après une période à dominante alluviale, le paysage est rapidement ennoyé à l'Aquitanien. Le delta progradant au Burdigalien repousse les dépôts marins vers le nord. Au Langhien et Serravallien, la mer revient dans le secteur, avant de disparaître de nouveau, chassée par la progradation, venant du nord cette fois, des cônes alluviaux.

Les séquences de 3^e ordre sont parfaitement corrélables à ceux de la charte eustatique, bien que les âges des surfaces clés montrent une influence de la tectonique régionale non négligeable. La comparaison de l'enregistrement au nord et au sud de l'Asse a permis de caractériser l'importance de la tectonique locale sur l'enregistrement et la préservation des séquences de dépôts, avec notamment la présence possible d'une vallée incisée, l'amalgame de deux séquences marqué par un niveau de développement de *Microcodium*, la disparition des dépôts de haut niveau à la charnière de l'anticlinal...

Les séquences à haute fréquence (4^e ordre) ont pu être reconnues dans les dépôts lagunomarin de la base et du sommet de la série. Elles sont vraisemblablement contrôlées astronomiquement (cycles de 100 ? et 400 ka), indiquant que l'influence du climat via le glacio-eustatisme était bien enregistrée, malgré le contexte fortement tectonique du bassin en général et du secteur en particulier.

La combinaison de ce découpage avec la stratigraphie de haute résolution (en domaine continental) établie auparavant a permis de caractériser l'origine des cycles et d'établir les correspondances avec la charte eustatique.

La comparaison de nos résultats sur la bordure sud-orientale du bassin avec les travaux antérieurs au nord et à l'ouest, ainsi que les récents travaux concernant l'ensemble rhodano-provençal, nous a conduit à établir une chronologie de la migration des dépôtcentres dans le bassin, depuis la zone d'étude à l'Aquitanien vers le nord du bassin au Burdigalien et puis vers l'ouest et le sud à nouveau au Langhien-Serravallien. La présence de vallées incisées supplémentaires à celle que nous avons interprétée reste bien incertaine sur la seule base d'une interprétation séquentielle, il paraît donc prématuré d'étendre à la région de Digne et de Beynes - Châteauredon le réseau de vallées incisées mis en évidence dans le Sud.

Enregistrement à différentes échelles des événements et cycles climatiques en domaine continental côtier : application à la série étudiée

Le milieu continental est beaucoup plus sensible aux variations climatiques que le domaine marin (Rognon, 1984 ; Abdul-Aziz, 2001). Cependant, le premier est souvent délaissé au profit du second, les séries continentales étant généralement moins bien, voire très mal calées stratigraphiquement. De nouveaux outils (p. ex. stratigraphie isotopique) et une approche intégrant de multiples techniques (biostratigraphie, palynologie, stratigraphie isotopique, stratigraphie séquentielle) ont permis d'établir un cadre chronostratigraphique précis de la série de Beynes - Châteauredon. C'est dans ce cadre que nous allons pouvoir étudier les variations du climat, depuis l'échelle des événements majeurs (l'Optimum Climatique du Langhien) à celle des cycles orbitaux.

5.1. LE GLACIO-EUSTATISME : SEQUENCES DE 3^E ORDRE, EVENEMENTS DE MILLER ET SEQUENCES HF

L'analyse séquentielle présentée au chapitre précédent a fait état de plusieurs ordres de grandeur de séquences ou cycles sédimentaires. Nous avons montré que la grande séquence de 2^e ordre était liée à l'évolution du bassin sédimentaire au long terme, et donc contrôlée par la tectonique. L'origine des séquences de 3^e ordre est toujours débattue entre tenants de la tectonique et du glacio-eustatisme. Si ce dernier est en effet discutable pour les périodes « chaudes » de l'histoire de la Terre, où les calottes n'existaient pas (Mésozoïque), nous avons vu en Chapitre 2 que les sédiments marins avaient clairement enregistré des chutes eustatiques liées au volume de la calotte (événements « Mi », Miller *et al.*, 1991). Les événements de Miller ont été mis en correspondance avec les cycles eustatiques (Abreu & Haddad, 1998), au prix de quelques torsions dans les âges numériques : par exemple, l'évènement Mi1a (Wright & Miller, 1993) ou MAI3 (Abreu & Haddad, 1998), bien que daté à 21,2 Ma et 21,1 Ma par les auteurs respectifs, est associé à la limite Aquitanien/Burdigalien, datée à 20,5 Ma (Abreu & Haddad, 1998). Ces déviations sont non négligeables, puisqu'en ce qui nous concerne, nous avons deux limites de séquence qui correspondent à chacun de ces âges (SB1 et SB2, **Fig. 4.13, 4.20**). En l'occurrence, à l'échelle du secteur, la fin de la troisième barre marine marque une régression majeure alors que la quatrième n'est que très peu étendue. La SB1 au sommet de la BM3 est mieux marquée et est en outre reconnaissable dans le secteur de Majastres (coupe du Saule Mort) avec le Calcaire Palustre Majeur, dont la forte pédogénèse marque également une limite de séquence (Bialkowski, 2004 ; Bialkowski *et al.*, soumis). Ceci nous incite à placer la glaciation Mi1a (MAI3) au sommet de la troisième barre marine. Si nous ne pouvons établir avec certitude qu'à chacune des séquences de 3^e ordre correspond un événement de Miller, nous allons voir ci-dessous (section 5.2.3.1) que l'analyse

palynologique, au travers de l'évolution des diagrammes polliniques, montre une forte corrélation entre évolution climatique et interprétation séquentielle.

Le découpage en séquences élémentaires des dépôts a montré des cycles de haute fréquence corrélables sur l'ensemble des coupes, dans l'intervalle aquitainien et langhien-serravallien de la série (section 4.5.5). Nous avons vu, à l'aide de points datés par stratigraphie isotopique, que ces séquences marquaient des cycles de 300 à 400 ka. Il a tout lieu de penser que ces variations haute fréquence du niveau marin relatif sont liées au forçage astro-climatique et plus particulièrement au grand cycle de l'excentricité (voir discussion en section 4.5.5.3).

Le glacio-eustatisme est donc bien marqué par les séquences de 3^e ordre et à plus haute fréquence (équivalent 4^e ordre), à l'échelle du million d'année ou de quelques centaines de milliers d'années. Il nous a paru intéressant d'étudier plus avant les variations climatiques de deux périodes-clés du Miocène inférieur et moyen : le Langhien, marqué par l'Optimum Climatique, et l'Aquitainien, dont les enregistrements marins indiquent un fort contrôle orbital de la sédimentation. Ces deux éclairages offrent en outre l'opportunité d'étudier les variations climatiques à long (plusieurs Ma) et court (20-40 ka) terme.

5.2. L'OPTIMUM CLIMATIQUE DU LANGHIEN ET L'ÉVÈNEMENT ISOTOPIQUE DU MONTEREY

L'Optimum Climatique du Langhien est marqué, dans le bassin méditerranéen, par quatre phénomènes, dont deux ont une portée globale : l'excursion (positive) isotopique du $\delta^{13}\text{C}$, ou Monterey Event, le maximum transgressif, majeur, du Langhien, le développement maximal des coraux et celui de la mangrove (voir Chapitre 2). S'il est exclu de trouver des coraux à Châteauredon (sédimentation à dominante silicoclastique), il reste trois autres indicateurs potentiels.

Les dépôts laguno-marins qui composent cet intervalle sont propices à une étude palynologique, les pollens restant, en domaine continental, les meilleurs indicateurs climatiques. Ce travail a été mené en étroite collaboration avec J.-J. Châteauneuf, à qui l'on doit toutes les déterminations palynologiques.

5.2.1. Expression du *Monterey Event* à Beynes - Châteauredon

L'excursion isotopique caractéristique de l'évènement est très bien exprimée à Châteauredon, dans le haut de la série (**Fig. 5.1, Fig. 1.15**). Cependant, la série laguno-marine n'est pas propice au développement et à la préservation des paléosols, aussi les points de données sont-ils rares et peu nombreux. En conséquence, si les formes de l'excursion sont reconnaissables sans peine, il n'est pas possible d'attribuer avec certitude les fluctuations à plus haute fréquence aux différents pics (CM1 à 6b) de l'enregistrement marin. La Figure 2.5 montre que l'Optimum Climatique est plus ou moins contemporain du *Monterey Event*. Il débute un peu avant et s'achève un peu avant également, si l'on fait abstraction des augmentations/diminutions progressives qui préfigurent et succèdent aux excursions ^{18}O et ^{13}C (voir discussion en Chap. 2, et **Fig. 2.5**).

Par conséquent, ce premier phénomène mis en évidence permet de localiser l'Optimum Climatique entre la base de la Formation de Beauregard (cote 310 m coupe des Granges) et le pic CM5 (cote 90 m, coupe des Granges2), soit sur 120 m de dépôts.

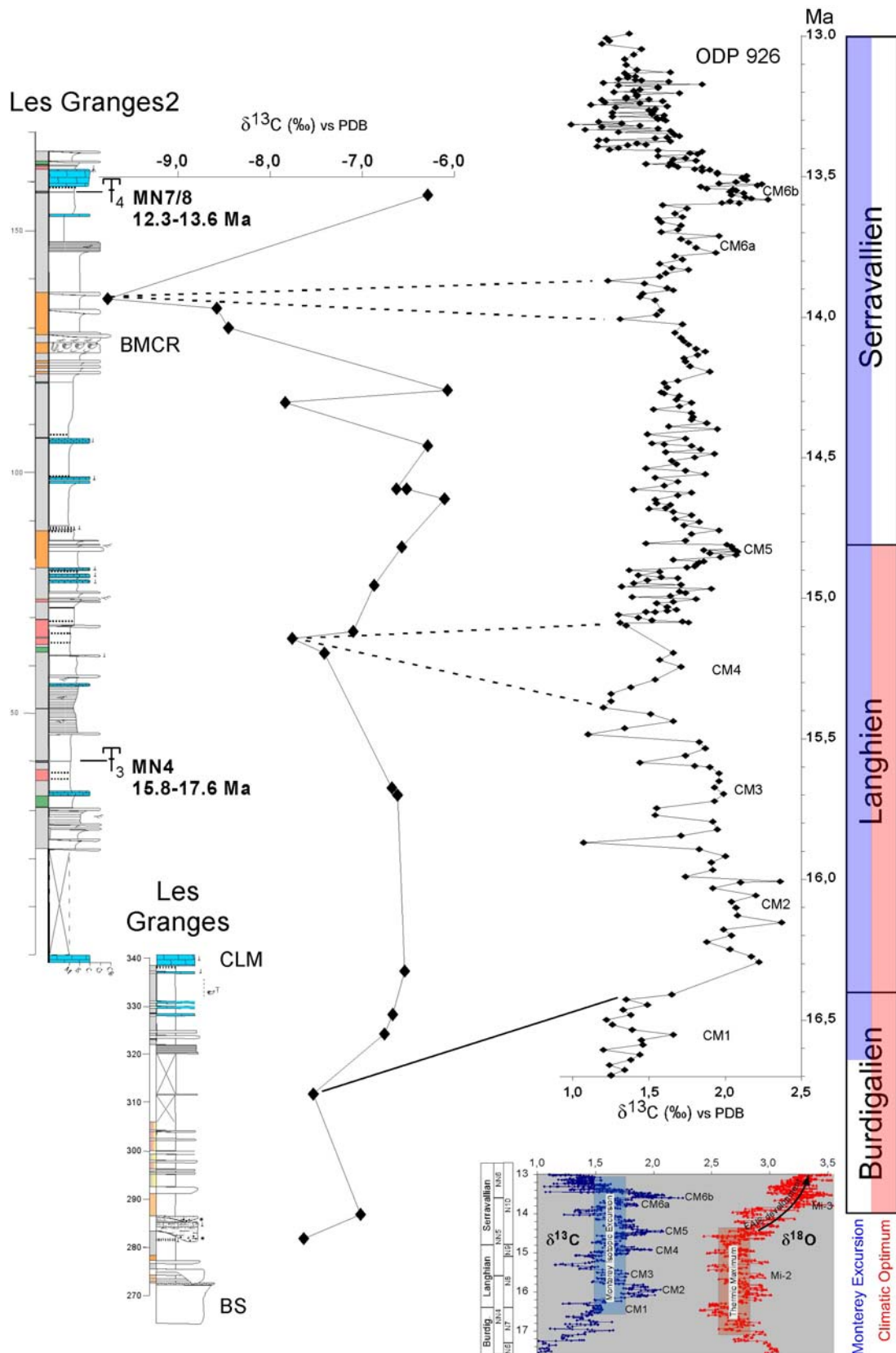


Fig.5.1. L'excursion isotopique du Monterey Event à Beynes – Châteauredon. La corrélation suggérée correspond au cas Vb de Bialkowski *et al.* (2006) (**Fig. 1.15**). Noter le hiatus/condensation au niveau de l'intervalle à paléosols (voir chapitre 4). Données isotopiques de Lopez (1999) et Bialkowski (2004) ; l'échelle des abscisses du site 926 a été agrandie par deux pour plus de clarté. BMCR, barre marine de Châteauredon, CLM, calcaire lacustre majeur, BS, barre sableuse. Le placement des pics « CM » suit la description de Woodruff & Savin (1991), et en ce sens varie de celui originellement proposé par Flower & Kenett (1993).

5.2.2. Le maximum transgressif du Langhien

Bien que sur l'ensemble de la Formation de Beauregard, la maximum d'inondation principal corresponde à la barre marine de Châteauredon, celle-ci est clairement serravallienne (Bialkowski *et al.*, 2006 ; **Fig. 1.15, Fig. 4.13 & Fig. 5.1**). Dans l'intervalle délimité par la partie commune à l'excursion isotopique du *Monterey Event* et à l'Optimum Climatique, plusieurs incursions marines, marquées par des dépôts de tidalites (cotes 30, 50, 75 et 85 m de la coupe des Granges2), sont autant de zones d'inondation maximales (**Fig. 4.13, Fig. 5.1**). Toutefois, le découpage séquentiel indique que celle de la cote 50 m, corrélable sur l'ensemble des coupes et la plus épaisse de toutes, correspondrait à la MFZ de 3^e ordre du Langhien, c'est-à-dire le maximum transgressif global (Hardenbol *et al.*, 1998).

5.2.3. Analyse palynologique de l'Optimum Climatique

La partie supérieure de la série (Formation de Beauregard), au vu des corrélations isotopiques et des informations biostratigraphiques, couvre donc l'ensemble de l'Optimum Climatique. Une étude palynologique plus approfondie de cet intervalle a été entreprise, faisant suite à celle de Bialkowski (Bialkowski, 2004, Bialkowski *et al.*, 2006). Nous avons visé un double objectif : caractériser l'Optimum Climatique lui-même d'un point de vue des reconstitutions de la végétation, et, si c'était possible, retrouver le pic de développement de la mangrove, qui, ayant été trouvée jusqu'en Hongrie (Nagy, 1991), avait des chances d'être présente dans la région de Digne.

L'analyse palynologique s'appuie sur l'échantillonnage de quatre coupes (BVE, RH1, RH2 et GUE, **Fig. 5.2**). Les 19 échantillons prélevés sur ces coupes s'ajoutent aux 6 autres étudiés précédemment provenant de la coupe des Granges2 (Bialkowski, 2004). Les résultats (**Tabl. 5.1**), présentés de façon complète en annexe, montrent que la richesse des niveaux en pollen est très variable (une centaine à plusieurs centaines de grains comptés par lame) avec une grande diversité, notamment en ce qui concerne les pollens, dans les lames les plus riches.

5.2.3.1. Interprétations paléoclimatiques des associations sporo-polliniques

Les comptages de dinokystes montrent la présence régulière de formes considérées comme chaudes (*Tuberculodinium*, *Polysphaeridium zoharyi*) signe des eaux de type subtropicales. Cependant, à partir de 99GR25 (Les Granges2, cote 90 m), l'apparition en plus grand nombre de Peridiniaceae (*Selenopemphix*, *Sumatradinium*) et de formes telles que *Filisphaera filifera* est le signe d'un net rafraîchissement des eaux.

Les spores et pollens sont des marqueurs plus précis des conditions paléoclimatiques. Ils ont été regroupés en ensembles édaphiques, ce qui facilite leur interprétation en termes climatique et stationnel. Les ensembles suivants, hors remaniements, ont pu être ainsi définis :

- Les taxons de marécages, englobant les environnements palustres et lacustres de basse altitude, sont représentés par les Verbenaceae (*Avicennia*, AV), Taxodiaceae-Cupressaceae (CT), Myricaceae, Cyrillaceae-Clethraceae, Nyssaceae, Symplocaceae.
- Les forêts situées entre 0 et 900 m qui comprennent deux ensembles : (i) la forêt tropicale/pérenne/pluviale/à larges feuilles qui correspond aux taxons mégathermes

(ME¹⁸), avec des Juglandaceae (*Engelhardtia*, *Platycarya*), Sapotaceae, Euphorbiaceae, Thymeleaceae, Arecaceae, Chloranthaceae, Malpighiaceae, Cycadaceae, Magnoliaceae, Hamamelidaceae (*Corylopsis*) et Asclepiadaceae. Les éléments de la flore méditerranéenne sont très rares (quelques grains de Vitaceae, Oleaceae et Berberidaceae). (ii) la forêt mixte, généralement située au-dessus en altitude lorsque les deux sont présentes, et qui englobe des taxons à feuilles persistantes et à feuilles caduques, des associations ripicoles et hygrophiles, qui correspondent aux taxons mésothermes (MS) avec les genres *Fagus*, *Betula*, *Alnus*, *Tilia*, *Ilex*, *Ulmus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Corylus*, *Carpinus*, *Juglans* et quelques représentants des familles d'Eleagnaceae et Buxaceae.

- La forêt de moyenne et haute altitude (>900 m), essentiellement composée de conifères (PI) comprenant essentiellement des Pinaceae : *Pinus*, *Cathaya*, *Tsuga*, *Abies*, *Picea*, *Cedrus*, et de rares Podocarpaceae.
- La strate herbacée et buissonnante (HE) est représentée par les Poaceae, Amaranthaceae - Chenopodiaceae, Asteraceae, Sparganiaceae/Typhaceae, Liliaceae, Apiaceae et Plumbaginaceae. Les plantes herbacées, dont les environnements de développement sont variables (plantes cosmopolites) et peuvent se retrouver à tous les étages de végétation (arrière mangrove, clairière, plateau...).
- Les spores de fougères (Ptéridophytes) et de Bryophytes (SP).
- Les spores et grains de pollen non identifiés (PSI).

Cette classification, pratique pour les interprétations altitudinales, pose cependant un problème en ce qui concerne les taxons marécageux et mégathermes. En effet, beaucoup de mégathermes se retrouvent dans les zones basses et humides, notamment en période de rafraîchissement, où elles trouvent refuge. C'est le cas du *Sequoia*, d'*Avicennia*, des Symplocaceae, des Cyrillaceae-Clethraceae et des Restionaceae. De même, le pourcentage en *Pinus*/Pinaceae est fortement contrôlé par la distance au trait de côte (Suc & Drivaliari, 1991 ; Cambon *et al.*, 1997 ; Jimenez-Moreno, 2005), ce qui rend l'interprétation de ses pourcentages sujette à caution. En réalité, on observe très peu de changements d'un point de vue des espèces altitudinales tout au long de la série. Les évolutions des pourcentages des différents groupes (hors PI et SP) vont traduire essentiellement des variations climatiques.

¹⁸ Toutefois, en comparaison avec les travaux de Jiménez-Moreno (2005), nous n'avons pas distingué les Mégathermes des Méga-mésothermes, qui sont ici regroupés sous le terme « ME » ; il conviendrait donc de parler d'espèces « thermophiles ».

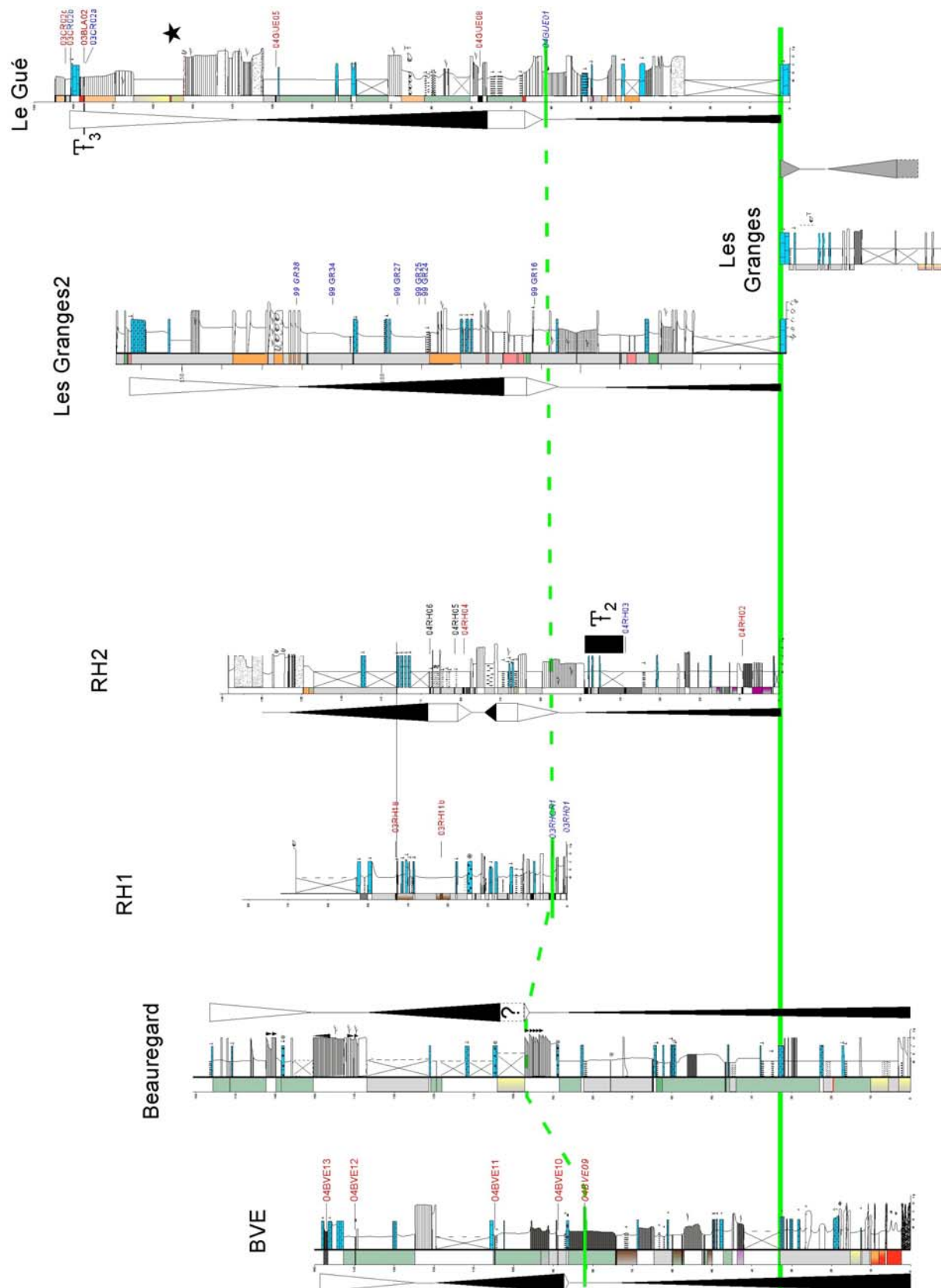


Fig. 5.2. Position des échantillons pour les analyses palynologiques sur les coupe BVE, RH1, RH2, les Granges et le Gué. En rouge sont indiqués les échantillons continentaux (contenu sporo-pollinique uniquement), en bleu les échantillons à influence marine (présence en plus de dinokystes). Les échantillons contenant *Avicennia* sont en gras et italique. Les deux gisements CR1 et CR2 sont rapportés sur leur coupe d'origine. L'étoile situe approximativement l'échantillon analysé par Jimenez-Moreno (2005).

ECHANTILLONS	RH02	RH03	RH01	RHCR1	GUE01	BVE09	ABGR16	BVE10	GUE08	RH04	RH11b	BVE11	ABGR24
Kystes de Dinoflagellés	0	2	1	37	50	0	21	0	1	0	0	0	12
Coniférales et plantes altitudinales	38	13	15	15	11	19	70	26	9	21	12	15	63
Taxons de marécages	0	0	3	8	6	5	0	0	7	8	30	38	4
<i>Avicennia</i> (Avicenniaceae)			1	4	14	1							
Taxons mégathermes	0	0	5	3	8	13	0	1	0	0	1	0	0
Taxons mésothermes	7	11	5	7	4	15	4	6	5	8	21	10	1
Plantes herbacées	3	20	50	11	5	40	0	20	41	15	12	30	0
Spoires Ptéridophytes et Bryophytes	42	3	18	6	6	5	3	44	20	43	12	7	0
Spoires et pollens remaniés	0	52	0	7	5	0	3	0	6	0	12	0	20
Spoires et pollens indéterminés	9	0	3	6	5	3	0	3	11	4	0	0	0
Grains comptés	55	193	746	720	850	300	85	228	172	180	106	46	311

ECHANTILLONS	ABGR25	ABGR27	RH18	ABGR34	GUE05	BVE12	ABGR38	BLA02	CR02a	CR02b	BVE13	CR02c
Kystes de Dinoflagellés	18	9	0	15	0	0	43	3	45	4	0	0
Coniférales et plantes altitudinales	30	24	40	37	13	58	9	30	18	20	60	22
Taxons de marécages	7	5	13	11	56	0	8	22	7	34	5	23
<i>Avicennia</i> (Avicenniaceae)		X		X			1		X			
Taxons mégathermes	2	1	0	0	0	0	4	0	2	0	0	0
Taxons mésothermes	10	7	13	3	19	2	10	32	10	15	1	3
Plantes herbacées	0	1	9	2	0	1	13	5	12	8	1	40
Spoires Ptéridophytes et Bryophytes	2	5	25	7	9	35	5	7	2	0	33	10
Spoires et pollens remaniés	6	40	0	25	0	0	9	1	1	20	0	0
Spoires et pollens indéterminés	25	8	0	0	3	5	1	0	3	0	0	2
Grains comptés	270	340	141	425	100	142	374	144	444	186	213	670

Tabl. 5.1. Tableau récapitulatif des pourcentages (en grains comptés) des différentes catégories de palynomorphes. Surlignés en jaune, les échantillons particulièrement pauvres (100 grains et moins) devront être considérés avec prudence. Les comptages détaillés sont en Annexe.

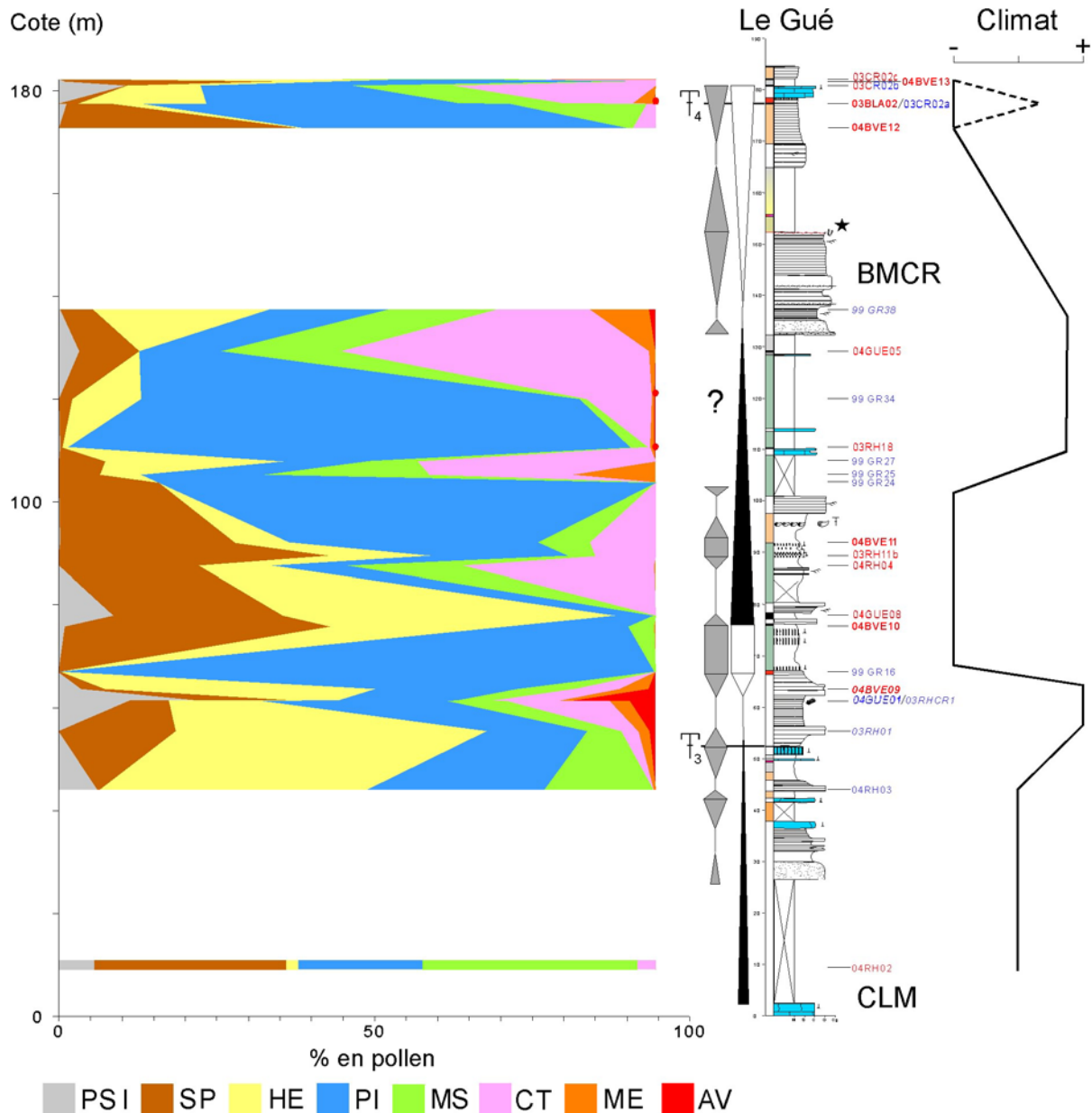


Fig. 5.3. Evolution verticale du contenu pollinique de la Formation de Beauregard et interprétation paléoclimatique. Les échantillons des différentes coupes ont été, grâce aux corrélations séquentielles, reportés sur la coupe du Gué. En rouge, les échantillons continentaux, en bleu les échantillons contenant une proportion significative de dinokystes. En italique, les échantillons contenant *Avicennia*. PSI, Pollen et Spores Indéterminés, SP, Spores (Bryophytes + Ptéridophytes), HE, herbacées, PI, pinacées (Coniférales), CT, Cupressaceae – Taxodiaceae (marécages), MS, Mésothermes, ME, Mégathermes, AV, *Avicennia*. Les points rouges indiquent la présence d'*Avicennia* (1 ou 2 grains). L'étoile indique la position supposée de l'échantillon analysé par Jimenez-Moreno (2005). T₃, gisement CR1 (Lalāi) ; T₄, gisement CR2 (Aguilar).

Les variations des contenus sporo-polliniques de nos échantillons permettent de distinguer 5 zones (**Fig. 5.3**) :

- La première (04RH02 à 04RH03) est caractérisée par une forte proportion de mésothermes. Avec *Pinus*, ils sont majoritaires dans les diagrammes. Notons que l'absence d'échantillons sur plus de 30 m de coupe limite l'interprétation de cet intervalle.

- La deuxième zone (03RH01 à 04BVE09) est marquée par l'abondance de formes mégathermes (en nombre et espèces), leur pourcentage variant de 3 à 13% des grains déterminés et comptés (dinokystes inclus).
- La troisième zone (99GR16 à 99GR24) voit la disparition, à nouveau, des mégathermes, et le développement, par intermittence, des Cupressaceae-Taxodiaceae, de *Pinus* ou des Herbacées. Les mésothermes sont en faible proportion.
- La quatrième zone (ABGR25 à ABGR38) montre un retour des mégathermes et avec eux *Avicennia*. La proportion de *Pinus* chute corrélativement.
- La cinquième zone (04BVE12 à 03CR02c) est caractérisée par la quasi-disparition des formes mégathermes (3 taxons subsistent) et les mésothermes peuvent atteindre 32%. *Pinus* revient également.

Les différentes zones déterminées marquent autant de changements climatiques (**Fig. 5.3**). D'un climat subtropical de type chaud et relativement sec, on passe à un optimum climatique qui est atteint avec le développement de la mangrove à *Avicennia* et des mégathermes associés. Ce climax est suivi d'une brusque dégradation du climat, qu'indiquent la disparition des mégathermes et l'augmentation drastique des herbacées. A partir de ABGR24, les températures remontent comme en témoignent le retour de la mangrove et des mégathermes, cependant en moindre quantité que la première fois (pas plus de 1% d'*Avicennia*, pour 5 à 12% à l'épisode précédent). Après un optimum climatique au niveau de la barre marine de Châteauredon, une nouvelle dégradation du climat survient. L'absence d'échantillons sur plus de 30 m ne permet pas de savoir si ce retour à des conditions plus froides est brutal ou non. On constate seulement qu'il est ponctué par un retour de la mangrove peu avant le sommet de la série. Ce « soubresaut climatique » est peut-être dû à une fluctuation à plus haute fréquence du climat. Cependant, il apparaît globalement que celui-ci se dégrade nettement après 99GR38, c'est-à-dire au dessus de la barre marine de Châteauredon.

Il semblerait ainsi que les deux niveaux à mangrove principaux, correspondant à deux optimums climatiques, soient contemporains des deux MFS/MFZ de 3^e ordre reconnues sur la série. De même, les minima climatiques seraient associés aux SB/SBZ de troisième ordre. Le pourcentage en *Pinus* est également lié à l'évolution du niveau marin relatif (Jiménez-Moreno, 2005). Sur la **figure 5.3**, on observe en effet, une étroite correspondance entre les niveaux riches en Pinaceae et les SB/SBZ.

Si l'on compare ces résultats avec ceux des analyses minéralogiques (**Fig. 3.18**), on remarque une corrélation directe des bas niveaux marins avec les pics de palygorskite et donc avec les périodes plus sèches et plus fraîches, selon les résultats palynologiques.

Pour Jiménez-Moreno (2005), la disparition de la mangrove (par ex. sur les coupes de Bayanne-Estapel), en concomitance avec l'augmentation des teneurs en *Pinus* est le reflet non pas d'un changement climatique, mais seulement de l'eustatisme. Nous proposons que les deux ne soient pas incompatibles, et que bien au contraire, les résultats obtenus par cet auteur dans le Sud de la France et nos propres résultats sur Beynes - Châteauredon supporteraient ainsi la thèse d'une origine glacio-eustatique des cycles de troisième ordre.

5.2.3.2. Implications stratigraphiques et paléoclimatiques de la présence d'une mangrove à *Avicennia* dans la région de Châteauredon

Huit échantillons ont livré des grains de pollen du genre *Avicennia*, associés à une riche microflore pollinique ainsi que, pour sept d'entre eux, des assemblages diversifiés de kystes

de dinoflagellés. Ils appartiennent à quatre coupes différentes (**Fig. 5.2 & 5.3**) : coupe BVE (échantillon 04BVE09), RH1 (échantillons 03RH01 et 03RHCR1), coupe des Granges2 (échantillons ABGR27, ABGR34 et ABGR38) et coupe GUE (04GUE01 ; **Fig. 5.4**).

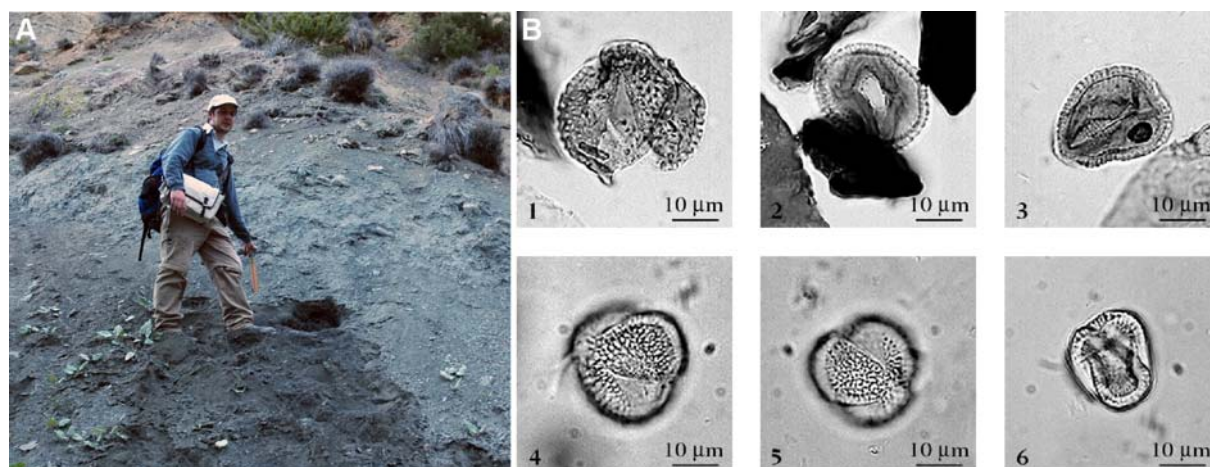


Fig. 5.4. A. L'échantillon 04GUE01, localisé au sein de tidalites charbonneuses, a livré 12% d'*Avicennia*. B. Grains de pollen d'*Avicennia* observés au microscope optique. 1 à 3 - échantillon 04GUE01, 4 à 6 - *Avicennia alba* actuel.

Les grains de pollen d'*Avicennia* sont associés, dans les échantillons de Beynes-Chateaufredon, à un assemblage d'une trentaine d'espèces de kystes de dinoflagellés et à des associations sporo-polliniques variées, détaillées ci-après. Les comptages effectués sur les trois échantillons montrent que les kystes de dinoflagellés représentent 30 à 50 % des grains identifiés, à l'exception de l'échantillon RH01 dans lequel ils ne dépassent pas 1% et de l'échantillon BVE09, qui n'en contient pas.

Les grains d'*Avicennia* quant à eux, rapportés au total des grains de pollen, présentent des pourcentages de 4 à 12 % pour les échantillons GUE01 et RHCR1, 1% pour les échantillons RH01, BVE09 et GR38, et moins de 1% pour les échantillons GR27, GR34 CR02a (**Tabl. 5.1, Fig. 5.5**). Ces pourcentages apparemment faibles ne sont pas surprenant pour ce pollen toujours sous-représenté.

Les diagrammes (**Fig. 5.5**) montrent un équilibre relatif des divers groupes pour les échantillons GUE01 et RHCR1. Les échantillons GR38 et CR02a semblent être légèrement dominés par l'ensemble spores-pinacées-herbacées, dominance beaucoup plus exprimée dans les échantillons RH01 et BVE09. Les échantillons GR27 et GR34 ont une très forte composante en PI (75 à plus de 90%), peut-être due à un biais dans la préparation. La rareté des kystes de dinoflagellés et du pollen d'*Avicennia* dans RH01 et BVE09 nous conduit à interpréter l'environnement de dépôt comme une zone d'arrière mangrove, soumise à une dessalure par les apports fluviaux dominants, en raison des pourcentages importants de spores de fougères, de Bryophytes, d'herbacées, de pollens de *Sparganium* et de formes d'eaux douces.

Une autre occurrence d'*Avicennia* est rapportée par Jimenez-Moreno (2005), localisée juste au-dessus de la barre marine de Chateaufredon (figure 3.42 in Jimenez-Moreno, 2005). Ce niveau est également mentionné dans Besson (2005), et placé 30 m au-dessus du gisement CR1 (F₃) et juste au-dessus de la MFS, mais il n'est pas décrit. Dans ce qui suit, nous reprenons la seule description complète fournie par Jimenez-Moreno (2005).

Celle-ci indique près de 6% d'*Avicennia* (hors spores et dinokystes). Le niveau est largement dominé, comme RH01 et BVE09, par les herbacées (45% du total), mais les mégathermes associés à *Avicennia* sont également assez importants (16%). De par son

contenu élevé en pollen d'*Avicennia*, il marque également un optimum climatique, et sa localisation, proche de celle de GR38, également riche en mégathermes et, dans une moindre mesure, en *Avicennia*, confirme la contemporanéité de ce second optimum climatique avec la transgression serravallienne particulièrement bien exprimée à Châteauredon.

Il apparaît donc que la mangrove a perduré, de façon intermittente, pendant une période de temps allant de la MFZ du Langhien (15,6 à 16,0 Ma selon les âges isotopiques) à celle du Serravallien (14,4 à 14,6 Ma selon les âges isotopiques), soit une durée de 1 à 1,6 Ma). Le dernier échantillon contenant *Avicennia*, au sommet de la série, montre que la mangrove a pu même subsister 1 Ma de plus, malgré le contexte de refroidissement global.

Implications stratigraphiques - .

Les échantillons se répartissent dans le temps sous forme de deux pics encadrant une présence intermittente (**Fig. 5.3**). Le premier pic est nettement plus marqué (jusqu'à 13% en pollens, contre 1 à 6% pour le second), il correspondrait ainsi au « pic d'*Avicennia* » reconnu dans le reste du Bassin méditerranéen (section 2.3.1).

Les corrélations séquentielles indiquent que les échantillons les plus riches en *Avicennia* se situent quelques mètres au dessus du niveau noir ayant livré des restes de rongeurs (gisement CR1, Lalaï, 1986, **Fig. 4.13**, **Fig. 5.2**).

Les différentes méthodes utilisées pour construire la stratigraphie de cette série deltaïque (Bialkowski, 2004, Bialkowski *et al.*, 2006, ce travail) nous permettent de contraindre l'intervalle stratigraphique des échantillons contenant le « pic d'*Avicennia* » (**Fig. 5.6A**) : l'étude palynologique suggère un âge Burdigalien supérieur-Langhien inférieur, en accord avec l'attribution biostratigraphique du gisement de micromammifères CR1 à la zone MN4. La stratigraphie isotopique conduit à proposer un âge compris entre 15,8 et 16,5 Ma (échelle de B95), en accord avec les données biostratigraphiques (**Fig. 5.6A**).

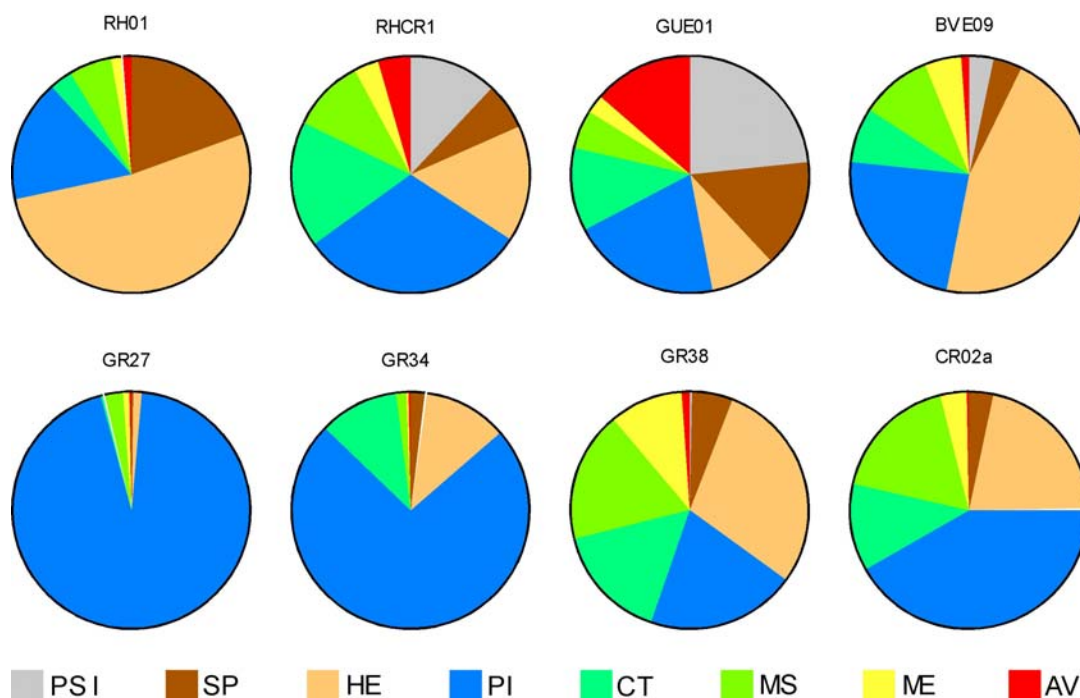


Fig. 5.5. Diagrammes sporo-polliniques (remaniements exclus) des échantillons contenant le pollen d'*Avicennia*.

A l'exception de l'échantillon 04BVE09, tous les niveaux noirs ayant livré *Avicennia* sont riches en dinokystes et surmontent ou sont associés à des faciès marins : des tidalites

dans le cas de 04GUE01, 03RHCR1 et 03RH01 et la barre marine de Châteauredon pour 99GR38 ; l'échantillon analysé par Jimenez-Moreno (2005) est visiblement situé au-dessus de la barre marine de Châteauredon et bien en dessous du gisement CR2 Aguilar, malgré le faible détail de la coupe (figure 3.42, thèse de Jimenez-Moreno, 2005). Tous ces échantillons sont par ailleurs recouverts par des dépôts régressifs (faciès de lagune, paléosols, Fig. 5.2 & 5.3). Le pic d'*Avicennia* est donc contemporain de la fin d'un haut niveau marin. Nos données stratigraphiques permettent de l'attribuer au haut niveau marin du début du Langhien, cycle TB 2.3 (Haq *et al.*, 1987) ou entre les limites de séquences Bur5/Lan1 et Lan2/Ser1 (Hardenbol *et al.*, 1998) (Fig. 5.6C).

Nous mesurons dans cet exemple l'apport scientifique d'une approche pluridisciplinaire de la stratigraphie. Quatre méthodes différentes (biostratigraphie, palynologie, stratigraphie séquentielle et isotopique) concourent aux mêmes résultats, de façon indépendante, et viennent par là même conforter des résultats similaires, combinant interprétation séquentielle et palynologique, obtenus dans le Sud de la France (coupes d'Estagel et de Bayanne, Besson, 2005 ; Jiménez-Moreno, 2005).

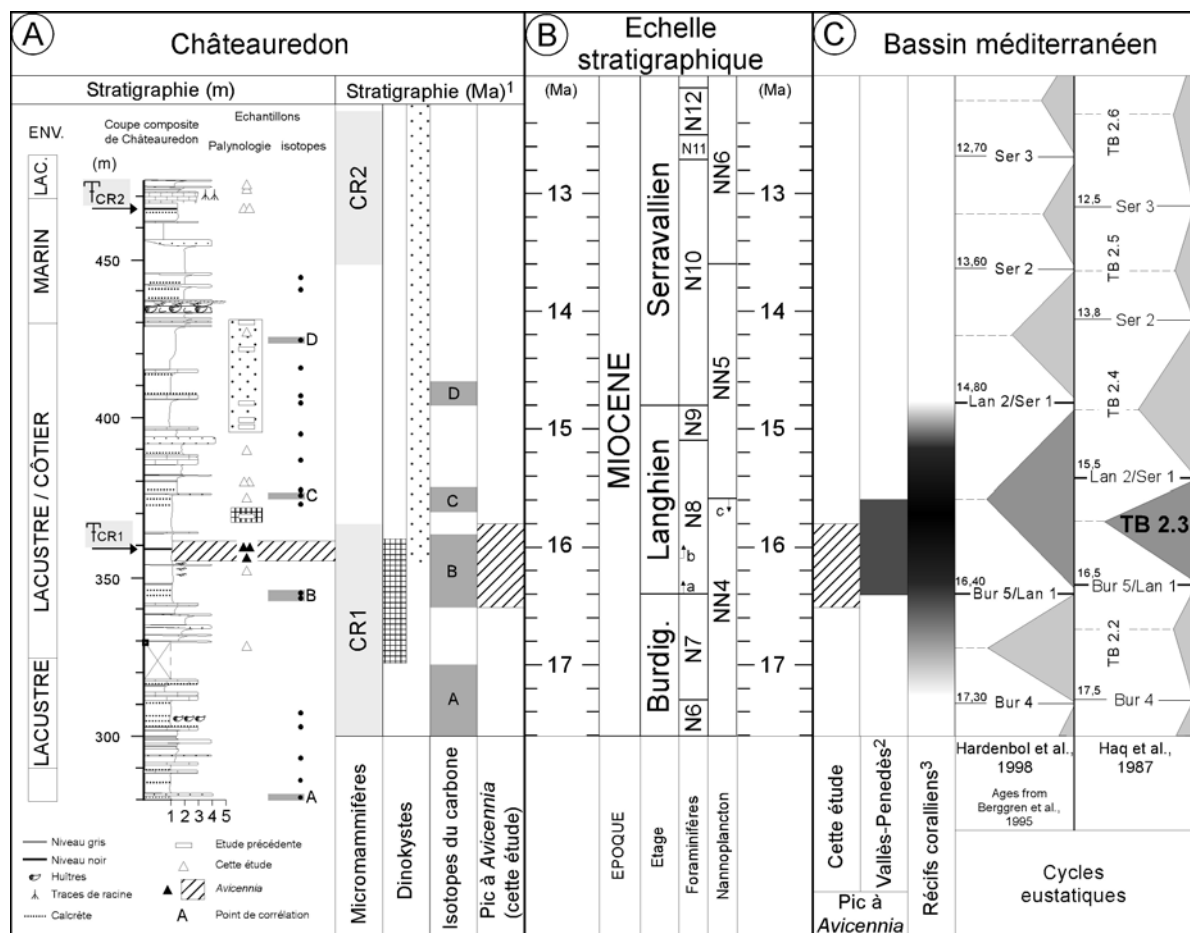


Fig. 5.6. Le « pic d'*Avicennia* ». A. Coupe lithologique et stratigraphie intégrée de la partie supérieure de la coupe composite de Châteauredon. Les échantillons ayant livré *Avicennia* sont indiqués par des triangles noirs ; les deux échantillons supérieurs sont 03RHCR1 et 04GUE01, surmontant 03RH01. ¹ stratigraphie de Châteauredon (Bialkowski, 2004, Bialkowski *et al.*, 2006). B. Echelle stratigraphique (B95), a – FAD de *G. sicanus*, b – FAD de *P. glomerosa*, c – LAD de *H. ampliaperta*. C. Données stratigraphiques sur le bassin méditerranéen. ² – (Bessedik & Cabrera, 1985), ³ – synthèse *in* (Franseen *et al.*, 1996).

L'âge du « pic » mesuré à Châteauredon semble être synchrone avec celui des bassins du Nord de l'Espagne (Bessedik, 1984, 1985 ; Bessedik & Cabrera, 1985 ; Jimenez-Moreno,

2005). Mais les travaux de Jimenez-Moreno (2005) ont montré (voir en section 2.3.1.1) que le développement maximal de la mangrove était diachrone à l'échelle de l'Europe. Cependant, en dehors du « pic », nous observons une présence régulière de la mangrove, depuis le Langhien jusqu'au Serravallien, comme observé également en Espagne (bassin de Vallès-Penedès, Jimenez-Moreno, 2005). Par conséquent, la seule présence du pollen d'*Avicennia* ne suffit plus à localiser le maximum de développement de la mangrove qui est lui marqué par des pourcentages significatifs (au moins 3-4%). Il serait intéressant d'étudier plus avant les modalités de migration et de développement de cette mangrove, la multiplicité des méthodes stratigraphique étant le garant d'un calage au plus juste, limitant les incertitudes qui pourraient conduire à un effet biaisé de diachronisme/synchronisme.

Implications paléoclimatiques - .

Les niveaux à *Avicennia* et les récifs coralliens associés décrits au Miocène moyen en Méditerranée occidentale caractérisent une période d'optimum climatique dont l'âge a été discuté en Chapitre 2. Cette période chaude est confirmée par la présence d'éléments des flores tropicales mégathermes peuplant aujourd'hui, pour la plupart, l'Asie du Sud-Est. Ils sont par ailleurs connus au Miocène moyen, en Espagne (Aragonien de Burgos et de Teruel) (Valle *et al.*, 1995, Barron, 1999), au Portugal (bassin du Tage) (Antunes & Pais, 1984), en Hongrie-Bulgarie (Bassin pannonien) (Ivanov *et al.*, 2002, Jimenez-Moreno *et al.*, 2005) et en Allemagne (Formation de Ville) (Utescher *et al.*, 2000).

Dans les échantillons de Châteauredon, les pourcentages de grains de pollen d'*Avicennia* varient de 4 à 12% du matériel pollinique compté. Ces valeurs sont supérieures à celles observées sur les coupes du Languedoc où elles sont généralement inférieures à 1% dans l'intervalle Burdigalien-Langhien, à l'exception de la coupe de Montpeyroux proche de Montpellier où elles atteignent 6 à 8 % (Bessedik, 1985). En revanche, ces valeurs sont plus faibles qu'en Catalogne où des pourcentages de 15 à 20% ont été obtenus (Bessedik & Cabrera, 1985 ; Jimenez-Moreno, 2005).

Les températures et les valeurs hygrométriques avancées pour cette période varient selon la nature continentale ou marine des espèces fossiles prises en compte. Les températures moyennes annuelles évoquées par différentes études vont de 20 à 23°C au Portugal (Antunes & Pais, 1984) à 18°C pour le Nord-Ouest de la Méditerranée (Bessedik, 1984), à 20°C en Allemagne (Utescher *et al.*, 2000) et dans le Bassin Pannonien (Jimenez-Moreno *et al.*, 2005). Les températures des mois les plus chauds auraient atteint une moyenne de 28°C et celles des mois les plus froids seraient restées au-dessus de l'isotherme 10°C. Ces températures sont compatibles avec celles suggérées par l'étude des coraux de Méditerranée occidentale (Chevalier, 1961) pour les eaux marines. Elles seraient de 18 à 20°C pour la saison la plus froide. Les précipitations annuelles auraient oscillé localement entre 1300 mm (Utescher *et al.*, 2000) et 1400 mm (Jimenez-Moreno *et al.*, 2005). La répartition des mangroves actuelles appauvries, où ne subsistent que les espèces d'*Avicennia*, est conforme à ces valeurs, comme le suggèrent les environnements de mangrove d'Australie du Sud-Est se développant dans un climat subtropical (Plaziat, 1995). Nous avons vu, au Chapitre 3, que les niveaux argileux sombres alternaient avec les niveaux carbonatés (calcaires palustres et paléosols carbonatés). Or, comme rappelé en Chapitre 1, la formation d'horizons carbonatés nécessite un climat aride à subaride, avec des précipitations entre 250 et 750 mm. Si la résolution temporelle est insuffisante pour déterminer de quel cycle il s'agit, l'origine climatique de ces courtes alternances est très probable.

La présence de la mangrove aux alentours de Digne positionne cet environnement plus au nord que ce qui était connu en France puisque les grains d'*Avicennia* les plus septentrionaux trouvés en Provence appartiennent aux coupes proches de l'Etang de Berre (Pont- Gayé, Tamaris (Bessedik, 1985) ; Bayanne (Jimenez-Moreno *et al.*, 2002 ; Jimenez-Moreno, 2005).

La présence de la mangrove a par ailleurs été reconnue dans le sondage des Mées et sur la coupe de La Rosée, tous deux dans le bassin de Digne-Valensole (Jimenez-Moreno, 2005).

Les reconstitutions paléogéographiques placent la région de Digne à la paléolatititude d'environ 42°N (Dercourt *et al.*, 1993, 2000). Le développement d'une mangrove, même appauvrie, à une telle latitude a été également observée au Japon à la même époque (40-44°N, biozone N8) (Yamanoi *et al.*, 1980 ; Itoigawa, 1989), et en Hongrie (42-44°N, Langhien) (Nagy & Kokay, 1991 ; Plaziat *et al.*, 2001). Ces données paléolatitudinales indiquent un décalage de 20° vers le N de l'extension des mangroves par rapport à l'Actuel (Plaziat, 1995).

L'extension à des latitudes plus septentrionales est à mettre en relation avec la dynamique climatique globale du Miocène moyen. Si la présence d'une calotte antarctique est avérée au Miocène moyen, celle du Pôle Nord n'est pas admise avant 7 Ma (Zachos *et al.*, 2001a). L'absence d'inlandsis permettait un gradient climatique plus doux entre le pôle et l'équateur, autorisant aux mangroves une plus large bande latitudinale de développement (Plaziat, 1995, Nikolaev *et al.*, 1998). Par conséquent, l'extension de la mangrove à *Avicennia* à des latitudes plus septentrionales est à mettre en relation bien plus avec ce faible gradient qu'avec une augmentation significative des températures (Plaziat, 1995).

5.2.4. Conclusions

Trois des quatre marqueurs potentiels de l'Optimum Climatique ont été reconnus dans les dépôts de Beynes - Châteauredon :

- La stratigraphie isotopique a mis en évidence l'enregistrement de l'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ (*Monterey Event*) dans les nodules pédogénétiques. Cette excursion, aisément corrélable avec son homologue marin, permet de définir l'intervalle dans lequel peut être mené l'étude sur l'Optimum Climatique.
- Le maximum transgressif du Langhien, bien qu'il soit localement, dans le secteur de Beynes - Châteauredon, dépassé en amplitude par celui du Serravallien (barre marine de Châteauredon, voir Chapitre 4), est bien marqué par un épais niveau de tidalites et correspond au cycle TB2.3 de Haq *et al.* (1987).
- Au sein de ces tidalites ou juste au-dessus a été découvert un pic de pourcentage en grains de pollen d'*Avicennia*, témoin du maximum de développement de la mangrove appauvrie rapportée à la même époque et également en concomitance avec un haut niveau marin dans le bassin méditerranéen ainsi qu'ailleurs dans le monde, par exemple au Japon.

L'ensemble des analyses palynologiques et notamment les résultats polliniques indiquent un contexte climatique de type subtropical plus ou moins humide à une paléolatititude de 42°N et permettent de détailler les fluctuations climatiques qui apparaissent étroitement liées au niveau marin, suggérant une origine climatique aux cycles eustatiques de troisième ordre (glacio-eustatisme), hypothèse étayée également par les résultats minéralogiques (palygorskite en période de bas niveau). Ils mettent également en évidence la présence régulière de la mangrove qui a perduré jusqu'au Serravallien, soit sur un intervalle de 2 Ma. La présence seule d'*Avicennia* ne peut donc plus être interprétée comme le marqueur du pic par ailleurs reconnu par des teneurs supérieurs à 3-4% en pollen.

L'attribution stratigraphique des échantillons ayant livré les pourcentages maximaux d'*Avicennia* est obtenue à partir d'une stratigraphie intégrée. L'âge obtenu, pour le pic, sur l'échelle de Berggren *et al.* (1995) est compris entre 15,8 et 16,5 Ma. Ce résultat est en parfait accord avec les données biostratigraphiques de gisements de paléo-mangroves à *Avicennia* du domaine méditerranéen (N7/N9) et plus particulièrement du bassin de Vallès-Penedès (N8-NN4 *pro parte*). La datation vient préciser la courte extension temporelle du pic, estimée à 700 ka maximum.

5.3. FORÇAGE ORBITAL DANS LE DEVELOPPEMENT ET LA DISTRIBUTION DES PALEOSOLS¹⁹

La grande abondance de paléosols à la base de la série (Formation de Font d'Eygout) a fourni un signal isotopique très détaillé, ouvrant la voie vers une corrélation plus fine encore (quelques 100 ka) que pour le reste de la série (Bialkowski *et al.*, 2006, **Fig. 1.15**, **Fig. 4.13**). D'autre part, un nombre comparable de paléosols a été observé pour cet intervalle sur la coupe du Saule Mort, soit respectivement 46 et 50 paléosols pour environ 2,5 Ma (Bialkowski *et al.*, soumis ; **Tabl. 5.2**, **Fig. 5.7 & 5.8**). Un rapide calcul donne un intervalle de temps moyen de 51 ka entre chaque paléosol, soit une valeur comprise dans la bande périodique des cycles de Milankovitch et même proche de celui de l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre.

Comme nous l'avons vu au Chapitre 2, le passage Oligo-Miocène est fortement marqué par les cycles orbitaux dans les sédiments marins, notamment celui de l'obliquité. Il nous a donc semblé intéressant de pousser plus avant l'étude de la distribution des paléosols en fonction du milieu de dépôt afin de mieux cerner l'hypothèse d'un contrôle astronomique dans la base de la série.

Intervalle	Durée (ka)	Nombre de paléosols		Temps entre deux paléosols (ka)	
		BE	SM	BE	SM
α - a		-	16	-	20-31
a - b	550±110	11 (14)	13	40-60 (31-47)	34-51
b - c	460±130	7	7	47-84	47-84
c - d	410±110	9	13 (18)	33-58	23-40 (17-29)
d - e	700±110	10	8	59-81	74-101
e - f	350±110	9	9	27-51	27-51

Tabl. 5.2. Récurrences, pour chaque intervalle isotopique, des paléosols dans la bande de fréquence des cycles orbitaux, arguant en faveur d'une origine allogénique de leur répartition. Durée des intervalles selon l'échelle de B95.

5.3.1. Forçage orbital dans les dépôts continentaux : une brève revue bibliographique

De très nombreuses études paléoclimatiques, qui appuient la théorie de Milankovitch (1941) de l'origine astronomique des cycles climatiques, ont été conduites sur les sédiments marins (carottages marins profonds, Hays *et al.*, 1976; Shackleton & Opdyke, 1977 ; affleurements, Fischer, 1991; Fiet *et al.*, 2001; voir D'Argenio *et al.*, 2004 pour des cas d'études). Si la sédimentation marine a reçu et reçoit toujours les faveurs des chercheurs, c'est que la sédimentation peut y être considérée comme quasi-continue mais surtout parce que ces séries sont très bien calibrées, notamment par la biostratigraphie.

En domaine côtier, les études sur les cyclothèmes de séries à charbon (plateformes silicoclastiques) ou carbonatés, ont contribué à valider l'origine astronomique de la sédimentation, plus rythmique que cyclique (Strasser, 1988; Martin-Chivelet, 1992; Tandon & Gibling, 1994; Miller *et al.*, 1996; Buonocunto *et al.*, 1999; Zühlke *et al.*, 2003).

En domaine continental, de nombreuses études ont porté sur les systèmes lacustres et les loess, la plupart sur les dépôts quaternaires (Kukla & An, 1989; Lu *et al.*, 1999; Heslop *et al.*, 2000, pour les dépôts de loess; Prokopenko *et al.*, 2001 ; Guiter *et al.*, 2003; Leng & Marshall, 2004 pour les dépôts lacustres), mais des études sur les dépôts anciens existent aussi (Bradley, 1929; Olsen, 1986; Olsen & Kent, 1996; Van Vugt *et al.*, 1998 ; Steenbrink *et al.*, 2000 ; Abdul Aziz *et al.*, 2000, 2004 ; Abdul Aziz, 2001, pour les dépôts lacustres ; Tramp

¹⁹ Cette partie a fait l'objet d'une publication, soumise à *Sedimentology* (Bauer & Cojan, soumis).

Kristy *et al.*, 2004, pour les loessites). Dans ces environnements, les paléosols marquent la cyclicité des dépôts, et sont utilisés pour les analyses cyclostratigraphiques. Dans les loess chinois, la limite entre un paleosol et les loess non altérés sus-jacents reflète la transition depuis une période interglaciaire vers une période glaciaire (Lu *et al.*, 1999). Dans les systèmes lacustres, les paleosols marquent les périodes d'émersion, en relation avec un climat plus sec pendant lequel le niveau du lac baisse (Abdul Aziz, 2001). Notons que les cycles carbonatés côtiers sont également marqués par des paléosols, indiquant une baisse du niveau marin (Strasser, 1988).

Les variations verticales de la maturité des paléosols ont été interprétées aussi bien comme étant d'origine autogénique ou allogénique en fonction de l'échelle temporelle considérée : par migration du chenal (Kraus, 1987 ; Smith, 1990), par des variations du niveau de base, c'est-à-dire contrôlées par l'eustatisme (Kraus, 1992 ; Retallack, 1998) ou par la tectonique (Atkinson, 1986 ; Retallack, 1998). Ces différents cas représentent des fourchettes de temps allant de quelques milliers d'années (période d'avulsion d'un chenal, p. ex. Bridge & Leeder, 1979) à plusieurs Ma (cycles de 3^e ordre). Entre ces valeurs extrêmes se situe la bande périodique de Milankovitch, entre 20 et 400 ka. Mais la plupart du temps, les auteurs n'ont pas les moyens de trancher la question entre des processus autocycliques et allocycliques de type cycles orbitaux, étant donné la maigre contrainte stratigraphique généralement existante dans ce type de séries.

De fait, l'utilisation des paléosols comme marqueurs du forçage orbital dans le domaine alluvial ou fluviatile est très rare (Retallack, 1991; Bestland & Swisher, 1996; Retallack & Wynn, 2001; Günster & Skowronek, 2001; Çiner *et al.*, 2002; Retallack *et al.*, 2004) et ces études manquent souvent d'un calage stratigraphique précis. Retallack (1991) a été le premier à montrer un lien tangible entre la distribution verticale des paléosols et les cycles de Milankovitch, dans les dépôts des Siwalik du Pakistan. Partant d'une estimation du temps de développement des différents types de paléosols rencontrés (par analogie avec les homologues actuels) et d'un calage biostratigraphique, l'auteur montre que l'expansion et le retrait du système fluviatile reflète les cycles de 40 et 100 ka (Retallack, 1991, p 222-226). Günster & Skowronek (2001) ont étudié les paléosols dans les dépôts alluviaux et loessiques plio-pléistocènes du bassin de Grenade (Espagne). Ils décrivent des influences à long terme et à court terme du climat sur le développement des paléosols, et proposent, pour la partie pliocène, des rythmes induits par les cycles de précession et/ou d'obliquité. Çiner *et al.* (2002) ont étudié les dépôts continentaux miocènes bassin de Sivas (Turquie), où ils décrivent des cycles de trois ordres de grandeur, le deuxième étant attribué au cycle de 400 ka, par comparaison avec l'étude de Sadler & Kelly (1993). Bestland & Swisher (1996), puis consécutivement Retallack & Wynn (2001) et Retallack *et al.* (2004), ont mené des études sur les dépôts continentaux de la Formation John Day en Oregon. Dans ces dépôts à dominante volcanoclastique (le calibrage s'appuie sur plusieurs datation K/Ar et Ar/Ar de niveaux de bentonites), ils montrent que l'augmentation et la diminution de la maturité des paléosols a été contrôlée astronomiquement (cycles de 40 et 100 ka). Les cycles sont composés de plusieurs paléosols (3 pour les cycles à 40 ka dans Retallack *et al.*, 2004). Cependant, aucune de ces études ne propose de comparaison directe avec la courbe d'insolation.

Les études cyclostratigraphiques mêlant conjointement paléosols et courbe d'insolation sont pour la grande majorité limitées aux dépôts quaternaires de loess (Lu *et al.*, 1999; Heslop *et al.*, 2000 ; Sun *et al.*, 2006). Les seules études anté-quaternaires comparant l'enregistrement sédimentaire continental avec l'insolation, et mettant en jeu les paléosols, sont celles d'Abdul-Aziz (Abdul-Aziz, 2001 ; Abdul-Aziz *et al.*, 2003, 2004), sur les dépôts lacustres du bassin de Catalayud, en Espagne. Les *proxys* (traceurs) utilisés pour établir des séries temporelles sont le plus souvent les paramètres magnétiques (notamment la susceptibilité magnétique) et/ou la granulométrie pour les loess. En l'occurrence, Abdul-Aziz *et al.* (2003) ont utilisé la teneur en

CaCO₃ et le paramètre de colorimétrie L* (qui mesure la composante grise de la couleur des sédiments), et le passage en temps s'effectue grâce au calage GPTS, après une première analyse spectrale des deux signaux en mètres.

5.3.2. Calibration des coupes sur l'échelle astronomique

Dans cette partie, nous décrivons comment les coupes ont pu être calées sur une échelle astronomique, grâce au site ODP 926 avec lequel les coupes sont calées sur l'enregistrement marin, et qui a été lui-même calé sur l'échelle astronomique. L'intérêt de cette démarche est la possibilité de comparer directement les enregistrements sédimentaires continentaux avec la courbe d'insolation.

5.3.2.1. Calage des coupes sur l'échelle B95

Nous ne rappellerons que brièvement le calage stratigraphique primaire des coupes, que nous avons détaillé dans la première partie (section 1.3.2) : la coupe a été calée sur une échelle géologique (B95) grâce aux corrélations isotopiques, elles-mêmes reposant sur des données paléontologiques. Ce calage est relativement précis pour une série continentale, avec des intervalles de corrélation de 300 à 700 ka environ (**Fig. 5.7**). Les corrélations confirment que la coupe de Beynes ne présente pas de hiatus majeur à l'échelle de 100 ka ou plus, ce que montrait l'interprétation séquentielle et les corrélations isotopiques avec la coupe des Ruines (Chapitre 4 ; Bialkowski *et al.*, soumis), et contrairement aux idées classiques en sédimentation continentale. La coupe du Saule Mort, si elle ne présente pas non plus de hiatus à cette échelle, montre une condensation nette du signal isotopique au niveau du CPM.

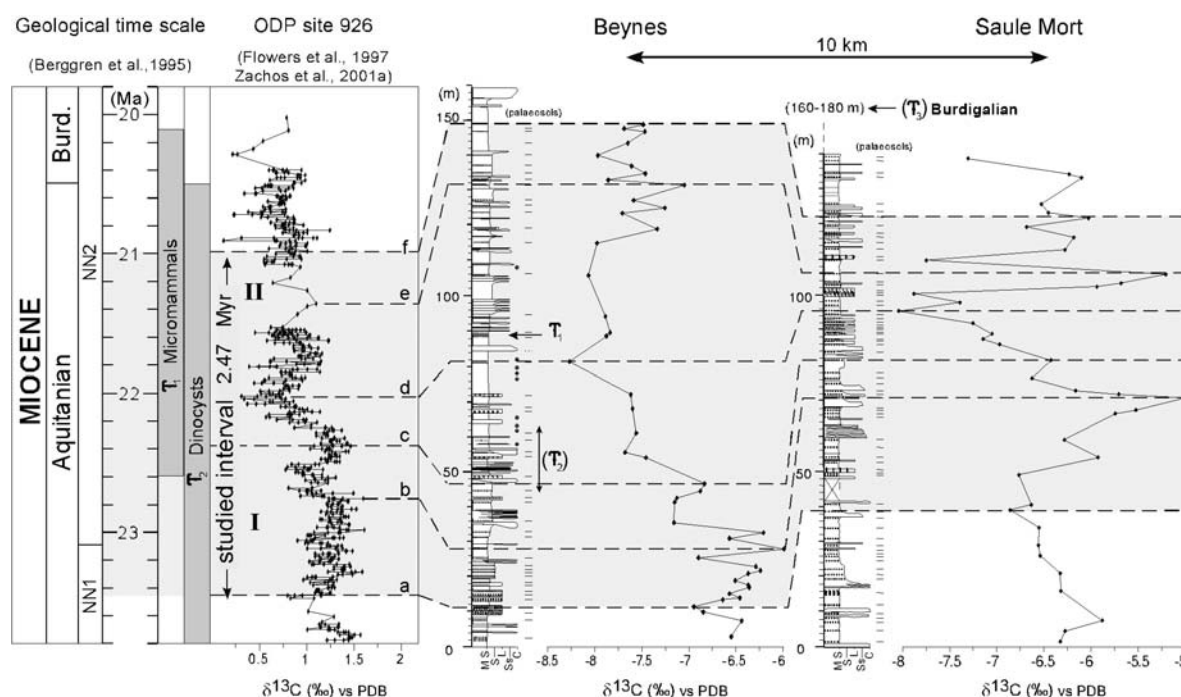


Fig. 5.7. Cadre stratigraphique des coupes de Beynes et du Saule Mort. Corrélations avec la courbe isotopique de référence (site 926), calée sur B95. Les gisements se rapportent à ceux de Font d'Eygout (1), les dinoflagellés (2) et le gisement de gastéropodes (3) (voir en Chapitre 1 pour plus de détails).

5.3.2.2. La courbe d'insolation de Laskar et al. (1993)

Depuis la première expression mathématique de l'origine astronomique des variations climatiques (Milankovitch, 1941), il a fallu attendre l'arrivée des premiers ordinateurs de puissance suffisante pour affiner les calculs des paramètres orbitaux de la Terre et d'autant plus pour pouvoir les prolonger dans les périodes anté-quatérnaires (Berger, 1978 ; Laskar, 1988 ; voir Berger, 1988, pour une revue historique complète). Le modèle de Laskar (Laskar *et al.*, 1993, noté par la suite La93_{1,1}) est préféré à celui de Berger (BER90, Berger & Loutre, 1991), car plus souvent appliqué dans les études cyclostratigraphiques visant à caler astronomiquement les séries sédimentaires anté-quatérnaires (*orbital tuning*, p. ex. Hilgen, 1991 ; Hilgen *et al.*, 1995). Récemment, de nouvelles solutions orbitales ont été publiées (Laskar *et al.*, 2004), mais, à l'instar de l'échelle stratigraphique utilisée (Berggren *et al.*, 1995, B95), aujourd'hui réactualisée (Gradstein *et al.*, 2004), l'utilisation de ces anciens canevas permet une comparaison avec les travaux déjà publiés. Il va de soi qu'à l'avenir, l'utilisation de ces nouvelles solutions sera nécessaire, d'autant plus qu'elles permettent de s'aventurer plus loin dans le Cénozoïque (jusqu'à la limite K/T, voire le Mésozoïque si l'on ne considère que l'excentricité à 400 ka, qui reste stable au cours des temps géologiques).

Les données²⁰ d'insolation utilisées dans le cadre de ce travail de thèse sont issues d'une publication de Shackleton et collaborateurs (Shackleton *et al.*, 1999) ; ces auteurs ont exploité la solution La93_{1,1} jusqu'à 34 Ma, pour caler astronomiquement la série miocène du site 926 (leg ODP 154). Ce site est celui choisi pour les corrélations isotopiques, l'étude cyclostratigraphique de Shackleton et collaborateurs puis les suivantes (Paul *et al.*, 2000, Zachos *et al.*, 2001b) ayant fourni une courbe isotopique à très haute résolution. Les solutions publiées correspondent à l'insolation à 65°N. Le choix de conserver ces données pour notre étude en dépit d'une paléolatitudes de ~35°N marque la nécessité pour notre étude de corrélérer les deux signaux isotopiques sur l'échelle astronomique. Il s'agit donc avant tout d'un impératif stratigraphique, et nous sommes conscients que l'utilisation d'une telle courbe ne reflètera pas aussi fidèlement les conditions climatiques locales à la paléolatitudes de Châteauredon.

5.3.2.3. Calage astronomique

Comme décrit auparavant (voir section 1.3.3), la limite Oligo-Miocène a fait l'objet d'études approfondies quant à l'influence du forçage climatique sur l'enregistrement isotopique et à ce titre, le site 926 a fait l'objet d'un calage astronomique (Shackleton *et al.*, 1999, Paul *et al.*, 2000, Zachos *et al.*, 2001b). Cette opportunité unique va nous permettre de caler la série sur une échelle astronomique (**Fig. 5.8.**), rendant ainsi possible la comparaison directe de l'enregistrement sédimentaire avec les cycles d'insolation, considérés, dans les études quaternaires, comme un « proxy » climatique.

Bien que les variations climatiques et les paramètres orbitaux soient indiscutablement liés, leur relation de cause à effet n'est ni directe, ni linéaire. En effet, la comparaison des cycles glaciaires quaternaires des 400 derniers ka avec les variations de l'insolation montre clairement un décalage temporel systématique entre les deux signaux, assimilable à un effet tampon du système climatique (**Fig. 5.9**). En outre, la réponse climatique n'est pas systématiquement fonction de l'amplitude des pics, ce qui a sans doute trait à la non-linéarité de la réponse du système, composée de boucles de rétroactions positives et négatives dont les effets relatifs sont encore largement méconnus (p. ex. Henderson & Slowey, 2000 ; Muhs *et al.*, 2002).

²⁰ Elles sont disponibles sur <http://delphi.esc.cam.ac.uk/coredata/wwwcoredata/ODP/LEG154/orbits.html>

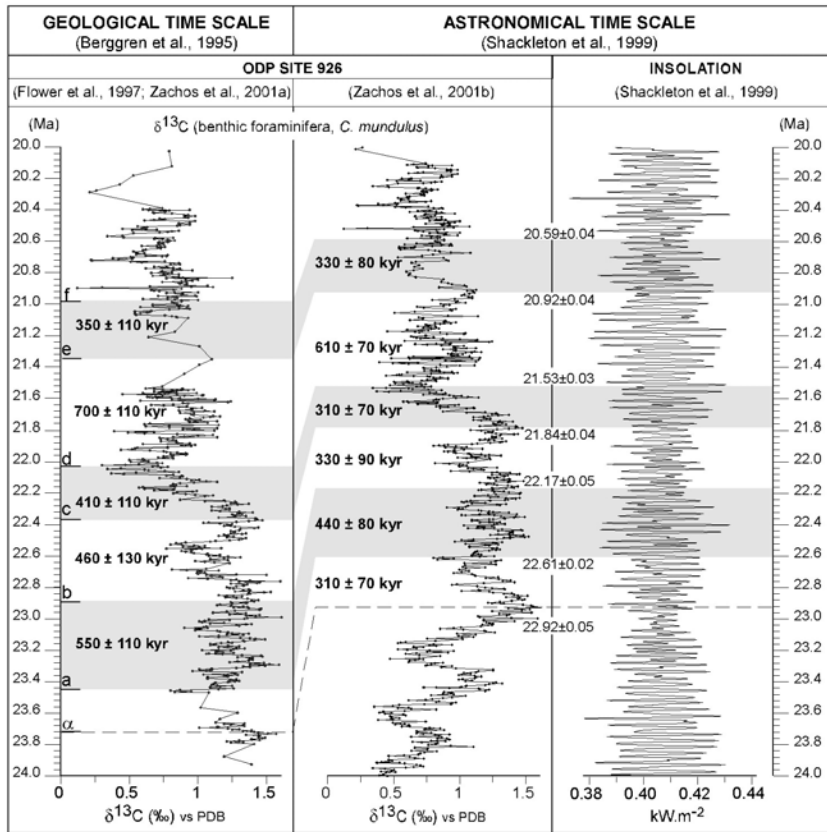


Fig. 5.8. Calage orbital de la courbe isotopique de référence sur la courbe d'insolation. Les intervalles corrélés sont identiques à ceux de la Fig. 5.7.

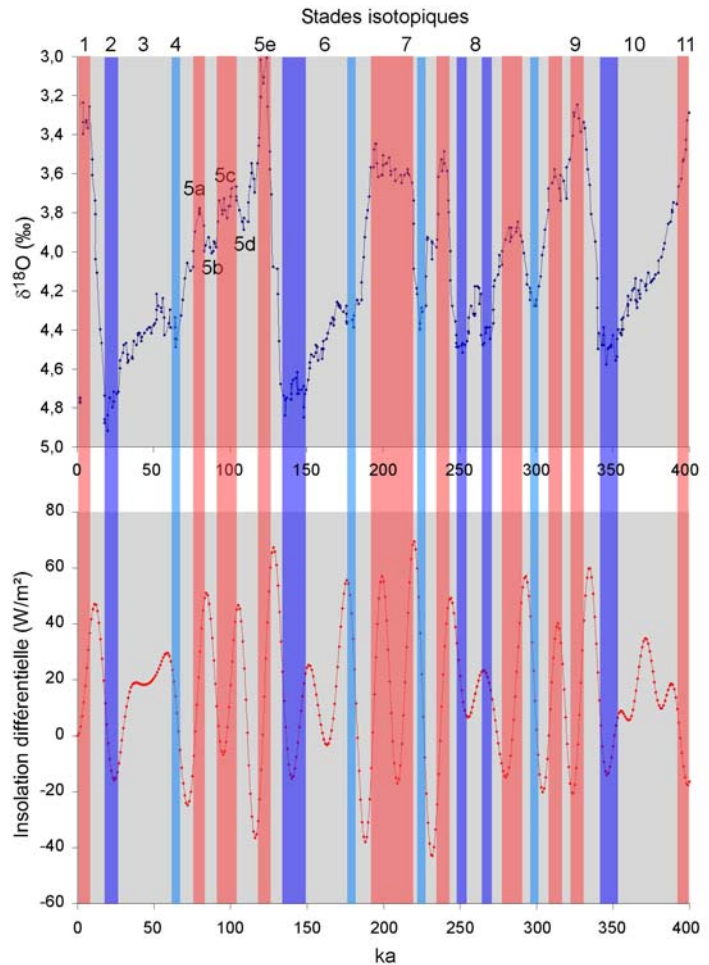


Fig. 5.9. Relation entre insolation et climat au Quaternaire. Les périodes chaudes (en rouge) et froides (en bleu) sont centrées sur le signal isotopique ; on remarque alors un décalage systématique, variant entre quelques ka et 13 ka. Il en résulte que certains pics positifs d'insolation sont en regard de périodes froides (270 ka) et inversement (Actuel, stade 7 très stable). Données isotopiques d'après la compilation de Zachos *et al.* (2001a) ; données d'insolation d'après Shackleton *et al.*, 1999.

Le calage astronomique du site 926 a entraîné des modifications notables dans les âges isotopiques, par rapport à ceux donnés par l'échelle B95 (**Fig. 5.8**). La dérive des âges varie entre la base et le sommet de la courbe : la différence d'âge observée est de 900 ka pour les âges les plus vieux, mais diminue jusqu'à 300 ka pour les âges les plus récents. Ceci implique non seulement un *shift* dans les âges, mais aussi une distorsion du signal isotopique. Par exemple, Paul *et al.* (2000) ont remarqué que la limite O/M, qui correspond à l'évènement isotopique Mi-1, était daté à 22,95 Ma, au lieu des 23,8 assigné par B95. Des ajustements postérieurs mineurs ont abouti, dans la nouvelle échelle stratigraphique, à placer la limite à $23,03 \pm 0,04$ (Lourens *et al.*, in Gradstein *et al.*, 2004).

En ce qui concerne les intervalles de corrélation, seul la durée du plus récent n'a pas significativement varié ; les autres présentent systématiquement des distorsions pouvant atteindre jusqu'à 30%, les intervalles « astronomiques » étant toujours plus courts que les intervalles « géologiques ». Finalement, en regardant l'intervalle corrélé dans son ensemble, sa durée est de 2020 ± 60 ka (échelle astronomique) ou 2470 ± 90 ka (échelle géologique), soit une distorsion temporelle de 20%. Puisque notre but est la comparaison de l'enregistrement sédimentaire avec celui du climat/insolation, et qu'il nous est donné de pouvoir le comparer directement, la suite de l'étude prend l'échelle astronomique comme référence.

5.3.2.4. Pédogénèse et facteur climatique

Les sols se développent jusqu'à ce qu'ils soient érodés ou enfouis. Ils peuvent éventuellement subir la pédogenèse des dépôts sus-jacents une fois enfouis (cas des *compound* et *cumulative paleosols*, Kraus, 1999). Dans un contexte de plaine d'inondation, ces évènements sont étroitement liés aux crues de débordement majeures, qui vont éroder la partie superficielle et peu consolidée des sols, c'est-à-dire les horizons O et A, et qui vont déposer, par décantation, les limons qui serviront de base à la prochaine phase de pédogénèse ; ces crues contribuent ainsi à l'aggradation de la plaine d'inondation sur toute sa surface (p. ex. Wright, 1992).

A l'échelle de temps propre aux cycles orbitaux, la fréquence et amplitude des phénomènes de crues, et inversement les périodes plus propices à la pédogénèse, sont directement liées au climat. Les reconstitutions paléoclimatiques de la région, ajoutées aux occurrences de paléosols calciques et parfois même vertiques observées sur le terrain, indiquent un climat de type semi-aride, avec un fort contraste saisonnier²¹. Les modèles de pluviométrie associée à la formation de carbonates pédogénétiques donnent une fourchette entre 100 et 750 mm/an (Duchauffour, 1982, Cerling, 1984).

Dans un tel contexte climatique, les études sur le développement d'horizons carbonatés au Quaternaire montrent que ceux-ci sont associés aux périodes plus sèches, elles-mêmes liées aux minima du signal d'insolation (Cecil, 1990, Boardman *et al.*, 1995, Dhir *et al.*, 2004).

Avec des conditions paléoclimatiques très comparables aux nôtres, Abdul-Aziz *et al.* (2003, 2004), dans deux études cyclostratigraphiques des dépôts alluvio-lacustres du bassin de Teruel (Espagne), montrent que les périodes de haut niveau du lac correspondent aux phases humides, soit celles d'insolation maximale (par analogie avec la formation des sapropels méditerranéens) et par conséquent, que les paléosols marquant les phases d'émersion du lac/progradation du cône alluvial sont associés aux minima d'insolation.

²¹ La saisonnalité de la période du Miocène fait actuellement l'objet d'une thèse à l'Université de Paris VI (Franck LARTAUD, laboratoire de Géochimie Sédimentaire). Des spécimens d'huîtres (*Ostrea crassissima*) provenant de diverses coupes de Châteauredon lui ont été fournis pour des analyses isotopiques.

En domaine méditerranéen, les études palynologiques ont montré que le climat était de type semi-aride (voir en Chapitre 2 pour plus de détails). Bessedik (1984) a proposé que le climat aquitanien correspondît ainsi au climat actuel à 20-30°N de latitude.

Par ailleurs, Matthews & Perlmutter (1994) ont proposé un modèle de changements climatiques faisant appel à la notion de « zones cyclostratigraphiques » (*cyclostratigraphic belts*). Selon la latitude considérée, la variation d'humidité entre les extrema climatiques peut s'opposer (**Fig. 5.10**) : ainsi, en haute latitude, les minima climatiques (périodes froides) sont arides et les optima sont humides. La tendance s'inverse vers les basses latitudes. Si les auteurs assurent que leur modèle est valable aussi bien pour des périodes chaudes (Crétacé, Eocène) que froides (Permien, Quaternaire), des études plus récentes (Plaziat, 1995, Nikolaev *et al.*, 1998) ont mis en évidence que les gradients climatiques avaient bel et bien évolué depuis le Néogène. Bessedik avait déjà, sur la base des analyses palynologiques, proposé que le climat de l'Aquitaniens était équivalent à celui qui prévaut aujourd'hui par 20-30°N (Bessedik, 1984), et Sittler (1967) considérait le bassin rhénan sous conditions climatiques de type « extratropicales ».

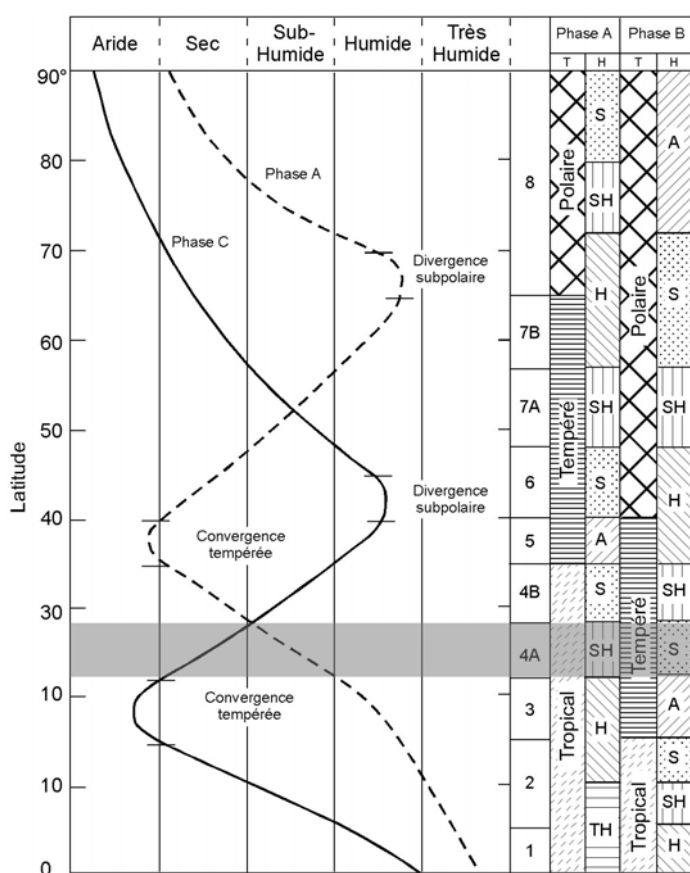


Fig. 5.10. Variations climatiques et zones cyclostratigraphiques. La phase A représente l'optimum climatique, la phase C le minimum ; A, Aride, S, Sec, SH, Sub-humide, H, humide, TH, très humide. La zone grisée correspond à notre cas d'étude, d'après les reconstitutions paléoclimatiques et paléogéographiques. Modifié d'après Matthews & Perlmutter (1994).

En se rapportant au diagramme de Matthews & Perlmutter, ces informations placent la paléo-zone climatique dans la « zone cyclostratigraphique 4A » (**Fig. 5.10**). Selon leur modèle, le climat varierait donc depuis un optimum tropical subhumide à un minimum tempéré sec. Mais sachant que le gradient climatique était moindre, les « sauts » de zone cyclostratigraphique entre l'optimum et le minimum climatique ont dû être plus faibles, accentuant de fait les différences hygrométriques : les optima climatiques auraient été plus humides et les minima, comparativement, plus arides.

Cette approche par la « cyclostratigraphie globale » (Matthews & Perlmutter, 1994) confirme donc le modèle établi d'après les études quaternaires. Par conséquent, la pédogénèse sera, dans ce qui suit, considérée associée aux minima d'insolation et les périodes de sédimentation aux maxima.

5.3.3. Caractérisation des paléosols à l'aide des index I_{Hyd} et I_{Ca}

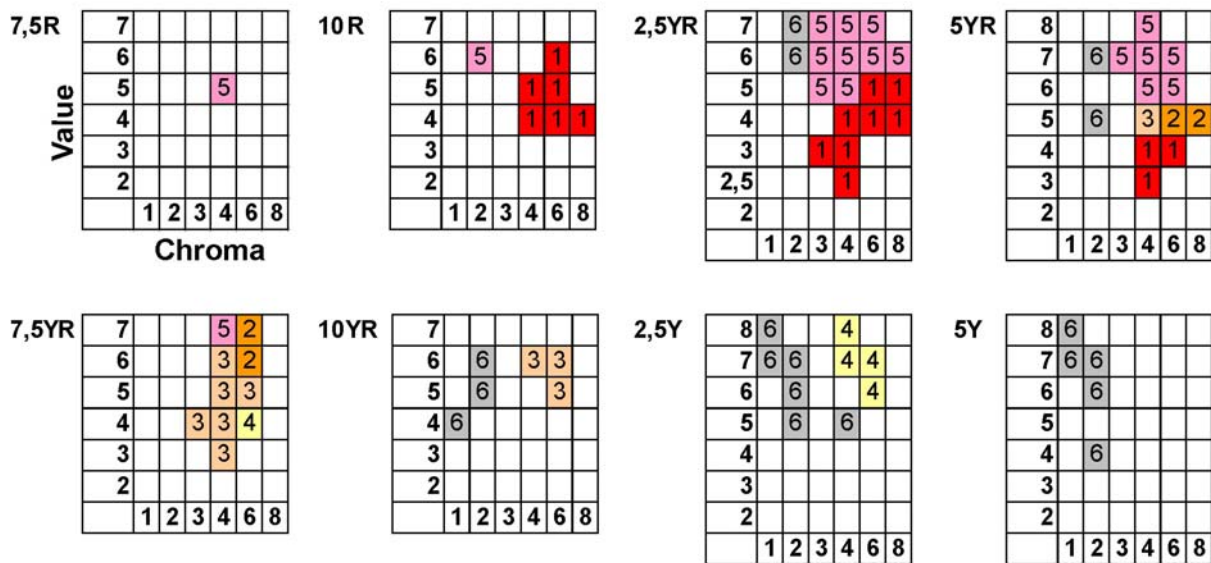
Nous avons attribué aux paléosols unicolores, qui représentent plus de 50% de l'ensemble des paléosols recensés sur Beynes et le Saule Mort, l'indice d'hydromorphie I_{Hyd} de la couleur correspondante. Pour les paléosols marmorisés (plus d'une couleur), nous avons établi la moyenne des valeurs d'hydromorphie de chacune de ces couleurs, arrondi à l'entier le plus proche. Par conséquent, la valeur de I_{Hyd} attribuée à ces paléosols ne correspond pas à une couleur en particulier. La distribution des indices d'hydromorphie dans l'espace tridimensionnel de Munsell (Fig. 5.11A) montre que globalement, les indices croissent avec la valeur du « Hue »²², depuis 7.5R à 5Y. Deux exceptions cependant, les couleurs grisâtres peuvent dériver de n'importe quel Hue, elles correspondent à des faibles valeurs de « Chroma », et les couleurs roses ou violacées, bien que classées dans les fortes valeurs de « Hue », reflètent une forte hydromorphie. La représentation synthétique illustre parfaitement la tendance (Fig. 5.11 B).

La distribution de la centaine de valeurs d' I_{Hyd} mesurés sur les deux coupes montre tout d'abord que toutes les valeurs possibles (1 à 6) de I_{Hyd} sont représentées (Fig. 5.12A). On observe que les deux coupes ont une distribution similaire des paléosols, (i) en terme de valeur, avec des pics de fréquence pour des I_{Hyd} de 3 et 5 et en contrepartie un « creux » pour la valeur 4, et (ii) en terme de répartition marmorisés/unicolores. Les premiers sont les plus fréquents dans les valeurs 3 et 5, ce qui explique la sur-représentation de cette valeur par rapport aux autres, mais sont en tous les cas sinon absents du moins sous-représentés dans les valeurs extrêmes (1 et 6).

D'après les quelque 120 paléosols analysés (les deux coupes confondues), les teneurs en $CaCO_3$ (I_{Ca}) sont séparées en deux groupes, 0-40% et 90-100% (Fig. 5.12. B). Les horizons carbonatés apparemment très matures (I_{Ca} 90-100% $CaCO_3$) coïncident toujours avec des calcaires palustres, c'est-à-dire des calcaire lacustres ayant subi une pédogénèse (voir section 3.3.1.3). L'absence de valeurs entre 40 et 90% signifie qu'aucun paléosol n'a acquis une grande maturité (stade IV à VI, par comparaison avec Machette, 1985). En contrepartie, plus de la moitié des paléosols sont à moins de 5% $CaCO_3$, correspondant à des paléosols immatures, qui n'auraient pas été différenciés sur l'échelle de maturité de Machette (1985). En conclusion, l'utilisation de l'index I_{Ca} en terme d'intensité de la pédogénèse doit bien prendre en compte la nature de la roche mère.

²² Rappelons ici que le système de notation de Munsell (1994) comprend trois paramètres pour définir la couleur : le « Hue », qui donne la teinte, depuis P (*purple*) vers B (*blue*), en passant par R (*red*), Y (*yellow*) et G (*green*), avec les intermédiaires (YR...); la « Value » indique la luminosité de la couleur (claire/foncée); le « Chroma » donne la saturation (pâle/vif). Les couleurs sont notées ainsi : « HueValue/Chroma » (p. ex. 2,5YR4/6).

A



B

I_{Hydr}	Rouge				Jaune				Gris
	7,5R	10R	2,5YR	5YR	7,5YR	10YR	2,5Y	5Y	GLEYS 1
1		6/6 5/4-6 4/4-6-8	5/6-8 4/4-6-8 3/3-4 2.5/4	4/4-6 3/4					
2				5/6-8	7/6 6/6 6/4				
3				5/4	5/4-6 4/3-4 3/4	6/4-6 5/6			
4					4/6		8/4 7/4-6 6/6		
5	5/4	6/2	7/3-4-6 6/3-4-6-8 5/3-4	8/4 7/3-4-6 6/4-6	7/4				
6			7/2 6/2	7/2 5/2		6/2 5/2 4/1	8/1 7/1-2 6/2 5/2-4	8/1 7/1-2 6/2 4/2	6-8/10Y 7-8/5GY 8/10GY

Fig. 5.11. Répartition des différents I_{Hyd} (coupes de Beynes et du Saule Mort confondues) en fonction des références Munsell. **A.** Extraits des feuilles de « Hue » de Munsell et localisation des indices. **B.** La représentation sous forme de tableau fait ressortir la corrélation entre I_{Hyd} et Hue.

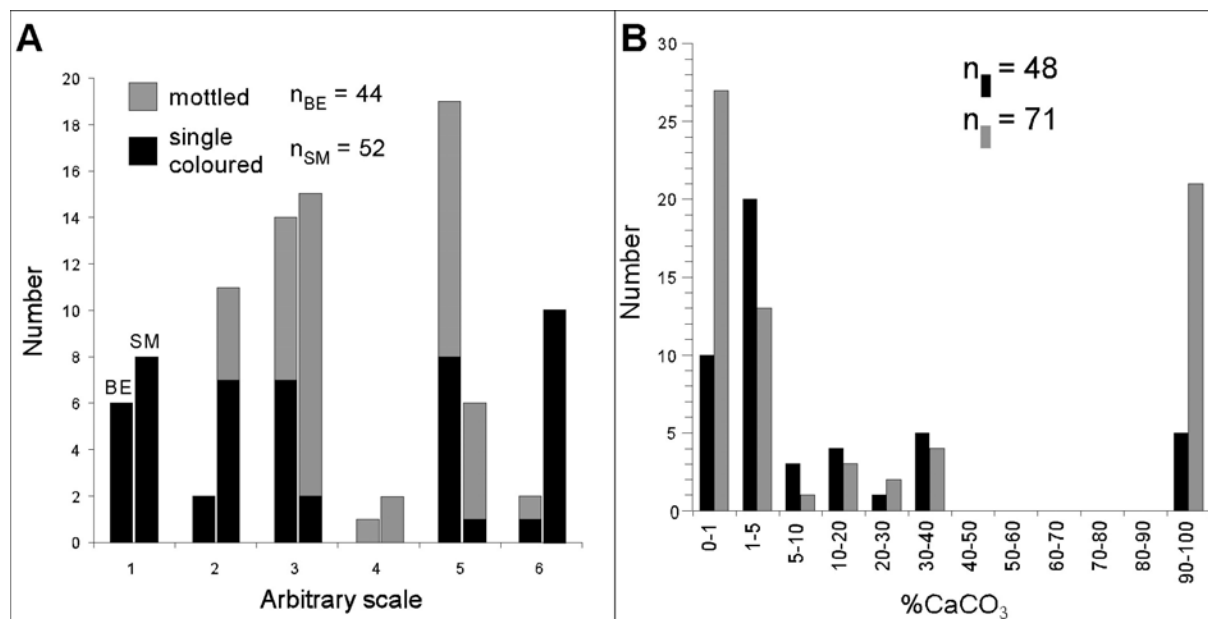


Fig. 5.12. Distribution des valeurs d'index pour les deux coupes étudiées. **A.** Répartition des paléosols unicolores et marmorisés selon les I_{Hyd} . **B.** Diagramme de fréquence des paléosols selon le %CaCO₃. En noir, les paléosols de Beynes, en gris ceux du Saule Mort.

5.3.4. Reconstitution des paléoenvironnements et des pédofaciès

Bien que les environnements de dépôt des coupes aient déjà été déterminés par l'analyse des faciès et microfaciès (en Annexe), nous voyons ici comment les index, ainsi que les diagrammes isotopiques croisés, aident à la reconstitution paléoenvironnementale.

Les deux index sédimentologiques donnent des informations supplémentaires sur les différents environnements identifiés à partir de l'analyse des faciès, notamment en ce qui a trait à l'élévation de la nappe et la toposéquence (**Fig. 5.13 & 5.14**).

L'index d'hydromorphie - . L'évolution verticale de l'hydromorphie, dans les deux coupes étudiées, est très parallèle à celle des environnements (**Fig. 5.13**). Ainsi, dans la coupe de Beynes, les valeurs de I_{Hyd} augmentent régulièrement jusqu'à un maximum entre 70 et 90 m, correspondant à l'environnement lacustre/palustre (**Fig. 5.13A**). De même, sur la coupe du Saule Mort on observe, après une tendance à la diminution (0-50 m), une augmentation jusqu'à un maximum vers 86-102 m, également dans l'environnement lacustre/palustre (**Fig. 5.13B**). Dans les deux coupes, l'index diminue globalement ensuite, mais de manière très irrégulière dans les environnements de plaine d'inondation. Les fortes valeurs d'hydromorphie sont donc associées aux environnements lacustres, peri-lacustres et de ceinture de chenaux, où le drainage est faible et où le niveau de la nappe est le plus proche de la surface. A l'opposé, les paléosols non hydromorphes (I_{Hyd} de 1 ou 2) sont restreints à la base de la coupe et appartiennent aux environnements alluviaux distaux et palustres, mieux drainés et/ou avec une nappe plus profonde. L'ambivalence du milieu palustre, tantôt hydromorphe, tantôt oxydé, peut être expliqué par des variations dans l'amplitude de battement de la nappe. Celles-ci pourraient être mises en relation avec l'évolution au long terme du niveau de base : par comparaison avec le découpage séquentiel, un milieu lacustre/palustre « rouge » marquerait un bas niveau (SBZ) alors qu'un intervalle lacustre/palustre « gris » serait plutôt associé à un haut niveau (MFZ).

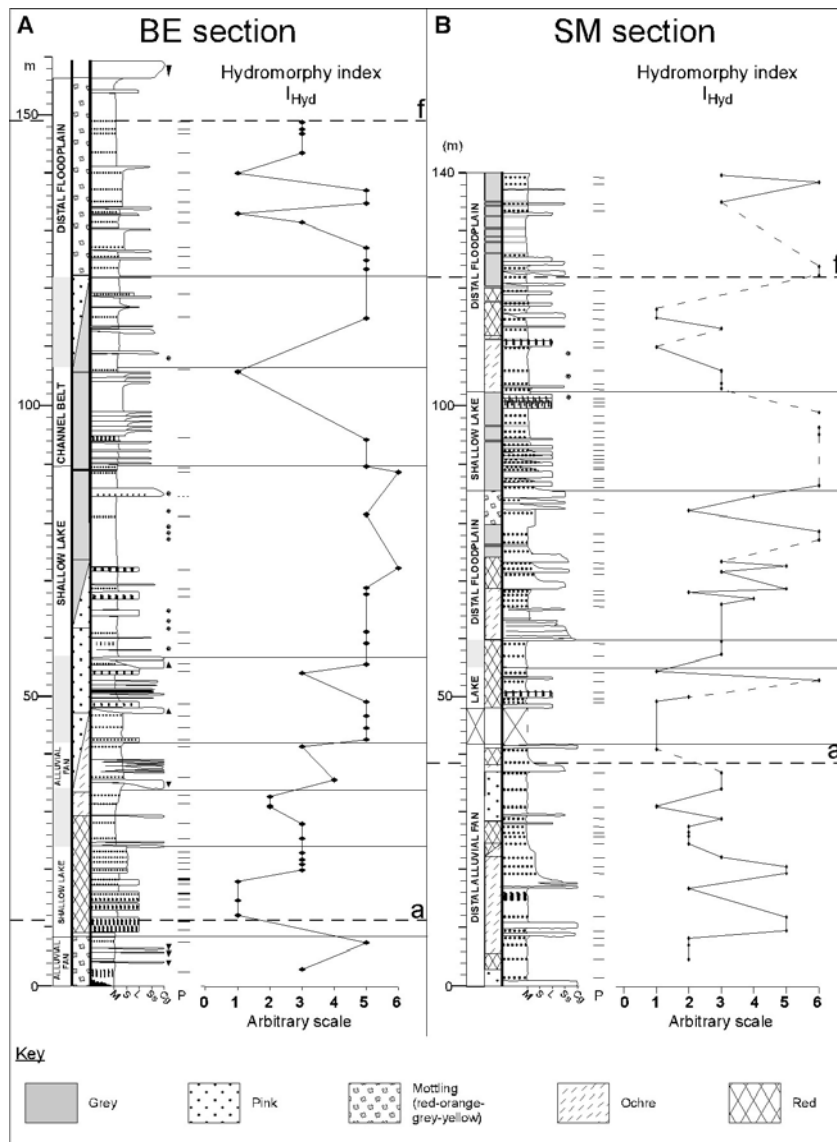


Fig. 5.13. Evolution de I_{Hyd} et paléoenvironnements des coupes de Beynes et du Saule Mort. **A.** Coupe de Beynes. **B.** Coupe du Saule Mort.

L'index d'accumulation des carbonates (I_{Ca}) est plus complexe puisqu'elle reflète l'influence de plusieurs facteurs : le degré de drainage du sol (un sol drainé facilite l'ETP et donc la précipitation des carbonates), la distance au chenal (temps de formation), la nature de la « roche mère » (carbonatée ou non), le climat (notamment les précipitations) (**Fig. 5.14**).

Sur la coupe de Beynes, les valeurs d' I_{Ca} sont globalement décroissantes avec une légère remontée/stabilisation sur les 25 derniers mètres. Ces résultats montrent au premier abord une évolution depuis un environnement drainé et à forte ETP (alluvial distal) à un environnement moins drainé (lacustre) ; cette évolution est néanmoins localement amplifiée (10 m) ou inversée (40-55 m) par la nature du substrat, très carbonaté par endroit, particulièrement en domaine palustre, où la pédogénèse s'installe sur les carbonates lacustres (**Fig. 5.14A**). Le signal I_{Ca} sur la coupe du Saule Mort est marqué par les très nombreux calcaires palustres, créant des oscillations surnuméraires et de grande amplitude, traduisant un biais par la nature du substrat (**Fig. 5.14B**). On note toutefois des phases globales de plus grande maturité (0-23 m, 36-55 m) correspondant aux environnements de dépôts bien drainés.

Comme pour l'hydromorphie, les valeurs hautement fluctuantes d' I_{Ca} sont associées aux dépôts de plaine d'inondation. Les valeurs les plus faibles correspondent aux faciès silteux

lacustres et aux sables de plaines d'inondation proximale où le taux de sédimentation élevé a dû jouer un rôle majeur. En contrepartie, les valeurs maximales sont liées aux faciès palustres, puisque déjà carbonaté à l'origine, ainsi qu'à quelques paléosols du bas de la coupe, où le développement de l'horizon B_k a été favorisé par un bon drainage/ETP ainsi qu'un taux de sédimentation plus faible.

La comparaison de l'index d'accumulation des carbonates développé dans cette étude avec celui de Machette (1985), sur l'exemple de la coupe de Beynes, montre que, bien que les deux indices donnent des résultats similaires, celui de Machette ne différencie pas les paléosols correspondant à des I_{Ca} de 0 à 5% et qui constituent pourtant la majeure partie des paléosols de la série (**Fig. 5.14 C**).

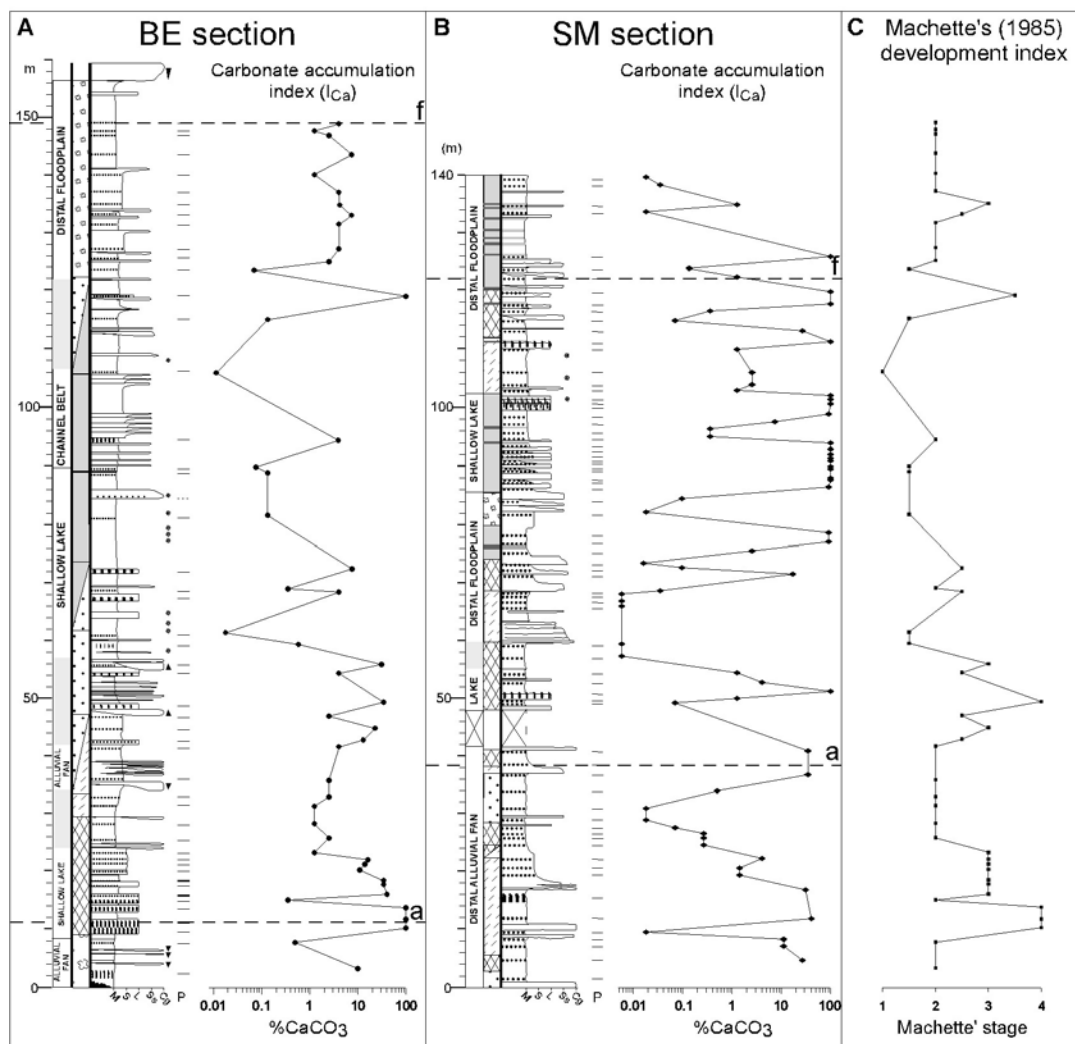


Fig. 5.14. Evolution de la maturité des paléosols des deux coupes étudiées. **A.** Coupe de Beynes. **B.** Coupe du Saule Mort. **C.** Index de maturité de Machette (1985) pour la coupe de Beynes.

Une troisième façon de caractériser l'évolution paléoenvironnementale est l'utilisation des diagrammes croisés $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ (voir section 3.2.4.2). L'application aux données de la coupe de Beynes par exemple illustre très bien les variations d'environnements (**Fig. 5.15**). L'ensemble des points isotopiques est assez concentré en une même zone, incluse dans le domaine côtier défini par Cerling (1984) (**Fig. 5.15A & B**). Ce résultat avait permis à Bialkowski (2004) de montrer que malgré des faciès continentaux (chenaux, paléosols), le

paysage restait littoral ; l'ensemble de la série est, nous l'avons vu en effet, de type deltaïque/plaine côtière, et le trait de côte ne devait pas être éloigné de plus de quelques kilomètres, ce que confirment les dépôts tidaux contemporains de la région de Digne (Auribeau, Saint Symphorien, Maurel, voir Couëffé, 2003).

Nous avons regardé de plus près l'évolution de la position de ces points dans le diagramme (**Fig. 5.15 C**). Il s'avère que l'on peut distinguer 6 ensembles chronologiques : le premier, avec les couples $^{18}\text{O}/^{13}\text{C}$ les plus enrichis, est assez flou, il correspond à des environnements variés (cône alluvial, marécage) qui ne sont visiblement pas individualisés ici. Les groupes II, III et IV montrent un appauvrissement régulier des couples $^{18}\text{O}/^{13}\text{C}$, une évolution parallèle à celle de l'hydromorphie (**Fig. 5.13A**). Les deux derniers groupes (V et VI) montrent un retour à un enrichissement relatif des couples $^{18}\text{O}/^{13}\text{C}$, de même en parallèle des chutes de I_{Hyd} observées.

La question de la signifiante (au sens chimique) de variations isotopiques aussi fines (parfois de l'ordre de 0,1‰, l'erreur analytique étant de 0,06‰) peut être discutée, toutefois, la coïncidence des deux évolutions ne peut être ignorée. Le diagramme couplé étant un indicateur d'environnement, dans notre cas plus ou moins côtier ou continental, la similarité de son évolution avec celle de l'hydromorphie nous permet d'en déduire que l'hydromorphie serait liée au niveau de base, en relation avec le niveau marin, comme proposé en section 4.5.2. L'outil du diagramme isotopique croisé serait, dans cet exemple au moins, un appui à l'interprétation séquentielle des dépôts.

A la suite des différentes approches (analyse de faciès, index sédimentologiques et diagramme isotopique), les environnements, pour les coupes de Beynes et du Saule Mort, ont été reconnus :

Coupe de Beynes

- De 0 à 8 m, les lentilles conglomératiques (assez bréchiqes), avec des paléosols peu développés et marmorisés marquent un environnement alluvial ;
- De 8 à 24 m, les paléosols sont unicolores et très « rouges », les faciès associés sont des calcaires palustres. L'ensemble est interprété comme un domaine péri-lacustre soumis à de fortes périodes d'assèchement ;
- De 24 à 34 m, de rares lentilles conglomératiques et des paléosols marquent un environnement de transition vers le cône alluvial ;
- De 34 à 42 m, on retrouve l'association de faciès du premier intervalle ;
- De 42 à 57 m, l'association de faciès lacustres/palustres, de paléosols hydromorphes et de chenaux conglomératiques indique un environnement de transition entre le cône alluvial et le lac ;
- De 57 à 90 m, les calcaires palustres et les paléosols hydromorphes indiquent un environnement sinon lacustre vrai, en tout cas palustre. La faible étendue (quelques centaines de mètres) des calcaires amènent à interpréter ces étendues d'eau comme des étangs/marécages (équivalents aux *ponds* anglo-saxons). Bien que d'hydromorphie opposée, cet intervalle correspond au même environnement que le 8-24 m.
- De 90 à 150 m, faciès et pédofaciès indiquent une transition progressive depuis un environnement de ceinture de chenaux vers une plaine d'inondation plus distale.

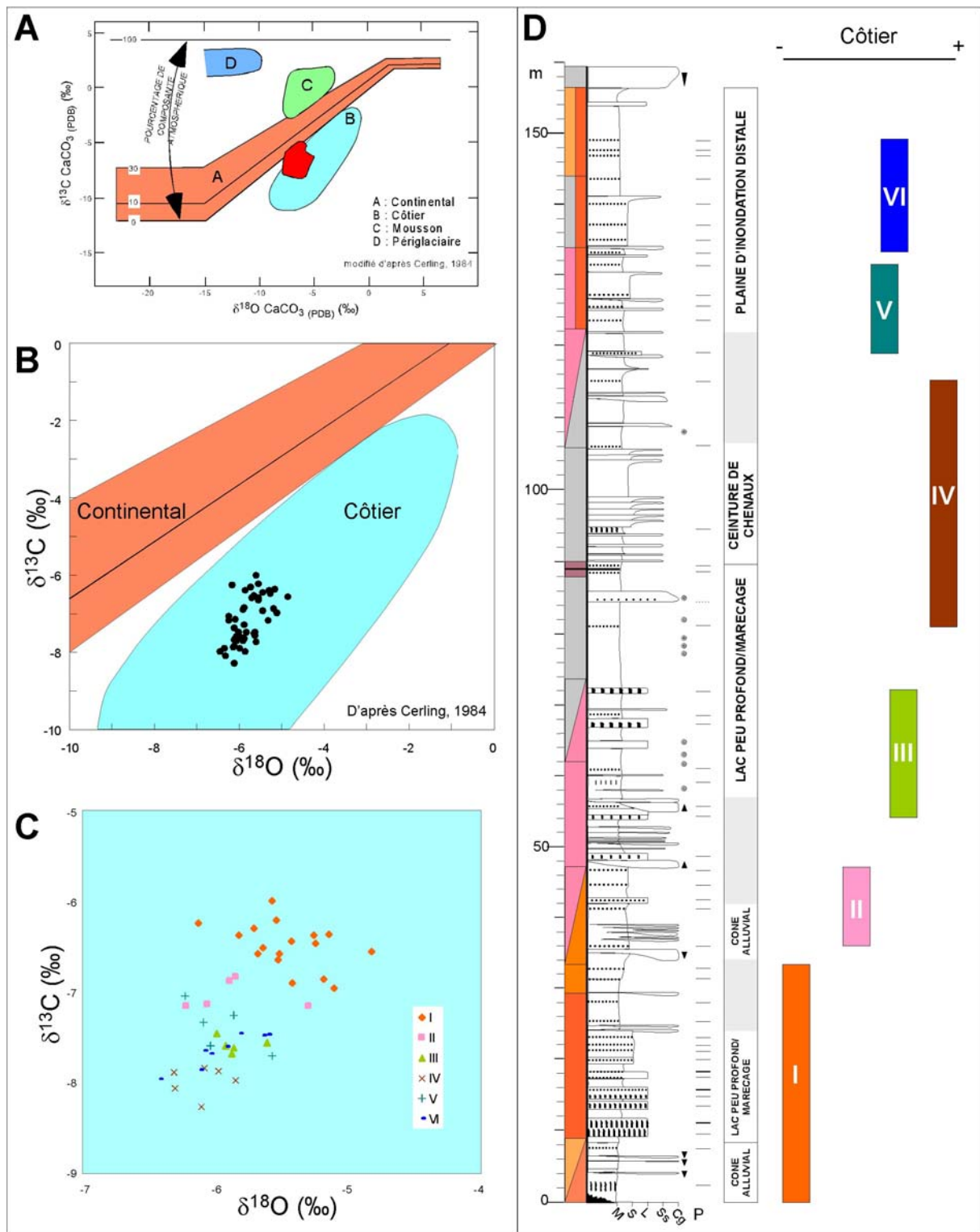


Fig. 5.15. Evolution des paléoenvironnements d'après les diagrammes isotopiques $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$. **A.** Rappel du modèle de Cerling (1984), avec, en rouge, les points de Beynes et de Châteauredon. **B.** Position générale des données de la coupe de Beynes. **C.** Evolution en détail. **D.** Comparaison des groupes isotopiques avec les environnements déterminés auparavant.

Coupe du Saule Mort

- De 0 à 42 m, l'association de passées conglomératiques éparses et les paléosols d'hydromorphie moyenne à faible indique un environnement de cône alluvial distal ;
- De 48 à 55 m (masque entre 42 et 48 m), les calcaires palustres et les conditions très peu hydromorphes rappellent le deuxième intervalle de la coupe de Beynes, c'est un environnement lacustre/palustre ;
- De 55 à 60 m, une transition s'opère vers l'intervalle suivant. Cette transition est marquée par une brusque chute de la maturité des paléosols ;
- De 60 à 85 m, les alternances de paléosols et dépôts de débordement type *crevasse splay*s sont interprétées comme un milieu de plaine d'inondation distale ;
- De 85 à 102 m, les calcaires palustres et l'hydromorphie élevée marquent clairement un intervalle lacustre/palustre ;
- De 102 à 140 m (pour la partie de la coupe étudiée), de nouveau, l'association des faciès est caractéristique d'une plaine d'inondation distale.

Si l'on considère la succession des deux coupes du point de vue temporel, la corrélation isotopique montre que la coupe du Saule Mort débute avant celle de Beynes. Toutefois, on remarque la simultanéité de l'intervalle à paléosols unicolores associés au faciès palustres. De même, le second intervalle lacustre/palustre est en partie concomitant (**Fig. 5.7**).

5.3.5. L'index de pédogénèse : méthodologie et application

Outre les deux index sédimentologiques dont les résultats ont été présentés dans la section précédente, nous avons défini un troisième index, relatif à l'insolation, nommé I_{ped} . Il reflète la période de temps pendant laquelle la pédogénèse est effective.

La formation des sols reflète la compétition entre deux processus, la sédimentation qui contrôle l'aggradation et la pédogénèse qui favorise les transformations minéralogiques par une relative stabilité du paysage (**Fig. 5.16A**). Bien que des sols cumulatifs (*sensu* Kraus, 1999 ; ou sols polycycliques, polygéniques, Duchaufour, 1982) existent, nous ne considérons dans le modèle que les sols simples, les sols cumulatifs étant très peu nombreux (~6%). Ceux-ci sont reconnaissables à leur profil bien plus développé (supérieur à 1 m), et au degré de pédogénèse bien plus élevé que les paléosols qui l'encadrent. Par exemple, le CPM de la coupe du Saule Mort, qui a l'affleurement présente un profil développé sur 2 m d'épaisseur, est marqué par au moins 3 phases de pédogénèse. Nous verrons par la suite qu'il en représente sans doute 8 superposées.

D'après les reconstitutions paléoclimatiques et les modèles de pédogénèse associés ci-dessus, nous considérons, à l'échelle de l'observation qui est celle des cycles de Milankovitch, que le taux de sédimentation moyen devait être plus élevé pendant les périodes humides (maxima d'insolation), à cause de crues plus fréquentes. Par conséquent, le développement des sols devait avoir lieu pendant un intervalle de temps plus ou moins centré sur les minima d'insolation (**Fig. 5.16B**). En deçà d'une certaine valeur seuil théorique d'insolation, la pédogénèse commence (**Fig. 5.16B**).

Contrairement à la courbe d'insolation qui fournit un signal continu, l'alternance de la formation de paléosols et de la sédimentation donne lieu à un signal discontinu. C'est pourquoi il nous est apparu intéressant de considérer non pas l'amplitude des pics d'insolation, comme c'est le cas dans la plupart des études cyclostratigraphiques (p. ex. Martinson *et al.*, 1987 ; Hilgen, 1991), mais plutôt la durée entre deux pics (**Fig. 5.16B**). Supposant que la période de pédogénèse est bien plus longue que celle de sédimentation, et

parce que la valeur seuil n'est pas connue *a priori*, l'index a été construit en prenant pour période de pédogénèse l'intervalle de temps entre deux maxima d'insolation. Les fluctuations mineures du signal d'insolation ont été éliminées.

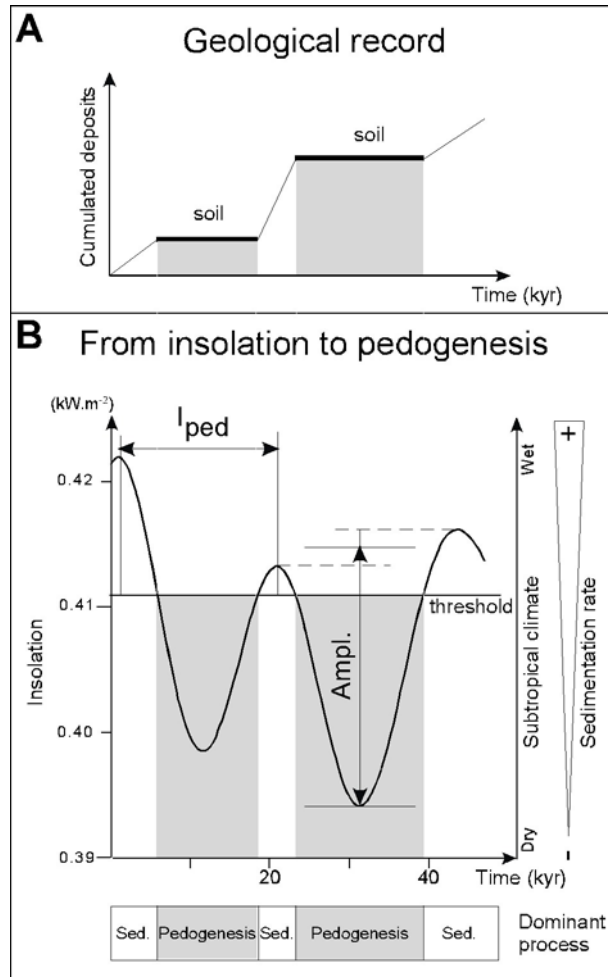


Fig. 5.16. Modèle théorique de la pédogénèse en fonction de l'insolation. **A.** Pédogénèse et sédimentation en fonction du temps. **B.** Définition de l'index de pédogénèse (I_{ped}) et de l'amplitude du signal d'insolation. Mise en évidence d'un seuil délimitant des périodes climatiques dominées par la sédimentation et d'autres par la pédogénèse.

Les pics retirés ont été sélectionné sur la base d'un critère 'k' : lorsque l'espacement temporel entre le minimum et le maximum d'un même pic était de 6 ka ou moins, les pics ont été supprimés. Cette valeur a été choisie pour plusieurs raisons : elle est en dessous de la bande de fréquence des cycles orbitaux et correspond visiblement à une valeur seuil, en ce sens que pour $k = 7$ ka, le nombre de pics supprimés passe du simple au double. En outre, il existe une assez bonne corrélation entre ce critère temporel et l'amplitude des pics correspondants, et là aussi le passage de $k=6$ à $k=7$ marque un seuil (**Tabl. 5.3**). L'amplitude des cycles conservés est supérieure à 30 W.m^{-2} .

Nous avons appliqué la méthode d'intégration proposée aux solutions de l'insolation de Laskar (Laskar *et al.*, 1993, notée La93_{1,1}), considérée très fiable pour les 26 derniers Ma (Laskar, 1999).

L'index de pédogénèse I_{ped} est présenté avec la courbe d'insolation d'origine et l'amplitude des pics (**Fig. 5.17**). Cette dernière illustre la méthode classique de calage orbital (Martinson *et al.*, 1987 ; Hilgen, 1991). On note que si l'allure générale des courbes de l'index et de l'amplitude sont identiques, dans le détail les fluctuations diffèrent nettement. En

conséquence, la nécessité de caler sur les durées entre les pics, en ce qui concerne le cas particulier des paléosols qui sont des « hiatus » où des zones condensées, est déterminante pour le résultat final.

k	Nombre de pic éliminés	Amplitudes
1	0	-
2	1	1
3	1	-
4	4	2 à 6
5	10	7 à 21
6	15	9 à 19
7	26	14, 29 à 46
8	35	25, 30 à 70
9	51	>50
10	68	>50

Tabl. 5.3. Nombre de pics éliminés et leur amplitude correspondante en fonction du critère 'k'. On note une forte corrélation entre le critère 'k' et l'amplitude des pics éliminés ; les deux exceptions, en italique, correspondent à un régime particulier du signal d'insolation à cette période. Pour comparaison, la période recouverte contient 186 pics d'insolation.

En comparant la courbe I_{Ped} (et celle de l'amplitude) avec la courbe d'origine, des cycles de basse fréquence (périodes $\sim 1,2$ Ma et $\sim 2,3$ Ma) sont mis en valeur (**Fig. 5.17**). Ces variations longue-période de l'insolation sont reliées à l'obliquité et à la précession (Laskar, 1999, Laskar *et al.*, 2004) et ont déjà été observées dans des enregistrements biostratigraphiques et isotopiques (Lourens & Hilgen, 1997, Santarelli *et al.* 1998, Zachos *et al.*, 2001b).

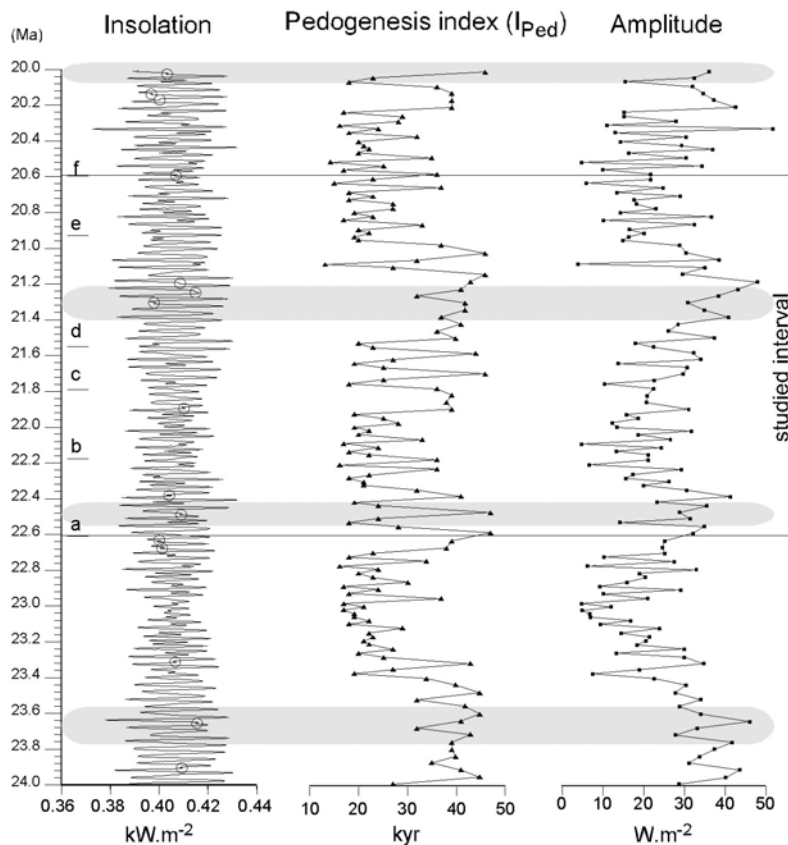


Fig. 5.17. L'index de pédogénèse, compare au signal d'origine et à l'amplitude des pics. Les cercles correspondent aux fluctuations mineures éliminées, les bandes grisées aux cycles de 1,2 et 2,3 Ma. Les lettres a à f renvoient aux figures précédentes.

5.3.6. Corrélation des paléosols avec l'index de pédogénèse

Pour chaque environnement, l'occurrence et le développement des paléosols sont comparés à l' I_{ped} de l'intervalle de temps considéré. Cette comparaison est effectuée au sein de chaque environnement séparément, puisqu'ils correspondent chacun à des conditions locales (taux de sédimentation, élévation de la nappe) relativement fixes (**Fig. 5.18**).

Au sein de ces intervalles environnementaux, nous avons corrélé un à un les paléosols aux minima d'insolation, en tenant compte, au premier chef, du degré de maturité des paléosols ainsi que des contraintes temporelles indiquées par la stratigraphie isotopique. Une attention particulière a été portée sur les paléosols cumulatifs et les calcaires palustres. Les premiers sont supposés comprendre au moins deux phases de pédogénèse, ils ont donc été associés à des I_{ped} consécutifs, quelque soit leur variation. Les seconds se sont développés sur un substrat déjà carbonaté, leur conférant un I_{Ca} proche de 100%, bien qu'ils ne puissent pas être associés à une longue période de pédogénèse. Ces paléosols ont été associés à la valeur d' I_{ped} qui satisfaisait le plus les conditions stratigraphiques.

5.3.6.1. Coupe de Beynes

Aucun âge n'étant disponible pour la base de la coupe, l'intervalle 0-8 m sera discuté sur la base des interprétations effectuées sur son homologue (intervalle 34-42 m). Le premier intervalle pour lequel nous avons une contrainte stratigraphique (8-24 m), interprété comme un lac peu profond/marécage, montre un nombre de paléosols proche de celui de minima d'insolation. L'intervalle suivant (24-34 m), correspondant à un environnement de transition entre palustre et alluvial, affiche un nombre de paléosols moitié moindre que celui de minima d'insolation. Le troisième intervalle (34-42 m), environnement de cône alluvial, est caractérisé par 60% de minima d'insolation enregistrés. Le quatrième intervalle (42-57 m), à nouveau un environnement de transition, montre un enregistrement presque complet des minima d'insolation. Le cinquième intervalle (57-90 m), similaire au premier dans le domaine palustre/lacustre, semble également indiquer un enregistrement complet des cycles d'insolation. L'intervalle suivant (90-107 m), attribué à la ceinture de chenaux, montre un ratio de 1/3 minimum enregistré. La transition (107-122 m) vers la plaine d'inondation distale et cette dernière (122-150 m) indiquent un enregistrement de 60% des minima d'insolation.

5.3.6.2. Coupe du Saule Mort

Bien que la description de la coupe et la mesure des index sédimentologiques concernent l'ensemble de la section, nous ne décrivons ici, par souci de comparabilité, que l'intervalle de temps corrélé à la coupe de Beynes (**Fig. 5.19**).

Le premier intervalle corrélé (48-55 m) correspond aux dépôts lacustres/palustres et montre un enregistrement complet de l'insolation. Le deuxième intervalle (55-86 m), correspondant à la plaine d'inondation distale, affiche 60% des minima enregistrés. Le troisième intervalle (86-102 m), attribué à nouveau au lac peu profond/marécage, l'enregistrement de l'insolation est complet. Cependant, dans sa seconde moitié (96-102 m), les paléosols cumulatifs du Calcaire Palustre Majeur semblent avoir cumulé deux à trois périodes de pédogénèse. Le dernier intervalle (102-122 m), correspondant à un retour à la plaine d'inondation distale, présente un nombre de paléosols de moitié celui de minima d'insolation.

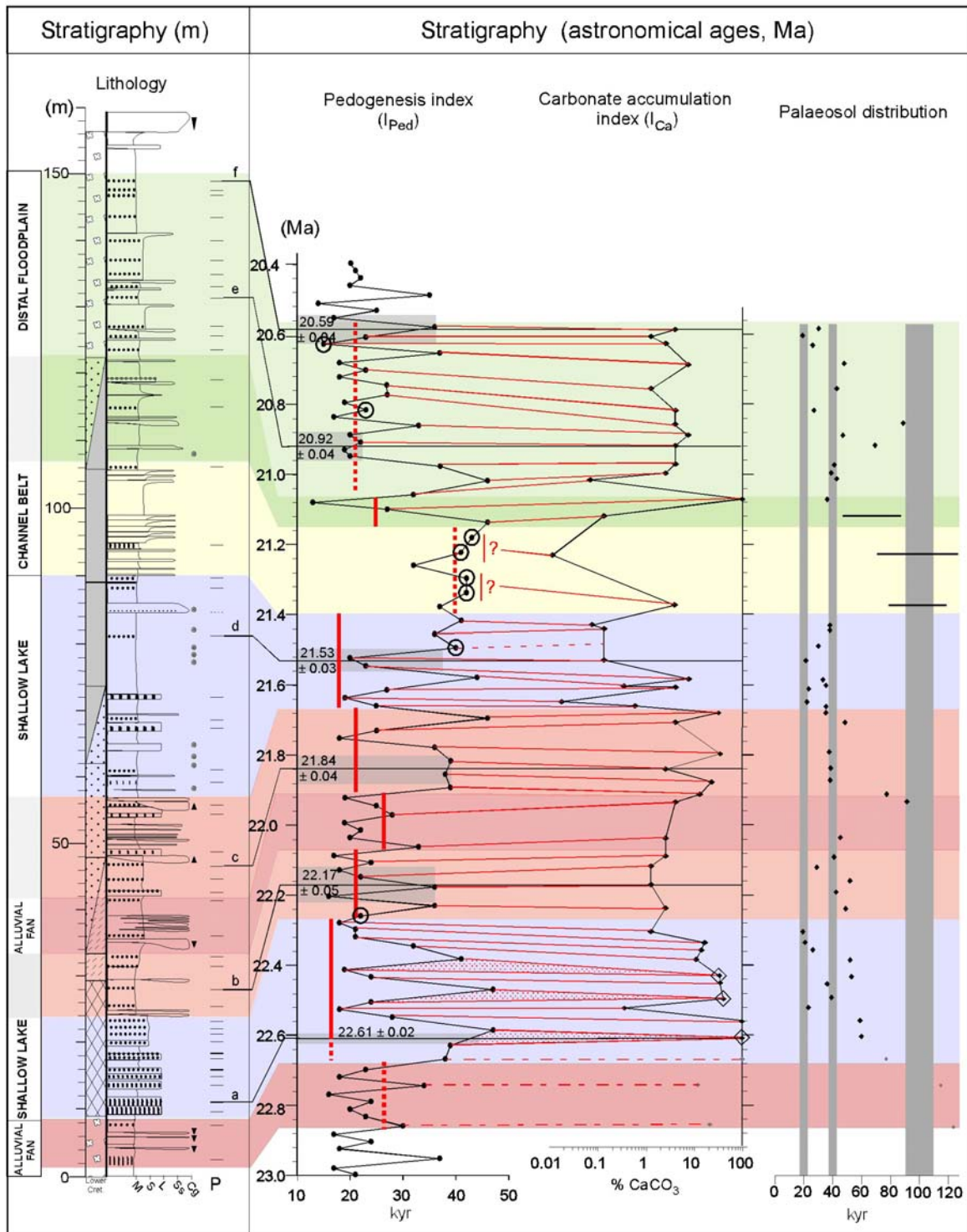


Fig. 5.18. Corrélations des paléosols à l'index de pédogénèse I_{ped} au sein de chaque environnement de la coupe de Beynes. L'appariement des deux index met en évidence des seuils (traits verticaux rouges). Les points de l' I_{ped} entourés correspondent à des anomalies (discutées dans le texte), les losanges entourant les points de l' I_{Ca} indiquent les paléosols cumulatifs. La distribution des paléosols fait ressortir les liens entre environnement et cycles orbitaux enregistrés.

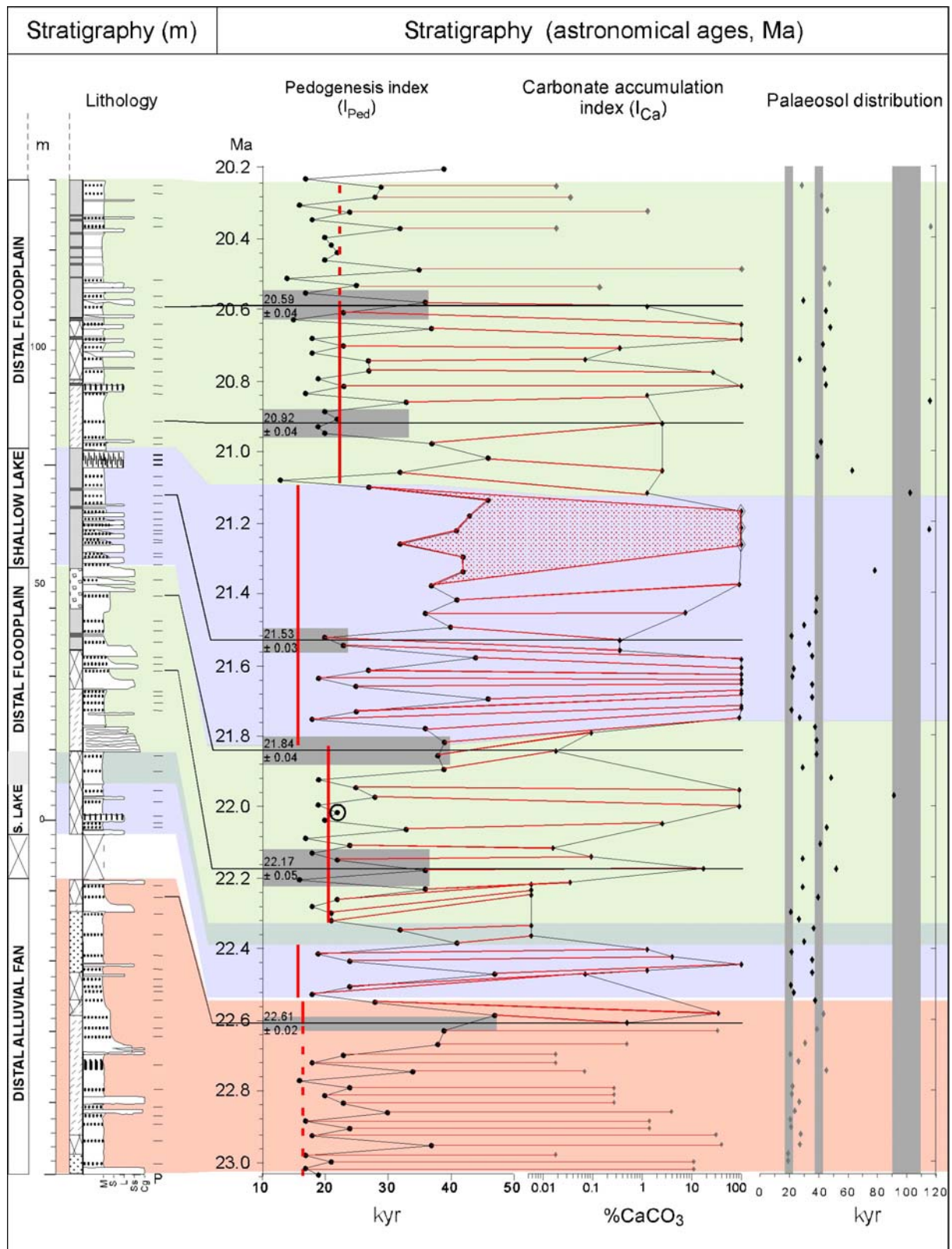


Fig. 5.19. Corrélations des paléosols à l'index de pédogénèse I_{Ped} au sein de chaque environnement de la coupe du Saule Mort. Les résultats sont comparables à ceux de Beynes pour un même environnement. Se reporter à la **figure 5.18** pour les symboles.

5.3.6.3. Estimation des seuils d' I_{Ped} pour l'enregistrement de la pédogenèse

La comparaison des résultats obtenus sur les deux coupes montre une très bonne cohérence pour un même environnement : presque 100% de recouvrement du signal d'insolation dans les milieux palustres/lacustres et autour de 60% pour la plaine d'inondation distale. L'absence de ceinture de chenaux dans la coupe du Saule Mort ne permet pas de confirmer les résultats de la coupe de Beynes. Le domaine alluvial est en dehors de l'intervalle corrélé sur le Saule Mort. Il semblerait que l'enregistrement soit presque complet, un résultat bien différent de celui de la coupe de Beynes (~30%). Cependant, étant donné la proportion de fines, il s'agit probablement d'une zone plus distale du cône.

Les pourcentages de recouvrement du signal d'insolation mettent en évidence, pour chaque environnement, un seuil dans les valeurs de l'index de pédogénèse (**Fig. 5.18 & 5.19**). Cette valeur seuil signifie qu'en deçà d'une certaine période de temps de pédogénèse (la valeur I_{Ped} , **Fig. 5.10**), les conditions locales de l'environnement considéré ne permettent pas la formation/préservation d'un sol. Rappelons que, parce que le seuil défini sur la figure 5.10 nous est *a priori* inconnu nous avons défini les valeurs I_{Ped} entre le maxima de l'insolation, ces valeurs seuils que l'on observe après corrélation de tous les paléosols sont naturellement surestimées.

Les valeurs seuils les plus basses sont associées aux environnements lacustres/palustres, où un enregistrement (quasi) complet donne un seuil autour de 15-16 ka. A l'opposé, une valeur seuil maximale de 40 ka est observée pour la ceinture de chenaux. Des valeurs intermédiaires, allant de 21 à 27 ka sont observées pour les cônes alluviaux, celui de la base du Saule Mort étant de 17 ka. La plaine d'inondation distale montre un seuil autour de 20 ka. Il est intéressant de noter l'indépendance des valeurs d'une coupe à l'autre malgré des taux de sédimentations moyens assez différents (dans un rapport de 3/2 en faveur de Beynes), bien que restant toujours faibles.

Les valeurs seuil sont donc étroitement liées aux environnements, en relation avec le pédofaciès, c'est-à-dire la distance au chenal principal, et la topographie (catena) (**Fig. 5.20**). Les faibles valeurs seuil pour l'environnement lacustre/palustre sont en dessous de la valeur du cycle de précession, indiquant par là que l'enregistrement sera complet ; les valeurs intermédiaires caractérisant le cône alluvial et la plaine d'inondation distale montrent que les cycles de précession seront peu ou pas enregistrés. Enfin, la valeur seuil de la ceinture de chenaux suggère que les cycles de précession mais possiblement ceux de l'obliquité peuvent être oblitérés.

5.3.7. Distribution autocyclique vs allocyclique des paléosols

Comme discuté en section 5.3.1, les successions verticales de paléosols ont été interprétées aussi bien comme étant d'origine autocyclique ou allocyclique en fonction de l'échelle temporelle associée. Mais la plupart du temps, les auteurs n'ont pas les moyens stratigraphiques de trancher la question.

Dans cette étude, nous avons vu, en introduction, qu'une simple division de l'intervalle de temps considéré par le nombre de paléosols enregistrés donnait un temps de récurrence proche de la période de l'obliquité. Si l'on considère maintenant non plus l'échelle « géologique » mais l'échelle astronomique, l'intervalle considéré se réduit à environ 2 Ma, ce qui donne une récurrence moyenne des paléosols tous les 44 et 40 ka, pour Beynes et le Saule Mort respectivement, ce qui confirme bien l'empreinte du cycle d'obliquité sur le climat au Miocène inférieur (p. ex. Shackleton *et al.*, 1999). En détaillant pour chacun des

intervalles de temps corrélés par les isotopes, les valeurs obtenues oscillent entre 13 et 85 ka, appelant encore une fois une origine astronomique de la répartition des paléosols (**Tabl. 5.4**).

Intervalle	Durée (ka)	Nombre de paléosols		Temps entre deux paléosols (ka)	
		BE	SM	BE	SM
α - a	310±70	-	16	-	15-24
a - b	440±80	11 (14)	13	32-47 (25-37)	28-40
b - c	330±90	7	7	34-60	34-60
c - d	310±70	9	13 (18)	27-42	18-29 (13-21)
d - e	610±70	10	8	54-68	68-85
e - f	350±80	9	9	30-48	30-48

Tabl. 5.4. Idem que le tableau 5.2 mais en prenant en compte l'échelle astronomique. Les cycles orbitaux, notamment autour de l'obliquité, sont mis en valeur.

Les résultats précédents concernant le pourcentage de recouvrement du signal d'insolation (la « sensibilité » de chaque environnement à l'insolation, **Fig. 5.20**) ainsi que les valeurs seuils de durée de pédogénèse déduites montrent une grande cohérence entre deux coupes éloignées de plusieurs kilomètres, dans des environnements similaires (**Fig. 5.20**) :

- Un enregistrement (quasi) complet de l'insolation en domaine lacustre/palustre ;
- 50 à 85% de recouvrement en domaine de plaine d'inondation distale et de transition lac/cône alluvial ;
- Autour de 30% de recouvrement dans la ceinture de chenaux et le cône alluvial.

Cependant, les corrélations détaillées des paléosols avec les minima d'insolation montrent des anomalies (**Fig. 5.18 & 5.19**). Celles-ci sont marquées par (i) aucun paléosols correspondant à un pic d' I_{ped} pourtant bien au-dessus de la valeur seuil (coupe de Beynes, 21.49 Ma, faciès de lac peu profond), (ii) aucun paléosols correspondant à un pic d' I_{ped} proche de la valeur seuil (coupe de Beynes, 22.08 et 20.92 Ma ; coupe du Saule Mort, 22.02 Ma ; tous en dépôts de plaine d'inondation distale), et (iii) un paléosol associé à un I_{ped} en dessous de la valeur seuil (coupe de Beynes, 20.62 Ma, dépôts de plaine d'inondation distale). Tous sont interprétés comme résultant de processus autocycliques. Dans le premier cas, un remplissage de chenal isolé présent dans l'intervalle concerné comporte des nodules de pédogénèse à sa base (*channel-lag*). On peut imaginer que suite à une avulsion, le chenal ait pris une nouvelle trajectoire et ait érodé au passage le sol manquant. Dans les deux autres cas, lorsque les valeurs d' I_{ped} sont proches de la valeur seuil, des fluctuations locales du taux de sédimentation ont pu permettre le développement d'un sol lorsqu'elle était supérieure à la moyenne et au contraire l'oblitérer lorsqu'elle était inférieure.

L'environnement lacustre/palustre est très sensible aux fluctuations de l'insolation car peu profond. Le niveau du lac fluctuait en réponse aux changements de balance hydraulique. En domaine de plaine d'inondation et de cône alluvial, le taux de sédimentation est plus probablement le facteur de contrôle. La valeur seuil est plus élevée dans la ceinture de chenaux, où le taux de sédimentation est d'environ 10 cm/ka, celle de la plaine d'inondation distale montre des taux de sédimentation autour de 7 cm/ka (coupe de Beynes). La comparaison avec le Saule Mort est plus limitée car aucun dépôt de ceinture de chenaux n'a été observé.

Ces résultats semi quantitatifs appuient les interprétations d'autres études cyclostratigraphiques. En domaine lacustre/palustre, décrits comme très sensibles aux cycles de haute fréquence de l'insolation (Van Vugt *et al.*, 1998; Steenbrink *et al.*, 2000; Abdul Aziz *et al.*, 2000, 2003, 2004; Adul-Aziz, 2001), nous trouvons également un très bon

enregistrement des cycles d'insolation et par là même des cycles de haute fréquence (précession). La ceinture de chenaux et les cônes alluviaux n'enregistrent que les longues périodes de pédogénèse. Ces environnements sont plus sensibles aux processus autocycliques qui peuvent prendre le pas sur le contrôle allocyclique quand les cycles d'insolation sont courts, car ils influencent énormément l'équilibre entre sédimentation et pédogénèse (Kraus, 1987 ; Smith, 1990). Enfin, la plaine d'inondation distale a enregistré les cycles d'insolation dont la période était supérieure à celle de la précession. Chaque cycle n'est exprimé que par un paléosol ; des études ont mis en évidence des cycles comprenant plusieurs paléosols (~20 paléosols/cycle de 40 ka, Retallack, 1991 ; 3 paléosols/cycle de 40 ka, Retallack & Wynn, 2001; Retallack *et al.*, 2004), parfois formant des variations verticales de maturité sinusoïdales (Bestland & Swisher, 1996). Cela pourrait s'expliquer par un taux de sédimentation plus élevé, comme dans le cas des paléosols du Kenya et du Pakistan (30 à 70 cm/ka, Retallack, 1991), ce qui suggérerait que les processus autocycliques sont plus limités dans notre secteur. Dans le cas de taux de sédimentation similaires aux nôtres, (la Formation John Day en Oregon Central, Retallack & Wynn, 2001), un contexte climatique différent pourrait être invoqué. Bestland (1997) le décrit comme un « climat doux et tempéré humide », qui a pu permettre le développement/préservation d'autres pédotypes (alfisols, inceptisols, entisols), ayant une durée de formation plus courte.

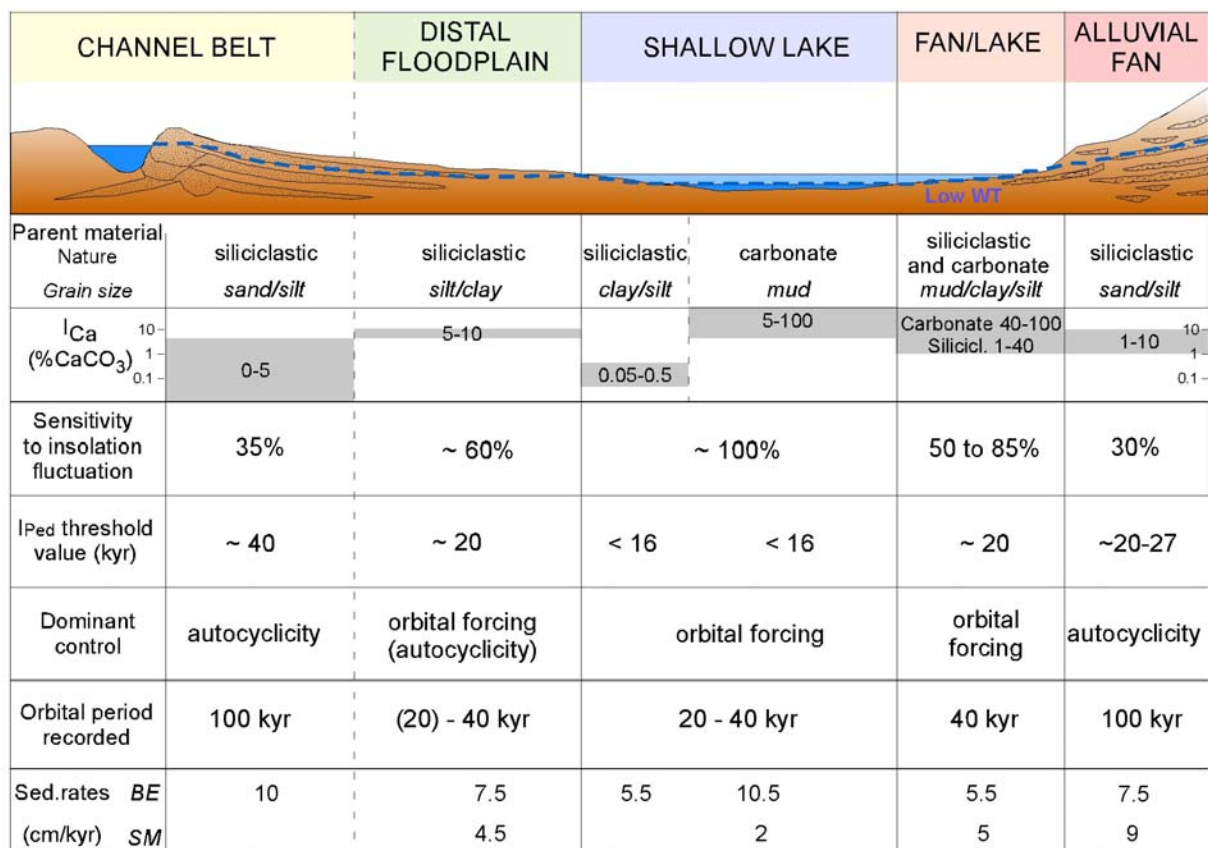


Fig. 5.20. Enregistrement de l'insolation En fonction de l'environnement/pédofaciès. Le long d'une section transversale depuis la ceinture de chenaux jusqu'au cône alluvial, l'environnement module fortement l'enregistrement de l'insolation, ce qui se traduit par différentes sensibilités/potentiels d'enregistrements, et donc différents seuils. Le contrôle dominant varie également, entre des zones marquées par les processus autocycliques et d'autres par les processus allocycliques. Les taux de sédimentation sont pour les dépôts non décompactés.

Les exceptions sont les paléosols cumulatifs à la base de la coupe de Beynes et à 100-102 m sur la coupe du Saule Mort. Dans ces cas particuliers, les paléosols représentent à eux seuls plusieurs cycles d'insolation cumulés, deux dans le cas des paléosols cumulatifs de la coupe de Beynes, trois dans ceux du Saule Mort. Ces derniers représentent, d'un point de vue séquentiel, une SBZ de 3^e ordre, corrélée au sommet de la BM3 de Châteauredon (voir en Chapitre 4).

Par conséquent, l'association de (i) une distribution moyenne des paléosols dans la fourchette de valeurs des cycles orbitaux, (ii) une bonne cohérence de la corrélation des valeurs d' I_{Ca} aux pics d' I_{ped} , malgré quelques anomalies qu'on peut expliquer par l'action de processus autocycliques et (iii) des résultats concordants sur deux coupes séparées de plusieurs kilomètres, confortent l'hypothèse de départ d'un contrôle astroclimatique de la distribution et développement des paléosols dans ces dépôts fluviaux/alluviaux. Néanmoins, le contrôle autocyclique devient dominant dans les zones sources, que ce soit en domaine alluvial ou en domaine fluvial.

5.3.8. Vers une série continentale astronomiquement calibrée

La possibilité que nous offre la stratigraphie isotopique de comparer directement l'enregistrement sédimentaire avec la courbe d'insolation de Laskar *et al.* (1993 ; Shackleton *et al.*, 1999) fournit une opportunité unique de proposer un calage orbital des coupes étudiées.

Chaque environnement apparaît clairement sensible aux cycles orbitaux dont la valeur de la période est supérieure au seuil d' I_{ped} déterminé précédemment, les environnements de transition montrant des valeurs intermédiaires (« distribution des paléosols », **Fig. 5.18 & 5.19** ; « contrôle dominant », **Fig. 5.20**). Les environnements très sensibles (lacs peu profonds et, dans une moindre mesure, la plaine d'inondation distale) ont enregistré les cycles de précessions et d'obliquité. D'un autre côté, la ceinture de chenaux et le cône alluvial n'ont enregistré que le cycle d'excentricité à 100 ka. Il est intéressant de noter que tous les types de cycles sont enregistrés, mais ils sont mis en valeur dans un certain environnement.

L'analyse spectrale du signal d'insolation pour l'Aquitainien a montré que cette période était principalement contrôlée par les cycles d'obliquité et, dans une moindre mesure, par l'excentricité (Flower *et al.*, 1997b ; Shackleton *et al.*, 1999 ; Paul *et al.*, 2000). Nos données sont trop limitées pour entreprendre une analyse spectrale (outre le fait que le taux de sédimentation, par principe de l'alternance paléosols/sédiments, n'est pas constant). Cependant, nous observons une bonne corrélation du proxy I_{Ca} avec la précession et l'obliquité, moins avec l'excentricité (**Fig. 5.18, 5.19 & Fig. 5.20**). Le calage orbital est assez direct pour l'environnement lacustre/palustre où tous les cycles d'insolation sont enregistrés. Il est toujours possible dans les environnements de moindre recouvrement du signal d'insolation (plaine d'inondation distale), où seuls les cycles de précession manquent et où les processus autocycliques sont limités. En revanche, pour les environnements alluviaux et de ceinture de chenaux, l'autocyclique peut prendre le dessus et rendre le calage hasardeux.

A partir du calage proposé dans les **Figures 5.18 & 5.19**, nous avons recalé le signal isotopique des nodules et le superposé à la courbe marine de référence (**Fig. 5.21**). La représentation graphique des données isotopiques calées astronomiquement est en premier lieu dépendante des points de corrélation sélectionnés à l'origine. A partir de là, la qualité du signal reconstitué dépend de l'environnement considéré, puisque ceux-ci sont, comme nous l'avons vu, préférentiellement attachés à un cycle orbital particulier. Ils se caractérisent ainsi par le nombre de points calés et la possibilité de processus autocycliques.

Les courbes isotopiques ainsi recalées sur l'échelle astronomique s'apparentent bien à la courbe de référence (site 926) au sein des intervalles de corrélation (**Fig. 5.21**). Les principaux

décalages, dans la partie supérieure des signaux, sont amputables aux processus autocycliques de la plaine d'inondation (coupe de Beynes) et à la SBZ du Saule Mort. Par ailleurs, près de la moitié des paléosols de cette coupe n'ont pas été analysés, ne fournissant ainsi qu'un signal très partiel. Toutefois, cette première tentative de construction d'une série calée astronomiquement à partir de l'index de maturité des paléosols est encourageante et montre que la résolution temporelle que l'on peut obtenir en domaine continental peut équivaloir celle du domaine marin.

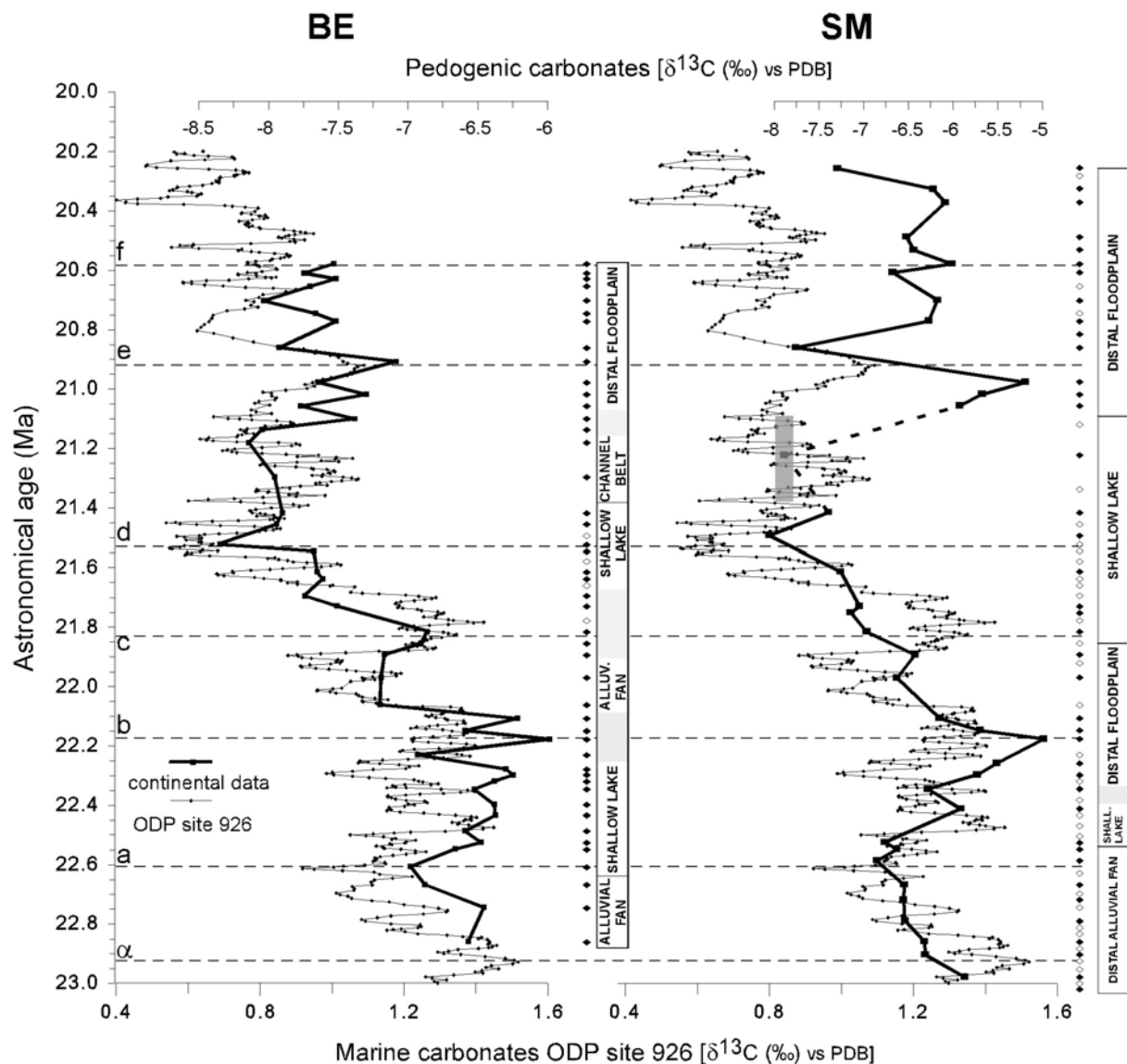


Fig. 5.21. Courbes isotopiques calées astronomiquement pour les coupes de Beynes et du Saule Mort. Les signaux isotopiques des nodules pédogénétiques ont été transformés pour plus de comparaison avec le signal de référence (compression par 2,5 et décalage positif de 4‰ pour Beynes, compression par 4 et décalage de 2,8‰ pour le Saule Mort). La zone grisée correspond à la SBZ, les losanges pour les paléosols.

5.3.9. Conclusions

Le développement d'une approche originale de l'étude du forçage orbital en domaine alluvial/fluviatile a été possible grâce à un très bon calage stratigraphique, une reconstitution paléoclimatique précise et la corrélation directe avec la courbe d'insolation.

Les correspondances établies entre les index d' I_{Ca} et IPed ont été conduites sur les environnements pris séparément. Ceux-ci montrent des sensibilités aux fluctuations de l'insolation qui sont variées, depuis un enregistrement quasi complet des minima d'insolation en domaine lacustre/palustre, à un enregistrement bien plus pauvre (30%) en domaine de ceinture de chenaux et de cône alluvial.

Des valeurs seuil de l'IPed sont définies pour chacun des environnements. Ils indiquent le potentiel d'enregistrement d'un cycle astronomique. Un seuil très bas, comme celui du domaine lacustre/palustre (15 ka), assure l'enregistrement potentiel de tous les cycles. En revanche, les valeurs forte (40 ka pour la ceinture de chenaux) indiquent que certains cycles (la précession, voire l'obliquité) ne pourront pas être enregistrés.

Le contrôle allocyclique est mis en évidence par la similarité des résultats obtenus sur deux coupes distantes de plusieurs kilomètres. Ces résultats semi-quantifiés confirment le potentiel du domaine lacustre/palustre pour des études cyclostratigraphiques, indiquent qu'elles sont possibles, dans une moindre mesure, en domaine de plaine d'inondation, et montrent que le domaine de la ceinture de chenaux n'y est pas propice.

Le calage orbital (*orbital tuning*) des deux coupes étudiées met en évidence la relation étroite entre les environnements et les cycles orbitaux : Le domaine lacustre/palustre est marqué par la prédominance des cycles de 20 et 40 ka, la plaine d'inondation par les cycles de 40 ka, alors que le cône alluvial et la ceinture de chenaux sont marqués davantage par le cycle de 100 ka lorsqu'il s'exprime, mais surtout par les processus autocycliques.

La comparaison des courbes isotopiques ainsi recalées par rapport au site 926 montre une bonne cohérence des calages orbitaux. Cette première étude du forçage astronomique sur des dépôts alluviaux/fluviatiles établissant un lien clair avec les variations de l'insolation fournit de nouvelles perspectives dans la compréhension de la dynamique sédimentaire continentale à haute résolution.

5.4. CONCLUSIONS

L'étude détaillée et multidisciplinaire des dépôts de la série de Beynes - Châteauredon et de Majastres a permis de mettre en évidence plusieurs témoins des fluctuations climatiques qui ont eu lieu au cours du Miocène inférieur et moyen, et ce à des échelles de temps très variables.

L'évènement majeur de l'Optimum Climatique du Langhien, prologue au refroidissement général du Miocène supérieur jusqu'à aujourd'hui, a laissé trois marqueurs (sur quatre reconnus) de nature différente : l'excursion isotopique du Monterey, quasiment concomitante, est à l'origine de la distinction du Langhien et du Serravallien dans le haut de la série (Bialkowski *et al.*, 2006) ; Le maximum transgressif du Langhien, reconnu également à l'échelle globale, mais dont l'amplitude est localement atténuée dans le secteur de Beynes - Châteauredon (Chapitre 4) ; le développement maximal de la mangrove à *Avicennia*, enfin, marqueur régional dans le Bassin méditerranéen. La cohérence des données stratigraphiques préexistantes avec l'interprétation séquentielle et la position stratigraphique de la mangrove donne ici un bel exemple de l'intérêt scientifique d'une approche multidisciplinaire à une problématique donnée.

A l'échelle des cycles eustatiques de 3^e ordre, la confrontation des données palynologiques et de l'interprétation séquentielle conduit à proposer une origine glacio-eustatique à ces cycles, tout du moins en ce qui concerne cette partie de la série.

A l'échelle inférieure, le découpage séquentiel à haute fréquence montre clairement un contrôle orbital du niveau marin relatif par les cycles de 400 ka (voir Chapitre 4). Il est intéressant de noter que malgré le contexte tectonique actif du bassin de Digne-Valensole, les variations de 3^e et 4^e ordre du niveau marin relatif sont dues au glacio-eustatisme.

Enfin, à l'échelle des petits cycles orbitaux (5^e ordre), la distribution et le développement des paléosols apparaît fortement contrôlés astronomiquement. Dans ce cas, une étude approfondie de leur relation avec les fluctuations de l'insolation a été entreprise. Nous confirmons et semi-quantifions la possibilité qu'offre le domaine lacustre/palustre aux études cyclostratigraphiques, et l'étendons à la plaine d'inondation distale. Toutefois, nos résultats indiquent que la ceinture de chenaux ainsi que le cône alluvial, tous deux proches des zones sources, montrent une forte perturbation de l'enregistrement de l'insolation par les processus autocycliques. La proposition d'une première série alluviale/fluviale calée astronomiquement ouvre la voie vers une résolution temporelle, en domaine continental, équivalente à celle des séries marines.

Conclusions générales & Perspectives

Au terme de ce travail, nous avons pu préciser les relations entre la géométrie des dépôts continentaux et les facteurs forçants que sont le climat, l'eustatisme et la tectonique. Cette étude multidisciplinaire, appliquée aux dépôts miocènes du bassin de Digne-Valensole, a apporté plusieurs résultats, de portée régionale et globale, concernant (i) la stratigraphie de la série continentale miocène, (ii) l'origine des cycles observés à différents ordres de grandeur, (iii) la modulation de leur enregistrement/préservation par la tectonique régionale et locale, (iv) l'empreinte des variations climatiques dans les dépôts continentaux et (v) les implications sur la compréhension de l'évolution du bassin de Digne-Valensole.

Apports à la stratigraphie en domaine continental

Dans le cadre de la révision stratigraphique de la série de Beynes – Châteauredon (Bialkowski et al., 2006), le problème du choix d'une **courbe de référence** bien calibrée s'est révélé crucial. L'ancienne référence (site 588C) s'est avérée invalide et a été remplacée par un jeu de données plus récentes (sites 588A et 926) et en partie calées sur l'échelle astronomique.

Les **données de** palynologie, plus particulièrement la fraction des **dinokystes**, sont venues appuyer les résultats obtenus par Bialkowski (2004). Ils précisent ainsi la limite Langhien / Serravallien, une trentaine de mètres sous la barre marine de Châteauredon, et confirment la stratigraphie obtenue par les corrélations isotopiques.

La découverte de **pollens d'*Avicennia***, marqueur de la mangrove connue à la même époque dans le Bassin méditerranéen, apporte un élément supplémentaire au calage stratigraphique. En effet, l'extension temporelle de ce développement de mangrove est très restreinte, malgré un possible diachronisme à l'échelle de l'Europe. La cohérence des résultats stratigraphiques issus d'approches multidisciplinaires et en concordance avec des études similaires dans le sud de la France conforte la stratigraphie proposée au début de ce travail et confirme du même coup la soudaineté et la brièveté (durée inférieure à 700 ka) du pic de développement de la mangrove à cette période. Cependant, la présence, intermittente mais régulière, de la mangrove depuis le Langhien jusque dans le Serravallien, implique que la présence seule du pollen d'*Avicennia* ne suffit plus à localiser temporellement le pic de développement. Nous estimons qu'il faut nécessairement au moins 3-4% d'*Avicennia* pour le corréler au « pic » reconnu par ailleurs en Méditerranée.

La qualité des affleurements a permis d'élaborer un **découpage séquentiel** en 2D complet du Dôme de Châteauredon. Associée au calage temporel précis, l'investigation séquentielle a permis d'établir une comparaison avec les chartes eustatiques existantes. Il apparaît que toutes les séquences reconnues par Hardenbol et al. (1998) sauf une sont enregistrées dans notre secteur, et que les âges concordent pour la plupart. Des différences notables (au-delà de l'incertitude de datation) pour certains cycles induisent un effet de la tectonique régionale et donc de la tendance au long terme (cycle de 2^e ordre).

Apports à l'étude du climat en domaine continental

Une grande partie du travail a été conduite avec pour objectif la compréhension et la mise en évidence de l'enregistrement des variations climatiques, à différentes échelles de temps, du climat au Miocène inférieur et moyen. A ce titre, trois résultats majeurs doivent être retenus :

- **Le développement d'une méthodologie d'étude du forçage orbital en domaine fluviatile/alluvial.** Partant de l'observation que le nombre de paléosols sur deux coupes distantes de plusieurs kilomètres semble être contrôlé astronomiquement, une comparaison de la distribution et de la maturité des paléosols par environnement avec la courbe d'insolation a permis (i) de confirmer l'origine allocyclique de la pédogénèse, (ii) de montrer la modulation environnementale de l'enregistrement de l'insolation, complet en domaine lacustre/palustre, très incomplet en domaine de ceinture de chenaux, et qui se traduit par des effets de seuil pour l'enregistrement de la pédogénèse, (iii) d'établir pour la première fois une série alluviale calée sur les cycles orbitaux et (iv) de montrer que ce calage met en évidence le lien étroit entre chacun des environnements et un ou deux des cycles orbitaux, les dépôts lacustres étant contrôlés par la précession et l'obliquité, ceux de la ceinture de chenaux par l'excentricité.
- **La mise en évidence des témoins de l'Optimum Climatique du Langhien.** Partant des résultats stratigraphiques indiquant que la partie supérieure de la série étudiée (Formation de Beauregard) comprenait le Langhien et le Serravallien, l'étude multidisciplinaire de cet intervalle a permis (i) de reconnaître l'excursion isotopique du C (Evènement de Monterey), quasi concomitante avec l'Optimum Climatique, (ii) de placer le maximum transgressif du Langhien (iii) de mettre en évidence le pic de développement de la mangrove à *Avicennia* au sein où juste au-dessus de ce maximum transgressif, en concordance avec les observations dans le Bassin méditerranéen et (iv) d'établir la présence, quasi-continue depuis le Langhien jusqu'au Serravallien, de la mangrove à *Avicennia*.
- **La mise en évidence d'une origine glacio-eustatique des cycles de 3^e ordre.** Ces résultats ont été obtenus par comparaison des fluctuations climatiques indiquées par l'analyse palynologique avec le découpage séquentiel. Il est très intéressant d'observer une telle relation, en dépit d'un contexte tectonique peu favorable. leur amplitude relative et leur asymétrie indiquent toutefois une modulation sensible par la tectonique, dont les effets locaux (amalgames/disparition de séquences) ont pu être décrits au Sud de Beynes. A un ordre de grandeur inférieur, nous avons montré que les séquences à haute fréquence avaient une origine astroclimatique (cycles de 100 ? et 400 ka) très probable.

Apports à la compréhension de la dynamique du bassin de Digne-Valensole

La stratigraphie à « haute résolution » (pour le domaine continental) a permis l'étude, dans le détail, de la dynamique du système continental côtier en contexte d'avant-pays.

L'influence locale de la tectonique locale sur l'enregistrement des séquences a pu être observée en détail grâce aux prolongements des séquences vers le S du système de Beynes - Châteauredon. Ainsi, à l'Aquitainien, le Sud semble aggrader pendant la chute du niveau de base, au contraire de la zone Nord. La tendance s'inverse ensuite, lorsque, selon l'hypothèse proposée, une incision majeure a lieu au Burdigalien. L'amalgame des séquences S4 et S5 est particulièrement marqué au Sud de Beynes, où une forte colonisation des conglomérats par des *Microcodium* est observée. La zone Nord enregistre peu de déformation, car il est probable qu'elle soit perpendiculaire au front de propagation des plis ; l'orientation du secteur Sud le rendrait plus assujéti aux effets locaux.

Nous avons pu ainsi établir, en intégrant les résultats des études précédentes sur le bassin de Digne-Valensole, la chronologie des événements à l'échelle du bassin. Ainsi, Le cycle de 2^e ordre reflète clairement la tectonique à l'échelle du bassin de Digne-Valensole, et la comparaison de la chronologie des dépôts à Châteauredon avec le reste du bassin, notamment à Digne, met en évidence les migrations de dépôtcentres, depuis le S vers le N puis vers l'W et le S à nouveau.

L'absence de vallées incisées à la limite aquitainien/Burdigalien et Burdigalien/Langhien rend peu évidentes les corrélations avec le Bassin rhodano-provençal.

*
* *

Perspectives stratigraphiques

- ✓ **Magnétostratigraphie.** Parmi la panoplie d'outils stratigraphiques mis en œuvre dans le cadre de l'étude du secteur de Beynes - Châteauredon, la magnétostratigraphie reste à être testée. En effet, contrairement au secteur de Digne où, à cause de remagnétisation, elle n'a donné aucun résultat, notre secteur d'étude n'a subi, lui, qu'une très faible diagénèse, indiquant que la nappe de Digne ne l'a pas recouvert. Avec 4 gisements de micrommamifères, une telle étude permettrait de comparer sereinement les âges obtenus avec les chartes micromammaliennes de Suisse et d'Espagne.
- ✓ **Développer la méthodologie cyclostratigraphique sur autre bassin et/ou autre période.** Le cas étudié dans ce travail a permis le développement d'une approche originale du calage orbital d'une série continental. Il serait pertinent de la tester sur un autre bassin de contexte géodynamique différent et à une autre paléolatitide, et à une autre période stratigraphique. La seule condition nécessaire est un calage préliminaire sur une référence marine (isotopique ou magnétostratigraphique selon l'outil utilisé pour la série continentale) et surtout que cette référence soit calée sur l'insolation.

Perspectives géochimiques

Sur la base des travaux de Magioncalda (2004), un protocole d'extraction de la M.O. des paléosols et des nodules pédogénétiques a été développé (voir en Annexes), en vue de l'analyse du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Seules des analyses préliminaires (10 échantillons) ont pu être menées jusqu'à aujourd'hui, en collaboration avec l'INRA. Le projet initial, dont l'intérêt est toujours d'actualité, contenait deux volets :

- ✓ Un volet **stratigraphique**. La série continentale de Beynes - Châteauredon et celle de Majastres contiennent de nombreux paléosols. Cependant, certains intervalles (les formations laguno-marines notamment) sont pauvres en paléosols, occasionnant du coup une perte potentielle de données. Pour y remédier, et suivant en cela l'approche de Magioncalda (2004), la stratigraphie isotopique basée sur le Corg ouvre de nouvelles possibilités, notamment dans les intervalles laguno-marins, plus riches en M.O. En particulier, l'excursion isotopique du Monterey pourrait ainsi être détaillée.
- ✓ Un volet **environnemental**, puisque les résultats isotopiques pourraient être statistiquement comparés avec ceux issus des nodules carbonatés des mêmes paléosols, et que des paléosols de types variés (plus ou moins hydromorphes) ont été échantillonnés. Ainsi, d'après les résultats de Magioncalda (2004), même les paléosols rouges contiennent assez de matière organique pour fournir un signal exploitable en $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.

Perspectives climatiques

Ce travail est particulièrement axé sur l'étude du climat au Miocène dans son enregistrement continental. Dans l'optique de continuer plus avant cette étude, nous pensons que deux projets sont prometteurs :

- ✓ **La saisonnalité**. L'étude des fluctuations du climat a déjà couvert un large spectre temporel, depuis l'évènement majeur perdurant sur 2,5 Ma qu'est l'Optimum Climatique du Miocène moyen, jusqu'au cycle de précession reconnu notamment dans le domaine lacustre/palustre. Toutefois, nous pensons qu'il est possible d'investiguer les fluctuations climatiques à plus petite échelle encore, celle des contrastes saisonniers. Les premiers indices d'un fort contraste saisonnier sont les paléosols carbonatés, avec en outre, pour certains, des caractéristiques vertiques. Une collaboration avec l'Université Pierre & Marie Curie est en cours pour l'étude géochimique de coquilles d'huîtres, dont les lamines de croissances sont susceptibles d'informer sur l'intensité du contraste saisonnier (thèse de Franck Lartaud). De même, il est possible que les alternances observées de phases laminaires et palissadiques dans les encroûtements oncolitiques soient, directement (type de microorganisme) ou indirectement (intensité du courant dans le chenal), liées aux fluctuations saisonnières du climat.
- ✓ **Les nouveaux traceurs climatiques** par Analyses Rock-Eval. Au moment de la rédaction du manuscrit, une étude par pyrolyse ROCK EVAL a été tentée en collaboration avec l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (Didier Keravis). L'idée est de voir si de nouveaux paramètres ROCK EVAL, peu utilisés d'habitude, auraient pu enregistrer un signal d'origine climatique. Des études sur des dépôts lacustres du Quaternaire récent ont montré que certains d'entre eux répondaient à des variations d'humidité par exemple (Keravis *et al.*, 2005).

*
* *

On retiendra de ce travail qu'il a permis d'apporter un éclairage sur les enregistrements sédimentaires en domaine continental, en particulier en relation avec les fluctuations climatiques. On se souviendra que les résultats quantitatifs ou semi-quantitatifs obtenus doivent beaucoup à l'amélioration de la résolution temporelle de la stratigraphie en milieu continental, ici à l'aide de la stratigraphie isotopique du carbone. J'ai trouvé particulièrement stimulant les résultats stratigraphiques et/ou paléoenvironnementaux concordants, obtenus par des approches multidisciplinaires usant de méthodes et outils indépendants. Un des volets les plus originaux de ce travail me semble être l'approche développée pour l'étude du forçage orbital dans la distribution et le développement des paléosols ; les opportunités de pouvoir comparer directement la dynamique de pédogénèse avec les cycles d'insolation sont rares, mais les résultats qui en découlent sont très encourageants et méritent qu'on développe la méthodologie et qu'on la teste sur d'autres bassins, d'autres périodes géologiques.

- ABDUL AZIZ, H. (2001) Astronomical forcing in continental sediments. An integrated stratigraphic study of Miocene deposits from the Calatayud and Teruel basins, NE Spain. (PhD thesis, Utrecht University). *Geologica Ultraiectina*, 207, 191p.
- ABDUL AZIZ, H., DAM, J.A. VAN, HILGEN, F.J., & KRIJGSMAN, W. (2004) Astronomical forcing in Upper Miocene continental sequences: implications for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 222, 243-258.
- ABDUL AZIZ, H., HILGEN, F.J., KRIJGSMAN, W., SANZ, E., & CALVO, J.P. (2000) Astronomical forcing of sedimentary cycles in the Middle to Late Miocene continental Calatayud Basin (NE Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 177, 9-22.
- ABDUL AZIZ, H., SANS-RUBIO, E., CALVO, J.P., HILGEN, F.J. & KRIJGSMAN, W. (2003) Paleoenvironmental reconstruction of a middle Miocene proximal alluvial fan to cyclic shallow lacustrine depositional system in the Calatayud Basin (NE Spain). *Sedimentology*, 50, 211-236.
- ABREU, V.S. & HADDAD, G.A. (1998) Glacioeustatic fluctuations: the mechanism linking stable isotope events and sequence stratigraphy from the early Oligocene to middle Miocene. *SEPM Spec. Publ.*, 60, 245-259.
- ABREU, V.S. & SAVINI, R.R. (1994) Major Paleooceanographic Events of the Brazilian Continental Margin: Relationships With the Giant Oil Fields of the Oligo-Miocene of Campos Basin, Brazil. *Annual offshore technology conference*, Conf. 26, 1, 335.
- ADAMS, M.M. & BHATTACHARYA, J.P. (2005) No Change in Fluvial Style Across a Sequence Boundary, Cretaceous Blackhawk and Castlegate Formations of Central Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (6), 1038-1051.
- AGUILAR, J.-P. & CLAUZON, G. (1982) Découverte de trois nouveaux gisements à rongeurs d'âge miocène en Provence nord-orientale. Implications géodynamiques et paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, t. 294, 49-54.
- AGUILAR, J.-P. & MICHAUX, J. (1984) Relative humidity changes in Europe and the peri-Mediterranean area during the Neogene, as inferred from mammals, flora and geomorphology. In: *Mediterranean Neogene continental paleoenvironments and climatic evolution. Paléobiologie continentale*, XIV (2), 488, tabl.2.
- AGUILAR, J.-P. (1981) *Evolution des rongeurs miocènes et paléogéographie de la Méditerranée occidentale*. Thèse de 3^{ème} cycle de l'Université du Languedoc, Montpellier, 202p.
- AGUILAR, J.-P. (1982) Biozonation du Miocène d'Europe occidentale à l'aide des Rongeurs et corrélations avec l'échelle stratigraphique marine. *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 294, 49-54.
- AGUILAR, J.-P., CLAUZON, G. & MICHAUX, J. (1999) Nouveaux Cricétidés (Rodentia, Mammalia) dans le Miocène moyen de la région de Digne (Alpes de Haute Provence). Systématique, Biochronologie, Corrélations. *Palaeontographica Abteilung*, A 253 (1-3), 1-28.
- AGUSTI, J., CABRERA, L., GARCES, M., KRIJGSMAN, W., OMS, O. & PARES, J.M. (2001) A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth Sciences Rev.*, 52, 247-260.

- ALLEN, P.A., HOMEWOOD, P.W. & WILLIAMS, G. D. (1986) Foreland basins: An introduction. In: *Foreland basins* (Eds Allen, P. A., and Homewood, P.), *Intern. Assoc. of Sediment. Spec. Publ.*, 8, 3–12.
- ALONSO-ZARZA, A. M. (1999) Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain. *Sedimentary Geology*, 126, 177-191.
- ALONSO-ZARZA, A.M. (2003) Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth Science Rev.*, 60, 261–298.
- ANTUNES, M.T. & PAIS, J. (1984) Climate during Miocene in Portugal and its evolution. *Paléobiologie continentale*, 14, 75-89.
- ATKINSON, C.D. (1986) Tectonic control on alluvial sedimentation as revealed by an ancient catena in the Capella Formation (Eocene) of northern Spain. In: *Paleosols: Their recognition and interpretation* (Ed Wright, V.P.). Princeton University Press, Princeton, 139–179.
- BARRERA, E., BALDAUF, J. & LOHMANN, K.C. (1993) Strontium isotope and benthic foraminifer stable isotope results from Oligocene sediment at site 803. In: *Proc. ODP, Sci. Results 130: College Station, TX (Ocean Drilling Program)* (Eds W. H. BERGER, L. W. KROENKE, L. A. MAYER *et al.*), 269-279.
- BARRÓN, E. (1999) Estudio palinológico de la cuenca miocena de Rubielos de Mora (Teruel, España). Aspectos paleoecológicos y paleobiogeográficos. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., Secc. Geol.* 95 (1–4), 67–82.
- BASSANT, P. (1999) *The high-resolution stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate-siliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey.* *GeoFocus* 3, Fribourg, 278p.
- BASSANT, P., VAN BUCHEM, F.S.P. STRASSER, A. GORUR, N. (2005) The stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate—siliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173, 187–232.
- BAUER, H. & COJAN, I. (submitted) Palaeosol development and distribution in response to orbital forcing in alluvial/fluviol deposits: example from the Lower Miocene of Digne-Valensole basin (SE France). Submitted to *Sedimentology*.
- BEAUDOIN, B. & GIGOT, P. (1971) Figures de courant et traces de pattes d'oiseaux associées dans la molasse miocène de Digne, Basses-Alpes (France). *Sedimentology*, 17, 241-256.
- BEAUDOIN, B., CAMPREDON, R., COTILLON, P. & GIGOT, P. (1975) Alpes Méridionales françaises. Reconstitution du bassin sédimentaire. *Proc. IX Intern. Cong. Sédiment.*, Nice, Excursion 7, 223p.
- BEAUDOIN, B., CAVELIER, C., HACCARD, D., LANTEAUME, M. & PERRIN, M. (1966) A propos de l'âge des molasses de Tanaron (Basses-Alpes) ; la redécouverte du gisement de Cérithes et ses conséquences structurales. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, VIII, 458-460.
- BELKEBIR, L., MANSOUR, B., BESSEDIK, M., SAINT-MARTIN, J.P., BELARBI, M. & CHAIX, C. (1994) Présence d'une construction récifale corallienne à Djebel Chott (Dahra occidental, Algérie) : témoin du maximum transgressif du Miocène moyen en Méditerranée. In : *Récifs et plates-formes carbonatées miocènes de Méditerranée--Miocene reefs and carbonate platforms of the Mediterranean*, *Géologie Méditerranéenne*, 21 (1/2), 1-7.
- BELLANCA, A., ERBA, E., NERI, R., PREMOLI-SILVA, I., SPROVIERI, M., TREMOLADA, F. & VERGA, D. (2002) Palaeoceanographic significance of the Tethyan "Livello Selli" (Early Aptian) from the Hybla Formation, northwestern Sicily: biostratigraphy and high-resolution chemostratigraphic records. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 185/1-2, 175-196.

- BERGER, A. & LOUTRE, M.F. (1991) Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10: 297-317.
- BERGER, A. & LOUTRE, M.F. (1994) Astronomical forcing through geological time. In: *Orbital Forcing and Cyclic Sequences* (Eds De Boer PL, and Smith DG). Oxford, Blackwell Scientific Publications, 15-24.
- BERGER, A.L. (1978) Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35 (12), 2362-2367.
- BERGER, W.H. & VINCENT, E. (1986) Deep-sea carbonates: Reading the carbon-isotope signal. *International Journal of Earth Sciences*, 75(1), 249-269.
- BERGERAT, F. (1985) *Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne*. Thèse de doctorat d'état de l'Université P.& M. Curie, 85/07, 317p.
- BERGGREN, W.A. (1981) Correlation of Atlantic, Mediterranean and Indo-Pacific Neogene stratigraphies: geochronology and chronology. *Proc., IGCP-114 Int. Workshop Pacific Neogene Biostratigraphy*, Nov. 25-29, 1981, Osaka, Japan, 29-60.
- BERGGREN, W.A. (1984) Correlation of Atlantic, Mediterranean, and Indo-Pacific Neogene stratigraphies; geochronology and chronostratigraphy. In: Ikebe-Nobuo, Tsuchi-Ryuichi (Eds) *Pacific Neogene datum planes; contributions to biostratigraphy and chronology*, 93-110.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C. & AUBRY, M.P. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation* (Eds W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M. P. AUBRY & J. HARDENBOL), *SEPM Spec. Publ.*, 54, 129-212.
- BERNER, R.A. (1997) The rise of plants and their effect on weathering and atmospheric CO₂. *Science*, 276, 544-546.
- BERTOTTI, G., IMMENHAUSER, A. & TAAL-VAN KOPPEN, J.K.J (2005) Stratigraphic and regional distribution of fractures in Barremian-Aptian carbonate rocks of Eastern Oman: outcrop data and their extrapolation to Interior Oman hydrocarbon reservoirs: *International Journal of Earth Sciences*, 94, 447-461.
- BESSEDIK, M. (1981) Une mangrove à *Avicennia* en Méditerranée occidentale au Miocène inférieur et moyen. Implications paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 293, 469-472.
- BESSEDIK M. (1984) The early Aquitanian and upper Langhian-Lower Serravallian environments in the Northwestern Mediterranean region, In: *Mediterranean Neogene continental paleoenvironments and climatic evolution*. *Paléobiologie continentale*, XIV, 2 153-179.
- BESSEDIK, M. (1985) *Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la palynologie*. Thèse de 3^{ème} cycle l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc (France), 162p.
- BESSEDIK, M. & CABRERA, L. (1985) Le couple récif-mangrove à Sant Pau d'Ordal (Vallès-Penedès, Espagne), témoin du maximum transgressif en Méditerranée nord occidentale (Burdigalien supérieur-Langhien inférieur). *Newsletter Stratigraphy*, 14/1, 20-35.
- BESSON, D. (2005) *Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France); relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays*. Thèse de 3^{ème} cycle de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, non publiée, 356p.
- BESSON D., CLAUZON G., COUËFFE R., DEXCOTE Y., FERRY S., JIMENEZ-MORENO G., PARIZE O., RUBINO J.L., SUC J.P., TESSIER B. (2002) Le Néogène du bassin d'avant-pays

- rhodano-provençal. Livret-guide excursion congrès international « Strati 2002, Lyon », *Publ. sp. Soc. Géol. France* (en dépôt à la Société géologique de France), 162 p.
- BESSON, D., PARIZE, O., RUBINO, J.L., AGUILAR, J.P., AUBRY, M.P., BEAUDOIN, B., BERGGREN, W.A., CLAUZON, G., CRUMEYROLLE, P., DEXCOTE, Y., FIET, N., IACCARINO, S., JIMENEZ-MORENO, G., LAPORTE-GALAA, C., MICHAUX, J., VON SALIS, K., SUC, J.P., REYNAUD, J.Y, WERNLI, R. (2005) Un réseau fluvial d'âge Burdigalien terminal dans le Sud-Est de la France : remplissage, extension, âge, implications. *C. R. Géosciences*, Paris, 337, 1045-1054.
- BESTLAND, E.A. & SWISHER, C.C. III (1996) Milankovitch-scale climate cycles recorded in Oligocene paleosols from Central Oregon. *Geological Society of America, Cordilleran Section, 92nd annual meeting; abstracts with programs*, 28, 5, 49.
- BESTLAND, E.A. (1997) Alluvial terraces and paleosols as indicators of early Oligocene climate change (John Day Formation, Oregon). *Journal of Sed. Res.*, 67, 840–855.
- BIALKOWSKI, A. (2004) *Stratigraphie isotopique (carbone et oxygène) des séries continentales d'un bassin d'avant-pays (Oligo-Miocène du bassin de Digne-Valensole). Paléoenvironnements et séquences de dépôt*. Mém. Sc. Terre, Ecole des Mines de Paris, 46, 238p.
- BIALKOWSKI, A., CHÂTEAUNEUF, J.J., COJAN, I. & BAUER, H. (2006) Integrated stratigraphy and paleoenvironmental reconstruction of the Miocene series of the Châteauredon Dome, S.E. France. *Ecolge Geol. Helv.*, 99, 1-15.
- BIALKOWSKI, A., COJAN, I. & RENARD, M. (soumis) Stable isotopes from carbonate palaeosols as palaeoenvironmental and stratigraphic tools. Examples from the Digne Basin, South-Eastern France. Soumis à *Paleo3*.
- BLODGETT, R.B. (1998) Emsian (Late Early Devonian) fossils indicate a Siberian origin for the Farewell terrane. In: *Short Notes on Alaskan Geology 1997* (Eds J.G. Clough & F. Larson), *Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys Professional Report*, 118, 53-61.
- BLOW, W.H. (1969) Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: *Proc. 1st Int. Conf. Planktonic Microfossils* (Eds Bronnimann, P., and Renz, H.H.), *Geneva, 1967*: Leiden (E.J. Brill), 1, 199–422
- BOARDMAN, M.R., CARNEY, C., WOLFE, P.J. & RITZI, R.W. (1995) Lithologic and hydrogeologic controls on the shallow aquifer of Andros Island, Bahamas. *Geological Society of America, Abstracts with Program*, 27, 344.
- BOUCOT, A.J. & GRAY, J. (2001) A critique of Phanerozoic climatic modes involving changes in the CO₂ content of the atmosphere. *Earth Science Rev.*, 56, 1-159.
- BOUTTON, T.W. (1991) Stable carbon isotope ratios of natural materials: II. Atmospheric, terrestrial, marine and freshwater environments. In Coleman, D. C. and Fry, B., eds., *Carbon Isotope Techniques*. San Diego, Academic Press: 173-185.
- BOWN, T.M. & KRAUS, M.J. (1987) Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 587-601.
- BOYD, R. & DIESSEL, C.F.K. 1994. The application of sequence stratigraphy to non-marine clastics and coal. In: *Second International Conference on High-Resolution Sequence Stratigraphy*, Tremp, Spain. H.W. Posamentier and E. Mutti (Convs.), p. 13-20.
- BRADLEY, W.H. (1929) "The Varves and Climate of the Green River Epoch". *U.S. Geological Survey Professional Papers*, 158E: 85-110.
- BRIDGE, J.S. & LEEDER, M.R. (1979) A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology*, 26, 617–644.

- DE BRUIJN, H., DAAMS, R., FAHLBUSCH, V., GINSBURG, L., DAXNER-HÖCK, G., MEIN, P. & MORALES, J. (1992) Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisenburg 1990. *Newsletters on Stratigraphy*, 26, 2/3, 65-118.
- BUCHBINDER, B. (1996) Miocene carbonates of the Eastern Mediterranean, the Red Sea and the Mesopotamian Basin: geodynamic and eustatic controls. In: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of the Mediterranean Regions* (Ed. E. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward & J.M. Rouchy). *Soc. Econ. Paleont. Miner. Concepts in Sedimentology and Paleontology Series*, 5, 89-96.
- BUCHBINDER, B.A., MARTINOTTI, G.M., SIMAN-TOV, R. & ZILBERMAN, E. (1993) Temporal and spatial relationships in Miocene reef carbonates in Israel. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 101,97-116.
- BUONOCUNTO, F.P., D'ARGENIO, B., FERRERI, V. & SANDULLI, R. (1999) Orbital cyclostratigraphy and sequence stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates at Monte Sant'Erasmus, southern Apennines - Italy. *Cret. Research*, 20, 81-95.
- BURBANK, D.W., ENGESSE, B., MATTER, A. & WEIDEMAN, M. (1992) Magnetostratigraphic chronology, mammalian faunas and stratigraphic evolution of the Lower Fresh Molasse, Haute Savoie, France. *Eclogae geol. Helv.*, 85(2), 399-431.
- CAHUZAC, B. & CHAIX, C. (1996) Structural and faunal evolution of Chattian-Miocene reefs and corals in western France and northeastern Atlantic Ocean. In: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of the Mediterranean Regions* (Eds E. Franseen, M. Esteban, W. Ward & J.M. Rouchy), *SEPM Spec. Publ.*, 5, 105-127.
- CALLEC, Y. (2001) *La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin)*. Mém. Sc. Terre, Ecole des Mines de Paris, 43, 2 vol.
- CALLEN, R.A. (1984) Clays of the palygorskite-sepiolite group: depositional environment, age, and distribution. In: *Palygorskite - Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses* (Eds A., Singer and E. Galan), *Developments in Sedimentology*, 37, Elsevier, New York, NY, 1-38.
- CAMBON, G., SUC, J.P., TOUZANI, A., ALOISI, J.C., GIRESSE, P., MONACO, A., DUZER, D. & FERRIER, J. (1997) Modern pollen sedimentation processes in the Rhône delta (lagoonal and marine deposits), France. *Grana*, 36, 105-113.
- CARLISLE, D. (1983) Concentration of uranium and vanadium in calcretes and gypcretes. In: *Residual Deposits* (Ed R.C.L. Wilson), *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 11, 185-195.
- CECIL, C.B. (1990) Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. *Geology*, 18, 533-536.
- CERLING, T.E. (1984) The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71, 229-240.
- CERLING, T.E. (1991) Carbon dioxide in the atmosphere: evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. *Am. J. Sci.*, 291, 377-400.
- CERLING, T.E. & QUADE, J. (1993) Stable Carbon and Oxygen Isotopes in Soil Carbonates. In: *Climate Change in Continental Isotopic Records* (Eds P.K. SWART, K.C. LOHMANN, J. MCKENZIE & S. SAVIN), *American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, 78, 217-231.
- CERLING, T.E., QUADE, J., WANG, Y., BOWMAN, J.R. (1989) Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators. *Nature*, 341, 138-139.
- CERLING, T.E., HARRIS, J.M., MACFADDEN, B., LEAKY, M.G., QUADE, J., EISENMANN, V. & EHLERINGER, J.R. (1997) Global vegetation change through the Miocene and Pliocene. *Nature*, 389, 6647, 153-158.

- CHAMLEY, H. & COLOMB, E. (1967) Premières données sur la sédimentation, argileuse du Miocène supérieur dans le bassin de Cucuron (Vaucluse). Présence de niveaux lacustres à attapulgite. *C.R. Som. Séances Soc. Géol. Fr.*, 6, 230-232.
- CHATEAUNEUF, J.-J. & NURY, D. (1995) La flore de l'Oligocène de Provence méridionale : Implications stratigraphiques, environnementales et climatiques. *Géologie de la France*, 2, 43-55.
- CHATEAUNEUF, J.-J., BAUER, H., COJAN, I. (2006) Présence d'une mangrove à *Avicennia* au Miocène moyen dans la région de Digne (Alpes-de-Haute-Provence, France): implications stratigraphiques et paléoclimatiques. *C. R. Géosciences*, Paris, 338(3), 197-205.
- CHEVALIER, J.-P. (1961) Recherche sur les madréporaires et les formations récifales miocènes de la Méditerranée occidentale, Atlas paléontologique. *Thèse d'état (Paris), Mém. Soc. Géol. De France, série A*, 93, 560p.
- CHIKHI, H. (1992) Une palynoflore méditerranéenne à subtropicale au Messinien pré-évaporitique en Algérie. *Géol. Médit.*, 19, 19-30.
- ÇİNER, A., KOSUN, E. & DEYNOUX, M. (2002) Fluvial, evaporitic and shallow-marine facies architecture, depositional evolution and cyclicity in the Sivas Basin (Lower to Middle Miocene), Central Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(2), 147-165.
- CLAUZON, G. (1979) Le canyon messinien de la Durance (Provence, Fr.): une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeogr., Paleoclim., Palaeoecol.*, 29, 15-40.
- CLAUZON, G., AGUILAR, J.P. & MICHAUX, J. (1987) Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences*, Paris, 304(11), 585-590.
- CLAUZON, G., AGUILAR, J.P., MICHAUX, J., (1987) Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute Provence, France). Révisions chronostratigraphique et implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, 133-137.
- CLAUZON, G., AGUILAR, J.P., MICHAUX, J., (1989) Relation temps-sédimentation dans le Néogène méditerranéen français. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8^e Série, 5(2), 361-372.
- CLOETINGH, S. (1986) Intraplate stresses : A new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea level. *Geology*, 14, 617-620
- CLOETINGH, S. (1988) *Intraplate stresses: a new element in basin analysis.; New perspectives in basin analysis*. *Frontiers in sedimentary petrology*. 1988, 205-233.
- COJAN, I. (1999) Carbonate-rich palaeosols in the Late Cretaceous-Early Palaeogene series of the Provence Basin (France). *Intern. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, 27, 323-335.
- COJAN, I., MOREAU, M.-G. & STOTT, L.E. (2000) Stable carbon isotope stratigraphy of the Paleogene pedogenic series of southern France as a basis for continental-marine correlation. *Geology*, 28, 259-262.
- CORFIELD, R.,M. & CARTLIDGE, J.E. (1993) Oxygen and carbon isotope stratigraphy of the middle Miocene, hole 805B and 806B. In: *Proc. ODP, Sci. Results* (Eds W.H. BERGER, L.W. KROENKE, L.A. MAYER *et al.*) *College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 130, 307-322.
- COUËFFE, R. (2003) *La préservation du temps dans les enregistrements sédimentaires : analyse quantitative à l'intérieur de la Molasse Marine miocène du bassin d'avant chaîne de Digne (Alpes de Haute-Provence, Sud-Est de la France)*. Thèse de 3^{ème} de l'Université de Caen. 326p.

- COUËFFE, R. & MARIDET, O. (2003) Découverte de deux gisements à micromammifères de Burdigalien supérieur dans la Molasse du bassin de Digne (Alpes de Haute Provence, SE France): Implications stratigraphiques et tectoniques. *Eclogae Geol. Helv.*, 96, 197-207.
- COUËFFÉ, R., TESSIER, B., GIGOT, P. & BEAUDOIN, B. (2001) Tidal Rhythmites as Possible Indicators of Very Rapid Subsidence in a Foreland Basin: An Example from the Miocene Marine Molasse Formation of the Digne Foreland Basin, SE France. *Journal of Sedimentary Research*, 74(6), 746-759.
- COUËFFE, R., TESSIER, B., BEAUDOIN, B. & GIGOT, P. (2001) Le temps préservé sous forme de sédiments: résultats semi-quantitatifs obtenus dans la *Molasse Marine* miocène du bassin de Digne (Alpes-de-Haute-Provence, Sud-Est de la France): *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 332, 5-11.
- COUEFFE, R., TESSIER, B., GIGOT, P., BEAUDOIN, B. (2001) Le Temps préservé sous forme de sédiments; résultats semi-quantitatifs obtenus dans la molasse marine miocène du bassin de Digne (Alpes-de-Haute-Provence, Sud-Est de la France). *C. R. Acad. Sci., Serie II*, 332; 1, 5-11.
- CRAMEZ, C. (1990) *Glossaire de stratigraphie séquentielle. Anglais-Français*. Ed. Technip, Paris, 435-453
- CRAVATTE, J., DUFAURE, P., PRIM, M. & ROUAIX, S. (1974) Les sondages du Golfe du Lion: Stratigraphie, Sédimentologie. *Notes et Mémoires, Compagnie Française des Pétroles*, Paris, 11, 65p.
- 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* (Eds C.K. Wilgus, et al.). *SEPM Special Publication*, 42, 371-380.
- CRUMEYROLLE P., RUBINO J.L. & CLAUZON G. (1991) Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. *Intern. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, 12, 373-390.
- CRUMEYROLLE, P., RUBINO, J.L. & CLAUZON, G. (1989) Cycles transgressifs-régressifs mineurs de facies alluviaux et marins: Le Serravallien du bassin de Digne (Alpes de Haute Provence – France). 2^{ème} Congrès Français de Sédimentologie, Livre des résumés, *Publ. ASF*, Paris. 93-94.
- D'ARGENIO, B., FISCHER, A.G., SILVA, I.P., WEISSERT, H. & FERRERI, V. (2004) *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*. *SEPM Special Publication* No. 81, SEPM, Tulsa, OK, 311p.
- DALRYMPLE, M., PROSSER, D.J. & WILLIAMS, B.P.J. (1998) A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of the alluvial sequences illustrated in the Statfjord Formation (United Kingdom Northern North Sea). In: *Relative Role of Eustacy, Climate and Tectonism in Continental Rocks* (Eds K.W. Shanley & P. McCabe). *SEPM Special Publication* 59, 65-82.
- DAVIES, A.H. (1988) *Sedimentological and structural evolution of tertiary basins of Alpes de Haute-Provence, (S.W. Alps)*. Thèse de l'Université de Liverpool, 210p.
- DEBRAND-PASSART, S., COURBOULEIX, S., LIENHARDT, M.-J. (1984) Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoire BRGM France*. 125 (1) Stratigraphie et paléontologie and 126 (2) Atlas.
- DECONINCK, J.F. (1984) Sédimentation et diagenèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur-Crétacé dans le Jura méridional et le domaine subalpin (France, Sud-Est). Thèse 3^e cycle, Univ. Sci. Tech. Lille, 150 p.
- DELMOTTE, M., CHAPPELLAZ, J., BROOK, E., YIOU, P., BARNOLA, J.M., GOUJON, C., RAYNAUD, D., LIPENKOV V.I. (2004) Atmospheric methane during the last four glacial-

- interglacial cycles: Rapid changes and their link with Antarctic temperature, *J. Geophys. Res.*, 109, D12104, doi:10.1029/2003JD004417.
- DEMARCO, G. & PERRIAUX, J. (coord.) *et al.* (1984) Néogène. In : *Synthèse géologique du Sud-Est de la France* (Eds S. Debrand-Passart *et al.*), *Mémoire BRGM Fr.*, 125,469-519.
- DEMARCO, G. (1970) Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mémoire BRGM Fr.*, 61, 257p.
- DEMARCO, G., BALLESTO, R., RAGE, J.-C., GUERIN, C., MEIN, P. & MEON, H. (1983) Données paléoclimatiques du Néogène de la Vallée du Rhône (France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 42, 247- 272.
- DENIZOT, G. (coord) (1957) Tertiaire. Lexique stratigraphique international (Ed P. Pruvost), vol. 1, Fasc. 4 a VII, 217p.
- DENNEBOUY S. (2001) Mise en évidence et caractérisation de la variabilité haute fréquence du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du strontium océanique. Mém. des Sc. Terre, Ecole des Mines de Paris, 44, 202 p.
- DEPERET, C. & DOUXAMI, H. (1895) Couches tertiaires de Château-redon (Basses-Alpes). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 3, XXIII, 874-877.
- DERCOURT J., RICOU L.E. & VRIELYNCK B. (Eds) (1993) *Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps*, C.G.G.M., Paris.
- DERCOURT, J., GAETANI, M, VRIELYNCK, B., BARRIER, E., BIJU-DUVAL, B., BRUNET, M.F., CADET, J.P., CRASQUIN, S. & SANDULESCU, M. (2000) Atlas Peri-Tethys, 24 paleogeographical maps.
- DHIR R.P., TANDON, S.K., SAREEN, B.K., RAMESH, R., RAO, T.K.G., KAILATH, A. & SHARMA, N. (2004) Calcretes in the Thar Desert: Genesis, Chronology and Palaeoenvironment. *Proc. Ind. Acad. Sci. (Earth & Planet. Sci.)*, 113, 473-515.
- DJURDJEVIC-COLSON, J. (1996) *Découpage séquentiel de dépôts fluviolacustres à paléosols carbonatés : interprétation climatique et hydrologique (Danien, bassin d'Aix-en-Provence, France)*. Mém. Sci. Terre, Ecole des Mines Paris, 26, 175p.
- DUCHAUFOUR, P. (1982) *Pedology, pedogenesis and classification*. London, George, Allen, and Unwin. 448p.
- DURAND, J.H. (1959) Les sols rouges et les croûtes en Algérie. *S.E.S. (Birmandreis)*, 209p.
- EBERTH, D.A. & MIAL, A.D. (1991) Stratigraphy, sedimentology and evolution of a vertebrate-bearing, braided to anastomosed fluvial system, Cutler Formation (Permian-Pennsylvanian), north-central New Mexico. *Sedimentary Geology*, 72, 225-252.
- EKART, D.E., CERLING, T.E., MONTAÑEZ, I.P., & TABOR, N.J. (1999) A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: implications for paleoatmospheric carbon dioxide. *Amer. Jour. Sci.*, 299, 805-827.
- ELIOTT, T., APPS, G., DAVIES, H., EVANS, M., GHIBAUDO, G. & GRAHAM, R.H. (1985) A structural and sedimentological traverse through the tertiary foreland basin of the external Alps of southeastern France. *Int. Symposium on Foreland Basins*; Fribourg, Guide Book, Field excursion B, 39-73.
- ESTEBAN, M. & KLAPPA, C.F. (1983) Subaerial exposure environment. In: *Carbonate depositional environments* (Eds P.A. Scholle, D.G. Bebout & C.H. Moore), *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, Tulsa, 33, 1-54.
- ESTEBÁN, M. (1996a) An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models. In: *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions* (Eds E.K. FRANSEEN, M. ESTEBÁN, W.C. WARD & J.M. ROUCHY), *Concepts in Sedimentology and Paleontology, Spec. Publ. Soc. Econ. Petrol. Mineral.*, 5, 3-53.

- ESTEBÁN, M., BRAGA, J.C., MARTIN, J., DE SANTISTEBAN, C. (1996) Western Mediterranean reef complexes. In: *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions* (Eds E.K. FRANSEEN, M. ESTEBÁN, W.C. WARD & J.M. ROUCHY), Concepts in Sedimentology and Paleontology, *Spec. Publ. Soc. Econ. Petrol. Mineral.*, 5, 55-72.
- ETHRIDGE, F.G., WOOD, L.J. & SCHUMM, S.A. (1998) Cyclic variables controlling fluvial sequence development: Problems and perspectives. In: *Relative Role of Eustasy, Climate and Tectonism in Continental Rocks* (Eds K.W. Shanley and P.J. McCabe). *SEPM Special Publication*, 59, 17-29.
- EVANS, M.J. (1987) *Tertiary sedimentology and thrust tectonics in the Southwest Alpine foreland basin, Alpes-de-Haute-Provence, France*. Thèse de doctorat de l'Université de Wales (Pays de Galles). 2 vol.
- FAIRBANKS, R.G. & MATTHEWS, R.K. (1978) The oxygen isotope stratigraphy of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies. *Quaternary Research*, 10(1), 181-196.
- FIET, N.; BEAUDOIN, B. & PARIZE, O. (2001) Lithostratigraphic analysis of Milankovitch cyclicity in pelagic Albian deposits of central Italy: implications for the duration of the stage and substages. *Cret. Research*, 11, 265-275.
- FISCHER, A.G. (1991) Orbital cyclicity in Mesozoic strata, in Einsele G., Ricken W. and Seilacher A., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*: Springer-Verlag, Berlin, 48-62.
- FLOWER, B.P., & KENNETT, J.P. (1993) Middle Miocene ocean-climate transition: high resolution oxygen and isotopic records from Deep Sea Drilling Project site 588A, southwest Pacific. *Paleoceanogr.*, 8/6, 811-843.
- FLOWER, B.P., ZACHOS, J.C. & PAUL, H. (1997a) Milankovitch-scale climate variability recorded near the Oligocene/Miocene boundary. In: *Proc. ODP, Sci. Results, 154: College Station, TX (Ocean Drilling Program)* (Eds N.J. SHACKLETON, W. B. CURRY, C. RICHTER & T. J. BRALOWER), 433-440.
- FLOWER, B.P., ZACHOS, J.C. & MARTIN, E. (1997b) Latest Oligocene through early Miocene isotopic stratigraphy and deep-water paleoceanography of the western equatorial Atlantic: sites 926 and 929. In: *Proc. ODP, Sci. Results, 154: College Station, TX (Ocean Drilling Program)* (Eds N.J. SHACKLETON, W. B. CURRY, C. RICHTER & T. J. BRALOWER), 451-462
- FORD, M., LICKORISH, W.H. & KUSZNIR, N.J. (1999) Tertiary foreland basin evolution in the southern Subalpine chains SE France basin. *Basin Research*, 11, 315-336.
- FRANCOIS, L.M., WALKER, J.C.G., OPDYKE, B.N. (1993) The history of global weathering and the chemical evolution of the ocean-atmosphere system. In: TAKAHASHI, S.E., JEANLOZ, R., RUBIE, D.Ž Eds., *Evolution of the Earth and Planets. Geophysical Monograph*, 74, 143-159, IUGG Vol. 14.
- FRANSEEN, E.K. ESTEBÁN, M. WARD, W.C. & ROUCHY, J.M. (1996b) Introduction. In: *Models for carbonates sequence stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions* (Eds E.K. FRANSEEN, M. ESTEBÁN, W.C. WARD & J.M. ROUCHY), Concepts in Sedimentology and Paleontology, *Spec. Publ. Soc. Econ. Petrol. Mineral.*, 5, V-XI.
- FRANSEEN, E.K. ESTEBÁN, M. WARD, W.C. & ROUCHY, J.M. (Eds) (1996a) Models for carbonates sequence stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. *Concepts in Sedimentology and Paleontology, Spec. Publ. Soc. Econ. Petrol. Mineral.*, 5, 391p.
- FREYDET, P. & PLAZIAT, J.-C. (1982) Continental carbonate Sedimentation and pedogenesis - Late Cretaceous and Early tertiary of southern France. *Contr. Sedimentology*, 12, 212.

- FRICKE, H.C. (2004) Did dinosaurs eat C4 plants during the Cretaceous? Carbon isotope evidence and possible ecologic settings. Denver Annual Meeting (November 7-10), *Geological Society of America, Abstract with Programs*, 36(5), 94.
- FRIES, G. (1987) Dynamique du Bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanién. *Mémoires des Sciences de la Terre*, École des Mines de Paris, 4, 370p.
- GALLOWAY, W.E. (1989) Genetic stratigraphic sequences in basin analysis 1: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73, no. 2, p. 125-142. Gourinard et al., 1987
- GANEVAL, J. (1973) *Paléogéographie et tectonique de la zone de décrochement de Creisset - Le Poil (branche nord-ouest de l'Arc de Castellanne Haute-Provence)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble, 62p.
- GATTACECCA, J. (2001) *Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques*. Mém. des sciences de la Terre, École des mines de Paris, 41, 299 p.
- GEEL, T., ROEP, TH.B., TEN KATE, W. & SMIT, J. (1992) Early-Middle Miocene stratigraphic turning points in the Alicante region (SE Spain): reflections of Western Mediterranean plate-tectonic reorganizations. *Sed. Geol.*, 75, 223-239.
- GIBLING, M.R., & BIRD, D.J. (1994) Late Carboniferous cyclothems and alluvial paleovalleys in the Sydney Basin, Nova-Scotia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, 1, 105-117.
- GIDON, M. & PAIRIS, J.L. (1988) La structure des environs de Digne (Chaînes subalpines méridionales, Alpes de Haute-Provence) : un exemple d'interférence entre l'avancée d'une nappe de charriage épiglyptique et la sédimentation sur son front. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.307, Série II, 1283-1288.
- GIGOT P., THOMEL, G., MERCIER, H., COLOMB, E., DUBAR, M., DUROZOY, G., DAMIANI L. (1982) Notice explicative, Carte Géol. France (1/50000), feuille de Forcalquier (943) – Orléans, B.R.G.M., 27p.
- GIGOT, P. & MEIN, P. (1973) Découverte de mammifères aquitaniens dans la molasse burdigalienne du Golfe de Digne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, série D, 3293-3294.
- GIGOT, P. & RIOULT, M. (1972) Importance stratigraphique de concrétions calcaires d'origine algale dans la série miocène de Chateaufort (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 274, série D, 3183-3185.
- GIGOT, P. (1973) Nouvelles observations sur la bordure nord-orientale du bassin de Digne-Valensole au front de l'arc de Digne (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, série D, 276, 1123-1126.
- GIGOT, P. (1974) Présence de couches inframiocènes à microcodium à la marge orientale du bassin tertiaire de Digne-Valensole. *C. R. Acad. Sci. Paris*, série D, 278, 2087-2090.
- GIGOT, P. (1975). Les klippe sédimentaires et les mégabèches associées du bassin continental oligocène de Manosque - Forcalquier. *IX^o congrès internat. de sédiment.* Nice 1975, 147-156.
- GIGOT, P., GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1974) Evolution tectonosédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *B.S.G.F.*, (7), XVI, n^o2, 128-139.
- GIGOT, P., GUBLER, Y. & HACCARD, D. (1975) Relations entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension) : exemples pris dans des bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Hautes-Provence. *IX^{ème} Congrès International de Sédimentologie*, Nice, Thème 4, 157-162.
- GILE, L.H., PETERSON, F.F. & GROSSMAN R.B. (1966) Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*, 101, 347-360.

- GILE, L.H., PETERSON, F.F. & GROSSMAN, R.B. (1965) The K horizon: A master soil horizon of carbonate accumulation. *Soil Science*, 99, 74-82.
- GINGRAS, M.K., RÄSÄNEN, M., RANZI, A. (2002) The significance of bioturbated inclined heterolithic stratification in the southern part of the Miocene Solimões Formation, Rio Acre, Amazonia Brazil. *Palaios*, 17, 591-601.
- GOUDIE, A.S. (1973) *Duricrusts in tropical and subtropical Landscapes*. Clarendon Press, Oxford, 174p.
- GOUDIE, A.S. (1983) Calcrete. In: *Chemical sediments and geomorphology: Precipitates and residua in the near-surface environments* (Eds A.S. Goudie & K. Pye), San Diego: Academic Press, 59-92.
- GOURINARD, Y., MAGNÉ, J., RINGEADE, M. & WALLEZ, M.-J. (1987) Application de la méthode paléontologique de «Grade-datation» à l'étage Aquitainien (Miocène inférieur) (Application of the «Grade-dating» paleontological method to the Aquitanian Stage (Lower Miocene)). *C. R. Acad. Sci., Sér. 2*, 304, 13, 729-733.
- GOURINARD, Y., MAGNE, J.; RINGEADE, M. & FONDECAVE-WALLEZ, M.J. (1987) Sr-ages and grade-datings in the area of the Lower Miocene near Bordeaux (Aquitaine Basin, France). *CRAS*, 329(1), 1999, 61-64
- GRACIANSKY DE, P.C., DUROZOY, G. & GIGOT, P. (1982) Notice explicative, Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Digne (944). B.R.G.M., Orléans, 76p.
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. & SMITH A.G. (Eds) (2004) *A Geological Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 500p.
- GRASSO, M., PEDLEY, H.M. & MANISCALCO, R. (1994) The application of a Late Burdigalian-Early Langhian Highstand Event in correlating complex Tertiary orogenic carbonate successions within the Central Mediterranean. *Géologie Méditerranéenne*, 1st Session, XXI (1-2), 69-83.
- GUILLOCHEAU, F. (1995) Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *C.R.Acad. Sc.*, Paris, 320 (12), 1141-1157
- GUITER, F., ANDRIEU-PONEL, V., DE BEAULIEU J-L., CHEDDADI, R., CALVEZ, M., PONEL, P., REILLE, M., KELLER, T. & GOEURY, C. (2003) The last climatic cycles in Western Europe: a comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records. *Quaternary International*, 111, 59-74.
- GÜNSTER, N. & SKOWRONEK, A. (2001) Sediment-soil sequences in the Granada Basin as evidence for long- and short-term climatic changes during the Pliocene and Quaternary in the Western Mediterranean. *Quaternary International*, 78, 17-32.
- HACCARD, D., BEAUDOIN, B., GIGOT, P. & JORDA, M. (1989) Carte géologique détaillée de la France à 1/50.000^e, feuille LA JAVIE, 1^{ère} édition. B.R.G.M., Orléans, une carte avec notice explicative de 152 p. et 49 fig.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: *Sea-level changes – an Integrated Approach* (Eds C.K. Wilgus, H. Posamentier, C.K. & C.G. Kendall), *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 42, 71-108.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., DE GRACIANSKY, P. C. & VAIL, P.R. (1998) Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: DE GRACIANSKY P.C., HARDENBOL J.; JACQUIN T. & VAIL P.R. (Eds) *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, 60, 3-13.
- HAYS, J.D., IMBRIE, J., SHACKELTON, N.J. (1976) Variations in the Earth's orbit, pacemaker of the ice ages. *Science* 194: 1121-1132.

- HEAD, M.J. (1993) A forum on Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts: the edited transcript of a round table discussion held at the Third Workshop on Neogene and Quaternary Dinoflagellates; with taxonomic appendix. *Palynology*, 17, 201-239.
- HECKEL, P.H. (1986) Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along the midcontinent outcrop belt, North America: *Geology*, v.14, 330-334.
- HENDERSON, G.M. & SLOWEY, N.C. (2000) Evidence from U–Th dating against northern hemisphere forcing of the penultimate deglaciation, *Nature*, 404(6773), 61–66.
- HESLOP, D., LANGEREIS, C.G. & DEKKERS, M.J. (2000) A new astronomical timescale for the loess deposits of Northern China, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 184, 125-139.
- HILGEN, F.J. (1991) Extension of the astronomically calibrated (polarity) timescale to the Miocene/Pliocene boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107, 349-368.
- HILGEN, F.J., KRIJGSMAN, W., LANGEREIS, C.G., LOURENS, L.J., SANTARELLI, A. & ZACHARIASSE, W.J. (1995) Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, 495-510.
- HODELL, D.A. & WOODRUFF, F. (1994) Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during the Miocene: stratigraphic and geochemical implications. *Paleoceanogr.*, 9(3), 405-426.
- HOLBOURN, A., KUHN, W., SIMO, J.A. & LI, Q. (2004) Middle Miocene isotope stratigraphy and paleoceanographic evolution of the northwest and southwest Australian margins (Wombat Plateau and Great Australian Bight). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 208, 1-22.
- HOLBROOK, J.M. (1996) Complex fluvial response to low gradients at maximum regression: A genetic link between smooth sequence-boundary morphology and architecture of overlying sheet sandstone. *Journal of Sedimentary Research*, 66(4), 713-722.
- HOLBROOK, J.M. (2001) Origin, genetic interrelationships, and stratigraphy over the continuum of fluvial channel-form bounding surfaces: an illustration from middle Cretaceous strata, southeastern Colorado. *Sedimentary Geology*, 144, 179–222.
- HOLTZAPFFEL, T. (1985) Les minéraux argileux: préparation, analyse diffractométrique et détermination: *Société Géologique du Nord*, 12, 1-136.
- HUGUENEY, Y.M., MEIN, P. & RINGEADE, M. (1992) Nouvelle datation des gisements de mammifères du Bassin de Digne (Lambert et Barles ; Sud-Est de la France) ; extension probable de la transgression aquitanaise dans cette région. *Paleontologia I Evolucio* 24-25, 123-134.
- HURST, V.J. (1977) Visual estimation of iron in saprolite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 174-176.
- IMMENHAUSER, A., HILLGÄRTNER, H. & VAN BENTUM, E. (2005) Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: Ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event 1a. *Sedimentology*, 52, 77-99.
- ITOIGAWA, J. (1989) Tropical spike in Early Middle Miocene (ca. 16 Ma) of southwest Japan. *Proceedings of the international symposium on the Pacific Neogene Continental and Marine Events*, Nanjing University Press.
- ITOIGAWA, J. (1989) Tropical spike in early middle Miocene (ca. 16 Ma) of Southwest Japan. *Int. Symp. Pacific Neogene Continental and Marine Events*. Nanjing Univ. Press, IGCP-246, 19–26.
- IVANOV, D., ASHRAF, A.R., MOSBRUGGER, V., PALMAREV, E. (2002) Palynological evidence for Miocene climate change in the Forecarpathian Basin (central Paratethys, NW Bulgaria). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 178, 19-37.

- JACOBS, B.F., KINGSTON, J.D. & JACOBS, L.L. (1999) The origin of grass-dominated ecosystems. *Ann. Miss. Bot. Gard.*, 86, 590-643.
- JACOBS, E. (1996) *The record of the Miocene Event in shallow shelf sediments of Malta (Central Mediterranean); Stable isotopes and phosphogenesis as paleoclimatic indicators*. Ph.D. thesis of the Federal Technical University of Zürich (ETHZ), 156p.
- JACOBS, E., WEISSERT, H., SHIELDS, G., & STILLE, P., 1996, The Monterey event in the Mediterranean: A record from the shelf sediments of Malta. *Paleoceanography*, 11. 717-728.
- JERVEY, M.T. (1988) Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: *Sea-level changes: an integrated approach* (Eds Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., & Van Wagoner, J.C.), *SEPM Special Publication*, 42, 47-69.
- JIMÉNEZ MORENO, G., IACCARINO, S., RUBINO, J.-L., 2002. Miocene of the Berre lagoon area (southern France): palynology and biostratigraphy. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 156: 136.
- JIMENEZ-MORENO, G. (2005) *Utilizacion del analisis polinico para la reconstruccion de la vegetacion, clima y estimacion de paleoaltitudes a lo largo del arco alpino en Europeo durante el Mioceno (21-8 Ma)*. Thèse de l'Université de Grenade (Espagne) et de l'Université de Lyon 1 (France), 311p.
- JIMENEZ-MORENO, G., RODRIGUEZ-TOVAR, F.J., PARDO-IGUZQUIZA, E., FAUQUETTE, S., SUC, J.P. & MÜLLER, P. (2005) High-resolution palynological analysis in late early-middle Miocene core from the Pannonian Basin, Hungary: climatic changes, astronomical forcing and eustatic fluctuations in the Central Paratethys. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 216, 73-97.
- KÄLIN, D. (1997) The mammal zonation of the upper marine molasse of Switzerland reconsidered : a local biozonation of MN2 - MN 5. In: *BiochroM'97* (Eds J.-P., Aguilar S. Legendre & J. Michaux), *Mem. Trav. EPHE*, Inst. Montpellier, 21, 515-535.
- KARABIYIKOĞLU, M., TUZCU, S., CİNER, A., DEYNOUX, M., ÖRÇEN, S. & HAKYEMEZ, A. (2005) Facies and environmental setting of the Miocene coral reefs in the late-orogenic fill of the Antalya Basin, western Taurides, Turkey: implications for tectonic control and sea-level changes. *Sedimentary geology*, 173(1-4), 345-371.
- KEMPF, O., BOLLIGER, T., KÄLIN, D., ENGESSER, B., MATTER, A. (1997) New magnetostratigraphic calibration of Early to Middle Miocene mammal biozone of the North Alpine foreland basin. In : *Actes du Congrès BiochroM'97* (Eds J.-P. Aguilar, S. Legendre, J. Michaux), Ecole pratique des hautes études. *Mémoires et travaux de l'Institut de Montpellier*, 21, 547-561.
- KENNETT, J. P. (1986) Miocene to early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy in the southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project leg 90. In: *Init. Repts. DSDP* (Eds J. P. KENNETT, C.C. VON DER BORCH *et al.*), Washington (U.S. Govt. Printing Office), 90, 1383-1411.
- KENNETT, J.P., VON DER BORCH, C.C. *et al.* (1986) *Init. Repts. DSDP* Washington (U.S. Govt. Print Office), 90, 744p.
- KERAVIS, D., LALLIER-VERGES, E., ANDRIEU-PONEL, V., DE BEAULIEU, J.L. & BOSCARDIN (2005) Enregistrements paléoclimatiques de la série des Echets (près de Lyon, France) entre 140 000 et 40 000 ans: étude conjuguée de la matière organique sédimentaire et de la fraction minérale. 10^{ème} Congrès Français de Sédimentologie, Presqu'île de Giens, 11-13 octobre 2005, Livre des Résumés, *Publ. ASF*, Paris, n°51, 178.
- KERCKHOVE, C. (1978) Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille Moustiers-Sainte-Marie. B.R.G.M., Orléans.

- KLAPPA C.F. (1980) - Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27, 613-629.
- KOCH, P.L., ZACHOS, J.C. & GINGERICH, P.D. (1992) Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Palaeocene/Eocene boundary. *Nature*, 358, 319-322.
- KRAUS, M.J. (1987) Integration of channel and floodplain suites, II. Lateral relation of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 602-612.
- KRAUS, M.J. (1992) Mesozoic and Tertiary paleosols. In : *Weathering, Soils and Paleosols* (Eds Martini, I.P., and Chesworth, W.) Amsterdam, Elsevier, 525-542.
- KRAUS, M.J. (1999) Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, 47, 41-70.
- KUKLA, G. & AN, Z.S. (1989) Loess stratigraphy in central China. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 72, 203-225.
- LALAI, D. (1986) Nouvelles faunes de Rongeurs de la fin du Miocène inférieur en Provence. Implications géologiques et paléogéographiques. *Palaeovertebrata Montpellier*, 16(2), 77-126.
- DE LAPPARENT A.F. (1935) Observations sur les poudingues du bassin tertiaire de Digne. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 33-35.
- DE LAPPARENT, A.F. (1938) *Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance*. Thèse Sc. Paris, 1938 et *Bull. Serv. Carte Géol. France*, n° 198, 40, 302p., 57 fig., 7 pl.
- LASKAR, J. (1988) Secular evolution of the Solar System over 10 million years. *Astron. Astrophys.*, 198, 341-362.
- LASKAR, J. (1999) The limits of Earth orbital calculations for geological time-scale use. *Royal Society of London Philosophical Transactions, Series A 357 (1757)*, 1735-1759.
- LASKAR, J., JOUTEL, F. & BOUDIN, F. (1993) Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20 Myr to +10 Myr. *Astron. Astrophys.*, 270, 522-533.
- LASKAR, J., ROBUTEL, P., JOUTEL, F., GASTINEAU, M., CORREIA, A. & LEVRARD, B. (2004) A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428, 261-285.
- LEEDER, M.R. (1975) Pedogenic carbonates and flood sedimentation rates: a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies. *Geol. Mag.*, 112, 257-270.
- LEGARRETA, L. & ULIANA, M.A. (1991) Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back arc basin fill, Central Argentine Andes. In: *Sea level changes at active plate margins: process and product* (Ed Macdonald, D.I.M.). *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 12, 429-450.
- LEGARRETA, L., & ULIANA, M.A. (1998) Anatomy of hinterland depositional sequences: Upper Cretaceous fluvial strata, Neuquen basin, west-central Argentina. In: *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks* (Eds SHANLEY, K.W., & MCCABE, P.J.). *SEPM Special Publication*, 59, 83-92.
- LEGARRETA, L., ULIANA, M.A., LAROTONDA, C.A. & MECONI, G.R. (1993) Approaches to non-marine sequence stratigraphy – Theoretical models and examples from Argentina basins. In: *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations* (Eds R. Eschard, and B. Doligez.). *Proceedings of the 7th IFP Exploration and Production Research Conference*, Scarborough, April 12 to 17, 1992, 125-143.
- LEGENDRE, S. & LEVEQUE, F. (1997) Etalonnage de l'échelle biochronologique mammalienne du Paléogène d'Europe occidentale: vers une intégration à l'échelle globale. In: (Eds

- Aguilar J-P, Legendre S & Michaux J), Actes du Congrès Biochrom'97. Mém. Trav. EPHE Inst. Montpellier, 21, 461–473.
- LENG, M.J. & MARSHALL, J.D. (2004) Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews*, 23, 811-831.
- LICKORISH, W.H., FORD, M. (1998) Sequential restoration of the Southern Subalpine Chain, SE France : implications for late Alpine tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 134, 189-211.
- LOHMAN, W.H. (1986) Calcareous nannoplankton biostratigraphy of the southern Coral Sea, Tasman Sea, and southwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project leg 90: Neogene and Quaternary. In: *Init. Repts. DSDP* (Eds J.P. KENNETT, C.C. VON DER BORCH *et al.*) Washington (U.S. Govt. Printing Office), 90, 763-793.
- LOISY, C., VERRECCHIA, E. P. & DUFOUR, P. (1999) Microbial origin for pedogenic micrite associated with a carbonate paleosol (Champagne, France). *Sedimentary Geology*, 126, 193-204.
- LOPEZ, S. (1999) *Chimiostratigraphie isotopique en milieu continental – Etude de la série tertiaire de Beynes-Chateaufort, (Alpes de Haute-Provence)*. Mémoire d'option, Ecole des Mines de Paris, C.G.E.S. – Sédimentologie, 33p.
- LOPEZ, S., COJAN, I. & RENARD, M. (2000) Corrélations chimiostratigraphiques entre domaine marin et continental : application à une série du Miocène inférieur (Beynes-Châteaufort, Alpes-de-Haute-Provence, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330, 837-843.
- LOURENS, L.J. & HILGEN F. J. (1997) Long-periodic variations in the Earth's obliquity and their relation to third-order eustatic cycles and late Neogene glaciations. *Quaternary International*, 40, 43-52.
- LOURENS, L.J., HILGEN, F.J., SHACKLETON, N.J., LASKAR, J., AND WILSON, D.(2004) The Neogene Period. In: F. GRADSTEIN, J. OGG, A.G. SMITH *et al.* (Eds) - *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, UK, 409-452.
- LU, H., LIU, X., ZHANG, F., AN, Z. & DODSON, J. (1999) Astronomical calibration of loess-paleosol deposits at Luochuan central Chinese loess plateau. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 154, 237-246.
- LUMSDON, M. (2000) *Alluvial architecture and paleoenvironments in a proximal foreland basin setting: Upper Cretaceous (Cenomanian) Dunvegan Formation, B.C.* Unpublished MSc thesis, University of Western Ontario, 299p.
- MACFADDEN, B.J. (1992) *Fossil Horses: Systematics, Paleobiology, and Evolution of the Family Equidae*. New York: Cambridge University Press. 383p.
- MACHETTE M.N. (1985) Calcic soils of the south-western U.S., *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 203, 1-21.
- MAGIONCALDA, R. (2004) *Chemostratigraphie de la limite Paléocène-éocène (CIE) fondée sur l'étude de la composition isotopique du carbone organique ($\delta^{13}C_{org}$ ‰ PDB) : Application pour la mise en corrélation des successions continentales, lagunaires et marines*. Thèse de doctorat, Faculté Polytechnique de Mons (Belgique), 161p.
- MAGIONCALDA, R., DUPUIS, C., BLAMART, D., FAIRON-DEMARET, M., PERREAU, M., RENARD, M., RIVELINE, J., ROCHE, M. & KEPPENS, E. (2001) L'excursion isotopique du carbone organique ($\delta^{13}C_{org}$) dans les paleoenvironnements continentaux de l'intervalle Paleocene/Eocene de Varangeville (Haute-Normandie). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 172, 349-358.
- MAGNE, J. (1978) Etudes microstratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée nord-occidentale : v. I : Les bassins néogènes catalans. C.N.R.S., Centre Régional de Publications de Toulouse, Sciences de la Terre, 259 p.

- MAKASKE, B. & WEERTS, H.J. (2005) Muddy lateral accretion and low stream power in a sub-recent confined channel belt, Rhine-Meuse delta, central Netherlands. *Sedimentology* 52(3), 651.
- MAKASKE, B. (2001) Anastomosing rivers: A review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth Science Rev.*, 53, 149-196
- MANUM, S.B. (1976) Dinocysts in Tertiary Norwegian-Greenland Sea sediments (Deep Sea Drilling Project Leg 38) with observations on palynomorphs and palynodebris in relation to environment. In: *DSDP, Initials Reports* (Eds Talwani, M., Udintsev, G. et al.), 38, 897-919.
- MARTIN-CHIVELET, J. (1992) *Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la Margen Bética (Altiplano de Jumilla-Yecla, Murcia)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, 899p. (inérita).
- MARTINI, E. (1986) Paleogene calcareous nannoplankton from the Southwest Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 90: Neogene and Quaternary. In: *Init. Repts. DSDP* (Eds J.P. KENNETT, C.C. VON DER BORCH et al.), Washington (U.S. Govt. Printing Office), 90, 747-762.
- MARTINSEN, O.J., RYSETH, A., HELLAND-HANSEN, W., FLESCHE, H., TORKILDSEN, G. & IDIL, S. (1999) Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46, 235-259.
- MATSUOKA, K. (1983) Late Cenozoic dinoflagellates and acritarchs in the Niigata District, Central Japan. *Palaeontographica B*, 187, 89-154.
- MATTHEWS, M.D. & PERLMUTTER, M.A. (1994) Global cyclostratigraphy: an application to the Eocene Green River Basin. *Intern. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, 19, 459-481.
- MCCARTHY, P.J. & PLINT, A.G. (2003). Spatial variability of palaeosols across Cretaceous interfluvies in the Dunvegan Formation, NE British Columbia, Canada: palaeohydrological, palaeogeomorphological and stratigraphic implications. *Sedimentology*, 50, 1187-1220.
- MEIN, P. (1975) Résultats du groupe de travail des vertébrés: Biozonation du Neogène méditerranéen à partir des mammifères. In: *Report on Activity of the RCMNS Working Group (1971-1975)* (Ed J. Senes), Bratislava, RCMNS, 78-81.
- MEIN, P. (1984) Milieu continental. In: DEMARCO, G. & PERRIAUX, J. (coord.) et al., Néogène. In: *Synthèse géologique du Sud-Est de la France* (Eds S. Debrand-Passart et al.), *Mémoire BRGM Fr.*, 125, 477-483.
- MEIN, P. (1989) Updating of MN zones. In: *European Neogene mammal chronology* (Eds E.H. Lindsay, V. Fahlbusch, P. Mein), New York: Plenum Press, 73-90.
- MERCIER, H. (1978) *Le Néogène et Pléistocène inférieur duranciens*. Thèse de l'Université de Grenoble, 398p.
- MIALL, A.D. (1977) A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, 13, 1-62.
- MIALL, A.D. (1978) Fluvial sedimentology: an historical review. In: *Fluvial sedimentology* (Ed A.D. Miall), *Can. Soc. Pet. Geol.*, 5, 1-47.
- MIALL, A.D. (1992) Alluvial deposits. In: *Facies Models: Response to Sea Level Change* (Eds R.G. Walker and N.P. James), *Geological Association of Canada*, 119-142.
- MIALL, A.D. (1996) *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer-Verlag, Berlin, 582p.
- MILANKOVITCH, M.M. (1941) *Canon of insolation and the ice-age problem*. *Koniglich Serbische Akademie*, Beograd. English Translation by the Israel Program for Scientific Translations, Published for the U.S. Department of Commerce and the National Science Foundation, Washington, D.C.

- MILANOVSKIY, Y., NIKISHIN, A.M., KOPAYEVICH, L.F., GAINLOV, Y.O., CLOETINGH, S. (1993) The correlation between the phases of reorganization of plate movements and short-period sea level variations. *Transactions (Doklady) of the U.S.S.R.*, 328, 53-57
- MILLER, K.G. & FAIRBANKS, R.G. (1985) Oligocene to Miocene carbon isotope cycles and abyssal circulation changes, *Geoph. Monogr.*, 32, 469-486.
- MILLER, K.G. & KATZ, M.E. (1987) Oligocene-Miocene benthic foraminiferal and abyssal circulation changes in the North Atlantic. *Micropaleontology*, 33(2), 97-149.
- MILLER, K.G., FAIRBANKS, R.G. & MOUNTAIN, G.S. (1987) Tertiary oxygen isotope synthesis, sea-level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 2, 1-19.
- MILLER, K.G., MOUNTAIN, G.S., the Leg 150 Scientific Party & Members of the New Jersey Coastal Plain Drilling Project (1996) Drilling and dating New Jersey Oligocene-Miocene sequences - Ice volumes, global sea level, and Exxon records. *Science*, 271: 1092-1095.
- MILLER, K.G., WRIGHT, J.D. & FAIRBANKS, R.G. (1991) Unlocking the icehouse: Oligocene-Miocene oxygen isotope, eustasy, and margin erosion. *J. Geophys. Res.*, 96, 6829-6848.
- MILNES, A.R. (1992) Calcrete. In: *Weathering, Soils and Paleosols* (Eds I.P. Martini & W. Chesworth), Elsevier, Amsterdam, 309-348.
- MITCHELL JR R.M. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 11. Glossary of terms used in seismic stratigraphy: section 2. Application to seismic reflection, configuration to stratigraphic interpretation. *AAPG Memoir* 26, 205-212.
- MOOK, W.G. (1986) ^{13}C in atmospheric CO_2 . *Neth. J. Sea Res.*, 20, 211-223.
- MORA, C.I. & DRIESE, S.G. (1999) Palaeoclimatic significance and stable carbon isotopes of Palaeozoic red bed paleosols, Appalachian Basin, USA and Canada. In: *Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits* (Eds M. Thiry & Simon-Coinçon, R.), *Intern. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, 27, 61-84.
- MUHS, D.R., SIMMONS, K.R. & STEINKE, B. (2002) Timing and warmth of the Last Interglacial period: new U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1355-1383.
- MUNSELL COLOR (1994) Munsell Soil Color Charts, revised edition. Munsell Color, Macbeth Division of Kollmorgen Instruments Corp., New Windsor. 10 colour plates and explanation guide.
- MUTTI, E., TINTERI, R., DI BIASE, D., FAVA, L., MAVILLA, N., ANGELLA, S. & CALABRESE, L. (2000) Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Revista Società Geologica de España*, 13, 165-190.
- NAGY, E. & KOKAY, J. (1991) Middle Miocene mangrove vegetation in Hungary. *Acta geologica Hungarica*, 34, 45-52.
- NAGY, E. (1991) Climatic changes in the Hungarian Neogene. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 65 (1-4), 71-74.
- NEGRETTI, B., PHILIPPE, M., SOUDET, H. J., THOMASSIN, B. A., OGGIANO, G., (1990) *Echinometra miocenica* Loriol *Echinide miocène*, synonyme d'*Echinometra matthaei* Blainville actuel, Biogéographie et paléocéologie. *Géobios* 23, fasc 4, 445-459.
- NIKOLAEV, S.D., OSKINA, N.S., BLYUM, N.S. & BUBENSHCHIKOVA, N.V. (1998) Neogene-Quaternary variations of the 'Pole-Equator' temperature gradient of the surface oceanic waters in the North Atlantic and North Pacific. *Global and Planetary Change*, 18(3-4), 85-112.
- OLSEN, P.E. & KENT, D.V. (1996) Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangea during the Late Triassic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 122, 1-26.
- OLSEN, P.E. (1986) A 40-million-year lake record of early Mesozoic climatic forcing. *Science*. 234, 842-848.

- OYAMA, K. (1950) Studies of fossil Molluscan biocoenosis, no. 1. Descriptions of new Species from The Yatuo Group. *Rept. Geol. Surv. Japan*, 132, 1-14.
- PAGANI, M., ARTHUR, M. & FREEMAN, K. (1999) Miocene evolution of atmospheric carbon dioxide, *Paleoceanogr.*, 14(3), 273-292.
- PAUL, H.A., ZACHOS, J.C., FLOWER, B.P. and TRIPATI, A. (2000) Orbitally induced climate and geochemical variability across the Oligocene/Miocene boundary. *Paleoceanogr.*, 15, 5, 471-485.
- PEDLEY, M. (1996) Miocene reef distributions and their associations in the Central Mediterranean region: an overview. In: *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions* (Eds E.K. FRANSEEN, M. ESTEBÁN, W.C. WARD & J.M. ROUCHY), Concepts in Sedimentology and Paleontology, *Spec. Publ. Soc. Econ. Petrol. Mineral.*, 5, 73-88.
- PERMANYER, A. (1990) *Sedimentologia i diagènesi dels esculls miocènics de la Conca del Penedès*. Institut d'Estudis Catalans, Arxius de la Secció de Ciències. XCII, 320p.
- PETIT, J.R., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N.I., BARNOLA, J.-M., BASILE, I., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., DAVIS, M., DELAYQUE, G., DELMOTTE, M., KOTLYAKOV, V.M., LEGRAND, M., LIPENKOV, V.Y., LORIUS, C., PÉPIN, L., RITZ, C., SALTZMAN, E., & STIEVENARD, M. (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- PIMENTEL, N.L.; WRIGHT, V.P. & AZEVEDO, T.M. (1996) Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: Examples from the Palaeogene of southern Portugal. *Sedimentary Geology*, 105, n°1-2, 1-10.
- PISERA, A. (1996) Miocene reefs of the Paratethys: a review. In: *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions* (Eds E. Franseen, M. Esteban, B. Ward & J.M. Rouchy), *Concepts in Sedimentology and Paleontology, Spec. Publ. Soc. Econ. Petrol. Mineral.*, 5, 97-104.
- PLAZIAT, J.C. (1995) Modern and fossil mangroves and mangals: their climatic and biogeographic variability. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 83, 73-96.
- PLAZIAT, J.C., CAVAGNETTO, C., KOENIGUER, J.C. & BALTZER, F. (2001) History and biogeography of the mangrove ecosystem based on a critical reassessment of the paleontological record. *Wetland ecology and management*, 9(3), 161-180.
- PLAZIAT, J.C., FREYTET, P. & MAREC, P. (1987) Sédimentation molassique et paléopédogénèse en Languedoc. Livret-guide d'excursion, *ASF publ.*, 3, 127p.
- PLAZIAT, J.-C., KOENIGUER, J.-C. & BALTZER, F. (1983) Des mangroves actuelles aux mangroves anciennes. *Bull. Soc. Géol. France*, 25, 499-504.
- PLINT, A.G. & NUMMEDAL, D. (2000) The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphy analysis. In: *Sedimentary Responses to Forced Regression* (Eds. Hunt, D., Gawthorpe, R.L.). *Spec. Publ.-Geol. Soc. London*, 172, 1-17.
- PLINT, A.G. (2000) Sequence stratigraphy and paleogeography of a Cenomanian deltaic complex: the Dunvegan and lower Kaskapau formations in subsurface and outcrop, Alberta and British Columbia, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 47, 43-79.
- PLINT, A.G., & WADSWORTH, J.A. (2003) Sedimentology and palaeogeomorphology of four large valley systems incising delta plains, Western Canada foreland basin: implications for Mid-Cretaceous sea-level changes. *Sedimentology*, 50, 1147-1186.
- PLINT, A.G., EYLES, N., EYLES, C.H., & WALKER, R.G. (1992) Control of Sea-level Change. In: *Facies Models: response to sea level change* (Eds Walker, R. G. & James, N. P.). *Geological Association of Canada*, 15-25.

- PLINT, A.G., MCCARTHY, P.J. & FACCINI U.F. (2001) Non-marine sequence stratigraphy: Updip expression of sequence boundaries and systems tracts in a high-resolution framework, Cenomanian Dunvegan Formation, Alberta foreland basin, Canada. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 85, 1967-2001.
- POMEL, A. (1872) Le Sahara. Observations de géologie et de géographie physique et biologique, avec des aperçus sur l'Atlas et le Soudan et discussion sur l'hypothèse de la mer saharienne à l'époque préhistorique. *Bull. Soc. Clim. Alger.*, 8, 792-794.
- POPOV, S.V., RÖGL, F., ROZANOV, A.Y., STEININGER, F.F., SHCHERBA, I.G. & KOVAC, M. (2004) Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys - 10 maps Late Eocene to Pliocene. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 250, 46p., 10 maps. (Nägele & Obermiller), Stuttgart.
- POSAMENTIER, H.W., & ALLEN, G.P. (1993) Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins. *Geology*, 21, 455-458.
- POSAMENTIER, H.W., & ALLEN, G.P. (1999) *Siliciclastic sequence stratigraphy – concepts and applications*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 7, 210p.
- POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., JAMES, D.P., & TESSON, M. (1992) Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 76, 1687-1709.
- 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 Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C.). *SEPM Special Publication*, 42, 109-124.
- POWELL, A.J. (1986) A dinoflagellate cyst biozonation for the late Oligocene to middle Miocene succession of the Langhe region, northwest Italy. In: *Pap. 1st Symp. Neogene Dinoflagellate Cyst Biostratigraphy* (Eds Wrenn, J.H., Duffield, S.L., & Stein, J.A.). *Am. Assoc. Strat. Palynol. Contrib. Ser.*, 17, 105-127.
- POWELL, A.J. (1992) Dinoflagellate cysts of the Tertiary system. In: *A stratigraphic index of dinoflagellate cysts* (Ed Powell, A. J.), Chapman & Hall. 155-252.
- PREMATHILAKE, R. & RISBERG, J. (2003) Late Quaternary climate history of the Horton Plains, central Sri Lanka. *Quaternary Science Reviews*, 22(14), 1525-1541.
- PRICE, W.A. (1933) Reynosa problem of South Texas, and origin of caliche. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 17, 5, 488-522.
- PROKOPENKO, A.A., KARABANOV, E.B., WILLIAMS, D.F., SHACKLETON, N.J., CROWHURST, S.J., PECK, J.A., GVOZDKOV, A.N. & KING, J.W. (2001) Biogenic silica record of the Lake Baikal response to climatic forcing during the Brunhes. *Quaternary Research*, 55, 123-133.
- PUIGDEFABREGAS, C. & VAN VLIET, A. (1978) Meandering stream deposits from the Tertiary of the southern Pyrenees. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed A.D. Miall), *Can Soc Petrol Geol Mem* 5, 469-485.
- QUADE, J., CERLING, T.E. & BOWMAN, J.R. (1989) Systematic variations in the carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, U.S. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, 464-475.
- RAYMO, M.E. (1994) The Himalayas, organic carbon burial and climate in the Miocene. *Paleoceanogr.*, 9, 399-404.
- RETALLACK, G.J. (1976) Triassic palaeosols in the upper Narrabeen Group of New South Wales. Part I: features of the palaeosols. *Journal of the Geological Society of Australia*, 23(4), 383-399.

- RETALLACK, G.J. (1991) Miocene Paleosols and Ape Habitats of Pakistan and Kenya. Oxford Monographs of Geology and Geophysics no. 18. Oxford University Press.
- RETALLACK, G.J. (1998) Fossil soils and completeness of the rock and fossil records. In: The Adequacy of the Fossil Record (Eds Donovan, S.K. & Paul, C.R.C.), Chichester, United Kingdom, Wiley, 133-163.
- RETALLACK, G.J. (2003) Soils of the past, an introduction to paleopedology. Second edition, Blackwell Science. 404p.
- RETALLACK, G.J. AND WYNN, J.G. (2001) Milankovitch-scale fluctuations in mammal communities in the upper John Day Formation (29-24 Ma), central Oregon. *Journal of Vertebrate Paleontology*, Abstracts 21(supplement 3): 92A.
- RETALLACK, G.J., LEAHY, G.D. & SPOON, M.D. (1987) Evidence from paleosols for ecosystem changes across the Cretaceous/Tertiary boundary in eastern Montana. *Geology*, 15, 1090-1093.
- RETALLACK, G.J., WYNN, J.G. & FREMD, T.J. (2004) Glacial-interglacial-scale paleoclimatic change without large ice sheets in the Oligocene of central Oregon. *Geology*, 32(4), 297-300.
- REY, R. (1968) La formation de Châteauredon (Basses-Alpes) appartient tout entière à l'Helvétien inférieur et démontre l'existence d'un tectonique tangentielle de même âge. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 266, Série D, 1931-1933.
- RINGROSE, S., HUNTSMAN-MAPILA, P., KAMPUNZU, A.B., MATHESON, W., DOWNEY, W., VINK, B., COETZEE, C. & VANDERPOST, C. (2005) Sedimentological and geochemical evidence for palaeo-environmental change in the Makgadikgadi subbasin, in relation to the MOZ rift depression, Botswana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 217(3-4), 265-287.
- ROGNON, P. (1984) Les effets du climat sur la sédimentation continentale / Climatic influences on continental sedimentation. *Bull. Centr. Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquit.*, 8, 1, 55-56.
- ROTH-NEBELSICK, A, UTESCHER, T, MOSBRUGGER, V, DIESTER-HAASS, L. & WALTHER, H. (2004) Changes in atmospheric CO₂ concentrations and climate from the Late Eocene to Early Miocene: palaeobotanical reconstruction based on fossil floras from Saxony, Germany. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 205, 43-67.
- ROURE, F., BRUN, J.P., COLETTA, B. & VAN DEN DRIESSCHE, J. (1992) Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine foreland of southeastern France. *Journal of Structural Geology*, 14, 503-519.
- RUBINO, J.L., LESUEUR, J.L., GUY, L. & CLAUZON, G. (1990) Sédimentologie et stratigraphie séquentielle du Miocène Rhodanien. *Livret guide ASF*, Paris, 67p.
- RUDDIMAN, W.F. (1997) Tectonic Uplift and Climate Change. New York, Plenum Press, 535p.
- RUELLAN, A. (1967) Individualisation and accumulation du calcaire dans les sols et les dépôts quaternaires du Maroc. *Cah. ORSTOM, Série Pédologie*, 5, 4, 421-462.
- RUELLAN, A. (1971) *Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc oriental)*. *Mém. Off. Rech. Sci. Tech. Outre-Mer (O.R.S.T.O.M.)*, 54, 302p.
- RUHE, R.V. (1969) *Quaternary Landscapes in Iowa*, Iowa State University Press, Ames, 255p.
- RUST, B.R. & LEGUN, A.S. (1983) Modern anastomosing fluvial deposits in arid Central Australia, and a Carboniferous analogue in New Brunswick, Canada. In: *Modern and Ancient fluvial systems* (Eds J.D. Collinson & J.Lewin), *Intern. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, 6, 385-392.

- RUST, B.R. (1978). A classification of alluvial channel systems. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed Miall, A.D.), *Canadian Soc. Petrol. Geologists, Memoir 5*.
- SADLER, S.P. & KELLY, S.B. (1993) Fluvial processes and cyclicity in terminal fan deposits: an example from the Late Devonian of southwest Ireland. *Sedimentary Geology*, 85, 375-386.
- SANTARELLI, A., BRINKHUIS, H., HILGEN, F.J., LOURENS, L.J., VERSTEEGH, G.J.M. & VISSCHER, H. (1998) Orbital signatures in a Late Miocene dinoflagellate record from Crete (Greece). *Mar. Micropaleontol.*, 33, 273-297.
- SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D.W., MATTER, A., ENGESSER, B. & MODDEN, C. (1996) Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30-15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse Basin. *Eclogae Geol. Helv.*, 89 (2), 753-788.
- SCHUMM, S. (1981). Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 31, 19-29.
- SCHUMM, S.A. (1985). Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13; 5-27.
- SCHUMM, S.A. (1993) River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. *Jour. Geology*, 101, 279-294.
- SCHWARZACHER, W. (2000) Repetitions and cycles in stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 50, 51-75.
- SHACKLETON N.J. & OPDYKE N.D., 1977: Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. *Nature*, 270, 5634, 216-219.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. (1977) Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. *Nature*, 270, 216-219. reprinted in *Benchmark Papers in Geology*. Stroudsburg, Pennsylvania: Dowden, Hutchinson & Ross, Inc, 54, 303-306.
- SHACKLETON, N.J. & KENNETT, J.P. (1975) Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (Eds J.P. Kennett, R.E. Houtz et al.), Washington (U.S. Government Printing Office), 29, 743-755.
- SHACKLETON, N.J. (1967) Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, 215, 15-17.
- SHACKLETON, N.J., CROWHURST, S.J., WEEDON, G.P. & LASKAR, J. (1999) Astronomical calibration of Oligocene-Miocene time. *Roy. Soc. Lond. Phil. Trans.*, ser. A, 357, 1909-1927. Données sur <http://delphi.esc.cam.ac.uk/coredata/wwwcoredata/ODP/LEG154/orbits.html>
- SHANLEY, K.W. & MCCABE, P.J. (1994). Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. Report of a working group at the 1991 NUNA Conference on high resolution sequence stratigraphy. *AAPG Bulletin*, 78, 4, 544-568.
- SHANLEY, K.W., MCCABE, P.J & HETTINGER, R.D. (1992) Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology*, 39, 905-930.
- SIMONSON R.W., 1949: Genesis and classification of red yellow-podzolic soils. *Soil Sci. Amer. Proc.*, 14, 316-319.
- SINCLAIR, H.D. (1997) Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective: *Geological Society of America Bulletin*, 109, 324-346.
- SINGER, A. (2002) Palygorskite and Sepiolite. In: J.B. DIXON & D.G. SCHULTZE (eds.) *Soil Mineralogy with Environmental Applications*. Soil Science Society of America Publ. SSSA Book Series 7, 555-584.

- SISSINGH, W. (1997) Tectonostratigraphy of the North Alpine foreland basin: correlation of Tertiary depositional cycles and orogenic phases. *Tectonophysics*, 282, 223-256.
- SITTLER, C. (1967) Mise en évidence d'un réchauffement climatique à la limite de l'Oligocène et du Miocène. *Rev. Palaeobotan. Palynol.*, 2, n°1-4, 163-172.
- SLOSS, L.L. (1963) Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74, 93-114
- SMITH, D.G. & SMITH, N.D (1980) Sedimentation in anastomosed river systems: Examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *J. Sedimentary Petrology*, 50, 157-164.
- SMITH, R.M.H. (1990). Alluvial palaeosols and pedofacies sequences in the Permian Lower Beaufort of the southwestern Karoo Basin, South Africa. *Jour. Sediment. Petrol.* 60 (2), 258-276.
- SONNENFELD, M.D. & CROSS, T.A. (1993) Volumetric partitioning and facies differentiation within the Permian Upper San Andres Formation of Last Chance Canyon, Guadalupe Mountains, New Mexico, in R.G. Loucks and J.F. Sarg, eds., Recent advances and applications of carbonate sequence stratigraphy. *AAPG Memoir*, 57, 435-474.
- SPENCER-CERVATO, C. (1999) The Cenozoic Deep Sea Microfossil Record: Explorations of the DSDP/ODP Sample Set Using the Neptune Database. *Palaeontologia Electronica*, 2(2), art. 4, 268p. http://palaeo-electronica.org/1999_2/neptune/issue2_99.htm
- SPEZZAFERRI, S., MUTTI, M. & SPIEGLER, D. (2001) Integrated planktonic foraminifera, Bolboforma and carbon isotope stratigraphy in a Miocene carbonate ramp setting from the Acreide area (Sicily): the Palazzolo Section. *Marine Micropal.*, 43, 223-238.
- STEENBRINK, J. (2001) *Orbital signatures in lacustrine sediments, the Late Neogene intramontane Florina-Ptolemais-Servia Basin, northwestern Greece*. PhD thesis, Utrecht University, Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen Universiteit Utrecht, No. 205, 168p.
- STEENBRINK, J., VAN VUGT, N., KLOOSTERBOER-VAN HOEVE, M.L. & HILGEN, F.J. (2000) Refinement of the Messinian APTS from sedimentary cycle patterns in the lacustrine Lava section (Servia Basin, NW Greece). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 181, 161-173.
- STOVER, L.E., BRINKHUIS, H., DAMASSA, S.P., DE VERTEUIL, L., HELBY, R.J., MONTEIL, E., PARTRIDGE, A.D., POWELL, A.J., RIDING, J. B., SMELROR, M., & WILLIAMS, G.L. (1996) Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. In: *Palynology, Principles and Applications* (Eds Jansonius, J., & McGregor, D.C.). *Am. Assoc. Stratigraphic Palynol.*, 2, 641-750.
- STRASSER, A. (1988) Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology*, 35(3): 369-383.
- STRASSER, A., PITTET, B., HILLGÄRTNER, H. & PASQUIER, J.-B. (1999) Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sed. Geol.* 128, 201-221.
- STRAUSS, C., LUND, J.J, & LUND-CHRISTENSEN, J. (2001) Miocene dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Nieder Ochtenhausen Research Borehole (NW Germany). *Geol. Jb.*, 152, 395-448.
- SUC, J.-P. & BESSAIS, E. (1990) Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences*, 310(2): 1701-1707.
- SUC, J.-P. & DRIVALIARI, A. (1991) Transport of bisaccate coniferous fossil pollen grains to coastal sediments. An example from the earliest Pliocene Orb ria (Languedoc, southern France): Review of Palaeobotany and Palynology v. 70, p. 247-253.

- SUC, J.P., FAUQUETTE, S., BESSEDIK, M., BERTINI, A., ZHENG, Z., CLAUZON, G., SUBALLYOVA, D., DINIZ, F., QUÉZEL, P., FEDDI, N., CLET, M., BESSAIS, E., BACHIRI TAOUFIQ, N., MÉON, H., COMBOURIEU-NEBOUT, N. (1999) Neogene vegetation changes in West European and West circum-Mediterranean areas. In: *The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe, Hominoid Evolution and Climatic Change in Europe* (Eds J. AGUSTI, L. ROOK & P. ANDREWS), vol. 1. Cambridge Univ. press, 379-388.
- SUMMERFIELD, M.A. (1985) Plate tectonics and landscape development on the African continent. In: *Tectonic Geomorphology* (Ed. M. Morisawa and J. Hack), Allen and Unwin, Boston. 27-51.
- SUN, Y., CLEMENS, S.C., AN, Z. & YU, Z. (2006) Astronomical timescale and paleoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 25, 33-48.
- SUNDQUIST, E. (1985) Geological Perspectives on Carbon Dioxide and the Carbon Cycle. In: *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present* (Eds E. Sundquist, & W. Broecker), *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 32, 5-59
- TANDON, S.K. & GIBLING, M.R. (1994) Calcrete and coal in late Carboniferous cyclothems of Nova Scotia, Canada: Climate and sea-level changes linked. *Geology*, 22, 755–758.
- TESSIER B. (1990) *Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale, dans un milieu actuel (la Baie du Mont-Saint-Michel), et dans une formation ancienne (La molasse marine miocène du bassin de Digne)*. Thèse de doctorat de l'Université de Caen, 122p.
- TESSIER, B. & GIGOT, P. (1989) A vertical record of different tidal cyclicities : an example from the Miocene Marine Molasse of Digne (Haute Provence, France). *Sedimentology*, 36(5), 767-776
- TESSIER, B., MONTFORT, Y., GIGOT, P. & LARSONNEUR, C. (1989) Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale, adaptation d'un outil de traitement mathématique. Exemples de la baie du Mont-St-Michel et dans la Molasse Marine Miocène du bassin de Digne (Haute Provence, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 8,1029-1041.
- THIRY, M. & DUPUIS, C. (1998) Chemostratigraphy of the Sparnacian deposits and correlation to Deep-Sea record. In: *The Palaeocene/Eocene Boundary in Paris Basin: The Sparnacian Deposits. Field Trip Guide* (Ed M. Thiry), *Mém. Sc. de la Terre*, Ecole des Mines de Paris, 34, 39-47.
- THIRY, M., FORETTE, N., SCHMITT, J.M. (1983) Techniques de diffraction des rayons X et interprétation des diagrammes. Note Technique, Ecoles des Mines, CGGM, Paris, 51 pp.
- THOMAS, R.G., SMITH, D.G., WOOD, J.M., VISSER, J., CALVERLY-RANGE, E.A. & KOSTER, E.H. (1987) Inclined heterolithic stratification-terminology, description, interpretation, and significance. *Sedimentary Geology*, 53, 123-179.
- THOME, M., RUBINO, J.-L., CLAUZON, G. & LESUEUR, J.-L. (1989) Identification des limites de séquences de dépôts en système fluvial : le cas du Miocène de Châteauredon (SE France). 2^{ème} Congrès Français de Sédimentologie. Livre des résumés. *Publ. ASF*, 281-282.
- TRAMP, K.L., SOREGHAN, G.S. & ELMORE, R.D. (2004) Paleoclimatic inferences from paleopedology and magnetism of the Permian Maroon Formation loessite, Colorado, USA. *Geological Society of America Bulletin*, 116(5), 671-686
- TSUDA, K., ITOIGAWA, J. & YAMANOI, T. (1981) [Middle Miocene paleoenvironments of Japan – with special reference to the mangrove swamp evidence] in Japanese (English abstract). *Fossils*. 30,31-41.
- TSUDA, K., ITOIGAWA, J. & YAMANOI, T. (1984) On the Middle Miocene paleoenvironments of Japan with special reference to the mangrove swamp evidence. In: *The evolution of the*

- East Asian environment 1. Geology and palaeoclimatology.* (Ed R.O. Whyte) University of Hong Kong, 388-396.
- UTESCHER, T., MOSBRUGGER, V. & ASHRAF, A. (2000) Terrestrial climate evolution in Northwest Germany over the last 25 million years. *Palaios*, 15, 430-449.
- VAIL, P.R., COLIN, J.P., JAN DU CHENE, R., KUCHLY, J., MEDIAVILLA, F. & TRIFILIEFF, V. (1987) La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, III, 8, 1301-1321.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, A., 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 Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher), Springer-Verlag, Berlin, 617-659.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., & THOMPSON, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes in sea level, Part 3: relative changes in of sea level from coastal onlap, in C. E. Payton, ed., *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir*, 26, 63-97.
- VAKARCS, G., HARDENBOL, J., ABREU, V.S, VAIL, P.R, VARNAI, P. & TARI, G. (1998) Oligocene-Middle Miocene depositional sequences of the Central Paratethys and their correlation with regional stages. *SEPM Special Publication*, 60, 209-231.
- VALLE, M.F., ALONSO GAVILAN, G., RIVAS-CARBALLO, M.R. (1995) Analyse palynologique préliminaire du Miocène dans le NE de la dépression du Duero (aire de Belorado, Burgos, España). *Géobios* 28 (4), 407– 412.
- VAN DER HOVEN, S.J. & QUADE, J. (2002) Tracing spatial and temporal variations in the sources of calcium in pedogenic carbonates in semi-arid environment. *Geoderma*, 108, 259-276.
- VAN VUGT, N. (2000) Orbital forcing in late Neogene lacustrine basins from the Mediterranean. A magnetostratigraphic and cyclostratigraphic study. *Geologica Ultraiectina*, 189, 1-167.
- VAN VUGT, N., STEENBRINK, J., LANGEREIS, C.G., HILGEN, F.J. & MEULENKAMP, J.E. (1998) Magnetostratigraphy-based astronomical tuning of the early Pliocene lacustrine sediments of Ptolemais (NW Greece) and bed-to-bed correlation with the marine record. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164, 535-551.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUITT, T.S. & HARDENBOL J. (1988) An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: *Sea-level changes: an integrated approach* (Eds Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., and others). *SEPM Special Publication*, 42, 39-45.
- VANDENBERGHE, N. & HARDENBOL, J. (1998) Introduction to the Neogene. In: DE GRACIANSKY P.C., HARDENBOL J.; JACQUIN T. & VAIL P.R. (Eds) *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. Special Publication - Society for Sedimentary Geology*, 60, 83-85.
- VANN, I.R., GRAHAM, R.H., HAYWARD, A.B. (1986) The structure of mountain fronts. *J. Struct. Geol.*, 8, 215-227.
- VARGAS & PRANTER 2006 (AAPG Annual Convention, technical prgm, 2006 cf web)
- VARGAS, M.F., PRANTER, M.J. & DAVIS, T.L. (2006) Characterization and 3-D reservoir modeling of fluvial tight-gas sandstones in the Williams Fork Formation, Rulison Field, Piceance Basin, Colorado, USA. *AAPG Annual Convention Program*, v. X, p. X, Houston, Texas.
- DE VERTEUIL, L. & NORRIS, G. (1996) Miocene dinoflagellate stratigraphy and systematics of Maryland and Virginia. *Micropaleontology*, 42 (Suppl.),1-172.

- VINCENT, E. & BERGER, W.H. (1985) Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: the Monterey hypothesis. In: *The Carbon cycle and atmospheric CO₂, natural variations Archean to Present* (Eds E.T. SUNDQUIST & W.S. BROECKER). *Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph*, 32, 455-468.
- VISERAS, C., CALVACHE, M.L., SORIANI, J.M. & FERNÁNDEZ, J. (2003) Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, 50, 181-202.
- VISSER, R. (1980) Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A sedimentary note. *Geology*, 8, 543-546.
- VOGT, T. (1984) Problèmes de genèse des croûtes calcaires quaternaires. Bulletin Centres Recher Exploration. Prod. Elf-Aquitaine, 8, 209-221.
- WALLMANN, K. (2001) Controls on the Cretaceous and Cenozoic evolution of seawater composition, atmospheric CO₂, and climate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 3005-3025.
- WANG, Y. & CERLING, T.E. (1994) A model of fossil tooth enamel and bone diagenesis: implications for stable isotope studies and paleoenvironment reconstruction. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 107, 281-289.
- WANLESS, H.R., & WELLER, J.M. (1932) Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. *Geol. Soc. America Bull.*, 43, 1003-1016.
- WEAVER, C.E. & BECK, K.C. (1977) Miocene of the SE United States: a model for chemical sedimentation in a perimarine environment. *Sediment. Geol.*, 17, 1-234.
- WEEDON, G.P., SHACKLETON, N.J. & PEARSON, P.N. (1997) The Oligocene time scale and cyclostratigraphy on the Ceara Rise, western equatorial Atlantic. In: *Proc. ODP, Sci. Results* (Eds Shackleton, N.J., Curry, W.B., Richter, C., and Bralower, T.J.), 154, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 101-114.
- WESCOTT, W.A. (1993) Geomorphic thresholds and complex response of fluvial systems; some implications for sequence stratigraphy. *A.A.P.G. Bull.*, 77, 7, 1208-1218.
- WESCOTT, W.A. (1993) Geomorphic thresholds and complex response of fluvial systems—some implications for sequence stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77, 1208-1218.
- WILPSHAAR, M., SANTARELLI, A., BRINKHUIS, H., & VISSCHER, H. (1996) Dinoflagellate cysts and mid-Oligocene chronostratigraphy in the central Mediterranean region. *J. Geol. Soc. London*, 153, 553-561.
- WONHAM, J.P. (1996) Application of high-resolution sequence stratigraphy to study of shallow marine sandstone body architecture: examples from the Marine and Yellow Molasse (Miocene) of the Digne-Valensole Basin, SE France. In: *Geological Characterisation of Shallow Marine Sands for Reservoir Modelling and High Resolution Stratigraphic Analysis: Final Report for the European Commission Joule Programme (Advanced Fuel Technologies: Security of Supply of Hydrocarbons)* (Eds H.D. Johnson, J.P. Wonham, R. Gupta, M.E. Donselaar, A.A. van de Weerd, J. Mutterlose, A. Stadler, and A.H. Ruffell). 33p.
- WOODRUFF, F. & SAVIN, S.M. (1991) Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep-sea: high resolution correlations, paleoclimatic cycles, and sediment preservation. *Paleoceanography*, 6, 755-806.
- WOODRUFF, F., SAVIN, S. M. & ABEL, L. (1990) Miocene benthic foraminifer oxygen and carbon isotopes, site 709, Indian Ocean. In: *Proc. ODP, Sc. Results* (Eds R.A. DUNCAN, J. BACKMAN, J. PETERSON *et al.*) College Station, TX (Ocean Drilling Program), 115, 519-528.

- WORSLEY, T.R., MOORE, T.L., FRATICELLI, C.M., SCOTese, C.R. (1994) Phanerozoic CO₂ levels and global temperatures inferred from changing paleogeography. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 288, 57–73.
- WRIGHT, J.D. & MILLER, K.G. (1993) *Southern Ocean influences on late Eocene to Miocene deepwater circulation*. In: *The Antarctic paleoenvironment: a perspective on global change* (Eds J.P. KENNETT & D. WARNKE), *Ant. Res. Ser.*, AGU, Washington D.C., 60, 1-25.
- WRIGHT, J.D., MILLER, K.G. & FAIRBANKS, R.G. (1992) Early and middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanogr.*, 7/3, 357-389.
- WRIGHT, V. & MARRIOTT, S. (1993) The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: The role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86, 203–210.
- WRIGHT, V.P. (1990) A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic structures. In: *Soil Micromorphology: A basic and Applied Science* (Ed L.A. Douglas), Elsevier, Amsterdam, 401-407.
- WRIGHT, V.P. (1991) Calcretes: an introduction. In: *Calcrete* (Eds V.P. Wright & M.E. Tucker), *International Association of Sedimentologists Reprint Series*, 2, 1-22.
- WRIGHT, V.P. (1992) Speculations on the controls on cyclic peritidal carbonates: Icehouse versus greenhouse eustatic controls. *Sedimentary Geology*, 76, 1-5.
- YAMANOI, T., TSUDA, K., ITOIGAWA, J., OKAMOTO, K. & TAGUCHI, E. (1980) On the mangrove community discovered from the Middle Miocene formations in southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, 86(9), 635-638 (in Japanese).
- ZACHOS, J.C., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & BILLUPS, K. (2001a) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686-693.
- ZACHOS, J.C., SHACKLETON, N.J., REVENAUGH, J.S., PALIKE, H. & FLOWER, B.P. (2001b) Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene Boundary. *Science*, 292, 274-278.
- ZAITLIN, B.A., DALRYMPLE, R.W., & BOYD, R. (1994) The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level changes. In: *Incised valley systems-Origin and sedimentary sequences* (Eds R. Boyd, B. A. Zaitlin, and R. Dalrymple). *SEPM Special Publication*, 51, 45-60.
- ZHENG, Z. (1990) Végétations et climats néogènes des Alpes maritimes franco-italiennes d'après les données de l'analyse palynologique. *Paléobiologie continentale*, XVII, 217-244.
- ZÜHLKE, R., BECHSTÄDT, T. & MUNDIL, R. (2003) Sub-Milankovitch and Milankovitch forcing on a model Mesozoic carbonate platform - the Latemar (Middle Triassic, Italy). *Terra Nova*, 15, 69-80.
- ZÜRCHER, P. (1895a) Note sur les environs de Chabrières. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 3, XXIII, 982.
- ZÜRCHER, P. (1895b) Carte Géologique détaillée de la France au 80000^e, feuille n°224, Castellane (1^{re} édition).

Fond topographique de la carte IGN Top25 3441OT (Barrême).

Mission aérienne de l'IGN n°3441-3451 (1/30000^e), cliché n°70.

Photos aériennes géoréférencées (fournies gracieusement par la Région PACA via le CRIGE et Aldo Napoli du Pôle Cyndinique de l'ENSMP) :

Dalles 042000-0910-1900-LAZE-C10
 042000-0910-1905-LAZE-C10
 042000-0910-1895-LAZE-C10
 042000-0915-1905-LAZE-C10

Voir également en Annexe I les références complètes concernant les courbes de références isotopiques.

Liste des tableaux

Tabl. 1.1.	Evolution de l'attribution stratigraphique des différentes unités de la série de Châteauredon.	27
Tabl. 1.2.	Répartition stratigraphique des espèce-guides observées dans les échantillons de Beynes - Châteauredon.	32
Tabl. 1.3.	Synthèse des effets des différents paramètres sur les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène.	35
Tabl. 1.4.	Sites sélectionnés pour établir une référence aux corrélations isotopiques avec le continental.	37
Tabl. 1.5.	Coefficients de corrélation des tests géostatistiques effectués avec le logiciel ISOCOR.	38
Tabl. 2.1.	Correspondance entre évènements isotopiques et limites de séquence pour le Miocène inférieur et moyen.	45
Tabl. 2.2.	Valeurs des variations du gradient de température entre le pôle et l'équateur au cours du Néogène et pour différentes profondeurs.	48
Tabl. 3.1.	Caractérisation des styles fluviatiles selon différents critères.	69
Tabl. 3.2.	Synthèse des microfaciès pour chacun des paléoenvironnements.	85
Tabl. 3.3.	Comparaison des analyses isotopiques effectuées sur le contenu organique (Corg) et carbonaté (Ccarb) des paléosols (nodules et, en italique, matrice).	94
Tabl. 4.1.	Les différents cycles et leur ordre de grandeur.	102
Tabl. 4.2.	Synthèse des principaux modèles de stratigraphie séquentielle en domaine continental, calqués sur le découpage en cortèges de dépôts et surfaces repères selon la nomenclature de Vail <i>et al.</i> (1977, 1991).	110
Tabl. 4.3.	Âges isotopiques des surfaces repères (SB et MF) des 7 séquences reconnues et comparaison avec la charte eustatique de Hardenbol <i>et al.</i> (1998).	127
Tabl. 4.4.	Estimation des durées des séquences HF dans l'Aquitainien selon que l'on considère les SB ou MF comme bornes, et les âges isotopiques ou ceux de la charte eustatique.	134
Tabl. 4.5.	Estimation des durées des séquences HF dans le Langhien-Serravallien selon que l'on considère les SB ou MF comme bornes, et les âges isotopiques ou ceux de la charte eustatique.	138
Tabl. 5.1.	Tableau récapitulatif des pourcentages (en grains comptés) des différentes catégories de palynomorphes.	150
Tabl. 5.2.	Réurrences, pour chaque intervalle isotopique, des paléosols dans la bande de fréquence des cycles orbitaux, arguant en faveur d'une origine allogénique de leur répartition.	158
Tabl. 5.3.	Nombre de pics éliminés et leur amplitude correspondante en fonction du critère 'k'.	174
Tabl. 5.4.	Idem que le tableau 5.2 mais en prenant en compte l'échelle astronomique.	179

Liste des figures

Fig. 1.1.	Localisation des bassins molassiques d'avant-pays liés à la collision alpine.	16
Fig. 1.2.	Cadre structural et localisation des dépôts tertiaires du bassin de Digne-Valensole.	16
Fig. 1.3.	Coupe transversale schématique de la succession E-W des bassins des Alpes méridionales.	17
Fig. 1.4.	Evolution géodynamique du bassin de Digne-Valensole au cours du Tertiaire et des différentes phases tectoniques correspondantes.	18
Fig. 1.5.	Cadre structural des secteurs de Beynes - Châteauredon et Majastres.	19
Fig. 1.6.	Evolution paléogéographique du bassin du Sud-Est au Miocène.	21
Fig. 1.7.	Evolution paléogéographique du Bassin durancien au cours du Miocène.	22
Fig. 1.8.	Réseaux de vallées incisées dans le bassin rhodanien, au Burdigalien (en rouge) et au Langhien (vert).	23
Fig. 1.9.	Lithostratigraphie du remplissage du bassin de Digne-Valensole.	25
Fig. 1.10.	Données biostratigraphiques disponibles pour les formations du bassin de Digne-Valensole.	29
Fig. 1.11.	Position des échantillons pour les analyses palynologiques sur les coupe BVE, RH1, RH2, les Granges et le Gué.	31
Fig. 1.12.	Fractionnements isotopiques du carbone entre les différents réservoirs.	34
Fig. 1.13.	A. Profil vertical de la décroissance de la pCO_2 pour différents taux de respiration dans les sols. B. Variations en profondeur du taux de respiration du sol selon le rapport isotopique du CO_2 du sol.	36
Fig. 1.14.	Variabilité des signaux isotopiques issus de différents sites DSDP et ODP.	39
Fig. 1.15.	Stratigraphie intégrée de la coupe composite de Beynes – Châteauredon.	40
Fig. 2.1.	Evolution des signaux isotopiques (C et O) en regard des principaux événements climatiques, tectoniques et paléontologiques pendant le Cénozoïque.	43
Fig. 2.2.	Exemples de modèles d'évolution de la PCO_{2atm} au cours du phanérozoïque (revue in Boucot & Gray, 2001).	46
Fig. 2.3.	Synthèse du contexte climatique à l'Oligo-Miocène.	47
Fig. 2.4.	Variations du gradient de température entre les pôles et l'équateur au cours du Néogène et pour différentes profondeurs.	48
Fig. 2.5.	L'Optimum Climatique et l'Excursion Isotopique du Monterey (courbes extraites de Zachos et al., 2001a).	50
Fig. 2.6.	Synthèse biostratigraphique de l'étude de Bessedik & Cabrera (1985) sur le calage du pic d' <i>Avicennia</i> .	51
Fig. 2.7.	Répartition des différents types de récifs et leur faciès de dépôt associés au Miocène moyen dans le Bassin méditerranéen.	53
Fig. 2.8.	Synthèse biostratigraphie et séquentielle des développement récifaux du Bassin méditerranéen au Miocène moyen.	53
Fig. 3.1.	Situation géographique des secteurs de Beynes - Châteauredon et Majastres.	59
Fig. 3.2.	Localisation des coupes sur le dôme de Beynes - Châteauredon. Schémas géographique, géologique et vue aérienne.	60
Fig. 3.3.	Panoramas sur les ravins et flancs du Dôme de Châteauredon.	61
Fig. 3.4.	Géométrie des dépôts du secteur de Beynes - Châteauredon.	62
Fig. 3.5.	Coupes schématiques des séries de Beynes – Châteauredon et Majastres.	63
Fig. 3.6.	Corrélation isotopique entre les coupes du Claux et de Beynes.	64

Fig. 3.7.	Schéma simplifié d'un système fluviatile de style méandriforme.	68
Fig. 3.8.	Coupe longitudinale schématique depuis la ceinture de chenaux jusqu'au pied des cônes alluviaux.	68
Fig. 3.9.	Les styles fluviatiles.	69
Fig. 3.10.	Corrélation à haute résolution des dépôts fluviatiles de la coupe de la Chapelle.	71
Fig. 3.11.	Séquence-type de remplissage d'un chenal isolé.	72
Fig. 3.12.	Exemple de remplissage de chenal <i>multistorey</i> .	73
Fig. 3.13.	Le Calcaire Lacustre Majeur.	76
Fig. 3.14.	Grains de pollen d' <i>Avicennia</i> .	80
Fig. 3.15.	Méthodologie de développement des index sédimentologiques.	86
Fig. 3.16.	Les environnements et leur domaine isotopique associé.	88
Fig. 3.17.	Evolution des cortèges argileux de la coupe du Saule Mort.	90
Fig. 3.18.	Analyse des cortèges argileux de la série de Beynes - Châteauredon.	91
Fig. 3.19.	Aucune corrélation n'est observée entre la teneur en COT et les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.	95
Fig. 3.20.	Schéma d'ensemble des environnements de dépôts de la série de Beynes - Châteauredon et de Majastres.	96
Fig. 3.21.	Profil « proximal – distal » des dépôts, avec différentes subdivisions selon les grands domaines (continental, transition et marin).	96
Fig. 3.22.	Paysage à l'Aquitainien inférieur.	97
Fig. 3.23.	Paysage à l'Aquitainien.	98
Fig. 3.24.	Paysage au Burdigalien.	98
Fig. 3.25.	Paysage au Langhien.	99
Fig. 4.1.	Relation entre les notions de niveau eustatique, de niveau marin relatif et de bathymétrie.	101
Fig. 4.2.	Les facteurs forçants des systèmes sédimentaires.	101
Fig. 4.3.	Evolution amont-aval des influences relatives des différents paramètres contrôlant l'architecture des dépôts.	104
Fig. 4.4.	Modèle de Legarreta <i>et al.</i> (1993) révisé (Legarreta & Uliana, 1998).	105
Fig. 4.5.	Modèle de Wright & Mariott (1993).	106
Fig. 4.6.	Modèle de Shanley & McCabe (1994).	107
Fig. 4.7.	Modèle de Dalrymple <i>et al.</i> (1998).	108
Fig. 4.8.	Modèle composite de Miall (1996), prenant en compte les modèles de Wright & Mariott (1993), Shanley & McCabe (1994) et Gibling & Bird (1994).	109
Fig. 4.9.	Modèle synthétique d'Ethridge <i>et al.</i> (1998), inspiré des modèles de Wright et Mariott (1993), Boyd et Diessel (1994) et de Zaitlin <i>et al.</i> (1994).	109
Fig. 4.10.	Influence, lors d'une chute eustatique, du changement de pente au passage de la plaine côtière à la plateforme continentale sur l'architecture des dépôts.	111
Fig. 4.11.	Concepts de MFS/SB (surfaces) et MFZ/SBZ (zones).	112
Fig. 4.12.	Comparaison des interprétations séquentielles de la Molasse Marine et début de la Molasse Jaune de Digne, selon les travaux de Crumeyrolle <i>et al.</i> (1991), Wonham (1996) et Couëffé (2003).	115
Fig. 4.13.	Découpage séquentiel des dépôts miocènes du secteur de Beynes - Châteauredon. (Annexe).	
Fig. 4.14.	Panorama sur le dôme de Châteauredon illustrant la partie inférieure du cycle de 2 ^e ordre.	119
Fig. 4.15.	Découpage séquentiel de la série de Beynes - Châteauredon au 2 ^e ordre.	120

Fig. 4.16.	Panorama sur la coupe des Courtiers et interprétation séquentielle (S3).	122
Fig. 4.17.	Panorama sur la coupe des Granges et interprétation séquentielle (S2 et S3).	123
Fig. 4.18.	Panorama sur la coupe de la Route et interprétation séquentielle (S3).	123
Fig. 4.19.	Panorama sur la coupe des Granges et interprétation séquentielle (S4).	124
Fig. 4.20.	Incision dans la barre sableuse entre la coupe des Granges et celle du Gué.	125
Fig. 4.21.	Vision de la vallée incisée à l’affleurement.	129
Fig. 4.22.	Schématisation de la géométrie des dépôts au Sud de Beynes.	130
Fig. 4.23.	Vue aérienne de l’éventail syn-sédimentaire de Beynes-Vériscle (cliché P. Gigot) et interprétation séquentielle des trois coupes levées.	132
Fig. 4.24.	Découpage séquentiel à haute fréquence dans l’Aquitanien.	135
Fig. 4.25.	Découpage séquentiel à haute fréquence dans la Formation de Beauregard (Langhien-Serravallien).	136
Fig. 4.26.	Evolution paléogéographique et migration des dépôts-centres dans le bassin de Digne-Valensole au Miocène inférieur et moyen.	139
Fig. 4.27.	Illustration de la difficulté à mettre en évidence la présence d’une vallée incisée en domaine fluviatile où les chenaux sont isolés et où les fines dominent.	142
Fig.5.1.	L’excursion isotopique du Monterey Event à Beynes – Châteauredon.	146
Fig. 5.2.	Position des échantillons pour les analyses palynologiques sur les coupes BVE, RH1, RH2, les Granges et le Gué.	149
Fig. 5.3.	Evolution verticale du contenu pollinique de la Formation de Beauregard et interprétation paléoclimatique.	151
Fig. 5.4.	A. L’échantillon 04GUE01, localisé au sein de tidalites charbonneuses, a livré 12% d’ <i>Avicennia</i> . B. Grains de pollen d’ <i>Avicennia</i> observés au microscope optique.	153
Fig. 5.5.	Diagrammes sporo-polliniques (remaniements exclus) des échantillons contenant le pollen d’ <i>Avicennia</i> .	154
Fig. 5.6.	Le « pic d’ <i>Avicennia</i> ».	155
Fig. 5.7.	Cadre stratigraphique des coupes de Beynes et du Saule Mort.	160
Fig. 5.8.	Calage orbital de la courbe isotopique de référence sur la courbe d’insolation.	162
Fig. 5.9.	Relation entre insolation et climat au Quaternaire.	162
Fig. 5.10.	Variations climatiques et zones cyclostratigraphiques.	164
Fig. 5.11.	Répartition des différents I_{Hyd} (coupes de Beynes et du Saule Mort confondues) en fonction des références Munsell.	166
Fig. 5.12.	Distribution des valeurs d’index pour les deux coupes étudiées.	167
Fig. 5.13.	Evolution de I_{Hyd} et paléoenvironnements des coupes de Beynes et du Saule Mort.	168
Fig. 5.14.	Evolution de la maturité des paléosols des deux coupes étudiées.	169
Fig. 5.15.	Evolution des paléoenvironnements d’après les diagrammes isotopiques $\delta^{18}O/\delta^{13}C$.	171
Fig. 5.16.	Modèle théorique de la pédogénèse en fonction de l’insolation.	173
Fig. 5.17.	L’index de pédogénèse, compare au signal d’origine et à l’amplitude des pics.	174
Fig. 5.18.	Corrélations des paléosols à l’index de pédogénèse I_{Ped} au sein de chaque environnement de la coupe de Beynes.	176
Fig. 5.19.	Corrélations des paléosols à l’index de pédogénèse I_{Ped} au sein de chaque environnement de la coupe du Saule Mort.	177
Fig. 5.20.	Enregistrement de l’insolation en fonction de l’environnement/pédofaciès.	180
Fig. 5.21.	Courbes isotopiques calées astronomiquement pour les coupes de Beynes et du Saule Mort.	182

LISTE DES PLANCHES

- PLANCHE I** – DOMAINE ALLUVIAL ET FLUVIAL EN TRESSE
- PLANCHE II** – SYSTEME FLUVIATILE MEANDRIFORME
- PLANCHE III** – SYSTEME DELTAÏQUE
- PLANCHE IV** – DEPOTS DE DEBORDEMENT
- PLANCHE V** – ENVIRONNEMENTS LACUSTRE & PALUSTRE
- PLANCHE VI** – ENVIRONNEMENTS DE TRANSITION
- PLANCHE VII** – ENVIRONNEMENTS MARINS OFFSHORE, SUB- ET INTER-TIDAUX
- PLANCHE VIII** – PEDOGENESE 1
- PLANCHE IX** – PEDOGENESE 2
- PLANCHE X** – SURFACES POLIES 1 : ONCOLITES ET MICROCODIUM
- PLANCHE XI** – SURFACES POLIES 2 : CALCAIRE PALUSTRE, NODULES ET RHIZOCRETIONS
- PLANCHE XII** – MICROFACIES 1 : MILIEU FLUVIATILE, MILIEU DE TRANSITION ET MILIEU MARIN
- PLANCHE XIII** – MICROFACIES 2 : MILIEUX LACUSTRES ET PALUSTRE
- PLANCHE XIV** – POLLENS
- PLANCHE XV** – DINOKYSTES 1
- PLANCHE XVI** – DINOKYSTES 2

PLANCHE I – DOMAINE ALLUVIAL ET FLUVIAL EN TRESSE

Note pour les échelles : marteau = 40 cm, carnet de terrain = 20 cm, échelle graduée = 15 cm, crayon ~13 cm.

Note pour la stratigraphie : la tête du marteau, sauf remarque contraire, indique le haut. Une flèche indique le sens stratigraphique sur les clichés sans marteau.

A. Remplissage de chenal bréchique. La brèche est jointive, monogénique à éléments pluridécimétriques non triés et de granulométrie variée. Une matrice sableuse remplit les interstices. Le chenal érode le substrat crétacé, on remarque la troncature d'un banc calcaire (flèche). Les marnes crétacées sont jaunies par l'altération pédologique sur plusieurs mètres. Coupe du Claux, cote 0 m.

B. Remplissage de chenal conglomératique. Le conglomérat est jointif, presque monogénique, à éléments arrondis décimétriques arrangés en séquences granodécroissantes. Coupe de Font d'Eygout, cote 56 m.

C. Remplissage de chenal conglomératique *multistorey*. Des ailes de débordement conglomératiques partent du chenal, indiquant un remplissage polyphasé. Coupe de Font d'Eygout, cote 48 m.

D. Vue générale sur les « barres de Beynes », barres conglomératiques redressées à la verticale et supportant le village de Beynes. On peut suivre ces barres sur plusieurs kilomètres, elles se composent de chenaux isolés entre eux latéralement par des faciès plus sableux.

E. Détail de l'une des barres conglomératiques, où l'on observe qu'il s'agit de conglomérats jointifs surmontés d'un drapage gréseux à litage plan ou oblique. Base de la coupe de Gigiri.

F. Rivière en tresse actuelle. Vue générale sur la vallée de l'Asse depuis la coupe de la chapelle en direction de Mézel. On note un chenal principal actif, d'autres chenaux mineurs actifs ou asséchés, des zones surélevées par rapport à ces chenaux et enfin des zones stables où la végétation a pu se développer. Noter l'âge apparemment jeune des arbres, donnant une idée de la périodicité des crues majeures de la rivière, sans doute inférieure à la centaine d'années.



PLANCHE II – SYSTEME FLUVIATILE MEANDRIFORME

Note pour les échelles : marteau = 40 cm, carnet de terrain = 20 cm, échelle graduée = 15 cm, crayon ~13 cm.

Note pour la stratigraphie : la tête du marteau, sauf remarque contraire, indique le « top ». Une flèche indique le sens stratigraphique sur les clichés sans marteau.

A. Vue globale sur le dôme de Châteauredon vers le N. Le système de barres de méandres forme des barres épaisses assez continues dans le paysage et qui ressortent au niveau du virage de la N85.

B. Panorama sur les barres de méandre au bord de la Route.

C. Barre de méandre, avec barres d'accrétion latérale typiques. Coupe de la Route, cote 175 m.



PLANCHE III – SYSTEME DELTAÏQUE

Note pour les échelles : marteau = 40 cm, carnet de terrain = 20 cm, échelle graduée = 15 cm, diamètre du rouleau décamétrique ~15 cm, crayon ~13 cm.

Note pour la stratigraphie : la tête du marteau, sauf remarque contraire, indique le « top ». Une flèche indique le sens stratigraphique sur les clichés sans marteau.

A. Vue sur l'intervalle corrélé à haute résolution sur la coupe des Courtiers, cotes 170-250 m. Au dessus de la dernière barre marine, cachée par la végétation, on distingue des paléosols rouges, puis des chenaux isolés avec des ailes de débordement, puis une barre continue (coupée en deux par une faille en son milieu). Des chenaux amalgamés suivent, puis des chenaux isolés de nouveau.

B. Exemple de chenal lenticulaire. Le remplissage est polyphasé, avec plusieurs passées conglomératiques. Les Ruines, cote 190 m.

C. Barres d'accrétion latérale vue en transversale sur un chenal isolé des Courtiers, cote 200 m.

D. Chenaux totalement amalgamés. Noter le développement de sols rouges entre les chenaux, dont les remplissages sont eux-mêmes polyphasés. Coupe de la Route, cote 135 m.

E. Séquence granoclassée dans un chenal lenticulaire isolé. Coupe des Ruines, cote 85 m.

F. Remplissage légèrement granoclassé en une seule phase d'un chenal isolé. Sous le point coté 773 m entre les Ruines et les Granges.

G. Exemple de remplissage polyphasé, avec de nombreuses surfaces de réactivation. Coupe des Courtiers, cote 190 m.



PLANCHE IV – DEPOTS DE DEBORDEMENT

Note pour les échelles : marteau = 40 cm, carnet de terrain = 20 cm, échelle graduée = 15 cm, diamètre du rouleau décimétrique ~15 cm, crayon ~13 cm.

Note pour la stratigraphie : la tête du marteau, sauf remarque contraire, indique le « top ». Une flèche indique le sens stratigraphique sur les clichés sans marteau.

A. Ensemble de dépôts appartenant à la plaine d'inondation : ailes de débordement (grès), dépôts de débordement (*overbank deposits*) plus fins. Noter que de nombreux paléosols se développent dans ces dépôts. Coupe de Majastres Village.

B. Vue sur l'intervalle corrélé à haute résolution sur la coupe de la Chapelle, cotes 100-135 m. On distingue des chenaux isolés, des ailes de débordement, des dépôts de débordement fins.

C. *Crevasse splay* dans la plaine d'inondation. Noter la forme concave de la surface inférieure, le remplissage monophasé et le contact érosif avec les ailes sous-jacentes. Coupe de l'Asse, cote 210 m.

D. Exemple de niveaux noirs au sein de la plaine d'inondation. Coupe de la Route, cotes 130 et 85 m respectivement.

E. Détail de A. Autres exemples de *crevasses splays* (flèches), où l'érosion a dégagé une vue en 3D de l'objet. Les contacts érosifs avec l'encaissant sont parfaitement visibles. Coupe de Majastres Village, cote 60 m environ.

F. Relations entre le chenal et les ailes de débordement. Outre la dernière aile, généralement la plus épaisse et la plus étendue, d'autres ailes subordonnées sont souvent rencontrées, témoignant du remplissage polyphasé du chenal. On note en particulier sur la photo B la différence d'inclinaison des barres d'accrétion en avant-plan avec les ailes de débordement. Respectivement coupe des Courtiers, cote 190 m, coupe de la Chapelle, cote 105 m et coupe de la Côte, cote 180 m.

G. Exemple de bioturbation (terrier) dans une aile de débordement. Echelle 5 cm. Coupe des Granges, cote 260 m.

H. Passage latéral d'un grès d'une aile de débordement à un calcaire palustre, par perte progressive du contenu détritique au profit de la matrice carbonatée. Coupe des Granges, cote 145 m.

I. Panorama sur un chenal abandonné et rempli par du matériel fin fortement carbonaté. Noter les ailes de débordement qui sont entièrement carbonatées. Coupe de la Route, cote 90 m.



PLANCHE V – ENVIRONNEMENTS LACUSTRE & PALUSTRE

Note pour les échelles : marteau = 40 cm, carnet de terrain = 20 cm, échelle graduée = 15 cm, diamètre du rouleau décimétrique ~15 cm, crayon ~13 cm.

Note pour la stratigraphie : la tête du marteau, sauf remarque contraire, indique le « top ». Une flèche indique le sens stratigraphique sur les clichés sans marteau.

A. Début d'émersion d'un calcaire lacustre. On note le délit horizontal des calcaires, notamment à la base, puis au sommet le débit prismatique qui s'installe. Coupe du Claux, cote 130 m.

B. Le Calcaire Lacustre Majeur est en réalité plus souvent palustre que lacustre. Noter le double débit horizontal et prismatique caractéristique. On observe la continuité entre le faciès palustre et les nodules de pédogénèse qui se développent au sommet. Sommet de la coupe des Granges.

C. Second exemple de calcaire palustre développé en contexte de plaine d'inondation. Noter la différence d'intensité dans le débit prismatique, en relation avec des conditions beaucoup moins hydromorphes que pour le I. Coupe des Granges, cote 140 m.

D. Le Calcaire Palustre Majeur de Majastres présente un très fort débit prismatique, mais qui n'oblitére pas encore totalement les trois phases de dépôt de ce calcaire. La tectonique (schistosité) contribue aussi au débit vertical, mais reste mineure par rapport au rôle de la pédogénèse. Coupe du Saule Mort, cote 100 m.

E. Petit niveau d'oncolites dans la masse argileuse. Quelques passées du même genre ont été retrouvées à différents niveaux stratigraphiques dans le ravin de la Font d'Eygout en particulier. Coupe du RFE2, cote 40 m.

F. Vues sur deux intervalles lacustre/palustre différents, le premier aux Blaches (sommet de la coupe), le second sur la coupe de Font d'Eygout, cotes 65-90 m. Dans les deux cas, le détritique prédomine avec des argiles silteuses grisâtres dans lesquels des calcaires lacustres plus ou moins pédogénétisés s'individualisent.

G. Calcaire palustre fortement pédogénétisé, surmonté par un niveau noir, équivalent latéral du gisement CR1 (Lalaï), sur la coupe du Gué.

H. Barre sableuse des Granges. Cet ensemble homogène et sans structure évidente fait 10 m d'épaisseur. On note l'aspect sableux fin. Des gastéropodes d'eau douce ont été trouvés au sein de la barre. Coupe des Granges, cote 270 m.



PLANCHE VI – ENVIRONNEMENTS DE TRANSITION

Note pour les échelles : marteau = 40 cm, carnet de terrain = 20 cm, échelle graduée = 15 cm, diamètre du rouleau décimétrique ~15 cm, crayon ~13 cm.

Note pour la stratigraphie : la tête du marteau, sauf remarque contraire, indique le « top ». Une flèche indique le sens stratigraphique sur les clichés sans marteau.

A. Vue sur les barres d'embouchure de la coupe des Courtiers (cote 220 m).

B. Nid d'huîtres *Ostrea crassissima*, à la base de la barre gréseuse interprété en barre d'embouchure de la coupe des Courtiers, cote 220 m.

C. Niveau noir à la base de tidalites. Coupe de la Blache.

D. Remplissage par accrétions latérales alternées de sables (flèches) et argiles, interprété comme un remplissage de chenal par des IHS (Inclined Heterolithic Strata). Coupe des Blaches, cote 115 m.

E. Chenaux à remplissage grés-argileux. Dans les marnes grises qui les encaissent s'intercalent des niveaux noirs, le tout est capé par un conglomérat à débris de balanes (non visible). Coupe des Blaches, cote 95 m.

F. Vue globale sur le conglomérat au sommet de la troisième barre marine. Il se poursuit dans l'arrière plan où il ressort dans la végétation en direction de la coupe des Granges. Coupe des Ruines, cote 80 m.

G, H & I. Détails du faciès et de la relation du conglomérat avec la barre marine. **B.** passages latéraux depuis des lits de conglomérats flottants vers le conglomérat jointif. **C.** contact érosif du conglomérat jointif sur le substrat gréseux. **D.** Evolution verticale des faciès.



PLANCHE VII – ENVIRONNEMENTS MARINS OFFSHORE, SUB- ET INTER-TIDAUX

Note pour les échelles : marteau = 40 cm, carnet de terrain = 20 cm, échelle graduée = 15 cm, diamètre du rouleau décimétrique ~15 cm, crayon ~13 cm.

Note pour la stratigraphie : la tête du marteau, sauf remarque contraire, indique le « top ». Une flèche indique le sens stratigraphique sur les clichés sans marteau.

- A.** Les marnes bioturbées à ostracodes de la coupe du Claux, cote 70-80 m.
- B.** Stratification en mamelons (HCS) dans des marnes gréseuses. Coupe des Ruines, cote 10 m.
- C.** Rides de houle symétriques et légèrement grimpantes (crêtes divergentes). Coupe des Courtiers, cote ~80 m.
- D.** *Wavy-bedding* dans les dépôts de la première barre marine au Claux, cote 50 m.
- E.** Stratifications obliques bidirectionnelles, type mégarides tidales. Coupe des Courtiers, cote 130 m.
- F.** Traces obliques de galets mous sur le flanc abrupt des mégarides (flèches noires). Ils témoignent du remaniement du drapage argileux déposé à l'étal. On remarque que ce drapage est parfois presque préservé. Des surfaces de réactivation avec de petites rides marquent le passage du courant subordonné (flèches blanches). La photo représente ainsi deux cycles de marée. Coupe de la Route, cote 30 m.
- G.** Rythmites tidales avec l'alternance typique de dépôts silto-sableux et argileux, plus fins et plus sombres
- H.** Barres sableuses à débris de végétaux (flèches). Base de la dernière barre marine, coupe des Courtiers, cote 160 m.

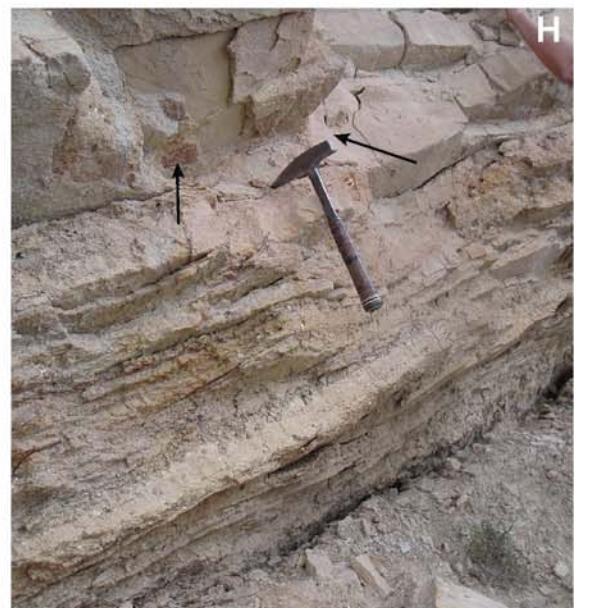
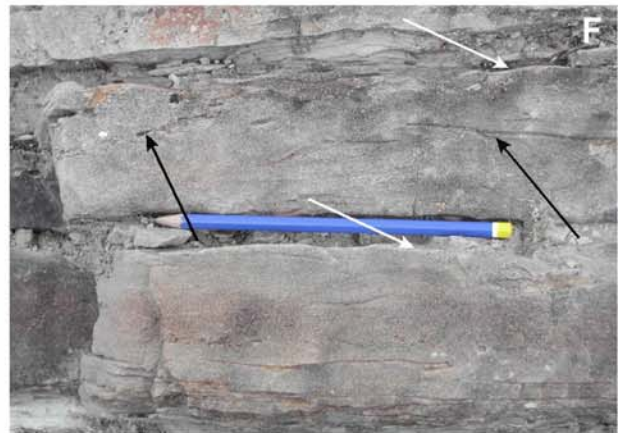


PLANCHE VIII – PEDOGENESE 1

Note pour les échelles : marteau = 40 cm, carnet de terrain = 20 cm, échelle graduée = 15 cm, diamètre du rouleau décimétrique ~15 cm, crayon ~13 cm.

Note pour la stratigraphie : la tête du marteau, sauf remarque contraire, indique le « top ». Une flèche indique le sens stratigraphique sur les clichés sans marteau.

A-C. Pédogénèse développée sur des grès (sommet d'un remplissage de chenal gréseux ou de dépôts d'ailes de débordement). Noter l'aspect pulvérulent et la couleur blanchâtre que prend le grès (A), le débit prismatique (B, C) et les marmorisations (B, C). La pédogénèse est croissante de la photo A à C. Coupes des Ruines (cote 90 m), de la Chapelle (cote 100 m) et de Majastres Saule Mort (base de la coupe).

D. Alternances cycliques de niveaux de pédogénèse et d'argiles lagunaires. La barre d'échelle représente 1 m. Coupe RH2, cote 80-90 m.

E & F. Paléosols développés au sein de la plaine d'inondation. Noter l'alternance cyclique des couleurs rouge/gris-vert, correspondant à l'alternance de paléosols et de passées sablo-gréseuses (dépôts de débordement). Coupe du Claux (cote 200 m) et coupe du RFE1 (partie supérieure).



PLANCHE IX – PEDOGENESE 2

Note pour les échelles : marteau = 40 cm, carnet de terrain = 20 cm, échelle graduée = 15 cm, diamètre du rouleau décimétrique ~15 cm, crayon ~13 cm.

Note pour la stratigraphie : la tête du marteau, sauf remarque contraire, indique le « top ». Une flèche indique le sens stratigraphique sur les clichés sans marteau.

A. Vue rapprochée d'un paleosol érodé par un chenal conglomératique. Les horizons supérieurs (O, A et la majeure partie du B) n'ont pas été préservés. L'horizon argileux Bt a subi une réduction post-dépôt dû à des circulations de fluides au contact du chenal. L'horizon Bk est peu développé avec de petites rhizoconcrétions calcaires. Coupe de Font d'Eygout, cote

B. Calcaire palustre ayant subi une forte pédogénèse, le débit horizontal d'origine n'est plus reconnaissable. L'environnement peu hydromorphe correspond au milieu alluvial dans lequel l'élévation de la nappe fluctue beaucoup. Coupe de Font d'Eygout, cote

C. Forte densité de rhizoconcrétions dans un paléosol rouge. Coupe de Font d'Eygout, cote

D. Rhizoconcrétions verticales parfaitement préservées dans un paleosol hydromorphe. Coupe de Font d'Eygout, cote

E. Nodules pédogénétiques développés au sein de l'horizon Bk d'un paléosol. Coupe de Font d'Eygout, cote

F. Paléosol cumulatif bien développé et préservé avec un horizon Bt épais (60 cm) et un horizon Bk sous-jacent à nodules et rhizoconcrétions (50 cm). Coupe de Font d'Eygout, cote

G. Nodules pédogénétiques dits « hydromorphes » (flèches), à la surface d'un paléosol ocre (« chamois »). Remarquer les différences morphologiques avec les nodules pédogénétiques classiques : ils sont plus petits (max. 3-4 cm de diamètre), boursoufflés, et à l'aspect plus porcelané ou plus crayeux. Ravin de la Font d'Eygout, entre Asse2 et RFE1.

H. Niveaux argileux pur au sein d'un paléosol marmorisé (horizon Bw). Il présente des figures de plans de friction (*slickensides*, flèche), typiques des sols vertiques. Ceux-ci sont caractérisés par leur forte teneur en smectite gonflante et l'alternance de périodes humides et sèches entraîne le gonflement et le retrait des argiles, occasionnant ces surfaces de rupture. Bar d'échelle = 5 cm, la flèche indique le sens stratigraphique. Ravin sous le village de Beynes, au contact de l'Oligocène.

I. Exemple de paléosol à horizons bien différenciés. L'horizon K correspond sans doute à un calcaire palustre totalement déstructuré par la pédogénèse. Ravin sous le village de Beynes, au contact de l'Oligocène.

J. Exemple de pédogénèse développée sur un calcaire lacustre. Le niveau calcaire n'est pratiquement plus individualisé, aux dépens de la structure prismatique, avec le prolongement en profondeur des rhizoconcrétions. Noter les nodules de pédogénèse au sommet du calcaire. Coupe RH1, cote 40 m.

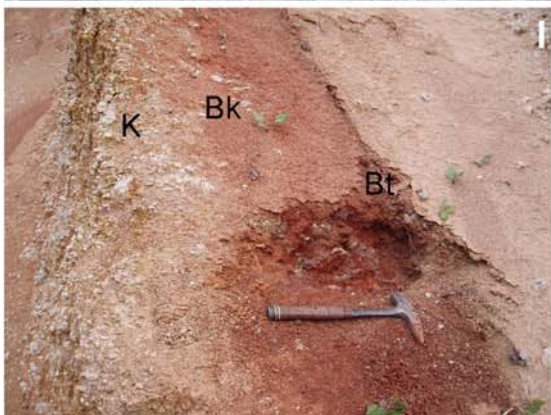
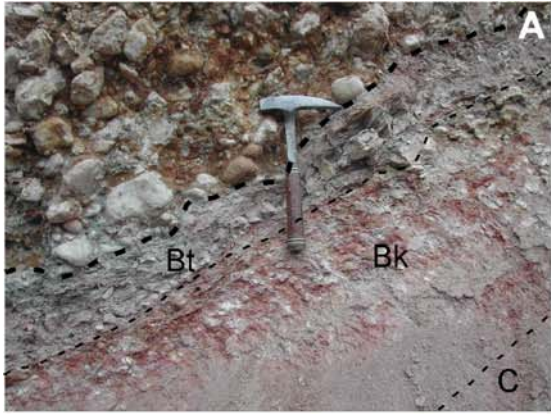


PLANCHE X – SURFACES POLIES 1 : ONCOLITES ET MICROCODIUM

Note : l'échelle représente 1 cm. Lorsque nécessaire, le sens stratigraphique est indiqué.

A-H. Divers exemples d'oncolites. Noter les variations de structures, laminaires (A-D) ou palissadique (E, F). On peut observer la coexistence des deux formes au sein du même spécimen (C, D). De nombreuses surfaces de recoupements internes sont visible (C, F). La forme plus ou moins ovoïde est due à la fois au type de nucléus mais aussi à la fréquence à laquelle l'oncolite est soumise au roulement. Les nucléus sont rarement préservés, mais des couilles (*unio*) sont retrouvées parfaitement conservées, avec leur nacre d'origine, ce qui laisse penser que les nucléus non préservés devaient être organiques (branches..., voir les formes cylindriques de D et E). Les oncolites peuvent être complexes, par aggrégation d'oncoïdes antérieurs (G). Les spécimens D et G proviennent de la coupe de Font d'Eygout, les autres de Majastres (coupe du Saule Mort particulièrement).

I. Encroûtement stromatolitique sous forme de carapace mamelonnée. Celle-ci a été détachée de son nucléus, un galet pluridécimétrique en fond de chenal. Coupe de Font d'Eygout.

J. Echantillon extrait d'un remplissage de chenal de la coupe ANT (cote 20 m). Au centre de l'échantillon, un galet de calcaire crétacé, en gris, est carié par le *Microcodium* (marron). Ce dernier forme la quasi-totalité de l'échantillon, et se dispose en couches laminaires sous le galet.

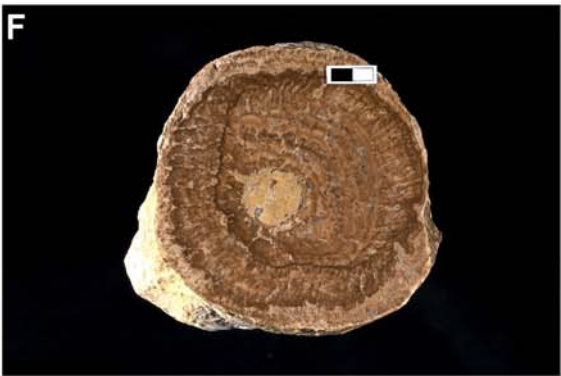
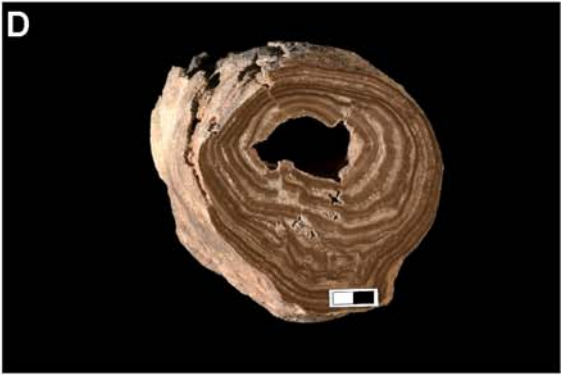
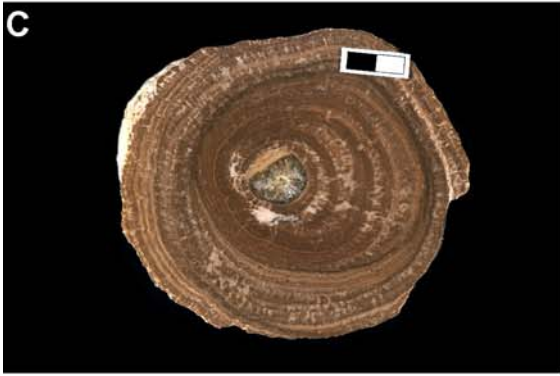


PLANCHE XI – SURFACES POLIES 2 : CALCAIRE PALUSTRE, NODULES ET RHIZOCRETIIONS

Note : l'échelle représente 1 cm. Lorsque nécessaire, le sens stratigraphique est indiqué.

A. Partie supérieure du Calcaire Lacustre Majeur. La section polie met en évidence le caractère palustre du calcaire, avec de nombreuses fentes remplies de sparites, mais aussi des fractures plus larges et remplies du matériel fracturé. Cette bréchification intraformationnelle s'accroît vers la surface supérieure, où des oxydes de fer apparaissent localement. Base de la coupe du Gué.

B. Nodule pédogénétique micritique. D'un fort beau gabarit, ce nodule ne présente aucune recristallisation.

C-F. Divers spécimens de rhizocrétions. L'échantillon C présente une ramification de deux rhizocrétions, correspondant à un embranchement racinaire. Les sections polies montrent que si la micrite est disposée uniformément, sans relation concentrique ou radiaire, on distingue toutefois une disposition concentrique de fractures sparitiques qui ont tendance à se trouver en périphérie. De même le centre de la rhizocrétion est coloré (M.O.), et le canal central est encore visible.

G-H. Nodule phréatique. Noter les grandes différences entre cet échantillon et l'échantillon B. Les nodules phréatiques observés sont planaires, de morphologie boursouflée, en chou-fleur. La patine est ocre, de nombreuses cavités de dissolution sont présentes.

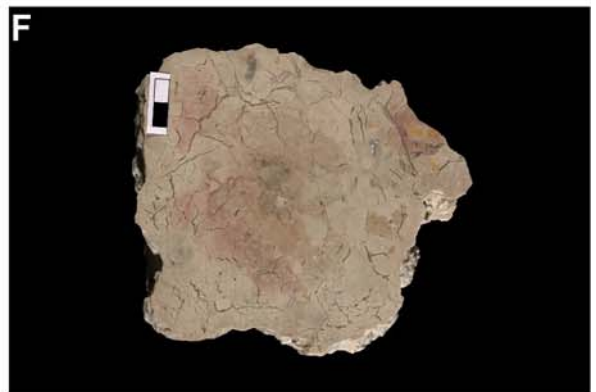
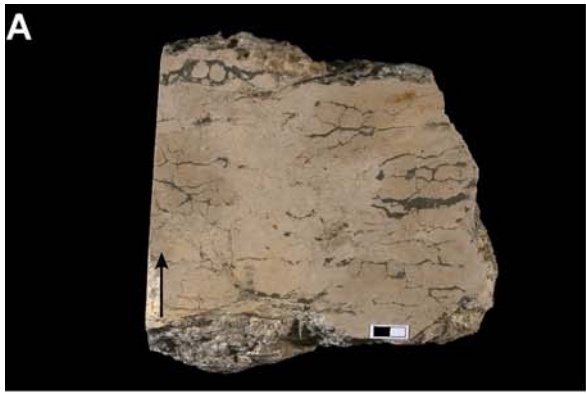


PLANCHE XII – MICROFACIES 1 : MILIEU FLUVIATILE, MILIEU DE TRANSITION ET MILIEU MARIN

Note : LN, Lumière Naturelle ; LPA, Lumière Polarisée Analyisée. **A-G**, fluviatile, **H-K**, marin, **L-M**, transition.

A. Vue à la loupe binoculaire d'un grès finement lité. Les lits forment des séquences granoclassées. Le constituant principal est le quartz, très bien trié, le ciment est calcitique. Echantillon 04CHA01a, coupe de la Chapelle, cote m.

B-C. Vues en LPA (B) et en LN (C) de grès fluviatiles de granulométrie différente. Si le quartz est majoritaire et de forme globalement subanguleuse dans les deux cas, le faciès plus grossier est marqué par une grande teneur en éléments carbonatés. Les deux faciès présentent une matrice micritique. Echantillon 04GR08 (B), coupe des Granges, cote m, et 05MAJ25 (C), coupe de Majastres Saule Mort, cote m.

D-E. Vues en LN de faciès typiquement fluviatiles. La variété d'éléments figurés autres que le quartz (glauconie, orbitolines et autres foraminifères benthiques remaniés, oncoïdes, bioclastes, débris d'algues, de *Microcodium*...) est caractéristique. Notons que la présence, régulière, de foraminifères benthiques dégagés au sein de tels faciès provient sans doute du dégagement de telles formes depuis les lithoclastes qui les contiennent (**E**, lithoclastes du Tithonien). Echantillons 03ROU03, coupe de la Route, cote m, et 04ASSE04a, coupe de l'Asse, cote m.

F. Vue à la loupe binoculaire d'un calcaire à oncoïdes. Ce rudstone compose le remplissage d'un chenal calcaire, témoignant de la sédimentation mixte silico-clastique des séries de Beynes-Châteauredon et de Majastres. Echantillon 05MAJ36, coupe de Majastres Village, cote

G. Vue en LPA d'un grès à oncoïdes. Ceux-ci forment la « matrice » des éléments non carbonatés et sont largement majoritaires.

H. Vue à la loupe binoculaire de tidalites. Les rythmites argilo-sableuses sont très nettes. Echantillon 04BVE05, coupe BVE, cote m.

I. Vue rapprochée en LN d'un grès fin marin à rares foraminifères planctoniques indéterminables. Les lames les plus riches en contiennent une dizaine. Echantillon 05CL02, coupe du Claux, cote m.

J. Vue générale, en LPA, d'un grès marin à grain moyen. Les éléments figurés montrent des lithoclastes variés, oncoïdes, bioclastes (lamellibranches), algue. Echantillon 05BLA01a, coupe de la Blache, cote m.

K. Vue en LN d'un fragment de balane. Leur présence, dans les faciès grossiers, est une garantie de faciès marin, aucun fragment remanié n'ayant été observé dans les dépôts fluviatiles. Echantillon 05RFE05b, coupe RFE1, cote m.

L. Vue à la loupe binoculaire en LPA d'un niveau noir enrichi en débris coquilliers. Fréquemment associés aux niveaux organiques, les débris de gastéropodes sont ici associés à ceux d'ostracodes. Echantillon 04BLA05, coupe de la Blache, cote m.

M. Vue en LN d'un niveau noir enrichi en M.O. De même, ce niveau argileux est lumachellique (ostracodes, gastéropodes). Echantillon 05MAJ31, coupe de Majastres Village, cote m.

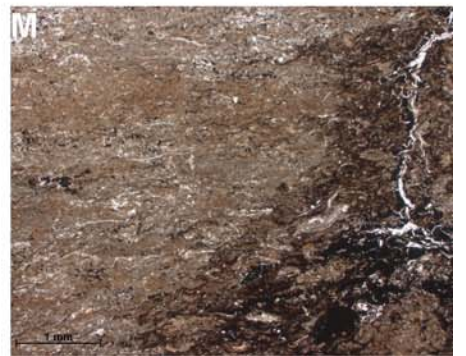
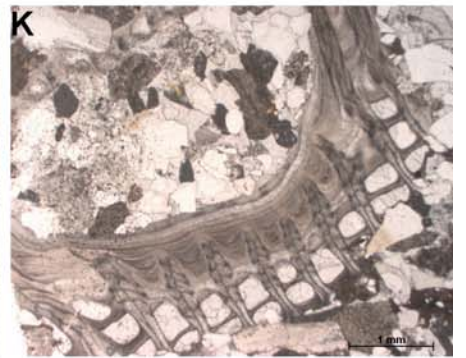
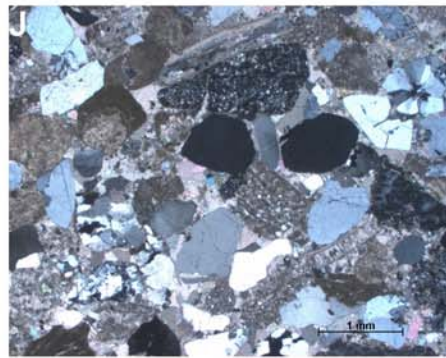
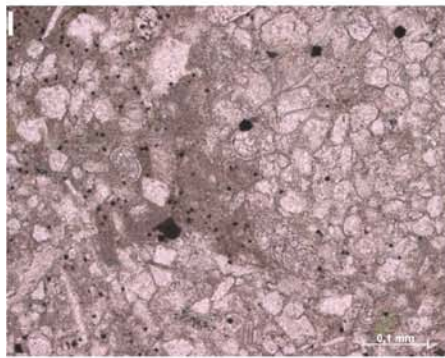
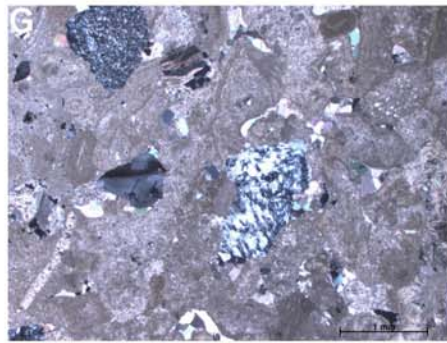
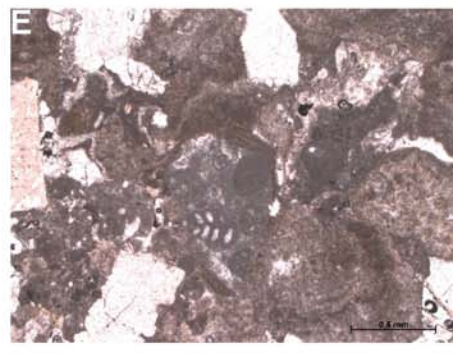
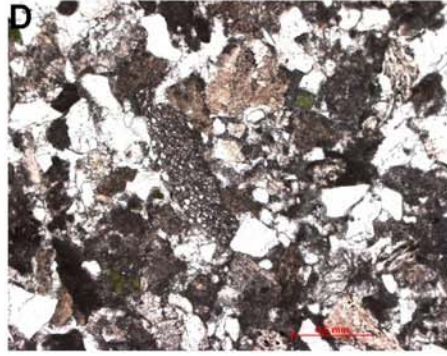
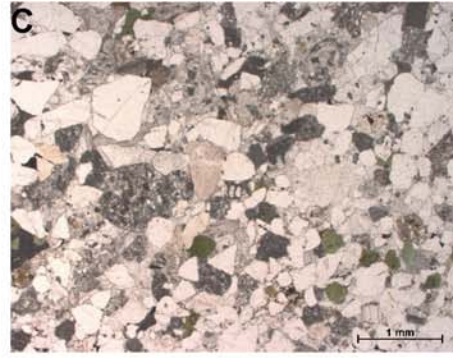
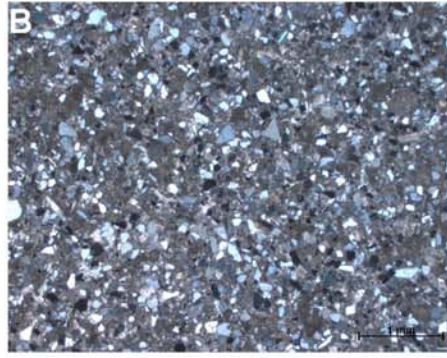


PLANCHE XIII – MICROFACIES 2 : MILIEUX LACUSTRE ET PALUSTRE

Note : LN, Lumière Naturelle ; LPA, Lumière Polarisée Analyisée. **A-F**, lacustre, **G-N**, palustre et *Microcodium*.

A. Vue en LN d'un calcaire lacustre typique. C'est un mudstone, avec de rares grains détritiques, *fenestrae* et bioclastes (ostracodes). Echantillon 04ASSE15a, coupe de l'Asse2, cote m.

B. Vue en LN d'un grès lacustre à grain fin. Le quartz est majoritaire, de forme globalement subanguleuse et très bien trié. Les lithoclastes sont du Tithonien, on dénombre de rares bioclastes dont des foraminifères benthiques, un remaniement ne pouvant être exclu. Echantillon 04BS01, coupe des Granges, cote m.

C-F. Vue en LN d'un calcaire lacustre bioclastique. Les organismes les plus représentés sont les ostracodes, les restes de charophytes (tiges et oogones) sont fréquents, les gastéropodes plus rares. Echantillons 04CL07 (**C**), 04CL01 (**D, E**) et 04COU02 (**F**).

G. Vue en LN d'un calcaire palustre typique. On y retrouve les principales caractéristiques de ce milieu : traces de racines et restes de M.O., *circum-granular cracks*, nodulisation, colonies de *Microcodium*... Echantillon 03GR04, coupe des Granges, cote m.

H. Vue en LN d'un processus de nodulisation avec *circum-granular cracks* associés. Echantillon 04CL02, coupe du Claux, cote m.

I. Vue à la loupe binoculaire d'un stade avancé de dessiccation/pédoturbation, avec processus de bréchification. Ce microfaciès marque un environnement de dépôt assez distal du lac, occasionnellement inondé mais le plus souvent asséché. Echantillon 03RE46, coupe de Beynes/Font d'Eygout, cote m.

J-K. Vues en LN de *circum-granular cracks*. Ces fentes de retrait se développent autour de pellets, nodules (**J**) ou grains (*skeletal grains*) (**K**, oncides à nuclei variés) lors des phénomènes de dessiccation/humidification du milieu. Echantillons 03RE13, coupe de Beynes/Font d'Eygout, cote m, et 05MAJ02, coupe de Majastres Saule Mort, cote m.

L. Vue en LN d'une trace de racine et de la M.O. associée dans un nodule pédogénétique. L'absence de bioclastes au sein de la matrice est caractéristique des faciès palustres, car ils se dissolvent très rapidement lors des processus de pédogénèse. Echantillon 03RE10N, coupe de Beynes/Font d'Eygout, cote m.

M-N. Vues en LN (**N**) et LPA (**M**) de colonies de *Microcodium*. Organismes d'origine problématique (e.g. Freytet & Plaziat, 1982), nous les illustrons ici sous deux aspects, l'un sous forme de larges colonies corrodant le carbonate encaissant (**N**), l'autre sous forme de petites colonies concentriques, en relation avec le réseau racinaire. Echantillons 03RE07c (**M**), coupe de Beynes/Font d'Eygout, cote m, et 05ANT02b (**N**), coupe ANT, cote m.

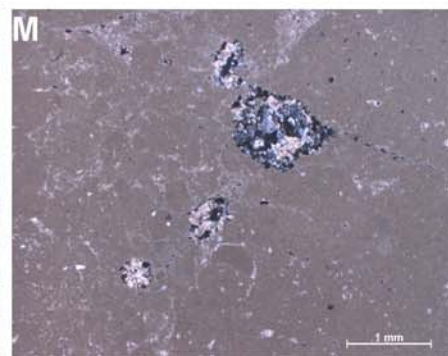
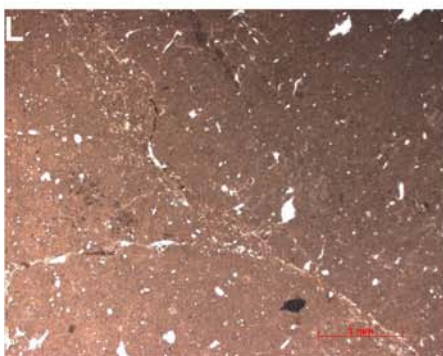
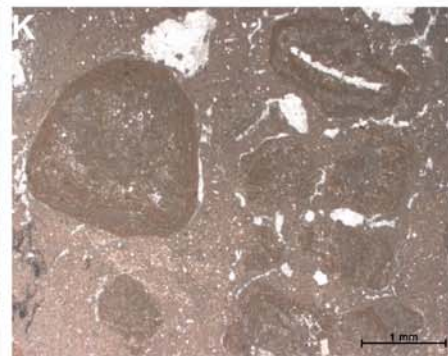
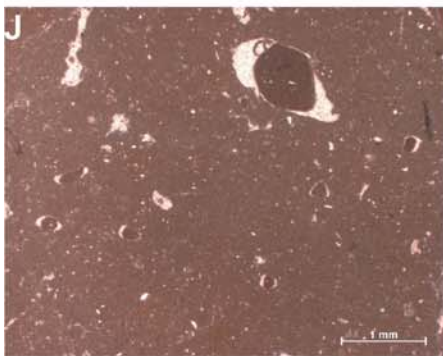
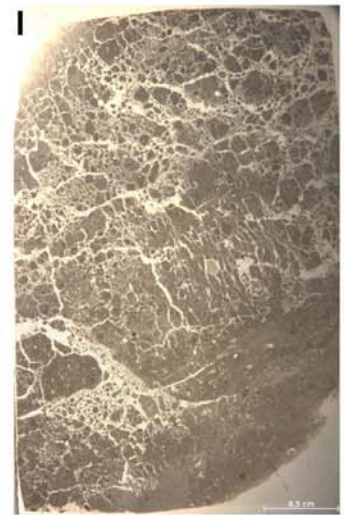
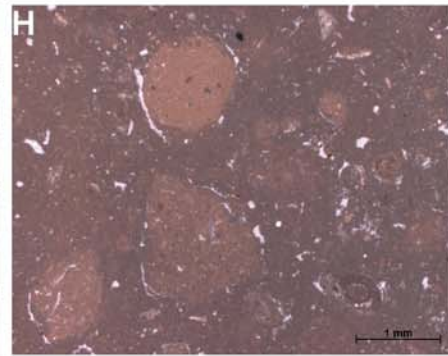
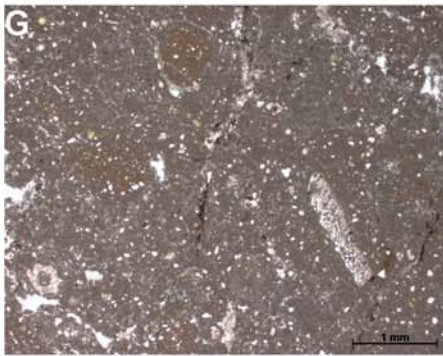
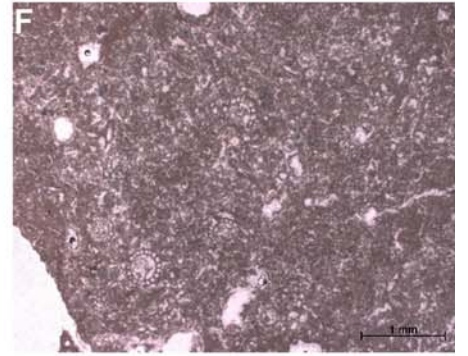
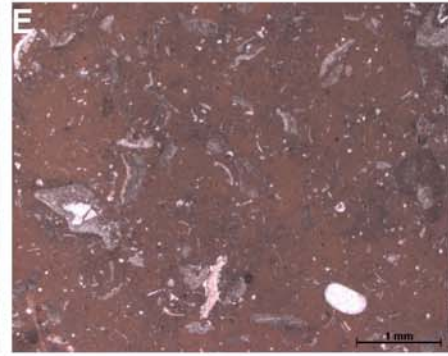
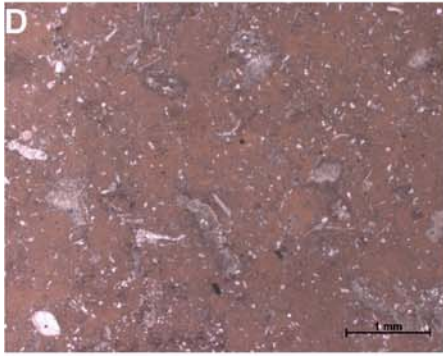
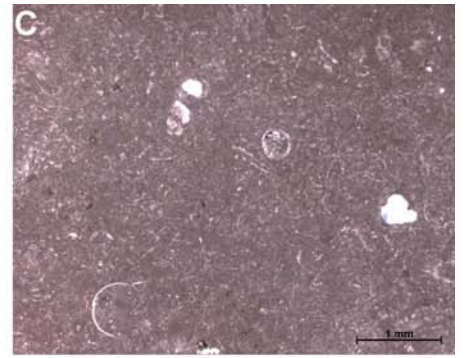
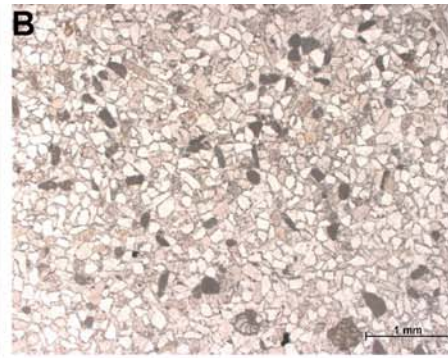
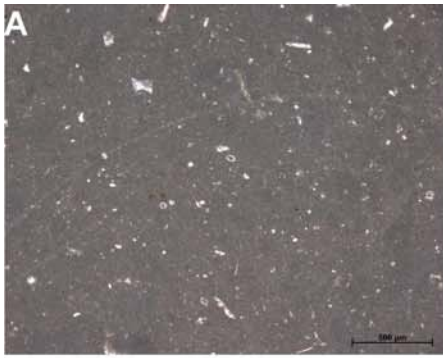


PLANCHE XIV – POLLENS

- 0001- Oleaceae x1000
- 0005- Asteraceae-Cichorioideae x1000
- 0006- *Tilia* (Tiliaceae) x1000
- 0007- Labiateae x1000
- 0008- cf. *Pathenocissus* (Vitaceae) x1000
- 0009- Rutaceae x1000
- 0014- *Croton* (Euphorbiaceae) x1000
- 0016- cf. *Marsdenia* (Asclepiadaceae) x400
- 0017- *Mahonia* (Berberidaceae) x1000
- 0019- Malpighiaceae x1000
- 0023- *Linum* (Linaceae) x1000
- 0026- Sapotaceae x1000
- 0027- *Symplocos* (Symplocaceae) x1000
- 0028- Myricaceae x1000
- 0029- Plumbaginaceae x1000
- 0030- *Armeria* (Plumbaginaceae) x1000
- 0042- Asteraceae- Asteroideae x1000
- 0047- *Sciadopitys* (Sciadopityaceae) x1000
- 0048- Meliaceae x1000
- 0054- *Avicennia* (Verbenaceae) x1000
- 0057- Myrtaceae x1000
- 0059- cf. Olacaceae x1000
- 0070- *Juglans* (Juglandaceae) x1000
- 0071- *Quecus* (Fagaceae) x1000

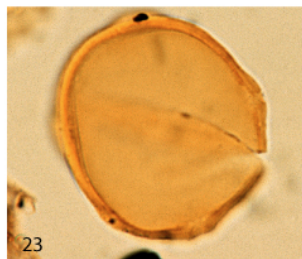
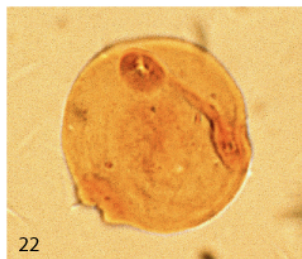
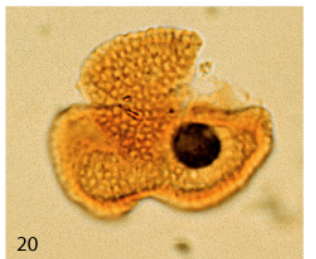
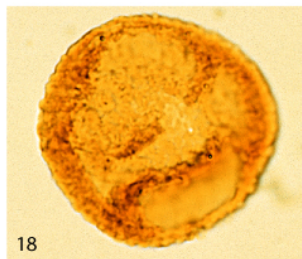
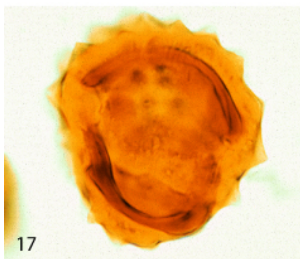
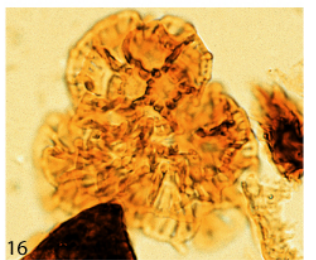
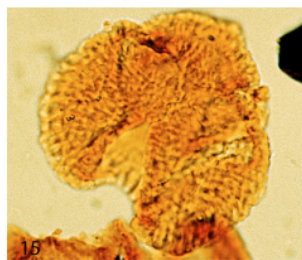
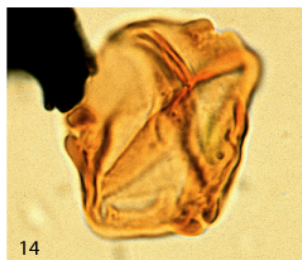
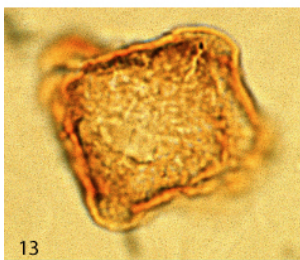
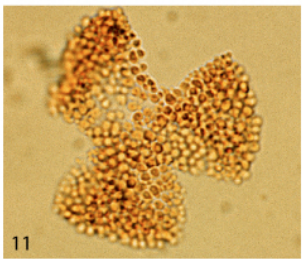
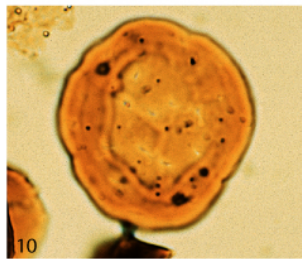
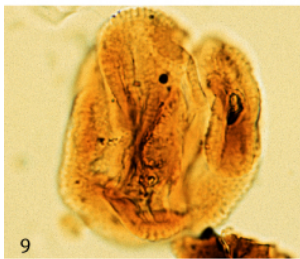
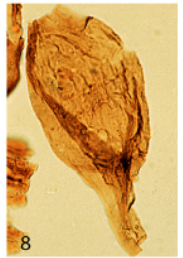
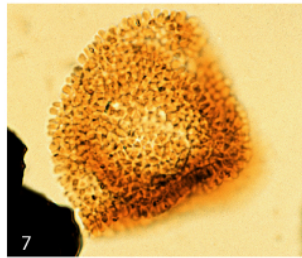
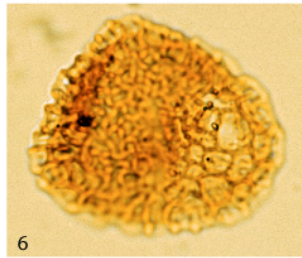
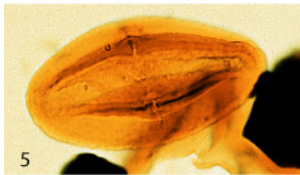
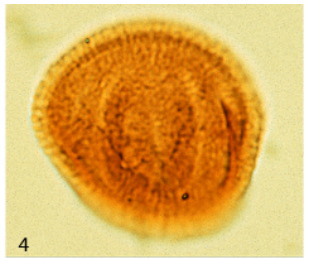
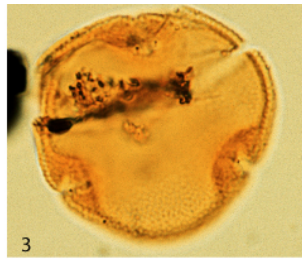
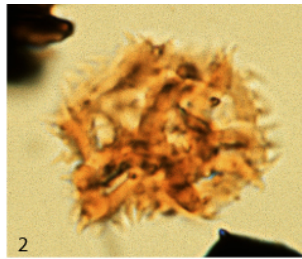


PLANCHE XV – DINOKYSTES 1

- 0002- *Operculodinium* ? *borgerholtense* X1000
- 0003- *Trinovantedinium harpagonium* X1000
- 0007- *Trinovantedinium ferugnomatum* X1000
- 0008- *Tuberculodinium wallii* X400
- 0012- *Lejeunecysta hyalina* X1000
- 0015- *Cleistosphaeridium placacanthum* X1000
- 0016- *Spiniferites solidago* X1000
- 0017- *Impagidinium arachnion* X1000
- 0018- *Reticulosphaera actinocoronata* X1000
- 0021- *Melitasphaeridium choanophorum* X1000
- 0027- *Cousteaudinium aubryae* X1000
- 0033- *Selenopemphix nephroides* X1000

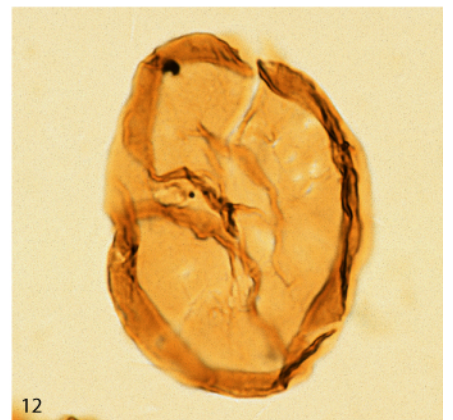
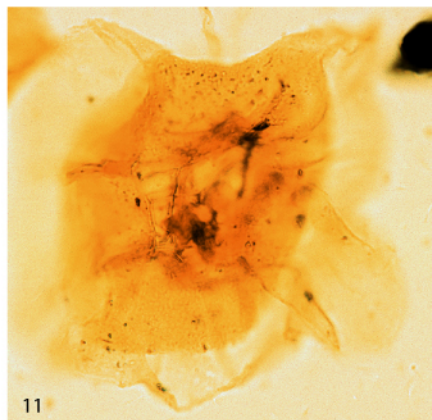
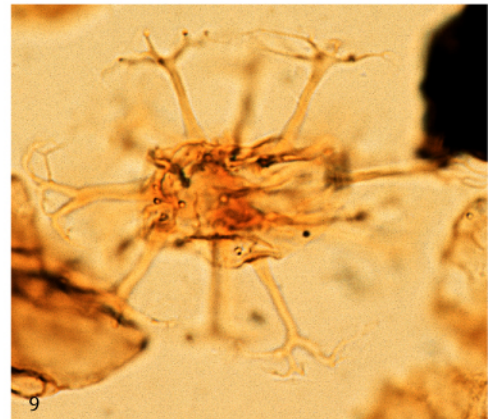
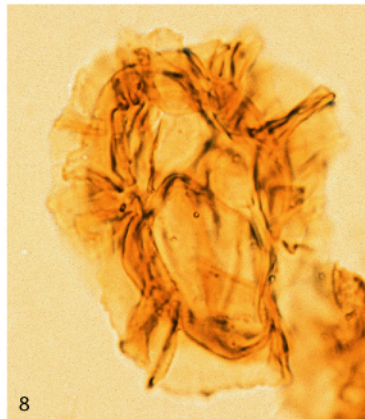
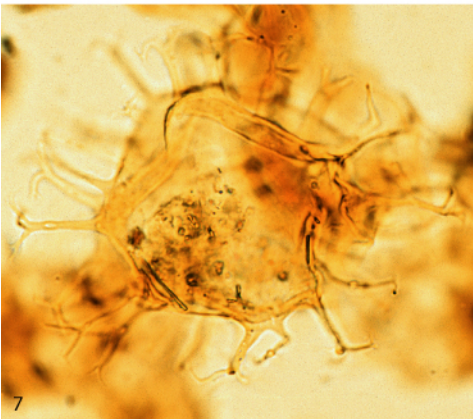
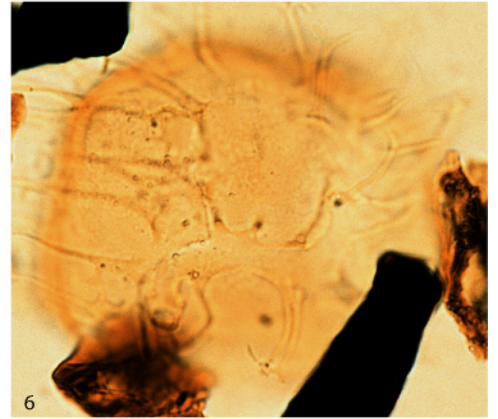
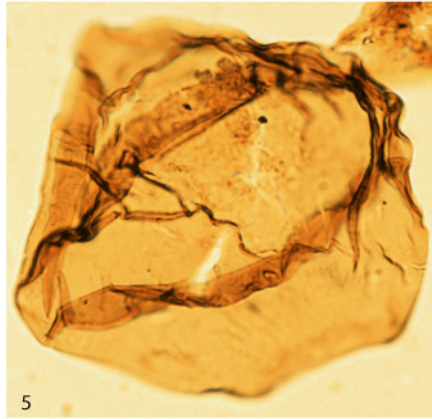
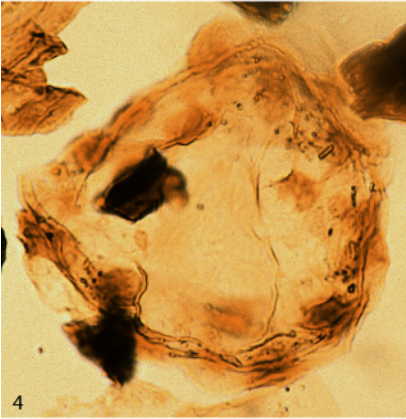
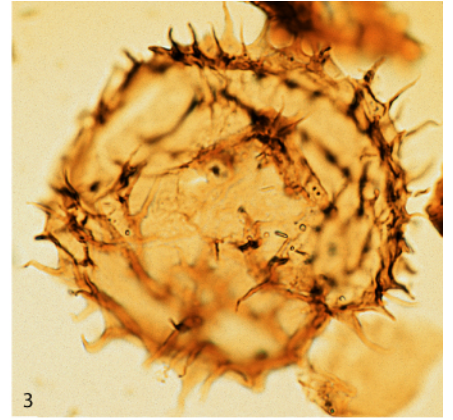
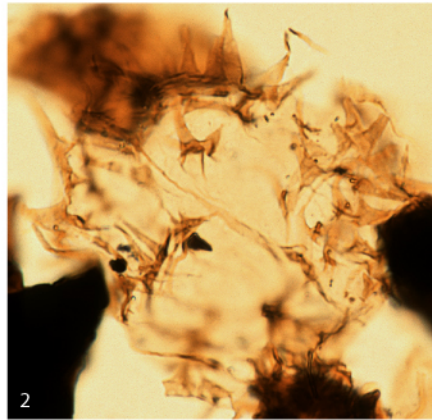
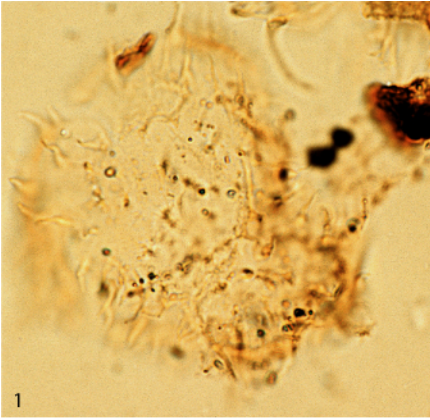
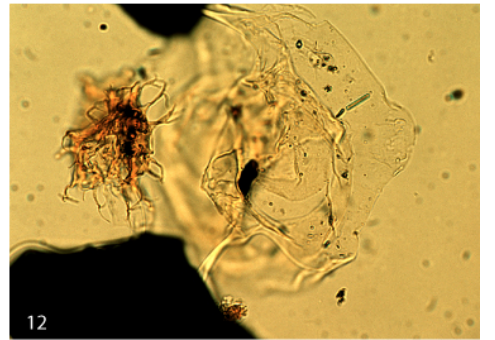
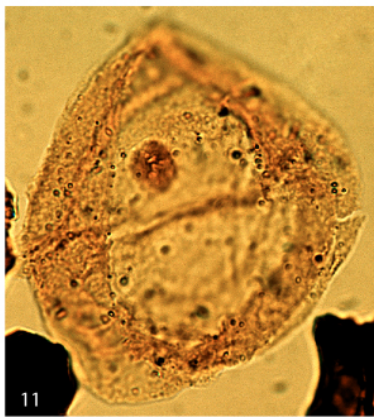
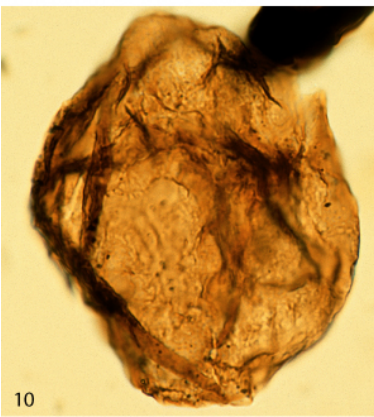
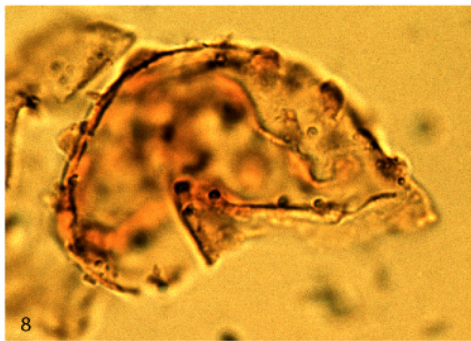
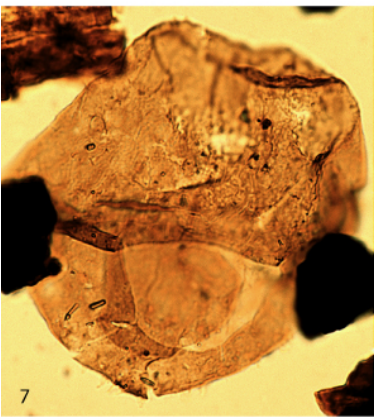
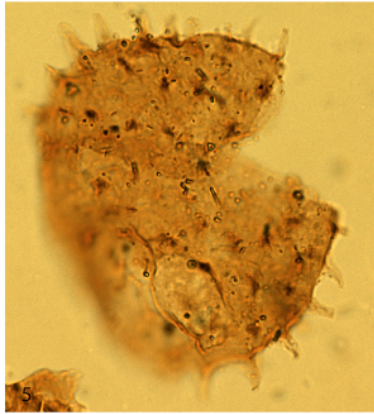
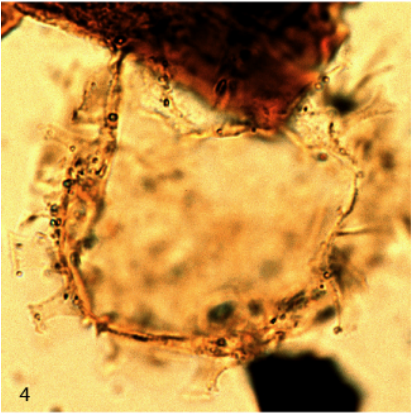
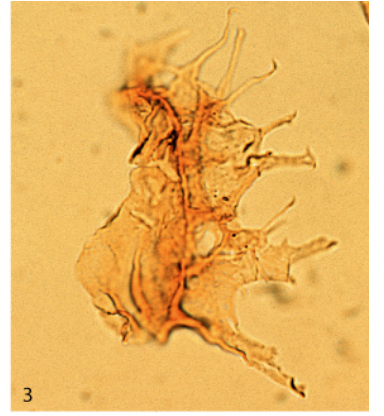
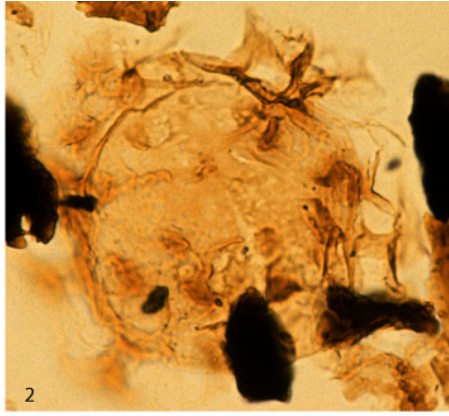
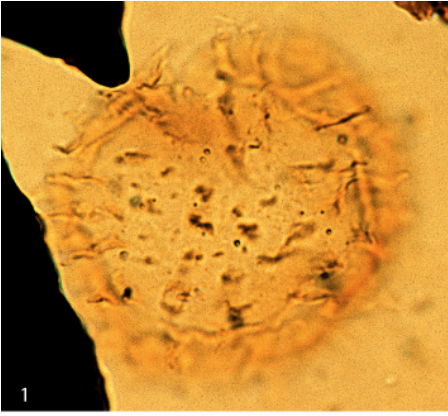


PLANCHE XVI – DINOKYSTES 2

- 0035- *Operculodinium piaseckii* X1000
- 0039- *Tuberculodinium rossignolae* X400
- 0043- *Chiropteridium galea* X1000
- 0047- *Labyrinthodinium truncatum* X1000
- 0048- *Sumatradinium soucouyantiae* X1000
- 0050- *Selenopemphix brevispinosa* X1000
- 0056- *Sumatradinium sp.* X1000
- 0058- *Mendicodinium sp.* X1000
- 0059- *Habibacysta cf. tectata* X1000
- 0062- *Brigantedinium sp.* X1000
- 0069- *Filisphaera filifera* X1000
- 0070- *Invertocysta sp.* X1000



LISTE DES ANNEXES

Annexe 1	Modèles d'âge des courbes de référence	256
Annexe 2	Technique d'analyse RX	260
Annexe 3	Protocole d'extraction de la matière organique des sols et nodules carbonatés pour analyses isotopiques (C et O)	261
Annexe 4	Résultats d'analyses isotopiques sur contenu organique (C _{org})	263
Annexe 5	Localisation GPS des coupes et des gisements de micromammifères	264
Annexe 6	Résultats d'analyses palynologiques	268
Annexe 7	Résultats d'analyses par diffractométrie des RX	274
Annexe 8	Résultats d'analyses isotopiques	279
Annexe 9	Coupes lithologiques	283
Annexe 10	Légendes et symboles	311

Annexe 1: Modèles d'âge des courbes de référence

Nous présentons ici le détail des modèles d'âge pour les deux sites ODP/DSDP finalement retenus, le site 588A et le site 926A,B.

1. Le site 588A

Références propres au site 588A :

Rapport de mission :

KENNETT J. P., VON DER BORCH C. C. et al. 1986: Init. Repts. DSDP, 90: Washington (U.S. Govt. Print Office), 744pp.

Biostratigraphie :

JENKINS D.G., SRINIVASAN M.S., 1986: Cenozoic planktonic foraminifers from the Equator to the Sub-Antarctic of the Southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 90: Neogene and Quaternary. In: Init. Repts. DSDP, 90: Washington (U.S. Govt. Printing Office) (Ed. By KENNETT J. P., VON DER BORCH C. C. et al.), 795-821.

LOHMAN W. H., 1986: Calcareous nannoplankton biostratigraphy of the southern Coral Sea, Tasman Sea, and southwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project leg 90: Neogene and Quaternary. In: Init. Repts. DSDP, 90: Washington (U.S. Govt. Printing Office) (Ed. By KENNETT J. P., VON DER BORCH C. C. et al.), 763-793.

MARTINI E., 1986: Paleogene calcareous nannoplankton from the Southwest Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 90: Neogene and Quaternary. In: Init. Repts. DSDP, 90: Washington (U.S. Govt. Printing Office) (Ed. By KENNETT J. P., VON DER BORCH C. C. et al.), 747-762.

Isotopes :

KENNETT J. P., 1986: Miocene to early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy in the southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project leg 90. In: Init. Repts. DSDP, 90: Washington (U.S. Govt. Printing Office) (Ed. By KENNETT J. P., VON DER BORCH C. C. et al.), 1383-1411.

FLOWER B. P., & KENNETT J. P., 1993: Middle Miocene ocean-climate transition: high resolution oxygen and isotopic records from Deep Sea Drilling Project site 588A, southwest Pacific. *Paleoceanography*, vol. 8, 6, 811-843.

Datums biostratigraphiques :

Nanno (Martini, 1971)	FP		FP (Blow, 1969 Berggren et al., 1988)	B95 B85	
	B95	B85		B95	B85
NN7/NN8	10,9	10,85	M9b/M10	11,9	10,5
NN6/NN7	11,8	13,1	M9a/M9b	12,3	11,3
NN5/NN6	13,6	14,4	M8/M9a	12,5	
NN4/NN5	15,6	16,2	N10/N11	12,7	13,9
NN3/NN4	18,3	17,4	N9/N10	14,8	14,9
NN2/NN3	19,2	18,9	N8/N9	15,1	15,2
NN1/NN2	23,2	23,2	M5a/M5b	16,1	16,3
NP25/NN1	23,9	23,7	N7/N8	16,4	16,6
NP24/NP25	27,5	28,1	M4a/M4b	16,7	16,8
NP23/NP24	29,9	30,3	N6/N7	17,3	17,6
			N5/N6	18,8	19
			N4/N5	21,5	21,8
			M1a/M1b	23,2	23,1
			P22/N4	23,8	24,5
			P21b/P22	27,1	28,2
			P21a/P21b	28,5	30

Tabl. A. Âges des limites de biozones pour les nannofossiles et les foraminifères planctoniques.

L'échelle d'origine, pour le site 588A, est B85 (Berggren et al., 1985), l'échelle de référence de l'étude est celle de B95 (Berggren et al., 1995).

Evènement	mbsf	Age FK93	B95
5AR1r	259,35	12,12	12,401
FAD <i>G. foshi lobata</i>	264	13	12,5
FAD Cw	267,8??	15,3	?
5AAN	268,6	12,83	12,991
$\delta^{18}\text{O}$ evt F (Mi-4)	269,11	12,9	12,6
5AAR	270,6	13,01	13,139
CM6 (Mi-3)	280,21	14,07	13,6
LAD <i>S heteromorphus</i>	280,6	14	13,6
FAD <i>G fohsi praefohsi</i>	284	14	12,7
$\delta^{18}\text{O}$ evt E	284,11?	14,24	?
FAD <i>Gr. peripheroacuta</i>	290,5	14,6	14,8
CM5	~291	14,57	14,8
FAD <i>O suturalis</i>	294,5	15,2	15,1
$\delta^{18}\text{O}$ evt D	297,77	14,89	?
CM4	~301	15,11	?
$\delta^{18}\text{O}$ evt C	303,96	15,31	?
FAD <i>G. sicanus</i>	304	16,4	?
CM3 (Mi-2)	307,46	15,51	16,4
FAD <i>G. bisphericus</i>	310,5	16,35	16,4
$\delta^{18}\text{O}$ evt B	~311	15,72	15,6-16,1
CM2	313,06	15,8	15,6-16,1
FAD <i>Gr. peripheroronda</i>	315,5	16,5	?
LAD <i>C. Dissimilis</i>	325,6	?	17,3

Tabl. B. Modèle d'âge pour le site 588A. Surlignés en brun les points de calage retenus, les points grisés ne sont pas documentés sur l'échelle B95 et ceux en italique sont incompatibles avec les points majoritaires ou sont trop flous. Les évènements isotopiques sont référés dans Woodruff & Savin, 1991, *G. bisphericus* est équivalent, selon certains auteurs, à *P. sicana* de B95. mbsf, meters below sea floor.

Notes : Les points de calages isotopiques n'ont pas été pris en compte, car la plupart d'entre eux n'ont pas de référence sur B95. D'autre part, les évènements de Miller (Mi-) ont un âge très différent selon les sources. Au final, en comparant notre modèle à celui de Zachos et al., 2001a, les âges ne diffèrent pas de plus de 100 ka environ (**Fig. 1**).

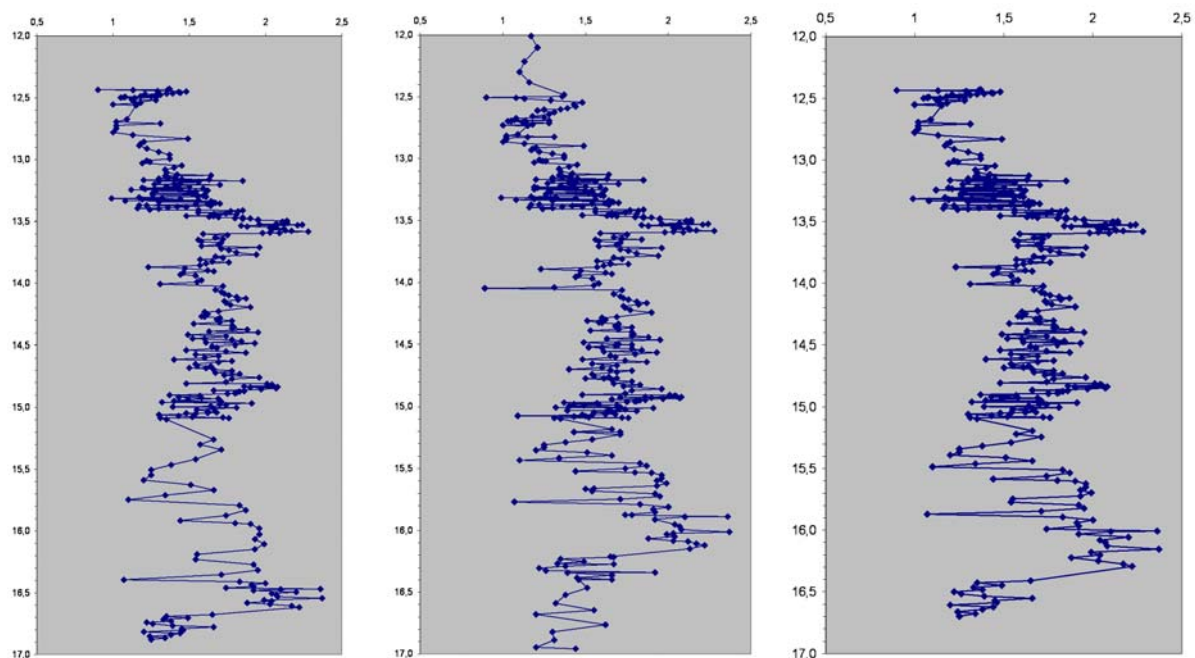


Fig. 1. Trois modèles d'âges différents pour le site 588A. De gauche à droite, le modèle publié dans Bialkowski et al., 2006, celui de Zachos et al. (2001a) et le présent modèle. De 12,4 à 15 Ma, les trois modèles sont quasiment identiques. Celui de gauche dérive beaucoup par rapport aux deux autres dans la suite de la courbe, jusqu'à une différence de 500 ka avec celui de Zachos et al. (2001a) La dérive est en partie due à un choix de datum pour la base du Langhien : *G. sicanus* (aujourd'hui appelé *P. sicana*) est effectivement le marqueur de la base du Langhien (16,4 Ma, Berggren et al., 1995), mais sa cote de FAD, 304 m, n'est basée que sur une seule occurrence dans toute le forage. Par conséquent, le modèle de droite privilégie un autre marqueur, *G. bisphericus*. Bien que son apparition soit encore sujet à discussion (Burdigalien terminal ou Langhien basal, Magné, 1978), son occurrence en continu sur plusieurs mètres dans le forage nous a conforté dans ce choix.

2. Le site 926A, B

Références propres au site 926A, B :

Rapport de mission :

CURRY, W.B., SHACKLETON N.J., RICHTER C., ET AL., 1995, Proc. ODP, Init. Repts., 154: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Biostratigraphie :

PEARSON P.N. & CHAISSON W.P., 1997, Late Paleocene to Middle Miocene planktonic foraminifer biostratigraphy of the Ceara Rise. *In: Proc. ODP, Scientific Results, 154* (SHACKLETON N.J., CURRY, W.B., RICHTER C., BRALOWER T.J., eds), 33-55.

BACKMAN J. & RAFFI I., 1997, Calibration of Miocene nannofossil events to orbitally tuned cyclostratigraphies from Ceara Rise. *In: Proc. ODP, Scientific Results, 154* (SHACKLETON N.J., CURRY, W.B., RICHTER C., BRALOWER T.J., eds), 83-99.

Isotopes :

FLOWER B. P., ZACHOS J. C. & MARTIN E., 1997: Latest Oligocene through early Miocene isotopic stratigraphy and deep-water paleoceanography of the western equatorial Atlantic: sites 926 and 929. *In: Proc. ODP, Sci. Results, 154: College Station, TX (Ocean Drilling Program)* (Ed. By SHACKLETON N. J., CURRY W. B., RICHTER C. & BRALOWER T. J.), 269-279.

PAUL H.A., ZACHOS J.C., FLOWER B.P. and TRIPATI A., 2000: Orbitally induced climate and geochemical variability across the Oligocene/Miocene boundary. *Paleoceanography, 15, 5, 471-485.*

ZACHOS J. C., SHACKLETON N. J., REVENAUGH J. S., PALIKE H. & FLOWER B. P., 2001b: Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene Boundary. *Science, 292, 274-278.*

Tuning :

SHACKLETON N.J., CROWHURST S.J., WEEDON G.P. and LASKAR J., 1999: Astronomical calibration of the Oligocene-Miocene time. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 357, 1907-1929.*

PAUL H.A., ZACHOS J.C., FLOWER B.P. and TRIPATI A., 2000: Orbitally induced climate and geochemical variability across the Oligocene/Miocene boundary. *Paleoceanography, 15, 5, 471-485.*

ZACHOS J. C., SHACKLETON N. J., REVENAUGH J. S., PALIKE H. & FLOWER B. P., 2001b: Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene Boundary. *Science, 292, 274-278.*

Les modèles d'âge du site 926 se basent uniquement sur la biostratigraphie car la magnétostratigraphie n'a pas fonctionné (**Tabl. C**). Flower et al. (1997) ont aussi utilisé des datations isotopiques (Sr) et le Mi-1 comme points d'attache. Comme démontré par Dennebouy (2001) et Bialkowski (2004), l'usage du strontium au Miocène inférieur ou moyen est très difficile, à cause d'effets d'âges-plateau, pouvant aboutir à une résolution de l'ordre du Ma, insuffisante pour un calage stratigraphique précis. Les auteurs précisent par ailleurs que l'erreur minimale est de $\pm 0,3$ Ma. Je n'ai donc pas intégré les points de datation au strontium dans le modèle d'âge, par ailleurs déjà assez détaillé.

Type	Datum	mbsf interpolés		mcd		moyenne	Ages	
		926A	926B	926A	926B		Leg 154	B95
N	LAD S heteromorphus	265,6	264,3	294,31	294,11	294,21	13,6	13,6
FP	LAD G peripheroronda	274,45		303,56			14,6	14,8
FP	FAD G periph	283,95	281,88	313,06	311,09	312,075	14,7	14,8
FP	LAD sicana		283,98		312,6		14,8	14,8
FP	FAD O suturalis	289,46	287,62	318,26	317,43	317,845	15,1	15,1
N	LAD H ampliaperta	291,65	288,6	320,21	318,41	319,31	15,8	15,6
FP	FAD circularis	289,46	290,95	318,29	320,77	319,53	16	16
FP	FAD glomerosa	294,95	292,45	323,52	322,27	322,895	16,1	16,1
FP	FAD sicana	302,96	311,51	332,06	341,06	336,56	16,4	16,4
FP	LAD Cat. Dissimilis	302,96	311,51	332,06	341,06	336,56	17,3	17,3
N	FAD S heteromorphus	318,38	314,97	348,08	344,78	346,43	18,1	18,2
N	LAD S belemnus		322,95		352,76		18,4	18,3
N	FAD S belemnus		353,55		383,36		19,7	19,2
FP	LAD paraG kugleri		412,7		442,51		21,6	21,5
FP	LAD paraG pseudokugleri				448,19			21,6
FP	<i>LAD angulisuturalis</i>				520,24			21,6
FP	FO paraG kugleri		465,84		495,67	496,67	23,7	23,8
N	LAD S delphix		469,85		499,66		23,7	23,8
N	FAD S delphix		472,55		502,36		24,4	24,3
N	LAD S ciproensis		497,43		527,24		24,7	24,75
FP	FO paraG pseudokugleri		509,89		539,7		26,3	25,9
FP	LAD Pg. Opima		528,51		558,32		27,1	27,1

Tabl. C. Modèle d'âge pour le site 926A, B. Surlignés en brun les points de calage retenus et en gras les couples âge/profondeur sélectionnés, les points en italique sont incompatibles avec les points majoritaires. mbsf, *meters below sea floor*, mcd, *meters composite depth*.

Annexe 2: Technique d'analyse RX

Roche totale

Les échantillons ont été finement broyés à la main au mortier d'agate²³ pour la confection d'un échantillon non orienté.

Les analyses diffractométriques ont été effectuées dans les conditions standard, à savoir :

Equipement X'PERT PRO Panalytical (anciennement Philips)

Rayonnement anode Cu - $K\alpha$

Tension générateur : 40KV

Intensité : 30 mA

Fente fixe : divergence 1°, anti-diffusion 2°

Monochromateur avant

Détecteur : module X'celerator

Vitesse gonio. : 1.51°/mn

Balayage par pas de 0.016 °.2 θ

Nombre de pas : 3582

Comptage : 79 secondes par pas

Porte échantillon tournant

Sensibilité enregistrement : 3000 coups

Domaine angulaire 2 à 60°

Les résultats ont été traités par les logiciels X'Pert Highscore de Panalytical. L'indexation automatique des diagrammes a été contrôlée.

La quantification des minéraux est une estimation.

Les quantités indiquées sont exprimées en pourcentage pondéral.

La teneur des minéraux est estimée de façon semi quantitative avec bouclage à 100%.

Les « X » = présence du minéral

Les « - » = le minéral a été recherché et n'a pas été trouvé.

Fraction argile

La fraction argileuse <2 μ a été séparée par sédimentométrie d'une suspension diluée.

Pour la détermination par DRX, la fraction a été orientée et 3 traitements effectués :

Rouge : séché à l'air

Bleu : saturation atmosphère Ethylène Glycol

Violet : saturation Hydrazine hydratée

Vert : chauffage à 490°C

²³ Dans notre cas, un broyeur mécanique à mortier en agate a été utilisé.

Annexe 3: Protocole d'Extraction de la Matière Organique des Sols et Nodules Carbonatés pour Analyses Isotopiques (C et O)

Note préliminaire :

Cette annexe ne présente que succinctement les différentes étapes du protocole. Pour de plus amples informations, il conviendra de contacter le laboratoire de Sédimentologie de l'actuel Centre de Géosciences de l'Ecole des Mines de Paris.

Note liminaire :

La matière organique présente dans les sols et nodules fossiles est assez réfractaire, et ce malgré l'emprisonnement précoce qu'a subi la M.O. des nodules (Magioncalda, 2004). Par conséquent, l'emploi d'un acide assez concentré (2,5N) est justifié.

D'un point de vue général sur la manipe, tout contact entre sédiment et cellulose (papier, essuie-tout...) ou composé organique, notamment la peau, doit être évité.

Dans la mesure du possible, les manipulations visant l'extraction de la matière organique doivent être effectuées en hiver, de manière à limiter la pollution par les pollens ; tout du moins, opérer en salle close, isolée de l'extérieur. Si l'on veut être rigoureux, des cheveux attachés, une blouse en bon état et des gants à usage unique devraient être utilisés systématiquement.

Préparation des échantillons

Après séchage à l'étuve (30-40°C, une ou deux nuits), les échantillons sont au préalable nettoyés de tout fragment organique actuel (racines...). Ils sont ensuite broyés mais pas trop finement. Pour éviter une poudre trop fine, on peut procéder à plusieurs broyages successifs de 30s chaque, suivis d'un tamisage à 200µm.

Sachant que selon la teneur en carbonates de l'échantillon, 10 ou 20 g seront nécessaires, il convient de remplir aux $\frac{3}{4}$ un grand pilulier de poudre (dans la mesure du possible).

Les piluliers de poudre sont ensuite mis à l'étuve (labo de chimie) à 40°C pendant une nuit (ils seront conservés dans l'étuve jusqu'à leur traitement à l'acide).

Calcimétrie

But : Avoir une idée, assez précise, de la teneur en CaCO_3 de l'échantillon, afin d'estimer quelle quantité d'acide sera nécessaire pour attaquer les carbonates.

Manipulation :

Le calcimètre Bernard doit être opérationnel. Il est préféré au manocalcimètre car permet le traitement de plus d'échantillons à la fois. Le standard (CaCO_3 pur) aura été mis à l'étuve avant manipulation. On traite 5 échantillons par série + 2 standards (un au début et un à la fin de la série) que l'on mesure deux fois chaque. Afin de limiter les variations de température ou de pression il faut réaliser l'expérience sur un temps assez court (20mn) par temps stable.

On utilise $0,2500\text{g} \pm 0,0004\text{g}$ de sédiment. Cette quantité peut être doublée si la teneur en carbonates est visiblement trop faible au premier essai. L'attaque acide est effectuée avec de l'HCl 5N.

Attaque des carbonates

But : Eliminer totalement la fraction carbonatée (supposée correspondre entièrement à CaCO_3) de l'échantillon puisque le carbone analysé à la fin est le C_{org} .

Préliminaires :

Une fois les teneurs en carbonates connues, on classe les échantillons par ordre décroissant de $\% \text{CaCO}_3$. Ils sont conservés dans l'étuve. On aura au préalable calculé le volume d'acide théorique pour attaquer la quantité de CaCO_3 mesurée.

Ce volume est un V_{min} , l'expérience montre qu'il faut s'attendre à 10-15 % de plus en moyenne :

$$V_t = \% \text{CaCO}_3 * \text{poids} * 8 / 100$$

Le coef 0,08 est valable pour le poids utilisé lors de la calcimétrie, soit 0,2500g ; si ce dernier a été modifié, il faut corriger en conséquence (0,16 pour 0,5000g etc...)

Les attaques se font par séries de 4 échantillons, sous la hotte en marche. Le pH est contrôlé électroniquement et l'homogénéisation de la solution est assurée par des agitateurs magnétiques. 10 à 20 g de poudre sont nécessaires, selon la teneur en CaCO_3 du sédiment. Ils sont mis en suspension dans de l'eau ultra-pure (100 ml). L'attaque est effectuée avec de l'HCl à 2,5N. Le pH est contrôlé de manière à ce qu'en aucun cas il ne descende en dessous de 3 pendant plus de quelques minutes.

On note qu'après une première étape (volume d'acide versé $< V_t$) pendant laquelle la solution agitée tamponne rapidement l'attaque acide, la sensibilité du système s'accroît rapidement et nécessite une approche au goutte-à-goutte et une surveillance accrue des pH-mètres. Au bout d'un moment ($\text{Vol} > V_t$), rajouter une simple goutte va baisser le pH d'une unité voire plus, et la remontée sera lente. A ce moment là, il faut laisser la réaction se faire et relever les mesures toutes les 2h environ. Lorsque le pH est stable, c'est-à-dire qu'il n'augmente pas de plus de 0,1 en une journée ou une nuit, l'attaque est considérée comme achevée.

Lavage et centrifugation

But : Eliminer les chlorures résiduels issus des réactions entre carbonates et HCl.

Manipulation :

Après avoir laissé les échantillons décanter, le surnageant est éliminé le plus possible. Le restant est vidé dans les godets de la centrifugeuse et complété par de l'eau ultra-pure. La centrifugeuse est mise en route à 2500 tr/min pendant 10 minutes. Le surnageant est à nouveau éliminé, et la manipe est répétée deux autres fois, en essayant de remettre en suspension le maximum de sédiment collé au fond du culot.

Récupération du sédiment résiduel

Après séchage à l'étuve, le contenu des culots est passé au broyeur, léger, pour reformer la poudre initiale. Le tout est placé dans un pilulier/cube plastique de taille adaptée et étiqueté.

L'échantillon est ainsi prêt à être analysé, par séparation élémentaire en chromatographie gazeuse en premier lieu (analyseur élémentaire C, N), gaz qui sont directement analysés au spectromètre de masse dans un second temps. Ces mesures ont été conduites, sur 10 échantillons expérimentaux, à l'INRA (Centre de Grignon).

Annexe 4: Résultats d'analyses isotopiques sur contenu organique (C_{org})

Tue May 23 2006

HUGO061

CALIBRATION:

Nom	Masse	Aire N2	Aire CO2	δ13C (‰)	δ15N (‰)
HUGO061 TYRO1	1,612	58,220001	1300,880005		
HUGO061 TYRO2	2,0076	72,519997	1606,060059		
HUGO061 TYRO3	0,9011	31,08	722,789978		
HUGO061 TYRO4	1,4942	53,73	1196,109985	-23,2	10,07
HUGO061 TYRO5	1,0456	37,040001	837,409973	-23,3	10,05
HUGO061 TYRO6	2,278	83,279999	1817,079956	-22,8	10,18
HUGO061 TYRO7	0,618	21,049999	495,459991	-23,4	9,72
HUGO061 TYRO8	0,4748	15,71	380,25	-23,4	9,72
HUGO061 TYRO9	0,2715	8,31	218,169998	-23,5	10,11
HUGO061 TYRO10	1,3928	50,529999	1116,25	-23,2	10,15
HUGO061 TYRO11	1,2036	43,52	954,880005	-23,2	10,06
HUGO061 TYRO12	1,1397	41,189999	908,299988	-23,2	10,08
HUGO061 TYRO13	1,26	45,630001	1004,77002	-23,2	10,09
HUGO061 TYRO14	0,868	30,799999	690,450012	-23,3	10,04

moyenne
écart-type

-23,2	10,0
0,2	0,2

N2

Aire = 473,588745 * Masse -1,831908

R²=0,999680

Corr. Aire=0,000000

Q(%)=7,880000

CO2

Aire = 1335,040161 * Masse +0,193136

R²=0,999897

Corr. Aire=0,000000

Q(%)=59,889999

ECHANTILLONS:

Nom	Masse (mg) :	Aire N2	Teneur N (mg/g)	Aire CO2	Teneur C (mg/g)	δ13C (‰)	δ15N (‰)
03 RE-03	249,6987	21,57	0,197894	332,959991	0,998227	-23,6	4,6
33 03 RE-03a	246,740494	18,5	0,173897	141,110001	0,433731	-24,9	5,0
34 03 RE-11	217,482498	26,290001	0,274643	570,719971	2,003272	-22,5	4,9
03 RE-11a	236,258698	23,77	0,228814	281,380005	0,891483	-22,6	4,5
03 RE-56	213,1548	18,780001	0,204184	661,880005	2,325215	-23,3	4,9
03 RE-56 a	229,160004	21,719999	0,217013	689,650024	2,253585	-23,6	5,2
03 RE-66	213,659607	30,51	0,319626	1055,880005	3,700994	-23,3	4,9
03 RE-66a	213,469894	18,52	0,201311	343,019989	1,20294	-24,3	3,9
03 RE-80	230,151001	49,32	0,469297	1278,23999	4,159485	-24,1	3,9
03 RE-80a	213,294006	14,03	0,157027	187,229996	0,656832	-25,1	3,9

Annexe 5: Localisation GPS des coupes et des gisements de micromammifères

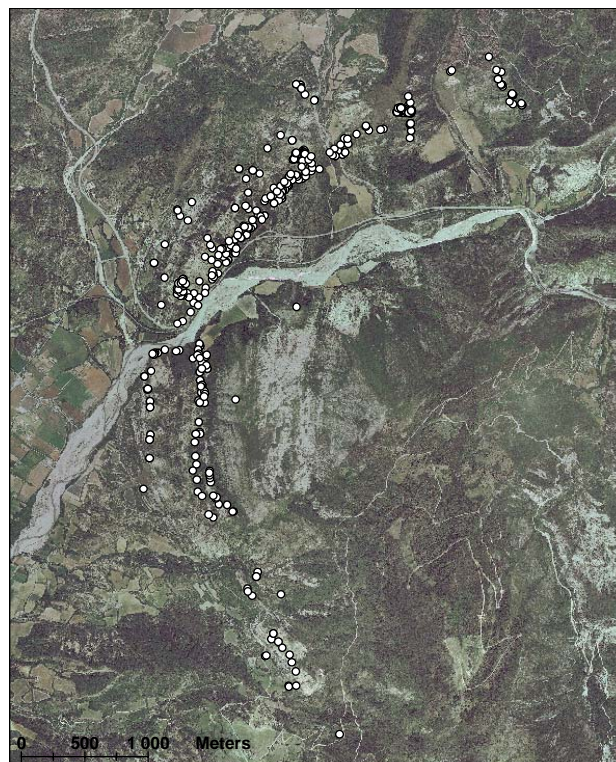
COUPE	alt. (m)	N Lamb2+	E Lamb2+	Observations
CL	736	1899221,694	914184,915	base coupe CL Est
	741	1899230,338	914115,85	base de la coupe principale
	821	1899500,061	913987,564	fin de la coupe
COU	733	1898958,174	913301,97	base de la coupe
	814	1899289,219	913289,303	sommet coupe
BLA	690	1898832,468	912769,08	base de BLA
	694	1898848,835	912791,728	base de BLA
	668	1898818,71	912713,264	base coupe dans torrent
GUE	718	1899258,654	912546,956	base de la coupe
	771	1899378,44	912438,293	gisement micromammif CR2a
	773	1899360,639	912440,738	gisement micromammif CR2b
	783	1899386,34	912405,209	Fin de la coupe
GR	672	1898641,967	912448,027	Base coupe GR
	672	1898638,234	912449,909	
COT	719	1898167,225	911703,046	sommet coupe
CHA	612	1897730,436	911597,297	base coupe
	669	1897817,187	911478,237	sommet coupe
ROU	604	1898050,367	911924,181	base coupe ROU
ASSE	584	1897073,795	911206,213	tidalites (cote 300 m)
	612	1897218,763	911643,674	base BM coupe ASSE
ASSE2	641	1897216,844	911588,807	top coupe ASSE2
	588	1897232,002	911691,286	base (± 17 m)
	-	1896996,252	911651,610	Gisement Font d'Eygout publié carte géol
RFE	642	1896867,116	911681,287	base coupe RFE1 (t de Font sur carte 1/25000)
	688	1896619,829	911609,97	top coupe RFE2
	702	1896327,35	911719,464	base coupe RFE3
BE	785	1895957,883	911750,141	haut de la coupe
	781	1896004,946	911911,467	bas de la coupe
RH	602	1897971,267	911279,235	pic <i>avicennia</i> = base coupe RH1
	630	1898308,459	911548,708	base coupe RH2
	720	1898386,432	911467,935	Ravin de la coupe RH2 (± 12 m)
	664	1898455,449	911581,183	CR1 Lalaï
	716	1898717,89	911951,833	top coupe RH3
	726	1898638,175	912008,608	base coupe RH3
MAJ	1091	1889731,719	916557,98	top coupe Saule Mort
	1287	1885293,988	918036,576	top coupe MAJ village

Localisation des points GPS sur les dalles de photos aériennes IGN géoréférencées

Le N est vers le haut des cartes



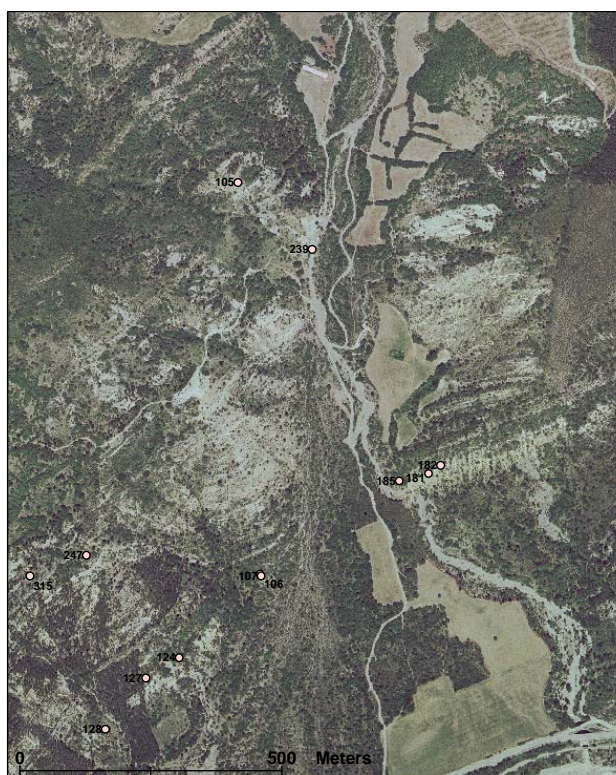
Ensemble des points GPS relevés sur les secteurs de Châteauredon (N) et Majastres (S).



Détail de la répartition des points GPS relevés dans le secteur de Châteauredon.



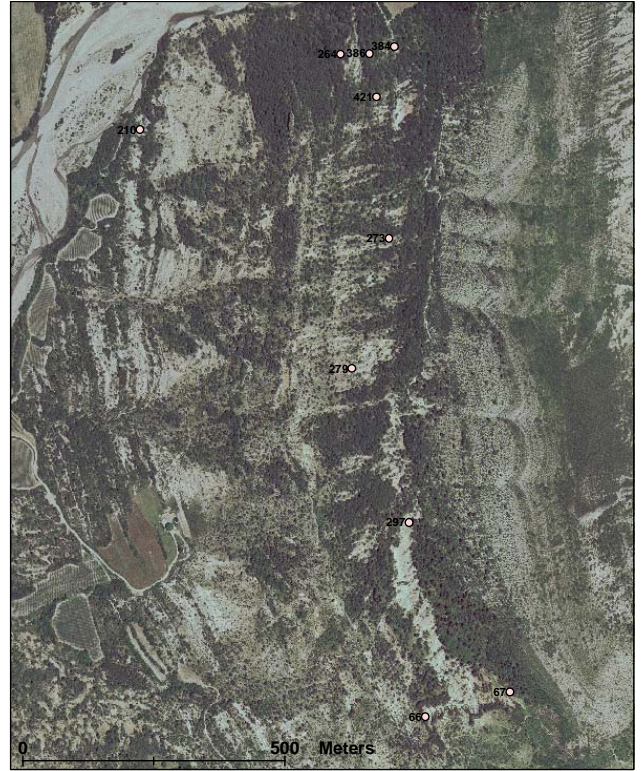
Localisation des coupes du CLaux-Est, du Claux et des Courtiers.



Localisation des coupes de la Blache, du Gué, des Granges et des Ruines.



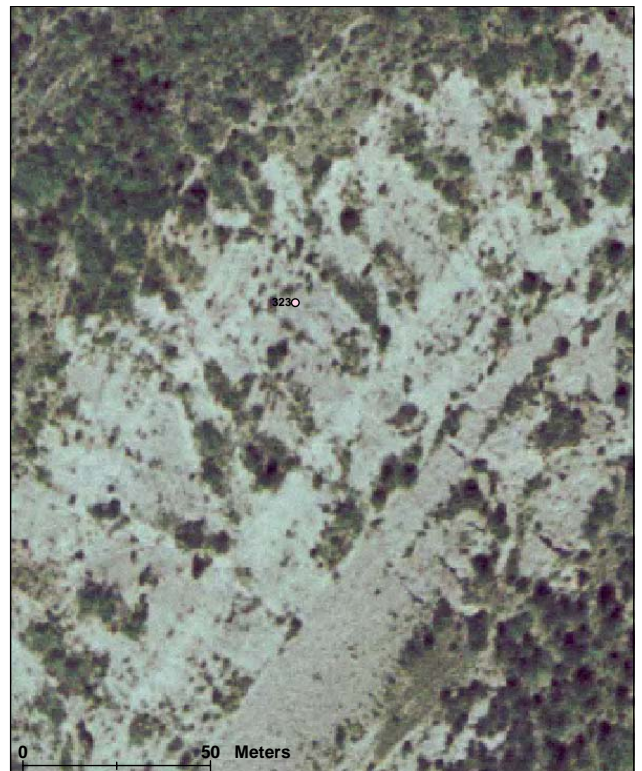
Localisation des coupes des Ruines, de la Côte, de la Chapelle, RH1 RH2 et RH3.



Localisation des coupes de l'Asse, l'Asse2, RFE1 RFE2, RFE3 et Beynes/Font d'Eygout.



Localisation du gisement CR1 Lalai.



Zoom sur la localisation du gisement CR1 Lalai.



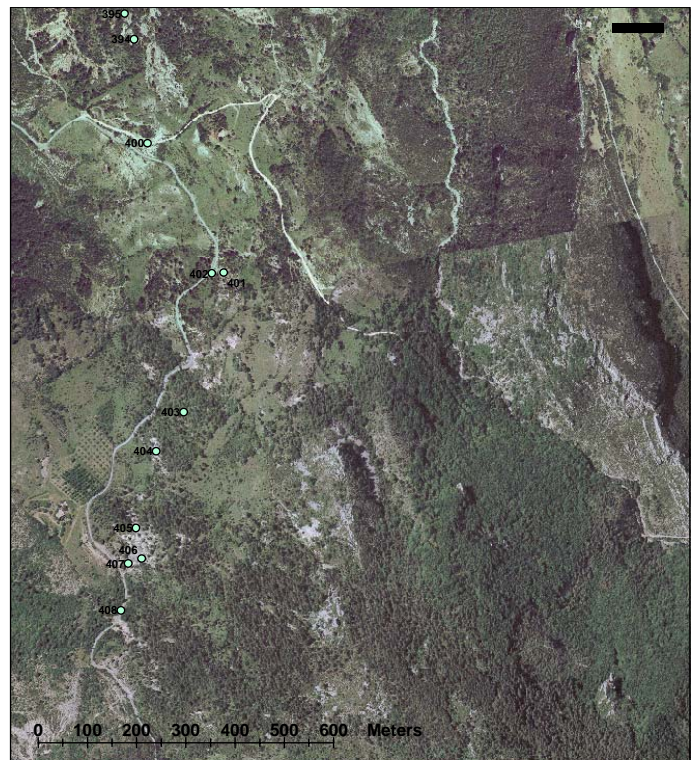
Localisation du gisement de Font d'Eygout.



Localisation du gisement CR2 Aguilar.



Répartition des relevés GPS dans le secteur de Majastres.



Suivi du CPM (Calcaire Palustre Majeur) entre Majastres Saule Mort et Majastres-Village.

Annexe 6: Résultats d'analyses palynologiques

Tableau récapitulatif des pourcentages (en grains comptés) des différentes catégories de palynomorphes. Surlignés en jaune, les échantillons particulièrement pauvres (100 grains et moins) devront être considérés avec prudence.

ECHANTILLONS	RH02	RH03	RH01	RHCR1	GUE01	BVE09	ABGR16	BVE10	GUE08	RH04	RH11b	BVE11	ABGR24
Kystes de Dinoflagellés	0	2	1	37	50	0	21	0	1	0	0	0	12
Coniférales et plantes altitudinales	38	13	15	15	11	19	70	26	9	21	12	15	63
Taxons de marécages	0	0	3	8	6	5	0	0	7	8	30	38	4
<i>Avicennia</i> (Avicenniaceae)			1	4	14	1							
Taxons mégathermes	0	0	5	3	8	13	0	1	0	0	1	0	0
Taxons mésothermes	7	11	5	7	4	15	4	6	5	8	21	10	1
Plantes herbacées	3	20	50	11	5	40	0	20	41	15	12	30	0
Spoires Ptéridophytes et Bryophytes	42	3	18	6	6	5	3	44	20	43	12	7	0
Spoires et pollens remaniés	0	52	0	7	5	0	3	0	6	0	12	0	20
Spoires et pollens indéterminés	9	0	3	6	5	3	0	3	11	4	0	0	0
Grains comptés	55	193	746	720	850	300	85	228	172	180	106	46	311

ECHANTILLONS	ABGR25	ABGR27	RH18	ABGR34	GUE05	BVE12	ABGR38	BLA02	CR02a	CR02b	BVE13	CR02c
Kystes de Dinoflagellés	18	9	0	15	0	0	43	3	45	4	0	0
Coniférales et plantes altitudinales	30	24	40	37	13	58	9	30	18	20	60	22
Taxons de marécages	7	5	13	11	56	0	8	22	7	34	5	23
<i>Avicennia</i> (Avicenniaceae)	X	X		X			1		X			
Taxons mégathermes	2	1	0	0	0	0	4	0	2	0	0	0
Taxons mésothermes	10	7	13	3	19	2	10	32	10	15	1	3
Plantes herbacées	0	1	9	2	0	1	13	5	12	8	1	40
Spoires Ptéridophytes et Bryophytes	2	5	25	7	9	35	5	7	2	0	33	10
Spoires et pollens remaniés	6	40	0	25	0	0	9	1	1	20	0	0
Spoires et pollens indéterminés	25	8	0	0	3	5	1	0	3	0	0	2
Grains comptés	270	340	141	425	100	142	374	144	444	186	213	670

Comptages de dinokystes

Il comprend les deux premiers tableaux. Les colonnes de part et d'autre des échantillons mentionnent les limites stratigraphiques de l'espèce considérée (FAD et LAD), par rapport à l'échelle des foraminifères planctoniques dans Berggren et al. (1995) : zones « P » (Paléogène), « Mt » (Miocène, espèces de transition entre subtropicales et tempérées) et « PT » (Pléistocène), les espèces apparaissant au Crétacé sont indiquées (CRE). Surlignées en bleu, les espèces-guides, utilisables pour la stratigraphie (section 1.3.1).

ECHANTILLONS		04RH03	03RH01	03RHCR1	GUE01	ABGR16	ABGR24	ABGR25	ABGR27	ABGR34	ABGR38	03BLA02	03CR02A	
Spiniferites ramosus complex	CRE	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	PT1
Spiniferites pseudofurcatus	CRE			X	X					X	X		X	Mt8
Spiniferites mirabilis	P22			X	X					X	X		X	PT1
Achomospaera ramulifera	CRE		X	X	X	X	X	X	X	X	X		X	PT1
Achomospaera "sagena-crassipellis"	P9		X	X	X	X	X		X	X	X		X	Mt7
Hystrichokolpoma rigaudiae	P7		X	X	X				X	X	X		X	PT1
Cleistosphaeridium placacanthum	P10		X	X	X		X	X	X	X	X		X	Mt7
Operculodinium centrocarpum	CRE		X	X	X		X	X		X	X	X	X	PT1
Operculodinium tiara	CRE		X	X	X		X				X			PT1
Operculodinium piaseckii	Mt2			X	X					X				N18
Melitasphaeridium choanophorum	P7		X	X	X		X		X	X	X		X	PT1
Melitasphaeridium pseudorecurvatum	P11			X	X								X	Mt7 (1)
Lingulodinium machaerophorum	P7		X	X	X		X	X		X	X		X	PT1
Lingulodinium multivirgatum	Mt1		X	X	X									Mt5
Heteraulacacysta campanula	P19		X	X	X	X			X	X	X	X	X	Mt7 (2)
Polysphaeridium zoharyi	P6		X	X	X	X	X	X	X	X	X		X	PT1
Selenopemphix nephroides	P12	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	PT1
Selenopemphix brevispinosa	Mt3		X	X	X						X		X	Mt10
Lejeunecysta spp.	CRE		X	X	X	X	X		X	X	X		X	PT1
Batiacasphaera sphaerica	Mt1		X	X		X								Mt8
Chiropteridium galea	P12			X	X		X	X		X(R)	X(R)			Mt7
Cribopteridium tenuitubulatum	P12			X	X	X	X	X	X	X	X		X	Mt7
Cribopteridium giuseppeii	P22			X	X	X	X	X	X	X	X		X	Mt7
Dapsilidium pseudocolligerum	P14			X										Mt7
Pentadinium taeniagerum	P5			X	X	X			X				X	Mt10
Pentadinium laticinctum	P7			X	X								X	Mt7
Impagidinium cf. patulum	Mt3			X	X		X	X	X				X	PT1
Spiniferites solidago	Mt2			X	X					X	X		X	Mt9
Tuberculodinium vancampoe	P22			X	X	X	X	X		X			X	PT1
Tuberculodinium rossignolae	P22			X	X								X	PT1
Systematophora cf. ancyrea	CRE	X	X	X	X					X	X		X	Mt8 (3)
Achomospaera alaicornu	P4			X										Mt7
Cousteaudinium aubryae	Mt2			X	X					X			X	Mt6
Tuberculodinium cf. wallii	Mt2?			X	X						X			PT1
Batiacasphaera micropapillata	P22			X	X						X			Mt8
Reticulatosphaera actinocoronata	P21			X	X				X	X	X		X	N19
Impagidinium arachnion	Mt5			X	X					X			X	Mt7
Impagidinium sp.	?			X				X	X	X	X		X	PT1

ECHANTILLONS		04RH03	03RH01	03RHCR1	GUE01	ABGR16	ABGR24	ABGR25	ABGR27	ABGR34	ABGR38	03BLA02	03CR02A	
Brigantedinium sp.	Mt2			X			X	X	X	X	X		X	PT1
Apteodinium australiense	P12			X	X						X		X	Mt9 (4)
Dapsilidinium sp.	?			X	X									?
Membranophoridium sp.	?			X	X					X				?
Trinovantedinium cf. ferugnomatum	Mt5			X	X				X		X		X	Mt10
Cyclopsiella granosa	P12			X	X					X	X			Mt9
Selenopemphix quanta	Mt2				X								X	PT1
Operculodinium borgerholtense	Mt5				X		X	X	X	X			X	Mt8
Hystrichokolpoma cf. poculum	Mt2				X								X	Mt7
Sumatradinium cf. hamulatum	Mt2				X									Mt7
Hystrichostrogylon membraniferum	Mt2				X									Mt8
Palaeocystodinium sp.	?				X					X				?
Homotryblium plectilum	P14					X(R?)								Mt5
Distatodinium paradoxum	P22					X								Mt5
Glaphyrocysta reticulosa						X(R?)								?
Labyrinthodinium truncatum	Mt5						X				X		X	Mt10
Thalassiphora sp.	?									X			X	?
Batiacasphaera sp.	?							X	X	X	X			?
Sumatradinium druggii	Mt3									X			X	Mt9
Trinovantedinium harpagonium	Mt6							X	X					Mt10
Filisphaera filifera	Mt5										X		X	PT1 (5)
Trinovantedinium cf. papulum	Mt6										X		X	Mt10
Invertocysta sp.	Mt6									X	X			?
Nannobarbophora gedlii	Mt3										X			Mt8
Spiniferites hyperacanthus	Mt1										X		X	PT1
Habibacysta tectata	Mt6							X					X	PT1
Melitaspheridium sp.	?												X	?
Palaeocystodinium golzowense	P16					X							X	Mt8
Cerebrocysta poulsenii	Mt5												X	Mt9
Mendicodinium sp A	Mt2									X			X	Mt9
Sumatradinium soucouyantiae	Mt2												X	Mt9
Sumatradinium spp.	?												X	?
Palaeocystodinium minor	Mt5												X	Mt9 (6)
Nematospheropsis sp.	?												X	?
Raphidodinium sp.	?												X	?
Hystrichokolpoma sp.	?												X	?
Age (Breggren et al. 1995)		Mt5				Mt5/Mt6			Mt6				Mt6/Mt7	
Diversité		3	17	46	48	15	19	17	22	35	36	4	56	

(1) Manum 1976 et Matsuoka 1983 (2) Powell 1986 (3) Manum 1976 (4) Strauss et al. 2001 (5) Head 1993 (6) Powell 1986

Comptages de pollens

Les pollens ont été regroupés par catégories, surlignées par différentes couleurs. Les chiffres indiquent le pourcentage de grains représentés.

Echantillons	RH02	RH03	RH01	RHCR1	GUE01	BVE09	GR16	BVE10	GUE08	RH04	RH11b	BVE11	GR24	GR25	GR27	RH18	GR34	GUE05	BVE12	GR38	BLA02	CR02a	CR02b	BVE13	CR02c	
Coniférales et plantes altitudinales																										
Pinus diploxylon (Pinaceae)	20	12	11	19	10	13	63	20	6	15	9	13	X	X	70	14	55	10	37	10	44	21	23	30	6	
Cataya (Pinaceae)	1	2	1	4	1	3	20	7	X	5	2	X	X	X	10	3	5	2	21	2	3	3		19	X	
Picea (Pinaceae)			X	X	X		5		X				X	X	X	X	X	X			2	X	1		X	
Abies (Pinaceae)			1	2	2	3	10						X	X	10		10				4	X	8		X	
Cedrus (Pinaceae)			1	2		X	X						X	X												
Tsuga (Pinaceae)				X	X																				X	
Podocarpus (Podocarpaceae)				X		X															X			7	X	
Sciadopitys (Taxodiaceae)			1	1	X	X								X	X		X				X				X	
Type Taxodium (Taxodiaceae)			1		7																		7		X	
Cycadaceae				X	X	X		X		1						X									1	
Pinaceae indéterminés																21									11	
Taxons de marécages																										
Cupressaceae			2	5	11	5								X	X	2	10				8		5	1	X	
Sequoia (Taxodiaceae)			X	5		X									X						X					
Myrica (Myricaceae)				X		X								X							3		X	X		
Symplocaceae				X		X																				
Nyssaceae			X	X		X								X			X						X		X	
Cyrillaceae-Clethraceae														X												
Alnus (Betulaceae)	3		X	X	X	X				X	X			X			X					X			X	
Avicennia (Avicenniaceae)			1	4	14	1							X	X			X			1		X				
Sparganiaceae			X	X	X	X								X										X		
Pollens de plantes hygrophiles				5	X					9	27	36				8		46	4	3		6	29	5	22	
Alismataceae					X																					
Cyperaceae											X					X					1				X	
Milfordia (Restionaceae)														X												

Echantillons	RH02	RH03	RH01	RHCR1	GUE01	BVE09	GR16	BVE10	GUE08	RH04	RH11b	BVE11	GR24	GR25	GR27	RH18	GR34	GUE05	BVE12	GR38	BLA02	CR02a	CR02b	BVE13	CR02c	
Taxons megathermes																										
Engelhardtia (Juglandaceae)				X		X														1		X				
Platyacarya (Juglandaceae)				X	X	X														1						
Sapotaceae			X	1	X	1		X						X	X					3						
Liquidambar (Hamamelidaceae)				X										X										X		
Autres Hamamelidaceae			X	X	X	X								X	X		X							X		
Alchornea (Euphorbiaceae)			X																							
Malpighiaceae			X	X	X	X															X					
Magnolia (Magnoliaceae)			X	X																	X					
Restionaceae			X												X											
Rubiaceae type Mussaenda			X			X																				
Rutaceae				X		X																				
Buxaceae type bahamensis						X																				
Thymeleaceae		X	X	X	X	X															3					
Sapindaceae				X																						
Chloranthaceae type Sarcandia				X	1	X															X					
Euphorbiaceae				X		X															X		X			
Croton (Euphorbiaceae)				X		2																				
Arecaceae				X		X					X										X					
Acacia (Leguminosae)				X																						
Platanus (Platanaceae)				X																						
Doxantha (Bignoniaceae)				X																						
Bombax (Bombacaceae)				X																						
Asclepiadaceae						X																				
Zygophyllaceae type Nitrania						X																				
Simarubaceae						X																				
Labiatae						X	X																			
Parthenocissus (Vitaceae)							X																			
Mastixiaceae							X																			
Icacinaceae							X																			
Rhoiptelea (Rhoipteleaceae)							X																			
Anacardiaceae																									X	
Cornaceae																									X	
Taxons mesothermes																										
Fagus (Fagaceae)	1	X		X	X	X		2		2						3	X		1	2		X		1	X	
Quercus (Fagaceae)	16	X	X			2					9	2		X	X		X	4		X	9		1		X	
Carpinus (Carpinaceae)				X		X															X		X			
Corylus (Corylaceae)	3	1	X	X	X	X				X	3	1				X		2		X	X				X	

Echantillons	RH02	RH03	RH01	RHCR1	GUE01	BVE09	GR16	BVE10	GUE08	RH04	RH11b	BVE11	GR24	GR25	GR27	RH18	GR34	GUE05	BVE12	GR38	BLA02	CR02a	CR02b	BVE13	CR02c
Betula (Betulaceae)	4	3	X	X	X	X			X	X	2	4		X	X	1	X	1		2	8	1	10		X
Ilex (Aquifoliaceae)			X	X	X	X														2	X	X			X
Carya- Pterocarya (Juglandaceae)	7	3	2	5	4	2	X	X		X	2			X	2	2	X	6	X	6	X	9	3	X	1
Juglans (Juglandaceae)			X	X	X					1						X						4			
Castanea-Castanopsis(Fagaceae)			X	X																X					
Olea (Oleaceae)	1		2	X	X	X				X	X				X	X				X		1			
Ulmus / Zelkova (Ulmaceae)		1	X	2	X	2		2		X				X	X	1	X	4		3		1			X
Elaeagnus(Elaeagnaceae)			X	X	X	X								X											
Tilia (Tiliaceae)	1			X		X		X						X		X		1				X			X
Acer (Aceraceae)	3			X		X			X	X	X			X		X	X			X		X	1		X
Vitaceae				X		X																X			
Buxus sempervirens (Buxaceae)			X	X	X	X								X			X	1				X			
Eucommia (Eucommiaceae)					X	X																			
Araliaceae														X											
Celtis (Ulmaceae)						X																			
Rhus (Anacardiaceae)						X																			

Plantes herbacées

Poaceae		3	7	5	8	8		16	2	2	5	15			X	3	X			6	3	10	10		2
Chenopodiaceae		8	14	5		24		2		X		9				X	10			15	1	4			
Compositae (Asteraceae)	1	2	14	3	X	4		3	53	12	5	1			X	5	X			2		1		1	6
Ephedra (Ephedraceae)			X	X	X	X				X		1					X								X
Ericaceae					X	X						1		X			X			X	2		1		
Armeria (Plumbaginaceae)		8	15	1	X	X			X	1	X				X		X			1		3	1		35
Umbelliferae	1			X	X	X														X		1			
Liliaceae				X																					
Linum (Linaceae)				X		X																			
Malvaceae							X													X		X		X	
Berberidaceae					X																				
Rosaceae											X														
Caprifoliaceae														X								X			
Caryophyllaceae															X										
Geraniaceae						X																			
Polygalaceae						X														X					
Labiatae						X																			

SporesPteridophytes	2	X	7	4	15	3	X	33	26	26	6	7	X	X	X	6	2	8	25	3	3	3	X	10	9
Spores Bryophytes	30		12	2		X		10	2	15	14			X	X	21	X	1	18	2	3	X		24	3
Spores et pollens indétermés	6	3		11	24	3		1	9					X	X			3	X	1			10	1	X
Spores et pollens remaniés	X	54	X	2	3		X		X	X	8		X	X	X	X	X	X		3		5	15		

Annexe 7: Résultats d'analyses par diffractométrie des RX

Première série d'analyses : coupe du Saule Mort (SM), de Beynes (RE), de l'Asse (ASSE), de la Côte (COT), du ravin de la Font d'Eygout (RFE), du Ravin de l'Hubac (RH), du ravin de Maurel (MAU). Les échantillons notés BEY proviennent d'une petite coupe à l'aplomb du village de Beynes, au contact Oligo-Miocène.

Pour plus de lisibilité, les présences rares (x), faibles (x) et marquées (X), ont été respectivement remplacées par les valeurs de 1, 2 et 3% dans les représentations graphiques.

Echantillon	kaol	ill	Ill/smec	smec	attap	autres
AB00SM1	X	X	30	70	0	
AB00SM2	x	X	30	70	0	
AB00SM203	10	10	45	35	0	
AB00SM204	5	5	50	40	0	
AB00SM205	5	5	40	50	0	
AB00SM206	5	5	40	50	0	
AB00SM207	5	5	50	40	0	
AB00SM208	5	5	45	45	0	
AB00SM209	5	5	45	45	0	
AB00SM210	5	5	55	35	0	
AB00SM211	X	X	50	50	0	
AB00SM212	x	x	50	50	0	
AB00SM213	x	x	20	80	0	
AB00SM214	x	x	20	80	0	
AB00SM215	x	x	20	80	0	
AB00SM216	x	x	20	80	0	
AB00SM217	0	x	10	90	0	
AB00SM218	x	x	20	80	0	
AM00SM219	x	x	15	85	0	
AB00SM221	0	x	10	90	0	
AB00SM223	0	x	15	70	15	
AB00SM224	0	x	0	100	X	
AB00SM225	0	0	0	100	X	
AB00SM226	0	0	0	100	X	
AB00SM227	0	x	0	95	5	
AB00SM228	0	x	10	70	20	
AB00SM229	0	X	10	55	35	
AB00SM230	0	5	20	35	40	
AB00SM231	0	x	15	55	30	
AB00SM232	0	x	20	45	35	
AB00SM233	X	X	10	90	0	
AB00SM234	x	x	5	95	0	
AB00SM235	x	x	5	95	0	
AB00SM237	x	x	10	90	0	
AB00SM240	X	x	15	85	0	
AB00SM242	0	X	20	80	0	
AB00SM243	0	x	X	100	0	
AB00SM244	X	x	10	90	0	
AB00SM245	x	x	10	90	0	
AB00SM247	x	x	15	85	0	
AB00SM248	x	x	10	90	0	
AB00SM249	x	x	15	85	0	

Echantillon	kaol	ill	Ill/smec	smec	attap	autres
AB00SM250	x	x	5	95	0	
AB00SM251	x	X	30	70	0	
AB00SM252	x	x	20	80	0	
AB00SM253	x	x	10	90	0	
AB00SM254	x	x	5	95	0	
AB00SM255	x	x	5	95	0	
AB00SM256	x	x	15	85	0	
AB00SM257	x	x	15	85	0	
AB00SM258	0	x	5	95	0	
AB00SM259	5	X	25	70	0	G
AB00SM260	10	5	20	65	0	G
AB00SM261	15	15	70	0	0	
AB00SM262	10	10	80	0	0	
AB00SM263	10	10	80	0	0	
AB00SM264	10	5	30	55	0	
AB00SM265	x	X	15	85	0	
03RE18A	X	X	70	30	0	
03RE19A	x	x	70	30	0	
03RE20A	x	x	20	80	0	
03RE33A	x	5	65	30	0	
03RE34A	30	x	20	50	0	
03RE35A	x	x	40	60	0	
03RE57A	5	5	80	10	0	
03RE60	X	X	80	20	0	
03RE58A	5	X	65	30	0	
04ASSE3	X	0	0	100	0	
04COT2A	x	x	40	60	0	
04COT2B	15	x	40	45	0	
04COT2C	x	x	x	100	0	
04RFE1	X	10	60	30	0	
04RFE10	35	x	25	40	0	
04RFE11	40	x	20	40	0	
04RHO7A	0	x	15	70	15	
04RHO7B	0	x	15	55	30	D
04RHO7C	0	10	15	0	75	
05BEY1	10	5	25	60	0	
05BEY3	10	5	20	65	0	
05BEY4	x	15	85	0	0	
05BEY5	15	x	5	80	0	G
05BEY6	50	x	50	0	0	G
05BEY7	x	x	15	85	0	
MAU06	15	30	55	0	0	
MAU07	15	30	40	15	0	
MAU08	5	5	20	70	0	

Seconde série d'analyses : série de Beynes - Châteauredon (coupes des Granges, GR, du ravin de l'Hubac, RH, du Gué, GUE et de Sud de Beynes, SBV). Les présences rares, faibles et marquées ont été également remplacées par les valeurs en %.

Echantillon	Chlo/smec	Chlo	kaol	ill	ll/smec	smec	attap	sepio	Goethite
GR101	x			10	40	50			
GR102		30		30		40			serpentine
GR103	x			10	40	50			
GR104	x	x		10	15	75			
GR105	x			10	20	70			
GR106	X	10		10	20	60			
GR107			x	x	40	60			
GR108			X	X	30	70			
GR109	X		10	X	30	60			??
GR110		x	x	15	35	50			
GR111	X		X	x	20	80			
GR112	X		5	X	20	75			
GR113	x		5	X	40	55			
GR114	X		5	5	35	55			
GR115*	X		X	5	55	40			
GR116	X		x	X	20	80			
GR117	X				5	95			
GR118	x		X	x	5	95			
GR119	x		x	5	40	55			
GR120	x		x	5	40	55			
GR121	x		X	5	40	55			?
GR123	X		x	x	40	60			X
GR124	X		X	X	20	80			
GR125	X		X	X	20	80			
GR126	x		X	X	40	60			X
GR127	x		X	X	40	60			x
GR128	x		X	X	45	55			X
GR129	x		x	5	50	45			x
GR130	x		X	X	40	60			
GR131	X		x	5	55	40			
GR132	x		X	5	35	60			XX
GR133	x		X	5	35	60			
GR134	x		X	5	35	60			
GR135	x		X	5	35	60			
GR136	x		X	5	25	70			
GR137	x		X	5	35	60			
GR138	x		5	5	40	50			x
GR139	x	x	X	5	40	55			
GR140	x		X	5	45	50			x

Echantillon	Chlo/smec	Chlo	kaol	ill	ll/smec	smec	attap	sepio	Goethite
GR141	x		x	5	40	55			
GR142	x		x	5	45	50			X
GR143	x		5	5	35	55			X
GR144	x	?	x	5	25	70			
GR145	x	x	X	X	30	70			XX
GR146	x		x	X	30	70			x
GR147	x		x	X	35	65			
GR148	x		x	X	20	80			
GR149	x		x	X	40	60			?
GR150	x			x	20	70	10		
GR151	x			20	10	10	60		
GR152				10	x		90		
GR153	x			20	10	10	60		
RH 102			x	20	X		80		
RH 103		X		20			80		ILL=MICA
RH 104				20	25	20	35		
RH 106	10			5	35	40	10		
RH 201	X	10		20	10	60			
RH202	10			X	10	80	X		
RH 203	10			10	15	55	10		
RH 204				25	40		35		
RH 206	10			X	20	65	5		
RH 207				5	20		75		
RH 208				5	20		75		
RH 209*	5	5		15	20	55			
RH 210				10	35	20	35		
RH 211				5			95		
RH 212		10		30	10	50			
RH 213		10		30	10	50			
RH 214		5		20	15	60			
RH 215	X			X	20	80	X		
RH 216	x			x	10	90	x		
RH 217	X			x	20	70	10		
RH 218				15			85		
RH 219	x			X	20	80	X		
RH 220	x			X	20	80	X		
RH 221	X			X	20	70	10		
RH 222				5	40	35	20		
RH 223		X		25	20	15	40		
RH 224				10			90		
RH 225				5	35	55	5		
GUE 101		5		25	20	50			

Echantillon	Chlo/smec	Chlo	kaol	ill	ll/smec	smec	attap	sepio	Goethite
GUE 102		5		25	15	55			
GUE 103		X		10	20	70			
GUE 104	X			x	30	70	x		
GUE 105	x	5		25	25	45			
GUE 106				10	20	10	60		
GUE 107	X			5	20	75			
GUE 108	5			5	20	70			
GUE 109		10	x	20	25	45			
GUE 110		10	x	20	25	45			
GUE 111	x	5		15	20	35	25		
GUE 112	5	10		20	25	40			
GUE 114				10			50	40	
GUE 115	X	x		15	40	20	25		
GUE 116	X		X	X	20	80			
GUE 117			x	X	20	80			
SBV 06	x		x	5	20	75			
SBV 09			X	10	70	20			
SBV 10			x		10	20	70		
SBV 12A				10	50	40			XX
SBV 12B	x	x	x	X	20	80			
SBV 13A	x			x	10	90			
SBV 13B	x			X	30	65	5		
SBV 14		x	x	10	45	45			

Annexe 8: Résultats d'analyses isotopiques

Nous reportons ici les résultats des analyses conduites par S. Lopez (1999) et A. Bialkowski (2004). Les analyses complémentaires effectuées lors de cette étude figurent en **gras**.

Coupe du Fond d'Eygout (SL98RE & 03RE)						
Echantillon	Hauteur (m)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB)	Echantillon	$\delta^{13}\text{C}$ (‰PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB)
SL98RE1	3,0	-6,55	-4,82			
SL98RE2	7,5	-6,44	-5,43			
SL98RE4	10,0	-6,85	-5,18			
SL98RE5	11,5	-6,95	-5,10			
SL98RE7	13,5	-6,64	-5,53			
SL98RE8	14,0	-6,46	-5,24			
SL98RE9	15,3	-6,57	-5,68			
SL98RE11	17,0	-6,36	-5,14			
SL98RE12	17,8	-6,37	-5,26			
SL98RE14	19,0	-6,51	-5,64			
SL98RE16	21,0	-6,37	-5,83			
SL98RE17	21,8	-6,24	-6,14			
SL98RE18	23,0	-6,29	-5,71			
SL98RE19	25,5	-6,90	-5,42			
SL98RE20	28,0	-5,99	-5,57			
SL98RE21	31,0	-6,57	-5,52			
SL98RE22	32,6	-6,21	-5,54			
SL98RE23	35,5	-7,16	-6,23			
SL98RE25	41,3	-7,15	-5,30			
SL98RE26	42,5	-7,13	-6,07			
SL98RE27	44,5	-6,88	-5,90			
SL98RE28	46,6	-6,83	-5,85			
SL98RE30	54,0	-7,46	-6,00			
SL98RE31	55,5	-7,68	-5,88			
SL98RE33	61,0	-7,56	-5,61			
SL98RE35	68,0	-7,60	-5,93			
SL98RE36	72,0	-7,62	-5,87			
SL98RE39	81,2	-8,27	-6,11			
SL98RE40	88,5	-7,88	-5,98			
SL98RE42	89,5	-7,84	-6,09			
SL98RE43	94,1	-7,89	-6,32			
SL98RE45	105,8	-8,07	-6,31			
SL98RE46	115,0	-7,98	-5,85			
SL98RE47	119,0	-7,34	-6,10			
SL98RE48	123,5	-7,71	-5,57			
SL98RE49	125,0	-7,26	-5,87			
SL98RE50	127,2	-7,59	-6,04			
SL98RE51	131,5	-7,05	-6,24			
SL98RE52	133,0	-7,86	-6,12			
03RE81N	134,8	-7,47	-5,82			
SL98RE53	137,0	-7,61	-5,92	03RE83N	-8,05	-6,04
SL98RE54	140,0	-7,97	-6,43	03RE84N	-7,85	-6,16
SL98RE55*	143,5	-7,65	-6,09	03RE85N	-7,70	-6,06
03RE86N	146,8	-7,47	-5,60			
SL98RE56	147,6	-7,69	-6,04	03RE87N	-7,65	-5,69
03RE88N	148,8	-7,49	-5,65			

Coupe des Ruines et des Granges (SL98RU & GR)

Echantillon	Hauteur	∂C13 (‰PDB)	∂O18 (‰PDB)	Cote dans cette étude
RU1	6	-6,91	-5,59	0
RU2	7	-7,28	-5,50	1,3
RU3	10	-7,22	-6,33	4
RU7	27,5	-7,40	-6,21	17
RU9	28	-7,48	-5,84	18,5
RU10	46	-8,12	-6,17	43
RU13	73,25	-8,06	-6,17	86
RU14	75	-6,94	-5,84	88
RU15	86	-7,29	-6,41	100
RU16	90,75	-7,76	-5,96	105
RU17	98	-7,77	-6,39	108
RU18	108	-7,48	-6,42	118
RU19	124	-7,54	-5,94	136,5
RU19bis	124	-7,48	-5,88	136,5
RU20	136	-7,80	-6,20	147
RU22	142	-7,60	-5,71	153
RU23	153	-7,51	-6,13	163,5
RU25	166,5	-7,24	-5,7	176,5
RU27	171,25	-7,48	-5,93	185
RU28	190	-7,67	-5,17	196,5
RU29	199	-7,76	-5,76	205
RU30	202	-7,32	-6,00	208
RU31	217	-7,91	-6,17	221
RU32	220	-7,25	-5,9	224
RU33	231,5	-7,87	-5,84	236
RU34	238	-7,42	-6,07	245,5
GR1	218	-7,63	-5,64	282,5
GR2	225	-7,02	-5,62	287,5
GR5	230	-7,53	-5,41	312,5
GR8	242,5	-6,76	-5,76	325
GR12	252,5	-6,67	-4,85	329
GR17	257	-6,54	-5,21	338
GR18	283,5	-6,62	-4,88	374,5
GR19	285	-6,68	-4,75	376
GR22	313	-7,41	-5,14	404
GR24	316	-7,76	-6,24	407
GR25	317,5	-7,10	-5,40	408,5
GR27	327	-6,87	-5,05	418
GR29	335	-6,57	-5,19	426
99CH10	345	-6,11	-4,97	436
99CH11	347	-6,52	-5,57	438
GR32	347	-6,63	-5,38	438
GR34	356	-6,29	-5,42	447
99CH14	365	-7,84	-4,59	456
99CH16	367,5	-6,08	-5,15	458,5
99CH01	380,5	-8,45	-6,01	471,5
99CH02	384,5	-8,58	-6,68	475,5
99CH03	386,5	-9,77	-6,40	477,5
GR37	408	-6,29	-4,30	499

Coupe du Ravin du Claux (SL98CL)

Echantillon	Hauteur	δC13 (‰PDB)	δO18 (‰PDB)	Cote dans cette étude
CL3	3,3	-6,29	-4,74	29,3
CL5	6,4	-6,15	-5,79	32,4
CL6	8,3	-6,02	-5,60	34,3
CL7	10,4	-6,27	-5,77	36,4
CL8	12	-6,89	-6,05	38
CL10	14,5	-6,70	-5,46	40,5
CL11	17	-6,63	-5,66	43
CL12	19,2	-6,70	-6,09	45,2
CL13	21	-6,68	-5,47	47
CL14	24,8	-7,06	-4,86	50,8
CL15	26,5	-7,27	-5,76	52,5
CL17	28,4	-7,96	-5,78	54,4
CL18	30,2	-8,83	-6,50	56,2
CL19	208	-6,29	-4,30	-

Majastre - Saule Mort (AB99SM)

Echantillon	Hauteur	δC13 (‰PDB)	δO18 (‰PDB)
99SM01	2	-6,326	-6,136
99SM02	5	-6,272	-6,188
99SM03	8	-5,876	-6,299
99SM07	16	-6,317	-5,691
99SM09	21	-6,326	-5,226
99SM12	26	-6,538	-5,625
99SM15	29	-6,555	-5,56
99SM17	34	-6,547	-5,81
99SM19	39	-6,857	-5,796
99SM20	40,5	-6,629	-5,489
99SM21	49	-6,763	-6,083
99SM24	54	-5,923	-6,285
99SM28	59	-6,283	-5,059
99SM30	66,5	-5,743	-6,51
99SM31	67,5	-5,521	-6,444
99SM33	71	-5,002	-6,411
99SM34	72	-5,706	-6,317
99SM35r	73	-6,16	-6,458
99SM38	76,5	-6,626	-6,999
99SM40	81,5	-6,425	-6,116
99SM42	86	-6,967	-6,110
99SM44	87,5	-7,146	-6,597
99SM45	89	-7,049	-6,46
99SM50	92	-7,251	-6,546
99SM53	95,5	-8,044	-7,04
99SM55	98	-7,39	-6,477
99SM57	100,5	-7,877	-6,267
99SM58	102,5	-5,931	-7,583
99SM59	103,5	-5,681	-6,777
99SM60	106	-5,2	-5,84
99SM61	110	-7,75	-7,851

Majastre - Saule Mort (AB99SM)

Echantillon	Hauteur	$\delta^{13}\text{C}$ (‰PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB)
99SM63	113	-6,273	-6,791
99SM65	116,5	-6,181	-6,703
99SM68	119,5	-6,681	-6,581
99SM69	122	-6,022	-6,817
99SM70	123,5	-6,447	-7,235
99SM71	126	-6,525	-6,04
99SM73	133,5	-6,097	-6,715
99SM74	134,5	-6,231	-6,774
99SM76	139	-7,306	-6,443
99SM77	141	-6,863	-6,268
99SM80	146	-6,735	-6,334
99SM82	160	-5,789	-6,836
99SM83	161,5	-8,175	-6,108
99SM85	170	-6,837	-6,107
99SM87	174	-6,152	-6,488
99SM88	178	-6,759	-6,653
99SM90	200,5	-6,34	-6,26
99SM91	205	-6,026	-6,505
99SM92	210	-6,547	-6,225
99SM93	215	-6,32	-7,151
99SM94	222	-6,316	-7,349
99SM95	234	-7,174	-5,471
99SM96	235,5	-7,831	-5,038
99SM97	237,5	-6,539	-5,866
99SM98	240,5	-5,325	-6,01
99SM100	246	-5,591	-5,937
99SM101	250	-5,288	-5,82
99SM102	252	-6,535	-6,365
99SM103	255	-6,624	-6,501
99SM104	258	-6,455	-6,528

Coupe de Majastre – Village (AB99MA)

Echantillon	Hauteur	$\delta^{13}\text{C}$ (‰PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB)
99MA01	21	-5,238	-6,159
99MA02	25,5	-5,95	-5,82
99MA04	28,5	-6,52	-5,472
99MA06	34,5	-6,853	-5,111
99MA08	39,5	-6,876	-5,928
99MA09	46	-6,628	-6,409
99MA11	49	-6,49	-6,275
99MA12	50,5	-7,044	-6,66
99MA13	53,8	-5,568	-6,435
99MA16	63	-5,552	-6,376
99MA17	68	-5,625	-5,975
99MA18	73,5	-6,348	-6,282
99MA20	79	-5,84	-6,245
99MA21	80,5	-6,341	-6,314
99MA22	91,5	-6,418	-6,51
99MA24	99,5	-6,776	-6,36

Annexe 9: Coupes lithologiques

Nous présentons ici en détail les 26 principales coupes levées ayant permis l'élaboration du découpage géométrique et séquentiel de la série de Beynes - Châteauredon, ainsi que les coupes du secteur de Majastres, en grande partie reprises des travaux de Bialkowski (2004).

La nomenclature des figurés, la symbolique, les couleurs et les abréviations sont rappelées dans l'annexe 10.

LISTE DES COUPES

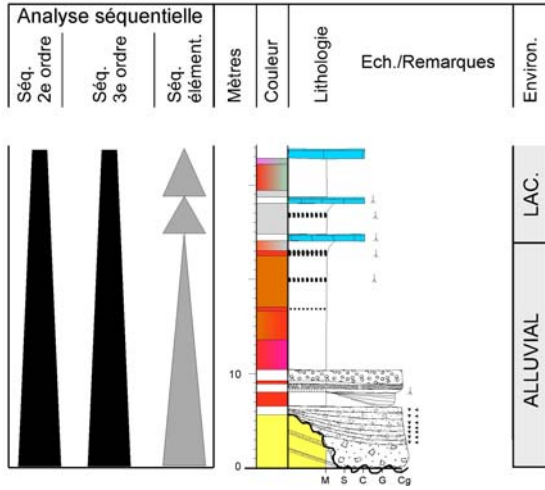
Secteur de Beynes - Châteauredon

Le Claux-Est et Le Claux	CL	
Les Courtiers	COU	
La Blache	BLA	
Le Gué	GUE	
Les Granges	GR	
Les Granges2	GR2	(modifiée d'après Bialkowski, 2004)
Les Ruines	RU	
La Côte	COT	
La Chapelle	CHA	
La Route	ROU	
L'Asse	ASSE	
L'Asse2	ASSE2	
Ravin de la Font d'Eygout 1	RFE1	
Ravin de la Font d'Eygout 2	RFE2	
Ravin de la Font d'Eygout 3	RFE3	
Beynes	BE, FE ou RE	(modifiée d'après Bialkowski, 2004)
Gigiri	GIG	
Beynes-Vériscle	BVE	
L'Anticlinal	ANT	
Sud Beynes-Vériscle	SBV	
Beauregard	BEAU	(d'après un levé inédit de S. Lopez)
Ravin de l'Hubac 1	RH1	
Ravin de l'Hubac 2	RH2	
Ravin de l'Hubac 3	RH3	

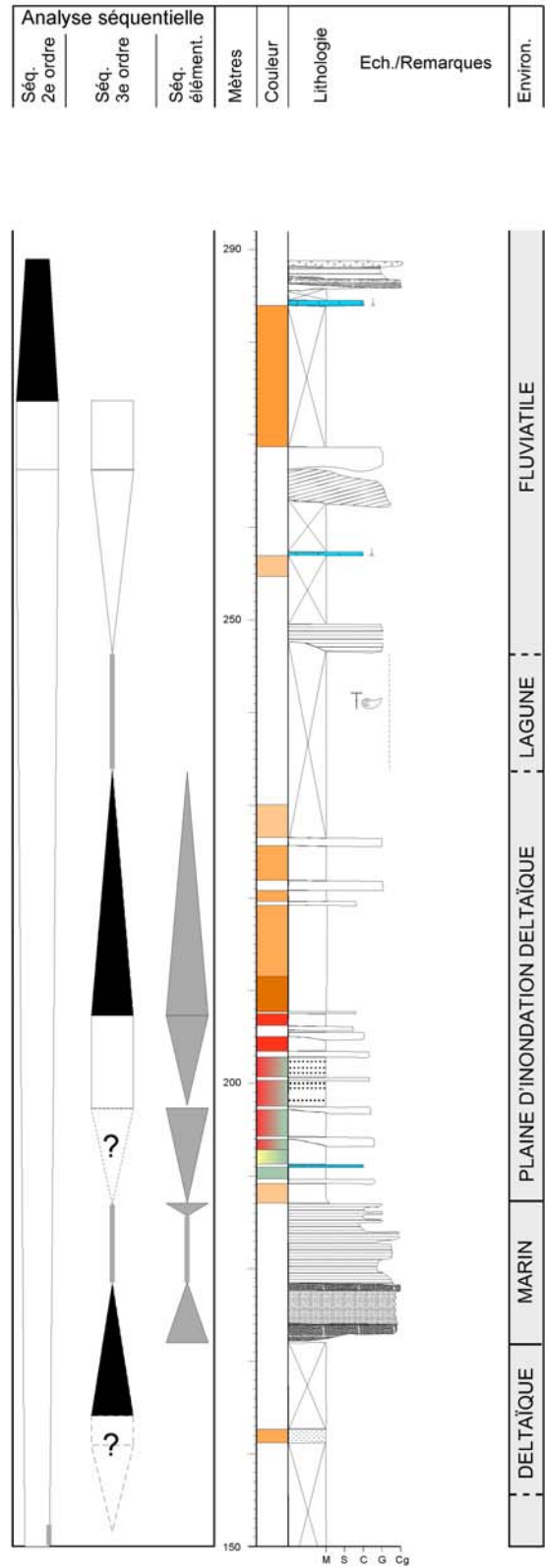
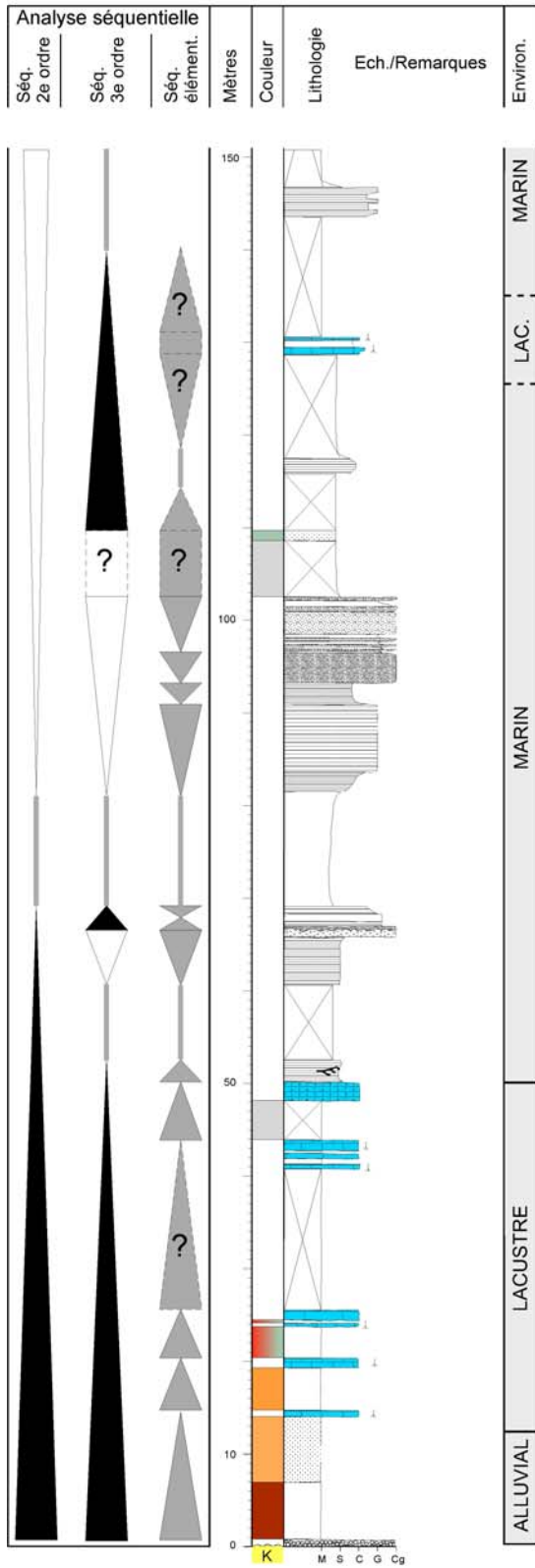
Secteur de Majastres

Le Saule-Mort	SM ou MAJ	(d'après Bialkowski, 2004)
Village	MA ou MAJ	(d'après Bialkowski, 2004)

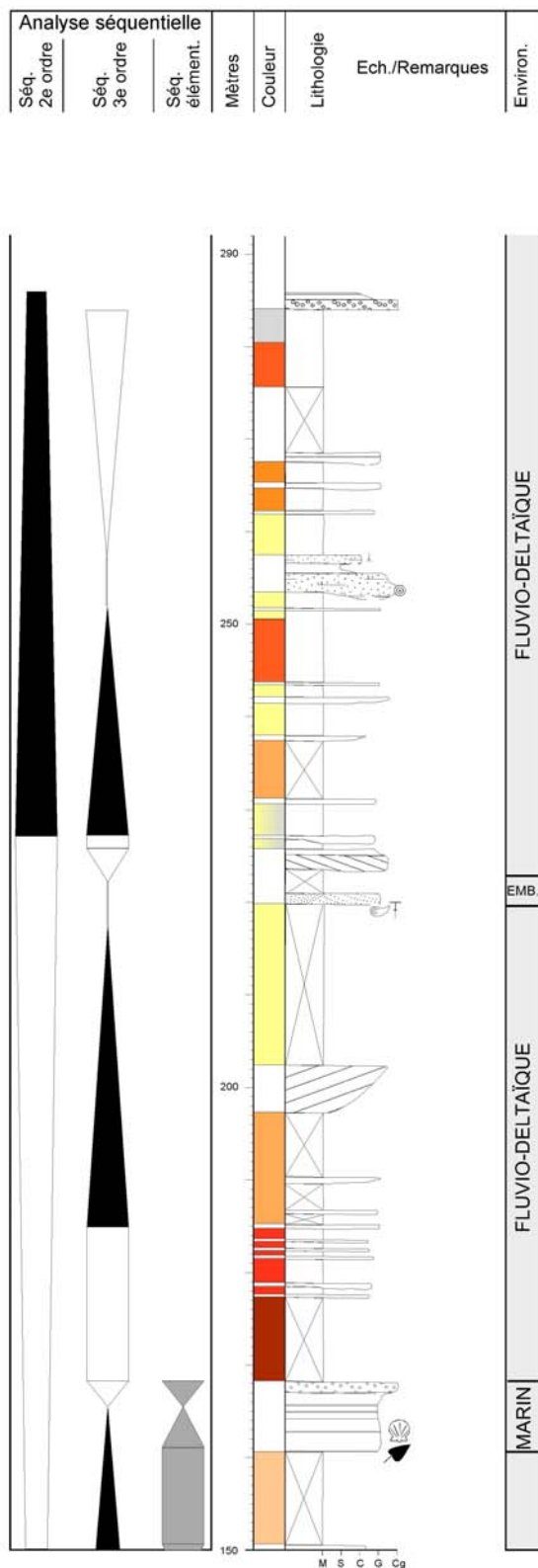
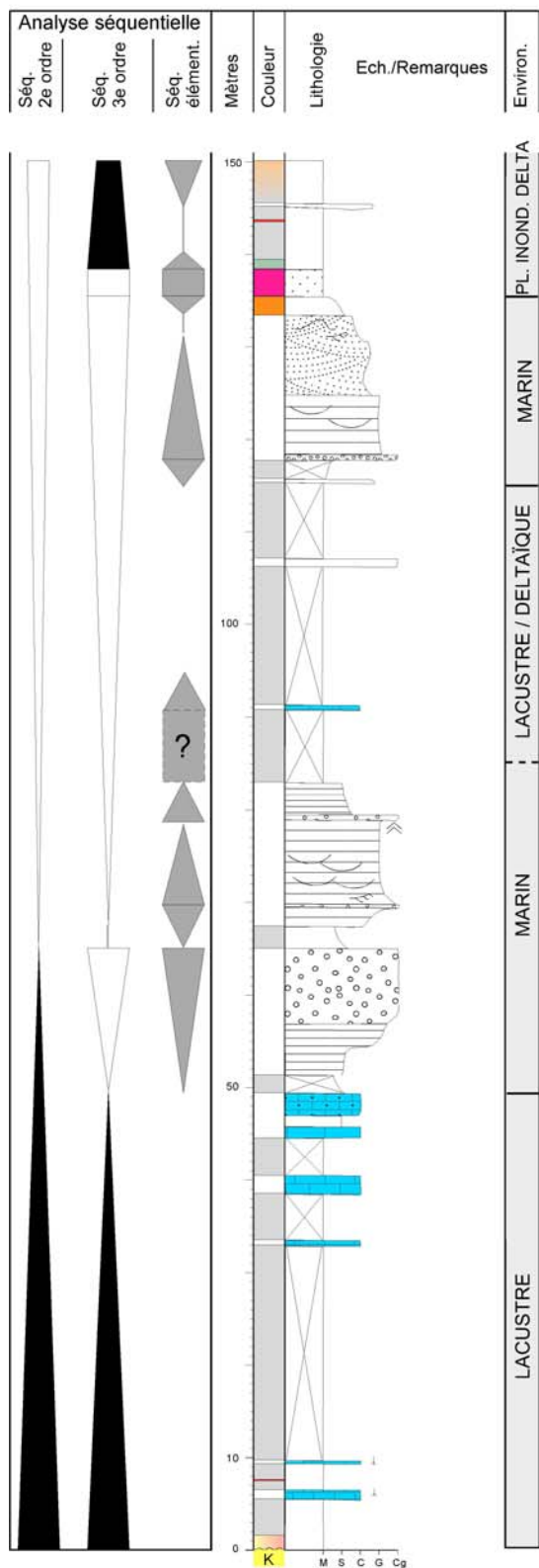
Coupe Le Claux-Est



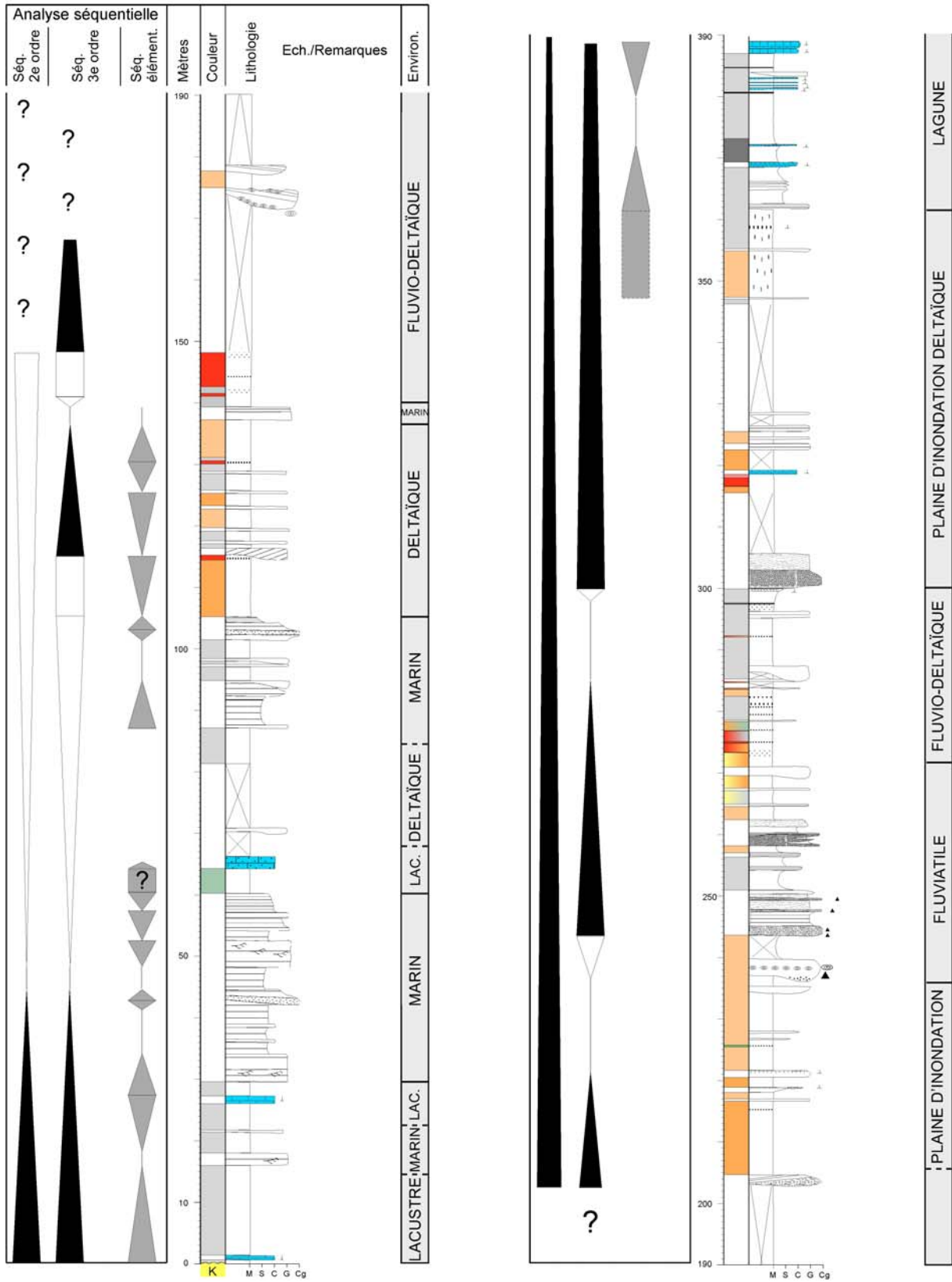
Coupe du Claux



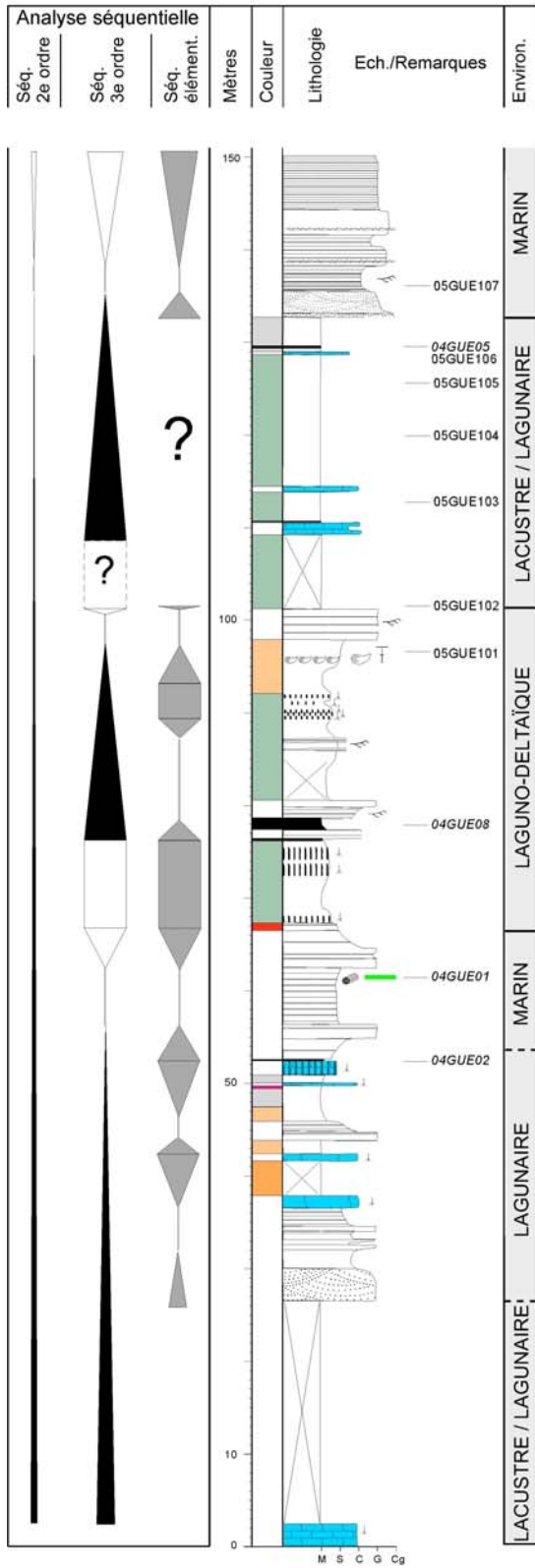
Coupe des Courtiers



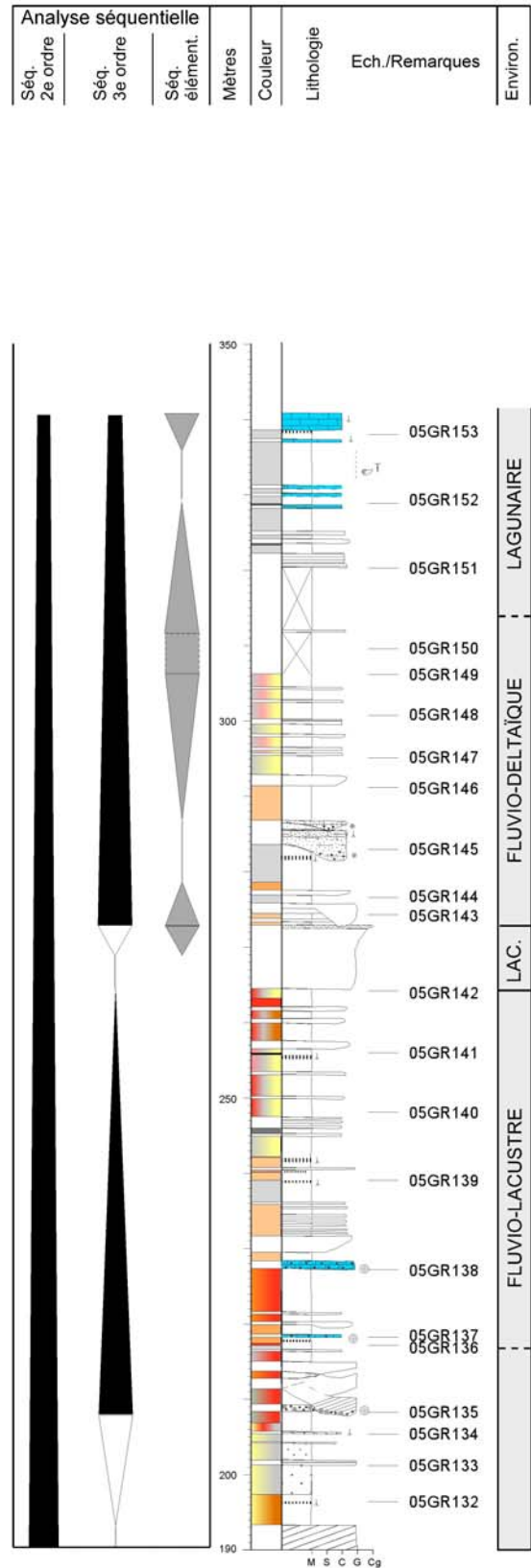
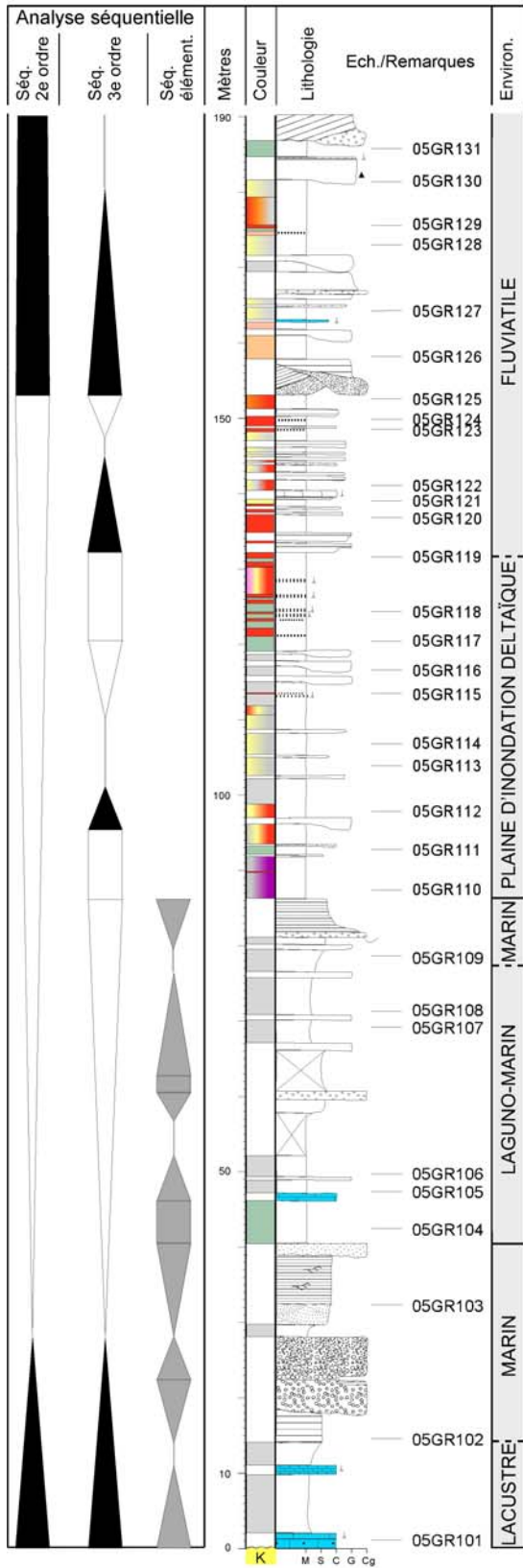
Coupe de la Blache



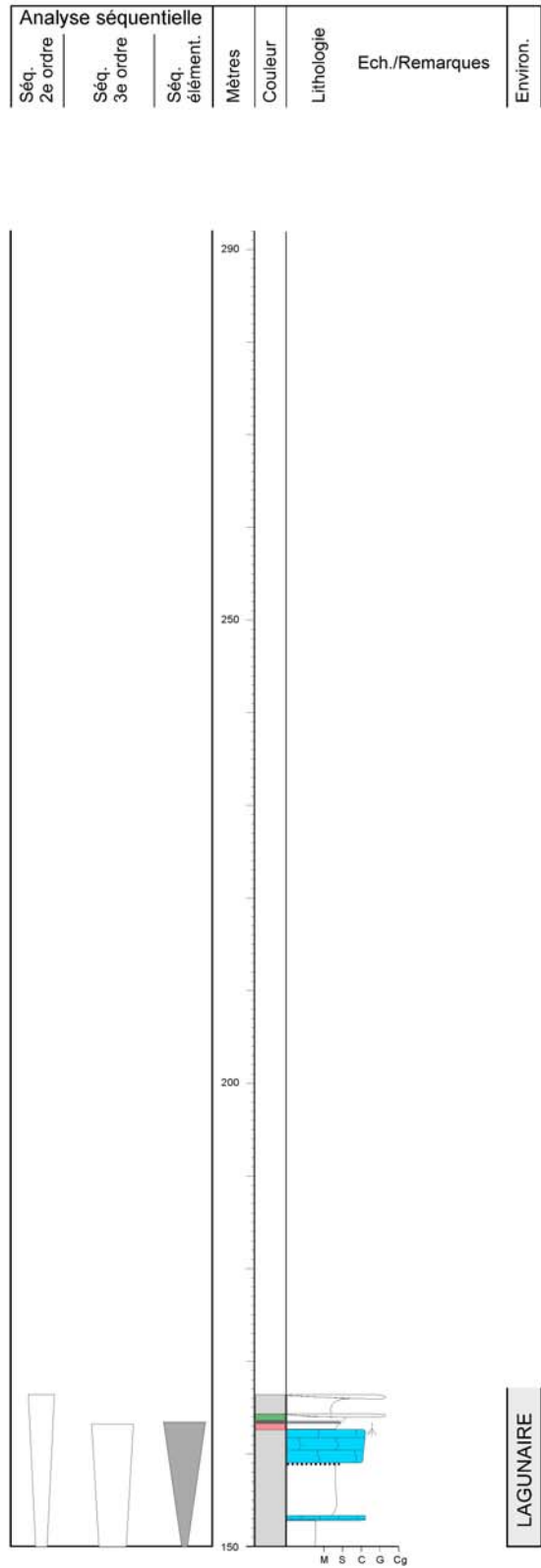
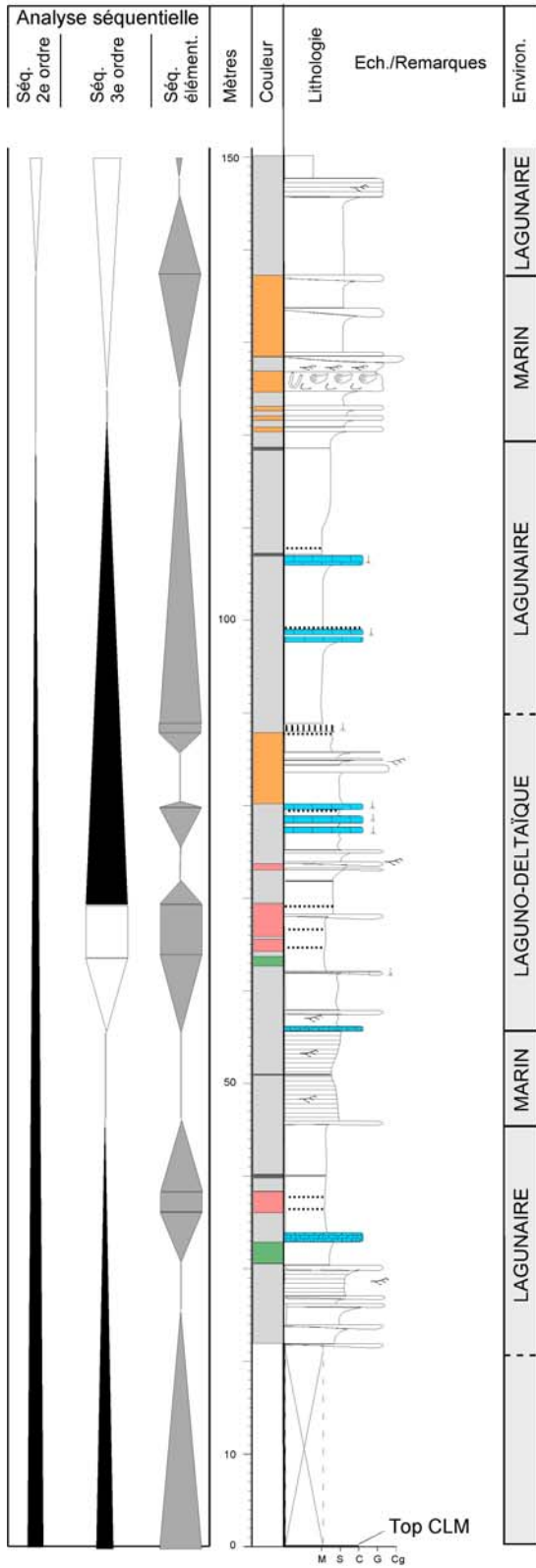
Coupe du Gué



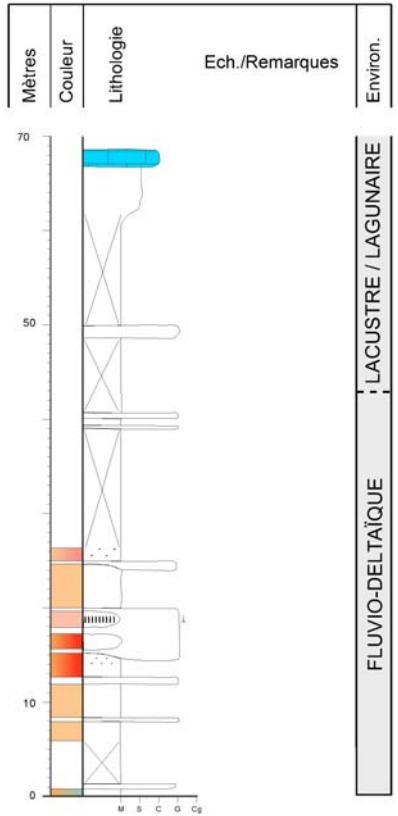
Coupe des Granges



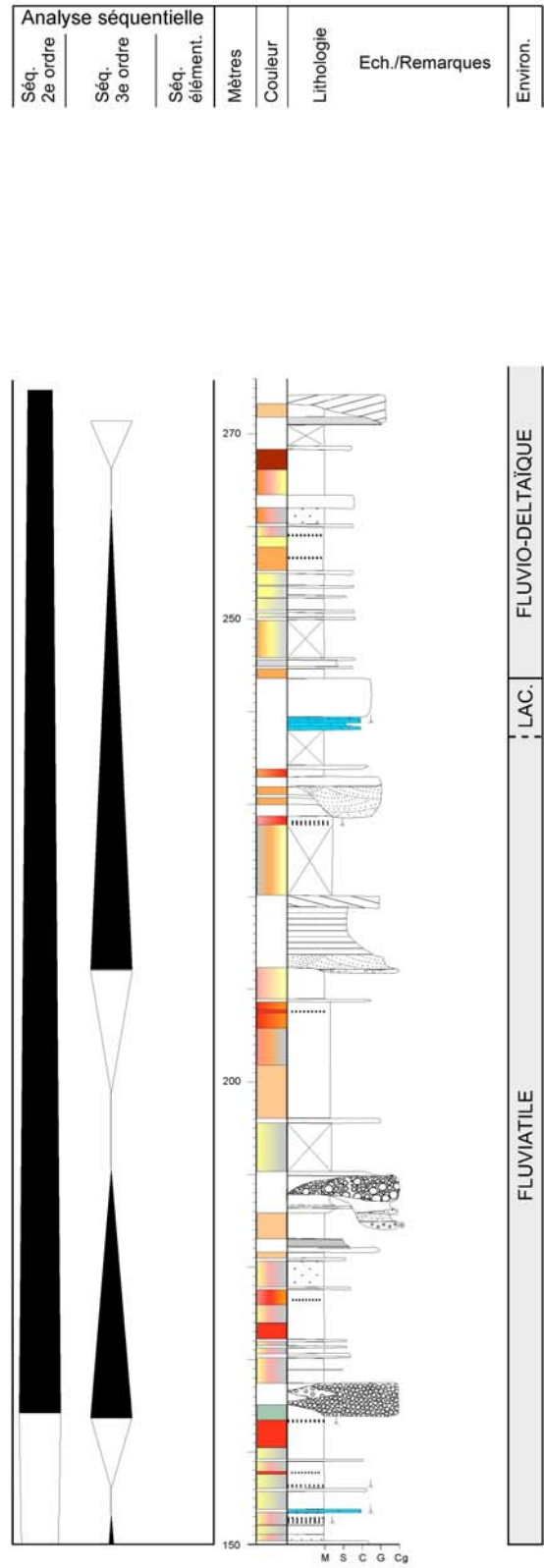
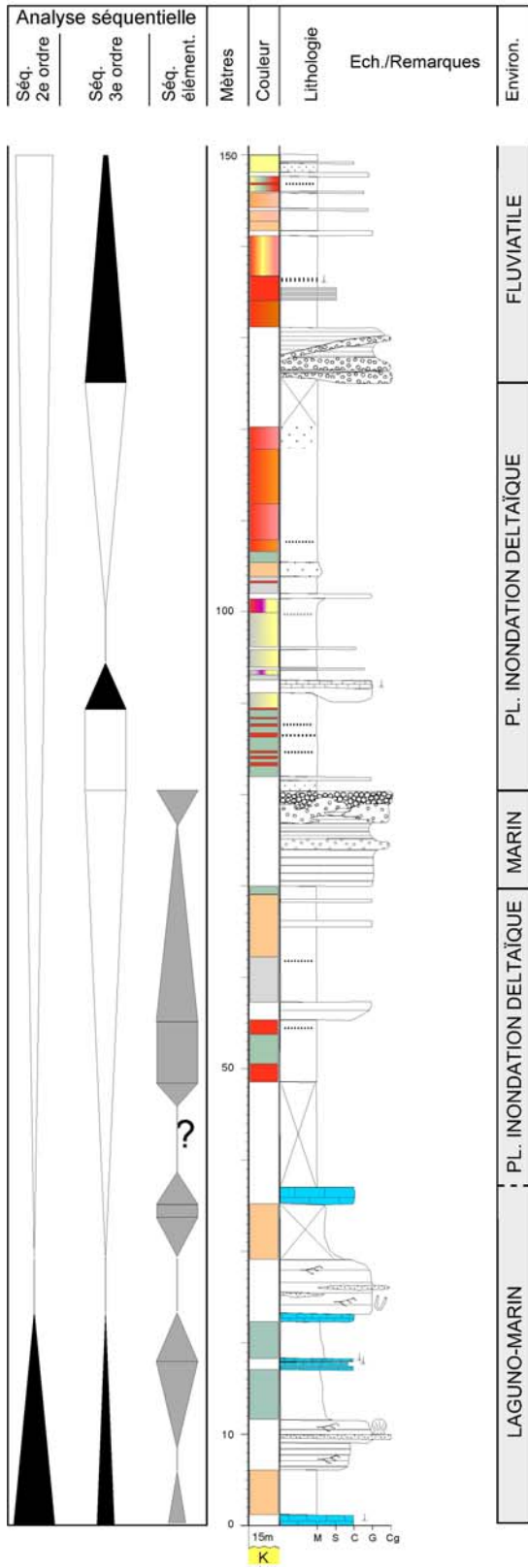
Coupe des Granges 2



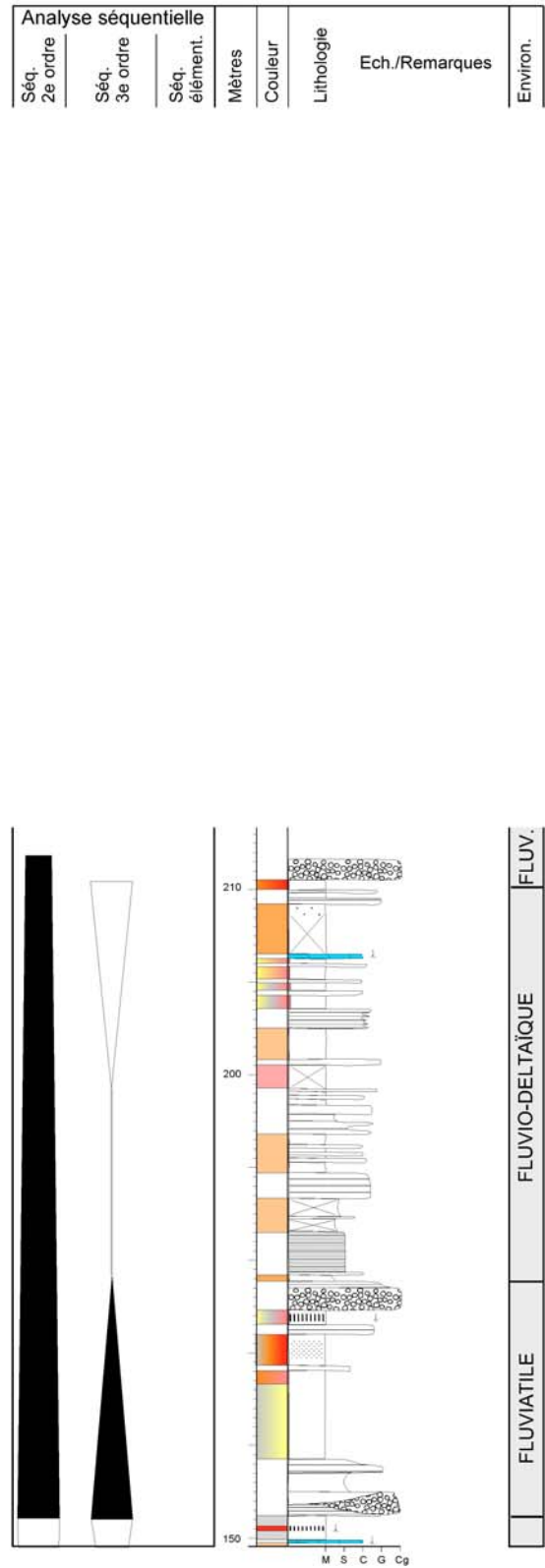
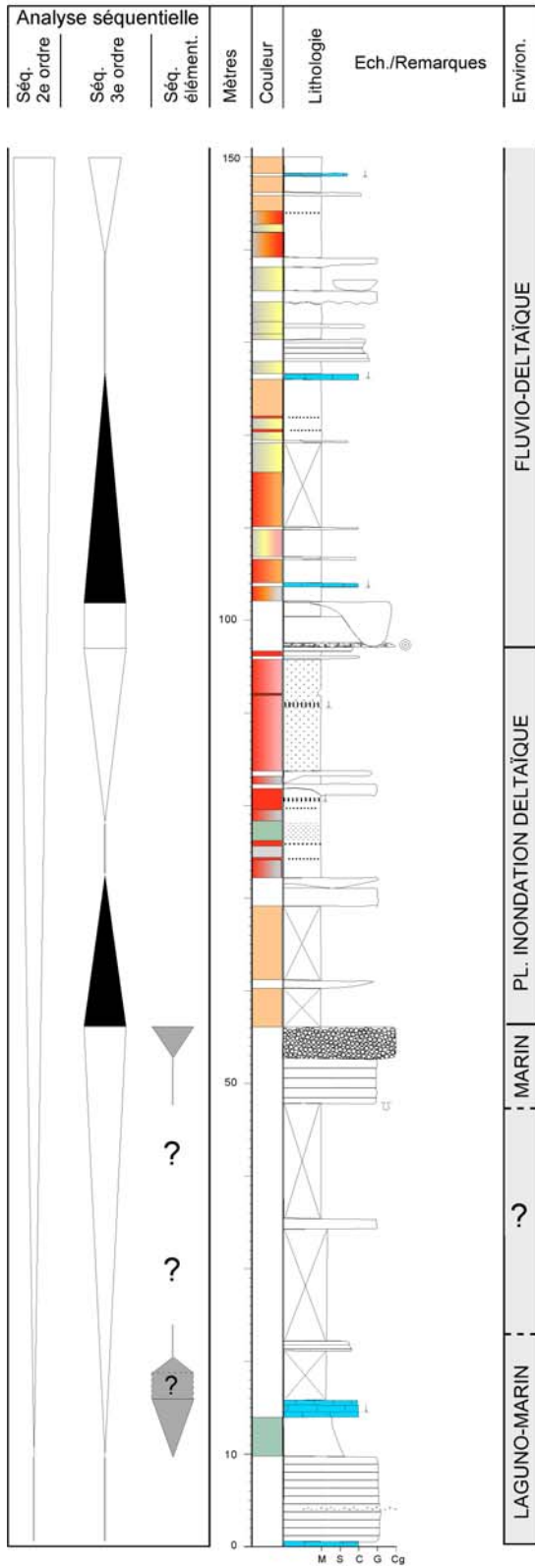
Coupe du Ravin de l'Hubac 3



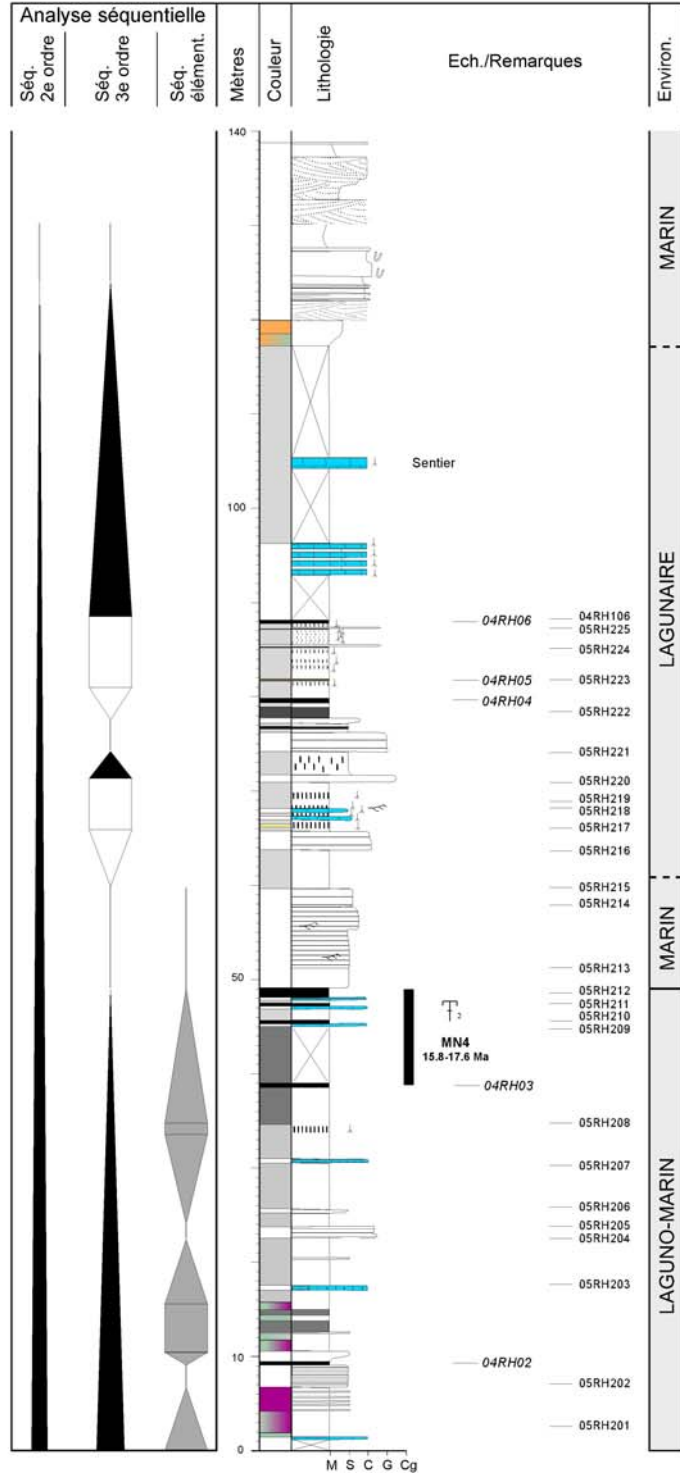
Coupe des Ruines



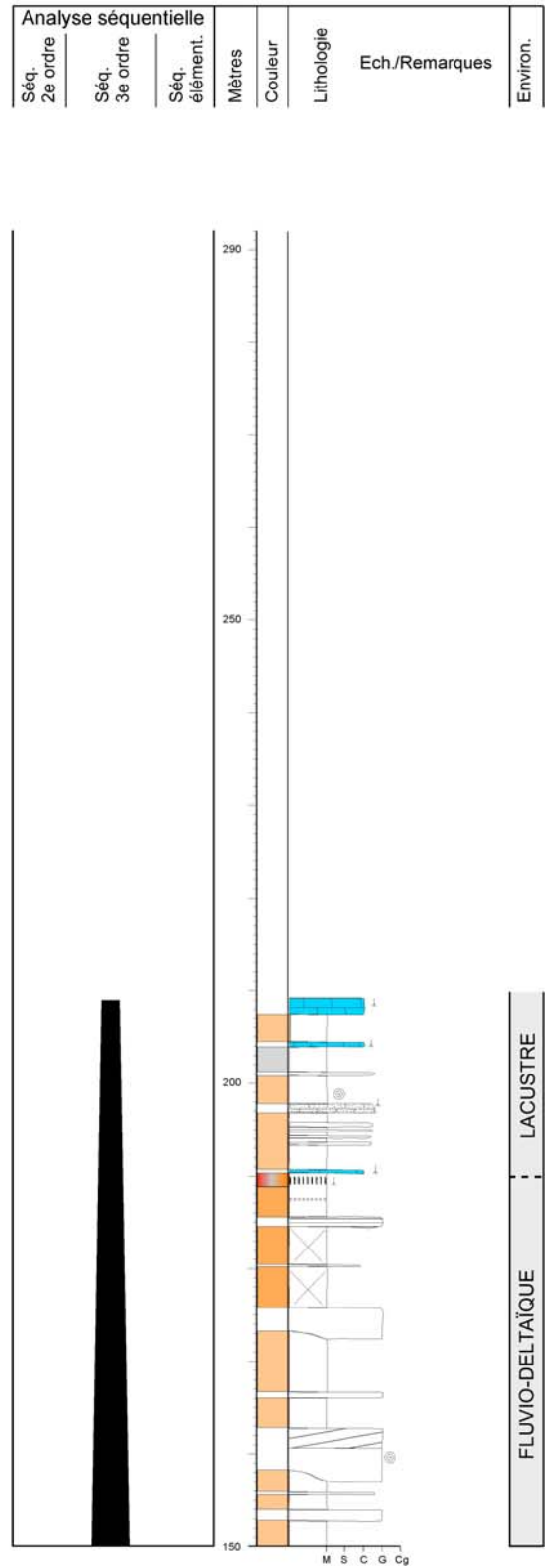
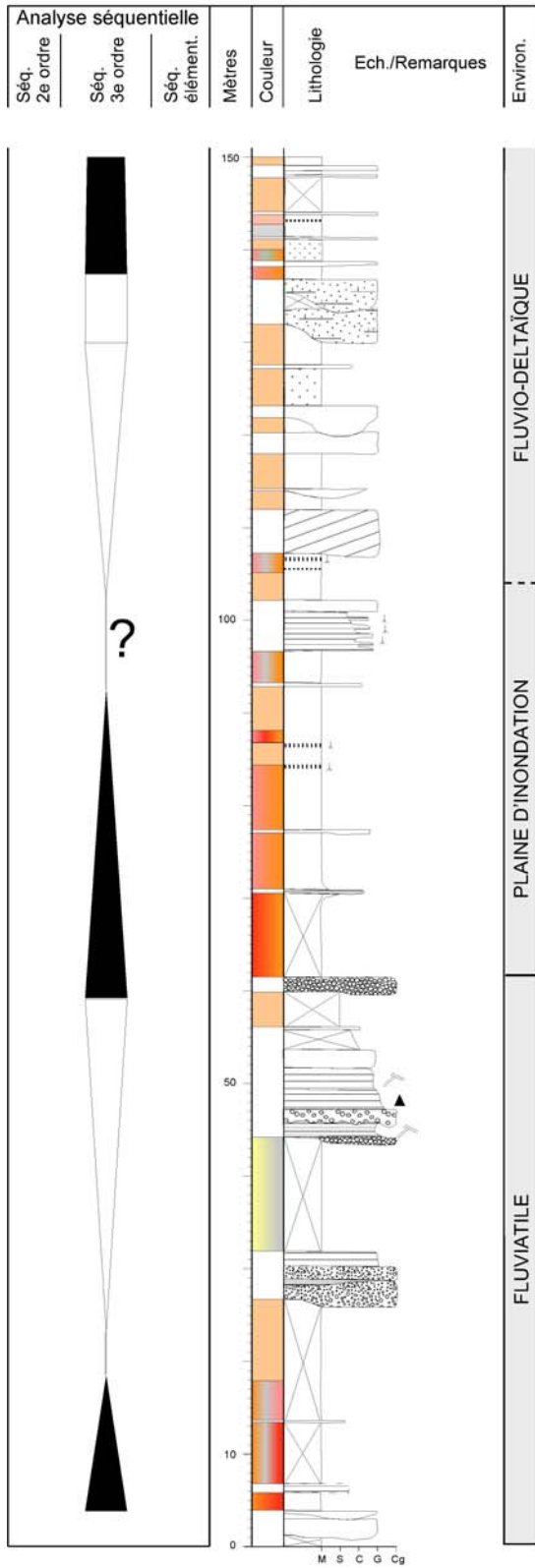
Coupe de la Côte



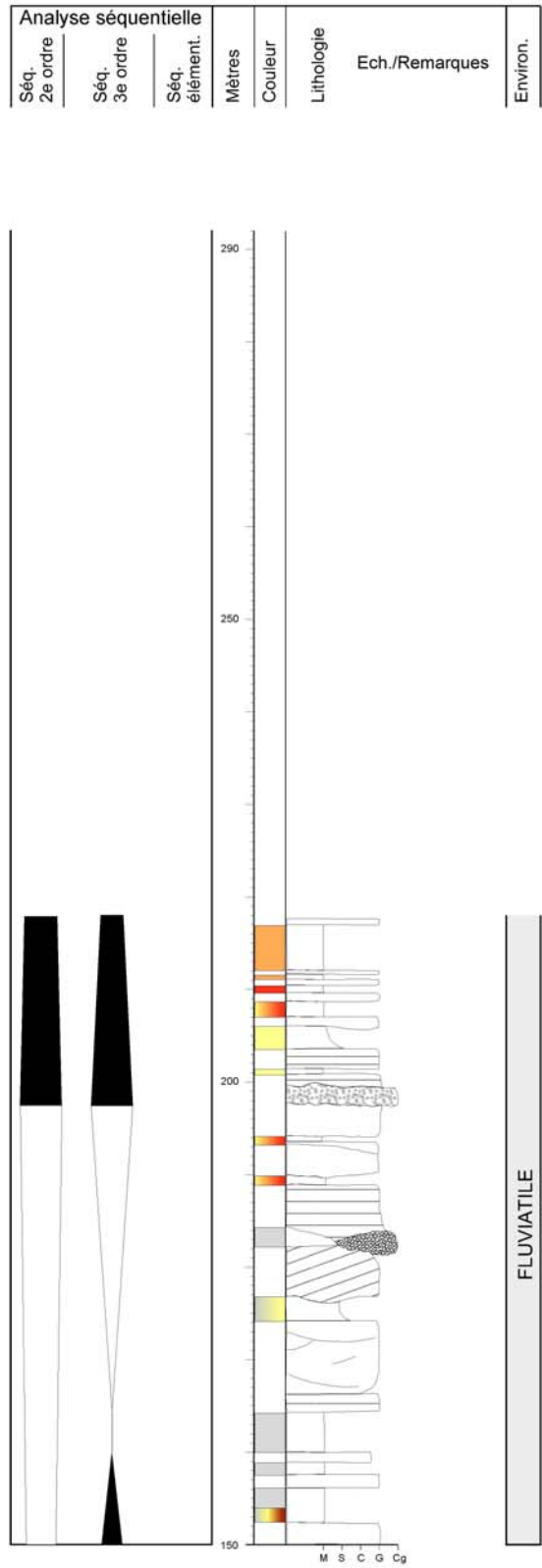
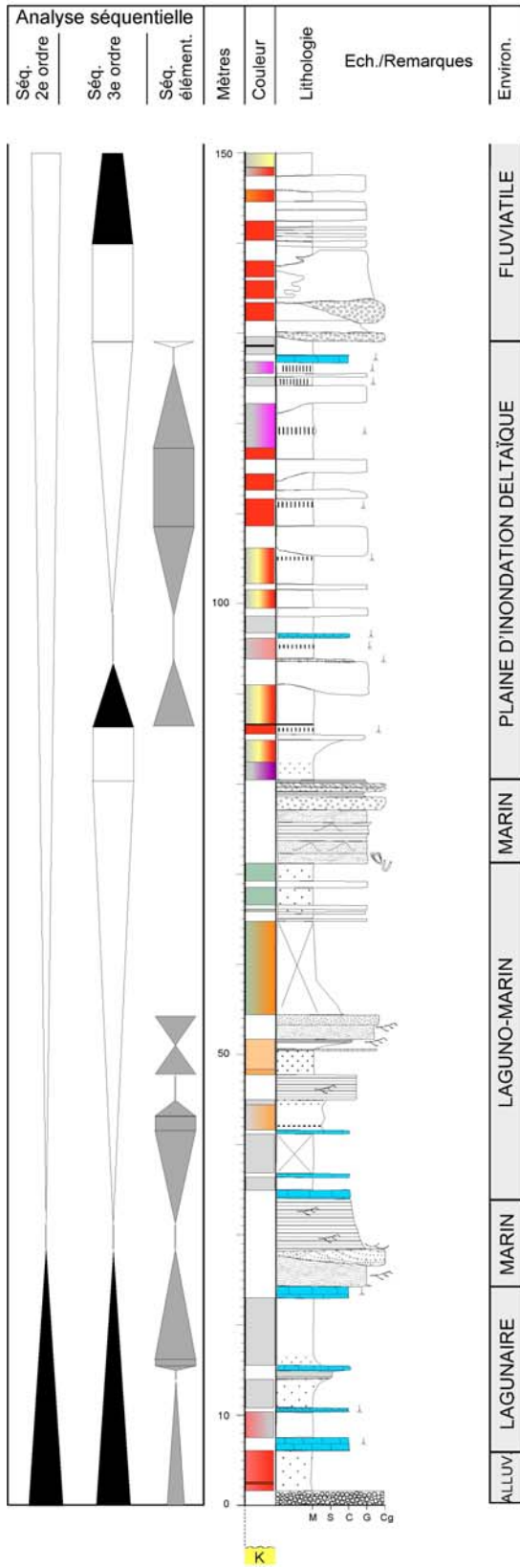
Coupe du Ravin de l'Hubac 2



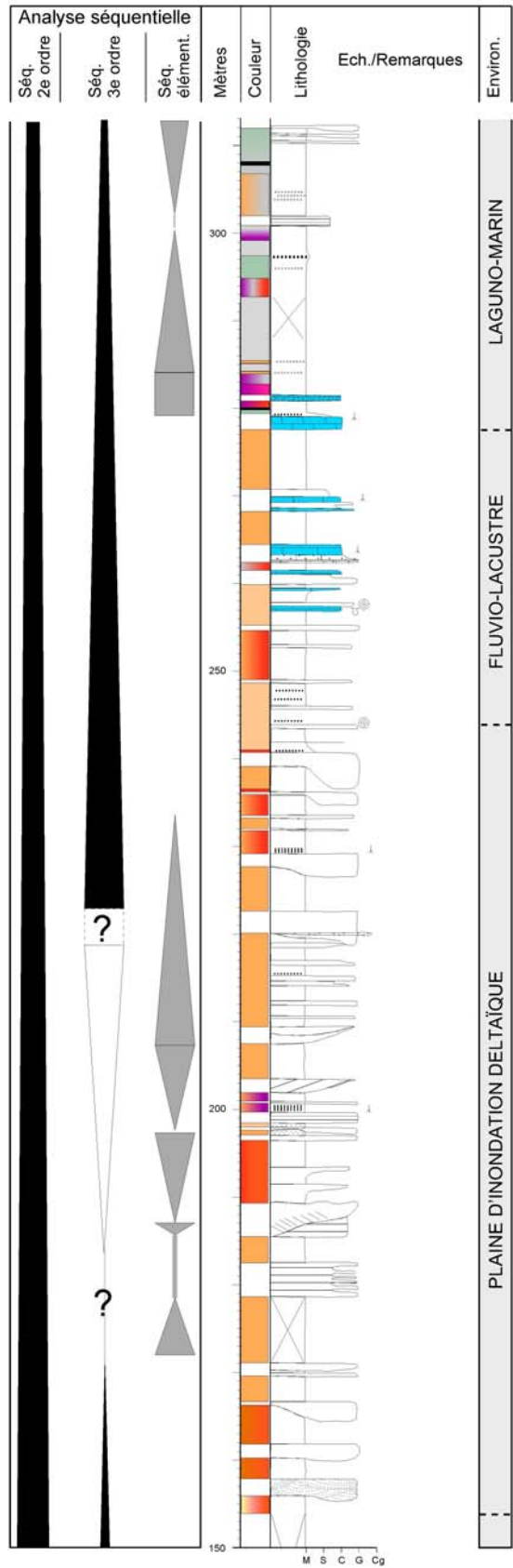
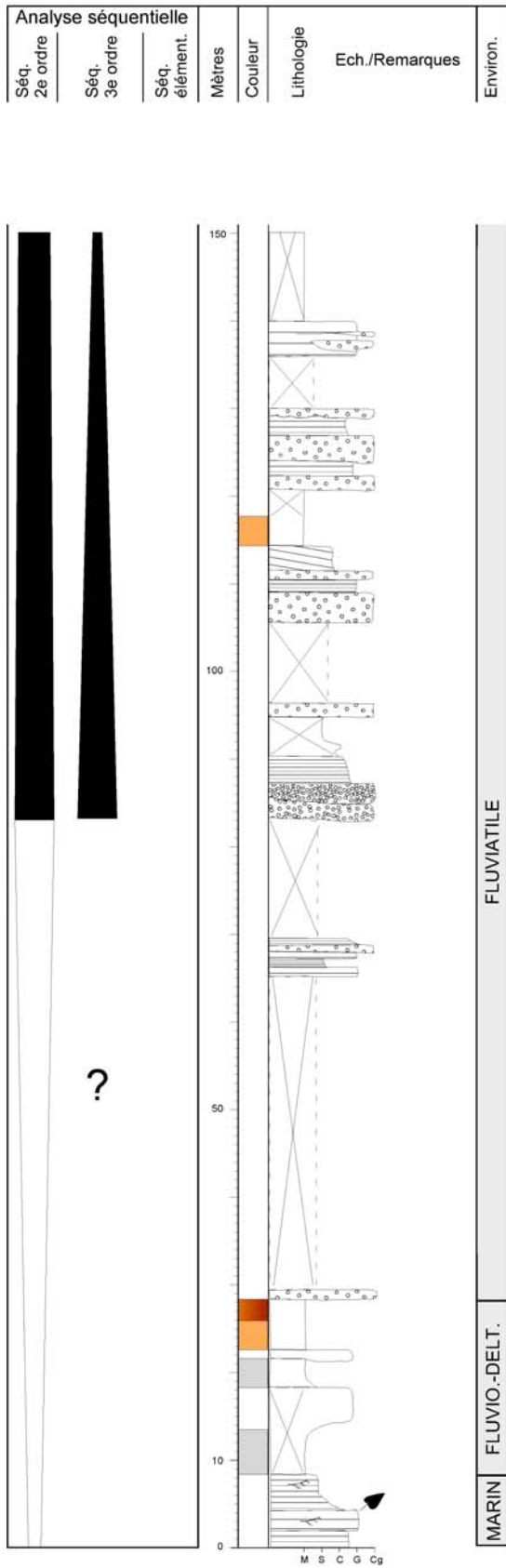
Coupe de la Chapelle



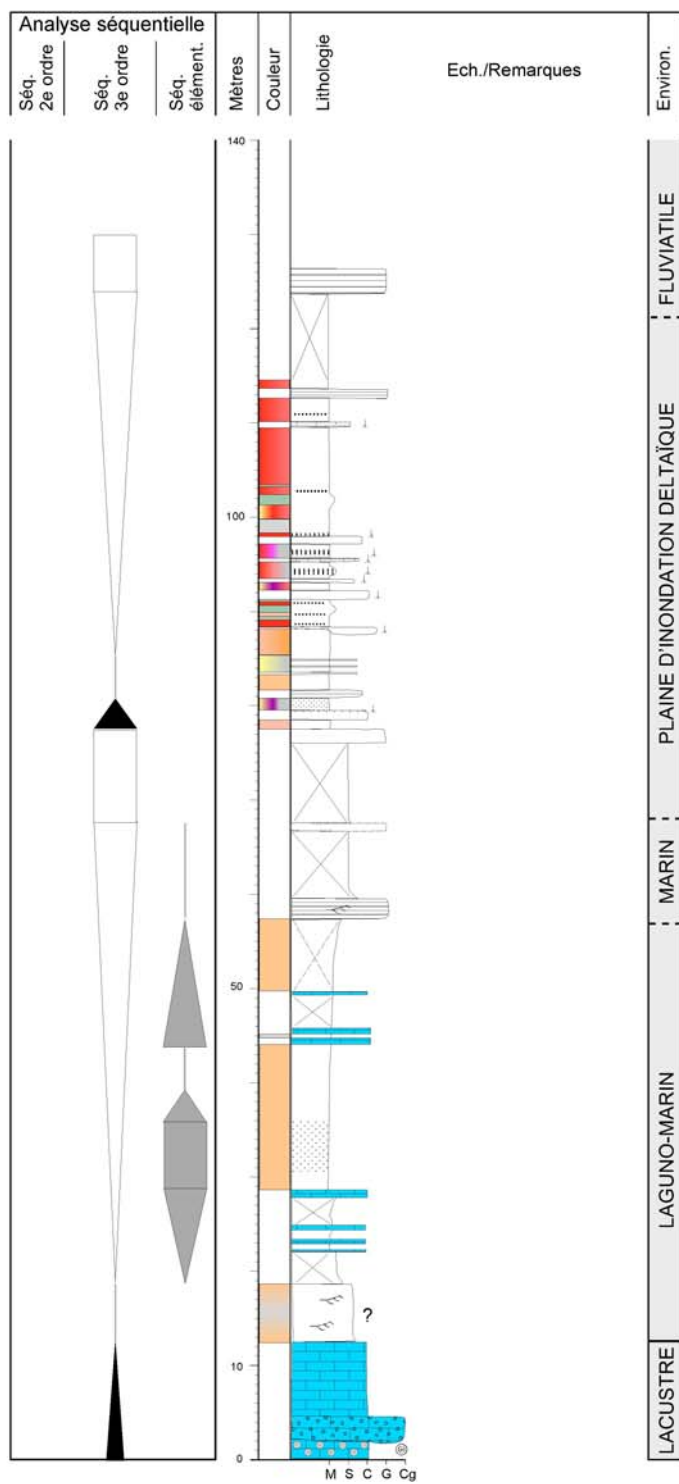
Coupe de la Route



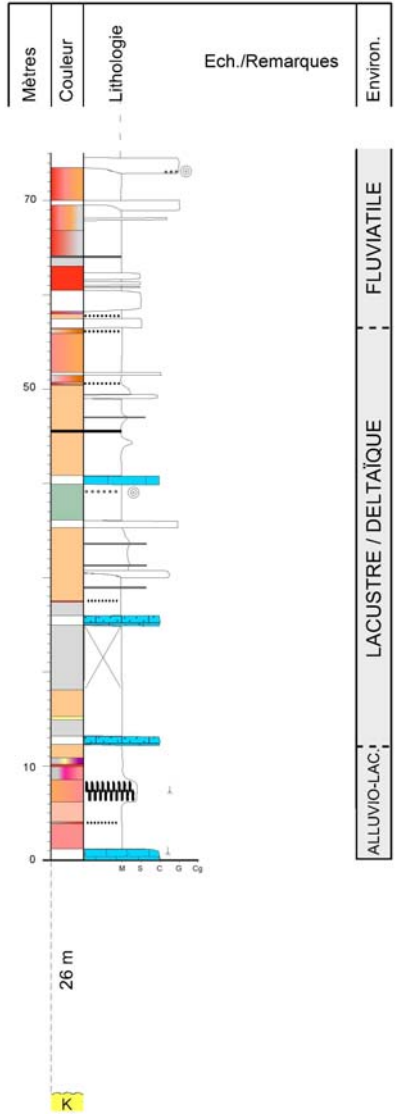
Coupe de l'Asse



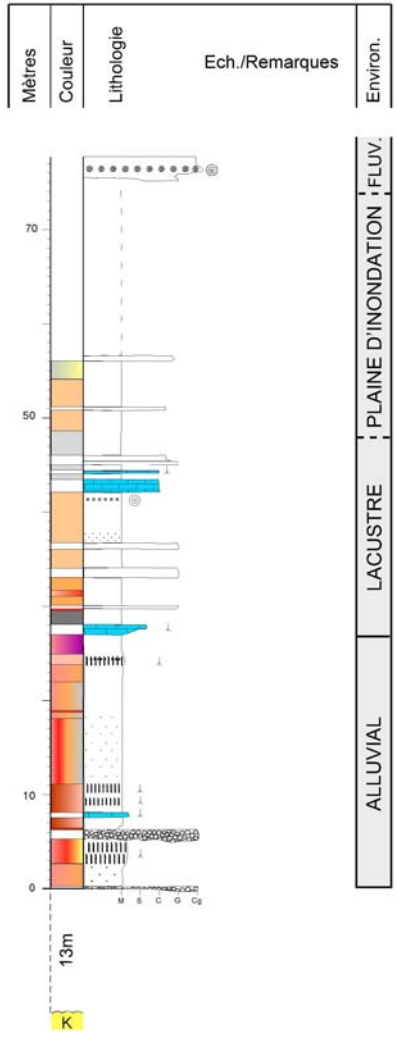
Coupe de l'Asse2



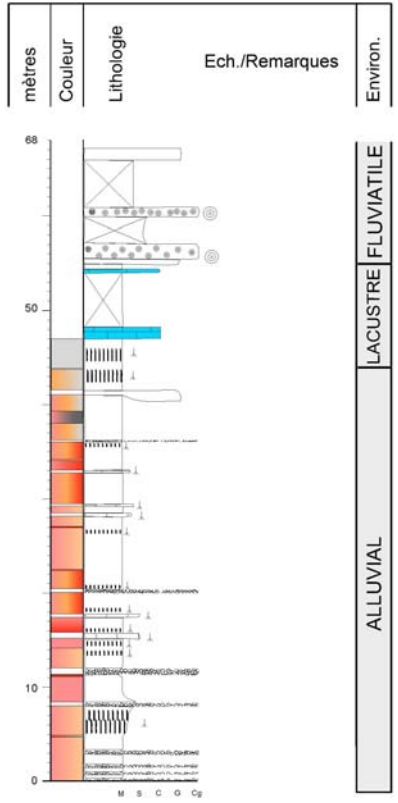
Coupe RFE 1



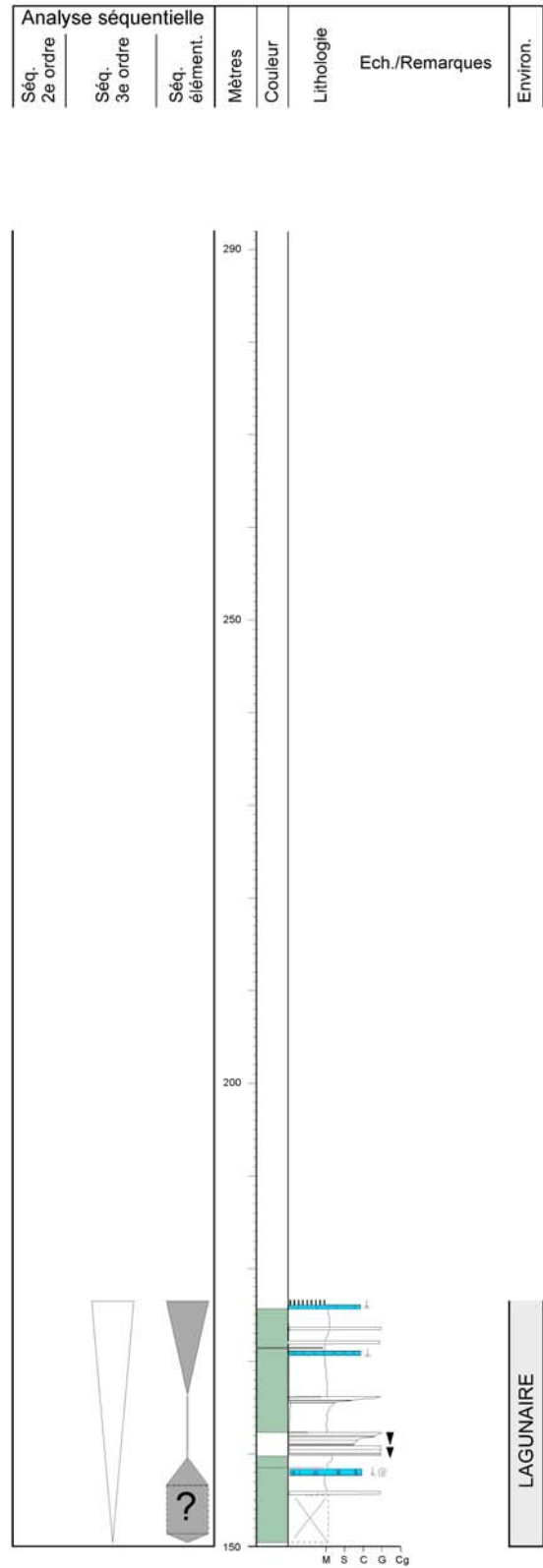
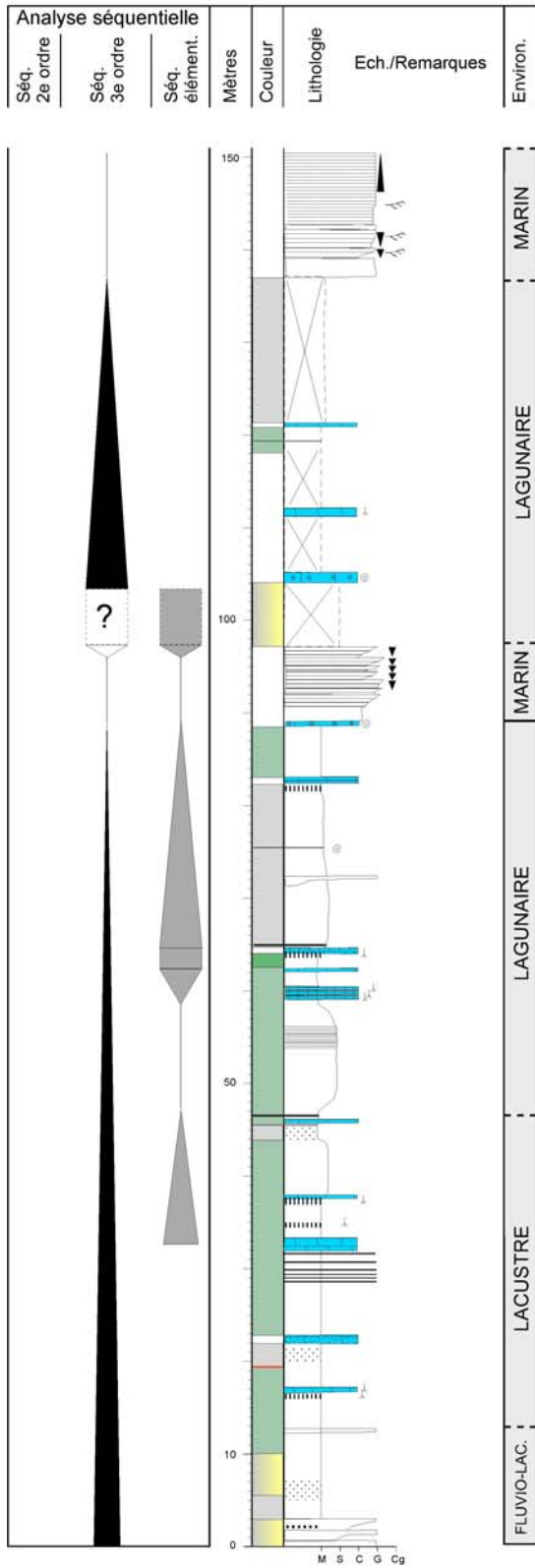
Coupe RFE 2



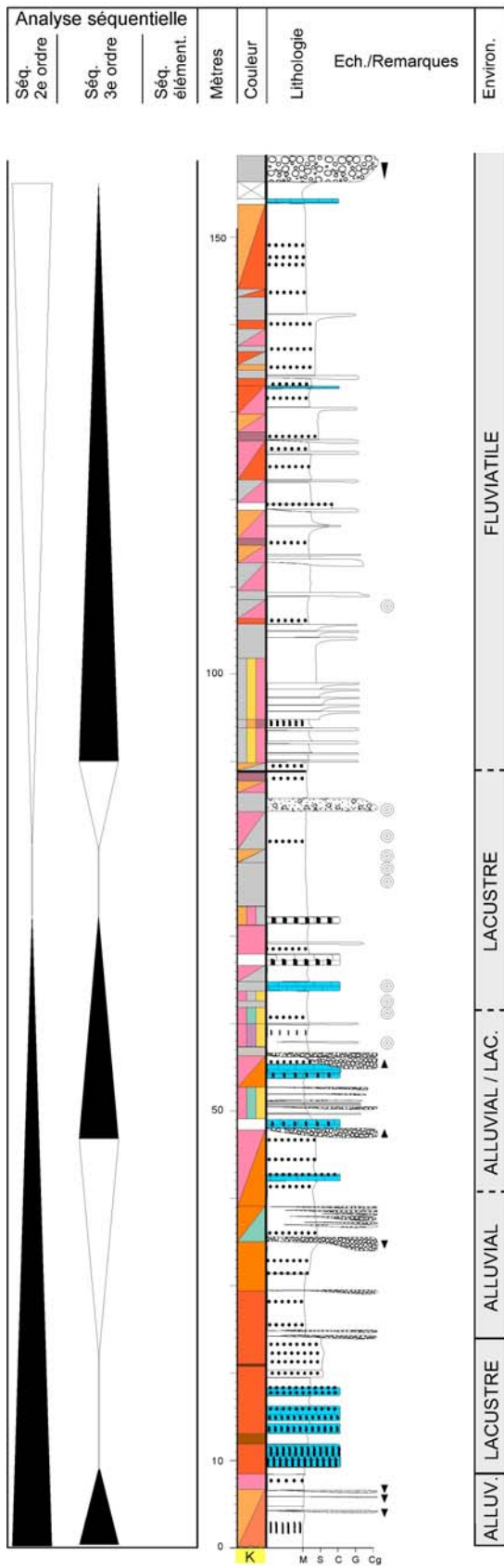
Coupe RFE 3



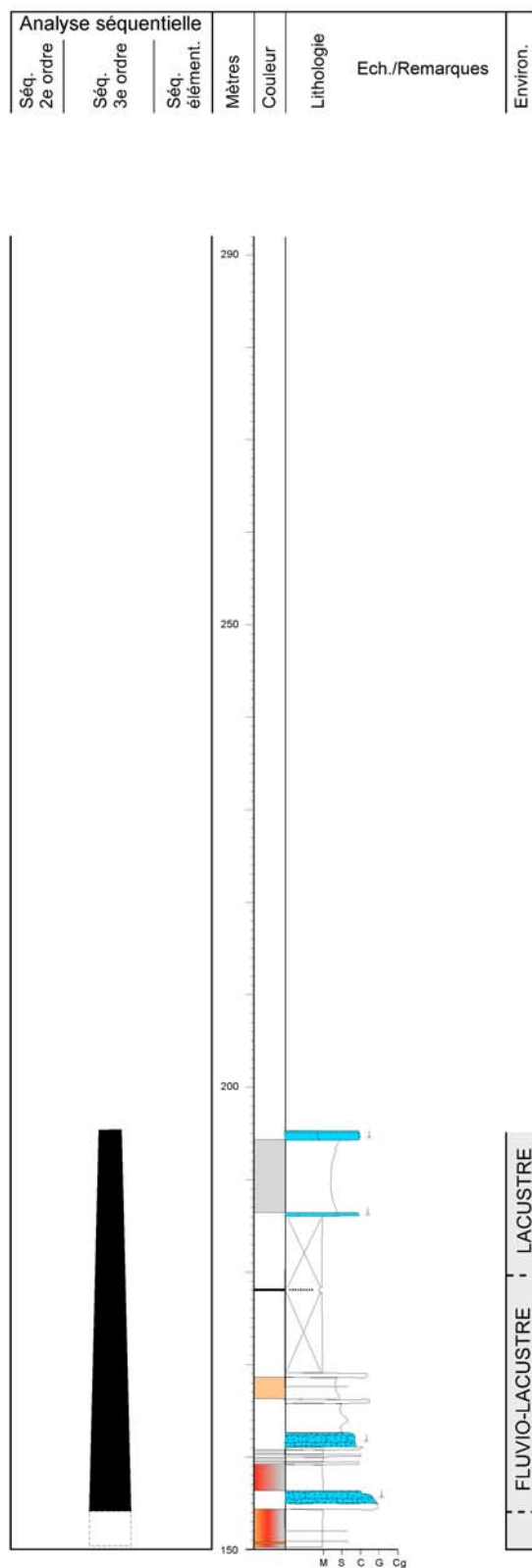
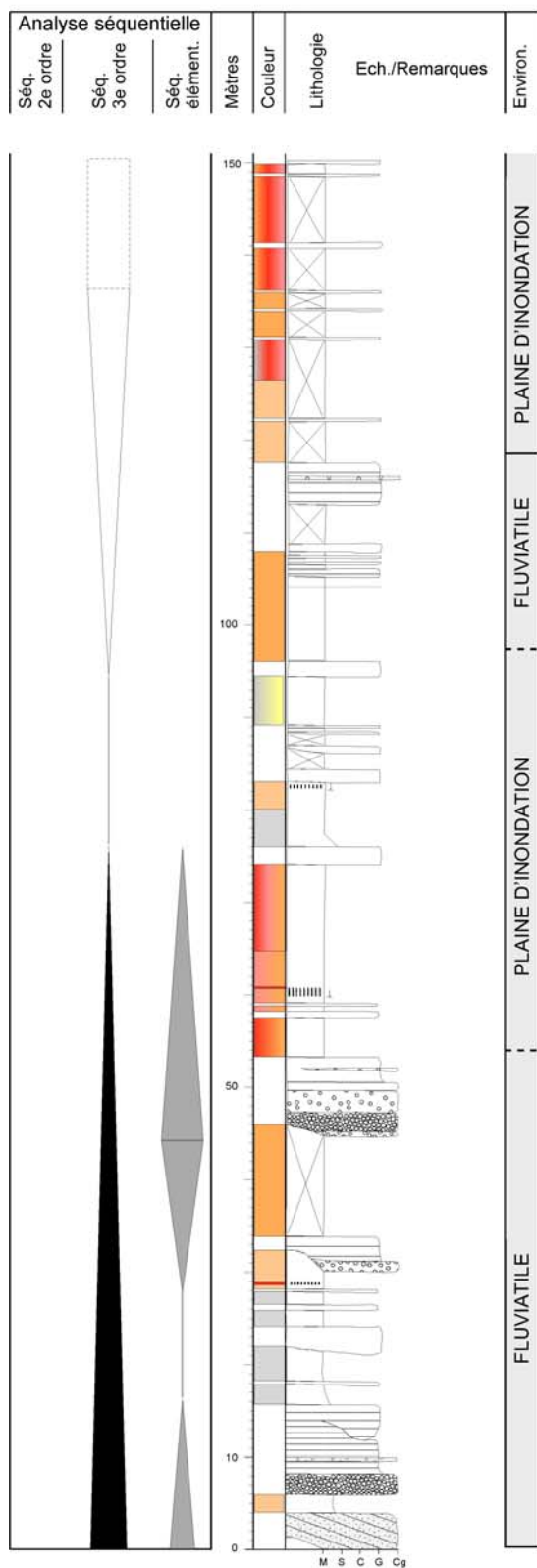
Coupe de Beauregard



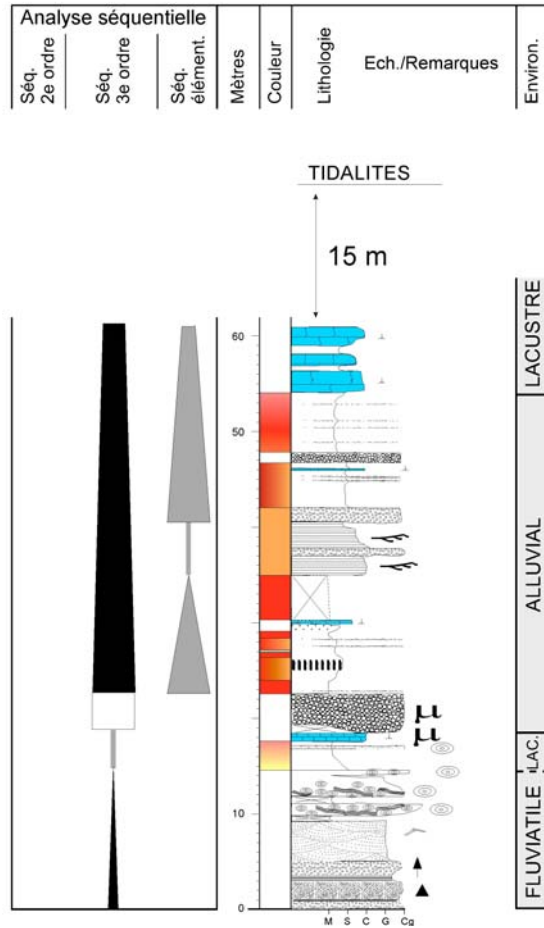
Coupe de Beynes



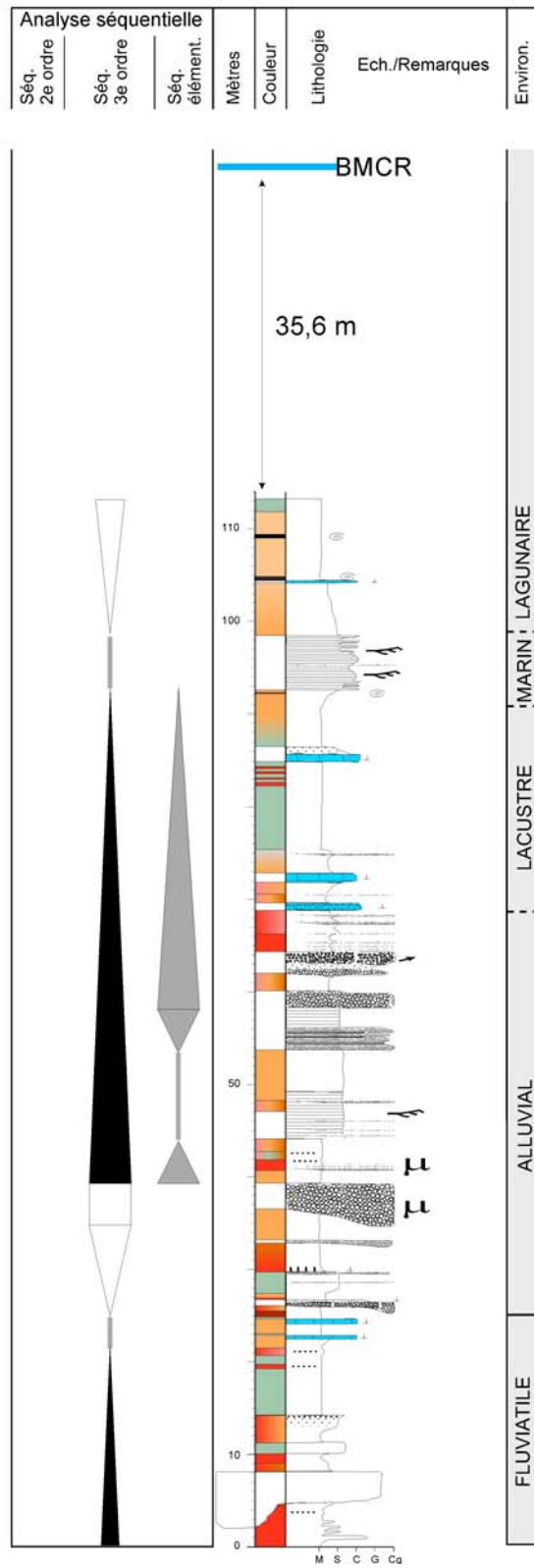
Coupe de Gigiri



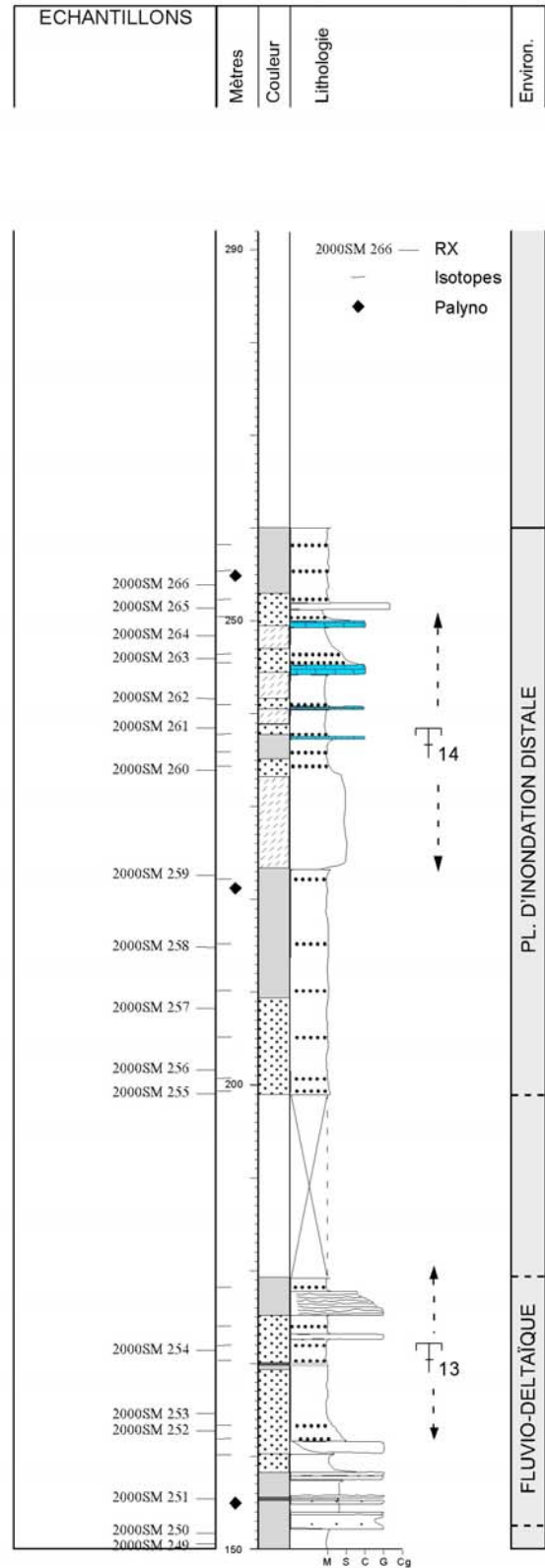
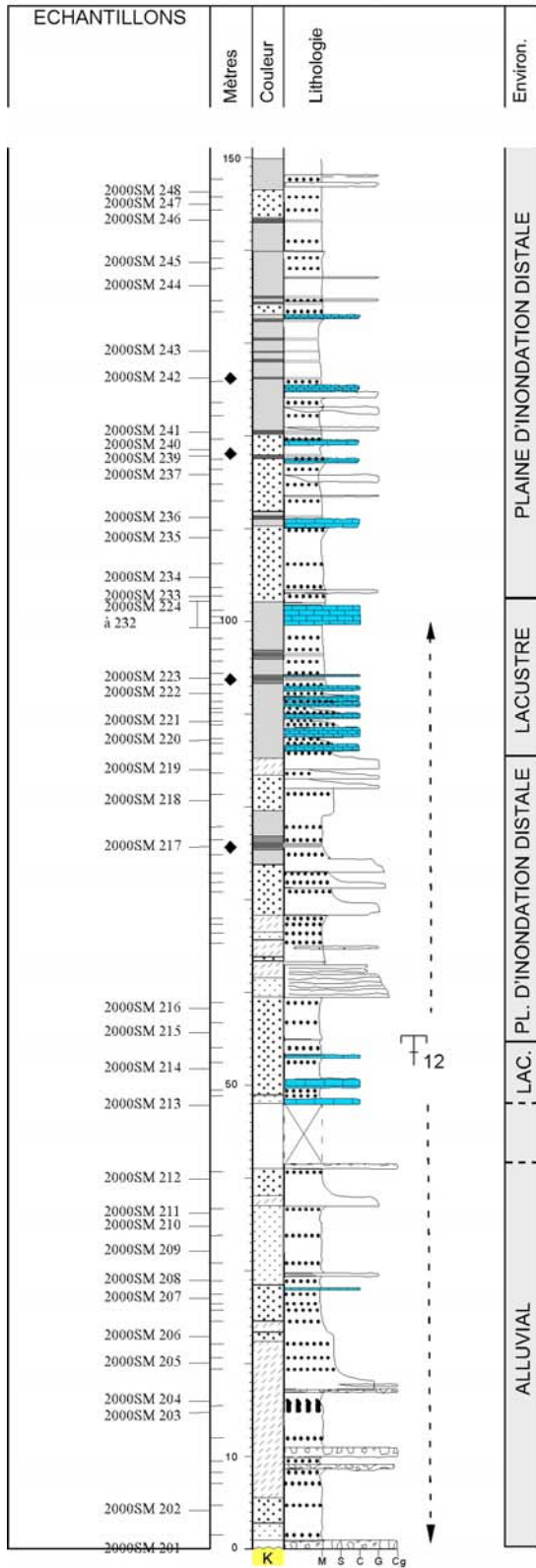
Coupe de l'Anticlinal



Coupe SBV

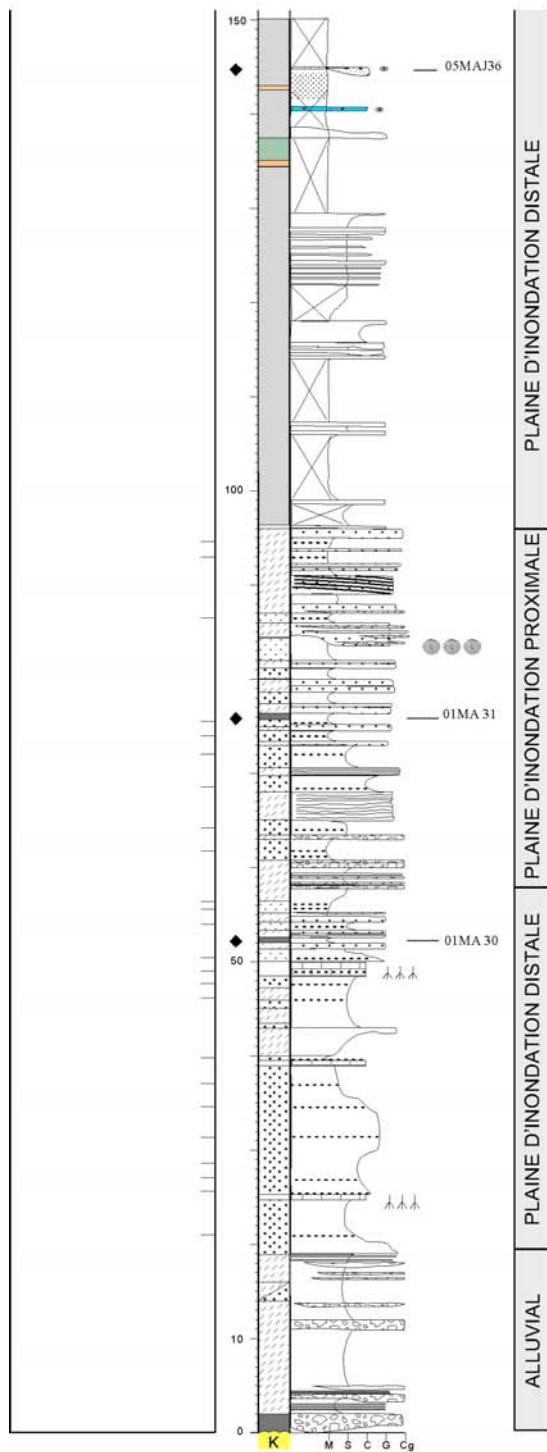


Coupe de Majastres - Saule Mort

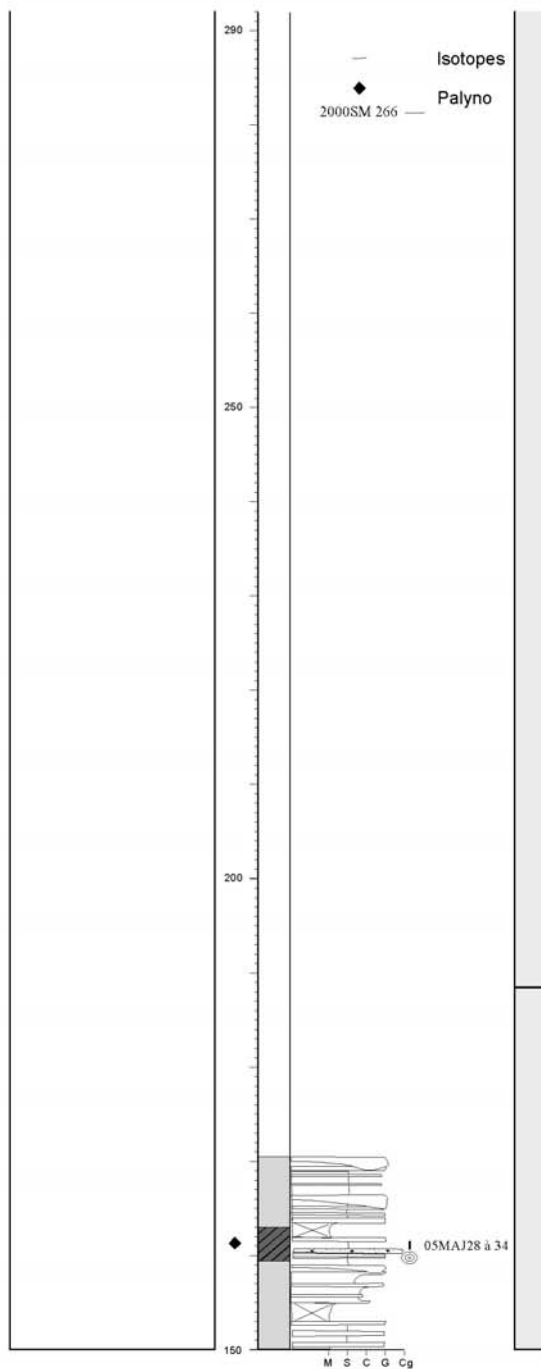


Coupe de Majastres - Village

ECHANTILLONS			
Mètres	Couleur	Lithologie	Environ.



ECHANTILLONS			
Mètres	Couleur	Lithologie	Environ.



Annexe 10 : Légendes et symboles

LITHOLOGIE

M Marnes	Nodules pédogéniques en horizon	Grès	
S Sables	Nodules éparses		Grès à stratifications entrecroisées
C Calcaires	Rhizocrétions		Grès à rides
G Grès		Nodules phréatiques		Grès à lits-plans
Cg Conglomérats	o o o o o			Doublets argilo-sableux
Conglomérats				Barres d'accrétion latérale
				Grès calcaireux
			Calcaires	
			Pédogénèse sur grès	
				Calcaire lacustre
				Calcaire lacustre à silex
				Calcaire gréseux
				Calcaire noduleux
				Calcaire palustre

SYMBOLES

	Litage oblique type flaser/wavy/lenticular		Trace de pédogénèse		Coquille de bivalve
	Stratifications entrecroisées		Terriers de bioturbations		Coquille de pecten
	Mégarides		Colonie de Microcodium		Coquille d'huître
	Granoclassement		Pholades en place		Coquille de gastéropode
	Site fossilifère		Débris ligniteux		Oncolite
			Débris de feuilles/plantes		Stromatolite

COULEURS (Bialkowski, 2004)

	rouge		lie-de-vin
	orange		verdâtre
	ocre		gris
	rose		marmorisation

ECHANTILLONNAGE

05GUE101	Analyses RX		Pic d' <i>Avicennia</i>
04GUE08	Palynologie		

SEQUENTIELLE

	MFZ : Maxi Flooding Zone
	TD : Transgressive Deposits
	SBZ : Sequence Boundary Zone
	HD : Highstand Deposits