

THESIS / THÈSE

DOCTEUR EN SCIENCES

Chémostratigraphie ($\delta^{13}\text{C}_{org}$) de dépôts du Paléogène en Europe (Belgique, France, Espagne), Asie (Inde) et Afrique (Maroc, Angola)
datations et corrélations de niveaux riches en mammifères terrestres

NOIRET, Corentin

Award date:
2021

Awarding institution:
Universite de Namur

[Link to publication](#)

General rights

Copyright and moral rights for the publications made accessible in the public portal are retained by the authors and/or other copyright owners and it is a condition of accessing publications that users recognise and abide by the legal requirements associated with these rights.

- Users may download and print one copy of any publication from the public portal for the purpose of private study or research.
- You may not further distribute the material or use it for any profit-making activity or commercial gain
- You may freely distribute the URL identifying the publication in the public portal ?

Take down policy

If you believe that this document breaches copyright please contact us providing details, and we will remove access to the work immediately and investigate your claim.



UNIVERSITÉ
DE NAMUR

Chémostratigraphie ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) de dépôts du Paléogène en Europe (Belgique, France, Espagne), Asie (Inde) et Afrique (Maroc, Angola) : datations et corrélations de niveaux riches en mammifères terrestres.

Dissertation présentée par Corentin Noiret en vue de
l'obtention du grade de Docteur en Sciences

2021

Version soutenance publique

Souvent déposées dans des paléoenvironnements marins proximaux à continentaux, les successions géologiques riches en mammifères terrestres sont fréquemment dépourvues d'éléments stratigraphiques robustes et indépendants des faunes elles-mêmes. Dans le Paléogène d'Europe, la stratigraphie des localités à mammifères se base sur des niveaux-repères (MP ; *Mammal Paleogene*), considérés comme des paliers évolutifs successifs eux-mêmes parfois peu contraints stratigraphiquement. En outre, l'endémisme régional de certaines faunes complexifie la datation fine de ces niveaux et les corrélations entre sites/bassins.

La stratigraphie isotopique (ou chémostratigraphie) sur la matière organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) est considérée comme un puissant outil en vue de préciser l'âge des niveaux fossilifères.

Dans cette optique, ce travail propose i) de cerner/discuter les apports/biais de la chémostratigraphie ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) et ii) d'identifier les grandes tendances isotopiques à long terme ($> \sim 1$ Ma) et à court terme ($< \sim 1$ Ma) de successions sédimentaires contenant des niveaux à mammifères paléogènes en Europe, Afrique et Asie.

Certaines tendances isotopiques à long terme caractéristiques du Paléocène et de l'Eocène inférieur, ainsi que les tendances isotopiques à court terme traduisant un réchauffement climatique global (*hyperthermals*) permettent d'affiner la datation de plusieurs sites à mammifères européens : Albas dans les Corbières, Campo dans les Pyrénées espagnoles, Fournes, Sainte-Eulalie et Azillanet dans le Minervois, Egem dans le Bassin de la mer du Nord et Prémontré dans le Bassin de Paris, entre les niveaux-repères MP6b et MP10 et d'inclure ces derniers au sein d'un canevas chémostratigraphique global.

En outre, les sites à mammifères de la région de Dakhla (Maroc) sont précisément positionnés aux environs de la limite Eocène-Oligocène ; une nouvelle interprétation chémostratigraphique est proposée pour les sites de Vastan et Tadkeshwar (Inde). En revanche, les nombreux hiati limitent l'apport de la chémostratigraphie sur la succession de Landana (Angola). La chémostratigraphie précise la chronologie des sites fossilifères, parfois au sein d'un même niveau-repère en Europe, et permet ainsi des corrélations globales indépendamment des contraintes évolutives.

Often deposited in marine proximal to continental palaeoenvironments, geological successions rich in terrestrial mammals are frequently lacking robust stratigraphic elements independent of the faunas themselves. In the Paleogene of Europe, the stratigraphy of mammal localities is based on reference-levels (MP; Mammal Paleogene), considered as successive evolutionary stages that are themselves sometimes not very stratigraphically constrained. Moreover, the regional endemism of certain faunas complicates the fine dating of these levels and the correlations between sites/basins.

Isotope stratigraphy (or chemostratigraphy) on organic matter ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) is considered as a powerful tool to specify the age of fossiliferous levels. With this in mind, this work proposes to i) identify/discuss the contributions/biases of chemostratigraphy ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) and ii) identify the major long-term ($> \sim 1$ Ma) and short-term ($< \sim 1$ Ma) isotopic trends of sedimentary successions containing palaeogene mammalian levels in Europe, Africa and Asia.

Certain long-term isotopic trends characteristic of the Paleocene and lower Eocene, as well as short-term isotopic trends reflecting global climatic warming (hyperthermals), allow the dating of several European mammal sites to be refined: Albas in the Corbières, Campo in the Spanish Pyrenees, Fournes, Sainte-Eulalie and Azillanet in the Minervois, Egem in the North Sea Basin and Prémontré in the Paris Basin, between the reference-levels MP6b and MP10, and to include them within a global chemostratigraphic framework.

In addition, the mammal sites of the Dakhla region (Morocco) are precisely positioned around the Eocene-Oligocene boundary; a new chemostratigraphic interpretation is proposed for the Vastan and Tadkeshwar sites (India). On the other hand, the numerous hiatus limit the contribution of the chemostratigraphy of the Landana succession (Angola). Chemostratigraphy specifies the chronology of fossiliferous sites, sometimes within the same benchmark level in Europe, and thus allows global correlations independently of evolutionary constraints.

« C'est la nuit qu'il est beau de croire à la lumière »

E. Rostand, Chantecler, 1910

Remerciements

Si vous lisez ces premières lignes, cela signifie que j'ai réussi à mener à terme le travail de plusieurs années. L'accomplissement de ce travail fut loin d'être une balade paisible, c'est pourquoi je voudrais remercier les personnes qui m'ont accompagné tout au long de cette aventure.

Je vais tout d'abord commencer par la personne à l'amorce de ce projet, mon promoteur Johan Yans. Merci pour votre patience à toute épreuve durant les moments difficiles de cette thèse. Merci pour votre disponibilité et bonne humeur lors de nos échanges et discussions.

Merci également aux membres de mon comité d'accompagnement de thèse, Thierry et Paola qui ont participé à l'encadrement de ce travail.

Je voudrais ensuite remercier les organismes, institutions et projets qui m'ont permis de financer l'ensemble de mes recherches ; le projet PalEurAfrica, initiateur de ce travail de recherche, financé par BELSPO ; l'Université de Namur et l'Université de Ghent qui m'ont également soutenu via un financement ; merci également au FNRS d'avoir supporté plusieurs déplacements à l'étranger dans le cadre de mes recherches.

Je voudrais ensuite remercier l'Université de Namur et particulièrement le département de géologie. Merci à tous mes collègues et amis pour leur bonne humeur dès le matin. D'abord mes collègues thésards de la vieille heure : Augu et Amaël. Une pensée pour toi Augu qui a dû supporter mes dizaines d'heures de sifflements... Merci à Gaëtan, pour ton aide précieuse au labo et ton soutien quotidien dans le département. Merci à Jean-Yves qui m'a initié aux techniques et manipulations de labo. Merci à Aude, Vincent, Collette, Lorraine, Louise, Alan, Romain, Michèle, Julien, Sébastien. Je m'excuse d'avance si j'ai omis de citer quelqu'un...

Merci à l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, et en particulier à Thierry, Floréal et Annelise. Merci pour votre accueil au sein de l'institut et pour votre bonne humeur sur le terrain. Merci à Thierry pour le partage de sa connaissance pointue des sites à vertébrés. Merci à Etienne pour sa disponibilité et sa précieuse connaissance de la stratigraphie de la Belgique.

Merci à l'Institut des Sciences de l'Evolution de Montpellier, en particulier un grand merci à Rodolphe et Bernard avec qui j'ai eu la chance de collaborer depuis de nombreuses années, et même en amont de cette thèse. Sans leur expertise des sites à mammifères du sud de la France, ce travail n'aurait pas pris cette forme. Merci de m'avoir accueilli durant 4 mois dans votre labo. Merci également aux nombreux doctorants pour ces discussions improbables sur l'évolution des baleines durant la pause de midi...

Merci à Marleen de Ceukelaire et Tommy Dheuvaert du Service Géologique de Belgique pour m'avoir permis d'accéder et collecter de nombreux échantillons de forage.

Merci au Musée d'Afrique Centrale de Tervuren et en particulier à Thierry De Putter et Florias Mees pour m'avoir ouvert les portes de leurs collections d'échantillons.

Merci au département de géologie de l'Université de Parme et en particulier à Paola et Antonella pour m'avoir accueilli au sein de votre département où j'ai pu préparer certains échantillons aux analyses isotopiques.

Merci au département de géologie de l'Université de Liège, à Frédéric Boulvain pour l'utilisation du microscope à cathodoluminescence.

Merci à l'Université de Ghent, à Stephen Louwye et Thomas Steeman pour leurs précieuses données sur les dinoflagellés.

Enfin je veux évidemment remercier mes parents sans qui tout ceci n'aurait jamais eu lieu... Merci pour votre soutien à tous les niveaux. Merci à Clem, Eglant et Hono. Merci à Kev, Mic et Quentin. Merci à Remo pour ton aide dans le levé et l'échantillonnage à Albas par 40°C.

Merci à toi mamy pour m'avoir encouragé avec tes bons petits plats. Merci à toi papy pour m'avoir encouragé. Tu es parti avant d'avoir vu la fin, je te dédie ce travail.

Résumé-Abstract	2
Remerciements	7
Chapitre I. Introduction	20
1.1. La chémostratigraphie, une utilisation évolutive	22
1.2. Paléontologie mammalienne	23
1.3. Chémostratigraphie $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et corrélations entre sites	25
1.4. Une nouvelle approche chémostratigraphique : les <i>hyperthermals</i> éocènes	26
1.5. Approche chémostratigraphique de la chronologie mammalienne	28
1.6. Vers une intégration « chémostratigraphique » des sites à mammifères éocènes d'Europe ?	29
1.7. Aperçu des chapitres développés dans ce travail	29
Chapitre II. Matériel et méthodes	33
2.1. Sites étudiés	36
2.2. Méthodes utilisées dans ce travail	38
2.2.1 Cathodoluminescence en microscopie optique à transmission	38
2.2.1.1. Principe de cathodoluminescence	39
2.2.1.2. Cathodoluminescence en microscopie optique	40
2.2.1.2.1. Instrumentation	40
2.2.1.2.2. Centre de luminescence	41
2.2.1.2.3. Caractérisation de la luminescence dans les roches carbonatées et implications pour les processus diagénétiques	41
2.3. Processus préparatoires des échantillons	42
2.3.1. Levé de coupe	42
2.3.2. Echantillonnage	44
2.3.3. Préparation des échantillons	47
2.3.4. Dosage des carbonates (calcimétrie)	47
2.3.5. Processus de décarbonatation pour analyses isotopiques sur carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)	48
2.3.6. Analyses quantitatives du %TOC (Total Organique Carbon content) et %S	
2.3.7. Analyses isotopiques sur <i>bulk</i> organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)	50
2.3.8. Analyses isotopiques sur <i>bulk</i> carbonaté ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$)	50
2.4. Terminologies utilisées dans ce travail	51
2.4.1. Chémostratigraphie	51
2.4.2. Signature isotopique	52
2.4.3. Excursion, <i>shift</i> , fluctuation et anomalie	52

2.4.4. Tendance	52
Chapitre III. Exemple d'enregistrement isotopique du refroidissement climatique global à la transition Eocène-Oligocène : le site à vertébrés de Dakhla - Maroc	54
3.1. Introduction	60
3.2. Geologic setting	61
3.3. Materials and methods	62
3.4. Description of lithological units	64
3.4.1. Garitas section	64
3.4.2. Porto Rico section	69
3.4.3. North Porto Rico and El Argoub sections	71
3.5. Correlations between the sections	72
3.6. Paleomagnetic analysis	73
3.6.1. Magnetic properties and characteristic directions	74
3.7. Carbon isotope geochemistry results	78
3.8. Discussion	81
Chapitre IV. Chémostratigraphie de l'Yprésien moyen-supérieur du Bassin de la Mer du Nord - Belgique	88
A. Premier enregistrement de l'évènement EECO dans le Bassin de la Mer du Nord - Belgique	89
4.A.1. Introduction	91
4.A.2. Materials and methods	95
4.A.3. Stratigraphic interpretation	96
4.A.3.1. Tielt Formation : 55.00m-54.65m	96
4.A.3.2. Panisel Sand Member (upper Hyon Sand Formation): 54.65m-46.25m	
4.A.3.2.1. Lithology	97
4.A.3.2.2. Calcareous microfauna and macrofauna	97
4.A.3.2.3. Calcareous nannofossils	99
4.A.3.2.4. Organic-walled microfossils	99
4.A.3.2.5. Organic carbon isotopes	100
4.A.3.3. Kwatrecht Member (lower Gentbrugge Formation): 46.25m-41.13m	100
4.A.3.3.1. Lithology	100
4.A.3.3.2. Calcareous microfauna and macrofauna	100
4.A.3.3.3. Calcareous nannofossils	101
4.A.3.3.4. Organic-walled microfossils	101
4.A.3.3.5. Organic carbon isotopes	102
4.A.3.4. Merelbeke Clay Member (middle Gentbrugge Formation): 41.13m – 37.55m	

4.A.3.4.1. Lithology	102
4.A.3.4.2. Calcareous microfauna and macrofauna	103
4.A.3.4.3. Calcareous nannofossils	103
4.A.3.4.4. Organic-walled microfossils	103
4.A.3.4.5. Organic carbon isotopes	104
4.A.3.5. Lede Sand Formation: 37.55m-28.45m	104
4.A.3.5.1. Lithology	104
4.A.3.5.2. Calcareous microfauna and macrofauna	105
4.A.3.5.3. Calcareous nannofossils	106
4.A.3.6. Wemmel Sand Member (lower Maldegem Formation): 28.45m-19.56m	
4.A.3.6.1. Lithology	107
4.A.3.6.2. Calcareous microfauna and macrofauna	107
4.A.3.6.3. Calcareous nannofossils	108
4.A.3.7. Asse Clay Member (lower Maldegem Formation): 19.56m-18.00m	109
4.A.3.7.1. Lithology	109
4.A.3.7.2. Calcareous microfauna and macrofauna	109
4.A.3.7.3. Calcareous nannofossils	110
4.A.3.8. Remainder of the Maldegem Formation: 18.00m-11.66m	110
4.A.4. Discussion	111
4.A.4.1. The Zemst dataset and its impact on Belgian stratigraphy	111
4.A.4.2. Organic carbon isotope evolution in the upper Ypresian of Belgium	113
4.A.4.3. Dinoflagellate cyst taxon <i>Apectodinium</i> as proxy for global warming	115
4.A.4.4. Fine tuning of the upper Ypresian-Lutetian calcareous nannofossil zonation at mid- latitudes	117
4.A.4.5. Reflection on the Ypresian-Lutetian transition in Belgium	118
4.A.5. Conclusions	120
B. Chémostratigraphie isotopique sur <i>bulk</i> organique ($\delta^{13}C_{org}$) de l'Yprésien moyen-supérieur du Bassin de la Mer du Nord – Belgique	122
4.B.1. Formations de l'Yprésien moyen-supérieur du nord-ouest de la Belgique	125
4.B.2. Matériel étudié	127
4.B.3. Résultats isotopiques du <i>bulk</i> organique ($\delta^{13}C_{org}$)	133
4.B.4. Intégration et discussion des résultats	135
4.B.4.1. Aspect sédimentologique propice à la préservation de la microfaune	135
4.B.4.2. Biostratigraphie de l'intervalle Yprésien moyen-supérieur	135
4.B.4.2.1. Nannofossiles calcaires	135
4.B.4.2.2. Site à mammifères	136

4.B.4.3. Corrélations régionales au sein du Bassin de la Mer du Nord	136
4.B.4.4. Corrélations globales de l'Yprésien moyen-supérieur et tentative de mise en évidence des <i>hyperthermals</i> associés	140
4.B.4.5. Apport du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ sur la position de l'EECO dans le Bassin de la Mer du Nord	141
4.B.4.6. A propos de la datation des vertébrés mammifères de la faune d'Egem (MP8+9) et de Prémontré (MP10)	145
Chapitre V. Chémostratigraphie des dépôts yprésiens du Bassin minervois – France	150
A. Apport de la chémostratigraphie dans la chronologie successive des sites à mammifères de l'Yprésien inférieur du Bassin du Minervois – France	151
5.A.1. Introduction	155
5.A.2. Geological setting	156
5.A.3. Material and methods	158
5.A.4. Results	159
5.A.4.1. Organic carbon isotopes	159
5.A.4.2. Organic content and palynofacies	162
5.A.4.3. Calcareous nannofossils	165
5.A.5. Discussion	165
5.A.5.1. Organic matter characterization	165
5.A.5.2. Early Ypresian carbon isotope trends and hyperthermals	166
5.A.5.3. Dating of the mammalian localities	167
5.A.5.4. European mammalian evolution during early Eocene hyperthermal events	
5.A.6. Conclusions	170
B. Effets diagénétiques sur la fiabilité des isotopes C et O du bulk carbonaté ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) – application à la séquence yprésienne du Minervois	173
5.B.1. Introduction	175
5.B.2. Geological setting	177
5.B.2.1. Minervois composite section chemostratigraphy	177
5.B.2.2. Paleoenvironmental evolution of the basin	180
5.B.3. Material and methods	181
5.B.3.1. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ sample preparation	181
5.B.3.2. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ sample preparation	185
5.B.3.3. Cathodoluminescence	185
5.B.3.4. Dickson staining method	185
5.B.4. Results	187
5.B.4.1. Bulk organic carbon isotopes	187
5.B.4.2. Bulk-rock carbon isotopes	188

5.B.4.3. Bulk-rock oxygen isotopes	188
5.B.4.4. Staining colors	189
5.B.4.5. Microfacies features	189
5.B.4.6. Optical microscopy cathodoluminescence	193
5.B.5. Discussion	194
5.B.5.1. Cathodoluminescence and staining processes contributions to diagenetic influence	195
5.B.5.2. Carbon and oxygen isotope diagenesis	199
5.B.5.2.1. Meteoric diagenesis	199
5.B.5.2.1.1. Carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}$)	199
5.B.5.2.1.2. Oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$)	203
5.B.5.2.2. Burial diagenesis	203
5.B.5.2.2.1. Carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}$)	204
5.B.5.2.2.2. Oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$)	204
5.B.5.3. Bulk $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ record	205
5.B.6. Conclusions	207
Chapitre VI. Chémostratigraphie $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ des dépôts éocènes inférieurs du Bassin de Cambay – Inde	209
A. New early Eocene vertebrate assemblage from western India reveals a mixed fauna of European and Gondwana affinities	210
6.A.1. Introduction	213
6.A.2. Material and methods	214
6.A.3. Geological setting	217
6.A.4. Systematic paleontology of the vertebrates from Tadkeshwar	221
6.A.5. Discussion	269
6.A.5.1. Diversity of the Tadkeshwar vertebrate fauna compared to that of Vastan	
6.A.5.2. Paleoenvironment and age of Tadkeshwar vertebrate assemblage	270
6.A.5.3. Paleobiogeographic origin and affinities of early Eocene Indian vertebrates	
6.A.6. Conclusions	277
B. Révision isotopique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) de la coupe de la mine de Tadkeshwar, Bassin de Cambay - Inde	278
6.B.1. Contexte géologique régional	280
6.B.1.1. Faciès lithologiques dans la carrière de Tadkeshwar	283
6.B.1.1.1. Niveaux de lignite	283
6.B.1.1.2. <i>Mudstone et mudstone</i> à coquilles	283
6.B.1.1.3. Niveaux carbonatés très indurés	283

6.B.1.1.4. Grès et conglomérats	284
6.B.1.1.5. Argiles à <i>Nummulites</i>	284
6.B.2. Méthodologie	286
6.B.3. Résultats	289
6.B.3.1. Résultats isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	289
6.B.4. Eléments de datation des niveaux à fossiles des mines de Vastan et Tadkeshwar	
6.B.5. Aperçu des études isotopiques des mines à lignites de Vastan et Tadkeshwar et tentatives d'intégrations stratigraphiques des niveaux à fossiles	293
6.B.6. Datation des sites à fossiles de Tadkeshwar – suggestions sur base des données isotopiques	296
Chapitre VII. Chémostratigraphie des dépôts continentaux de l'intervalle Paléocène-Eocène au site de Campo – Espagne	299
7.1. Introduction	303
7.2. Biostratigraphie	304
7.2.1. Foraminifères benthiques et nannofossiles calcaires	304
7.2.2. Mammifères placentaires	304
7.3. Chémostratigraphie isotopique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) de la transition continentale Paléocène-Eocène à Campo	305
7.3.1. Contexte géologique	305
7.3.2. Méthodologie	310
7.3.3. Résultats	311
7.3.3.1. Isotopes du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)	311
7.3.3.2. Isotopes du carbone inorganique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$)	312
7.3.3.3. Isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$)	312
7.3.4. Discussion	317
7.3.4.1. Etat de la matière organique	317
7.3.4.3. Amplitude et morphologie de la <i>CIE</i>	319
7.3.4.4. <i>Onset</i> de la <i>CIE</i> : timing relatif du dépôt du Conglomérat de Claret	
7.4. Discussion biostratigraphique additionnelle	325
7.4.1. Historique de la chémostratigraphie organique sur la position de l'Eocène dans la coupe de Campo	325
7.4.2. Implications sur l'âge du niveau fossilifère de Campo	328
Chapitre VIII. Révision biostratigraphique et chémostratigraphique des dépôts paléogènes du Bassin du Congo	332
8.1. Introduction	335
8.2. Geographical, geological, and paleontological context	338
8.3. Material and methods	339

8.3.1. Stratigraphical sections and rock samples	339
8.3.2. Bulk organic carbon isotopes	340
8.3.3. Planktonic foraminifera	341
8.3.4. Palynological methodology	342
8.3.5. Sources used for the analysis of the evolution of the invertebrates and vertebrates	343
8.4. Results	344
8.4.1. Carbon isotopes on organics	344
8.4.2. Planktonic foraminifera assemblage of the Landana section	345
8.4.3. Palynomorphs of the Bololo and Manzadi sections	349
8.4.4. <i>Invertebrates</i>	351
8.4.4.1. <i>Echinoidea</i>	351
8.4.4.2. <i>Bivalvia</i>	352
8.4.4.3. <i>Cephalopoda</i>	352
8.4.5. Vertebrates	353
8.4.5.1. <i>Elasmobranchii</i>	353
8.4.5.2. <i>Actinopterygii</i>	354
8.4.5.3. <i>Squamates</i>	356
8.4.5.4. <i>Testudines</i>	357
8.4.5.5. <i>Crocodyliformes</i>	357
8.5. Discussion	360
8.5.1. Integrated bio-chemostratigraphy of the Landana section: new age calibration of the Landana section	360
8.5.2. Characterization of the Landana faunas	368
8.5.3. Landana as a reference section for Central Africa: comparison with the fauna from Bololo and Manzadi sections	373
8.5.4. Comparison with the phosphate basins of Morocco	377
8.5.5. Paleobiogeographic implications	382
8.5.6. Additional remarks on the potential connections between Central Africa and Tethyan area	385
8.6. Conclusions	386
Chapitre IX. Chémostratigraphie du Paléocène continental des Corbières (France)	389
9.1. Introduction	393
9.2. Contexte géologique	394
9.3. Assemblage stratigraphique des coupes	395
9.3.1. Coupe « Albas Ouest »	395

9.3.2. Coupe « Albas Est »	397
9.4. Découpage litho-chronologique des dépôts au nord du Massif de Monthoumet, secteur d'Albas (<i>sensu</i> Plaziat 1966).	398
9.5. Données sur les macrofaunes à vertébrés	401
9.6. Stratigraphie isotopique des coupes d'Albas	402
9.6.1. Résultats isotopiques de la coupe Albas Ouest	402
9.6.2. Résultats isotopiques de la coupe d'Albas Est	404
9.7. Interprétation des données isotopiques	406
9.7.1. Définition des jalons stratigraphiques	406
9.7.2. Éléments de corrélation	407
9.7.3. Stratigraphie isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	409
9.7.3.1. Coupe Albas Ouest	409
9.7.3.2. Coupe Albas Est	411
9.8. Morphologies et comparaisons des <i>CIE</i> des coupes Albas Moulin et Albas Est	413
9.9. Discussion sur l'âge de la séquence continentale d'Albas	416
9.9.1. Sur l'âge des ingressions marines	416
9.9.1.1. Ingression marine 1	416
9.9.1.2. Ingression marine 2	417
9.9.1.3. Sur l'importance des jalons (bio)-stratigraphiques	417
9.9.2. Niveaux à vertébrés de Le Clot et Albas	418
Chapitre X. Conclusions générales	435
A. Apports méthodologiques	437
A.1. Méthode pré-analytique	437
A.2. Méthode analytique	438
A.2.1. Carbone inorganique résiduel	438
A.2.2. Acidification et rinçage	439
A.2.2.1. Choix de la méthode et de l'acide	439
A.2.2.2. Concentration en carbone organique, taille et homogénéité de l'échantillon	439
A.2.3. Facteurs limitants de la méthode et solutions envisagées	440
A.2.4. Reproductibilité inter-laboratoires des analyses	441
B. Jalons stratigraphiques	444
B.1. Choix des sites étudiés	444
B.2. L'importance de la stratigraphie	445
B.2.1. La chémostratigraphie dirigée par la stratigraphie	448
B.2.2. Résolution chémostratigraphique et épaisseur des coupes	450

C. Chémostratigraphie des tendances à long terme et à court terme	452
C.1. Chémostratigraphie des tendances isotopiques à long terme	453
C.2. Chémostratigraphie des tendances isotopiques à court terme - <i>hyperthermals</i>	
C.3. Corrélations stratigraphiques sur base isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	463
D. Apport de la chémostratigraphie ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) à la datation des sites à vertébrés au Paléogène	
D.1. Biochronologie européenne des mammifères du Paléogène : le concept des niveaux-repères	465
D.2. Biozones PE I-V	465
D.3. Approche chémostratigraphique des sites à mammifères du Paléogène inférieur en Europe	466
Annexes	475
Annexe 3.1.	477
Annexe 3.2.	479
Annexe 5.1.	481
Annexe 6.1.	482
Annexe 9.1.	484
Références bibliographiques	493

Ce travail se base sur les publications *peer-review* suivantes :

- Benammi, M., Adnet, S., Marivaux, L., Yans, J., **Noiret, C.**, Tabuce, R., Surault, J., El Kati, I., Enault, S., Baidder, L., Saddiqi, O. and Benammi, M., 2019. Geology, biostratigraphy and carbon isotope chemostratigraphy of the Palaeogene fossil-bearing Dakhla sections, southwestern Moroccan Sahara. *Geological Magazine*, 156 (1), 117-132.
- Steurbaut, E., King, C., Matthijs, J., **Noiret, C.**, Yans, J. and Van Simaey, S., 2015. The Zemst borehole, first record of the EECO in the North Sea Basin and implications for Belgian Ypresian-Lutetian stratigraphy. *Geologica Belgica*, 18/2-4, 147-159.
- **Noiret, C.**, Steurbaut, E., Tabuce, R., Marandat, B., Schnyder, J., Storme, J.-Y. and Yans, J. 2016. New bio-chemostratigraphic dating of a unique early Eocene sequence from southern Europe results in precise mammalian biochronological tie-point. *Newsletters on Stratigraphy*, 49(3), 469-480.
- Smith, T., Kumar, K., Rana, R.S., Folie, A., Solé, F., **Noiret, C.**, Steeman, T., Sahni, A., and Rose, K.D., 2016. New early Eocene vertebrate assemblage from western India reveals a mixed fauna of European and Gondwana affinities. *Geoscience Frontiers*, 7, 969-1001.
- Solé, F., **Noiret, C.**, Desmares, D., Adnet, S., Taverne, L., De Putter, T., Mees, F., Yans, J., Steeman, T., Louwye, S., Folie, A., Steevens, N.J., Gunnell, G.F., Baudet, D., Kitambala Yaya, N. and Smith, T., 2019. Reassessment of historical sections from the Paleogene marine margin of the Congo Basin reveals an almost complete absence of the Danian deposits. *Geoscience Frontiers*, 10, 1039-1063.

CHAPITRE I – INTRODUCTION

1.1. La chémostratigraphie, une utilisation évolutive

Dans ce travail les termes « chémostratigraphie » (ou « chimiostratigraphie ») et « stratigraphie isotopique » seront largement évoqués. La chémostratigraphie peut se résumer en l'analyse des variations stratigraphiques d'éléments chimiques ou isotopiques dans le but de déterminer des séquences sédimentaires (Das, 1997). De manière plus spécifique, la chémostratigraphie utilisée dans ce travail se focalise sur la composition des isotopes stables du carbone des sédiments, proxy particulièrement puissant et efficace (Weissert et al. 2008). Ce travail va se concentrer sur les signatures isotopiques du carbone inorganique (*bulk* carbonaté $\delta^{13}\text{C}$ ou $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$ ou $\delta^{13}\text{C}_{\text{inorg}}$) et organique (matière organique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$). Les perturbations des cycles biogéochimiques au cours des temps géologiques ont affecté les signatures isotopiques, en particulier celles du carbone, ce qui se manifeste par des excursions isotopiques positives ou négatives. Les longues tendances isotopiques, ou tendances isotopiques « à long terme » qui peuvent s'étendre sur plusieurs millions d'années sont ponctuées par de nombreux *shifts* isotopiques très brefs ou tendances isotopiques « à court terme », et parfois appelés *hyperthermals* dans le cas d'un réchauffement « court » à l'échelle globale. Ces courts évènements isotopiques sont très précieux car, outre leur intérêt paléoclimatique, ils peuvent servir de « marqueur temporel isotopique » et être utilisés pour établir des corrélations stratigraphiques à grande échelle (ex. Knoll et al. 1986 ; Knoll & Walter, 1992). Bien que jusqu'à présent largement moins utilisées que les *hyperthermals*, les tendances isotopiques à long terme peuvent, elles aussi, servir d'outil stratigraphique, surtout dans les séries continentales où les autres informations stratigraphiques sont absentes/lacunaires.

Plusieurs facteurs ont contribué au développement de la chémostratigraphie. La demande croissante en hydrocarbures a fortement contribué au développement de la chémostratigraphie comme outil d'exploration, identification et caractérisation des réservoirs à hydrocarbures. Le deuxième facteur est l'amélioration des instruments de mesure (rapidité et précision) et la fiabilité des analyses inhérentes. Le troisième facteur est la grande disponibilité des enregistrements stratigraphiques marins continus issus des campagnes de forages DSDP (Deep Sea Drilling Project) et ODP (Ocean Drilling Project), qui ont facilité les collaborations scientifiques, l'accès aux données analytiques, et l'intégration de la chémostratigraphie avec ces données de référence.

C'est à partir des années 80 que le terme *chemostratigraphy* devient plus fréquemment utilisé dans les publications scientifiques. Historiquement, la géochimie était utilisée pour déterminer les compositions géochimiques et/ou isotopiques d'une unité de dépôt propre afin de relier les changements observés à des événements géologiques. Plus tard, la chémostratigraphie trouve un intérêt dans les comparaisons des profils géochimiques très contrastés, comme par exemple à travers les limites géochronologiques majeures. Les reports des concentrations anormales en iridium à la limite Crétacé-Paléogène et les corrélations entre différents sites sont un exemple d'utilisation historique de la chémostratigraphie. Autrement dit, la chémostratigraphie était utilisée en complément d'autres proxies géologiques pour interpréter les phénomènes géologiques. De nos jours, la chémostratigraphie occupe pleinement sa place parmi les nombreux outils utilisés en géologie (y compris en stratigraphie) et participe à l'identification des causes des variations stratigraphiques des compositions chimiques, notamment en vue de mieux circonscrire l'âge de faunes mammaliennes.

1.2. Paléontologie mammalienne

Dès les années 2000 et la définition formelle de la limite Paléocène-Eocène par une excursion négative très brève du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ (*PETM – Paleocene Eocene Thermal Maximum* ; Luterbacher et al. 2000 ; Dupuis et al. 2003), les études combinant chémostratigraphie et paléontologie s'étoffent fortement. Cette limite se caractérise par de profondes modifications de la géo-biosphère suite à un réchauffement climatique global, rapide et assez ample. Ces bouleversements environnementaux sont propices aux extinctions, mais aussi à l'apparition de nouveaux taxons.

Dans leur publication sur les isotopes stables (carbone/oxygène) provenant de forages ODP (Site 690B), Kenneth & Stott (1991) observent des *shifts* isotopiques brefs et intenses, à la fois sur les signaux $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ durant le « Paléocène terminal ». Koch et al. (1992) remarquent que ce même *shift* isotopique coïncide avec le plus grand *turnover* des faunes mammaliennes à la limite Paléocène-Eocène et l'apparition d'ordres modernes de mammifères tels que Perissodactyla, Artiodactyla et les Primates (ex. Gingerich 2006 ; Rose, 2006 ; Rose et al. 2012).

Ces nouveaux taxons sont particulièrement bien documentés en Amérique du Nord, surtout dans les *Clarks Fork/Bighorn basins* (ex. Rose 1981 ; Gingerich 1989) où l'on peut observer une séquence sédimentaire assez continue et des changements fauniques bien marqués autour de la limite Paléocène/Eocène. Ces changements fauniques sont suffisamment marqués pour établir des unités biochronologiques : les *Land-mammal ages*. Ces derniers décrivent l'âge et la succession d'évènements dans l'évolution des faunes, sur base des assemblages caractéristiques de mammifères, des segments de lignées, ou dans certains cas, sur les premières ou dernières apparitions (voir Rose, 2006). En Amérique du Nord ces *Land-mammal ages* portent le nom de *NALMA* (*North American Land-mammal ages*).

Cette particularité américaine n'est pas analogue à la situation en Europe où les sites paléogènes à mammifères sont très souvent discontinus et moins complets (Lofgren et al. 2004). Pour tenter de pallier ce désavantage, les paléontologues ont défini l'échelle biochronologique des mammifères pour le Paléogène continental en Europe durant le *Symposium* de Mayence (1987), qui se base sur la succession de niveaux-repères de référence MP – pour *Mammal Paleogene* ; *ELMA* (*European Land-mammal ages*) (Schmidt-Kittler et al. 1987) (Fig. 1.1).

Ep.	Stage	MP	Reference-level
EOCENE	Priabonian	20	St-Capraise-d'Eymet
		19	Escamps
		18	La Débruge
		17b	Perrière
		17a	Fons 4
	Bartonian	16	Robiac
		15	La Livinière 2
		14	Egerkingen $\alpha+\beta$
	Lutetian	13	Geiseltal-obere Mittelkohle
		12	Geiseltal-untere Mittelkohle
		11	Geiseltal-Unterkohle
	Ypresian	10b	Rouzilhac
		10	Grauves
		8-9	Avenay
7		Dormaal	
PAL.	Thanetian	6b	Claret-4
		6	Cernay
	Dan./Sel.	1-5	Hainin

▲ Figure 1.1. Niveaux-repères européens étudiés dans ce travail pour l'intervalle Paléocène-Eocène. Modifié d'après Legendre & Lévêque (1997).

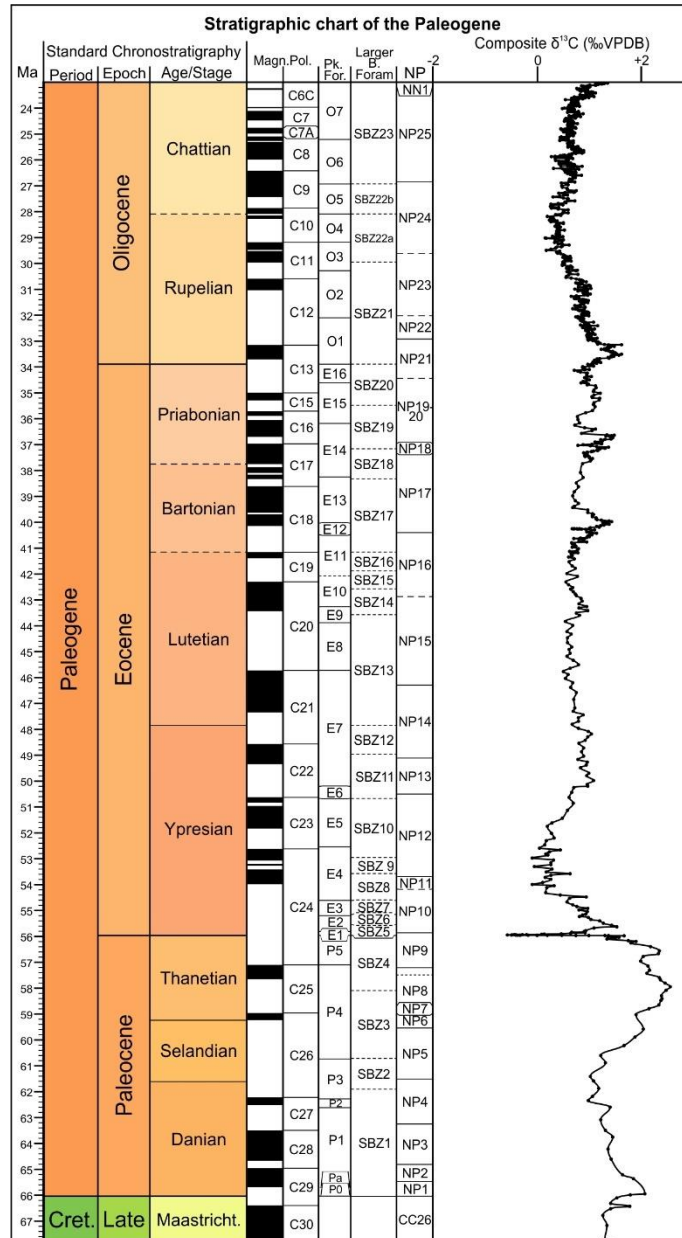
Ces niveaux repères sont définis par une faune locale, riche et représentative d'une période de temps précise (Schmidt-Kittler et al. 1987). L'attribution d'une faune à un niveau-repère MP se base sur le critère suivant : la présence d'un taxon ou groupe de taxons. Chaque nouveau site livrant des fossiles de mammifères est donc attribué à un niveau-repère de référence : la nouvelle faune est soit rattachée à l'un des niveaux-repères MP définis, soit interprétée comme étant transitoire vis-à-vis de deux niveaux-repères (Escarguel et al. 1997). L'échelle biostratigraphique pour les mammifères européens du Paléogène est donc une chronologie relative : les différents échelons que constituent les niveaux-repères sont superposés les uns aux autres selon les critères archaïques ou dérivés des faunes les composant (Fig. 1.1).

1.3. Chémostratigraphie $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et corrélations entre sites

Les courbes isotopiques du carbone sont de manière générale difficiles et complexes à interpréter en terme environnemental, mais sont d'excellents outils de corrélation (ex. Ramkumar, 1999 ; Berger, W.H. & Vincent, E., 1981 ; Jenkyns et al. 2002). Ces corrélations peuvent être réalisées à la fois sur les isotopes organiques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) et inorganiques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{inorg}}$ ou $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) du carbone. Dans ce travail, les isotopes du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) seront privilégiés afin de (i) fournir des données même dans les séquences peu/pas carbonatées (fréquentes à la limite Paléocène-Eocène) et (ii) limiter les éventuelles altérations diagénétiques du *bulk* carbonaté ($\delta^{13}\text{C}_{\text{inorg}}$). Aussi, afin d'assurer une bonne continuité des enregistrements isotopiques tout le long de la séquence étudiée, les données isotopiques sur les nodules carbonatés ($\delta^{13}\text{C}_{\text{nod}}$) seront écartées, car ces derniers ne sont pas toujours présents dans les niveaux de la succession étudiée. Le signal isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ demeure un bon compromis pour assurer une bonne continuité dans les enregistrements sur de longues séquences sédimentaires en domaine continental. Ces longues séquences isotopiques obtenues peuvent ensuite être comparées et corrélées entre elles, moyennant un jalon (bio)-stratigraphique.

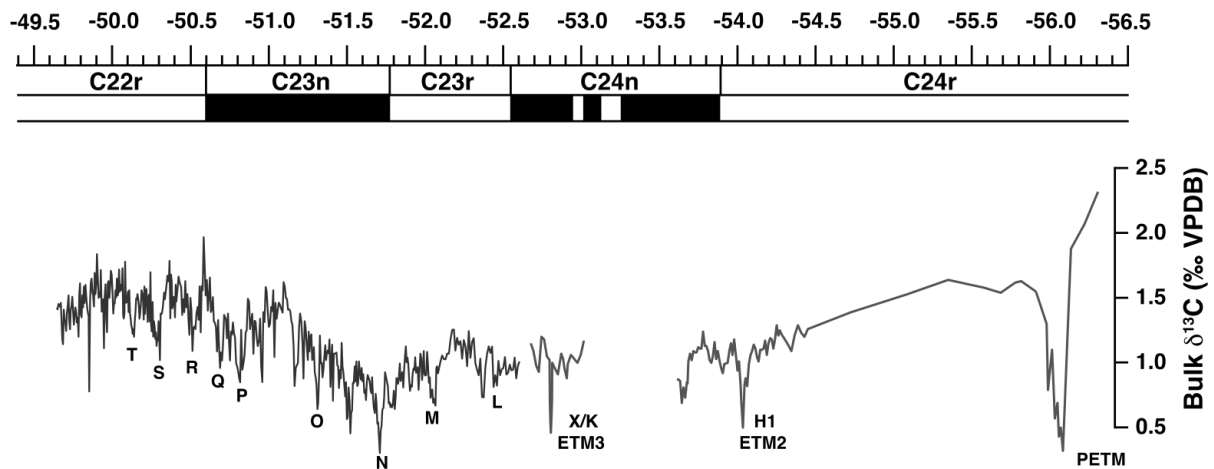
1.4. Une nouvelle approche chémostratigraphique : les *hyperthermals* éocènes

A partir de la fin du Paléocène et jusqu'à l'Eocène inférieur, la terre connaît une période de réchauffement climatique dont le climax se déroule durant l'Yprésien moyen-supérieur (*EECO – Early Eocene Climatic Optimum*) (ex. Westerhold & Röhl, 2009 ; Hyland & Sheldon, 2013) (Fig. 1.2).



▲ Figure 1.2. Charte stratigraphique du Paléogène. La courbe isotopique $\delta^{13}\text{C}$ est une compilation de plusieurs publications. Figure modifiée d'après Vandenberghe et al., 2012, dans Gradstein et al., 2012. The Geological Time Scale 2012.

Superposés à ce réchauffement global à long terme du climat (qui se traduit notamment par des variations isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ à long terme), de nombreux courts épisodes de réchauffements sont enregistrés à l'échelle globale. Le plus connu des ces épisodes est le *PETM* (ou *ETM-1 – Eocene Thermal Maximum 1*). Ces épisodes sont corrélés à des anomalies isotopiques assez ponctuelles vis-à-vis de la variabilité climatique du *background* (ex. Dunkley Jones et al. 2018). A ce jour, on en compte plus de 39 – plus ou moins importants – entre la fin du Paléocène et la fin de l'Eocène inférieur (ex. Lauretano et al. 2016) (Fig. 1.3). L'identification de ces événements ponctuels au sein des séquences isotopiques et leur positionnement chronostratigraphique sera probablement le prochain défi de la chémostratigraphie (corrélation des séquences isotopiques) au Paléogène. L'identification de ces *hyperthermals*, bien que très compliquée en domaine continental où les autres outils stratigraphiques font souvent défauts, joue un rôle clef dans les corrélations isotopiques. Par exemple les *hyperthermals ETM2 et ETM3 (Eocene Thermal Maximum)* sont déjà utilisés – après identification – comme marqueur de corrélation entre différents sites.



▲ Figure 1.3. Exemple d'enregistrement isotopique $\delta^{13}\text{C}$ (coupes Bottaccione et Contessa Road) du Paléocène terminal et Eocène inférieur. Les lettres capitales se réfèrent aux *hyperthermals* de l'Eocène inférieur. Modifié d'après Galeotti et al., 2017.

1.5. Approche chémostratigraphique de la chronologie mammalienne

L'approche de classification européenne des niveaux-repères est une alternative au système américain, qui était suffisante à l'époque de sa création afin de dater les différents sites à mammifères. La multiplication des découvertes de nouveaux sites à fossiles au cours des dernières années, ainsi que le développement des techniques et méthodes de datation contribuent à étoffer l'arbre des niveaux-repères, amenant ce dernier à certaines limites. De nouveaux sites à fossiles se rapprochent en effet plutôt d'un (ou plusieurs) niveau(x)-repère intermédiaire(s), voire d'un sous-niveau-repère dans cette classification.

Depuis les années 2000, de plus en plus d'études chémostratigraphiques parviennent à préciser le positionnement chronostratigraphique de sites à mammifères, en Europe (ex. Smith et al., 2006 ; Domingo et al., 2009 ; Smith et al., 2011 ; Smith et al., 2014 ; Yans et al., 2014b ; López-Martínez et al., 2017), aux Etats-Unis (ex. Magioncalda et al. 2004 ; Gingerich 2006 ; Smith et al., 2006 ; Abels et al. 2012) ou en Asie (ex. Bowen et al. 2002 ; Clyde et al., 2008) particulièrement autour de la limite Paléocène-Eocène (identifiée grâce au *shift* isotopique remarquable du *PETM*) où les changements paléontologiques sont fortement marqués. Ces études autour de cet intervalle P/E initient l'élargissement des champs d'études, non plus limités au seul *PETM*, mais aux millions d'années de part et d'autre de cette limite.

Ces nouveaux champs d'exploration impliquent deux principales nouvelles problématiques. La première repose sur l'interprétation des résultats isotopiques de la séquence chémostratigraphique étudiée. La séquence isotopique $\delta^{13}\text{C}$ – hors intervalle *PETM* – présente très souvent plusieurs signaux isotopiques, qui sans la présence d'un jalon stratigraphique, pourraient être mal positionnés. Des signaux similaires se rencontrent en effet à différentes périodes de temps. Par ailleurs, au contraire des séquences isotopiques marines (cf. forages *ODP*, *DSDP*, etc.) qui intègrent une biostratigraphie aux multiples taxons et souvent assez continue (nannoplanctons calcaires, dinoflagellés et foraminifères), les séquences strictement continentales ne présentent pas cet avantage, ce qui mène à la deuxième problématique. Les sédiments d'où sont extraits les fossiles de vertébrés mammifères continentaux sont souvent strictement continentaux, bien que des faunes de fossiles continentaux soient retrouvées dans des sédiments marins peu profonds ou lagunaires.

La conséquence est l'absence de marqueurs biostratigraphiques, ce qui rend plus complexe l'accroche chémostratigraphique de la séquence par rapport à la chronostratigraphie standard et les corrélations entre les différentes séquences. Ainsi, l'étude chémostratigraphique nécessite l'intégration de jalons stratigraphiques, souvent à partir de la biostratigraphie et magnétostratigraphie. A partir de ces jalons, souvent assez peu précis en domaine continental, la chémostratigraphie fournit des arguments en vue de préciser la stratigraphie des successions/faunes envisagées.

1.6. Vers une intégration « chémostratigraphique » des sites à mammifères éocènes d'Europe ?

Ce travail aura pour objectifs d'aborder la chémostratigraphie isotopique, essentiellement sur le carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) de séquences continentales paléogènes contenant des fossiles de mammifères. Les deux gammes de temps (à long terme *versus* à court terme – voir ci-dessus) seront envisagées dans cette thèse. Plusieurs sites seront étudiés, principalement en Europe (Belgique, France, Espagne), mais aussi en Asie (Inde) et en Afrique (Angola, Maroc). Une séquence isotopique est proposée pour chacune de ces sections plus ou moins épaisses (quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres). Après calibrage de la séquence isotopique par les jalons stratigraphiques disponibles, ce travail va permettre de proposer : (1) un « **canevas chémostratigraphique** » du site à mammifère et sa position vis-à-vis d'éventuels *hyperthermals* bien identifiables – ou non ; (2) des **corrélations à l'échelle globale** des séquences isotopiques et donc *de facto* une **chronologie des sites à mammifères** ; (3) une première ébauche d'un « **canevas chémostratigraphique** » pour les successions de niveaux-repères, principalement en Europe.

1.7. Aperçu des chapitres développés dans ce travail

Plus précisément, la présente introduction sera suivie par les chapitres suivants :

Chapitre II – Matériel et méthodes. Ce chapitre abordera les différents sites étudiés dans cette thèse ainsi que les différents modes opératoires utilisés dans ce travail.

Chapitre III – Exemple d’enregistrement isotopique du refroidissement climatique global à la transition Eocène-Oligocène : le site à vertébrés de Dakhla – Maroc. Ce chapitre se focalise sur une étude paléontologique/chémostratigraphique de fossiles vertébrés au sein de dépôts marins peu profonds autour d’une limite géochimique distincte, se caractérisant par un refroidissement global du climat.

Chapitre IV – Chémostratigraphie de l’Yprésien moyen-supérieur du Bassin de la Mer du Nord – Belgique. Ce chapitre abordera la chémostratigraphie de l’Yprésien moyen à supérieur de dépôts marins peu profonds autour d’un site à fossiles de mammifères. Ce site présente la particularité de présenter une biostratigraphie marine assez continue et précise, contrastant avec les sites continentaux. Cet atout permet d’affiner les interprétations isotopiques de ce site et préciser certains évènements isotopiques à court terme ou *hyperthermals*.

Chapitre V – Chémostratigraphie des dépôts yprésiens du Bassin minervois – France. Ce chapitre se consacre à l’étude chémostratigraphique d’une succession sédimentaire continentale contenant trois sites à mammifères successifs et d’âges distincts. Une discussion sera également abordée à propos de l’utilisation des signaux isotopiques sur le *bulk* inorganique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$).

Chapitre VI – Chémostratigraphie isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de l’Eocène inférieur du Bassin de Cambay – Inde. Ce chapitre discutera largement l’approche paléontologique des sites à vertébrés de Tadkeshwar. Ce chapitre inclut également une discussion à propos de la chémostratigraphie de la succession sédimentaire de Tadkeshwar et sur la position « chémostratigraphique » des sites à vertébrés.

Chapitre VII – Chémostratigraphie des dépôts continentaux de l’intervalle Paléocène-Eocène au site de Campo – Espagne. Ce chapitre se consacre à l’étude de la limite Paléocène-Eocène (*PETM*) au site de Campo et de la position du site à mammifères au sein de la séquence isotopique.

Chapitre VIII – Révision biostratigraphique et chémostratigraphique des dépôts paléogènes du Bassin du Congo – Angola. Ce chapitre constitue une relecture moderne de travaux antérieurs (années 1930-1940), notamment une approche chémostratigraphique.

Chapitre IX – Chémostratigraphie du paléocène continental des Corbières – France. Ce chapitre développe une approche chémostratigraphique sur une succession sédimentaire continentale incluant un site à mammifères. Ce site est intéressant de par son importante épaisseur de dépôts (relativement continue) de plusieurs centaines de mètres. Ce site illustre parfaitement l'importance des corrélations isotopiques à long terme, mais également à court terme.

Chapitre X – Conclusions générales. Ce chapitre développe l'intégration et la discussion des résultats issus des chapitres évoqués ci-dessus.

CHAPITRE II – MATERIEL ET METHODES



De nombreuses études chémostratigraphiques relatives aux isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) se concentrent sur la fraction carbonatée. De tels signaux isotopiques peuvent être mesurés et interprétés sur divers composants carbonatés, comme le *bulk* carbonaté, les fragments de coquille, certains foraminifères (si possible mono-spécifiques) ou les nodules carbonatés pédogéniques. Durant les dernières décennies, diverses méthodologies alternatives ont été mises au point, dont la chémostratigraphie basée sur le **carbone organique** ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$). De manière similaire aux carbonates, les signaux isotopiques peuvent être mesurés sur différents éléments organiques tels que le *bulk* organique (*dispersed organic carbon* ou *particulate organic carbon*), sur des fragments de bois ($\delta^{13}\text{C}_{\text{wood}}$) ou sur un composant spécifique (lipide, lignine, cellulose, etc.).

La chémostratigraphie isotopique a rapidement démontré son efficacité en tant qu'outil de corrélation régional et/ou global en se basant sur le carbone issu des carbonates ou sur le carbone organique (Kennett & Stott 1991 ; Koch et al. 1992). Cependant l'une des conditions limitantes de cette utilisation en tant qu'outil de corrélation, est la nécessité quasi systématique de disposer de jalons stratigraphiques de calibration qui peuvent fournir des bases, même approximatives, de l'âge des sédiments étudiés. Les plus fréquemment utilisés sont la biostratigraphie et la magnétostratigraphie. Avant toute interprétation chémostratigraphique, il est donc essentiel d'estimer l'intervalle de temps géologique considéré. Les résultats isotopiques seront alors utilisés pour préciser, au sein de cet intervalle de temps, la stratigraphie des sédiments étudiés.

De plus, plusieurs facteurs élémentaires et préliminaires aux interprétations isotopiques doivent être scrupuleusement pris en compte. Parmi ceux-ci, nous pouvons citer : (1) un échantillonnage précis, en cohérence avec le levé géologique associé et les objectifs chémostratigraphiques ; (2) une méthodologie de préparation méticuleuse et homogénéisée ; (3) une compréhension des facteurs externes pouvant impacter le signal isotopique.

Ce chapitre propose ici (1) une description des échantillonnages effectués au cours de ce travail ; (2) une description de la méthodologie appliquée sur le *bulk* organique dans le cadre de ce travail ; (3) un aperçu de l'impact de diagenèse sur la qualité du signal isotopique du *bulk* carbonaté (carbone et oxygène).

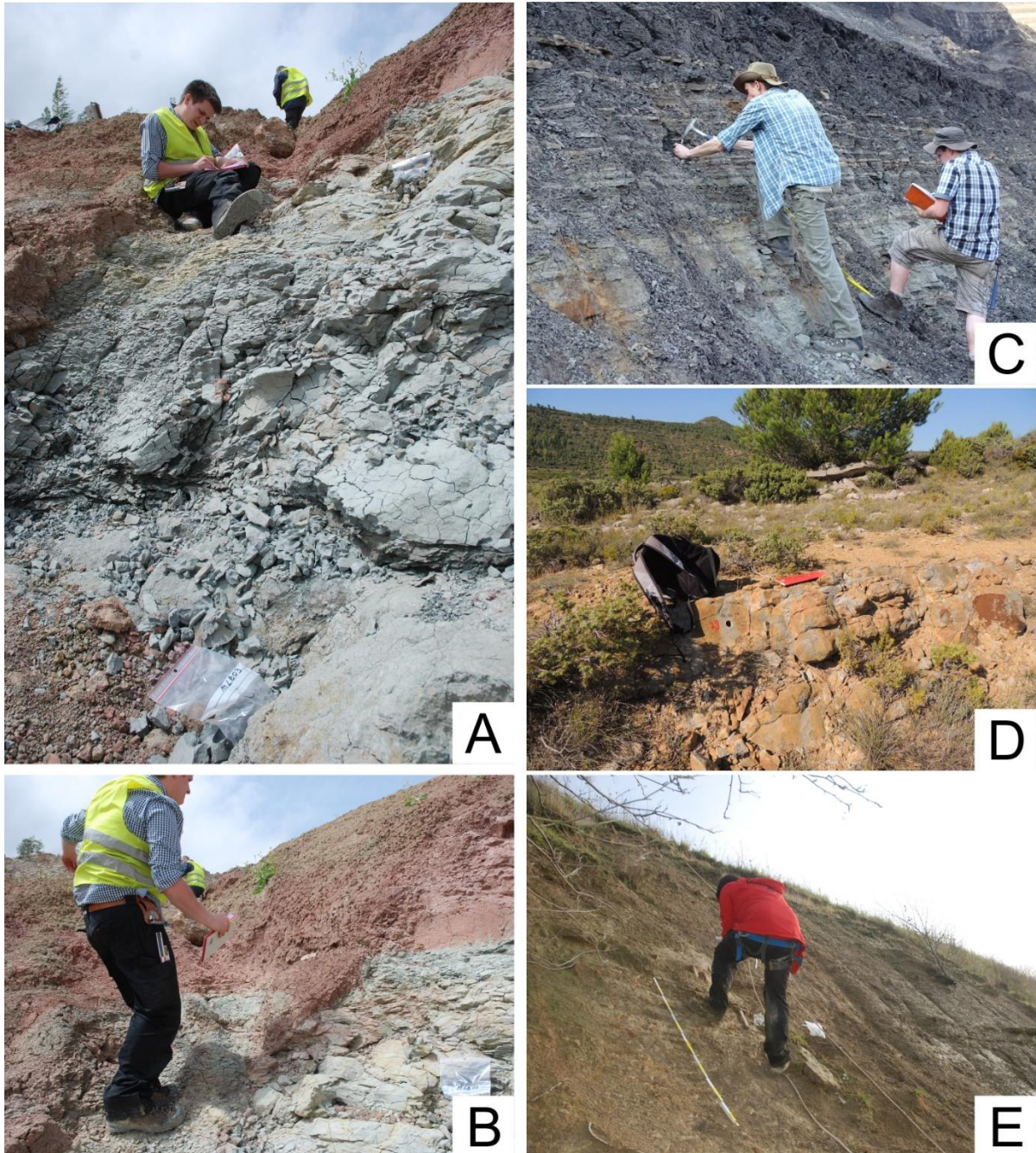
2.1. Sites étudiés

L'aboutissement d'une étude chémostratigraphique, et au sens plus large d'une étude géologique, repose sur une bonne compréhension de la situation géologique locale et régionale du site. La démarche initiale est le levé de coupe qui, lorsqu'il est possible (accessibilité, autorisations, affleurements, ...), est une étape nécessaire pour permettre la bonne compréhension des multiples paramètres pouvant influencer les résultats et l'interprétation (présence de failles, mise en évidence d'arrêts de sédimentation, variations latérales de faciès et d'épaisseur, fréquentes en domaine continental, mauvaise exposition locale de la coupe, etc.).

Ce travail compile l'étude de plusieurs sites en Europe, Afrique et Inde qui pour la plupart, ont fait l'objet d'une mission de terrain incluant un levé géologique couplé à un échantillonnage cohérent (figure 2.1). Il est généralement recommandé de procéder de la sorte afin de minimiser le(s) potentiel(le)s erreurs ou biais cités plus haut. Les sites ayant fait l'objet d'un **levé de terrain et échantillonnage** et/ou traitements de données, sauf indications contraires, ont été fait par C. Noiret :

- (i) Coupe de Dakhla (Maroc). Levé et échantillonnage (2015-2016) par ISEM et J. Yans, échantillonnage complémentaire (04/2017). Voir chapitre III.
- (ii) **Carrière d'Ampe et Kortemark (Belgique)**. Levé et échantillonnage (11/2014). Voir chapitre IV.
- (iii) **Lithothèque du Service Géologique de Belgique**. Echantillonnage (2014). Voir chapitre IV.
- (iv) **Coupe composite du Minervois (France)**. Levé et échantillonnage (07/2012), échantillonnages complémentaires (09/2014 et 04/2016). Voir chapitre V.
- (v) **Coupe de Tadkeshwar** et coupe de Vastan (Inde). Levé et échantillonnage (03/2015). Voir chapitre VI.
- (vi) Coupe de Campo (Espagne). Levé et échantillonnage par Dupuis C. Voir chapitre VII.
- (vii) Coupe de Landana (Enclave de Cabinda, Angola) Echantillons issus du MRAC Tervuren. Voir chapitre VIII.

- (viii) **Coupes d’Albas, Corbières (3 coupes)**. Mise en situation du terrain (07/2012), levé et échantillonnage (05/2014 et 09/2014), échantillonnages complémentaires (04/2016).
Voir chapitre IX.



▲ Figure 2.1. Levé de terrain et échantillonnage de coupe. A-B. Carrière d’argile de La Borie (Saint-Papoul, France) ; C. Mine de lignite de Tadkeshwar (Gujarat, Inde) ; D. Dépôts fluvio-lacustres dans les environs d’Albas (Corbières, France) ; E. Carrière d’argile d’Ampe (Egem, Belgique).

2.2. Méthodes utilisées dans ce travail

Dans le cadre de ce travail, les manipulations suivantes ont été réalisées par moi-même, et avec l'aide et les conseils de nombreux collègues : observations de lames-minces par cathodoluminescence (voir chapitre V.B.), levés et échantillonnages des coupes reprises en gras dans le listing précédent, préparations des échantillons dans le cadre d'analyses $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et dosages du carbone organique. Les préparations palynologiques ont été réalisées par Johann Schnyder et Romain Tramoy (UPMC). Les analyses isotopiques ont été réalisées sous la direction de Michael Joachimski (GeoZentrum Nordbayern) et Paola Iacumin (UNIPR).

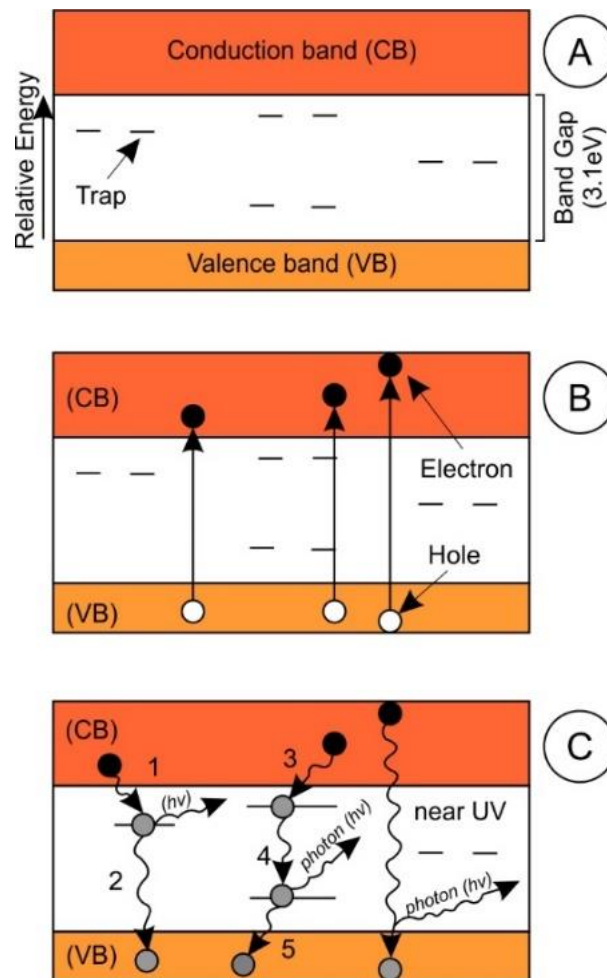
2.2.1. Cathodoluminescence en microscopie optique à transmission

Le phénomène de cathodoluminescence résulte de l'émission de luminescence visible et UV par une substance subissant un bombardement électronique produit par une cathode. La cathodoluminescence est connue depuis le 17^e siècle (Leverenz, 1968), toutefois, ce principe n'est étudié que depuis les années 1970 (Smith & Stenstrom, 1965). Historiquement, les observations de la cathodoluminescence ont été effectuées sur un microscope à transmission optique couplé à un canon électronique. Pour une imagerie haute résolution, le microscope optique est remplacé par un microscope électronique à balayage (MEB).

Initialement, les applications de cathodoluminescence en géologie se limitaient à la mise en évidence de zonations dans certains minéraux (calcite, quartz, feldspaths, etc.) qui ne sont pas visibles par d'autres techniques d'observations et permettent la mise en évidence de différentes générations de ciments. Actuellement, les applications en cathodoluminescence sont plus vastes et concernent par exemple la détermination de la provenance d'éléments détritiques ou la mise en évidence de processus diagénétiques touchant les roches sédimentaires silicoclastiques ou carbonatées.

2.2.1.1. Principe de cathodoluminescence

Le principe physique de cathodoluminescence consiste en un bombardement électronique sur un cristal, qui résulte d'un changement de niveau énergétique d'un électron depuis un niveau de basse énergie (*Valence band*) vers un niveau de plus haute énergie (*Conduction band*) (Figure 2.2, B). Le retour de l'électron vers le niveau de basse énergie se produit avec émission de photons dans la gamme de longueur d'onde du visible principalement, mais également dans une moindre mesure dans les gammes ultraviolet et infrarouge (Figure 2.2).

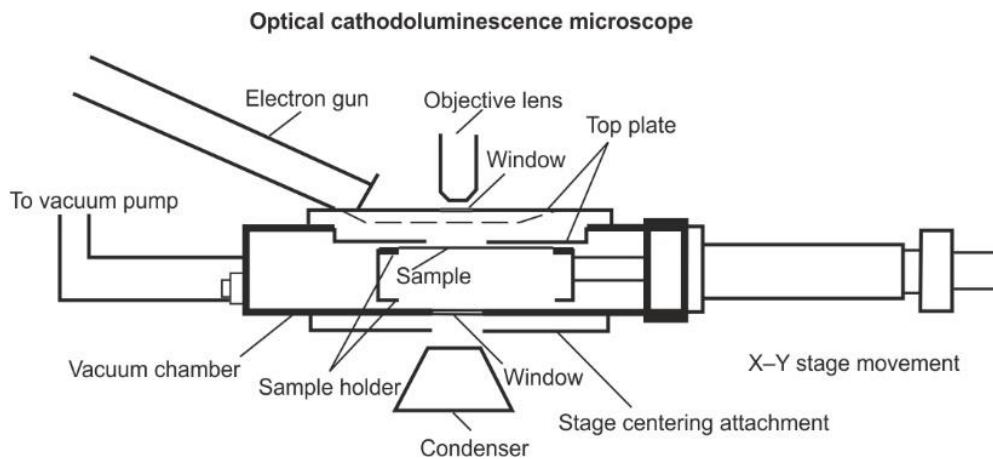


▲ Figure 2.2. Représentation schématique des processus responsables de la génération de cathodoluminescence dans les minéraux. Modifié d'après Boggs et al. 2001.

2.2.1.2. Cathodoluminescence en microscopie optique

2.2.1.2.1. Instrumentation

Les microscopes optiques à cathodoluminescence sont des microscopes optiques standards sur lesquels est monté un module à cathodoluminescence. Ce module est composé d'une chambre à vide, d'un étage mobile en axe X et Y, et d'un canon à électrons (Figure 2.3).



▲ Figure 2.3. Module de cathodoluminescence à coupler sur microscope optique standard. Modifié d'après Barker & Wood, 1986.

Les sections polies non couvertes sont placées dans la chambre à vide (10^{-2} Atm) et bombardées par le faisceau d'électrons. L'imagerie en cathodoluminescence est observable directement dans l'oculaire du microscope et facilement interchangeable avec l'imagerie en lumière naturelle. Les avantages de la cathodoluminescence optique sont la facilité d'inter-changer les deux modes d'observation et la facilité de préparation des lames-minces (pas de revêtement métallique). Inversement, la cathodoluminescence optique se limite aux bandes spectrales du visible, ce qui n'est pas le cas avec la microscopie électronique (spectres ultraviolet et infrarouge).

2.2.1.2.2. Centre de luminescence

Deux genres fondamentaux de centres luminescents peuvent être mis en évidence dans un cristal :

(i) les centres intrinsèques ; (ii) les centres extrinsèques.

(i) Les centres intrinsèques résultent d'imperfections du système cristallin (Marshall, 1988).

(ii) Les centres de luminescences extrinsèques sont liés aux impuretés incorporées dans le cristal. Deux types d'impuretés sont observés : les centres d'activation (ou activateurs) et les centres d'extinction (ou inhibiteurs). Les activateurs sont généralement des métaux de transition (Cr^{3+} , Mn^{2+} et Fe^{3+}), des éléments terres rares ou des actinides (U^{6+}). Cependant l'activateur le plus commun dans les roches sédimentaires carbonatées est l'ion Mn^{2+} .

Les inhibiteurs sont des impuretés qui suppriment ou diminuent la luminescence préalablement activée par les centres d'activation. Les inhibiteurs les plus communs sont les ions Fe^{2+} , Co^{2+} ou Ni^{2+} .

2.2.1.2.3. Caractérisation de la luminescence dans les roches sédimentaires carbonates et implications dans les processus diagénétiques

Les activateurs et inhibiteurs les plus importants dans les phases carbonatées sont respectivement les ions Mn^{2+} et Fe^{2+} .

Premièrement les couleurs extrinsèques de luminescence dans les minéraux de calcite sont de couleur orange-jaune à orange. Le panel de couleur dépend du ratio Fe/Mn dans le cristal et non pas de la concentration absolue d'un des deux cations (Marshall 1988). En fait, la couleur de cathodoluminescence résulte d'interactions complexes à paramètres multiples comme l'activation par le cation Mn^{2+} , l'auto-inhibition par ce même cation Mn^{2+} lorsque la concentration en activateur est trop élevée, et l'inhibition par le cation Fe^{2+} . De plus, Machel (2000) décrit d'autres facteurs influençant la couleur de cathodoluminescence comme le potentiel redox, le cloisonnement d'élément en système fermé, la maturation organique ou la diagenèse des minéraux argileux.

Sommer (1972a) a montré que pour des ions Mn de valence moyenne <2 , la couleur de cathodoluminescence tend vers le jaune, tandis que pour une valence moyenne > 2 des ions Mn, la couleur de cathodoluminescence tend vers l'orange-rouge. Les teintes jaunes reflètent donc une précipitation du cristal sous conditions réductrices, tandis que les couleurs de cathodoluminescence qui tendent vers des couleurs jaunes-oranges, oranges-rouges à rouges sont caractérisées par des conditions de dépôts graduellement oxydantes.

Deuxièmement, il pourrait être affirmé que les couleurs de cathodoluminescence variant du jaune au brun seraient la conséquence d'une diminution de la concentration en ions Mn^{2+} dans le minéral. Cette affirmation n'est pas correcte car la concentration d'un activateur d'influence plus la couleur de cathodoluminescence sous une certaine concentration critique de cet activateur. Une explication alternative suggère que cette variation de couleur proviendrait plutôt d'une inhibition due aux ions Fe^{2+} . En effet, une inhibition partielle produit une couleur de cathodoluminescence brune, tandis qu'une inhibition complète résulte en une couleur plutôt noire.

Dès lors, les interprétations de l'évolution des couleurs de cathodoluminescence peuvent donc être à double sens : (1) un accroissement de la concentration totale en fer sous des conditions d'oxydo-réduction fixes ; (2) des modifications de conditions d'oxydo-réduction avec une concentration fixe en fer. C'est cette seconde interprétation qui est généralement préférée, à moins que des microanalyses élémentaires ne confirment la première interprétation.

2.3. Processus préparatoires des échantillons

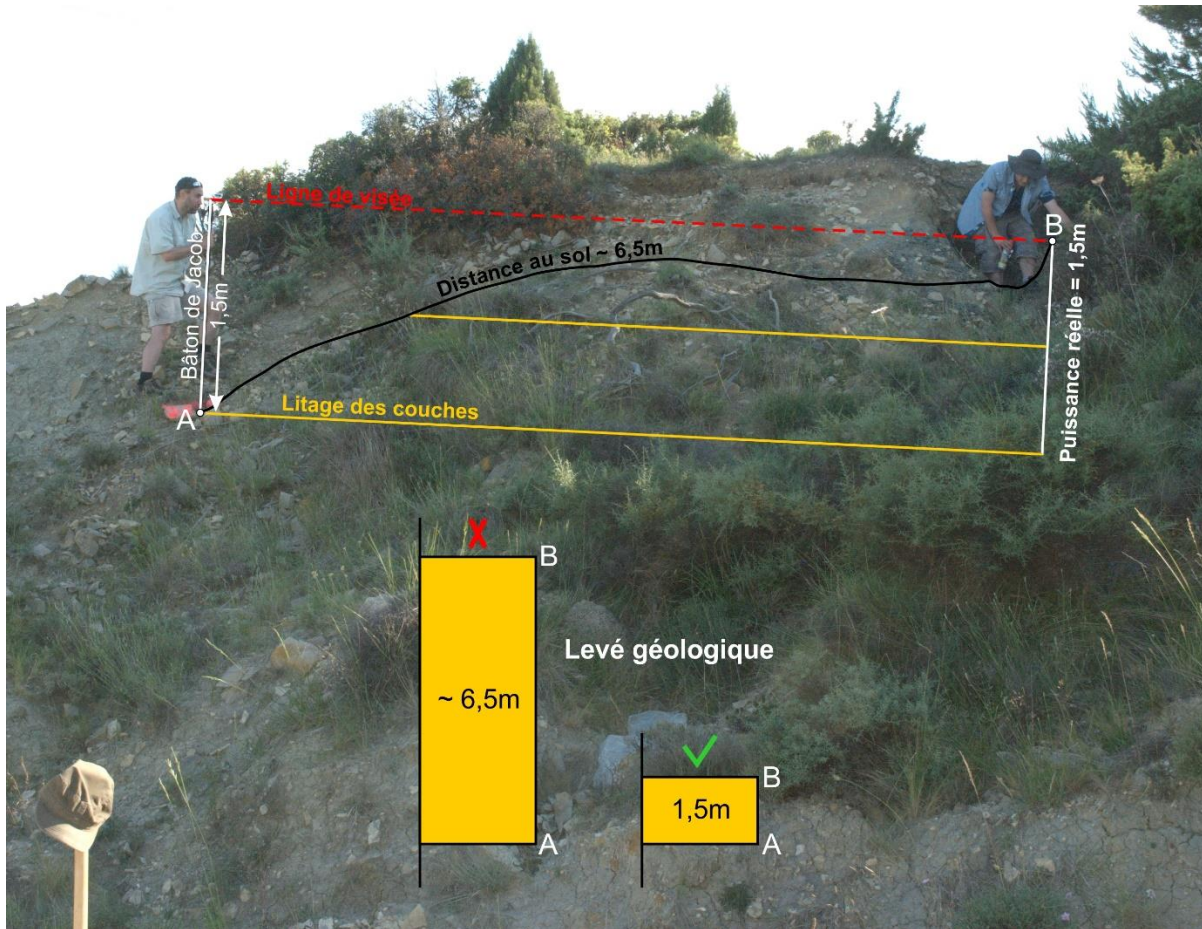
2.3.1. Levé de coupe

Etroitement lié à l'échantillonnage, le processus de levé de terrain est essentiel et constitue la première base de l'étude. Généralement, la puissance des bancs est directement mesurée à l'aide d'un mètre pliable. Cette technique se révèle particulièrement efficace lorsque le pendage des couches est (fortement) incliné.

Cependant, en domaine de sédimentation continentale, il est parfois difficile de bien définir la puissance d'une coupe continue pour diverses raisons : (1) l'utilisation du mètre pliable est

particulièrement délicate lorsque les lithologies se composent d'une succession de plusieurs dizaines de mètres de marnes désagrégées dont le pendage n'est plus (ou peu) visible ; (2) la présence de végétation rend également difficile la mesure au mètre pliable ; (3) lorsque le levé de la coupe s'effectue parallèlement au pendage.

Dans pareils cas, l'utilisation d'une optique de visée se révèle indispensable. Le matériel utilisé ici est de type « Bâton de Jacob » (Fig. 2.4). Ce bâton de Jacob se compose d'une tige métallique réglable en hauteur présentant un organe de visée optique en son extrémité supérieure. Son utilisation est la suivante. La première étape consiste à positionner le pied du bâton de Jacob à la base des bancs qui serviront de « niveau repère 0 » lors du levé = point A (Fig. 2.4). Dans cet exemple, nous prendrons une longueur de bâton de 1,5 m. Ensuite, il est nécessaire de régler l'organe de visée sur un certain degré d'inclinaison équivalent à la valeur de pendage des couches mesurées. L'utilisateur devra ensuite incliner le bâton de Jacob dans la direction du pendage des couches. La valeur d'inclinaison du bâton de Jacob est définie par la valeur du pendage des couches préalablement introduite dans l'organe de visée. Un système de niveau à bulle indique à l'utilisateur lorsque l'inclinaison du bâton correspond « exactement » à la valeur du pendage. Ainsi, le niveau repère suivant (point B, fig. 2.4) est indiqué par l'intersection de la ligne de visée avec le sol (Fig. 2.4). La puissance des couches entre le point A et le point B est maintenant égale à la hauteur du bâton de Jacob (dans ce cas, 1,5 m). Il suffit ensuite de répéter l'opération en prenant le point B comme nouveau point de référence.



▲ Figure 2.4. Principe d'utilisation du bâton de Jacob dans le cadre d'un levé géologique.

2.3.2. Echantillonnage

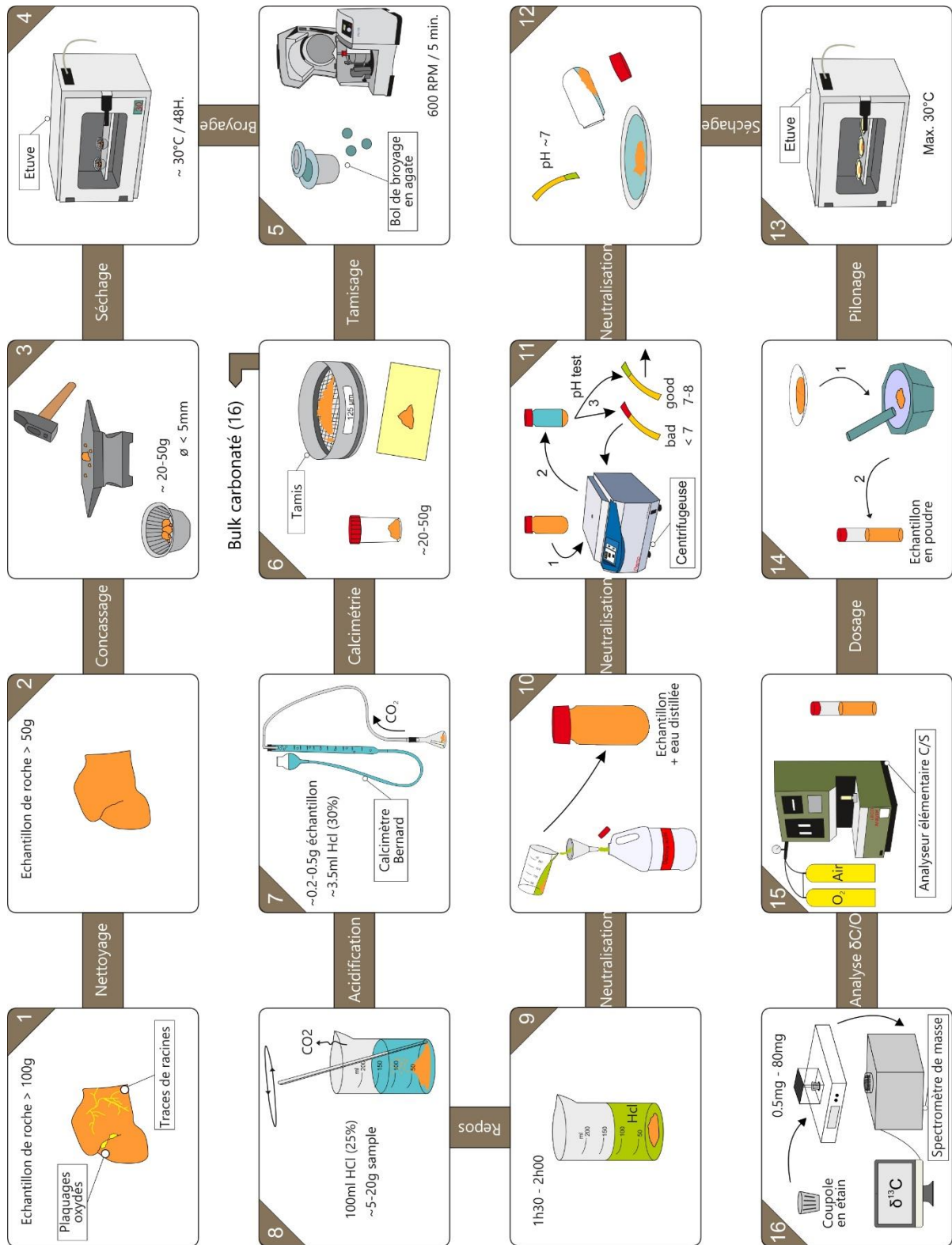
Le processus d'échantillonnage est une étape préliminaire primordiale du cheminement analytique. De cet échantillonnage dépend la bonne cohérence des résultats isotopiques. La coupe d'échantillonnage, préalablement levée, doit être continue et dégagée (Fig. 2.5). L'échantillonnage recoupe préférentiellement plusieurs types de lithologie afin d'éviter les biais d'analyses monolithologiques. Cependant, il est préférable de privilégier un échantillonnage des lithologies de couleur foncée et de granulométrie fine car elles sont susceptibles d'être plus riches en carbone organique. Inversement, les lithologies de couleur claire et à granulométrie grossière sont généralement moins riches en carbone organique et sont donc à proscrire dans la mesure du possible.

La fraction brute d'échantillon prélevée doit être saine et dépourvue de surfaces d'oxydation en contact avec l'atmosphère ou au contact de fractures afin d'éviter d'introduire de la matière organique altérée dans le *bulk* organique fossile. Il est également essentiel d'éliminer la présence de racines, mousses ou tout autre élément organique moderne. Dans cette optique, les sédiments les plus indurés (calcaires) sont forés sur une profondeur de 10 cm afin d'atteindre la fraction de roche la plus saine possible. Lorsque l'opération de carottage n'est pas possible lorsque la lithologie est trop friable ou peu indurée, l'échantillon est collecté après dégagement de l'affleurement sur 10-20 cm en profondeur.

Les échantillons fraîchement collectés sont ensuite stockés dans des sacs individuels et annotés.



▲ Figure 2.5. A. Dégagement de la coupe. Carrière d'Ampe, Egem (Belgique) ; B. Forage des échantillons. Coupe d'Albas, Corbières (France).



▲ Figure 2.6. Préparation des échantillons étape par étape pour analyses isotopiques.

2.3.3. Préparation des échantillons

Avant de débiter la préparation des échantillons pour analyses isotopiques, il est primordial d'éliminer les éventuelles contaminations carbonées résiduelles des échantillons. Les surfaces altérées de l'échantillon sont nettoyées à l'aide d'un kit de micro-outillage (Dremel) (Fig. 2.6-1).

Les échantillons sont ensuite individuellement concassés en fragments d'une taille approximative de 5 à 10 mm pour faciliter le broyage ultérieur (Fig. 2.6-3). Les échantillons sont séchés dans une étuve à une température comprise entre 30 et 35 °C pour une durée d'au moins 24 h (Fig. 2.6-4). Ce processus a pour objectif l'élimination de l'eau interstitielle de l'échantillon et donc faciliter l'étape du broyage. Les échantillons secs sont ensuite finement broyés dans un bol de broyage en agate (50 ml) dans lequel sont ajoutées 3 billes également en agate (Fig. 2.6-5). L'utilisation de l'agate dans le processus de broyage limite les risques de contamination. La poudre obtenue est ensuite tamisée à 125 µm afin d'optimiser l'élimination des carbonates lors de l'étape de décarbonatation du sédiment (Fig. 2.6-6).

2.3.4. Dosage des carbonates (calcimétrie)

La quantification du contenu en carbonate est réalisée grâce au calcimètre Bernard. Un aliquot d'échantillon ($M_{\text{aliquot}} = 0.100\text{-}0.500 \text{ g}$) est mis en réaction avec de l'acide chlorhydrique 35 % (HCl 35 %) à froid (Fig. 2.6-7). Le volume de CO_2 dégagé [ml] est calibré pour une température ambiante de 20 °C et une pression de 1 Atm selon la réaction suivante :

$$V_{20^\circ\text{C}} = V_{\text{CO}_2} * 0.932 \quad (2.1)$$

La masse de CaCO_3 [g] est calculée par la formule suivante :

$$\text{CaCO}_3[\text{g}] = \left(\frac{V_{20^\circ\text{C}}}{273.15+20} \right) * 1.1219 \quad (2.2)$$

Le pourcentage en CaCO_3 [%] est calculé comme suit :

$$CaCO_3[\%] = \left(\frac{CaCO_3[g]}{M_{aliquot}[g]} \right) * 100 \quad (2.3)$$

Le contenu en carbonate (% CaCO₃) est un indicateur quant à la masse minimale d'échantillon à acidifier lors de l'étape de décarbonatation. Cette relation est explicitée dans le tableau suivant (Tab. 2.1) :

CaCO ₃ (%)	Mass of sample (g)
0-10	2.0-3.0
20	3.5
30	4.0
40	5.0
50	6.0
60	7.0
70	9.0
80	11.0
90-100	11.0-20.0

▲ Table 2.1. Estimation empirique de la masse de sédiment (g) nécessaire à l'acidification sur base de la teneur en CaCO₃ (%).

2.3.5. Processus de décarbonatation pour analyses isotopiques sur carbone organique ($\delta^{13}C_{org}$).

La chémostratigraphie du carbone organique ($\delta^{13}C_{org}$) se base exclusivement sur la mesure du *bulk* organique. L'élimination du carbone inorganique, présent sous forme de carbonates, est primordiale afin de préserver le signal isotopique organique. Ce processus d'élimination des carbonates est réalisé par traitement à l'acide selon la « *rinse method* », modifiée (Brodie et al. 2011 ; Könitzer et al. 2012) (Fig. 2.6-8).

La masse de sédiment à traiter par acidification est prélevée d'après la proportion en carbonates dans le sédiment, préalablement mesurée par calcimétrie (Table 2.1). Environ 100 ml d'acide

chlorhydrique (25 %) est graduellement mis en réaction à froid avec le sédiment. Pour les pourcentages élevés en carbonates (>90 %), il est recommandé de verser l'acide précautionneusement afin d'éviter un dégazage violent de CO₂. Le résidu après acidification reste immergé dans l'acide pendant environ 1h30 afin d'éliminer les éventuels carbonates résiduels les moins réactifs (Fig. 2.6-9). Le sédiment maintenant décarbonaté est ensuite neutralisé par une succession de centrifugations répétitives à 4000 tours/min. pendant 2 minutes avec addition et renouvellement d'eau distillée entre chaque tour de centrifugation (Fig. 2.6-10/11). Le sédiment résiduel neutralisé est ensuite séché à une température comprise entre 30 et 40 °C et broyé finement au mortier en agate (Fig. 2.6-12/14).

2.3.6. Analyses quantitatives du % TOC (Total Organic Carbon content) et % S

Un aliquote d'échantillon décarbonaté compris entre 50 et 200 mg, déterminé selon une estimation qualitative de la teneur en carbone organique, est placé dans un analyseur carbone-soufre standard LECO CS-200. L'échantillon est placé dans un creuset en céramique et placé dans la chambre à combustion du four, connecté à un analyseur élémentaire (Fig. 2.6-15). La combustion du carbone organique produit un dégazage de CO et CO₂ qui sont mesurés par absorption infrarouge. Le TOC (mg C_{org}/mg échantillon) est donné en pourcentage. Le carbone organique est mesuré sur la fraction décarbonatée du sédiment. Les valeurs obtenues en carbone sont donc surestimées par rapport au sédiment total. Il convient donc de corriger ces valeurs avec le pourcentage en carbonate éliminé lors de l'acidification avec la relation suivante :

$$TOC [\%] = \frac{(100 - CaCO_3 [\%]) * C_{org} [\%]}{100} \quad (2.4)$$

Avec CaCO₃ = taux en carbonate (%)

C_{org} = valeurs en carbone organique (%) mesurées après combustion

Les valeurs en soufre obtenue après combustion sont exprimées en %SO₃ (mg SO₃/mg échantillon).

Les teneurs en soufre sont obtenues par la relation suivante :

$$S(\%) = 0.4 * SO_3[\%] \quad (2.5)$$

2.3.7. Analyses isotopiques sur *bulk* organique ($\delta^{13}C_{org}$)

Les analyses isotopiques de ce travail ont été effectuées au laboratoire *GeoZentrum Nordbayern* (*Friedrich-Alexander Universität Erlangen-Nürnberg*, Allemagne) et au laboratoire de géochimie isotopique (*Unità di Scienze della Terra, Università di Parma*, Italie). Un aliquote de chaque échantillon est placé dans un réceptacle en étain ou en argent et placé dans un analyseur élémentaire CE1110 connecté en ligne à un spectromètre de masse ThermoFinnigan Delta V Plus (Fig. 2.6-16). La précision et la reproductibilité des données isotopiques sont testées par des analyses répliquées d'échantillons standards ou standards internationaux USGS 24 ($\delta^{13}C = -16.02\%$; $\sigma = 0.07$), USGS 40 ($\delta^{13}C = -26.40\%$; $\sigma = 0.07$), LSVEC ($\delta^{13}C = -46.6\%$) ou NBS19 ($\delta^{13}C = +1.95\%$; $\delta^{18}O = -2.2\%$; $\sigma_C = 0.1$; $\sigma_O = 0.15$). La reproductibilité des résultats isotopiques pour les différents sites étudiés est indiquée dans les résultats des chapitres respectifs. Les rapports isotopiques sont reportés par rapport au standard VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) et exprimé par la notation conventionnelle δ , conventionnellement annotée en pour mille (‰) en multipliant par mille le rapport isotopique selon l'équation suivante (2.6) :

$$\delta^{13}C = \frac{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{\text{standard}}} - 1 \quad (2.6)$$

2.3.8. Analyses isotopiques sur le *bulk* carbonaté ($\delta^{13}C_{carb}$ et $\delta^{18}O_{carb}$)

Les échantillons sélectionnés pour procéder à des analyses isotopiques sur le *bulk* carbonaté subissent un traitement préparatoire légèrement différent des préparations sur *bulk* organique. Néanmoins, les étapes de préparations préliminaires (Point 2.3.3.) sont méticuleusement

effectuées, bien qu'une potentielle contamination organique externe n'aura pas le potentiel d'influencer le signal isotopique des carbonates. Ensuite, il convient de pratiquer l'étape de calcimétrie (paragraphe 2.3.4.) afin d'estimer le pourcentage massique en carbonates (essentiellement CaCO_3) dans l'échantillon. Les échantillons carbonatés sont ensuite mis en réaction avec de l'acide phosphorique (100% H_3PO_4) à chaud (70 °C) dans un Gasbench II, connecté à un spectromètre de masse ThermoFinnigan V Plus (Fig. 2.6-16). Les valeurs isotopiques sont reportées au standard V-VPB en assignant des valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ respectivement de +1.95 ‰ et -2.20 ‰ ($\sigma_{\text{C}} = 0.1$; $\sigma_{\text{O}} = 0.15$) par rapport au standard *TS-Limestone NBS19*, et -46.6 ‰ par rapport au standard *Lithium carbonate LSVEC*.

2.4. Terminologies utilisées dans ce travail

Afin de communiquer de manière appropriée à propos des descriptions et interprétations isotopiques présentes dans ce travail, il est nécessaire d'explicitier certains termes « chémostratigraphiques » qui seront largement utilisés dans ce travail et dans les publications relatives à ce sujet.

2.4.1. Chémostratigraphie

Selon l'ISC (*International Stratigraphic Chart*) et la littérature associée, la chémostratigraphie peut être décrite comme telle: "...the study of temporal and spatial geochemical characterization of rock record affiliated to specific geological event, process, age, depositional unit, or a part thereof, and/or a combination of any or all of these". (Ramkumar, 2015). Ce travail axe sa recherche sur les isotopes stables du carbone issus de la matière organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) et bulk carbonaté ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) dans plusieurs sites variés (voir ci-dessus) durant le Paléogène.

2.4.2. Signature isotopique

La signature géochimique, ou empreinte géochimique ou marqueur géochimique est « *the distinct geochemical trait of a depositional unit defined in term of point or range values of elemental composition, or a combination of many elements or ratios or isotopic composition...* » (voir Ramkumar, 2015 et références citées). De manière plus spécifique, ce travail utilisera le terme signature isotopique pour référer à la signature géochimique d'une composition isotopique.

2.4.3. Excursion, *shift*, fluctuation et anomalie

Ces termes sont utilisés en chémostratigraphie pour marquer un ou des changements dans les tendances des compositions géochimiques vis-à-vis de la « normalité » à la fois pour des valeurs ponctuelles ou un ensemble de valeurs qui sont normalement observées dans une unité de dépôt spécifique à un âge ou évènement particulier. Une augmentation des valeurs isotopiques par rapport à la « normalité » est définie comme excursion isotopique positive (ex. Zachos et al. 2007), *shift* isotopique positif (ex. Immenhauser et al. 2002) ou fluctuation (Scholle & Arthur, 1980). Une diminution des valeurs isotopiques par rapport à la « normalité » est définie comme excursion isotopique négative, *shift* isotopique négatif ou fluctuation. Le terme anomalie (ex. Thomas & Shackleton, 1996) implique un changement positif ou négatif significatif par rapport aux valeurs isotopiques normales. Ce terme est parfois remplacé par « évènement isotopique » ou « tendance à court terme » lorsque ce dernier est bien identifié (ex. *PETM* ou *ETM2*).

2.4.4. Tendance

Le terme tendance se réfère à la nature des variations des compositions géochimiques observées dans un profil géochimique. La nature des variations peut être *featureless* (sans intérêt), *secular* (long-terme), *cyclic* (cyclique), *highly variable or irregular* (irrégulière). Dans ce travail, les tendances isotopiques seront positives (augmentation des valeurs isotopiques) ou négative (diminution des valeurs isotopiques).

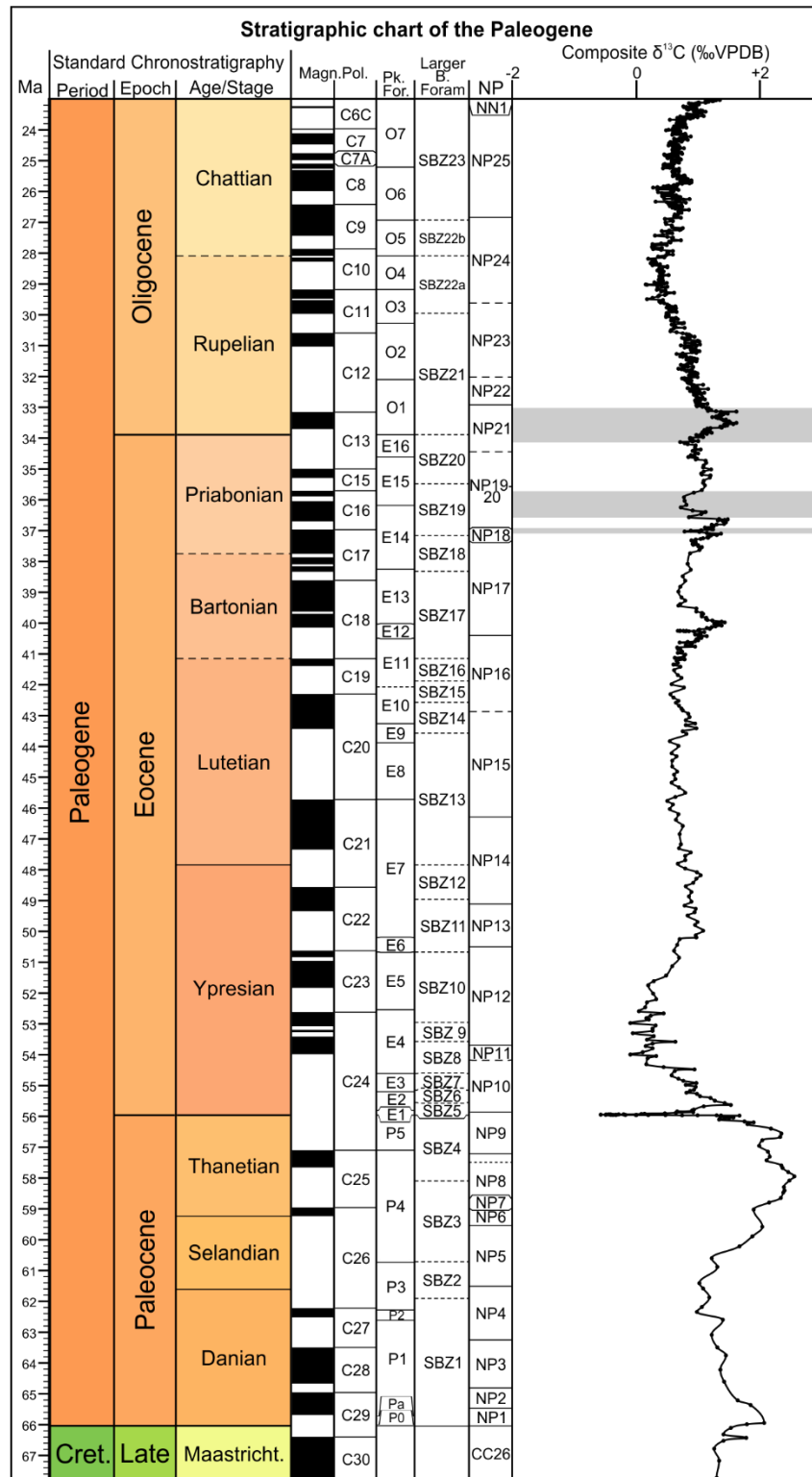
CHAPITRE III. EXEMPLE D'ENREGISTREMENT ISOTOPIQUE DU
REFROIDISSEMENT CLIMATIQUE GLOBAL A LA TRANSITION EOCENE-
OLIGOCENE : LE SITE A VERTEBRES DE DAKHLA - MAROC



Durant la transition Eocène – Oligocène (*EOB – Eocene Oligocene Boundary*), vers 34 millions d'années, notre planète subit un refroidissement climatique global, le plus intense de l'Ere Cénozoïque. La transition Eocène-Oligocène est associée à une diminution des teneurs en CO₂ atmosphérique déjà amorcée dès l'Eocène, ainsi qu'une formation de glace en Antarctique (ex. Pagani et al. 2005 ; Lear et al. 2008 ; Katz et al. 2008). Bien que de nombreux auteurs suggèrent une diminution des températures des eaux océaniques tropicales d'environ 2.5 °C (ex. Zachos et al. 1994 ; Lear et al. 2008), certaines recherches (Zanazzi et al. 2007) indiquent plutôt une diminution des températures jusqu'à 8 °C sur base des isotopes stables de l'émail dentaire et os fossiles, ce qui démontre que les sites continentaux ont été bien plus affectés par le refroidissement que les océans des moyennes latitudes (Lear et al. 2000 *in* Bowen et al. 2007). Les indices de ce refroidissement global de la planète sont observables sur les signaux isotopiques du carbone ($\delta^{13}\text{C}$), et surtout de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et se marquent par un shift positif intense des valeurs isotopiques qui se découple en plusieurs fluctuations isotopiques entre la fin de l'Eocène et le début de l'Oligocène. Ces événements isotopiques sont codés d'après Miller et al. (1991) et repris dans ce chapitre sous les termes Oi-1 et Oi-1a.

L'évènement climatique de la limite Eocène-Oligocène coïncide avec des changements drastiques dans les faunes vertébrées européennes, connu sous le terme de Grande Coupure (Stehlin 1910). En Eurasie, un grand nombre de faunes mammifères endémiques s'éteignent et de nouveaux migrants asiatiques arrivent sur le continent (ex. Hooker et al. 2004). De manière contrastée, en Amérique du Nord, les faunes mammifères montrent un renouvellement faunique assez limité (ex. Prothero & Heaton, 1996). Malgré des réactions variables d'une région à l'autre du monde quant à l'intensité des renouvellements fauniques, de nombreuses études s'accordent sur le fait que le climat exerce un rôle important vis-à-vis du changement faunique ou *turnover* (ex. Joomun et al. 2008). Le climat n'est cependant pas l'unique facteur responsable au vu des situations hors Europe durant la Grande Coupure, mais plutôt une combinaison de facteurs climatiques et d'autres facteurs, comme par exemple la compétitivité entre les espèces associées aux migrations (ex. Hooker et al. 2004).

Au sein de ce chapitre, nous proposons d'utiliser la chémostratigraphie des isotopes du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) et la magnétostratigraphie afin de tenter de préciser la position de la limite E/O dans une succession sédimentaire durant l'intervalle Eocène-Oligocène. Afin d'explorer les interactions entre *turnover* et changements climatiques, une succession sédimentaire longue et fossilifère est requise (e.g. Zhang et al. 2015). Les dépôts riches en vertébrés de la région de Dakhla (Maroc), incluant 5 niveaux à fossiles de vertébrés répartis de part et d'autre de cette transition E/O, constituent dès lors un bon site d'étude en Afrique du Nord.



▲ Figure 3.A. Extension biostratigraphique et chémostratigraphique de la section à fossiles de Dakhla (Sud-Ouest du Sahara marocain) (rectangles grisés).

Ce chapitre se base sur l'article (et communications) suivante(s) :

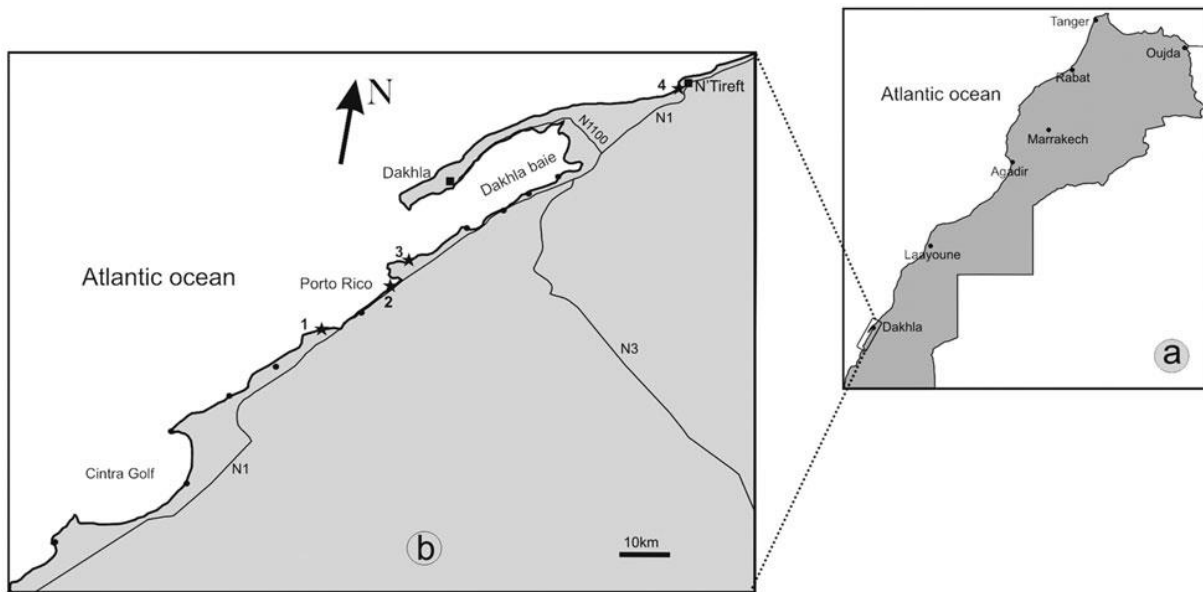
- Benammi, M., Adnet, S., Marivaux, L., Yans, J., **Noiret, C.**, Tabuce, R., Surault, J., El Kati, I., Enault, S., Baidder, L., Saddiqi, O. and Benammi, M., 2019. Geology, biostratigraphy and carbon isotope chemostratigraphy of the Palaeogene fossil-bearing Dakhla sections, southwestern Moroccan Sahara. *Geological Magazine*, 156 (1), 117-132.
- **Noiret, C.**, Benammi, M., Adnet, S., Marivaux, L., Tabuce, R., Surault, J., Lahssen, B., Saddiqi, O., El Kati, I., Benammi, M. and Yans, J. (2017). Carbon isotope chemostratigraphy on organics ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$): a powerful tool to refine the Paleogene age of the fossil-bearing levels in the Dakhla area (Southwestern Moroccan Sahara). Conference: The First West African Craton and Margins International Workshop (WACMA1). DOI: 10.13140/RG.2.2.35246.72007.
- Benammi, M., Adnet, S., Marivaux, L., Yans, J., **Noiret, C.**, Tabuce, R., Surault, J., El Kati, I., Enault, S., Baidder, L. and Saddiqi, O., 2017. Geology, biostratigraphy and Carbon isotope chemostratigraphy of the Paleogene fossil-bearing Dakhla sections, Southwestern Moroccan Sahara. Conference: The First West African Craton and Margins International Workshop (WACMA1).



Récemment, de nouveaux sites à vertébrés Paléogène ont été reportés au sud de la ville de Dakhla (sud-ouest du Maroc). Les niveaux sédimentaires affleurent sur les falaises le long de la côte Atlantique du Maroc. Les restes de vertébrés proviennent de cinq niveaux de sables conglomératiques et sont essentiellement représentés par des dents isolées de micromammifères, sélaciens et poissons osseux, un proboscidiien assigné à ?*Numidothorium* sp., et plusieurs restes de baleines archéocètes (Basilosauridés). Durant deux missions de terrain dans la zone de Dakhla, cinq coupes lithostratigraphiques ont été décrites en se basant essentiellement sur leurs caractéristiques lithologiques. Malgré la présence de variations latérales de faciès, les corrélations entre ces cinq coupes ont été possibles sur base des niveaux fossilifères, respectivement A1, B1, B2, C1 et C2, et cinq unités lithologiques ont été identifiées. La base de la coupe consiste en siltites marines riches en chert et marnes, avec de fins niveaux noirs de phosphorite et matière organique. Les unités sus-jacentes se composent de grès grossiers à microconglomératiques interstratifiés avec des silts, indiquant donc des dépôts marins peu profonds avec influence fluviatile. La rémanence magnétique naturelle a été mesurée sur un total de 50 échantillons. Cependant, l'intensité de la plupart des échantillons est trop faible, avant ou après la première étape de démagnétisation, ce qui n'autorise pas une mesure fiable de la rémanence. Les données paléomagnétiques des échantillons sont très instables, à l'exception de huit d'entre eux provenant de trois mêmes niveaux gréseux qui indiquent une polarité normale. La chémostratigraphie des isotopes du carbone organique, couplée aux données biostratigraphiques des faunes à sélaciens, siréniens et cétacés permet de (1) raffiner l'âge du niveau fossilifère C2 au sommet de la coupe ; (2) confirmer l'âge Priabonien des niveaux fossilifères B1 et C1.

3.1. Introduction

The study area lies in the south of Morocco, 60 km south of the coastal town of Dakhla between the gulf of Cintra and N°Tireft village (Fig. 3.1), between latitudes 22°50' and 24°5'N, and forms part of the Tarfaya-Dakhla Basin. It is the southernmost Atlantic basin of Morocco, and extends from the Mauritania border in the south to the Canary Islands in the north. It stretches over more than 1000 km along the western margin of the Sahara, and covers an area of 170,000 km², both on- and off-shore (Davison, 2005; Sachse et al., 2011, 2014). The geological and stratigraphic structures of the basin have been investigated in detail using well and seismic data (Kolonis et al., 2002, Klingelhoefer et al., 2009 and Davison and Dailly, 2010). The Tarfaya-Dakhla Basin is filled by Mesozoic and Cenozoic continental to shallow marine sediments, which overlie the basement Precambrian and/or Paleozoic rocks.



▲ Figure 3.1. Geographic location of the Dakhla peninsula, south of Morocco. (a) Map of Morocco with principal towns and (b) location of the geological sections studied (stars). 1. Garitas; 2. Porto Rico; 3. El Argoub. The black circles represent the outcrops of interest along the Atlantic Ocean coast.

The escarpment exposes Paleogene to Quaternary sediments, which have recently been noted for their abundant and diverse marine and terrestrial faunas, particularly vertebrates (Adnet et al.,

2010, Zouhri et al., 2014, Benammi et al., 2014a, b, Marivaux et al., 2017a). Paleontological data are also exploited by commercial fossil dealers and amateur fossil collectors, meaning that the site requires protection by the authorities as a geosite (Saddiqi et al., 2015).

This work, based on lithologic, paleomagnetic, carbon isotope chemostratigraphy and biochronological data, allows us to describe and precise the nature and age of the sedimentological deposits exposed in the Dakhla region, and notably to refine the dating of its paleontological content (Paleogene faunas).

3.2. Geologic setting

The studied Paleogene succession corresponds to the Samlat Formation of Ratschiller (1967). It is exposed in different areas, notably cliffs along the Atlantic Ocean coast, and have also been recognized in borehole drillings (Ranke, Von Raad & Wissmann, 1982; Davison, 2005) on the continental shelf. There have been few geological studies carried out on these units in the Dakhla area (e.g. Ratschiller 1967; Ortlieb, 1975) which were inappropriately mapped as Mio-Pliocene by Rjimati et al. (2008), contrary to those studies on deposits capping the beach cliffs near Dakhla and dated to the Mio-Quaternary period (e.g. Joleaud, 1907; Font & Sague, 1911; Deperet, 1912; Lecointre 1962, 1966). In the framework of our geological and paleontological program in the early Tertiary of North Africa, since 2013 we have carried out fieldwork in the westernmost part of the Sahara in Morocco, notably on the geological outcrops of the Samlat Formation exposed between Garitas and about 60 km north of the crossroad at the entrance of the Dakhla peninsula (Fig. 3.1.a, b). Recent paleontological studies in this region have yielded vertebrate fossils, which indicate that some of the deposits are late Eocene in age (Adnet, Cappetta & Tabuce, 2010; Zouhri et al., 2014). New sedimentological, geochemical and magnetostratigraphy studies were carried out, in order to refine the age of these Paleogene deposits. Between 2013 and 2015, our field research were devoted to prospecting the outcrops, in search of fossil-bearing levels. The escarpment prospected lies between latitudes 22°51' and 24° N (in some zone the outcrops are covered by modern sand dunes). About 150 km south of Dakhla, the thickness of the outcrops is reduced and is only a few metres

above sea level. It is only from Garitas and beyond to the north, that the escarpment exposes Paleogene sediments, notable for their abundant and diverse marine vertebrates.

3.3. Materials and methods

In order to reconstruct the past sedimentary environment, outcrops were sought in the Dakhla peninsula and in the surrounding areas. For each outcrop, a number of sections were selected for detailed study along the coastal cliffs. The succession of lithofacies was described from the base to the top of the sequence for each section. The description was essentially based on the lithological characteristic of sediments and the sedimentary structures. This description enabled us to establish correlations between sections based on fossil-bearing levels as previously reported in Adnet, Cappetta & Tabuce (2010).

Field studies included selection of different outcrops with easy access; we measured five stratigraphic sequences, bed by bed, with Jacob Staff. These sections are located *c.* 50 km south of Dakhla. In addition, a paleomagnetic study was carried out along the Porto Rico section (Fig. 3.1). A total of 29 cores were drilled in the field from 13 distinct levels with a portable gasoline powered drill, and oriented *in situ* with a magnetic compass. Most sites drilled correspond to the Unit 2 and the lower part of Unit 3 (see following section). The lithology sampled includes sandstones, clays and silts.

Carbon isotope analyses were performed on 43 samples (Table 3.1) of the Porto Rico (Pto) and El Argoub (Arg) sections. Organic matter of the sediments was isolated, following the procedure described in Yans et al. (2010) refined by Storme et al. (2012). The bulk organic carbon isotope analyses ($\delta^{13}C_{org}$) are based on powdered rock samples of *c.* 1-10 g, acidified in 25 % HCl solution for two hours in order to remove carbonate. The numerous carbonate-free samples were treated similarly. Soluble salts were removed by repetitive (1-10) centrifuging (4000 revolutions per minute) with deionized water until a neutral sediment was obtained. Finally, residues were dried at 35 °C and powdered again. Carbon isotope analysis of organic carbon was performed with an elemental analyser (Carlo- Erba 1110) connected online to a ThermoFinnigan Delta V Plus

mass spectrometer at the University of Erlangen (Germany). Organic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ values are normalized to the international VPDB standard (Vienna Pee Dee Belemnite). Each sample was analyzed 1-4 times; the accuracy and reproducibility of the analyses were checked by replicate analyses of international standards USGS40 and USGS41. The reproducibility of analyses is within 0.2 ‰ (1 σ). The CaCO_3 (%) content of the samples was measured with a Bernard Calcimeter.

<i>Section</i>	<i>Label</i>	<i>CaCO₃</i>	<i>$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰, VPDB)</i>	
<i>Porto Rico section</i>	PTO15-18	0.0	-25.2	
	PTO15-17	0.0	-23.7	
	PTO15-16	0.0	-25.4	
	PTO15-15	0.0	-24.7	
	PTO15-14	0.0	-24.6	
	PTO15-13	0.0	-23.9	
	PTO15-11	55.1	-22.1	
	PTO15-10	1.0	-22.5	
	PTO15-9	0.6	-26.2	
	PTO15-8	5.0	-24.6	
	PTO15-7	0.0	-25.2	
	PTO15-5	0.0	-24.6	
	PTO-41	2.0	-25.6	
	PTO15-4	0.0	-25.0	
	PTO15-3	0.0	-25.8	
	PTO15-2	1.2	-24.3	
	PTO15-34	76.0	-24.6	
	PTO15-1	76.9	-24.3	
	PTO-32B	1.0	-24.4	
	PTO-30B	1.0	-25.1	
	PTO-26B	1.0	-24.9	
	PTO-22B	2.0	-25.0	
	PTO-21B	59.0	-25.1	
	PTO-16B	60.0	-25.7	
	PTO-2	43.0	-27.6	
	<i>El Argoub section</i>	ARG15-12	0.0	-25.5
		ARG15-11	0.0	-25.4
		ARG15-10	1.4	-23.0
ARG15-9		1.3	-25.7	
ARG15-8		0.0	-25.1	
ARG15-7		1.0	-25.0	
ARG15-6		3.2	-24.2	
ARG15-4		45.3	-24.5	
ARG15-3		28.7	-23.4	
ARG15-2		0.0	-27.8	
ARG15-1		0.5	-24.2	
<i>NA-TOC too low</i>		PTO15-12	41.2	TOC too low
	PTO15-6	0.0	TOC too low	
	ARG15-5	NA	TOC too low	
	PTO-43	3.0	TOC too low	
	PTO-19	NA	TOC too low	
	PTO-11	19.0	TOC too low	
	PTO-5	NA	TOC too low	

▲ Table 3.1. Sample labels, CaCO_3 content (%) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (‰, VPDB); NA= not analysed.

3.4. Description of lithological units

Ratschiller (1967) first reported a precise lithology of Cenozoic deposits in Central and Western Moroccan Sahara, and defined the Izic Formation. Ranging from the latest Miocene up to Pliocene deposits; the transgressive upper Miocene Aaiun Formation (Laayoun area); and the Paleogene Samlat Formation into three members: the Morcba Member, which mainly consists of continental sand deposits with some petrified woods, assigned an Oligocene - early Miocene age despite the lack of age evidence; the thick Guerran Member which is primarily a marine siliceous chalk, becoming more clastic further onshore, assigned an Eocene on the basis of foraminifera; and the Itgui Member which consists principally of marine limestones with flint levels, dated as being of Paleocene age.

The studied deposits of the Dakhla area formally belong to the Samlat Formation, but considering that the lithology of each Ratschiller's Member was defined further north (near Aauinat Tartar, south of Boujdour), we decided to use lithological units without reference to the Ratschiller's members.

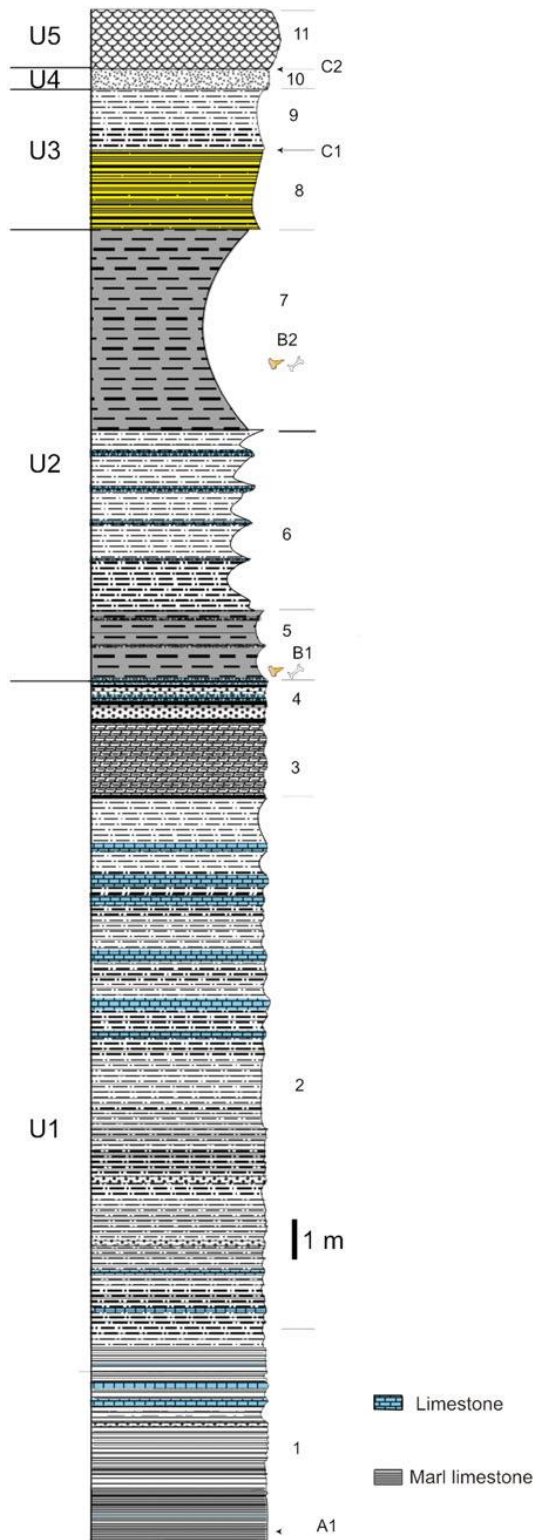
In the Dakhla region, the escarpment lies 10-60 m above the sea level and forms a west-facing cliff, steepening on the upper part but sloping gently at the base. The studied sections are directly along a steep cliff at the Atlantic coast exposed between the Gulf of Cintra and the N'Tireft village (Fig. 3.1b). The Paleogene formation is overlain by a 1-2 m thick lumachellic limestone, which is of Mio-Pliocene age (e.g. Joleaud, 1907, Font & Sague, 1911, Deperet, 1912, Lecointre, 1966), and consists of: alternating marine limestones and marls, rich in organic matter at the base; alternating sandstones and marls, with intercalations of brown to black siliceous limestones at the middle interval; and sandy white marls at the top.

3.4.1. Garitas section

This section is directly exposed along the cliff located *c.* 15 km north of Imlili village, in a locality named Garitas, which is located in a restricted military area. Lateral variations of facies are

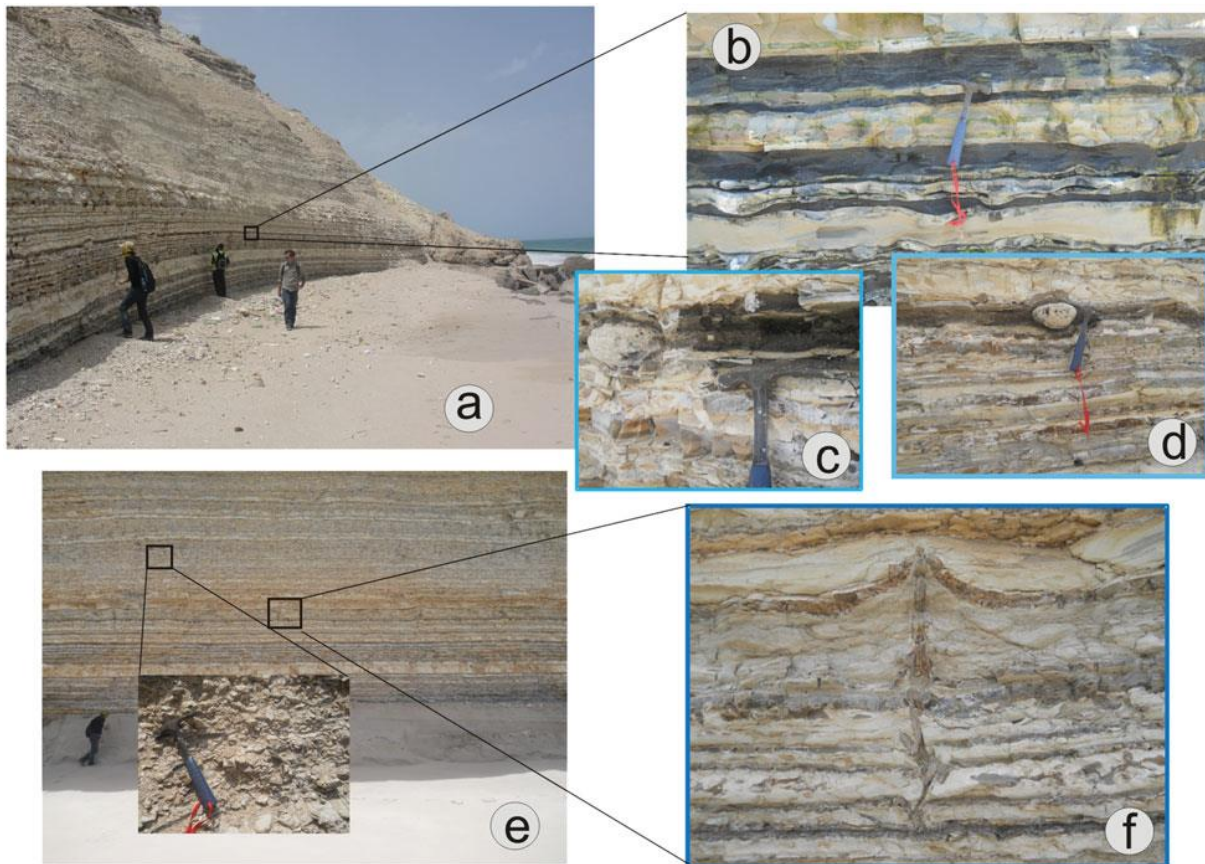
obvious, especially regarding strata thickness. We have divided these sequences into five lithological units (U1-5 or U1-U5).

Unit 1 represents the lowermost part of the section (as in Adnet, Cappetta & Tabuce 2010), and is composed by a succession of four lithofacies (Fig. 3.2).



◀ Figure 3.2. Stratigraphic section of the Garitas sedimentological sequence. U1-U5 refers to the unit, and the number on the right of the column represents the lithofacies. White bones represents the mammal fossils levels (B1-B2); yellow teeth : selachians teeth.

(1) The first lithofacies is a rhythmic sequence that consists of grey-beige marl limestone to whitish surface, sometimes siliceous with splintery fracture. This marly limestone, showing sporadic black nodule, alternates with marl grey or blackish organic-matter-rich marl (Fig. 3.3.a-c). The base of this sequence shows a *c.* 10 cm thick blackish phosphorite, rich in organic matter including numerous coprolites and fish remains (level A1, Fig. 3.3.c). This latter level becomes thicker (20 cm thick) and whiter towards the south. (2) The second lithofacies is an alternating beige marl and siliceous limestone with vertical fissure filled with the same sediments (Neptunian dykes; Fig. 3.3.e-f). The limestone beds show inverse graded bedding (decimetric at the bottom and multi-decimetric at the top). Several coprolite levels (Fig. 3.4.a) are noted, of centimeter to decimeter thickness. (3) This level comprises compact grey limestone bars and beige sandy calcareous marl (Fig. 3.4.b). (4) This landmark level is composed of black to brown or dark siliceous limestone, rich in coprolites at its base and alternating with beige marls (Fig. 3.4.b).



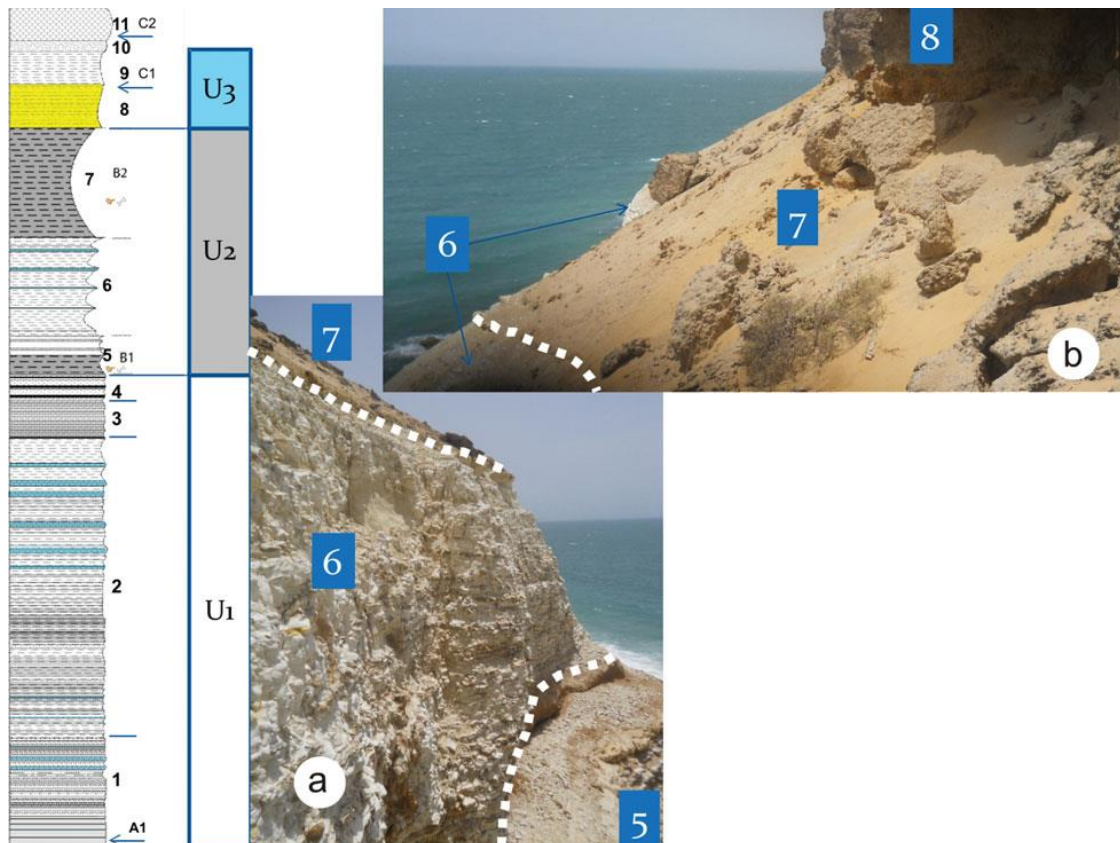
◀ Figure 3.3. Field photographs showing: (a) a general view of the lower part of the Garitas section, horizontal heterolithic stratification; (b) a detail of (a), showing blackish sediments (A1) rich in organic matter levels; (c) a phosphorite-rich organic matter with shark teeth (fossil-bearing level A1); (d) black quartzite nodule; (e) the beige marl and siliceous limestone; and (f) Neptunian dykes.

Unit 2 is composed of two lithofacies. (5) Yellowish sandy marl (*c.* 1m) is overlaid by a friable sandy micro-conglomeratic ferruginous level, which is particularly rich in selachians teeth and vertebrate bones (bed B1 of Adnet, Cappetta & Tabuce, 2010). This fossil-bearing level B1 (Fig. 3.4.c) has yielded a large number of vertebrae of cetaceans belonging to five different species, with possible rib fragments of sirenians, as well as few remains of crocodiles, turtles, sea snakes and birds (Zouhri et al., 2014). (6) This whitish marl level with intercalations of lenticular brown siliceous limestone (*c.* 5m) (Fig. 3.4.b and Fig. 3.5a).



◀ Figure 3.4. Field photographs showing: (a) an example of coprolite level; (b) a succession of grey limestone bar and beige sandy calcareous marl (lithofacies 3 in Fig. 3.2), black to brown or dark siliceous limestone with coprolites at its base (lithofacies 4), yellowish sandy marl rich in vertebrate fossil, fossil-bearing level B1 (lithofacies 5); and (c) a whitish marl with lenticular brown siliceous limestone (lithofacies 6).

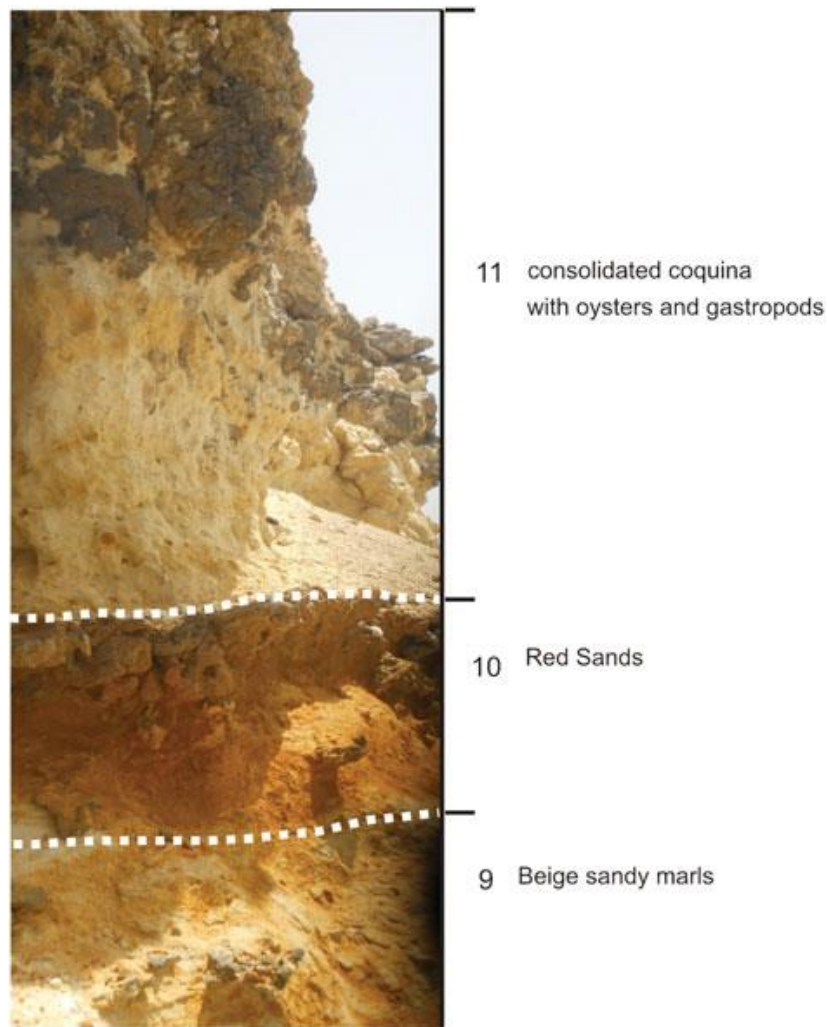
Unit 3 comprises three lithofacies. (7) Muddy brown yellow sandstone, sometimes with a secondary gypsum element. This level yields abundant remains of selachians and archaeocetes (basilosaurids) (cf. Bed B2 of Adnet, Cappetta & Tabuce, 2010). Zouhri et al. (2014) reported a *Basilosaurus* sp. and remains of a dugongid from this level. (8) Fossil-rich beige sandy marl, yielding a few dental remains of terrestrial mammals (rodent incisor) and selachians (Level C1). (9) Beige sandy marls.



▲ Figure 3.5. Garitas section: (a) lithofacies 6 forms the prominent ledge and (b) overlying muddy brown yellow sandstone corresponding to fossil-bearing level B2 (lithofacies 7).

Unit 4 includes lithofacies (10), composed of red sands (*c.* 0.5 m).

Unit 5 comprises lithofacies (11), a consolidated coquina deposit with oysters and gastropods (scallops bed of thickness *c.* 1.5 m).

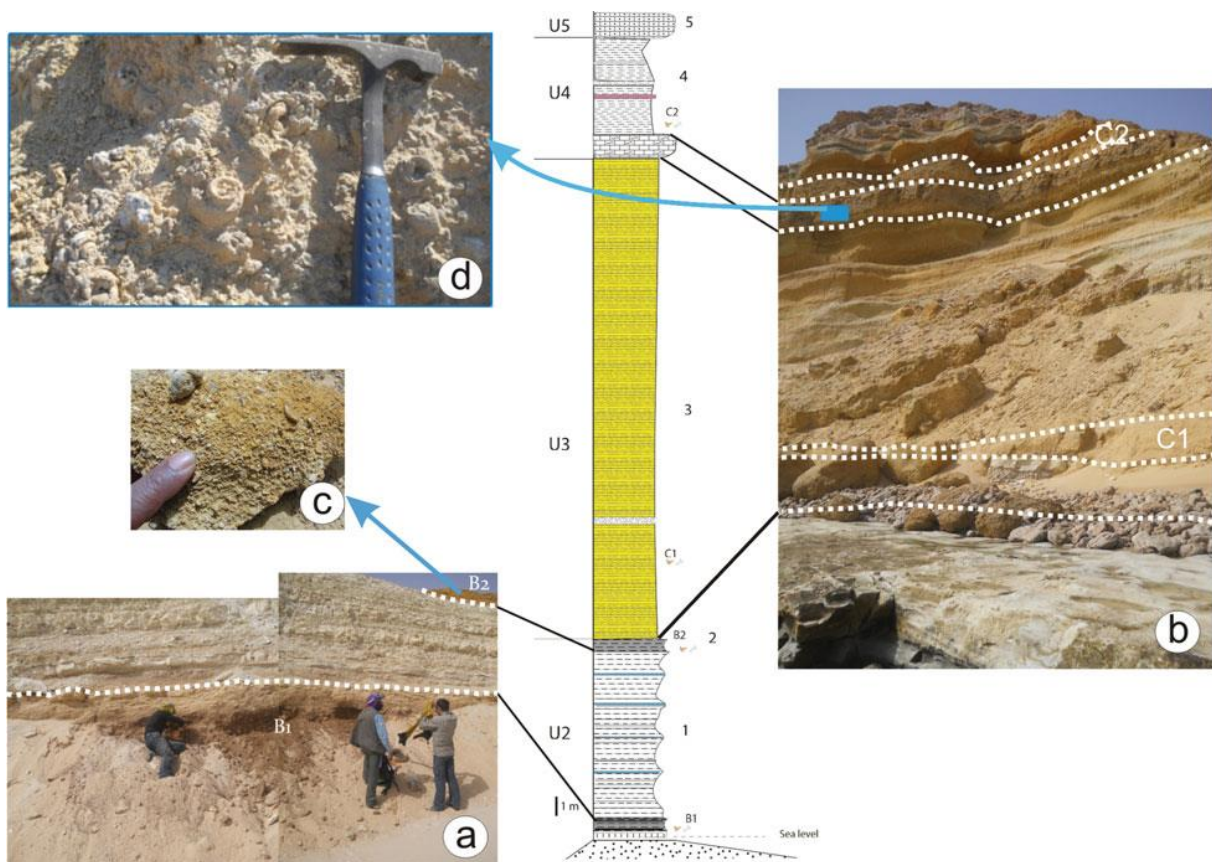


▲ Figure 3.6. Field photographs showing the top of the Garitas section with lithofacies 9, 10 and 11.

3.4.2. Porto Rico section

The section is located *c.* 10 km east of the Dakhla city, along the seashore of Porto Rico (Fig. 3.1.b). In this area, the available section starts with the bone-bed fossil-bearing level B1 of U2 (Fig. 3.7), U1 being under water (or perhaps absent?). From the bottom upwards, this section consists of units 2-4.

Unit 2 comprises two lithofacies. (1) At the shoreline, the geological section begins with an oxidized sandy marl level, rich in vertebrate bones and selachian teeth, corresponding to level B1 of Adnet, Cappetta & Tabuce, 2010 (Fig. 3.7.a). This very fossiliferous horizon lies on the previous section more than 22 m above the sea level and plunges northwards below sea level. (2) Beige to whitish sandy marls are topped by a yellowish and oxidized sandy marl level that is rich in fossils, the fossil-bearing level B2 of Adnet, Cappetta & Tabuce, 2010 (Fig. 3.7.c). These levels tend to disappear within a few hundred metres to the north of Porto Rico.



▲ Figure 3.7. Porto Rico section: (a) general view of the lower part of the section with the fossil-bearing levels B1 and B2; (b) exposure of Unit U3 corresponding to lithofacies 3, which consists of a thick multicolour sandy marl series interstratified by sandstone with limestone concretions (we can see the position of fossil-bearing levels C1 and C2); (c) photograph showing the abundant selachian teeth of the B2 level; and (d) landmark level of gastropod and oyster coquina.

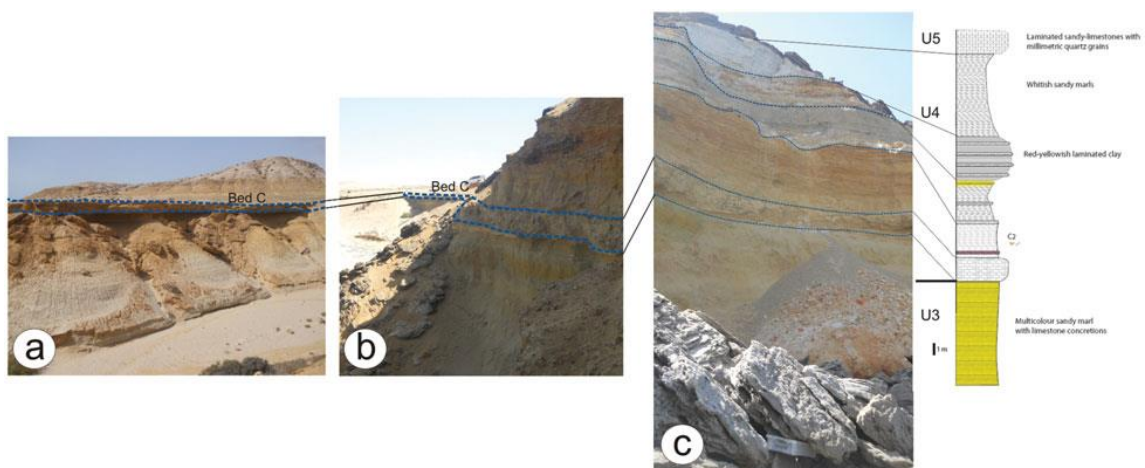
Unit 3 comprises lithofacies (3). The middle of the section consists of a thick multicolour sandy marl series, interstratified by sandstone with limestone concretions. A rich level of selachian teeth and bones (Level C1), was identified in the lower part of this interval (Fig. 3.7.b).

Unit 4, which is composed of lithofacies (4), begins with a very characteristic landmark level consisting of gastropod and oyster coquina (Fig. 3.7.b & d), white sandy marls in the middle, with another fossil-bearing level C2, includes sandstone intercalations.

Unit 5 ends the Porto Rico section with the Miocene-Pliocene flagstone, consisting of a coquina limestone which includes oyster shells and gastropods (U5).

3.4.3. North Porto Rico and El Argoub sections

These two sections are characterized by the development of both U3 and U4 units formed mainly by sandy marls, and separated by the landmark gastropod coquina limestone (Fig. 3.8). Unit 4 shows green marls containing the fossiliferous level C2 at its base, red mudstones and laminated sandstones in the middle, and white sandy marls at the top. Unit 5 consists of a flagstone formed by laminated sandy limestones containing millimetric grains of quartz.

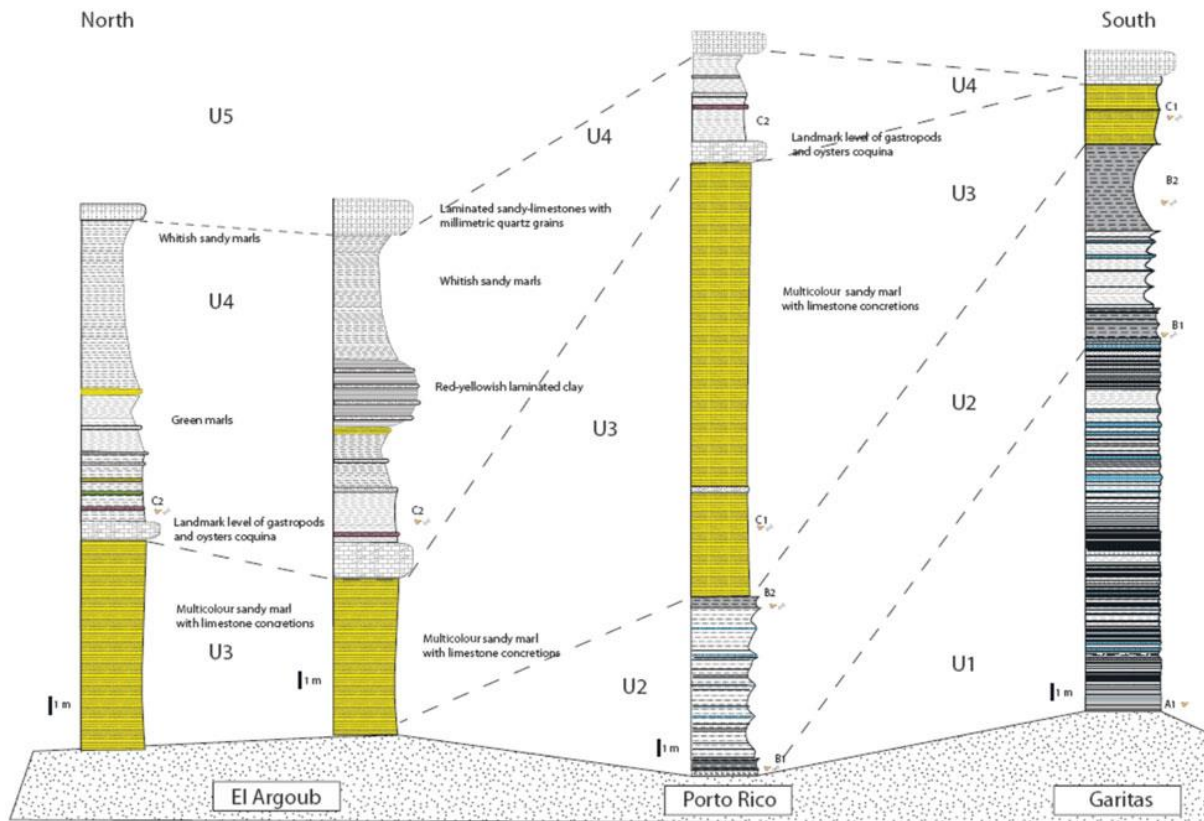


▲ Figure 3.8. Field photographs and measured section of north Porto Rico and El Argoub areas: (a) section located 2 km north of El Argoub village; and (c) sections *c.* 6 km north of Porto Rico. See landmark level consisting of gastropod and oyster coquina at the lower part of U4.

3.5. Correlation between the sections

The N-S logged sections based on (at least) five remarkable fossil-bearing levels (denoted A1, B1, B2, C1, and C2). In these measured sections, the lithostratigraphic units described in section 4 above show lateral variations of facies along the coastline (Fig. 3.9). These variations can be explained by the slight northwards tilting of these deposits. The five units recognized represent a general regressive trend, which records a transition from an outer ramp into a peritidal zone. The rhythmic bedding might have been caused by fluctuations in the depositional environment.

With exception of U5, the four units U1-4 are of Paleogene age and therefore formally belong to the Samlat Formation. The correlations with the three members of the Samlat Formation of Ratchiller (1967) remain hypothetical, and suffer from inconsistent observations. Ratchiller (1967: fig. 176) illustrated a beach cliff around Porto Rico, where he considered that the Aaiun Formation directly overlies the Lebtaina Formation, a formation underlying the Samlat Formation. However, it seems that what he considered as the Aaiun Formation actually corresponds to the U3-5 of the Dakhla area, and that the Lebtaina Formation corresponds to U1-2. Although units U1 and U2 are attributed to the Guerran Member and units U3 and U4 to the Morcba Member, it is difficult to find the lithological subdivision described and proposed by Ratchiller (1967).



▲ Figure 3.9. Outline correlation between cross-sections from Garitas to El Argoub.

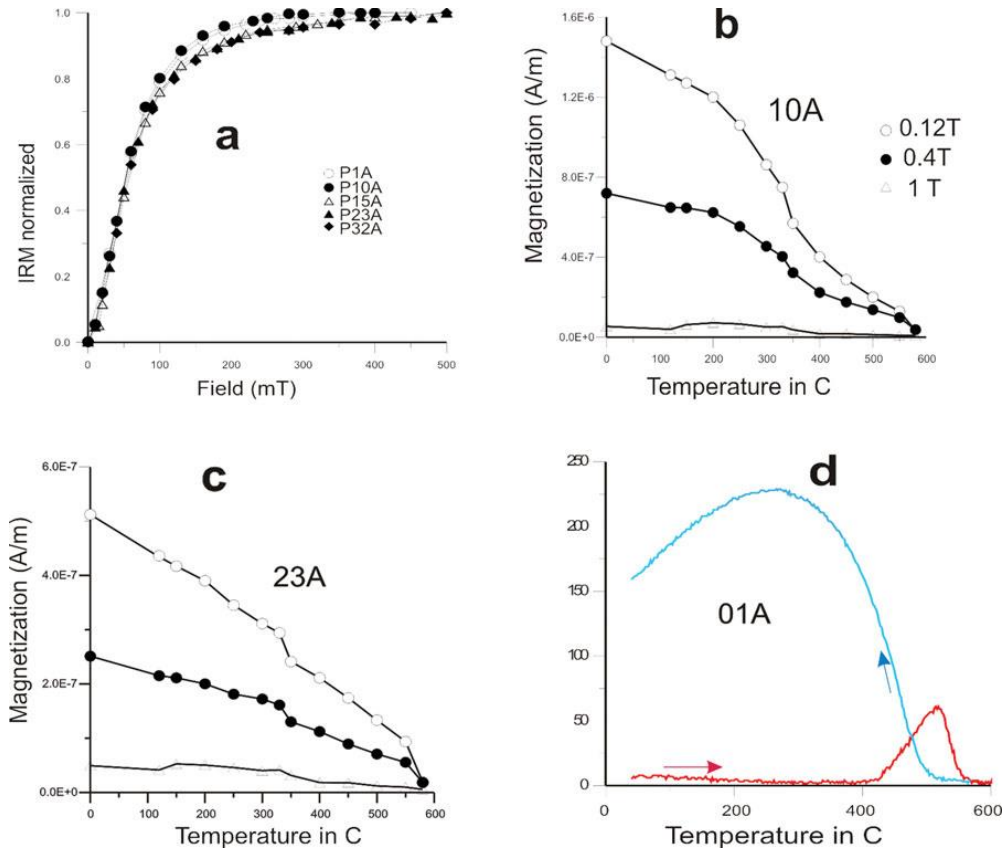
3.6. Paleomagnetic analysis

Samples were analyzed with the paleomagnetic facilities housed at the iPHEP of the Université de Poitiers, France. Remanent magnetization was measured with a JR6 magnetometer combined with stepwise thermal or alternating field demagnetization in a magnetically shielded room. To better constrain the magnetic mineralogy, we studied the acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM), and then the stepwise thermal demagnetization of three-axis differential IRM following the method of Lowrie (1990). The specimens were subjected to stepwise thermal demagnetization in steps up to 600 °C. The IRM was determined with a pulse electromagnet. Thermal demagnetization was conducted with a magnetic measurement thermal demagnetizer (MMTD80) shielded furnace. Progressive thermal demagnetization was carried out, in steps of 30-40 °C, from 100 °C until either the magnetization intensity fell below the noise level or the direction became erratic. The majority of specimens were submitted to stepwise alternating field (AF)

demagnetization with increments of 5–10 mT, using a Molspin Ltd. high-field shielded demagnetizer. Characteristic magnetization components were isolated by applying the method of Kirschvink (1980) to vector segments with a maximum angular deviation less than 15°.

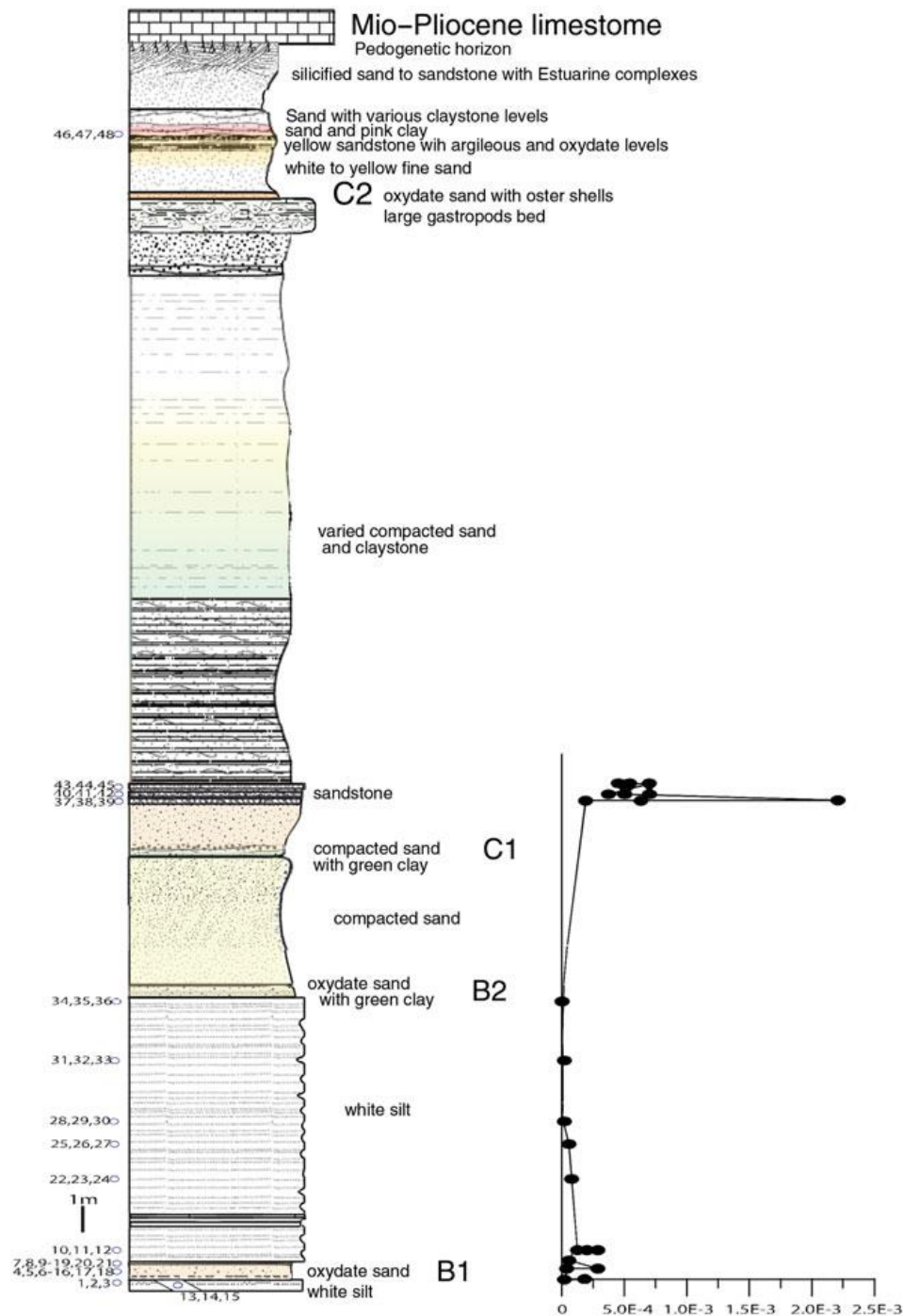
3.6.1. Magnetic properties and characteristic directions

A set of rock magnetic experiments was conducted to characterize and identify the magnetic mineralogy of the main lithologies. We first analyzed the acquisition of IRM up to 500 mT and its subsequent thermal demagnetization. Following the procedure described by Lowrie (1990), magnetic fields of 1, 0.4 and 0.12 T were successively applied to each of the three perpendicular directions prior to thermal demagnetization. The IRM acquisition curves (Fig. 3.10.a) show a broad range of coercivities. The initial increase of magnetization up to 100–150 mT indicates the presence of low coercivity minerals. Saturation was achieved between 300 and 500 mT, which indicates the presence of intermediate coercivity minerals.



▲ Figure 3.10. Palaeomagnetic analysis: (a) acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) (normalized values) curves of same samples, with most of the magnetization acquired below 200 mT and saturation achieved at 300 mT; (b, c) stepwise thermal demagnetization of the IRM components; and (d) thermomagnetic curve of sample, where magnetic iron sulphides were suspected to be present in the samples.

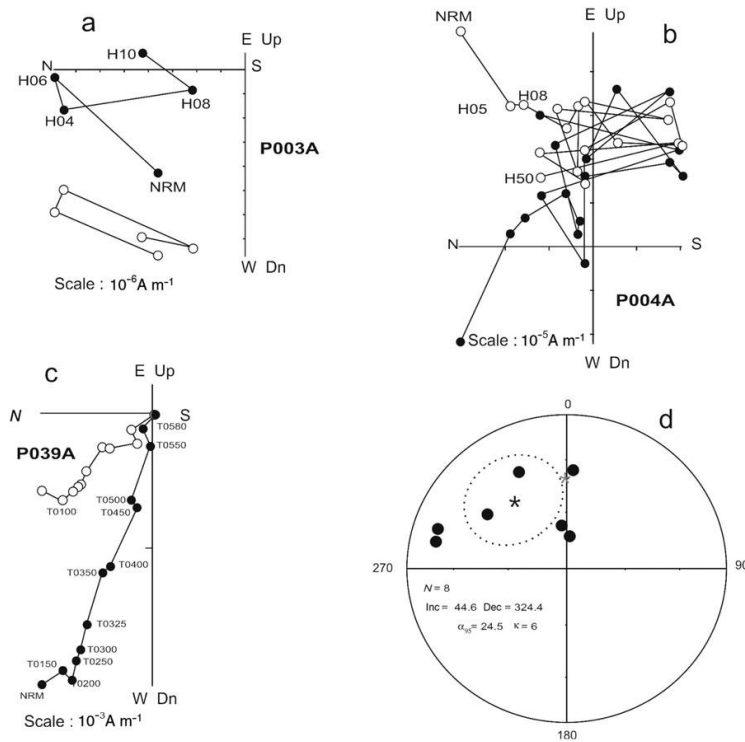
Thermal demagnetization shows that the low field (0.12 T) component is dominant; in Figure 3.10.b and c, the first drop appears on the soft and medium components between 300 °C and 350 °C, indicating the existence of magnetic mineral with soft coercivity, probably corresponding to low Ti titanomagnetite. The second drop is observed at 580 °C, indicating the presence of magnetite. The harder components, less than 25 % of the total IRM, decrease regularly up to temperature of 300–350 °C and suggest the presence of a Fe-sulphide.



▲ Figure 3.11. Porto Rico section and position of palaeomagnetic sampling, and the NRM intensities plotted against lithostratigraphic position (right curve). Note the position of the fossil-bearing levels B1, B2, C1 and C2.

Thermomagnetic curves are routinely used in paleomagnetism to identify remanence carriers. Low-field susceptibility measurements ($k-T$ curves) were performed using a Bartington susceptibility

meter (MS-2) equipped with furnace. Some specimens were heated up to 600 °C at a heating rate of 10 °C min⁻¹, and then were cooled at the same rate (Fig. 3.10.d). The thermomagnetic behavior of bulk sediment samples shows very low magnetization, in agreement with low intensity of the sample. Magnetization starts to increase at *c.* 400 °C, is maximal at *c.* 500 °C, and then decreases sharply to zero just before 600 °C. This is due to the presence of pyrite, a paramagnetic mineral that altered towards magnetite near 500 °C during the experiment (Strechie et al., 2002; Tudryn & Tucholka, 2004). Cooling curves indicate that magnetite is produced as a result of the thermal breakdown (Fig. 3.10.d). No correct curve was obtained for the majority of samples because of the low initial signal of magnetic susceptibility.



▲ Figure 3.12. Demagnetization plots of the samples. The solid (open) symbols represent horizontal (vertical) projections: (a) at 10 mT, the magnetization intensity falls below the noise level of the magnetometer; (b) example of samples with erratic direction; (c) example of samples with normal polarity from the site situated 2 m above the C1 fossil-bearing level; and (d) equal-area projection and Fisher statistics of the reliable characteristic remanent magnetization (ChRM) direction. The 95% confidence ellipse for the normal (solid star) mean directions is indicated (inclination 44.6°, declination 324.4°). The asterisk represents the geocentric axial dipole of the Porto Rico latitude.

The natural remanent magnetization displays moderate high values, starting at $8.8 \times 10^{-7} \text{ A m}^{-1}$ in siltstone levels, and reaching up to *c.* $6.3 \times 10^{-4} \text{ A m}^{-1}$, with an average of $1.9 \times 10^{-4} \text{ A m}^{-1}$ (Fig. 3.11). After some step demagnetization, the magnetization intensity fell below noise level of the magnetometer (Fig. 3.12.a), and the direction became erratic (Fig. 3.12.b). Data resulting from AF and thermal demagnetization were plotted on orthogonal vector plots (Zijderveld, 1967). To determine characteristic magnetic directions, principal components analysis was carried out on all samples. These paleomagnetic directions were then analyzed, using Fisher statistics to determine site mean declinations, mean inclinations and associated precision parameters. Only three strata at the upper part of the section gives a coherent result of normal direction (Fig. 3.12.c). The mean directions of ChRM are: declination 324.4° and inclination 44.6° ($\alpha_{95} = 24.4$, $\kappa = 6$), and differ from the expected direction for this latitude (declination 352.2° and inclination 27.2°) (Fig. 3.12.d).

3.7. Carbon isotope geochemistry results

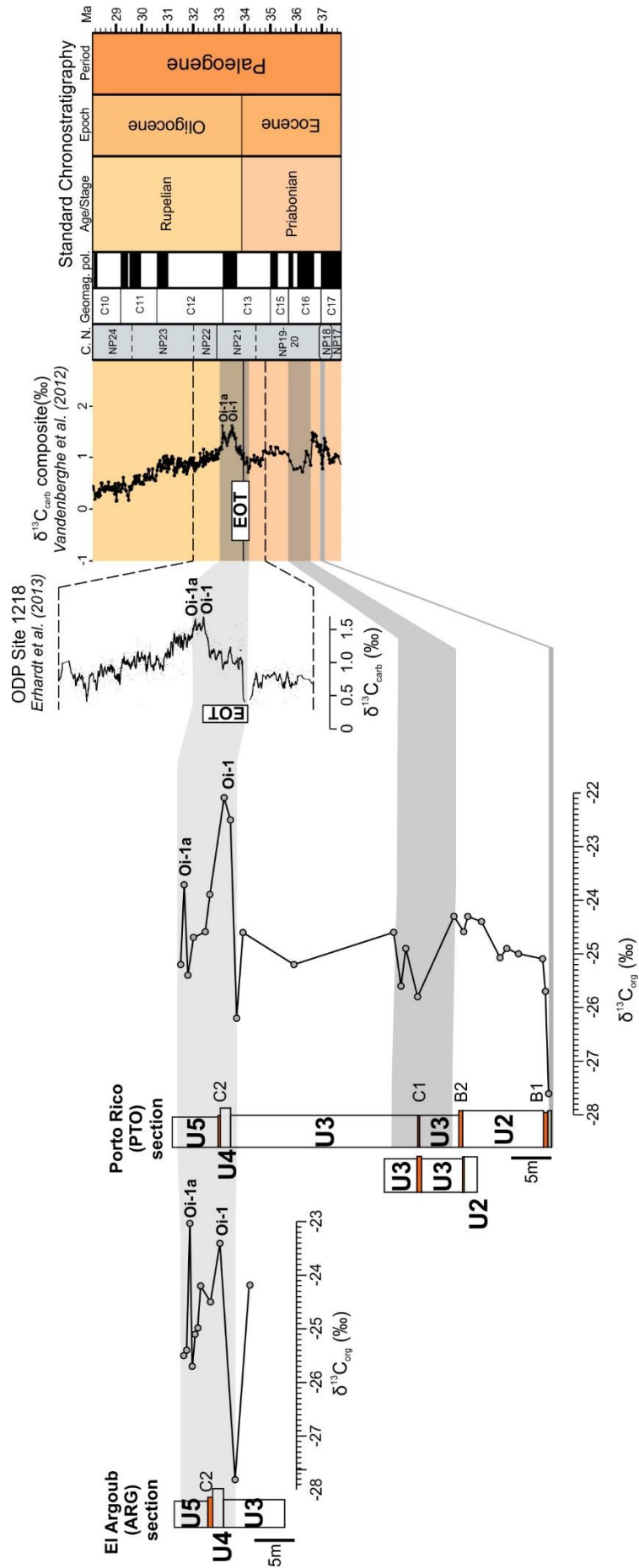
Carbon isotopic values range from -27.8 ‰ (sample ARG15-2) to -22.1 ‰ (sample PTO15-11; Table 3.1). These data are in good agreement with the expected $\delta^{13}\text{C}$ values on organics at the Eocene-Oligocene interval (see Sarkar et al., 2003). Seven samples have Total Organic Carbon (TOC) too low ($<0.01 \text{ ‰}$) to perform reliable isotopic analysis.

In the Porto-Rico section, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ curve shows the following successive values/trends, from the base to the top (Fig. 3.13; Table 3.1): (1) relatively negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value (-27.6 ‰) in the B1 fossil-bearing level, at the base of the section (lowermost part of unit U2); (2) relatively stable $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (from -25.1 to -24.3 ‰) in the U2 (including the fossil-bearing B2 level); (3) relatively negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value (*c.* -25.7 ‰) in the lower part of U3 (including the C1 fossil-bearing level); (4) relatively stable $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (from -25.2 to -24.6 ‰) in the upper part of U3; (5) prominent and rapid positive shift of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values, from -26.2 ‰ to -22.1 ‰ in the uppermost part of U3 and U4; (6) negative shift of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values, from -22.1 ‰ to -25.4 ‰ in the lower part of U5 (including the C2 fossil-bearing level); (7) positive shift of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values from -25.4 ‰ to -23.7 ‰ in the upper part of U5; (8) negative shift of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values, from -23.7 ‰ to -25.2 ‰ in the uppermost part of U5.

In the El Argoub section, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ curve shows the following successive values/trends, from the base to the top (Fig. 3.13; Table 3.1): (1) prominent and rapid positive shift of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values, from -27.8 ‰ to -23.4 ‰ in the uppermost part of U3 and U4; (2) negative shift of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values, from -23.4 ‰ to -25.7 ‰ in the lower part of U5 (including the C2 fossil-bearing level); (3) positive shift of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values, from -25.7 ‰ to -23.0 ‰ in the upper part of U5; (4) negative shift of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values, from -23.0 ‰ to -25.5 ‰ in the uppermost part of U5.

The CaCO_3 contents range from 0.0-76.9 % in the Porto-Rico section and from 0.0-45.3 % in the El Argoub section.

► Figure 3.13. Carbon isotope values (‰, VPDB) of the Porto Rico and El Argoub sections, compared to $\delta^{13}\text{C}$ curves around the Eocene-Oligocene transition at ODP Site 1218 (Erhardt, Pälike & Paytan, 2013) and reference $\delta^{13}\text{C}$ composite curve (Cramer et al. 2009; modified by Vandenberghe, Hilgen & Speijer, 2012). EOT – Eocene-Oligocene Transition; U1-U5 – lithological units defined in the text; B1, B2, C1, C2-fossil-bearing levels.



3.8. Discussion

The fossil content of the Dakhla deposits is rich and varied, mixing primarily selachians and marine mammals (cetaceans and sirenians). Ratschiller (1967) first mentioned the occurrence of fish teeth in the Eocene Guerran Member of the Samlat Formation. In the Dakhla area, a rich vertebrate fauna was discovered by Adnet, Cappetta & Tabuce (2010) in two levels: B1 and B2. The Eocene age proposed by Ratschiller (1967) and later by Adnet, Cappetta & Tabuce (2010) was based on paleontological evidence. Indeed, the majority of selachian taxa (such as *Xiphodolamia serrata*, *Misrichthys stromeri* and *Cretolamna twiggensis*) recovered in B1 and B2 are known elsewhere in deposits dating from the Bartonian and Priabonian (e.g. Qasr El Sagha Formation, Egypt; Qa'Faydat and the Wadi Esh-Shallala Formation, Jordan; or the Drazinda Shale Member of the Kirthar Formation, Pakistan; Adnet, Cappetta & Tabuce, 2010). Later, Zouhri et al. (2014) described five archaeocete cetacean species from level B1, and dugongid sirenians in level B2; faunal correlations with the late Eocene Epoch of Egypt indicate a Priabonian age for the B1 and B2 fossil assemblages.

Since 2013, our fieldwork allowed the discovery of new fossil-bearing levels in the stratigraphic sequence (A1, C1, and C2). The lowermost part of the Garitas section (U1; Figs. 3.2 and 3.3) has yielded a fossil-bearing level including a diverse assemblage of fish (e.g. "*Carcharias*" *koerti*, *Physogaleus* aff. *tertius*, *Coupatezia* spp. *Merabatis* sp., *Burhnamia* sp., *Cyladrincanthus* sp.). In the Porto Rico section (Fig. 3.7), two stratigraphically distinct levels have yielded fossil vertebrates. The level C1, located at the base of U3 has yielded an assemblage of selachians (e.g. *Carcharhinus* spp. *Carcharias* sp., *Pristis* cf. *lathamii*, *Pastinachus* sp., *Aetobatis* cf. *irregularis*). Above in the section, the base of U4 has yielded a fossil assemblage (C2) of marine and estuarine invertebrates (lamellibranches) and vertebrates (including fishes, turtles, crocodiles, and selachians resembling to C1), together with terrestrial mammals (including rodents, primates, hyracoids, an elephant shrew, and creodonts). A strictly similar fossil assemblage was found in the El Argoub section, in equivalent deposits (i.e. at the base of U4).

The mammal fossils of C2 (Porto Rico and El Argoub) consist of isolated teeth, but also partial jaws and bone fragments. Among the mammals, afrotherians are illustrated by a herodotiine

macroscelid (*Herodotius* aff. *pattersoni*) and several “sagatheriid” hyracoids, among which a species of *Sagatherium*. Primates include an oligopithecoid anthropoid (*Catopithecus* aff. *browni*) and an indeterminate afrotarsiid. Rodents are much more abundant and represented by members of two phylogenetically distinct groups: Hystricognathi and Anomaluroidea. Several tens of isolated teeth of anomaluroids indicate the presence of two distinct families, Anomaluridae and Nonanomaluridae, and possibly the ancestral family Zegdomyidae, represented by five new species (*Argouburus* *minutes*, *Paranomalurus* *riodeoroensis*, *Dakhlamys* *ultimus*, *Oromys* *zenkerellinopsis*, and *Nonanomalurus* *parvus*; see Marivaux et al., 2017a). Regarding hystricognaths (Marivaux et al. 2017b), distinct taxa are recognized, primarily including several “phiomyid”-like representatives (*Birkamys* aff. *korai*, *Mubhammys* sp. nov., ?*Phiocricetomys* sp., *Neophiomys* sp. nov., and a new genus and species) and gaudeamurids (*Gaudeamus* cf. *hylaesus* and *G.* cf. *asluis*). Most of these Dakhla C2 mammals (except anomaluroids; Marivaux et al., 2017a), or at least their close relatives, have been originally described from well-known Egyptian localities of the Jebel Qatrani Formation (Fayum Depression), dating from the latest Eocene (L-41; Hyracoidea: Rasmussen and Gutiérrez 2010; Macroscelididae: Simons et al. 1991; Primates: Simons 1995; Simons and Rasmussen 1996; Seiffert 2012; Rodentia: Sallam et al. 2011; Sallam & Seiffert, 2016) or the early Oligocene (Hyracoidea: Rasmussen & Gutiérrez 2010; Rodentia: Wood, 1968). This faunal similarity thus indicates a latest Eocene-early Oligocene time frame for the fossiliferous concentration of the level C2 of the Pto-Arg sector.

Here we performed new chemostratigraphic investigation using carbon isotopes from dispersed organic matter ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) on the Porto Rico and El Argoub sections, in order to refine the stratigraphic framework of the Samlat Formation in the Dakhla area. As mentioned above, Adnet, Cappetta & Tabuce (2010) suggested a Bartonian to Priabonian age for the fossil-bearing levels B1 and B2 on the basis of the selachian fauna. Later, Zouhri et al. (2014) refined the age of the level B1 and proposed early-middle Priabonian on the basis of the cetacean fauna. These authors also suggested a Priabonian age for the level B2 on the basis of the sirenian fauna. It implies that the lower part of the studied sections, containing the levels B1 and B2, is (early-middle) Priabonian in age, thereby suggesting that the upper part of the section is Priabonian or younger.

The Eocene–Oligocene boundary (EOB; *c.* 34 Ma) is the largest global cooling of the Cenozoic Era and led the Earth’s climatic system to change from a greenhouse to an icehouse mode; this change is well documented in the marine setting (e.g. Bohaty, Zachos & Delaney, 2012) and, to a lesser extent in continental setting (e.g. Tramoy et al., 2016). Initiated during late Eocene time, the cooling interval comprise several isotopic events which have been coded by Miller, Wright & Fairbanks (1991). The oldest of the events, coded Oi-1, the Eocene-Oligocene (climate) transition or EOT, is associated to major $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ positive shifts which started during late Eocene time and ended during early Oligocene time (e.g. Coxall et al., 2005; Katz et al., 2008; Lear et al., 2008). Using a high-resolution carbon isotope study of the Ocean Drilling Program (ODP) site 1218, Erhardt, Pälike & Paytan (2013) showed that the carbon and oxygen positive shifts of the Oi-1 event are followed by two positive isotopic excursions $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ called Oi-1a and Oi-1b, of early Oligocene age. This isotopic pattern was also observed by Zhifei et al. (2004) in ODP Leg 208 Site 1262, 1265 and 522.

In the Porto Rico (Pto) and El Argoub (Arg) sections (this study; Fig. 3.13), the Oi-1 event initiates in the uppermost part of the U3 lithological unit (*c.* 2 meters below the C2 level) and ends below the C2 level. This isotopic event is followed by one positive excursion (positive shift followed by a negative shift), interpreted here as Oi-1a. In summary, the C2 level is clearly above the Oi-1, and as such, it is clearly earliest Oligocene in age.

Lower, the B1 and B2 fossil-bearing levels are dated Priabonian in age by the selachian, cetacean and sirenian faunas (see above). The C1 level is located in a negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion (Fig. 3.13). This latter should correspond to the carbon isotope excursion observed in the Priabonian strata (NP19-20 Zones). The B1 level shows negative $\delta^{13}\text{C}$ value, most probably corresponding to the negative $\delta^{13}\text{C}$ values in the lower Priabonian NP18 Zone (Fig. 3.13).

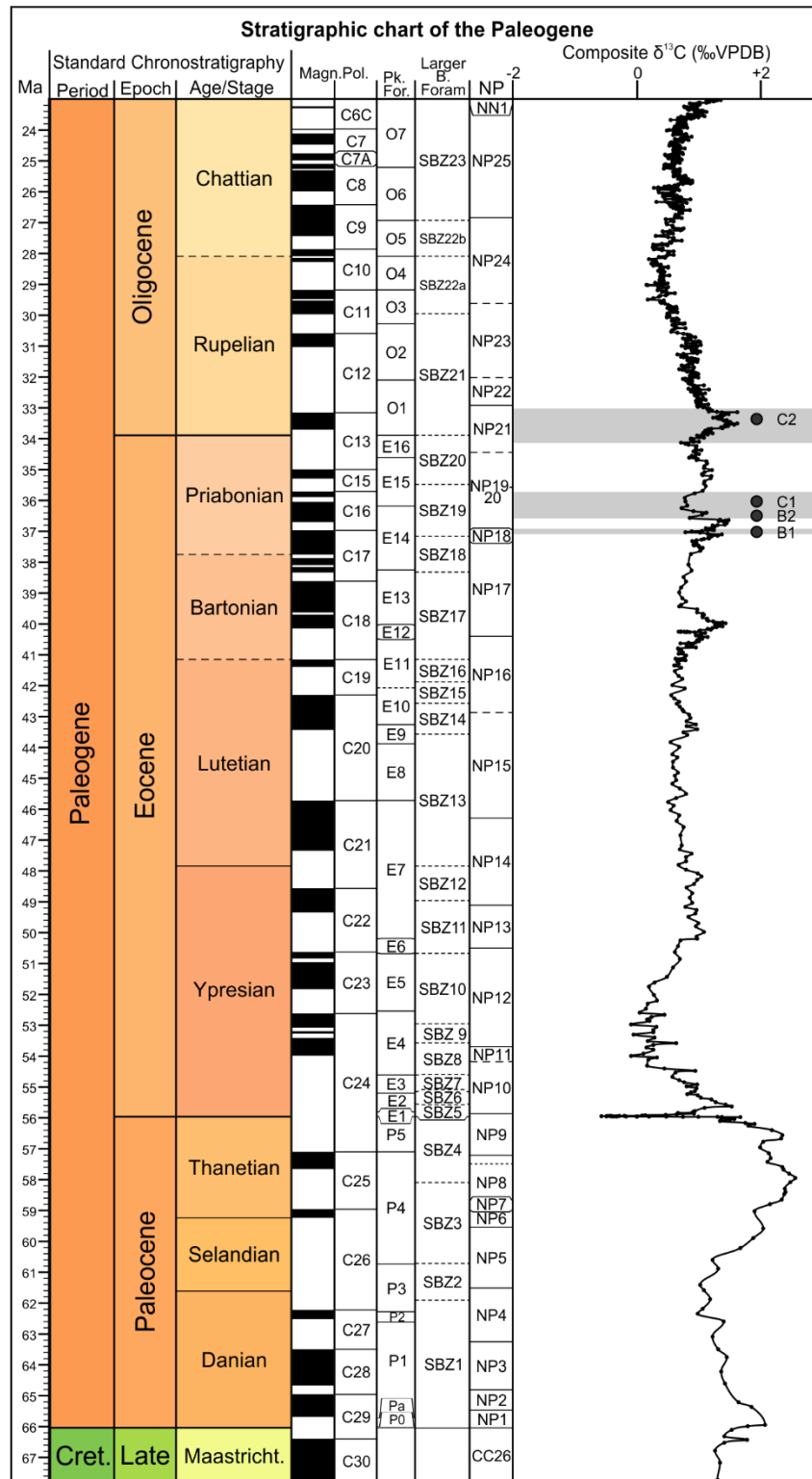
The paleomagnetic analysis show that the only normal polarity is represented by three strata situated 2 m above the C1 fossiliferous level. Although the rock magnetic properties suggest that the NRM may be of primary origin, we evaluate other criteria to infer the origin of the observed characteristic remanence. The *in situ* site mean directions differ significantly from the direction of the axial geocentric dipole at the latitude of the site (Fig. 3.12.d) and, therefore, exclude a recent

magnetic overprint. Correlation of the Porto Rico section with the geomagnetic polarity time scale (GPTS) of Gradstein et al. (2012) was performed by considering the earliest Oligocene age discussed above for C2 level and Priabonian age for B2 and C1. Taking into account the biochronological age, the normal polarity might then be correlated to Chron C16n.

Our new chemostratigraphic and paleomagnetic data suggest that the C2 fossil-bearing level of Dakhla is clearly located above the Oi-1 event and below the Oi-1a event. The Oi-1 event, bringing the major cooling, is recognized by many authors to have occurred a few 100 ka later than the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Rupelian Age (Eocene-Oligocene boundary; Vandenberghe, Hilgen & Speijer, 2012). The GSSP of the Eocene-Oligocene boundary is defined in the Massignano section (Italy), and the key marker of the GSSP is the extinction of the hantkeninid planktonic foraminifera, which lies within nannofossil Zone NP21 (Premoli-Silva and Jenkins, 1993). Katz et al. (2008) showed that (1) the Oi-1 event is located around the transition of Chron C13r and C13n (33.545 Ma), and (2) the Oi-1a event is located around the transition of Chron C13n and C12r. This suggests that the C2 level, located just above the Oi-1 event and below the Oi-1a event, is a few 100 ka above the Eocene-Oligocene boundary, within the nannofossil Zone NP21 and into the magnetic polarity Chron 13n. Interestingly, as mentioned above, Gingerich (1993) suggested that the L-41 level (lower part of the Jbel Qatrani Formation) is located in the lower Oligocene strata. Underwood, King & Steurbaut (2013) place the base of the Jebel Qatrani Formation close to the base of Chron C13n. On the other hand, Seiffert (2006) concluded that the L-41 of Fayum bed falls within a zone of reverse polarity and is correlated with Chron 13r, of late Eocene age, that is, older than the C2 level of Dakhla. The new rodent assemblage from the lowest Oligocene strata of Dakhla (Sahara, Morocco) therefore represents the first Oligocene record of rodents from northwestern Saharan Africa, especially from the Atlantic margin of that landmass. The carbon isotope chemostratigraphy confirms that the lower part of the studied sections containing levels B1 and B2 is early-middle Priabonian in age.

Our knowledge of the mammal faunas documenting the early Oligocene of Afro-Arabia was so far deriving from contemporary localities found in northern Egypt (Fayum Depression), Libya (Zallah Oasis) and Oman (Dhofar Province) (Fejfar, 1987; Sallam, Seiffert & Simons, 2011; Coster et al.,

2010, 2012; Sallam & Seiffert, 2016). This new earliest Oligocene mammal fauna from the northern Atlantic margin of Africa is of great interest because it documents for the first time the diversity of micromammals, especially rodents. Biochronology and C isotope chemostratigraphy provide an Oligocene age constraint of C2 fossiliferous level, and therefore increase our understanding of the timing of mammal evolution and environmental change in North Africa at that time.



▲ Figure 3.B. Extension biostratigraphique et chémostratigraphique de la section à fossiles de Dakhla (Sud-Ouest du Sahara marocain) (rectangles grisés). Les pastilles grises indiquent les positions chronostratigraphiques des gisements fossilifères de Dakhla.

CHAPITRE IV – CHEMOSTRATIGRAPHIE DE L'YPRESIEN MOYEN-SUPERIEUR
DU BASSIN DE LA MER DU NORD - BELGIQUE

IV A – PREMIER ENREGISTREMENT DE L'ÉVÉNEMENT EECO DANS LE BASSIN
DE LA MER DU NORD - BELGIQUE

Ce sous-chapitre se base sur l'article suivant :

Steurbaut, E., King, C., Matthijs, J., **Noiret, C.**, Yans, J. and Van Simaey, S., 2015. The Zemst borehole, first record of the EECO in the North Sea Basin and implications for Belgian Ypresian – Lutetian stratigraphy. *Geologica Belgica*, 18/2-4, 147-159.

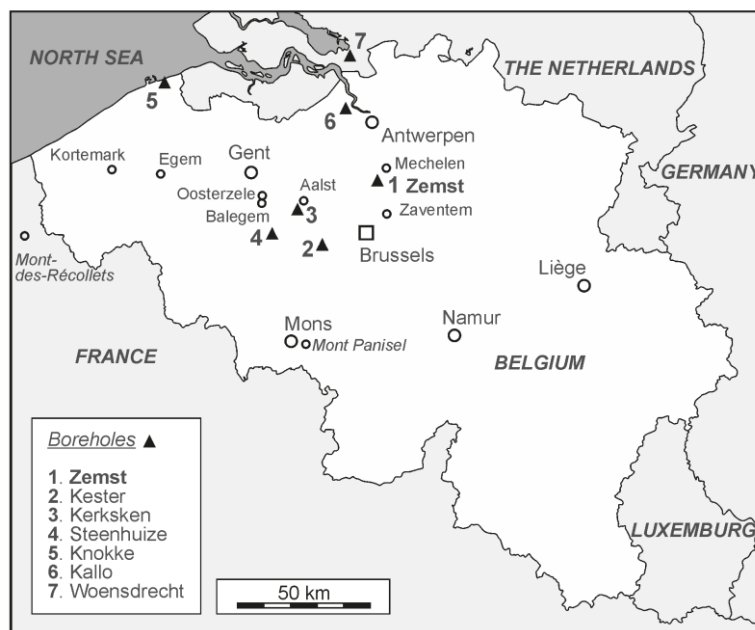
Résumé de l'article



L'intégration des nouvelles données sédimentologiques, micropaléontologiques et isotopiques des strates de l'Yprésien supérieur du centre de la Belgique (forage de Zemst) permet la différenciation de séries d'évènements biotiques et tendances isotopiques, qui sont associés à une période de réchauffement climatique d'environ 1.5 million d'années, connu sous le nom de EECO (« *Early Eocene Climatic Optimum* »). Les valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ relativement faibles (-26.5 ‰ à -27.0 ‰) dans l'intervalle entre les *Panisel Sand Mb.* et *Merelbeke Clay Mb.* (NP12 supérieur – NP13 inférieur) coïncident avec une augmentation d'*Apectodinium* (>3 % jusqu'à 14 %) et un bloom des *Discoaster* (16 à 50 %, essentiellement *D. kuepperi*). Cet évènement est relativement similaire, bien que moins intense et de plus longue durée, à ce qui est observable durant le PETM (*Paleocene Eocene Thermal Maximum*) avec des abondances en *Apectodinium* de l'ordre de 75 % dans les moyennes et hautes latitudes, et des blooms de *Discoaster* dans les régions tropicales. Le shift positif abrupt jusqu'à 1 ‰ dans le signal isotopique à la base du *Pittem Clay Mb.* (NP13 moyen, milieu du chron C22r), qui est cohérent avec les disparitions virtuelles des *Apectodinium* (<0.1 ‰) et *Discoaster* (<0.5 ‰), semble marquer la fin de l'évènement EECO dans le sud du Bassin de la Mer du Nord. Les données issues du forage de Zemst permettent l'identification de la limite NP12/NP13 qui coïncide virtuellement avec la limite des chrons C23n et C22r, durant le hiatus de dépôt entre le *Panisel Sand Mb.* et le *Kwatrecht Mb.* sus-jacent. Les nouvelles données permettent également d'affiner la stratigraphie des nannofossiles calcaires durant le Biochron NP15 (Lutétien moyen) dans les moyennes latitudes. Ce travail montre que le critère principal d'identification de la base du Lutétien (*LO* de *Blackites inflatus*), comme adopté au GSSP (Gorrondatxe, Espagne), ne peut pas être appliqué dans le Bassin de la Mer du Nord (à l'exclusion du Bassin de Paris), et qu'il est nécessaire de définir des substituts pour cette limite dans ces latitudes.

4.A.1. Introduction

Several cored boreholes have recently been drilled in strategic areas in order to generate and update the geological maps of Belgium. Most of these wells were designed to elucidate regional stratigraphic problems.



▲ Figure 4.1. Location of the Zemst borehole and additional borehole and outcrop sections mentioned in the text.

The Zemst borehole (BGD 73E359; $x = 155.444$, $y = 187.591$; GPS-coordinates $50^{\circ}59'54.52''N$, $4^{\circ}26'46.50''E$; Fig. 4.1) was executed in 2001 to evaluate the presence of the P1n clay in the area between Aalst and Mechelen. This clay unit, which figures on the old geological maps of Belgium (Anonymous, 1893; Fig. 4.2), was introduced by Rutot (1890) as part of the Paniselian Stage (now upper part of Ypresian Stage, Steurbaut, 2006a). It was originally described as “argile grise plastique” or P1(d), positioned in between the sandstone bearing P1d sands (“lower Paniselian”) and the overlying Aalter Sands (P2 or “upper Paniselian”), and clearly postdating the P1m clay (Anonymous, 1893; before known as “argile grise plastique schistoïde de base” or P1(a) (Rutot, 1890; Fig. 4.2), and today as Merelbeke Clay.

Rutot 1890	Paniselian stage lithological description	Anonym 1893
P2(bd) P2a	fossiliferous sand of Aalter basal gravel (local)	P2
P1(d)	grey plastic clay	P1n
P1d	sand with sandstone	P1d
P1c	glaucinitic sandy clay	P1c
P1b	glaucinitic sand	P1b
	basal gravel	P1a
P1(a)	basal grey plastic clay	P1m
P1a	basal gravel (local)	

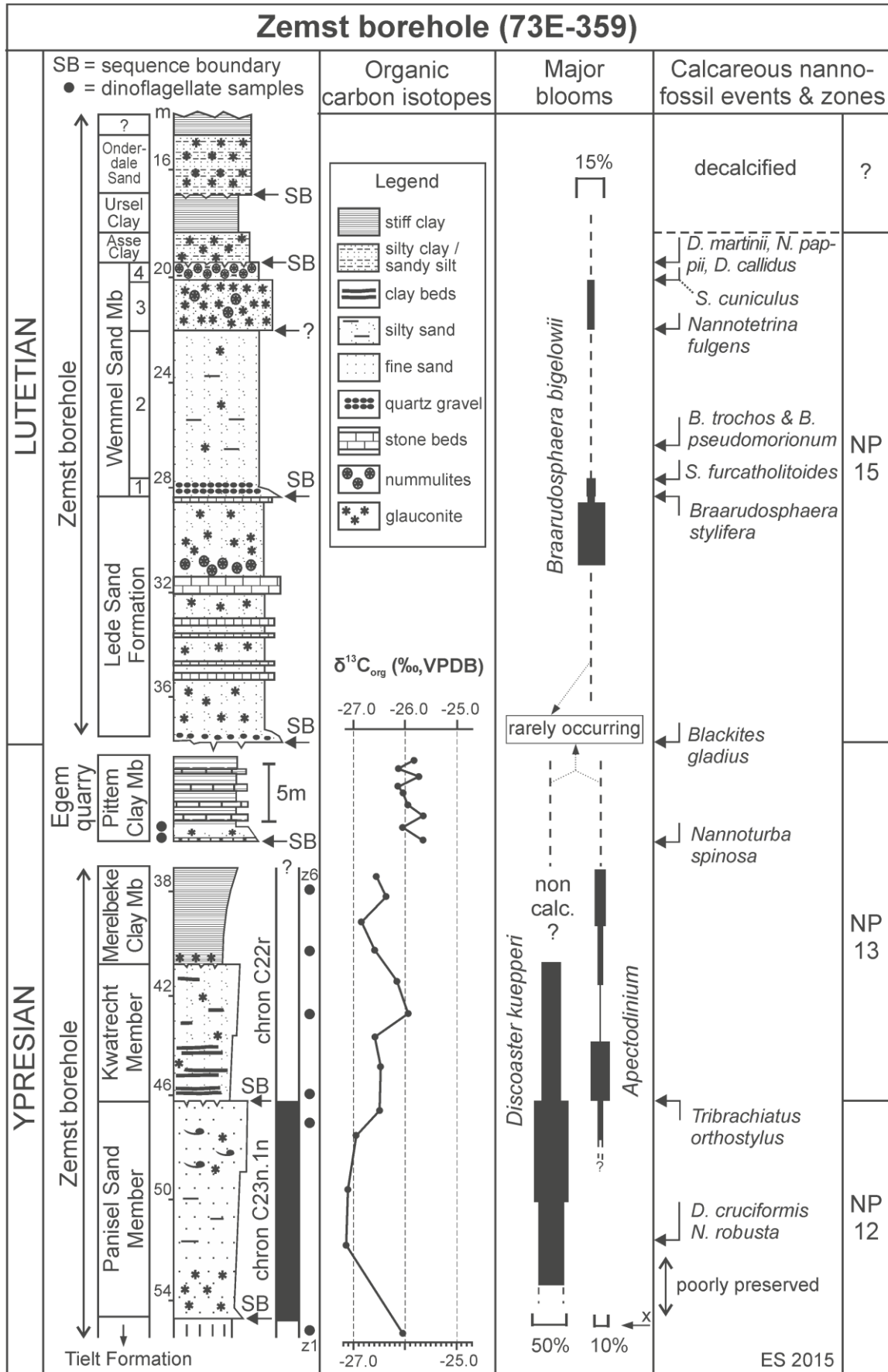
▲ Figure 4.2. Subdivision of the obsolete Paniselian Stage, used until the mid-1950 (e.g. Gulinck & Hacquaert, 1954) (grey shading = not identified).

The present study aims at elucidating the stratigraphy of the upper Ypresian and the lower Lutetian in the Zemst area (Fig. 4.3), with special attention to the Ypresian-Lutetian transition. It essentially focuses on the lithological trends and changes, the evolution in calcareous nannofossil, microfossil and dinoflagellate cyst associations, the sedimentological phenomena, the organic carbon isotope evolution and the general depositional conditions. It seeks at integrating these into a sequence stratigraphic framework.

A detailed palaeoenvironmental study of the upper Ypresian sediments of Belgium, including the Zemst borehole, is in progress. The palynofacies results of Zemst are summarized in Table 4.2, in order to support the interpretation of the organic carbon isotope data (chapter IV.A.4.2).

Upper Ypresian and Lutetian litho- and chronostratigraphy in Belgium			
Formations	Members		Age
	Belgium	Zemst	
Maldegem (lower part)	Onderdale Sand	✓	Lutetian
	Urser Clay	✓	
	Asse Clay	✓	
	Wemmel Sand	✓	
Lede Sand		✓	
Brussel Sand			?
Aalter	Oedelem Sand		Ypresian
	Beernem Sand		
Gentbrugge	Aalterbrugge		
	Vierzele Sand		
	Pittem Clay		
	Merebeke Clay	✓	
	Kwatrecht	✓	
Hyon Sand	Panisel Sand	✓	
	Bois-la-Haut Sand		
	Egem Sand		
Tielt	Egemkapel Clay	X	
	Kortemark Silt		

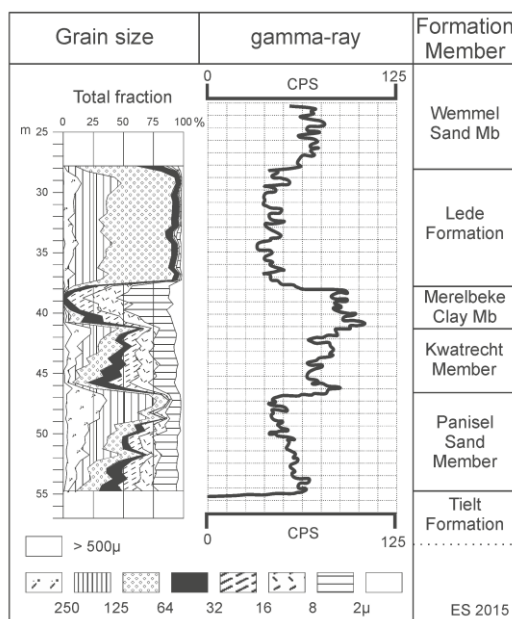
▲ Figure 4.3. Overview of the upper Ypresian and Lutetian lithostratigraphy of Belgium (after Steurbaut, 2006b), and its application in the Zemst borehole (v = present; grey-shaded = missing; X = Tielt Fm present, but member remains unclear).



◀ Figure 4.4. Lithostratigraphic interpretation, organic carbon isotope evolution and calcareous nannofossil trends, events and zones in the Zemst borehole section and in the Pittem Clay Member at Egem, with position of the studied organic-walled microfossil samples. The magnetostratigraphic interpretation is a compilation of data from Belgium and Denmark, not from Zemst (the magnetostratigraphic position of the lowermost unit – Tielt Fm - remains unclear) (x = rare occurrence of *Apectodinium*).

4.A.2. Materials and methods

The Zemst borehole was logged by Steurbaut & King in August 2001 (Fig. 4.4). Grainsize analyses have been carried out on 53 samples in the lower half of the borehole (27.80 m - 54.75 m), at approximately 0.5 m spacing (Matthijs & Buffel, 2001, report) (Fig. 4.5). Gamma-ray measurements were performed by TNO-Delft (Fig. 4.5). Calcareous nannofossils and calcareous microfossils (essentially foraminifera and ostracods) have been studied at high resolution (at approximately 0.8 m spacing, increasing to 0.3 m in the upper Wemmel Sand Member), following the preparation and investigation procedures explained in Steurbaut & King (1994) and in Steurbaut (2011).



▲ Figure 4.5. Grain-size variation (Matthijs & Buffel, 2001) and gamma-ray signature of the Ypresian deposits in the Zemst borehole.

Abbreviations used in the present paper: LO = lowest occurrence, LCO = lowest consistent occurrence (practically permanent presence with frequency >1% of total assemblage), HO = highest occurrence (the abbreviations FO and FCO, used by Agnini et al., 2006 refer to first occurrence and first common occurrence respectively). P is the percentage of planktonic foraminifera in the total foraminiferal population (see King, 1989). Nannofossil taxonomy is essentially from Perch-Nielsen (1985), taking into account subsequent modifications by Young & Bown (1997) and Aubry & Bord (2009). The nannofossil samples, residues and slides are stored in the collections of the RBINS (Brussels, Belgium). Six samples have been examined for dinoflagellate cysts and other organic-walled microfossils (positions shown on Fig. 4.4), following processing techniques described in Heilmann-Clausen (1985). These dinoflagellate cyst samples, residues and slides are kept (temporarily) at the Exxon Mobil Upstream Research Company, Texas (USA). Carbon isotope analyses were performed on 15 samples. Organic matter of the sediments has been isolated, following the procedure described in Storme et al. (2014). The $\delta^{13}\text{C}$ results were normalized to the international PDB standard (VPDB, Vienna Peedee Belemnite).

4.A.3. Stratigraphic interpretation

4.A.3.1. Tielt Formation: 55 m – 54.65 m

No calcareous fossils have been retrieved from the clayey silts at the base of the borehole. The borehole was not deep enough to allow a reliable gamma ray record (Fig. 4.5). The organic-walled microfossil assemblage from this interval (Z1 at 54.80 m, Fig. 4.4), essentially dinoflagellate cysts, is dominated by the *Spiniferites* spp. - *Achomosphaera* spp. group (~ 24 %) and *Homotryblidium* spp. (~ 13 %). It is marked by high proportions of *Lingulodinium machaerophorum* (~ 6 %), *Charlesdownia coleothrypta* (~ 5%), *Eatonicysta* aff. *ursulae* (~ 5 %) and *Areoligera senonensis* (~ 4 %). Such a combination of taxa indicates marine conditions on the deeper parts of the inner shelf, possibly marked by abnormal (low or high) salinity conditions (Dybkjær, 2004; Sluijs et al., 2005).

The assemblage is furthermore characterised by rare *Cerebrocysta bartonensis*, *Cleistosphaeridium polypetellum*, *Homotryblidium deconinckii*, *Ochetodinium romanum*,

Pentadinium laticinctum and *Turbiosphaera galatea*, and by the absence of the *Charlesdowniea columna*-group and *Glaphyrocysta? spineta*. *Apectodinium* is extremely rare (only a few specimens of *A. homomorphum* encountered). Because of the presence of *Charlesdowniea coleothrypta* and the absence of *Areosphaeridium diktyoplokum* it is attributable to the D8 dinoflagellate zone of Costa & Manum (1988), which is rather short-ranging within the middle of the Ypresian (52.1 Ma - 50.5 Ma, according to Köthe, 2012). Similar assemblages with few *Apectodinium* (1 % or less), abundant *Homotryblium* spp. (over 10 %) and *Areoligera senonensis* (over 5 %) have been identified in the Steenhuize-Wijnhuize borehole (Vanhove & De Coninck, 1992: sample ST2 at 8.5 m depth) and at Kester (Steurbaut, unpubl. information). They were recorded in a clayey silt unit, which is part of the Tielt Formation. These similarities allow to conclude that this silt unit is also present at Zemst.

4.A.3.2. Panisel Sand Member (upper Hyon Sand Formation): 54.65 m – 46.25 m

4.A.3.2.1. Lithology

This unit is separated from the underlying Tielt Formation by a deeply *Thalassinoides*-burrowed omission surface (contact Cz1, Table 4.1). It shows a coarsening-upward trend (Fig. 4.5), grading from glauconite-rich sandy silt, with coarser base and small siliceous concretions, to silty fine sand with sparsely dispersed molluscs and, further upward (49.0 m - 46.25 m), to silty fine to medium-grained sand with dispersed shell debris. It shows a progressive decrease in gamma ray count rate (from 70 to 40 cps) (Fig. 4.5). The lithofacies of this unit is comparable (glauconitic clayey to silty sand with siliceous concretions) to that of the Panisel Sand Member in its type locality (Geets, 1992), although presents a much higher silt fraction in its lower two thirds.

4.A.3.2.2. Calcareous microfauna and macrofauna

The lowest part (up to ca. 54 m) is decalcified. Above this, benthic foraminifera are abundant, but of low diversity. The assemblage is dominated by *Cibicidoides proprius* and associated with *Asterigerina bartoniana*, *Cancris subconicus*, *Elphidium laeve*, *Criboelphidium hiltermanni*, *Nonion commune* and polymorphinids. Planktonic foraminifera (*Muricoglobigerina* sp.) occur

rarely but consistently, with a maximum abundance (P ca. 2%) in the lowest calcareous sample (53.5 m). Ostracods are relatively rare, including *Cytheretta decipiens*, *Pterygocythereis cornuta* and *Leguminocythereis bicostata*. Small molluscs are rather sparsely dispersed. *Anomia* cf. *primaeva* occurs consistently throughout. *Callista* sp., *Lutetia* sp. and *Venericardia* sp. are common at 46.5 m. Similar benthic foraminiferal assemblages are recorded from the middle and upper Ypresian poorly sorted glauconitic sands and sandy clays in western Belgium (Kaasschieter, 1961; King, 1990). Most of the ostracods have a similar distribution. *L. bicostata* has not previously been recorded in Belgium. It was described from the middle part of the London Clay Formation in England (Keen, 1978; King, 1991). The microfaunal and macrofaunal assemblages indicate an inner neritic environment.

Omission surfaces and special events with high correlation potential in the Eocene of the Zemst borehole 73E 359							
Code	Depth in m	Nature of contact	Additional features	Hiatus	Underlying / Overlying unit (Members)	Sequence stratigraphic position (*)	Age (Ma) (x)
Cz9	16.61	interburrowed	abrupt coarsening	minor	Ursel Clay / Onderdale Sand	base of L-BY	
Cz8	19.56	highly interburrowed	↑ ↑ glauconite	minor	Wemmel Sand / Asse Clay	base of L-BX	
Cz7	22.00	diffusely interburrowed	↑ ↑ glauconite (+ coarser) frequent <i>N. wemmelensis</i>	negligible	within Wemmel Sand	?	
Cz6	27.70	sharp	gravelly sand with abundant <i>N. variolarius</i>	negligible	within Wemmel Sand	within L-B3	
Cz5	28.25	sharp	dispersed quartz granules	minor	Lede Formation / Wemmel Sand	base of L-B3	
Cz4	37.55	highly interburrowed	abrupt coarsening quartz granules at base	major (~3.7 myr)	Merelbeke Clay / Lede Formation	base of L-B2	46.25
Cz3	41.13	strongly bioturbated	abrupt fining	negligible/minor	Kwatrecht / Merelbeke Clay	within Y-22	
Cz2	46.25	diffusely interburrowed	influx small molluscs (<i>Nucula</i> , <i>Venericardia</i>)	minor	Panisel Sand / Kwatrecht	base Y-22	
Cz1	54.70	deeply <i>Thalassinoides</i> -burrowed	abrupt coarsening	moderate (± 0.2 myr)	Tielt Formation / Panisel Sand	base of Y-21	50.70

▲ Table 4.1. Characterization of the major breaks in sedimentation and associated events in the Zemst borehole section. (*): the naming of the Lutetian sequences is tentative; (x): the ages are according to the 2012 GTS.

4.A.3.2.3. Calcareous nannofossils

Nannofossils are consistently present, except in the basal part (0.6 m), which is decalcified. They are only present in low numbers (generally <10 specimens/field of view at x1000) and are mostly poorly preserved. Species diversity is moderate (between 15 and 20 taxa), with a maximum of 30 in the uppermost sample (46.50 m). The assemblages are dominated by *Discoaster kuepperi* (between 38 % and 50 %). They also contain high numbers of small Prinsiaceae (10 %-28 %) and *Pontosphaera pulchra* (up to 10 %), and in the uppermost sample (46.50 m) also common *Micrantholithus* spp. (13 %). The composition of the assemblages points to inner neritic conditions, becoming coastal towards the top (abundance of *Micrantholithus* spp.). Small to medium-sized (5 to 8 µm) subcircular densely packed diamond-shaped calcitic bodies of unknown relationship (tentatively named “inc. sed. sp.”) are also frequently occurring (up to 5 %). The assemblages are furthermore characterised by the co-occurrence of *Tribrachiatus orthostylus*, *Discoaster lodoensis*, *Chiphragmalithus armatus*, *Discoaster cruciformis* and *Nannoturba robusta*, indicating zone VIIIb of Steurbaut (1998), which corresponds to the topmost part of zone NP12 of Martini (1971). Similar assemblages have been recorded in the Panisel Sand Member in the Kester and the Kerksken boreholes (Steurbaut, unpubl. information).

4.A.3.2.4. Organic-walled microfossils

Sample Z2 at the top of the unit (46.87 m) is also dominated by the *Spiniferites* spp.-*Achomosphaera* spp. group (~ 22 %). Compared to Z1 it is much richer in *Cleistosphaeridium diversispinosum* (~ 9%) and *Apectodinium homomorphum* (3.4 %), but poorer in *Homotryblidium* spp. (~ 5 %) and *Areoligera senonensis* (~ 2 %). The increase in *Apectodinium* may indicate an increase in sea surface temperatures, the high numbers in *C. diversispinosum* a more open, less restricted sedimentation regime (Sluijs et al., 2005). The assemblage is marked by a series of first records, among which are these of *Areosphaeridium diktyoplokum* (very rare) and *Impletosphaeridium kroemmelbeinii* (rare), the presence of *Eatonicysta ursulae* and by the absence of *Impletosphaeridium cracens* and *Phthanopteridium comatum*, supporting the presence of the Panisel Sand Member at Zemst (Steurbaut, Heilmann-Clausen & Van Simaey, in prep.). On the

basis of this dinoflagellate cyst combination, it has to be classified into the D9a dinoflagellate zone of Köthe (2012), which is fairly long ranging in the late Ypresian (50.5 Ma - 48.0 Ma, according to Köthe, 2012).

4.A.3.2.5. Organic carbon isotopes

The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values, which are quite negative (-27.1 ‰), remain very constant throughout most of the unit. There is a 0.5 ‰ return to more positive values in the topmost meter.

A.3.3. Kwatrecht Member (lower Gentbrugge Formation): 46.25 m – 41.13 m

4.A.3.3.1. Lithology

This unit is separated from the underlying and overlying units by interburrowed omission surfaces (Fig. 4.4). It is marked by a coarsening-upward trend (Fig. 4.5), grading from glauconite-rich sandy silt, with frequent small molluscs, to a diffuse alternation of thin sandy silt and clay layers and lenses, disturbed by bioturbation, and further upward to bioturbated glauconitic silty sands. The gamma ray record is marked by small fluctuations, although remains fairly constant (between 70 and 80 cps). The lithofacies of this unit is comparable (especially the alternation of thin silty sand layers and clay layers) to that of the Kwatrecht Member in its type area Melle-Kwatrecht (De Moor & Geets, 1974) and in the Kerksken borehole (Steurbaut, unpubl. information).

4.A.3.3.2. Calcareous microfauna and macrofauna

The upper part (above ca. 43 m) is decalcified. Benthic foraminifera are abundant, dominantly *Anomalinoidea nobilis*, *Cibicoides proprius*, *Cibicidina mauricensis*, *C. tendami*, *Criboelphidium hiltermanni*, *Spiroplectamina deperdita* and polymorphinids. Rare planktonic foraminifera (*Muricoglobigerina* sp.) also occur (P<1 ‰). Ostracods are uncommon, but there is a relatively diverse assemblage, including *Cyamocytheridea mourloni*, *Eucytherura hyonensis*, *L. bicostata* and *P. cornuta*. *Spinarcella*, a microfossil taxon of unknown systematic position (Bignot, 1989), is also present. Small molluscs are frequent, but partially decalcified, including *Nucula* sp., *Lutetia* sp.,

Venericardia sp., and *Trigonodesma lissa*. The bryozoan *Lunulites* sp. and the solitary corals *Turbinolia* sp. and *Sphenotrochus* sp. also occur. Similar benthic foraminiferal and ostracod assemblages are recorded from the mid and upper Ypresian poorly sorted glauconitic sands and sandy clays in western Belgium (Kaasschieter, 1961; King, 1990). The microfaunal and macrofaunal assemblages indicate an inner neritic environment.

4.A.3.3.3. Calcareous nannofossils

Nannofossils are consistently present below 43.5 m, although in low numbers (generally ~5 specimens/field of view at x1000) and are poorly preserved. Species diversity is moderate (between 20 and 25 taxa). The assemblages are dominated by *Discoaster kuepperi* (29 %-27 %) and small Prinsiaceae (28 %-14 %), and in the lowermost sample (46.10 m) also by *Micrantholithus* spp. (20 %). Inc. sed. sp. (see above) is also common (around 10 %). The assemblages indicate a clear palaeoenvironmental shift from coastal (common *Micrantholithus* spp. at the base) to inner neritic conditions. They also present a high diversity in *Discoaster* taxa (up to 7 taxa) and are furthermore characterised by the co-occurrence of *Discoaster lodoensis*, *Discoaster cruciformis*, *Imperiaster obscurus* s.s. (2x3 long-rayed form) and *Nannoturba robusta*, and by the absence of *Tribrachiatulus orthostylus*. This indicates zone IX of Steurbaut (unpubl. information) which corresponds to the basal part of zone NP13 of Martini (1971). Similar assemblages have been identified in the Kwatrecht Member in the Kerksken borehole (Steurbaut, unpubl. information).

4.A.3.3.4. Organic-walled microfossils

Samples from the base (Z3 at 46.15 m) and the top of the unit (Z4 at 42.40 m) present similar dinoflagellate cyst assemblages, in terms of species diversity (Z4 somewhat less diverse) and occurrences, although differ in their relative proportions. Z3 is dominated by the *Spiniferites* spp. - *Achomosphaera* spp. Group (~ 25 %), *Apectodinium* spp. (14 %), *Homotryblidium* spp. (11 %) and *Cleistosphaeridium diversispinosum* (~ 11 %), whereas Z4 is dominated by *C. diversispinosum* (33 %) and *Homotryblidium* spp. (19 %). The *Spiniferites* spp. - *Achomosphaera* spp. group is less

abundant in Z4 (11 %), while *Apectodinium* spp. reach minimum values (<1 %), suggesting substantial palaeoenvironmental changes during the deposition of the unit. *Areosphaeridium diktyoplokum* is relatively frequent (up to 3 %) in both assemblages, while *E. ursulae* is also persisting, indicating dinoflagellate zone D9a of Köthe (2012). The highest occurrence (HO) of *Areoligera senonensis* is in Z3. *Impletosphaeridium cracens* first occurs in Z4. Identical dinoflagellate cyst assemblages dominated by the *Spiniferites* spp. – *Achomosphaera* spp. group (14 %) and *Homotryblium* spp. (~ 10 %), and marked by frequent *A. diktyoplokum* (between 2 % and 3 %), the progressive disappearance of *A. senonensis* and the rare first records of *I. cracens* have been recorded in the Kwatrecht Member in the Melle-Kwatrecht area (Van Simaey, unpubl. information).

4.A.3.3.5. Organic carbon isotopes

The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values are fluctuating between -26.6 ‰ and -26.0 ‰.

4.A.3.4. Merelbeke Clay Member (middle Gentbrugge Formation): 41.13 m – 37.55m

4.A.3.4.1. Lithology

This unit is separated from the underlying and overlying units by interburrowed omission surfaces (Fig. 4.4). It consists of clayey fine silt to silty clay (75 % < 16 μm ; 15% < 2 μm), glauconitic at the base, with an increased number of coarse silt partings and thin coarse silt lenses in the uppermost meter. Dispersed pyrite is present throughout. The highest gamma ray values have been observed in this unit (Fig. 4.5). They present a decreasing trend (between 100 and 80 cps), with a maximum of 106 cps in the lowermost 0.5 m. This fine-grained lithofacies-type has been associated with the Merelbeke Clay Member, although its clay content (fraction <2 μm) is much less than in the type area (De Moor & Geets, 1974).

4.A.3.4.2. Calcareous microfauna and macrofauna

Samples from this unit contain pyritic moulds of formerly calcareous fossils. These comprise small benthic molluscs, planktonic molluscs (pteropods) and rare benthic foraminifera. The benthic molluscs are mostly specifically indeterminate, but include the bivalve *Varicorbula globosa* and the gastropods *Adeorbis* sp., *Euspira* sp.? *Ringicula* sp. and a rissoid. The pteropods comprise *Camptoceratops priscum*, and two undescribed species of *Limacina*, a relatively globose and lowspired form (*Limacina* aff. *taylori*) and a higher-spired and more elongated form (*Limacina* aff. *tutelina*). *C. priscum* is a very short-ranging taxon, widespread in the southern North Sea Basin. It has also been recorded in the Aquitaine Basin and the USA Gulf Coast (Cahuzac & Janssen 2010), and in Uzbekistan (Janssen, King & Steurbaut, 2011) and Khazakstan (King et al., 2013), always within upper Zone NP12 and lower Zone NP13.

A very similar faunal assemblage, with the same taxa of pteropods, has been recorded previously from the Merelbeke Clay in the Knokke and Kallo boreholes (King, 1990, with *Limacina* aff. *taylori* recorded as *Spiratella* sp. nov. A). The Merelbeke Clay is probably within the youngest part of pteropod zone 9. Pteropods are more common in this clay unit than at any other level in the Eocene of Belgium. These planktonic molluscs are characteristic of environments open to oceanic water circulation, but do not necessary indicate great water depths. It suggests a mid to outer neritic environment.

4.A.3.4.3. Calcareous nannofossils

This unit contains no calcareous nannofossils because of decalcification, which probably took place during early diagenesis.

4.A.3.4.4. Organic-walled microfossils

The dinoflagellate cyst assemblages from the lower part (Z5 at 40.15 m) and the top of the unit (Z6 at 39.90 m) are dominated by the same taxa, but show substantial differences in species diversity

(52 taxa in Z5 versus 35 taxa in Z6). Both contain very high numbers of the freshwater green algal taxon *Pediastrum* sp. and the marginal marine dinoflagellate cyst taxon *Homotryblum* spp. (see Dybkjær, 2004; Sluijs et al., 2005 for palaeoenvironmental interpretations), but with different proportions (*Pediastrum*: 30 % in Z5 and 53 % in Z6; *Homotryblum*: 28 % in Z5 and 21 % in Z6; note that these are percentages of the total organic-walled microfossil assemblage and not of the total palynomorph assemblage, as shown in Table 4.2). This witnesses the transgressive character of the unit, through which lakes or marshes, were flooded and eroded updip, allowing their freshwater remnants to enter the marine deposition system. The highest occurrence of common *Apectodinium* spp. (essentially *A. homomorphum*) is recorded at the top of this unit (7.5 %). The assemblages are furthermore marked by the presence of *Impletosphaeridium cracens* and the absence of *Phthanopteridium comatum*. Similar assemblages are known from the type-locality of the Merelbeke Clay Member (Van Simaëys, unpubl. information) and in the interval 239 m - 237 m in the Kallo borehole, except for *Pediastrum* spp. which is less frequent (3 %) in the latter (De Coninck, 1976).

4.A.3.4.5. Organic carbon isotopes

The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values present a zigzag pattern, the endpoints of which are -27.0 ‰ in the middle of the unit and -26.4 ‰ slightly higher up.

4.A.3.5. Lede Sand Formation: 37.55 m – 28.45 m

4.A.3.5.1. Lithology

This unit is also separated from the underlying and overlying units by interburrowed omission surfaces (Fig. 4.4, Table 4.1). It consists of well-sorted glauconitic silty very fine sand, which upward include six generally thin sandstone levels (one thicker of about 55 cm in the upper half) and locally contain mollusc moulds, oyster fragments, *Nummulites variolarius* (abundance peak between 31.5 m and 29 m) and plant debris. Frequent millimetric quartz granules are recorded at the base of the unit. The gamma ray values are quite low and rather constant, fluctuating between 37 and 50 cps

(Fig. 4.5). This lithofacies of homogeneous fine sand with sandstone levels is very similar of that of the Lede Sand Formation in its type-locality at Balegem and in the area from Balegem through Lede to the north of Brussels (Fobe, 1986).

4.A.3.5.2. Calcareous microfauna and macrofauna

Samples from the Lede Formation contain abundant and moderately diverse benthic foraminifera and ostracods, except in the basal part which is decalcified. These assemblages have been well-documented previously (Keij, 1957; Kaasschieter, 1961) and are not analysed here in detail. *Nummulites variolarius* is common to abundant throughout.

In the lower part of the Lede Formation (samples between 37.0 m and 31.5 m) the foraminifera *Asterigerina*, *Lobatula*, *Pararotalia* and polymorphinids are common; miliolids occur in low numbers. A diverse ostracod assemblage is dominated by *Schizocythere*. In its highest part, in samples at 30.5 m to 29.5 m, there is a major increase in the proportion of miliolids, which comprise over 50 % of the benthic foraminiferal population (excluding *Nummulites*). Nine genera of Miliolidae are represented. This influx is associated with the occurrence of the “larger foraminifera” *Fabularia bella*, *Alveolina* sp. and *Orbitolites complanatus*. *Alveolina* occurs only as rare abraded fragments; *Orbitolites* is uncommon, but well preserved; *Fabularia* is common.

Planktonic foraminifera occur consistently but very rarely throughout the Lede Sand Formation, with P<2%. *Pseudohastigerina* is dominant. Hooyberghs (1984a) records 13 species of planktonic foraminifera from this unit at Balegem, but their relative abundance is not recorded. Here also, the dominance of *Pseudohastigerina* is noted. As noticed by King (1989) this indicates assignment to planktonic zone NSP7, characterised by the dominance of *Pseudohastigerina*. In Belgium, this zone is represented within the interval from the Aalter Sand Formation to the top of the Ursel Member (NP14–NP16) (King, 1989).

Other faunal components include sporadic bryozoa (*Lunulites*) and occasional calcitic molluscs (ostreids and pectinids). The aragonitic molluscs have probably been destroyed by postdepositional dissolution, as is typical for the Lede Formation.

The microfaunal assemblage indicates an inner neritic environment with low sedimentation rates. The high proportion of epifaunal foraminifera, including cibicidids, indicates extensive algal (seaweed) or seagrass (*Thalassia*) cover; the fine plant debris dispersed in some intervals may be seagrass remnants. The miliolid-rich foraminiferal population (e.g. *Quinqueloculina carinata*) in the upper Lede Formation indicates a very shallow, warm environment with somewhat lowered salinity (Murray et al., 1981, p. 244).

4.A.3.5.3. Calcareous nannofossils

The associations are poorly preserved and strongly overgrown in the lowermost 3 m of the Lede Formation. Intact specimens are rare (2 to 4 per field of view at 1000x magnification). Species diversity is low (between 10 and 15 identifiable taxa). The assemblages are dominated by small and medium-sized Prinsiaceae (~ 55 %), *Coccolithus pelagicus* (~ 16 %) and *Zyghrablithus bijugatus* (~ 12 %), keeping in mind that their composition is biased in favour of the most solid forms. Higher up preservation is progressively improving and from ~30.50 m upward the associations are fairly well preserved, with a normal species diversity (maximum between 30 to 35 taxa and ~ 10 specimens/field of view at 29.50 m). In this upper part of the Lede Formation the assemblages are dominated by small Prinsiaceae and by Braarudosphaeraceae, with almost equal proportions (~ 27 %), and to a lesser degree by *Lanternithus minutus* (~ 15 %) and *Zyghrablithus bijugatus* (~ 15 %). *Braarudosphaera bigelowii* is the most common among the Braarudosphaeraceae (~ 15 %). This change in nannofossil composition indicates a shallowing of the depositional system from inner neritic to almost coastal with probably hyposaline high-energy conditions (Giunta et al., 2003). Braarudosphaeraceae are again decreasing at the top of the unit (28.5 m) (11 %, with *B. bigelowii* up to 4 %), alongside with decreasing species diversity (20 to 25 taxa) and general abundance (5 to 10 specimens/field of view).

The assemblages of the Lede Formation are marked by the co-occurrence of *Blackites gladius*, *Braarudosphaera stylifera* and an undescribed species of *Nannoturba*. This, in association with the absence of *Discoaster subloidoensis*, *Blackites inflatus* and *Nannotetrina fulgens*, indicates the lower part of nannofossil zone NP15, although not the very base. Identical associations have been

recorded in the Lede Formation at its type-locality Balegem (Steurbaut, unpubl. information), Oosterzele (Smith et al., 2004), Mont-des-Récollets (Vandenberghe et al., 1998 and Steurbaut, unpubl. information) and in unit ZL2 of the Lede Formation at Zaventem (Herman et al., 2000) (Fig. 4.1).

4.A.3.6. Wemmel Sand Member (lower Maldegem Formation): 28.45 m – 19.56 m

4.A.3.6.1. Lithology

Four subunits can be identified (Fig. 4.4). The lower, tentatively named Wemmel Sand W1 (28.45 m - ca. 27.68 m) consists of silty glauconitic very fine sands, rather poorly sorted, with thin layers of quartz granules at several levels (highest level at 27.72 m - 27.68 m) and frequent specimens of *N. variolarius* and of a flattened *Nummulites* sp. of the *prestwichianus* group. The base of this unit and, thus, of the Wemmel Sand Member, is marked by dispersed small quartz granules and concentrations of *Nummulites variolarius*, *Ditrupe* and fish otoliths. The second subunit (Wemmel Sand W2: 27.68 m - ca. 22 m) is represented by clayey silty fine sand, with common *N. orbigny* and increasing clay content in its upper three meters, while the third (W3: 22 m - 20 m) is a darker coloured (dark green), somewhat coarser, clayey fine sand with abundant coarse glauconite and frequent *N. orbigny*. The topmost 0.5 m (Wemmel Sand W4) is very heterogeneous, consisting of two distinct, partly calcite-cemented *Nummulites* beds, separated by clayey to silty sand.

4.A.3.6.2. Calcareous microfauna and macrofauna

There are substantial differences in microfauna between the basal meter of the Wemmel Sand Member (W1) and its main body (W2-W4). In the lowermost meter, this fauna is characterised by abundant *N. variolarius*, associated with frequent specimens of a highly flattened *Nummulites* sp. of the *prestwichianus* group. The latter does not appear to have been recorded previously in Belgium. The foraminiferal taxon *Fabularia* is frequent, and occurs commonly associated with abraded fragments of *Alveolina* and *Orbitolites* in the highest quartz granule bed (27.70 m). It is probable that a portion of the microfauna, particularly the 'larger foraminifera' has been reworked

from the underlying Lede Sand Formation. Planktonic foraminifera occur in low abundance, but at 27.7 m index P is around 5 %, the highest value recorded in the Wemmel Sand Member of Belgium.

A diverse benthic microfauna has been observed in the main body of the unit (W2-W3). This has been well documented previously from other sections in Belgium (Keij, 1957; Kaasschieter, 1961) and is not analysed in detail here. *Nummulites orbigny* is common throughout. *Anomalinoidea affine*, *Asterigerina bartoniana*, *Cibicoides proprius* and polymorphinids are common. Planktonic foraminifera occur throughout, but in low abundance ($P < 2$ %). *Pseudohastigerina* is dominant, as noted previously by Hooyberghs (1984b). The ostracod assemblage is dominated by cytherideids, *Leguminocythereis* and *Thracella*. Molluscs are sparse and mostly partially decalcified. In W4 the microfauna seems to be similar, although difficult to identify due to secondary growth of calcite overgrowths.

The microfauna of the Wemmel Sand Member, except for its basal meter, indicates an inner neritic environment, probably somewhat deeper than the Lede Sand Formation. The highest unit, the nummulite coquina, is indicative of an abrupt shallowing, as it is apparently a current-sorted accumulation.

4.A.3.6.3. Calcareous nannofossils

The assemblages are poorly preserved and strongly overgrown in the lowermost m of the Wemmel Sand Member (W1). They are moderately rich (10 per field of view at 1000x magnification), and present a moderate to high species diversity (around 30 taxa). Rhabdosphaeraceae (24 %), Prinsiaceae (22 %) and Discoasteraceae (16 %) are dominant. *B. bigelowii* is less frequent (4 %). There is substantial reworking from the Cretaceous (4 %) and to a much lesser degree from the Lede Formation (e.g. a few specimens of *Braarudosphaera stylifera*). The assemblages are marked by *Blackites gladius*, and the lowest occurrence of *Sphenolithus furcatholitoidea* and *Naninula deflandrei*.

Subunit W2 shows an increase in nannofossils, in species diversity (between 30 and 35 taxa), as well as in number of specimens (15/field of view), which are furthermore much better preserved.

The assemblage is dominated by Prinsiaceae (27 %), Rhabdosphaeraceae (around 20 %), *L. minutus* (around 15 %) and *Z. bijugatus* (around 10 %: co-occurrence of rectangular and triangular forms). Discoasteraceae are less well represented (<2 %). It is furthermore marked by a series of first appearances, in ascending order these of *Blackites trochos* and *Blackites pseudomorionum* (from 27.60 m onward), followed by these of *Reticulofenestra* aff. *umbilica* (Dmax < 13 µm) and *Pontosphaera formosa* (both at 24.50 m).

The assemblages in W3 are quite similar to these in the upper part of subunit W2, in terms of general nannofossil abundance, species diversity (30 to 35 taxa) and preservation. The most dominant groups throughout this unit are also Prinsiaceae, Rhabdosphaeraceae, *Lanternithus minutus* and *Zyghrablithus bijugatus*, although with slightly fluctuating proportions. *B. bigelowii* is fairly frequent (4 %) throughout the unit. *Nannotetrina fulgens* and *Dictyococcites onustus* are first recorded in W3, although only very rarely. Similar assemblages are recorded in W4, although with a major decrease in Braarudosphaeraceae. The base of W4 is marked by the first record of *Sphenolithus cuniculus*. The co-occurrence of *B. gladius* and *N. fulgens* allow their attribution to the middle part of NP15.

4.A.3.7. Asse Clay Member (lower Maldegem Formation): 19.56 m – 18.00 m

4.A.3.7.1. Lithology

The highly glauconitic and highly burrowed sandy silt and sandy clays, overlain by fossiliferous (essentially *Lentipecten corneum*) silty clays, between 19.56 m (diffuse junction marked by deep glauconite-filled burrows, which begin at 19.56 m and end at 19.45 m; Cz8 in Table 4.1) and 18.00 m depth are attributed to the Asse Clay Member.

4.A.3.7.2. Calcareous microfauna and macrofauna

The diverse benthic foraminiferal assemblage includes common to abundant *Asterigerina bartoniana*, frequent *Loxostomum teretum* and *Neoeponides karsteni*, and rare *Lenticulina gutticosta* and *Uvigerina farinose*. There is an increase in the proportion of planktonic foraminifera

at the base of the Asse Clay Member. P = ca. 3 % at 19.30 m, increasing to ca. 25 % at 18.7 m. *Muricoglobigerina* is dominant in this sample, but *Pseudohastigerina* is also common. The ostracod assemblage is similar to that in the Wemmel Sand Member. The pectinid bivalve *L. corneum*, characteristically abundant in the Asse Member at other localities, is here abundant between 18.8 m and 18.3 m, and occurs more rarely up to ca. 18.1 m.

The benthic microfauna of the Asse Clay Member indicates somewhat deeper water than during the deposition of the Wemmel Sand Member. This is also indicated by the steadily increasing proportions of planktonic foraminifera. High proportions of planktonic foraminifera were also noted in the Asse Member in the Knokke borehole (King, 1990). This indicates an increase in water depths from the base of the Asse Clay Member.

4.A.3.7.3. Calcareous nannofossils

The assemblages are only moderately preserved, but highly diverse (~ 35 taxa) and quantitatively rich (between 20 and 25 specimens/field of view), especially in the lowermost meter. They are dominated by Prinsiaceae (~ 50 %). Rhabdosphaeraceae (~ 15 %) and *Coccolithus pelagicus* (~ 13 %) are also common; *Pontosphaera* spp. (~ 6 %), *L. minutus* (~ 5 %) and *Z. bijugatus* (~ 5 %, exclusively triangular forms) are frequent. From 18.50 m and upwards the assemblages become progressively impoverished because of increasing decalcification.

The assemblages of the Asse Clay Member are marked by a series of lowest occurrences, among which these of *Nannotetrina pappii*, *Dictyococcites callidus* and *Discoaster martinii*. This, in association with the presences of *B. gladius* and *N. fulgens*, indicates the upper part of NP15 (see Steurbaut, 1986 and Steurbaut in Schuler et al., 1992).

4.A.3.8. Remainder of the Maldegem Formation: 18.00 m – 11.66 m

The Asse Clay Member is abruptly passing into the overlying Ursel Clay Member without any interruption in sedimentation. The latter, which consists of non-glaucopit silty clay, is completely

decalcified in the Zemst hole. An omission surface is recorded at 16.61 m depth, separating the Ursel Clay Member from the overlying non-calcareous Onderdale Sand Member and the rest of the Maldegem Formation.

4.A.4. Discussion

4.A.4.1. The Zemst dataset and its impact on Belgian stratigraphy

Due to its strategic position halfway between Brussels and Antwerp (Fig. 4.1), the Zemst borehole plays a crucial role in understanding the lateral distribution of the upper Ypresian lithostratigraphic units in Belgium, which were nearly all defined in areas westwards of Zemst (Steurbaut & Nolf, 1986; Steurbaut, 1998, 2006b). A substantial hiatus of at least 0.2 myr has been recorded between the Tielt Formation and the overlying Panisel Sand Member at Zemst (Cz1 in Table 4.1; Fig. 4.4), because of the absence of at least the Egem Sand Member and the Bois-la-Haut Sand Member (probably other units as well). Both the Egem Sand and the Bois-la-Haut Sand Members were deposited during chron C23n.1n (Steurbaut, 1998, fig. 4.4 and unpubl. information), of which the duration is about 0.21 myr (Vandenberghe et al., 2012, p. 899). This magnetostratigraphic interpretation is a recalibration of data from Belgium (Ali et al., 1993), Denmark (Ali, 1988, unpubl. PhD) and North Sea borehole 81/46A (Steurbaut, 2011 and unpubl. information).

Comparison with the Mont Panisel area (Steurbaut & King, 1994), about 70 km southwest of Zemst and with the Kester area (Steurbaut, unpubl. information) about midway between these two, witnesses the progressive thinning of the Panisel Sand Member in northeastern direction, from about 21 m at its type locality to about 8 m at Kester. It also shows a similar thickness further northeast (e.g. ~ 8 m at Zemst) and northwest (e.g. ~ 9 m at Kerksken). The identification of the Kwatrecht Member at Zemst erases any doubts that might linger about its very existence. This is its first undoubted record in Belgium, besides its initial record at the type locality (De Moor & Geets, 1974). The Merelbeke Clay Member is widespread in central Belgium, and is the youngest upper Ypresian unit being deposited at Zemst and probably further eastwards. However, this unit

is rapidly thinning from a maximum thickness of about 12 m (? 15 m) in the Gent area (De Moor & Geets, 1974) to about 3.6 m at Zemst.

This investigation throws also new light on the composition and distribution of the Lutetian units in Belgium. At Zemst the lowermost Lutetian unit is the Lede Formation, which is about 9 m thick. This is considerable (cf. ~ 6.80 m at Balegem: Nolf & Steurbaut, 1990), but not exceptional (Kaasschieter, 1961, map 15: thicknesses over 15 m in the Leuven area). The overlying Wemmel Sand Member is almost 9 m thick, and thus quite expanded. Its thickness generally fluctuates between 2 m to 6 m, east of Brussels, increasing to 14 m west of Brussels (Rutot, 1882). According to Kaasschieter (1961, map 5) its maximum thickness is recorded SW of Brussels, reaching up to 18 m, if this interval is correctly interpreted. At Zemst it is subdivided in 4 subunits, of which the lowermost consists of thin quartz gravels beds, with considerable reworking from the underlying Lede Sand Formation, and the two uppermost have never been recorded or investigated in detail in Belgium (one uncertain, although possible record by Rutot, 1887 at Ukkel: 2 m of oxidized and leached fine sand below the Asse Clay). The Asse Clay and Ursel Clay Members are both present in their typical form, although very reduced in thickness (both around 1.5 m thick). The transition between both units is sharp, without break in sedimentation, and results from a sudden deepening of the depositional system. Both the base of the Asse Clay and the top of the Ursel Clay are separated from adjacent units through interburrowed omission surfaces (Cz8 and Cz9 in Table 4.1 respectively).

The Zemst data contribute much in the understanding of the nature and distribution of the third, fourth and fifth order depositional sequences in the upper Ypresian and lower and middle Lutetian in Belgium. Substantial evidence is available now to believe that the Panisel Sand Member encompasses the main body of a single depositional sequence, labelled Y-21, and that the Kwatrecht Member and the Merelbeke Clay Member, respectively represent the lowstand and highstand systems tract of an overlying sequence Y-22 (Steurbaut, unpubl. information). The transgressive systems tract of the latter, at the base of the Merelbeke Clay, is generally very condensed (10 cm of glauconitic silty fine sand, Fig. 4.4). The bases of the Lede Sand Formation, the Wemmel Sand Member, the Asse Clay Member and the Onderdale Sand Member are marked by omission surfaces, which all correspond to (probably third order) sequence boundaries (Fig. 4.4).

4.A.4.2. Organic carbon isotope evolution in the upper Ypresian of Belgium

The upper Ypresian carbon isotope record, as presented in Vandenberghe et al. (GTS, 2012, fig. 28.11) is based on the compilation of data from Cramer et al. (2009), integrating a series of deep-sea cores from different latitudes and longitudes in world's major oceans (essentially Atlantic, Pacific and high latitude Southern oceans). Continuous high-resolution carbon isotope profiles from single localities or palaeoenvironmentally uniform areas (e.g. sub-basins such as the Belgian and the Paris Basins), and covering the entire upper Ypresian (52-47.8 Ma) are very scarce. The high-resolution study of the Demerara Rise stable isotopes (tropical western Atlantic), covering the entire lower and middle Eocene, is one of the few exceptions (Sexton et al., 2006). Mostly these records represent only parts of the Ypresian (Schmitz et al., 1996: Denmark, middle Ypresian to lower upper Ypresian; Arenillas et al., 1999: Possagno Italy, up to lower Ypresian; Cramer et al., 2003, Lourens et al., 2005, Stap et al., 2010, D'haenens et al., 2014: essentially Atlantic ODP holes, up to middle Ypresian; Coccioni et al., 2012: Gubbio, Italy, up to lowermost upper Ypresian; Zachos et al., 2010 and Westerhold et al., 2011: up to lowermost Ypresian from southern Atlantic and tropical Pacific respectively).

Although the carbon isotope record of the Zemst borehole also covers only a small part of the upper Ypresian, it may help in understanding the organic carbon isotope evolution through the Early Eocene Climatic Optimum (EECO) in shallow marine settings at middle and high latitudes. The EECO is a 1.5-million-year-long global warming (from ca. 51.8 Ma to ca. 50.4 Ma), expressed by low $\delta^{18}\text{O}$ values, which also seem to coincide with a substantial decrease in $\delta^{13}\text{C}$ values (Zachos et al., 2001; 2008; Sexton et al., 2006: fig. 9). It has been identified in different environments, from continental (e.g. Smith et al., 2014, USA) through shallow marine (e.g. Deprez et al., 2015, Kazakhstan) to deep water settings (e.g. Sexton, 2006, Atlantic Ocean; Bijl et al., 2009, Pacific Ocean; Shamrock, 2010, eastern Indian Ocean; Luciani et al., 2015, Italy).

The upper Ypresian in the Zemst borehole and in the Egem quarry (Fig. 4.4) consists of a series of units which were deposited in relatively marginal marine conditions, although representing various sedimentary facies. Palynofacies analysis reveals very low rates of reworking, minor amounts of amorphous organic matter (except for sample Z5 in the lower part of the Merelbeke

Clay) and a fairly constant influx of terrestrial derived organic matter (around 55 %, increasing to about 90 % in the two uppermost samples) (Table IV.2). The palynofacies composition of the upper part of the Merelbeke Clay at Zemst (Z6) is very similar to that of the lower part of the Pittem Clay at Egem, although the organic carbon isotope values are quite different, while the two samples from the Merelbeke Clay, which show different palynofacies compositions present nearly identical organic carbon isotope values (Table 4.2). This suggests that the organic carbon isotope trends as recorded in the Zemst borehole and at Egem are not likely to be substantially biased by variation in types of organic matter.

Palynofacies data (in %) of upper Ypresian sediments in the Zemst borehole									
Palynomorph categories and specifications			Tielt Fm	Panisel Sd	Kwatrecht Mb		Merelbeke Clay Mb		Pittem Clay
Code	Origin	Nature	Z1	Z2	Z3	Z4	Z5	Z6	Egem*
I	Marine palynomorphs	Dinoflagellate cysts, acritar.	41.6	45.8	26.5	41.7	23.2	2.7	4.7
		Foraminiferal test-linings	1.1	3.7	0.8	0.7	-	-	-
II	Non-marine palynomorphs	Bisaccate pollen	0.6	-	0.3	1	-	-	-
		Other pollen & spores	0.6	0.3	0.8	0.2	1.8	2.4	3.1
		Fungal remains	-	0.5	0.3	0.2	0.3	-	-
		<i>Pediastrum</i> (A)	-	0.3	-	-	11.4	5.2	-
III	Terrestrial plant debris	Cuticular fragments	37.2	21.7	31.7	29.9	23.9	39.2	34.9
		Brown lignite fragments	14.5	26.2	37.8	23.6	27.5	48.9	51.7
		Black lignite fragments	3.6	1.6	1.3	1.4	1.5	1.5	4.3
IV	Amorphous organic matter (AOM)		0.8	-	0.5	1.2	10.4	-	1.3

▲ Table 4.2. Palynofacies data (% of the total palynomorph assemblage) of the upper Ypresian sediments in the Zemst borehole and the Egem quarry (* = sample from 0.7 m above the top of the basal sandstone of the Pittem Clay) (the marine palynomorphs are dominated by dinoflagellate cysts, but also include rare acritarchs; NA = non-aquatic; A = aquatic).

In the Zemst borehole there is a 1 ‰ negative shift in $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values from -26.1 ‰ at the top of the Tielt Formation to -27.1 ‰ near the middle of the overlying Panisel Sand Member (no data from the base of this member, Fig. IV.4). These organic carbon isotope values remain fairly negative (around -26.5 ‰) in the overlying Kwatrecht Member and the Merelbeke Clay Member (with a

minimum of -27.0 ‰ in the middle of the Merelbeke Member). They are quite negative compared to overlying units (Noiret, unpubl. information – see chapter IV-B), and consequently indicate that the interval from the Panisel Sand Member up to the Merelbeke Clay Member was deposited during the EECO. The deposition of the Merelbeke Clay, which is within lower NP13 and in early chron C22r (Steurbaut et al., submitted), probably took place during its final phase. The 0.5 ‰ to 1 ‰ positive shift at the base of the overlying Pittem Clay to about -26.0 ‰ (as in the Egem quarry, Fig. 4.4) marks the return to pre-EECO organic carbon isotope values (as recorded in the Kortemark quarry, Noiret, unpubl. information). A similar positive shift in $\delta^{13}\text{C}$ values, coinciding with a positive shift in $\delta^{18}\text{O}$ values, has been observed in deepsea profiles in the tropical western Atlantic (Demerara Rise) at approximately 50.4 Ma, within the middle of chron C22r (top of event c of Sexton et al., 2006). It corresponds to the end of the EECO.

4.A.4.3. Dinoflagellate cyst taxon *Apectodinium* as proxy for global warming

Since Crouch et al. (2001) presented evidence that the *Apectodinium* blooms during the PETM are expected to be associated with exceptionally high global sea-surface temperatures and/or an substantial increase in marginal-marine surface-water productivity (enhanced nutrient input), many additional records of these PETM blooms have been published from all over the globe, including the North Sea Basin (Heilmann- Clausen & Schmitz, 2000; Steurbaut et al., 2003) (see Sluijs et al., 2008a and b, for overviews). Since these blooms lasted many ten thousand of years, Sluijs et al. (2008a) suggested that, besides temperature and nutrient availability, a third yet unknown critical environmental factor, stimulating massive *Apectodinium* production had to be involved.

If sea surface temperature was one of the driving factors behind the development of the *Apectodinium* blooms, these should also be observed during subsequent periods of global warming, such as the ETM-2 (Eocene Thermal Maximum 2), ETM-3 (Eocene Thermal Maximum 3) and the EECO. *Apectodinium* is generally absent during the ETM-2 within the Arctic region (except for a few specimens at the start), probably because sea surface salinity dropped below tolerable values (Sluijs et al., 2009). Agnini et al. (2009) recorded an *Apectodinium* bloom (20 % to 50 % of the total

assemblage) within the ETM-3 event (also known as X-event) in the Farra d'Alpago section (NE Italy). Additional data on dinoflagellate cyst distribution during ETM-2 and ETM-3 are scarce because both periods of global warming have not been unequivocally identified in many areas.

In the Wursterheide borehole (N Germany) *Apectodinium* (essentially *A. homomorphum*) is consistently represented with respectable percentages (1 % to 4 %) in the lower part of the *Areosphaeridium diktyoplokum* zone (Heilmann-Clausen & Costa, 1989), which according to its position should correspond to part of the EECO. The top of this *Apectodinium* interval is nearly coincident with the HO of *Cordosphaeridium biarmatum*, which in Belgium is located within the Merelbeke Clay (De Coninck, 1977). *Apectodinium* (essentially *A. homomorphum* and *A. quinquelatum*) is also present in SW Siberia (Iakovleva & Heilmann-Clausen, 2010), where it has been recorded in low numbers in the interval bracketed by the LO of the *Charlesdowniea columna*-group and the middle part of NP13, which, in Belgium, should approximately correlate to the interval from the base of the Egem Sand Member to the top of the Merelbeke Clay.

In the Zemst borehole *Apectodinium*, merely represented by *A. homomorphum* and *A. quinquelatum*, is rather frequent from the top of the Panisel Sand Member (3.4 %; the only dinoflagellate cyst sample from the Panisel Sand Member at Zemst) up to the top of the Merelbeke Clay (7.5 %), with a maximum of 13.6 % at the base of the Kwatrecht Member. Similar distribution patterns have been recorded in the Kallo borehole (De Coninck, 1976), with the start of a substantial increase in *Apectodinium* (0 to 3 %) at 268 m depth and a maximum of 20 % at the base of the Egem Sand Member (259 m). Moderately to high *Apectodinium* percentages (>3 %) seem to last up to the top of the Egem Sand Member (242 m), followed by a decrease to 1% in the Merelbeke Clay Member. Comparable increased frequencies (13 %) are known from isolated samples in the Panisel Sand Member at Steenhuize-Wijnhuize, 44 km WSW of Zemst (Vanhove & De Coninck, 1992). In the Woensdrecht borehole, located close to the Belgian border ca. 18 km north of Kallo, substantial amounts of *Apectodinium* (4 %) have been recorded within the Merelbeke Clay (De Coninck, 1977). This is followed in the Woensdrecht borehole, as in all Belgian sections studied, by a major decrease to less than 0.1 % (generally only a few specimens) from the base of the Pittem Clay onward (De Coninck, 1977 and many unpublished data from Steurbaut et al.).

4.A.4.4. Fine tuning of the upper Ypresian – Lutetian calcareous nannofossil zonation at mid latitudes

Belgian sections have proved to be crucial for establishing a high-resolution upper Ypresian to middle Lutetian calcareous nannofossil zonation for mid-latitudes (Steurbaut, 1986, 1988, 1990, 2011; Damblon & Steurbaut, 2000; Herman et al., 2001; Smith et al., 2004). The multidisciplinary investigation of the Kysing-4 borehole in Denmark did clarify how these nannofossils further evolved through the late Lutetian in these middle latitudinal areas (Thomsen et al., 2012).

The nannofossil record of the Zemst borehole allows fine tuning of the distribution patterns of important index taxa, which are fundamentally altering or enhancing the resolution of the existing zonation. Among the most relevant conclusions are:

1. The NP12/NP13 boundary coincides with the boundary between the Panisel Sand Member and the overlying Kwatrecht Member.
2. At mid-latitudes the topmost part of NP12 is marked by the LO of *Helicosphaera* aff. *Iophota*, as shown by its presence at Zemst (46.50 m), Aktulagay, Kazakhstan (18.05 m) and Albaekhoved, Denmark (Al-64 at 18.30 m) (for data other than Zemst, Steurbaut, unpubl. information).
3. The associations in the Panisel Sand Member and to a lesser degree the Kwatrecht Member at Zemst are dominated by *Discoaster kuepperi* (between 30 % and 50 % in the former, and 16 % and 30 % in the latter). “Inc. sed. sp.”, a small globular calcitic body of unknown origin (see chapter 3.2.3) is also frequent in that interval. In the North Sea Basin, the start of the acme of *D. kuepperi* seems to coincide or is very close to the LO of “Inc. sed. sp.” and the LO of *Reticulofenestra* spp. The latter, which is marked by the popping up of very small *Reticulofenestra* specimens, although initially in low numbers, defines the base of subzone VIb of Steurbaut (1991, fig. 3; 1998). The LO of *Reticulofenestra* spp. corresponds to the FO of Noelarhabdaceae in Agnini et al. (2006, fig. 3). According to these authors this FO slightly predates the first common occurrence of the taxon (FCO). There is a major decrease in *Discoaster kuepperi* to less than 0.5 % at the base of the Pittem Clay Member (Steurbaut, unpubl. information).
4. The basal part of NP15 is missing in most parts of the Belgian Basin, including Zemst. It has

only been identified at Zaventem (Herman et al., 2001), and is marked by the total range of *Nannotetrina alata*, in association with the presence of *Blackites gladius*.

5. The LO of *Nannotetrina fulgens* and the LO of *N. pappii* are not coincident in the Belgian Basin, as previously thought (at base of Asse Clay Member; Steurbaut, 1986). The Zemst data indicate for the first time that *N. fulgens* appears earlier (at the base of subunit W3 of the Wemmel Sand Member).

6. The data from Zemst and other Belgian localities (e.g. Zaventem, Oosterzele, Stekene, and many others) reveal that 1. *Nannotetrina alata* - *Blackites gladius*, 2. *Nannotetrina quadrata*, 3. *Sphenolithus furcatholitoïdes*, 4. *Clausicoccus obrutus*, 5. *Blackites trochos* - *Blackites pseudomorionum*, 6. *Nannotetrina fulgens*, 7. *Sphenolithus cuniculus* and 8. *Nannotetrina pappii* - *Discoaster martinii* - *Dictyococcites callidus* constitute a chronological sequence of appearances within the middle Lutetian nannofossil zone NP15. Further subdivision can be achieved using the HO of *Braarudosphaera stylifera*, which occurs between event 2 and 3, and the HO of *Blackites gladius*, which defines the upper boundary of zone NP15 (Fig. 4.4).

4.A.4.5. Reflection on the Ypresian – Lutetian transition in Belgium

A close inspection of the Zemst borehole and many other relevant outcrop and borehole sections in Belgium (Steurbaut, 2006b) reveals that the Ypresian-Lutetian transition is very incomplete in large parts of the Belgian Basin. This is due to non-deposition or subsequent erosion of stratigraphic units, which in turn is controlled by the geological outline of the area, the morphology of the palaeocoastline and changes in eustatic sea-level and in local tectonic behaviour, e.g. uplift of Brabant Massif in response to remote plate tectonic movements. The most complete successions are recorded in the Flemish hills (such as the Cassel and Mont-des-Récollets hills), a series of geological outliers, extending from central Belgium to NW France (Fig. 4.1). These hills are capped by ferruginous sandstones, presumably of Late Eocene age (Houthuys, 2014), which protected the hill-zone from post-Eocene erosion and denudation, which in the adjacent areas exceeded 100 m (Nolf & Steurbaut, 1990; Steurbaut & Nolf, in prep.). At Zemst there is a major hiatus of about 3 to 4 myr between the top of the Ypresian and the base of the Lutetian (Cz4 in Table 4.1), as shown

by the absence of the upper Gentbrugge Formation (from Pittem Clay to Aalterbrugge Members) and the entire Aalter Sand and Brussel Sand Formations (Fig. 4.2). Towards the east and southeast the stratigraphic gap between the Ypresian and Lutetian tends to decrease strongly as the up to 70 m thick Brussels Formation, the infill of a complex megachannel structure, is interposing between the Merelbeke Clay and the Lede Sand Formation (Houthuys, 1990, 2011; Damblon & Steurbaut, 2000). In westward direction (Gent and further NW to Aalter, Steurbaut & Nolf, 1989) the Gentbrugge and Aalter Formations are completely preserved, but only parts of the Brussel Formation (e.g. off shore borehole Vlakte van de Raan, Steurbaut, 2011) and locally the Lede Formation have been identified. This brings us to the main issue, the identification of the base of the Lutetian in the Belgian Basin.

The base of the Lutetian has in the past been defined at the ‘first occurrence datum’ of the planktonic foraminiferal taxon *Hantkenina* at ca. 48.6 Ma (e.g. Luterbacher et al., 2004), corresponding approximately to the base of calcareous nannofossil zone NP14, but recent studies have shown this *Hantkenina* event to be significantly diachronous. In April 2011 the International Union of Geological Sciences ratified the proposal that the base of the Lutetian is defined by the Gorrondatxe GSSP (NW Spain) (Molina et al., 2011). This boundary is placed at the 167.85 m level, corresponding to the lowest occurrence (LO) of the nannofossil taxon *Blackites inflatus*. The latter is well known from many low and middle latitude outcrop and borehole sections worldwide (Southern USA: Siesser, 1983; Russia: Shcherbinina, 2000; off NW Australia: Shamrock, 2010, etc.), but seems to be missing at higher mid latitudes, such as the North Sea Basin (not mentioned by Perch-Nielsen, 1971; Bigg, 1982; Aubry, 1983; Steurbaut, 1988; Verbeek et al., 1988; Varol, 1998). The most northern occurrence of *B. inflatus* in NW Europe is the Paris Basin (Aubry, 1983), where it occurs in very low numbers in the middle and upper part of the “Glaucanie grossière” (e.g. at Margival, Steurbaut, 1988). The identification of additional nannofossil events, coeval with the LO of *B. inflatus*, is part of ongoing work, aiming at the exact positioning of the base of the Lutetian in the North Sea Basin s.s. (excluding the Paris Basin, home of the historical Lutetian stratotype).

4.A.5. Conclusions

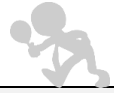
High-resolution sedimentological, micropalaeontological and organic carbon isotope investigations at Zemst have enabled to gain new insight in the Ypresian-Lutetian transition in central Belgium. Although the upper Ypresian succession is very incomplete (upper half of the Gentbrugge Formation and the entire Aalter Formation are missing), the Zemst data, and associated cross-correlations, have allowed for the first time to identify the NP12/NP13 boundary, and the nearly coincident boundary between chron C23n and chron C22r, in the Belgian Basin. These boundaries, which are dated at 50.63 Ma, fall within the break in sedimentation between the Panisel Sand Member and the overlying Kwatrecht Member. In terms of dinoflagellate cyst distribution, they are bracketed between the LO of *Impletosphaeridium kroemmelbeinii* and the LCO of *Areosphaeridium diktyoplokum* below and the HO of *Areoligera senonensis* and the LO of *Impletosphaeridium cracens* above. This study also definitely proves that the term P1n clay, which was used until recently, corresponds to the Merelbeke Clay and that its introduction (Rutot, 1890) was erroneous, due to insufficient knowledge of the Belgian upper Ypresian stratigraphy at the end of the 19th century.

The relatively low values in $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (-26.5 ‰ to -27.1 ‰) in the interval from the Panisel Sand to the Merelbeke Clay Members (upper NP12-lower NP13) are believed to correspond to the 1.5-million-year-long negative carbon isotope interval, recorded globally between approximately 51.8 - 50.4 million years ago and associated with global warming, known as the Early Eocene Climatic Optimum (EECO). This is the first positive identification of the EECO in the North Sea Basin. The negative carbon isotope values, which, according to the palynofacies data, are not likely to be substantially biased by variation in types of organic matter, are shown to be coinciding with a fairly high frequency of *Apectodinium* (>3 %, up to 14 %) and a *Discoaster*-bloom (16 % - 50 %, essentially *D. kuepperi*). This is quite analogous, although less strongly pronounced, to what has been observed during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM), the most prominent global warming event of the Cenozoic (*Apectodinium* abundance, up to 75 % at mid and high latitudes, e.g. Steurbaut et al., 2003 and abundance peaks of *Discoaster* in tropical areas, e.g. *Discoaster* spp. up to 35 % of total assemblage in Indian Ocean Site 213, Kahn & Aubry, 2004; *D. salisburgensis*, up

to 12 ‰ in Tanzania, Bown & Pearson, 2009). The abrupt positive shift of up to 1 ‰ in $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values at the base of the Pittem Clay Member at Egem (mid-NP13, mid-chron C22r), which is coincident with the virtual disappearances of *Apectodinium* (<0.1 ‰) and *Discoaster* (<0.5 ‰) is suggested to mark the end of the EECO in the southern North Sea Basin.

The absence of the Brussel Formation also reveals that the Lutetian is incomplete at Zemst. The Lede Sand Formation is quite expanded and marked by the co-occurrence of the calcareous nannofossil taxa *Blackites gladius* and *Braarudosphaera stylifera*, indicating lower NP15, although not its basal part. Four distinct units have been identified in the overlying Wemmel Sand Member (middle NP15), of which the upper two, which are marked by the LO of *Nannotetrina fulgens* and the absence of *N. pappii*, have not been recorded before in Belgium. The Asse Clay Member (upper NP15) and the overlying Ursel Member (decalcified), which are part of a single depositional sequence, are reduced in thickness (both around 1.5 m thick). The Zemst data and addition outcrop and borehole data from Belgium reveal that 1. *Nannotetrina alata* - *Blackites gladius*, 2. *Nannotetrina quadrata*, 3. *Sphenolithus furcatholitoides*, 4. *Clausicoccus obrutus*, 5. *Blackites trochos* - *Blackites pseudomorionum*, 6. *Nannotetrina fulgens*, 7. *Sphenolithus cuniculus*, and 8. *Nannotetrina pappii* - *Discoaster martinii* - *Dictyococcites callidus* constitute a chronological sequence of appearances within the middle Lutetian nannofossil zone NP15. They also indicate that the major criterion for identifying the base of the Lutetian (LO of *Blackites inflatus*), as designated at the Gorrondatxe GSSP, is not applicable in the North Sea Basin s.s. (excluding the Paris Basin) and that the search for appropriate substitutes associated with this boundary is needed to allow interbasinal stratigraphic correlation during the Eocene at middle and high latitudes

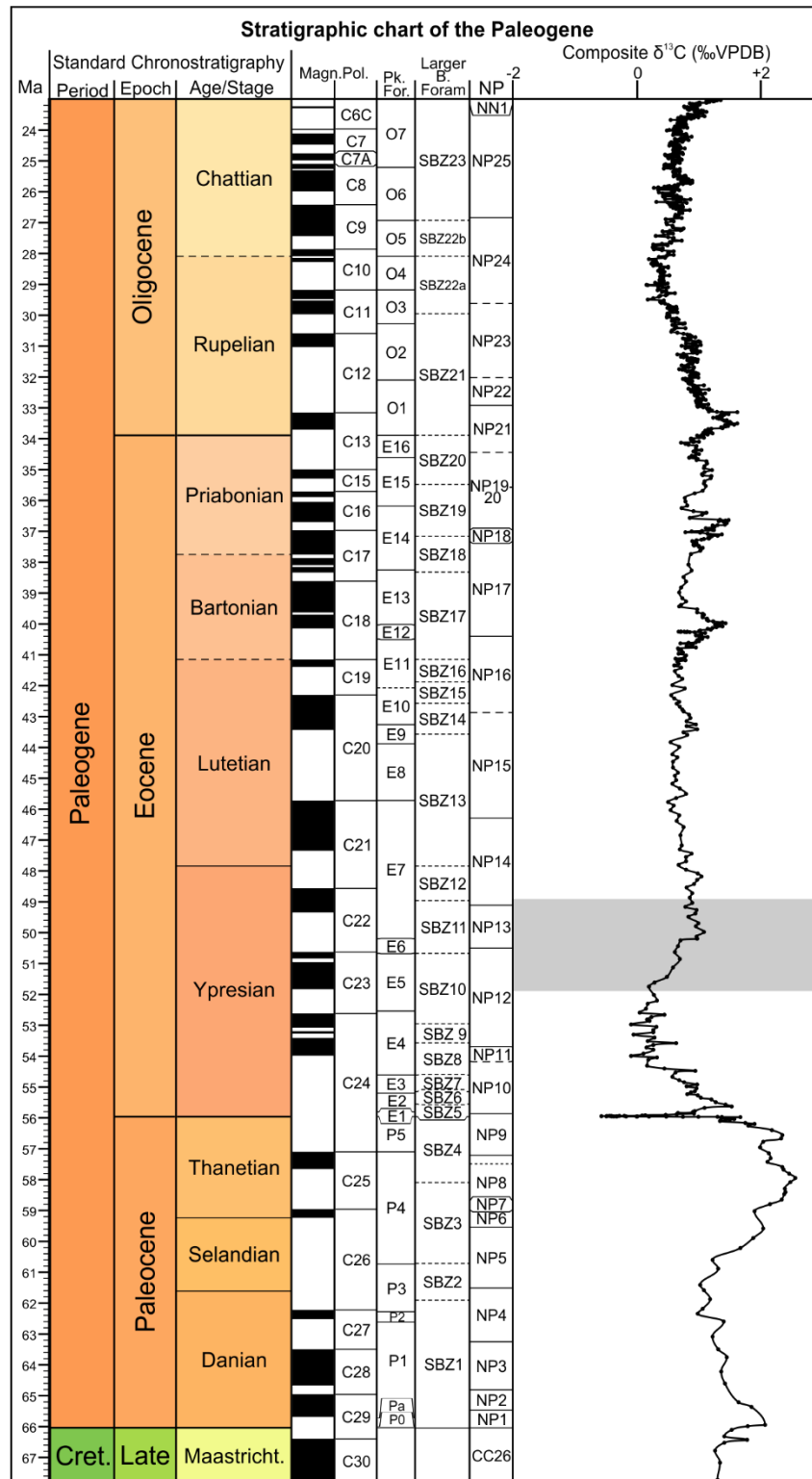
IV B – CHEMOSTRATIGRAPHIE ISOTOPIQUE SUR BULK ORGANIQUE ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) DE
L'YPRESIEN MOYEN-SUPERIEUR DU BASSIN DE LA MER DU NORD - BELGIQUE



Les dépôts marins proximaux du nord-ouest de la Belgique proposent une base d'étude très intéressante pour ce travail. La succession de plusieurs centaines de mètres de sédiments d'âge Eocène structure un cadre d'étude propice à une compréhension multi disciplinaire de cette période de temps au sein du Bassin de la Mer du Nord. Déjà dès 1849, les terrains des environs d'Ypres ont fait l'objet d'études sédimentologiques et stratigraphiques (Dumont 1850), en particulier les terrains yprésiens, tirant leur nom de la ville d'Ypres. Au cours du 20^e siècle, de nombreux forages sont entrepris dans le nord de la Belgique et constituent un matériel d'étude solide pour les différents travaux biostratigraphiques, paléontologiques, magnétostratigraphiques, sédimentologiques, tectoniques, géochimiques, etc. Néanmoins, le nombre de travaux traitant de géochimie isotopique est relativement limité (ex. Steurbaut et al. 2003).

L'approche chémostratigraphique tel que décrite dans ce chapitre est pertinente car :

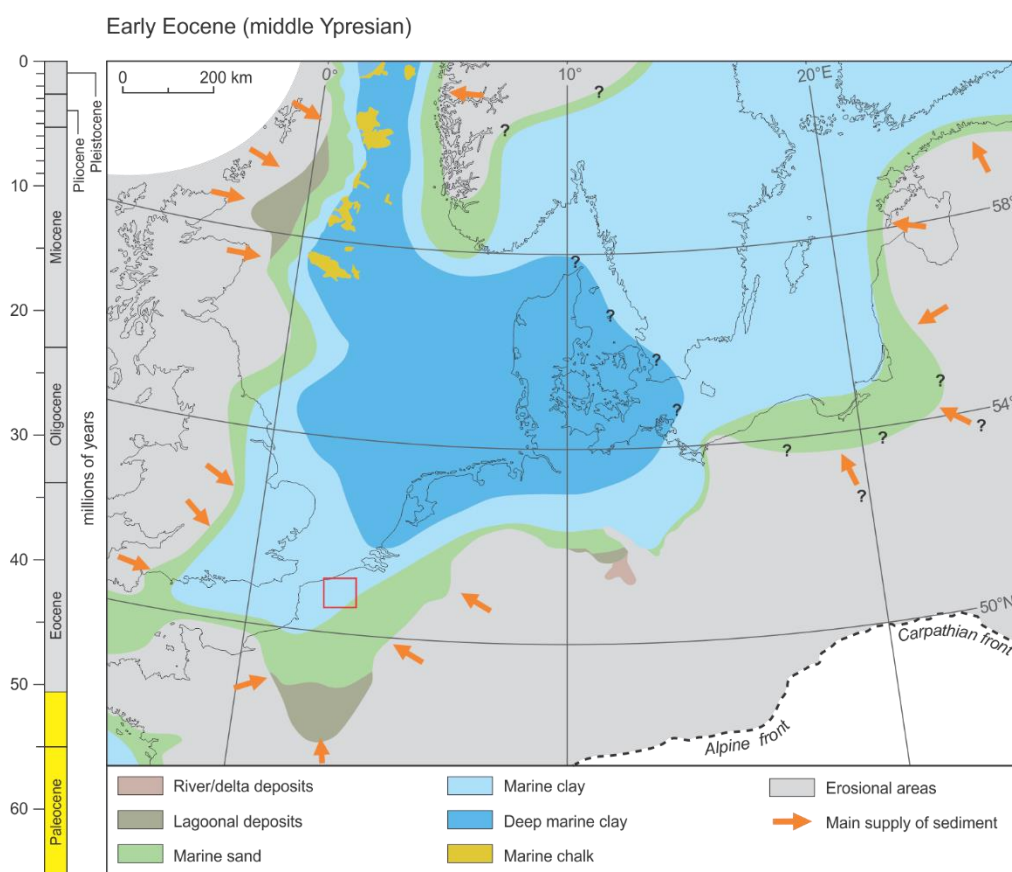
- (1) l'Yprésien du nord de la Belgique jouit d'une bonne caractérisation stratigraphique, notamment de par une biostratigraphie fine. Cet élément est un point essentiel lorsqu'il s'agit d'interpréter la stratigraphie isotopique de haute résolution telle que proposée dans ce travail, pour ensuite tenter d'établir une **référence chémostratigraphique** régionale de l'Yprésien moyen-supérieur du sud du Bassin de la Mer du Nord.
- (2) L'intervalle de temps entre l'Yprésien moyen et supérieur est isotopiquement moins connu – du moins en ce qui concerne les isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) – en comparaison avec l'Yprésien inférieur, présentant de nombreux *hyperthermals* successifs.
- (3) La découverte d'un site à mammifères dans les formations de l'Yprésien moyen de Belgique (Egem, MP8+9, Smith & Smith 2013), pose la question de la chronologie relative et absolue des différents sites européens référés à ce niveau-repère MP8+9 et renforce la nécessité de proposer une chronologie isotopique pour ces niveaux.



▲ Figure 4.A. Extension biostratigraphique et chémostratigraphique de la séquence composite de l'Yprésien moyen-supérieur du Bassin de la Mer du Nord (nord-ouest de la Belgique).

4.B.1. Formations de l'Yprésien moyen-supérieur du nord-ouest de la Belgique

Le Bassin belge constitue la partie sud du Bassin de la Mer du Nord et a enregistré des dizaines de mètres de sédiments yprésiens, dans un premier temps, bathyaux et anoxiques et évoluant vers des dépôts infralittoraux, puis marin peu profond (Steurbaut 2006 ; Fig. 4.6). Ces sédiments yprésiens affleurent particulièrement bien dans le nord de la Belgique, parfois sous de fins dépôts récents.



▲ Figure 4.6. Carte paléogéographique de l'Eocène inférieur (Yprésien moyen) du Bassin de la Mer du Nord. Carré rouge : zone étudiée. Modifiée d'après Gibbard & Lewin, 2016.

L'Etage Yprésien recoupe historiquement trois grands groupes lithologiques distincts et successifs : la partie supérieure du *Landen Group*, l'*Ieper Group* et la partie inférieure du *Zenne Group*. Ce chapitre est axé sur la moitié supérieure de l'*Ieper Group* et la moitié inférieure du *Zenne Group*. L'*Ieper Group*, caractérisé par des sédiments à dominance argileuse, est composé des formations

suivantes : les *Kortrijk Clay Fm.*, *Tielt Fm.*, *Hyon Fm.* et *Gentbrugge Fm.*). Le *Zenne Group*, plutôt à dominance sableuse, est composée des formations de l'*Aalter Sand Fm.*, *Brussel Sand Fm.* et *Lede Sand Fm.* Ce chapitre va se focaliser sur l'intervalle de temps incluant les formations suivantes : les *Tielt Fm.*, *Hyon Sand Fm.*, *Gentbrugge Fm.*, et *Aalter Fm.*, soit l'Yprésien moyen et supérieur selon la chronostratigraphie standard. Ces formations sont décrites ci-dessous, sur base des descriptions anciennes (voir Maréchal & Laga (1988), Geets et al. (2000) et Steurbaut (1998), révisées par Laga et al. (2001)). Certaines modifications de la lithostratigraphie du nord de la Belgique ont été réalisées en tenant compte des mises à jour introduites par l'*Ieper Group Lithostratigraphy Working Group* issu du *Paleogene Neogene subcommission*, dans le rapport 2016 (Steurbaut et al. 2016).

(i) La *Tielt Fm.* regroupe deux membres : les *Kortemark Silt Member* et *Egemkapel Clay Member*. Le *Kortemark Silt Member* présente une puissance d'environ 20-25 m de dépôts argilo-silteux, bien visibles au sein de la carrière de Kortemark (N51°00'46.0" E3°02'33.7" ; Steurbaut & Nolf 1986 ; Steurbaut 1998) (Fig. 4.7). Le Membre d'*Egemkapel Clay* est épais d'environ 5 m dans la carrière d'*Ampe* (N51°00'39.3" E3°13'53.1") et se compose d'argiles et argiles silteuses à glauconite. Ces niveaux contiennent des dents de requins, des terriers de vers et un niveau à restes de mammifères (Fig. 4.8-A). Cette faunule est rapprochée du niveau-repère de référence MP8+9 (Smith & Smith 2013).

(ii) La *Hyon Sand Fm.*, introduite par Steurbaut & King (1994), a eu pour but de formaliser la partie inférieure du désormais obsolète et ambigu terme *Paniselien* (Dumont 1852b). Elle est composée des trois membres suivants : l'*Egem Sand Mb.*, le *Bois-La-Haut Sand Mb.*, uniquement enregistré au stratotype (forage du Mont-Panisel) et le *Mont-Panisel Sand Mb.* (= *Panisel Sand Member*, Steurbaut & Nolf 1986). Steurbaut (2011) propose de grouper l'*Egem Sand Mb.* (initialement placé dans la *Tielt Fm.* ; Steurbaut 2006), dans l'*Hyon Sand Mb.* afin d'assurer une cohérence quant au groupement des membres à lithologie essentiellement sableuse.

Le Membre d'*Egem Sand* est bien visible au sein de la carrière d'*Ampe* (Fig. 4.8-B à D). Ce membre est composé de 21 niveaux définis au stratotype dans la carrière d'*Ampe*

(N51°00'42.0" E3°13'56.5" and N51°00'56.5" E3°13'47.6"). La lithologie est constituée de 20 m de niveaux sableux à glauconite et micas, entrecoupés de fins niveaux argileux.

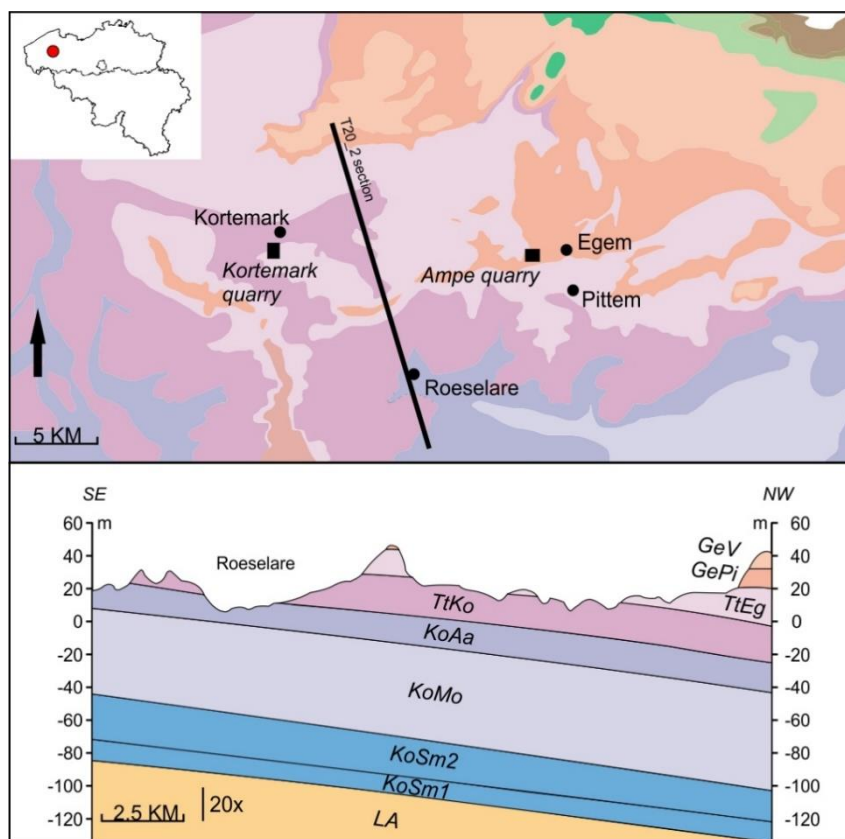
Au sommet de la carrière d'*Ampe*, un niveau gréseux à glauconite très induré et fossilifère, dénommé « *X* » *bed* était auparavant attribué au *Pittem Clay Mb.* (De Coninck & Nolf 1979). Steurbaut & King (1994) ont proposé de corréliser ce niveau « *X* » avec le *Bois-la-Haut Sand Mb.* sur base du faciès lithologique et des caractéristiques de dépôts. Cependant, ce niveau induré « *X* » a depuis été réattribué au *Pittem Clay Mb.* (*Gentbrugge Fm.* Steurbaut 2006).

- (iii) La *Gentbrugge Fm.* (Laga et al. 2002) correspond à la partie moyenne de l'ancien terme *Paniselien*. Elle est subdivisée en cinq membres : le *Kwatrecht Mb.*, le *Merelbeke Clay Mb.*, le *Pittem Clay Mb.*, le *Vlierzele Sand Mb.* et l'*Aalterbrugge Mb.* Le *Kwatrecht Mb.* (De Moor & Geets 1974) est constitué d'argiles silteuses décalcifiées. Le *Pittem Clay Mb.* (Geets 1979) est composé d'alternances de fins niveaux de silts argileux et des niveaux de sables argileux et glauconieux. Dans sa partie basale, le *Pittem Clay Mb.* possède un niveau de grès glauconieux très induré (~ 40 cm) riche en bivalves et dents de requin (= niveau « *X* » ; Steurbaut 2006). Depuis 2016, ce niveau induré est formellement nommé *Hooglede Bed* (Steurbaut et al. 2016 ; Fobes 1997b). Dans la carrière d'*Ampe*, le *Hooglede Bed* et le *Pittem Clay Mb.* reposent sur l'*Egem Sand Mb.* (N51°00'44.5" E3°13'59.6").

4.B.2. Matériel étudié

L'intervalle yprésien compilé dans ce travail reprend des échantillons collectés sur des carottes de forage stockées au Service Géologique de Belgique (IRSNB ; Bruxelles, Belgique), et des échantillons collectés lors de levés de terrain entre 2014 et 2015. La table 4.3 liste les 127 échantillons analysés et classés par ordre stratigraphique. Le *Kortemark Silt Mb.* a été levé dans la carrière de *Kortemark* ; l'*Egem Clay Mb.* et *Egem Sand Mb.* dans la carrière d'*Ampe* (Fig. 4.7 et Fig. 4.8). Le *Panisel Sand Mb.* a été échantillonné dans les carottes du forage Zemst 73E359 entre

54.75 m et 46.15 m. Il est succédé par le *Kwatrecht Mb.* entre 46.15 m et ?41.15 m. Le *Merelbeke Mb.* est partiellement enregistré dans le forage de Zemst 73^E359 entre 41.15 m et 37.80 m.



▲ Figure 4.7. Carte géologique de la zone de levé géologique entre Kortemark et Egem. Modifié d'après la carte géologique 1/50000 19-20 Veurne-Roeselare (De Ceukelaire & Jacobs, 1999). TtKo (*Tielt Fm., Kortemark Mb.*), TtEg (*Tielt Fm., Egemkapel et Egem Sand Mb.*), GePi (*Gentbrugge Fm., Pittem Mb.*), GeV (*Gentbrugge Fm., Vlierzele Mb.*). Coupe T20_2.

Le *Pittem Clay Mb.* a été levé dans la carrière d'Ampe et partiellement collecté dans le forage Oedelem 023^E0088 entre 50.75 m et 48.0 m. Le *Vlierzele Sand Mb.* a été échantillonné dans le forage Oedelem 023^E0088 entre 48.0 m et 34.3 m. Ce dernier est couvert par le *Beernem Sand Mb.* entre 34.3 m et 24.1 m et par l'*Oedelem Sand Mb.* entre 24.1 m et 4.0 m.

CHAPITRE IV – YPRESIEN MOYEN-SUPERIEUR DU BASSIN DE LA MER DU NORD

<i>Echantillon</i>	<i>Localisation</i>	<i>Membre</i>	<i>TOC_R</i> (%)	<i>δ¹³C_{org}</i> (‰)	<i>CaCO₃</i> (%)	<i>δ¹⁸O_{carb}</i> (‰)	<i>δ¹³C_{carb}</i> (‰)
OEDELEM 4,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,05	-26.1	14	-2.8	+2.1
OEDELEM 5,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,01	-26.2	33	-2.4	+1.9
OEDELEM 6,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,03	-24.9	10	-2.0	+2.1
OEDELEM 7,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,04	-26.6	8	-2.9	/
OEDELEM 8,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,03	-26.3	14	-2.1	/
OEDELEM 9,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,06	-26.6	7	-3.0	/
OEDELEM 10,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,05	-26.3	15	-2.6	+1.9
OEDELEM 11,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,06	-26.5	28	-3.3	+1.8
OEDELEM 12,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,07	-26.0	46	-3.0	+1.4
OEDELEM 13,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,06	-26.7	23	-3.9	+1.1
OEDELEM 14,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,05	-26.5	38	-3.8	+1.3
OEDELEM 15,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,08	-26.6	35	-3.9	+1.9
OEDELEM 16,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,05	-26.5	32	-3.7	+2.3
OEDELEM 17,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,05	-26.5	12	-3.5	+2.5
OEDELEM 18,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,03	-26.8	14	-2.2	+1.1
OEDELEM 19,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,04	-26.9	8	-3.4	/
OEDELEM 20,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,06	-25.9	15	-3.8	+1.0
OEDELEM 21,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,07	-26.2	9	-3.1	-0.6
OEDELEM 22,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,07	-25.3	12	-3.2	-1.9
OEDELEM 23,50	Oedelem 023E0088	Oedelem Sand	0,05	-26.4	8	-2.8	-2.7
OEDELEM 24,50	Oedelem 023E0088	Beernem Sand	0,07	-26.4	12	-3.4	-1.2
OEDELEM 25,50	Oedelem 023E0088	Beernem Sand	0,10	-27.0	8	-3.2	-1.4
OEDELEM 26,50	Oedelem 023E0088	Beernem Sand	0,13	-26.1	16	-3.1	-1.7
OEDELEM 27,50	Oedelem 023E0088	Beernem Sand	0,10	-26.6	11	-2.7	-1.5
OEDELEM 28,50	Oedelem 023E0088	Beernem Sand	0,08	-26.0	12	-2.7	-0.8
OEDELEM 28,80	Oedelem 023E0088	Beernem Sand	0,08	-26.2	11	-2.6	-0.4
OEDELEM 29,50	Oedelem 023E0088	Beernem Sand	0,06	-26.1	11	-2.8	-1.1
OEDELEM 30,50	Oedelem 023E0088	Beernem Sand	0,09	-26.4	14	-3.0	-0.6
OEDELEM 31,50	Oedelem 023E0088	Beernem Sand	0,09	-26.6	12	-3.0	-0.2
OEDELEM 32,50	Oedelem 023E0088	Beernem Sand	0,09	-25.9	17	-3.7	+0.3
OEDELEM 33,60	Oedelem 023E0088	Beernem Sand	0,05	-26.2	9	-3.5	/
OEDELEM 34,43- 34,45	Oedelem 023E0088	Vlierzele Sand	0,93	-25.4	11	-4.7	+1.2
OEDELEM 36,80- 36,82	Oedelem 023E0088	Vlierzele Sand	0,12	-25.2	5	-3.4	+0.8
OEDELEM 38,83- 38,85	Oedelem 023E0088	Vlierzele Sand	0,40	-25.6	9	-4.0	+1.3

CHAPITRE IV – YPRESIEN MOYEN-SUPERIEUR DU BASSIN DE LA MER DU NORD

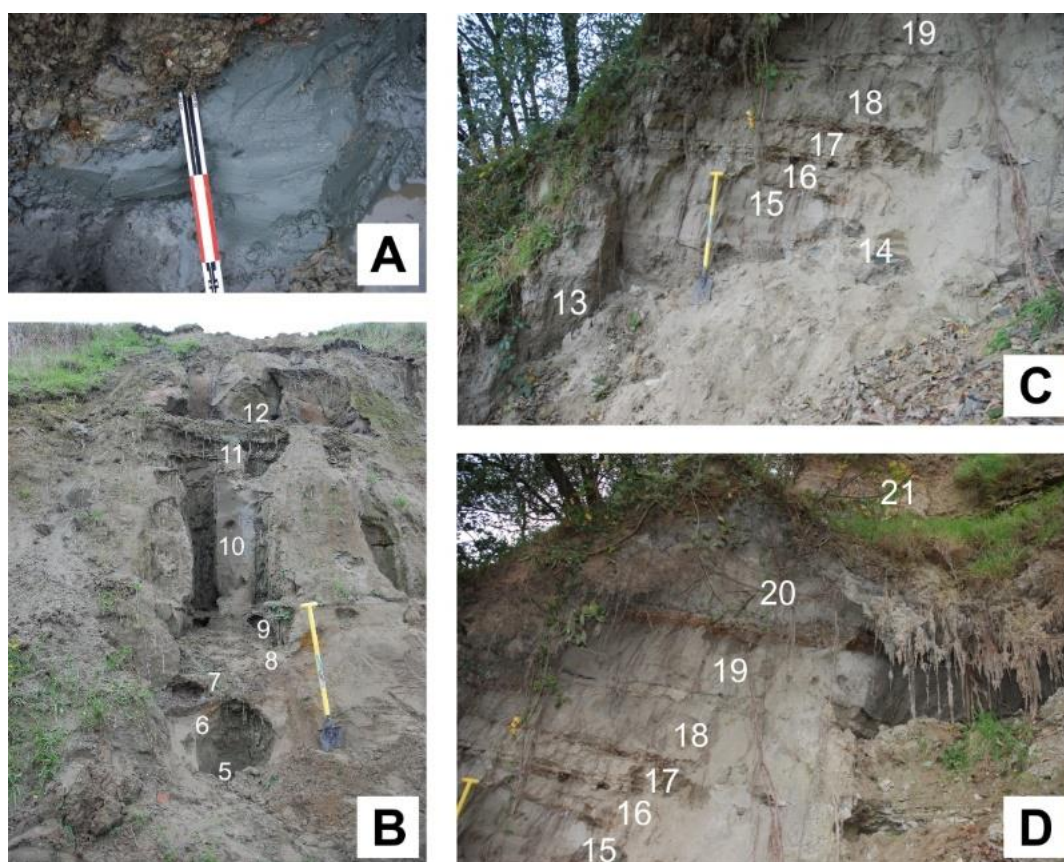
<i>Echantillon</i>	<i>Localisation</i>	<i>Membre</i>	<i>TOC_R</i> (%)	<i>δ¹³C_{org}</i> (‰)	<i>CaCO₃</i> (%)	<i>δ¹⁸O_{carb}</i> (‰)	<i>δ¹³C_{carb}</i> (‰)
OEDELEM 40,70-40,80	Oedelem 023E0088	Vlierzele Sand	0,16	-25.5	6	-4.2	+1.3
OEDELEM 42,70-42,80	Oedelem 023E0088	Vlierzele Sand	0,46	-25.7	9	-4.5	+1.4
OEDELEM 44,70-44,78	Oedelem 023E0088	Vlierzele Sand	0,11	-25.4	5	-2.9	-0.8
OEDELEM 49,50-49,56	Oedelem 023E0088	Pittem Sand	0,21	-25.2	6	-4.5	+1.4
OEDELEM 50,70-50,75	Oedelem 023E0088	Pittem Sand	0,14	-25.9	9	-3.6	+1.1
14-PIT-16	Ampe quarry	Pittem Sand	0,08	-26.1	3	/	/
14-PIT-15	Ampe quarry	Pittem Sand	0,07	-26.2	5	/	/
14-PIT-14	Ampe quarry	Pittem Sand	0,10	-25.8	6	/	/
14-PIT-13	Ampe quarry	Pittem Sand	0,08	-26.2	4	/	/
14-PIT-12	Ampe quarry	Pittem Sand	0,17	-26.1	4	/	/
14-PIT-11	Ampe quarry	Pittem Sand	0,62	-26.0	4	/	/
14-PIT-10	Ampe quarry	Pittem Sand	0,83	-25.7	3	/	/
14-PIT-09	Ampe quarry	Pittem Sand	0,33	-26.1	4	/	/
14-PIT-08	Ampe quarry	Pittem Sand	0,11	-25.7	5	/	/
ZEMST 37,80	Zemst 73E359	Merelbeke Clay	0,69	-26.4	5	/	/
ZEMST 38,60	Zemst 73E359	Merelbeke Clay	0,80	-26.4	4	/	/
ZEMST 39,50	Zemst 73E359	Merelbeke Clay	0,65	-27.0	6	/	/
ZEMST 40,80	Zemst 73E359	Merelbeke Clay	0,51	-26.6	5	-2.6	-1.5
ZEMST 41,80	Zemst 73E359	Kwatrecht complex?	0,12	-26.0	6	/	/
ZEMST 42,85	Zemst 73E359	Kwatrecht complex?	0,19	-26.0	3	/	/
ZEMST 43,79-43,83	Zemst 73E359	Kwatrecht complex?	0,19	-26.6	9	-3.7	+0.8
ZEMST 44,88-44,90	Zemst 73E359	Kwatrecht complex?	0,17	-26.5	10	-3.6	+1.0
ZEMST 45,85-45,90	Zemst 73E359	Kwatrecht complex?	0,17	-26.3	12	-3.4	+1.0
ZEMST 46,48-46,55	Zemst 73E359	Panisel Sand	0,05	-26.5	5	-4.4	+0.8
ZEMST 47,70-47,75	Zemst 73E359	Panisel Sand	0,05	-27.0	8	-3.4	-0.5
ZEMST 48,80	Zemst 73E359	Panisel Sand	0,05	-27.1	6	-4.5	+0.9
ZEMST 49,75-49,80	Zemst 73E359	Panisel Sand	0,07	-27.1	6	-4.4	+1.1
ZEMST 51,79-51,82	Zemst 73E359	Panisel Sand	0,06	-26.9	8	-4.0	+0.9
ZEMST 54,70-54,75	Zemst 73E359	Panisel Sand	0,14	-26.1	3	/	/
14-PIT-07	Ampe quarry	Egem Sand	0,06	-26.1	19	-4.3	+1.8
14-EG-42	Ampe quarry	Egem Sand	0,07	-26.5	19	-4.5	+2.1
14-PIT-06	Ampe quarry	Egem Sand	0,43	-26.7	10	-4.3	-2.8
14-EG-41	Ampe quarry	Egem Sand	0,07	-26.4	15	-4.3	+1.6
14-EG-40	Ampe quarry	Egem Sand	0,40	-26.9	15	-4.5	/
14-EG-39	Ampe quarry	Egem Sand	0,62	-26.4	1	-4.0	-0.6
14-PIT-05	Ampe quarry	Egem Sand	0,39	-26.2	6	-7.0	-1.0
14-EG-38	Ampe quarry	Egem Sand	0,34	-26.8	7	-1.7	-1.9
14-PIT-04	Ampe quarry	Egem Sand	0,10	-26.9	4	-8.4	-1.3
14-EG-37	Ampe quarry	Egem Sand	0,02	-26.5	5	-7.1	-1.1
14-PIT-03	Ampe quarry	Egem Sand	0,02	-25.9	5	-6.0	-1.8
14-EG-36	Ampe quarry	Egem Sand	0,33	-26.8	8	-4.0	-2.6
14-PIT-02	Ampe quarry	Egem Sand	0,40	-26.6	6	-3.7	-2.5
14-EG-35	Ampe quarry	Egem Sand	0,14	-26.5	7	-4.5	-0.2
14-EG-33	Ampe quarry	Egem Sand	0,03	-26.0	6	-5.0	-0.5
14-EG-32	Ampe quarry	Egem Sand	0,17	-26.8	12	-4.0	-2.7

CHAPITRE IV – YPRESIEN MOYEN-SUPERIEUR DU BASSIN DE LA MER DU NORD

<i>Echantillon</i>	<i>Localisation</i>	<i>Membre</i>	<i>TOC_R</i> (%)	<i>δ¹³C_{org}</i> (‰)	<i>CaCO₃</i> (%)	<i>δ¹⁸O_{carb}</i> (‰)	<i>δ¹³C_{carb}</i> (‰)
14-EG-31	Ampe quarry	Egem Sand	0,14	-26.8	12	-4.2	+0.6
14-EG-30	Ampe quarry	Egem Sand	0,02	-26.6	4	-4.9	-0.9
14-EG-29	Ampe quarry	Egem Sand	0,11	-26.8	7	-3.3	+0.1
14-EG-27	Ampe quarry	Egem Sand	0,02	-26.5	6	-5.6	-2.2
14-EG-26	Ampe quarry	Egem Sand	0,20	-26.6	6	-4.1	-0.7
14-EG-25	Ampe quarry	Egem Sand	0,03	-26.2	7	-3.7	-0.1
14-EG-24	Ampe quarry	Egem Sand	0,46	-26.4	7	-4.8	-2.4
14-EG-23	Ampe quarry	Egem Sand	0,03	-27.0	7	-4.3	+0.0
14-EG-22C	Ampe quarry	Egem Sand	0,13	-27.0	5	-6.2	/
14-EG-22B	Ampe quarry	Egem Sand	0,13	-26.6	4	-8.1	/
14-EG-22	Ampe quarry	Egem Sand	0,20	-27.2	7	-4.5	+0.6
14-EG-21	Ampe quarry	Egem Sand	0,26	-26.1	7	-4.2	-1.9
14-EG-20	Ampe quarry	Egem Sand	0,16	-26.7	6	-7.9	-1.5
14-EG-19	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,13	-25.5	6	-6.8	-1.6
14-EG-18	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,16	-26.5	5	-7.5	-0.8
14-EG-17	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,19	-26.6	8	-8.7	-0.1
14-EG-16	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,20	-26.8	8	-7.2	-2.1
14-EG-15	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,21	-26.5	6	-6.0	-2.0
14-EG-14	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,24	-26.8	7	-6.9	/
14-EG-13	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,28	-26.7	6	-8.4	-3.5
14-EG-12	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,02	-27.6	6	-7.1	-4.3
14-EG-11	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,50	-26.6	7	-7.6	-4.7
14-EG-10	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,03	-26.0	5	-7.1	-3.7
14-EG-09	Ampe quarry	Egemkapel Clay	/	/	6	-7.1	/
14-EG-08	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,02	-25.7	4	-6.1	/
14-EG-07	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,02	-26.3	6	-5.9	/
14-EG-06	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,02	-25.9	6	-6.0	/
14-EG-05	Ampe quarry	Egemkapel Clay	/	/	5	-5.8	-2.0
14-EG-04	Ampe quarry	Egemkapel Clay	0,02	-26.0	5	-5.5	/
14-EG-03	Ampe quarry	Egemkapel Clay	/	/	6	-6.3	/
14-EG-02	Ampe quarry	Kortemark Sand	0,11	-26.0	6	-4.9	/
14-EGKT-04	Ampe quarry	Kortemark Sand	0,08	-26.4	8	-4.0	-1.2
14-EG-01	Ampe quarry	Kortemark Sand	0,08	-25.9	5	-5.3	-2.4
14-EGKT-03	Ampe quarry	Kortemark Sand	0,17	-26.4	5	-6.2	-2.2
14-EGKT-02	Ampe quarry	Kortemark Sand	0,09	-26.1	6	-4.9	-1.6
14-EGKT-01	Ampe quarry	Kortemark Sand	0,02	-26.3	7	-4.9	-1.9
14-KORT-13	Kortemark quarry	Kortemark Sand	0,04	-28.0	4	/	/
14-KORT-12	Kortemark quarry	Kortemark Sand	0,14	-28.4	6	/	/
14-KORT-11	Kortemark quarry	Kortemark Sand	0,24	-26.6	4	/	/
14-KORT-10	Kortemark quarry	Kortemark Sand	0,13	-26.1	6	-3.2	-1.9
14-KORT-09	Kortemark quarry	Kortemark Sand	0,15	-26.2	6	-3.6	-2.5
14-KORT-08	Kortemark quarry	Kortemark Sand	0,03	-25.6	4	-4.1	-2.4
14-KORT-07	Kortemark quarry	Kortemark Sand	0,15	-26.3	5	-3.0	-1.1
14-KORT-06	Kortemark quarry	Kortemark Sand	0,22	-26.3	5	/	/
14-KORT-05	Kortemark quarry	Kortemark Sand	0,28	-26.6	4	-4.7	-1.2
14-KORT-04	Kortemark quarry	Kortemark Sand	0,22	-26.1	4	-4.4	-1.4

<i>Echantillon</i>	<i>Localisation</i>	<i>Membre</i>	TOC_R (%)	$\delta^{13}C_{org}$ (‰)	$CaCO_3$ (%)	$\delta^{18}O_{carb}$ (‰)	$\delta^{13}C_{carb}$ (‰)
14-KORT-03	Kortemark quarry	Kortemark Sand	0,27	-26.4	5	/	/
14-KORT-02	Kortemark quarry	Kortemark Sand	0,29	-26.1	4	-3.6	-2.2
14-KORT-01	Kortemark quarry	Kortemark Sand	0,20	-26.4	3	/	/

▲ Table 4.3. Liste des échantillons étudiés de l'Yprésien moyen-supérieur de la Belgique et résultats isotopiques. TOC_R (%) = pourcentage en carbone organique sur fraction résiduelle.



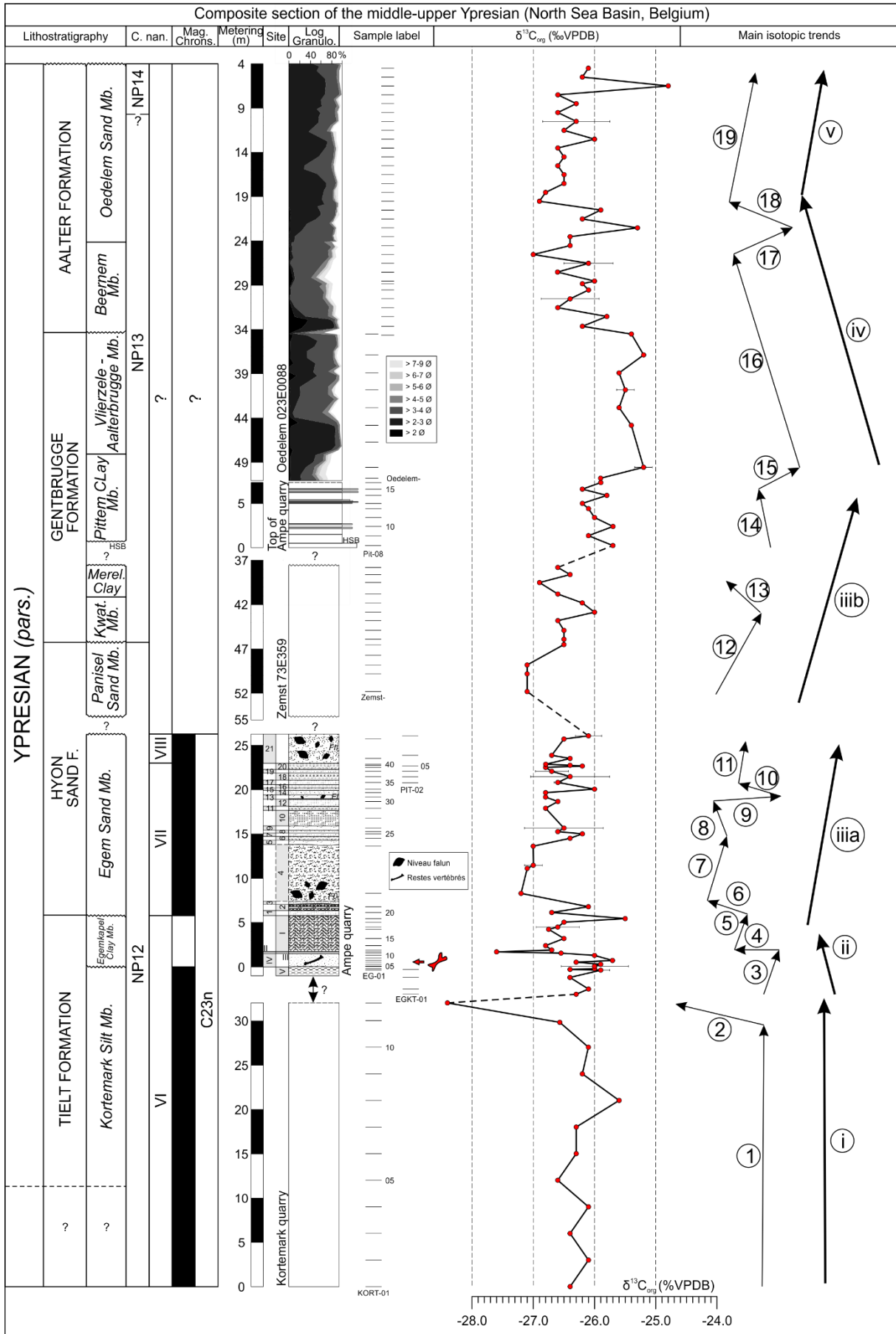
▲ Figure 4.8. Levés de coupe au sein de la carrière d'Ampe. A. Carrière d'Ampe, *bed IV*, *Egemkapel Clay Mb.* (Fig. 4.9 ; Steurbaut 2006). Argiles silteuses bleutées à tubes d'annélides. B. Carrière d'Ampe, *beds 5 à 10* (Fig. 4.9 ; Steurbaut 2006). Alternance de sables fins et fins niveaux argileux. C & D. Carrière d'Ampe, *beds 13 à 19* et *15 à 21*. *Egem Sand Mb.* (Fig. 4.9 ; Steurbaut 2006). Alternance de sables fins et niveaux argileux.

4.B.3. Résultats isotopiques du *bulk* organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)

Les résultats isotopiques sur carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) obtenus sur l'Yprésien moyen et supérieur du nord de la Belgique présentent des valeurs isotopiques comprises entre -27.0 ‰ et -25.0 ‰ incluant des valeurs extrêmes atteignant -28.4 ‰ dans le *Kortemark Silt Mb.* (pic négatif) et -24.8 ‰ dans l'*Oedelem Sand Mb.* (pic positif) (Fig. 4.9). Plusieurs tendances isotopiques sont clairement explicitées au sein de l'intervalle stratigraphique étudié. Nous les reprendrons ici sous la dénomination « tendance de premier ordre » :

- (i) Une première tendance isotopique montre un ensemble de valeurs stables et oscillantes autour de -26.3 ‰. Cette dernière est cependant restreinte au sein du *Kortemark Silt Mb.* Notons la présence de valeurs plutôt négatives au sommet du *Kortemark Silt Mb.*
- (ii) Une tendance isotopique négative au sein de l'*Egemkapel Clay Mb.* présentant des valeurs isotopiques similaires au *Kortemark Silt Mb.* entre -26.0 ‰ et -27.0 ‰. Notons également un shift négatif des valeurs isotopiques dans le banc II de l'*Egemkapel Clay Mb.*
- (iii) Une tendance isotopique positive débute au sein du banc 4 de l'*Egem Sand Mb.* et se poursuit jusqu'au sommet du *Pittem Clay Mb.* Les valeurs isotopiques fluctuent entre -27.0 ‰ (*Egem Sand Mb.*) et -26.0 ‰ (*Pittem Clay Mb.*).
- (iv) Une tendance isotopique négative entre le sommet du *Pittem Clay Mb.* et le tiers inférieur de l'*Oedelem Sand Mb.* Les valeurs isotopiques évoluent rapidement entre -25.0 ‰ et -27.0 ‰.
- (v) Une tendance isotopique positive s'étend entre le tiers inférieur de l'*Oedelem Sand Mb.* et le sommet de ce dernier. Les valeurs isotopiques fluctuent entre -27.0 ‰ et -26.0 ‰.

Superposées à ces « tendances de premier ordre », notons la présence de fluctuations isotopiques, de moindre ampleur et visibles sur quelques mètres de séquence. Nous les nommerons ici « tendances de deuxième ordre ». Ces dernières sont numérotées de 1 à 19 (Fig. 4.9).



▲ Figure 4.9. Résultats isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ sur la séquence composite de l'Yprésien moyen-supérieur du nord de la Belgique ; tendances isotopiques de premier et deuxième ordre. Ampe quarry : légende détaillée dans figure 8 – Steurbaut 2006. Sondage Oedelem 023^E0088 : légende détaillée dans figure 1 – Geets, 2001.

4.B.4. Intégration et discussion des résultats

4.B.4.1. Aspect sédimentologique propice à la préservation de la microfaune

L'*Ieper Group* est particulièrement propice à l'étude de la microfaune incluant entre autres les nanfossiles calcaires, les foraminifères planctoniques et benthiques, les nummulites, les ostracodes, etc. Les associations fauniques les plus riches se retrouvent généralement dans le groupe lithofaciès 3 (in Steurbaut & King, 1994). Ce groupe reprend les lithologies de type silts sableux et calcaires, les sables très fins, argileux ou non parfois riche en glauconie. Ce faciès est dominant dans l'*Egem Sand Mb.* et *Hyon Sand Fm.* (Steurbaut 2006).

Inversement, les associations fauniques les moins riches se rencontrent dans les lithologies plutôt à dominance sableuse à grains fin à moyen (groupe lithofaciès 4, in Steurbaut & King, 1994). Le *Vlierzele Sand Mb.* caractérise assez bien ce type de faciès et est donc généralement dépourvu de microfossiles (environnement de dépôt trop marginal, décalcification post-dépôt, oxydation, etc.).

4.B.4.2. Biostratigraphie de l'intervalle Yprésien moyen-supérieur

4.B.4.2.1. Nanfossiles calcaires

Steurbaut & Nolf (1986) puis Steurbaut (1998) ont contribué à l'élaboration d'une division très précise des zones à nanfossiles calcaires (NP-Zones) au sein de l'*Ieper Group* facilitant de ce fait les corrélations biostratigraphiques régionales à la chronostratigraphie standard de l'Yprésien. Les zones standards à nanfossiles calcaires selon la classification de Martini (1971) formellement identifiées au sein de l'*Ieper Group* s'étalent de la zone NP11 à NP13. La base de la NP11 apparaît dans la partie supérieure de l'*Orchies Clay Mb.* (*Kortrijk Clay Fm.*). La base de la NP12 débute au

sein de la *Roubaix Clay Mb.* (*Kortrijk Clay Fm.*), à la base de l'unité 22a (Steurbaut 2006). La transition NP12-NP13 apparaît entre les formations de *Hyon* et *Gentbrugge*. La limite entre les zones NP13 et NP14 se dessine dans la partie supérieure de l'*Oedelem Sand Mb* (Steurbaut 2006). En outre, les *Kortrijk Fm.*, *Tielt Fm.* et la partie inférieure de l'*Hyon Fm.* ont fourni une biostratigraphie à très haute résolution de l'intervalle NP10 à NP13, partiellement au sein des carrières de Kortemark et d'Ampe (Steurbaut 1990). Les biozones NP11 et NP12 sont découpées en subzones, de la subzone I (NP11) jusqu'à la subzone VIII (fin NP12).

4.B.4.2.2. Site à mammifères

Le site à faunes mammaliennes d'Egem a été mis à jour dans les niveaux marins sablo-argileux du nord-ouest de la Belgique, au sein de la carrière d'Ampe (N51°00'45" E003°13'56"), plus particulièrement dans le niveau IV *sensu* Steurbaut (1998) de l'*Egemkapel Clay Mb.*, également repris dans ce chapitre (Fig. 4.9). Outre les restes dentaires de mammifères, ce niveau est riche en dents d'élasmodontes. Parmi les faunes mammifères mises au jour, six taxons décrits dont un multituberculé, un marsupial, un insectivore, une chauve-souris et un périssodactyle (Smith & Smith 2013). Ce site d'Egem est rapproché du niveau-repère MP8+9.

4.B.4.3. Corrélations régionales au sein du Bassin de la Mer du Nord

Les résultats isotopiques de moyenne résolution sur carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) – en préliminaire à l'étude de l'Yprésien moyen-supérieur du nord de la Belgique – ont fourni une première courbe isotopique dans l'intervalle entre le sommet de la *Tienen Fm.* jusqu'à la partie supérieure de la *Gentbrugge Fm.* (Steurbaut et al., 2015 – voir ci-dessus chapitre IV A). Plusieurs grandes tendances isotopiques se démarquent clairement : (1) une tendance isotopique générale impliquant des valeurs isotopiques progressivement de plus en plus négatives, entre le sommet de la *Tienen Fm.* et l'*Egemkapel Clay Mb.*, suivi par (2) un intervalle à valeurs isotopiques progressivement de plus en plus positives jusque dans le *Vlierzele Sand Mb.* (Fig. 4.10).

En complément des analyses publiées dans Steurbaut et al. (2015), ce sous-chapitre va se focaliser

sur une série d'analyses isotopiques sur carbone organique couvrant l'intervalle lithostratigraphique entre la base du *Kortemark Silt Mb.*, jusqu'au dernier membre lithostratigraphique de l'Yprésien en Belgique, l'*Oedelem Sand Mb.* Cet intervalle chronostratigraphique est généralement isotopiquement moins connu et étudié que la période de temps sous-jacente, à savoir la limite Paléocène-Eocène et l'Yprésien inférieur, souvent plus propices à l'étude, la recherche et la mise en évidence des différents *hyperthermals* très nombreux. Les grandes tendances de premier ordre sont particulièrement bien calibrées par la biostratigraphie des zones et subzones à nannofossiles calcaires entre le NP12 et NP14. Les corrélations isotopiques « basse résolution » et « haute résolution » sont cohérentes. Le shift isotopique marqué dans la courbe « basse résolution » au sein de l'*Egemkapel Clay Mb.* est également particulièrement bien mis en évidence au sein de l'*Egemkapel Clay Mb.* de la courbe « haute résolution ». Cette dernière apparaît au sommet de la subzone NP12 VI avec des valeurs isotopiques autour de -27.0 ‰ à -27.5 ‰. Des tendances isotopiques similaires sur le *bulk* carbonaté ont été mises en évidence au sommet de la subzone à nannofossiles calcaires NP12 VIII de la *Røsnæs Fm.* (Danemark, Schmitz et al. 1996) (Fig. 4.10).

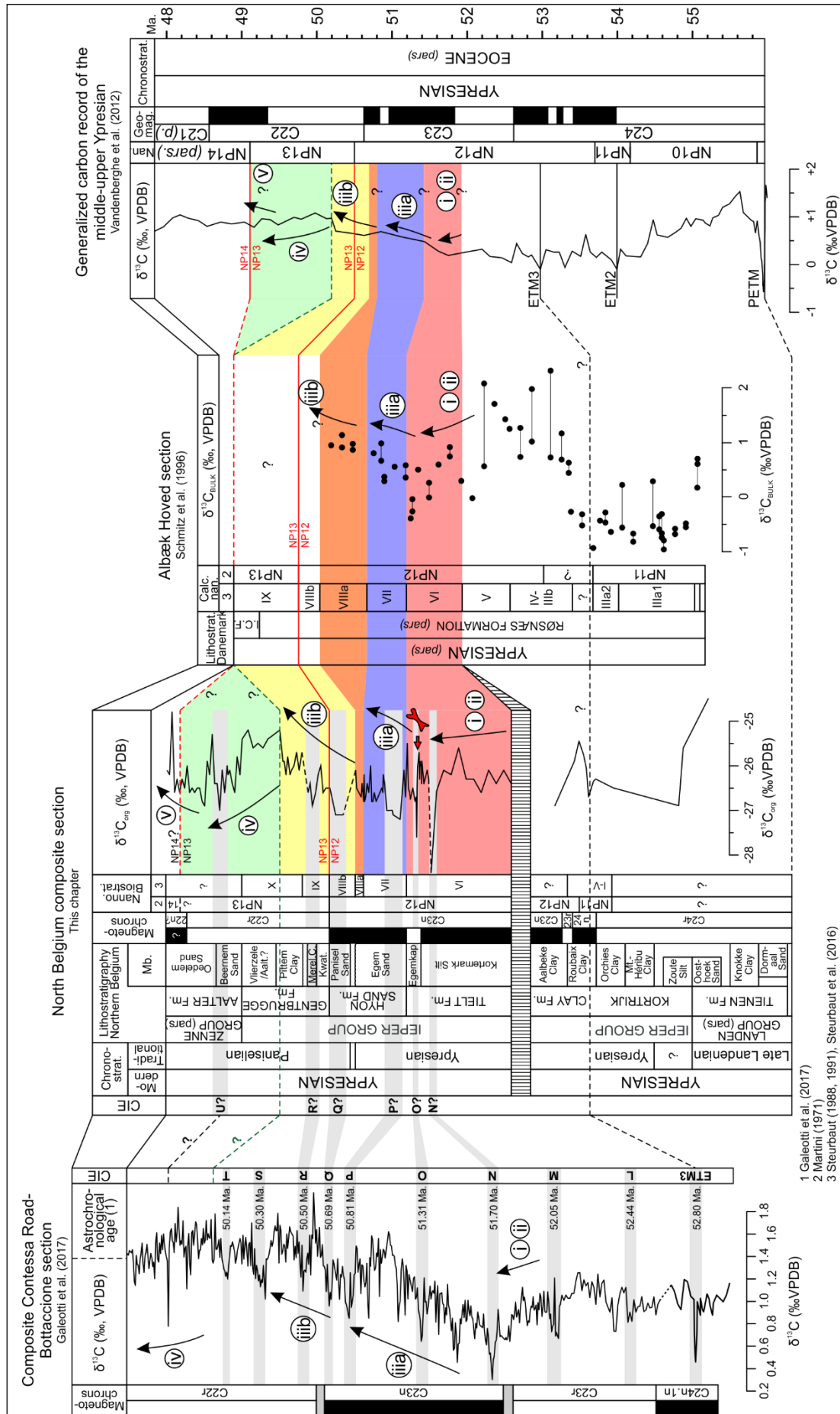
La tendance isotopique positive (iiia, zone mauve, fig. 4.10) au sein de l'*Egem Sand Mb.*, subzone NP12 VII est également cohérente entre les différentes courbes isotopiques de la Belgique, où l'on observe un shift isotopique d'environ 0.5 ‰ pour atteindre des valeurs comprises entre -27.0 ‰ et -26.5 ‰. Cette tendance est également observable sur la section au Danemark (subzone NP12 VII). Ce shift isotopique se prolonge ensuite dans la subzone NP12 VIIIa (iii, zone orange), au sommet de l'*Egem Sand Mb.*, également bien observable dans la subzone NP12 VIIIa de la *Røsnæs Fm.*

La partie inférieure et moyenne de la *Gentbrugge Fm.* montre également une tendance isotopique positive et progressive, particulièrement bien marquée avec des valeurs comprises entre -27.0 ‰ et -25.5 ‰ (iiib, zone jaune).

L'intervalle depuis la partie supérieure du *Pittem Clay Mb.* jusqu'au *Beernem Sand Mb.* montre un changement brutal dans les tendances isotopiques. Ces dernières diminuent progressivement depuis -25.5 ‰ pour être minimale autour de -27.0 ‰ à la transition entre le *Beernem Sand Mb.* et

l'*Oedelem Sand Mb*, avant de progressivement tendre vers des valeurs isotopiques plus positives dans l'*Oedelem Sand Mb* (v).

► Figure 4.10. Résultats isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ sur la séquence composite de l'Yprésien moyen-supérieur du nord de la Belgique. (i) à (v)= tendances isotopiques ; os rouge= site fossilifère d'Egem (MP8+9).



1 Galeotti et al. (2017)
 2 Martini (1971)
 3 Steurbaut (1988, 1991), Steurbaut et al. (2016)

4.B.4.4. Corrélations globales de l'Yprésien moyen-supérieur et tentative de mise en évidence des *hyperthermals* associés

La biostratigraphie très fine des nannofossiles calcaires dans le Bassin de la Mer du Nord permet une calibration très précise des résultats isotopiques de haute résolution (Fig. 4.10). Cette biostratigraphie, couplée à la magnétostratigraphie sert de référence chronostratigraphique pour ces résultats isotopiques. Ces derniers proxies indiquent un âge clairement postérieur aux *hyperthermaux* ETM2 et ETM3 au sein du chron C23n et dans la biozone NP12, subzone VI. Une fois la position isotopique calibrée, cette dernière peut être corrélée aux courbes isotopiques standardisées pour ensuite affiner la position chronostratigraphique des résultats en utilisant ces tendances isotopiques de premier ordre décrites préalablement. Nous pouvons observer que : (1) le début de la séquence composite du nord de la Belgique s'amorce vers 51.8 Ma (Vandenberghe et al. 2012, modifié) avec une tendance isotopique négative (i), observable dans les *Kortemark Silt Mb.* et *Egemkapel Clay Mb.* (2) La longue tendance positive (iii) qui débute au sein du chron C23n (NP12 VII) et se poursuit jusqu'au chron C22r, partie inférieure de NP13 (Vandenberghe et al. 2012). Le changement brutal dans les tendances isotopiques particulièrement bien visible dans la séquence composite au sommet du *Pittem Clay Mb.*, est observable sur la courbe isotopique standard (iv) à partir de 50.2 Ma. Cette tendance négative long-terme est caractéristique à partir de l'Yprésien moyen (~ 50.2 Ma) jusqu'au Lutétien moyen (~ 44 Ma), entrecoupée par des excursions isotopiques court-terme (ex. tendance (v)).

Grâce au calage biostratigraphique et chémostratigraphique de la séquence composite du nord la Belgique, il est possible de mettre en évidence la présence d'hypothétiques *hyperthermals*. Cette tentative de nomination reste indicative mais prometteuse et mériterait une investigation plus poussée par une résolution isotopique encore plus fine. Les prérequis de sélection d'un *hyperthermal* hypothétique repose sur la combinaison des facteurs suivants : (1) des valeurs isotopiques négatives qui se distinguent des valeurs sous- et sus-jacentes de part un écart d'au moins 0.5 ‰ ; (2) une succession progressive de valeurs de plus en plus négatives. De par ces critères, sont suggérés 6 à 7 *hyperthermaux* post-ETM3, dans l'intervalle étudié. La nomenclature utilisée ici est en continuité avec la publication de Cramer et al. (2003) et repris dans Lauretano et

al. (2016). Toujours sur base hypothétique, nous proposons la présence des *hyperthermals* « ?O », « (?P) », « ?Q », « ?R », « ?S », « ?T » et « ?U » (Figure 4.10).

4.B.4.5. Apport du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ sur la position de l'EECO dans le Bassin de la Mer du Nord.

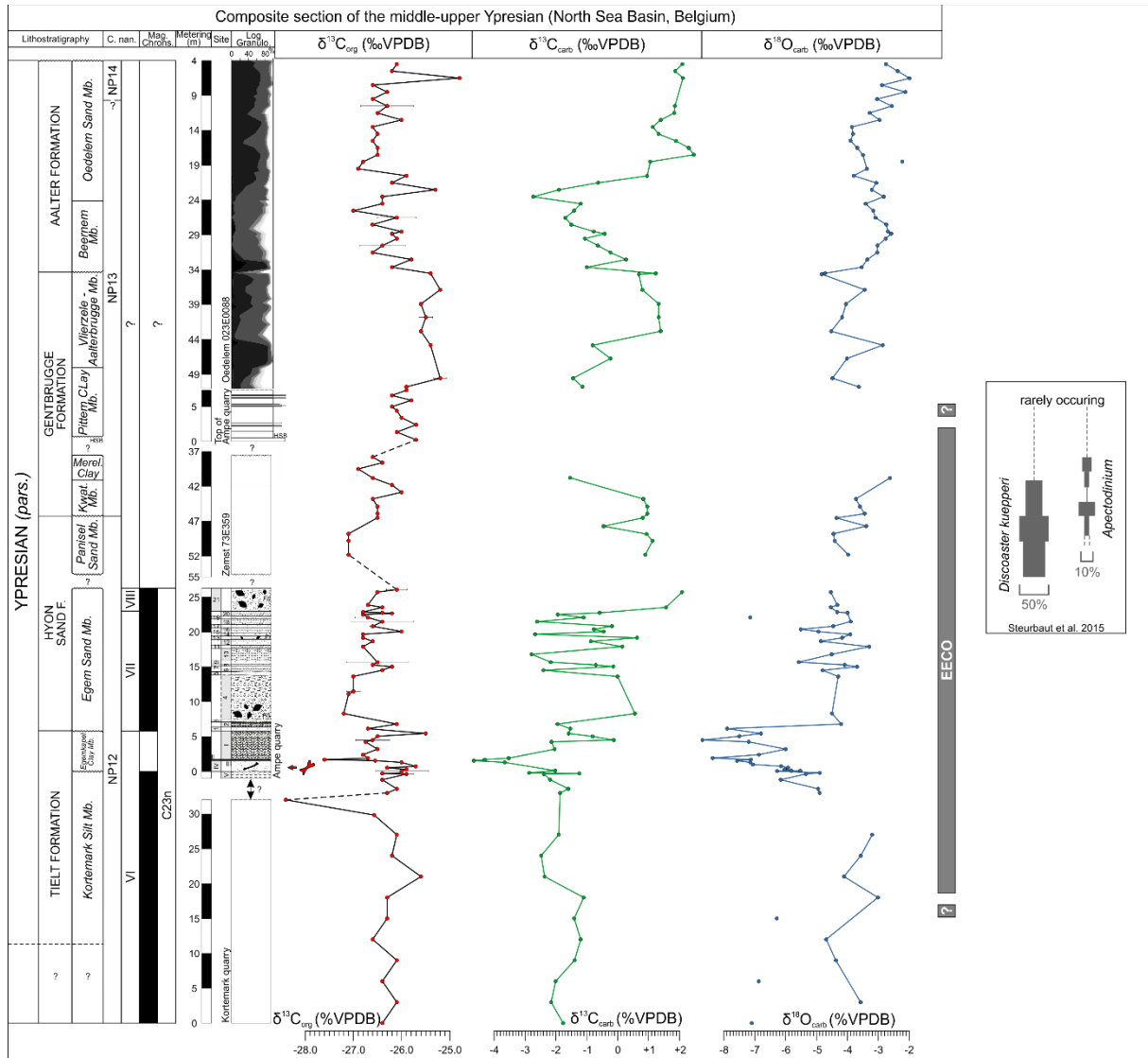
Steurbaut et al. (2015) (voir chapitre IV-A) ont suggéré la présence de l'EECO dans le Bassin de la Mer du Nord au sein du sondage de Zemst, en se basant sur une série d'évènements biotiques et sur les tendances isotopiques du carbone du *bulk* organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) (voir Steurbaut et al. 2015, p. 149 et ce chapitre Fig. 4.11). Les valeurs isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ relativement négatives dans l'intervalle entre le *Panisel Sand Mb.* et le *Merebeke Clay Mb.* coïncident avec une augmentation relative du nombre d'*Apectodinium* (3-14 %) et un *bloom* de *Discoaster* (16-50 %). De plus, le retour à des valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ plus lourdes dans le *Pittem Clay Mb.*, associé à une raréfaction des *Apectodinium* et *Discoaster*, pourrait signifier la fin de l'EECO dans le Bassin de la Mer du Nord (Fig. 4.4 et Fig. 4.11).

Les échantillons analysés pour établir le signal isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ sont repris dans la table 4.3. Certains de ces échantillons très peu carbonatés (< 1-5 %) n'ont livré aucun résultat ni sur le carbone ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$), ni sur l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$).

La courbe isotopique sur le carbone issu du *bulk* carbonaté (Fig. 4.11, courbe verte), montre une allure relativement similaire à celle tirée du *bulk* organique (Fig. 4.11, courbe noire). Il est important de souligner plusieurs tendances de premier ordre :

- (i) Des valeurs isotopiques relativement stables et oscillantes autour de -2 ‰ au sein du *Kortemark Silt Mb.*
- (ii) Un pic isotopique négatif au sein de l'*Egemkapel Clay Mb.*, corrélable avec le shift isotopique bien observé sur le *bulk* organique juste au-dessus du site fossilifère d'Egem et interprété comme l'*hyperthermal* « ?O »
- (iii) Une zone d'oscillations importantes (0 ‰ à -3 ‰) au sein de l'*Egem Sand Mb.*
- (iv) L'intervalle entre le *Panisel Sand Mb.* et la moitié inférieure du *Pittem Clay Mb.* présente peu de données car est relativement pauvre en carbonates.

- (v) A partir du *Vlierzele-Aalterbrugge Mb.*, la courbe isotopique suit une tendance négative assez similaire au *bulk* organique, avant d'augmenter brusquement au contact entre le *Beernem Mb.* et l'*Oedelem Sand Mb.*



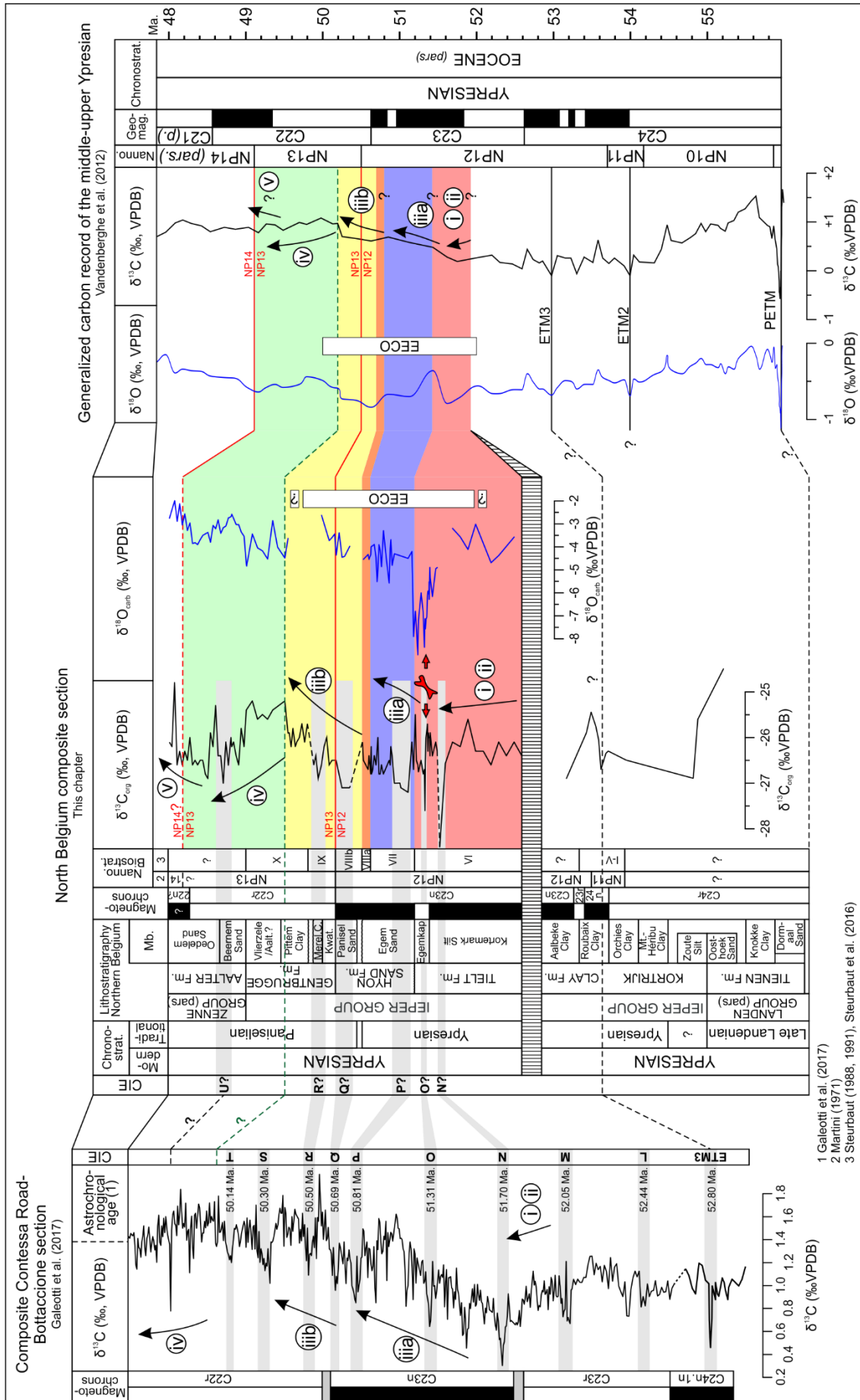
▲ Figure 4.11. Chémostratigraphie de l'Yprésien moyen-supérieur du nord de la Belgique. Données sur le *bulk* organique ($\delta^{13}C_{org}$) et sur le *bulk* carbonaté ($\delta^{13}C_{carb}$, courbe verte et $\delta^{18}O_{carb}$, courbe bleue). Contenus en microfossiles issus du sondage de Zemst, modifié d'après Steurbaut et al. 2015, Fig. 4.3). Extension proposée pour l'évènement *EECO* dans le Bassin de la Mer du Nord.

A propos des résultats isotopiques de l'oxygène, nous pouvons observer les tendances de premier ordre suivantes (Fig. 4.11, courbe bleue) :

- (i) Valeurs isotopiques présentant une variabilité inter-échantillons importante dans le *Kortemark Silt Mb.* pouvant s'expliquer par des teneurs en carbonates assez faibles (?).
- (ii) Un intervalle isotopique très négatif entre le sommet du *Kortemark Silt Mb.* jusqu'à la base de l'*Egem Sand Mb.* avec des valeurs atteignant $\sim -8.4\%$ juste au-dessus du site à fossiles d'Egem.
- (iii) Une augmentation brutale du signal isotopique à la base de l'*Egem Sand Mb.*
- (iv) Une augmentation lente et continue ($\sim +2\%$) du signal isotopique jusqu'au sommet de l'*Oedelem Sand Mb.* Notons une brève diminution ($\sim -1.2\%$) du signal entre la moitié inférieure du *Beernem Mb.* jusqu'à la moitié inférieure de l'*Oedelem Sand Mb.*

Les résultats obtenus en analysant le *bulk* carbonaté, et plus particulièrement les résultats isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) fournissent les indices intéressants afin de confirmer formellement la présence de l'*EECO* au sein du Bassin de la Mer du Nord.

► Figure 4.12. Signal isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de « basse résolution » et résultats de « haute résolution » sur la séquence composite de l'Yprésien moyen-supérieur du nord de la Belgique. Courbe bleue= signal isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) sur *bulk* carbonaté. (i) à (v)= tendances isotopiques ; os rouge= site fossilifère d'Egem (MP8+9) ; 1= données biostratigraphiques (Steurbaut 1988 ; 1991) ; 2= données biostratigraphiques (Martini 1971).



Le signal $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ présenté dans ce chapitre débute par le *Kortemark Silt Mb.*, qui propose des résultats isotopiques délicats à interpréter de par leurs très grande variabilité (+2 ‰) inter-échantillon (Fig. 4.11). La partie sommitale du *Kortemark Silt Mb.* se traduit par une diminution progressive du signal $\delta^{18}\text{O}$ de -5 ‰ et jusqu'à -8.5 ‰ au sein de l'*Egemkapel Clay Mb.* Ce pic négatif enregistré sur le signal $\delta^{18}\text{O}$ au sein de l'*Egemkapel Clay Mb.* (NP12 – top subzone VI) coïncide avec le pic négatif du carbone tant sur le signal organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) que carbonaté ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) (voir fig. 4.11) et interprété sur base du signal organique comme étant possiblement attribué à l'*hyperthermal* « ?O ».

Dans leur étude portant sur les *hyperthermals* précédant l'*EECO*, Lauretano et al. (2015) ont démontré une covariance presque linéaire entre les signaux du carbone (benthique) et de l'oxygène des 6 plus importants *hyperthermals* pré-*EECO*, à savoir l'*ETM2*, *H2*, *I1*, *I2*, *J* et *ETM3*. Les auteurs en concluent donc qu'une covariance entre les isotopes du carbone et de l'oxygène implique que les températures globales et les changements dans le réservoir du carbone exogénique sont également liés durant ces événements d'*hyperthermals*. Dans le cadre de ce travail, nous pouvons mettre en évidence cette concordance entre les différents composants des signaux isotopiques, au moins pour *hyperthermal* « ?O » au sein de l'*Egemkapel Clay Mb.* (Fig. 4.11 et Fig. 4.12). Nous pouvons donc suggérer la présence d'un bref épisode de réchauffement, couplé à des variations significatives au sein du réservoir du carbone exogénique à la transition entre le *Kortemark Silt Mb.* et l'*Egemkapel Clay Mb.* Cette hypothèse d'un bref réchauffement est cohérente avec les tendances long-termes observées sur le signal $\delta^{18}\text{O}$ ainsi que sur l'augmentation relative en *Apectodinium* et *Discoaster* à partir du *Panisel Sand Mb.* et *Merelbeke Clay Mb.* (Steurbaut et al. 2015) et qui tendent à souligner l'enregistrement de l'*EECO* au sein du Bassin de la Mer du Nord. L'*EECO* se prolonge sous le forage étudié par Steurbaut et al. (2015).

4.B.4.6. A propos de la datation des vertébrés mammifères de la faune d'Egem (MP8+9) et de Prémontré (MP10)

La faune de vertébrés mammifères d'Egem, découverte dans le niveau IV de la carrière d'Ampe (Steurbaut 1998) est rapprochée du niveau repère MP8+9 (Smith & Smith 2013). Elle est

relativement bien calibrée sur l'échelle biostratigraphique des nannofossiles calcaires (NP12, subzone VI). L'approche isotopique de ce chapitre sur ces mêmes niveaux permet d'affiner la position chronostratigraphique de ce site à mammifères. En effet, le site à mammifères d'Egem se situe ~ 1m sous une excursion isotopique négative tant dans les signaux du carbone ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) que de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) (Fig. 4.11 et Fig. 4.12) au sein du banc III décrit par Steurbaut 1998 ; Steurbaut 2006. Cette excursion isotopique est interprétée dans ce chapitre comme correspondant à l'*hyperthermal* « ?O ».

Fort de ces observations nous proposons une tentative de datation d'âge absolu pour le site fossilifère d'Egem. Selon Lauretano et al. (2016), l'*hyperthermal* « ?O » mis en évidence sur le signal isotopique du foraminifère benthique *N. Truempyi* est daté à 51.31 Ma, soit ~ 1.5 Ma plus jeune que l'ETM3.

Récemment, Steurbaut et al. (2016) ont démontré une corrélation directe entre les Sables de Prémontré – incluant le site à mammifères de Prémontré (MP10) – et le *Merelbeke Clay Mb.*, confirmant leur attribution à la zone à nannofossiles calcaires NP13 et à la partie inférieure du chron C22r, soit un âge absolu autour de ~ 50.4 Ma. Dans ce chapitre, la tentative d'attribution des *hyperthermals* au sein du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de la séquence du nord de la Belgique, montre la présence de l'un de ces derniers au sein du *Merelbeke Clay Mb.* (Fig. 4.10). Celui-ci pourrait se référer à l'*hyperthermal* « ?R », soit un âge absolu de 50.5 Ma d'après Lauretano et al. (2016). La suggestion de cet *hyperthermal* est cohérent si l'on se réfère à la contemporanéité du *Merelbeke Clay Mb.* avec les Sables de Prémontré vers ~ 50.4 Ma. (Steurbaut et al. 2016).

Nous proposons donc, sur base de la présence de certains *hyperthermaux* mis en évidence grâce à la chémostratigraphie sur carbone organique, une différence d'âge absolu de ~ 0.9 Ma entre les faunes de Prémontré (MP10 ; *hyperthermal* « ?R » ; ~ 50.4 Ma) et d'Egem (MP8+9 ; *hyperthermal* « ?O » ~ 51.31 Ma). Ces dernières indications tendent à montrer que malgré un rapprochement de la faune d'Egem au niveau-repère MP8+9, il apparait que cette dernière semble temporellement assez proche (< 1 Ma) de la faune de Prémontré (MP10).



Les dépôts marins proximaux de l'Yprésien moyen-supérieur du nord-ouest de la Belgique nous permettent de conclure que :

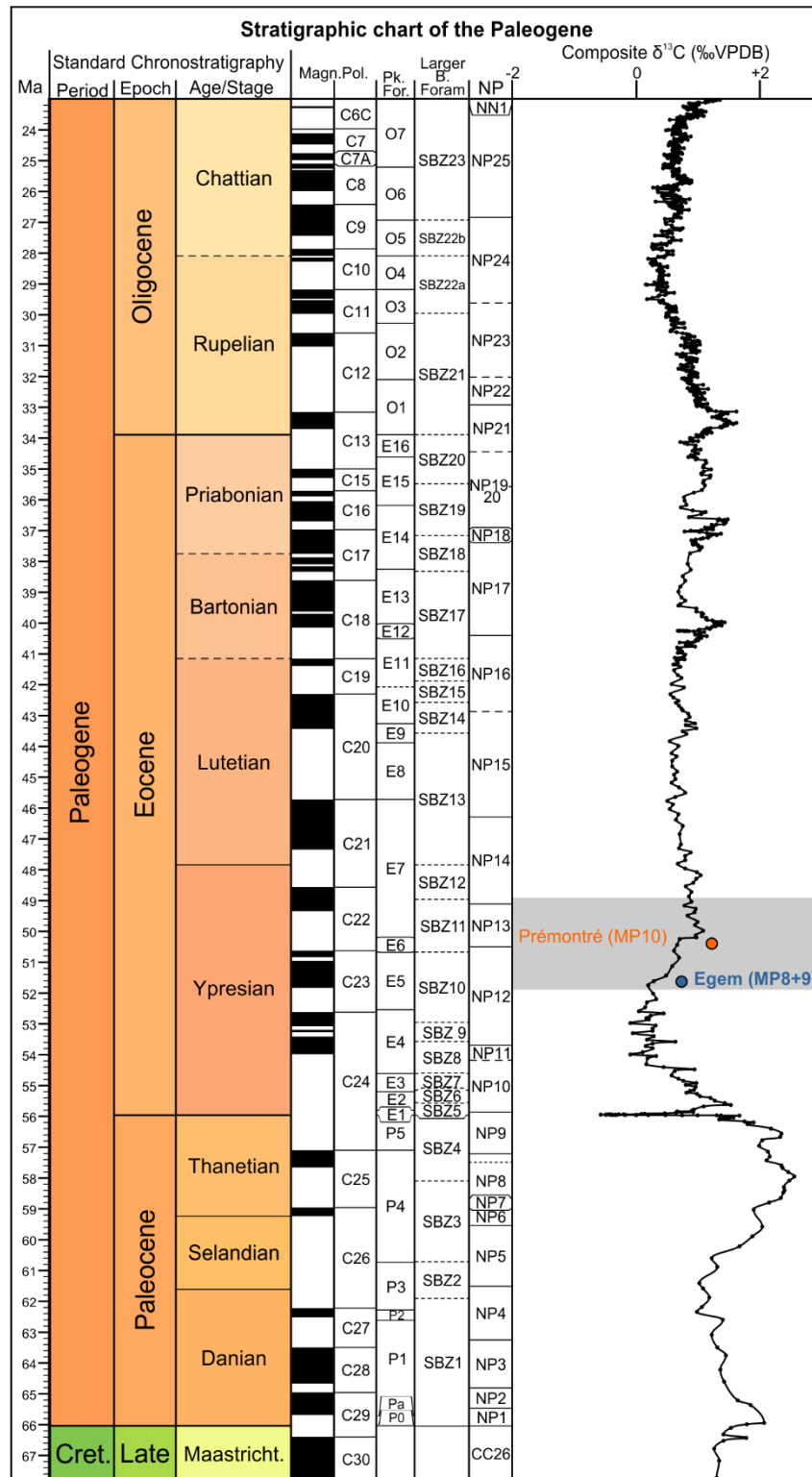
(1) Ces niveaux marins sont globalement propices à l'enregistrement du signal isotopique sur matière organique de par leur nature argilo-silteuse et leur capacité à préserver la matière organique.

(2) Contrairement à l'enregistrement en domaine continental, les jalons posés par une biostratigraphie marine fine permettent de contraindre le signal isotopique et de proposer une succession d'*hyperthermals* assez bien calibrés chronostratigraphiquement.

(3) Les données biostratigraphiques et chémostratigraphiques mettent en évidence de manière formelle la présence de l'*EECO* dans le Bassin de la Mer du Nord. Ce dernier débute sous la séquence, déjà attribuée en partie à l'*EECO*, étudiée par Steurbaut et al. (2015).

(4) Le synchronisme de l'*hyperthermal* « O » observable sur les 3 signaux isotopiques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) suggérerait un lien entre les modifications climatiques et les variations du réservoir du carbone exogénique, similaire à ceux observés sur les importants *hyperthermals* pré-*EECO*.

(5) Le site à mammifères d'Egem (MP8+9) est localisé ~ 1 m sous l'*hyperthermal* « ?O », proposant de fixer un âge absolu au gisement, soit ~ 51.3 Ma. En conséquence, nous pouvons affirmer que le site d'Egem (MP8+9) est ~ 0.9 Ma stratigraphiquement plus ancien que le site de Prémontré (MP10), corrélé à *Merelbeke Clay* (*hyperthermal* « ?R »).



▲ Figure 4.B. Extension biostratigraphique et chémostratigraphique de la séquence composite de l'Yprésien moyen-supérieur du Bassin de la Mer du Nord (nord-ouest de la Belgique). La pastille rouge indique la position chronostratigraphique du gisement fossilifère d'Egem (MP8+9).

CHAPITRE V – CHEMOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS YPRESIENS DU BASSIN
MINERVOIS - FRANCE

V A – APPORT DE LA CHEMOSTRATIGRAPHIE DANS LA CHRONOLOGIE
SUCCESSIVE DES SITES A MAMMIFERES DE L'YPRESIEN INFERIEUR DU
BASSIN DU MINERVOIS - FRANCE

Ce chapitre se base sur l'articles suivant :

- Noiret, C., Steurbaut, E., Tabuce, R., Marandat, B., Schnyder, J., Storme, J.-Y. and Yans, J., 2016. New bio-chemostratigraphic dating of a unique early Eocene sequence from southern Europe results in precise mammalian biochronological tie-points. *Newsletters on Stratigraphy*, 49(3), 469-480.

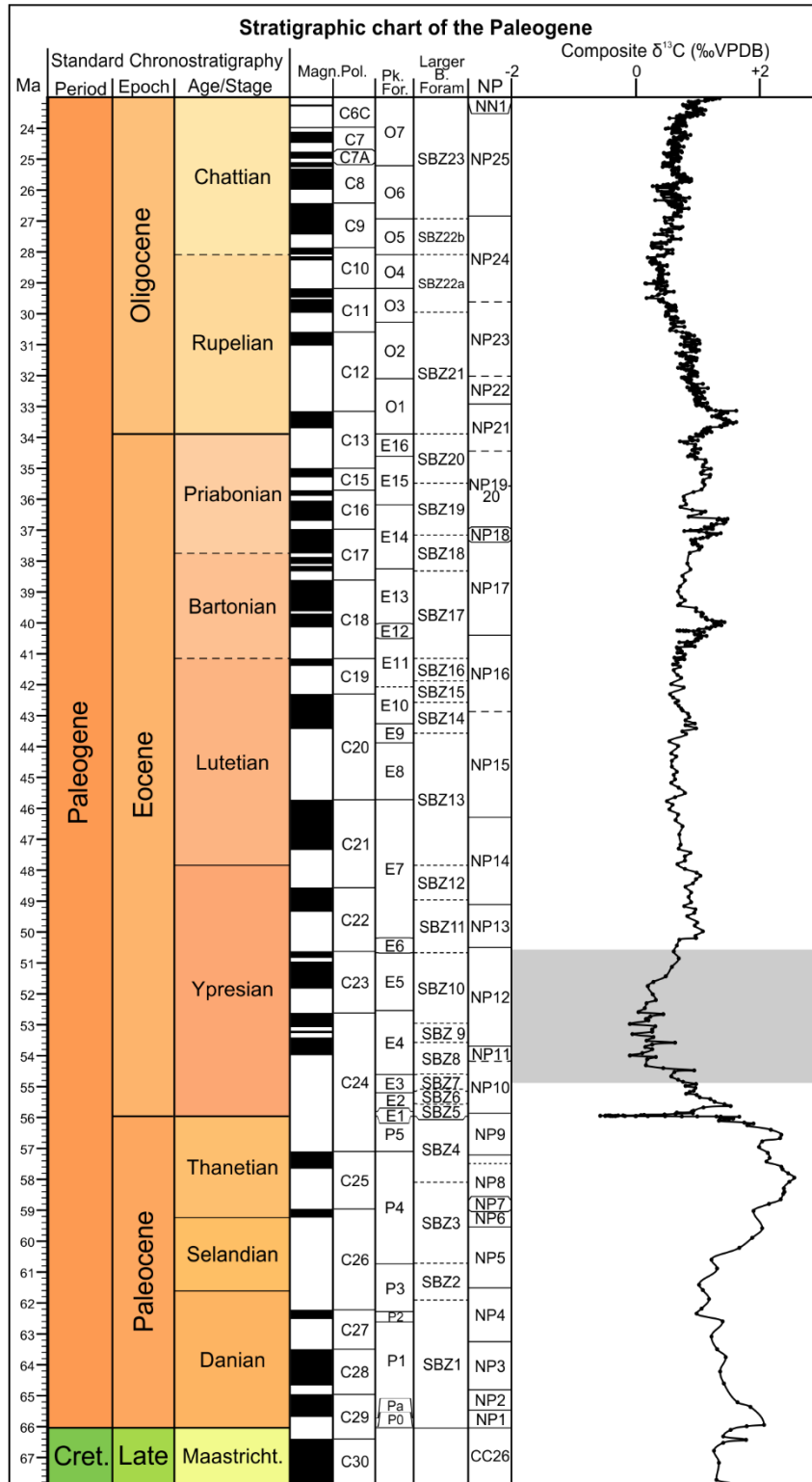
Aperçu



Le chapitre précédent montre l'intérêt de la chémostratigraphie dans une séquence sédimentaire marine, assez bien calibrée par la biostratigraphie et la magnétostratigraphie. Ce sous-chapitre traite de la chémostratigraphie isotopique des terrains yprésiens dans la région du Minervois (Hérault, France) et plus précisément autour du village de Minerve. Ces dépôts essentiellement continentaux présentent peu de calibrages biostratigraphiques. Seuls les premiers niveaux marins yprésiens adossés au Massif de la Montagne Noire (Calcaires à Alvéolines, puis les Marnes Bleues) déposés en discordance sur le socle paléozoïque, fournissent un jalon stratigraphique. Le remplissage du bassin se poursuit par plusieurs centaines de mètres de dépôts fluvio-lacustres (Calcaires de Ventenac, Molasse d'Assignan, Calcaires d'Agel) puis mollassique (Molasse de Carcassonne).

Notons la présence de plusieurs niveaux à fossiles de mammifères au sein de ces dépôts (site deournes attribué au MP7, site de Sainte-Eulalie attribué au MP8+9 et site d'Azillanet attribué au MP10), pour certains endémiques à l'Europe méridionale. Ces derniers sont donc difficilement corrélables avec les faunes d'Europe septentrionale.

La chémostratigraphie permet de d'affiner la position chronologique de ces faunes de mammifères et propose donc un outil de corrélation indépendamment des aspects fauniques.



▲ Figure 5.A. Extension biostratigraphique et chémostratigraphique de la séquence composite de l'Yprésien inférieur-moyen du Bassin du Minervois (sud-ouest de la France).



La biochronologie mammalienne européenne de l'Eocène inférieur, qui s'étend sur environ 8 Ma., englobe trois niveaux-repères distincts : le MP7, le MP8+9 et le MP10. Ces trois niveaux sont représentés au sein de la succession dans le Minervois (sud de la France) par les sites suivants : Fournes (attribué au MP7), Sainte-Eulalie (attribué au MP8+9) et Azillanet (attribué au MP10). Nous montrons ici que la courbe isotopique sur le carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) de la succession principalement continentale du Minervois, est corrélable avec la courbe isotopique standard sur carbonate ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$). Des tests préliminaires par des observations de palynofaciès et des pyrolyses par Rock-Eval, indiquent que la contribution organique est essentiellement de type III (continentale). Les faunes mammaliennes étudiées et leur niveau-repère de référence MP respectif, peuvent être précisément datées et chronostratigraphiquement corrélées à l'échelle globale. La faune endémique de Fournes, située juste au-dessus de l'*hyperthermal* ETM2, est assigné au Biochron NP11 moyen (biozone à nannofossiles calcaires). Sur cette base, la faune de Fournes est (1) environ 2.5 millions d'années plus jeune que le niveau-repère de référence du MP7 (Dormaal, Belgique, Biochron NP9 supérieur) ; (2) environ 1 million d'années plus jeune que le site de Le Clot dans les Corbières (MP7, sud de la France, Biochron NP11 inférieur) ; (3) très proche de la Biozone Wa-5 (Wasatchian 5) de la biostratigraphie NALMA (North American Land Mammal Age). Un âge proche du milieu de la Biozone NP12 est proposé pour la faune endémique de Sainte-Eulalie, de par sa position dans la partie supérieure de l'intervalle isotopique négatif nommé ici « *ETM3 interval* ». La faune d'Azillanet est enregistrée au sommet d'une tendance isotopique positive située juste au-dessus de l'« *ETM3 interval* » et recoupe l'intervalle entre la fin du Biochron NP12 et la base du Biochron NP13. Nos résultats indiquent que les *hyperthermals* ETM2 et ETM3 n'ont pas modifié le caractère endémique des faunes mammaliennes du sud et du nord de l'Europe durant l'intervalle MP7-MP8+9. La fin de cet endémisme apparaît durant la première phase de l'EECO (« *Early Eocene Climatic Optimum* ») vers la fin du Biochron NP12.

5.A.1. Introduction

A refined chronostratigraphic framework is required to decipher the response of biota to potential external perturbations. Intercontinental correlations based on placental mammal faunas remain, however, a challenge during the early Eocene. This is mainly due to the relatively low preservation potential of mammals, the relative endemism of the taxa and their discontinuous distribution in the often-incomplete successions. Among the few exceptions witnessing an almost continuous early Paleogene mammalian record are the Bighorn and Clarks Fork basins of Wyoming, USA. These areas, which experienced a continental regime over a period of several tens of millions of years, served as a reference for the definition/understanding of several of the early Paleogene North American Land Mammal Ages (NALMAs) (see Gingerich 2001 and Janis et al. 2008 for overviews). Alternatively, Paleogene mammalian localities from Europe have been referred to MP (Mammal Paleogene) reference-levels, as subdivisions of a European Paleogene mammalian biochronology (Schmidt-Kittler 1987). This classification was made on the basis of the evolutionary grade observed through several lineages, in order to avoid fixing biozone boundaries. However, the discontinuous mammal record in Europe during most of the Paleocene and early Eocene limits this mammalian biochronology to essentially punctuated stratigraphic data (e.g., Hooker 1996). Moreover, the strong endemism of the mammalian faunas of Southern Europe during this period (e.g., Marandat et al. 2012), precludes or at least severely hinders accurate correlation with Northern Europe, home of all of the early Eocene European reference-levels, as well as with other areas of the world.

During the last decade, new analytical methods and proxies of both chemo- and biostratigraphy have been proposed, leading to intercontinental MP correlations. Among these, the carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$) variations are very successful, because of their synchronous record in both marine and continental strata, allowing global correlations (e.g., Yans et al. 2014a). The lower Paleogene is characterized by a long-term negative $\delta^{13}\text{C}$ trend, ranging from the late Thanetian to the middle Ypresian (e.g., Vandenberghe et al. 2012). Several short-term isotopic events are superimposed on this long-term isotopic trend. They represent abrupt changes in the carbon cycle, believed to be due to pulses of global warming, and are termed “hyperthermals”. The ETM1 or PETM (Paleocene Eocene Thermal Maximum) is marked by a major negative carbon isotope excursion (CIE). The

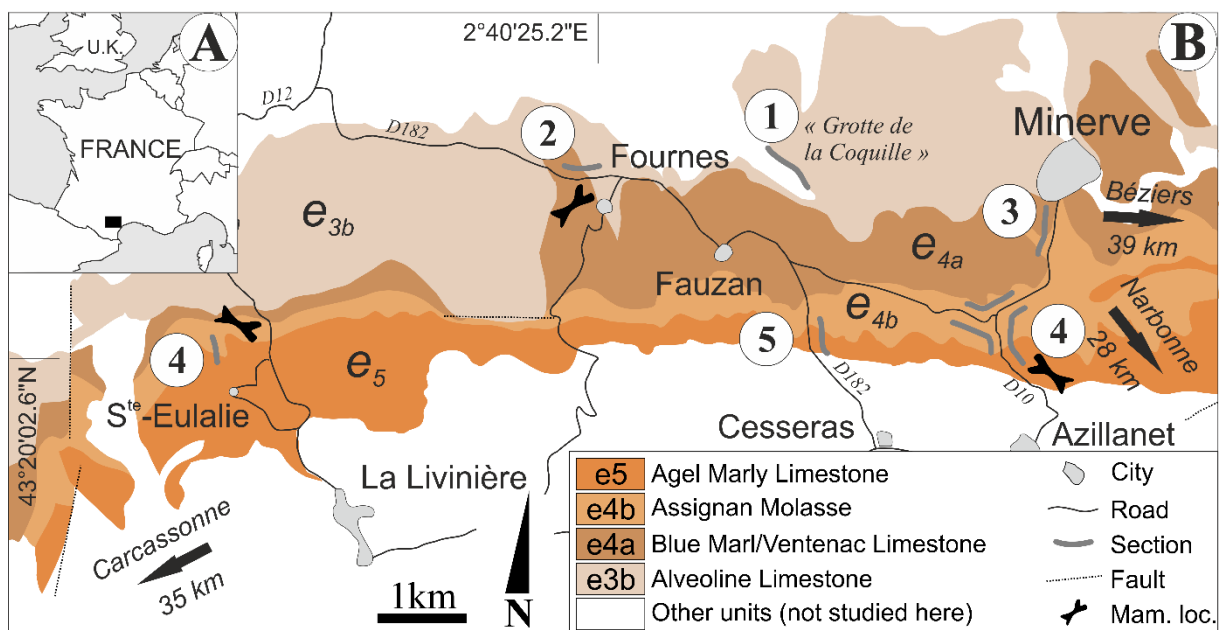
stratigraphic position of the ETM2 and ETM3 are well constrained on the basis of carbonate carbon and oxygen isotope records, but their significance is still a matter of debate, and their impact on biota is still poorly known. The ETM2 occurs in the lower part of the Calcareous Nannoplankton Zone NP11 (N: Nannoplankton; P: Paleogene), about 2.3 myr after the PETM (D'haenens et al. 2014 and references therein). The ETM3 is located around the NP11-NP12 transition, within the middle of chron C24n.1n (Pirkenseer et al. 2013 and references therein), and not within chron C24n.3n as shown in Vandenberghe et al. (2012).

The marine to continental sedimentary series of the Minervois includes three successive mammalian localities that are classically attributed to three reference-levels in Europe: (1) Fournes, close to MP7 (Marandat 1991), (2) Sainte-Eulalie, close to MP8+9 (Danilo et al. 2013), and (3) Azillanet, close to MP10 (Marandat 1986). In contrast to the rich but discontinuous mammalian faunas from Northern Europe, upon which reference-levels MP7 to MP10 are based, those from the Minervois are located in the same stratigraphic sequence, with punctuated marine incursions. Such a unique setting reinforces the relevance of the Minervois succession for the understanding of the timing and the characteristics of the early Eocene evolution of modern placental mammals. Here we integrate those successive, but partly endemic, mammalian localities into a global stratigraphic framework on the basis of a combined organic carbon isotope and calcareous nannofossil investigation. We moreover establish potential correlations with other areas in Southern France, Northern Europe and Wyoming, in order to decipher the global impact(s) of both the short- and long-term climatic perturbations on mammalian fauna.

5.A.2. Geological setting

The Minervois is located in Southern France (Fig. 5.1-A). The transgressive early Eocene sediments directly overlie the Paleozoic basement of the “Montagne Noire”, forming a distinct angular unconformity (Plaziat, 1972). Detailed stratigraphic logging in a 10 km wide area around Minerve (Fig. 5.1-B) led to the investigation of a 290m thick composite section, consisting of five sedimentary units (Fig. 5.2) in ascending order:

- (1) the Alveoline Limestone unit: ~ 42 m-thick white to blue-grey, alveoline –rich marine limestones with centimetric to decametric marls interbeds. This marine unit rests on continental “Sparnacian” deposits north of Fauzan;
- (2) the Blue Marl unit: 4 m of marine greenish to bluish marls, which are devoid of macrofossils. The transition between the Alveoline Limestone and the Blue Marl units is marked by a ~ 80 cm-thick oyster-rich sandstone bed;
- (3) the Ventenac Limestone unit: ~73 m of beige to ochre lacustrine limestones with interbedded bioclastic calcareous marls. Main biofacies consists of ostracods, gastropods, arthropod fragments and charophyte gyrogonites. Lacustrine lithofacies is highlighted by numerous centimetric lignite beds, root traces and wavy or irregular interbeds. The lowermost part of the Ventenac Limestone unit yielded the mammal locality of Fournes;
- (4) the Assignan Molasse unit: ~ 70 m -thick alternation of centimetric to metric coarse to fine fluvial sandstone lenses with intercalated ochre to pinkish marls and/or clays. The Sainte-Eulalie mammal locality is located in the upper part of the Assignan Molasse unit;
- (5) the Agel Limestone unit: ~ 80 m of white to greyish lacustrine limestones, intercalated with centimetric to decimetric calcareous marls and centimetric lignitic beds, poor in bioclast content except for some ostracods or charophytes. The Agel Marly Limestone unit yielded the Azillanet mammal locality.



◀ Figure 5.1. A. Location of the Minervois (France); B. Location of the sections studied. Mam. loc.: Mammal locality. (1) Alveoline Limestone section; (2) Blue Marl section; (3) Ventenac Limestone section; (4) Assignan Molasse sections; (5) Agel Marly Limestone section.

5.A.3. Materials and methods

Carbon isotope analyses were performed on 52 samples taken with a drill bit at 10 cm depth in order to avoid recent weathering (Tab. 5.1). Organic matter of the sediments was isolated, following the procedure described in Storme et al. (2012). Carbon isotope analysis of organic carbon was performed with an elemental analyser (Carlo-Erba 1110) connected online to a ThermoFinnigan Delta V Plus massspectrometer at the University of Erlangen. Organic $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ values are normalized to the international VPDB standard (Vienna Pee Dee Belemnite). Accuracy and reproducibility of the analyses were checked by replicate analyses of international standards USGS40 and USGS41. The reproducibility of analyses is within 0.2 ‰ (1 σ).

A total of 60 samples were analyzed by Rock-Eval pyrolysis using a Rock-Eval6 of Vinci Technologies. The following Rock-Eval parameters were used: (i) Hydrogen Index (HI, mgHC/gTOC), which is the amount of hydro-carbonaceous product released during pyrolysis; (ii) Oxygen Index (OI, mgO₂/gTOC), calculated from the amounts of CO and CO₂ released during pyrolysis; and (iii) T_{max}, which is the temperature of the pyrolysis oven recorded at the maximum of HC (atomic Hydrogen/Carbon ratio) production (Espitalié et al. 1985).

Palynofacies slides from 14 samples selected to be representative of the different facies were prepared in the Palaeo-Biogeology-Botany-Palynology laboratory of the University of Liège (ULg). Palynofacies are useful for the inspection under the optic microscope of all the particulate OM (Organic Matter) present in a sediment sample after leaching of carbonates and silicates by HCl-HF treatment (Tyson 1995). The residues were sieved (10 μm), mounted on standard glass microscope slides and observed using an Axioskop 40 microscope from Zeiss. Rock-Eval pyrolysis and palynofacies used together allow the quantity, quality and origin of the organic matter to be assessed.

The calcareous nannofossil investigation is based on 3 samples of bluish marls (samples 11, 12 and 13, Tab. 5.1) within the marine part of the composite section (Blue Marl). Smear-slides were

examined with a light microscope at 1000× or 1250× magnification and are stored in the collections of the Royal Belgian Institute of Natural Sciences (Brussels, Belgium). The taxonomy adopted in this work is essentially based on Perch-Nielsen (1985), taking into account some modifications (Steurbaut, 2011 and references herein).

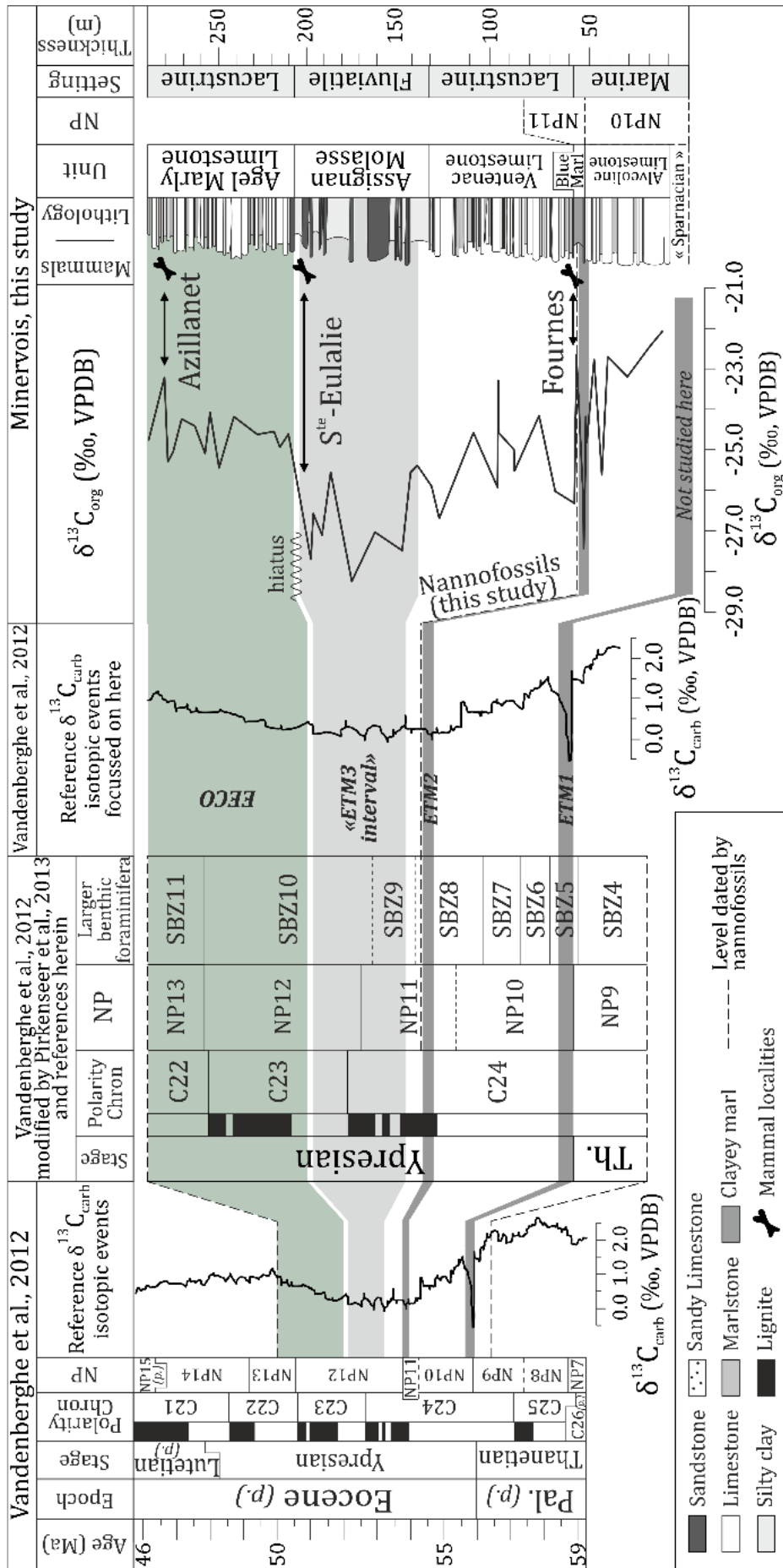
5.A.4. Results

5.A.4.1. Organic carbon isotopes

Carbon isotopic values range from -28.2 ‰ (sample 29) to -22.1 ‰ (sample 2; Tab. 5.1). Three long-term trends can be identified in the isotope record (Fig. 5.2): a lower progressive decrease from -22.1 ‰ (sample 2) to a minimum of -28.2 ‰ (sample 29), a middle quite rapid increase from -28.2 ‰ (sample 29) to -24.9 ‰ (sample 35), and an upper very slow increase from -24.9 ‰ (sample 35) to -24.8 ‰ (sample 47). A short-term carbon isotope excursion is observed in the Blue Marl (samples 9 to 13), ranging from -24.2 ‰ (sample 9) through -26.4 ‰ (sample 12) to -22.4 ‰ (sample 13).

UNIT	SAMPLE LABEL	SAMPLE	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)	TOC (W. %)	C.N.	
AGEL	12-AG-21	47	-24.8	0.16		
	12-AG-18	46	-23.2	1.6		
MARLY	12-AG-17	45	-25.3	0.09		
	12-AG-16	44	-25.0	0.08		
LIMESTONE	12-AG-14B-LM	43	-24.2	0.08		
	12-AG-13	42	-24.4	12.13		
UNIT	12-AG-11	41	-25.1	0.23		
	12-AG-10	40	-24.1	40.97		
	12-AG-08	39	-25.4	0.09		
	12-AG-06	38	-24.2	0.11		
	12-AG-05	37	-24.6	0.03		
	12-AG-02	36	-24.5	0.05		
	12-ASS-08	35	-24.9	0.55		
	12-ASS-07	34	-24.6	0.21		
	ASSIGNAN	12-ASS-06	33	-27.8	0.16	
		12-ASS-05B	32	-26.6	0.12	
MOLASSE	12-ASS-05	31	-27.1	0.19		
	12-ASS-04B	30	-25.5	0.12		
UNIT	12-ASS-04	29	-28.2	0.13		
	12-ASS-03	28	-27.0	0.06		
	12-ASS-02	27	-27.5	0.07		
	12-ASS-01B	26	-25.6	0.07		
	12-ASS-01AA	25	-25.4	0.03		
	VENTENAC	12-V-20	24	-25.9	0.04	
		12-V-19	23	-26.7	0.07	
LIMESTONE	12-V-16	22	-24.6	1.34		
	12-V-12	21	-25.9	0.15		
UNIT	12-V-11	20	-23.3	4.52		
	12-V-11A	19	-24.6	0.24		
	12-V-08	18	-25.0	N.A.		
	12-V-08B	17	-25.5	0.03		
	12-V-6B-LM	16	-24.2	1.68		
	12-V-03	15	-26.0	N.A.		
	FOU	14	-26.3	0.05		
BLUE MARL	12-H-07b	13b	-22.7	0.3	X	
	12-H-07a	13a	-22.4	0.3		
UNIT	12-H-06c	12c	-26.6	0.46	X	
	12-H-06b	12b	-26.2	0.46		
	12-H-06a	12a	-26.3	0.46		
	12-H-05	11	-27.4	1.13	X	
	12-H-01b	10b	-25.6	0.04		
	12-H-01a	10a	-25.1	0.04		
	12-H-02	9	-24.2	0.08		
	12-H-04b	8b	-24.8	0.07		
12-H-04a	8a	-24.9	0.07			
ALVEOLINE	12-A-14	7	-22.8	0.02		
LIMESTONE	12-A-12	6	-25.6	0.02		
	12-A-11	5	-22.7	0.01		
UNIT	12-A-08	4	-23.2	0.01		
	12-A-06	3	-22.5	0.01		
	12-A-04	2	-22.1	0.02		
	12-A-03	1	too low TOC	0.01		

▲ Table 5.1. Unit labels; Sample labels and numbers on the section; $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values (‰, VPDB); TOC(%); C.N.: Calcareous Nannofossil, position of the samples in the studied section; n.a.: not analysed.



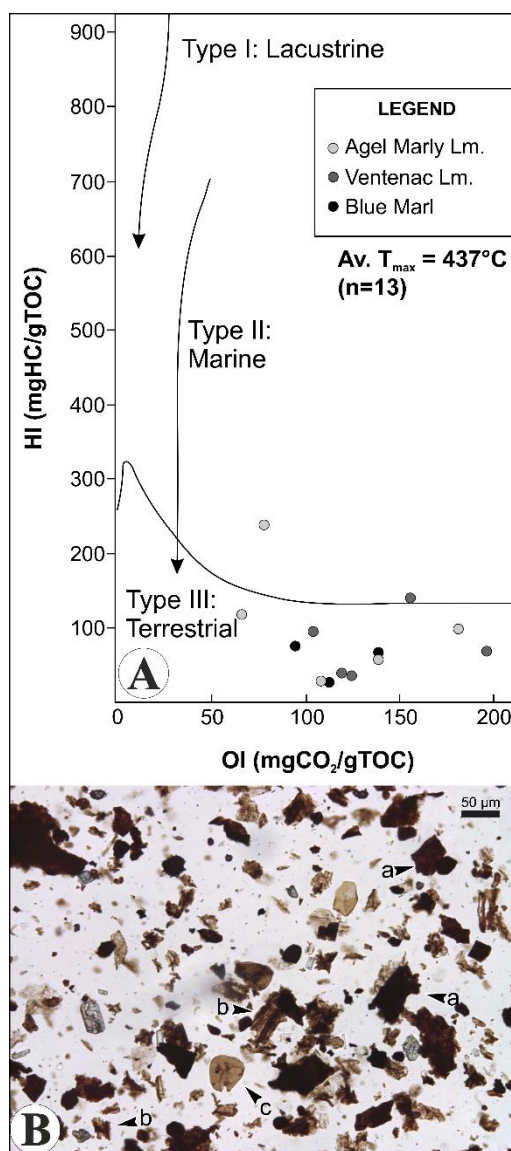
◀ Figure 5.2. Correlation of the organic carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) isotope curve of the Minervois (this study) with the standard marine composite bulk carbonate ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) isotope curve of the Ypresian (Vandenberghe et al. 2012) and with the calcareous nannofossil and larger benthic foraminiferal zones modified by Pirkenseer et al. (2013) and references therein. Black bone indicates mammalian localities; Nannofossils (this study): biostratigraphic control (calcareous nannofossil dating); Pal.= Paleocene; *p.*= *pars*.

5.A.4.2. Organic content and palynofacies

The T_{max} values from the Rock-Eval are 437 °C on average, suggesting an immature or slightly mature organic matter that has not been affected by strong burial diagenesis.

Organic matter contents are very low to low within the Alveoline Limestone (TOC – Total Organic Carbon – are below the detection limits of the Rock-Eval6) and the Assignan Molasse (TOC vary from 0 % to 0.55 %) (Tab. 5.2). Organic contents are higher within the Blue Marl (TOC vary from 0 % to 1.14 %) and within the Ventenac Limestone (TOC vary from 0 % to 4.52 %). The highest organic contents are recorded at some levels within the Agel Marly Limestone unit, where TOC vary from 0 % to 41 %.

Hydrogen Index (HI) values are comprised between 27 and 240 mgHC/gTOC and correspond to Type III (terrestrial-derived OM) and Type IV (altered OM) when plotted in an HI-OI diagram (Fig. 5.3). Several palynofacies slides yielded a very poor to poor record. All the palynofacies slides are dominated by translucent and opaque phytoclast particles that are derived from terrestrial plant tissues (Tyson 1995, Tab. 5.2; Fig. 5.3-B). Sporomorphs are also observed on several slides (Fig. 5.3-B) together with some dinoflagellate cysts within the samples from the Blue Marl, suggesting a minor marine contribution to the OM.



▲ Figure 5.3. A. HI/OI diagram from Rock-Eval6 of samples from the Blue Marl, Ventenac Limestone and Agel Marly Limestone (Minervois section); Av. = average; n=13, number of samples that yielded reliable HI and OI values; B. Microphotograph of a representative palynofacies slide. Scale bar: 50 μm. Sample 12-H-05 from Blue Marl. The slide shows a dominant terrestrial organic matter component with (a) opaque phytoclasts; (b) translucent phytoclasts; and (c) sporomorphs.

CHAPITRE V – CHEMOSTRATIGRAPHIE DU BASSIN DU MINERVOIS - FRANCE

UNIT	SAMPLE LABEL	ROCK-EVAL6 PYROLYSIS				PALYNOFACIES (SIEVED SLIDES, 10µM)					
		TOC	HI	OI	T _{max} (°C)	AO M	Op. Phyt	Tr. Phyt	AOM f.	Palyno.	Com.
AML UNIT	12-AG-18	1,60	28	109	446						
	12-AG-13	12,13	118	66	439						
	12-AG-11	0,23	57	139	too low S2						
	12-AG-10	40,97	240	79	422		XXX			V. rare	
	12-AG-02	0,05	too low TOC	too low TOC	too low S2			X			V. poor palyno.
	12-ASS-08	0,55	98	180	447						
AM UNIT	12-ASS-05B	0,12	too low TOC	too low TOC	too low S2	X	XXX	X		Rare	
	12-ASS-04	0,13	too low TOC	too low TOC	too low S2		XXX	X		Rare	
	12-ASS-01B	0,07	too low TOC	too low TOC	too low S2		XXX	X			
	12-V-20	0,04	too low TOC	too low TOC	too low S2		X	X		Rare	V. poor palyno.
VL UNIT	12-V-16	1,34	138	157	437						
	12-V-11	4,52	32	125	440						
	12-V-11A	0,24	67	196	too low S2		X	X			V. poor palyno.
	12-V-6B-LM	1,68	91	105	437						
	12-V-04-LM	0,32	38	119	too low S2						
	BM UNIT	12-H-07b	0,3	27	113	too low S2					
12-H-07a		0,3			S2						
12-H-06c		0,46	67	139	435		XXX	XXX	X	XX	
12-H-06b		0,46								(dino.)	
12-H-06a		0,46									
12-H-05		1,13	78	95	433		XX	XXX	XXX	XX	(dino.)
AL UNIT	12-H-02	0,08	too low TOC	too low TOC	too low S2		XX	XX		Fungi hyphae	
	12-H-04b	0,07	too low	too low	too low		XXX	X		V. rare	V. poor palyno.
	12-H-04a	0,07	TOC	TOC	S2						
	12-H-03	0,02	too low TOC	too low TOC	too low S2		XXX	X	X		V. poor palyno.
AL UNIT	12-A-08	0,01	too low TOC	too low TOC	too low S2	X	XXX	X		Rare	V. poor palyno.
	12-A-03	0,01	too low TOC	too low TOC	too low S2	X	XXX			Rare	V. poor palyno.

◀ Table 5.2. Rock-Eval and palynofacies results. HI= Hydrogen Index (mgHC/gTOC); OI= Oxygen Index (mgCO₂/gTOC); AOM= Dispersed Grey Amorphous Organic Matter; Op. Phyt.= Opaque Phytoclasts; AOM f.= Amorphous Organic Matter, Palyno.= Palynomorphs; V. poor palyno= very poor palynofacies; Dino.= dinocyst X= rare; XX= frequent; XXX= abundant.

5.A.4.3. Calcareous nannofossils

The calcareous nannofossil assemblages of the two lowermost samples studied (samples 11 and 12) are marked by high proportions of reworked Cretaceous taxa (82 and 84 % of the total assemblage respectively). The few autochthonous forms (~ 8 taxa) recorded are also present in the uppermost sample 13. The nannofossil assemblage of the latter is substantially richer in autochthonous material (about 70 % of the totality of the assemblage) and much more diversified (~ 20 taxa), indicating fully marine conditions. It is marked by the presence of *Tribrachiatus orthostylus* and the absence of *Discoaster lodoensis*, allowing its assignment to calcareous nannofossil Zone NP11. The absence of *Blackites truncatus*, the lowest occurrence of which can be pinpointed in the upper part of NP11, at the base of nannofossil zone III of Steurbaut (1998), suggests a position within the middle of NP11. Similar associations (with *T. orthostylus*, *Pentaster* sp., *Semihololithus kerabyi*, *Micrantholithus inaequalis*, *Discoaster kuepperi*, *Toweius magnicrassus* and without *D. lodoensis*, *Discoaster multiradiatus*, *B. truncatus*, *Chiphragmalithus calatus* and *Ellipsolithus macellus*) have been recorded in the lower part of the middle blue marls in the Corbières area, as occurring in the Monze area, 30 km southwest of Minerve, in a series of marls directly underlying the Pradelles section (the latter was studied by Pirkenseer et al. 2013).

5.A.5. Discussion

5.A.5.1. Organic matter characterisation

The palynofacies and Rock-Eval pyrolysis performed on the various lithological units of the Minervois allow us to infer that the organic matter did not suffer from significant burial diagenesis.

Despite the great variety of depositional environments, ranging from marine (Alveoline Limestone and Blue Marl) to fluviatile (Assignan Molasse) and lacustrine (Ventenac Limestone and Agel Marly Limestone), the organic matter is homogeneously and dominantly of terrestrial origin (Fig. 5.3). Only a minor marine contribution (essentially dinoflagellate cysts) is recorded within the Blue Marl. This indicates that the organic carbon isotope results were not affected by burial- and/or organic sources-related biases.

5.A.5.2. Early Ypresian carbon isotope trends and *hyperthermals*

The three long-term trends identified in the Ypresian organic carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) record of the Minervois are in good agreement with the global $\delta^{13}\text{C}$ carbonate curve published in Vandenberghe et al. (2012). According to these authors, the lowermost long-term negative trend as identified in the present paper, initiated in the early Thanetian and reached minimal $\delta^{13}\text{C}$ values in the early-middle Ypresian transition, during a period in which, amongst many others, two rather well-known, global and short-term carbon isotope events occurred, classically termed hyperthermals ETM2 and ETM3. The lower part of this long-term negative trend, which in the Minervois covers the Alveoline Limestone and Blue Marl, can be calibrated to the standard magnetobiochronologic scale on the basis of the larger benthic foraminifera. The lower part of the Alveoline Limestone contains alveolines referred to Zones SBZ5-SBZ6 (Shallow Benthic Zonation), while the transition from the Alveoline Limestone to the Blue Marl is characterized by alveoline taxa occurring in Zones SBZ7-SBZ8 (Hottinger 1960; Plaziat 1972 *in* Serra-Kiel et al. 1998). The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variations in the Blue Marl are therefore definitely located above those occurring during the PETM, as the latter falls within zonal interval SBZ4-SBZ5. The nannofossil assemblage from the upper part of the Blue Marl is similar to the assemblages recorded in the interval between 350.00 m and 356.50 m depth in the NE Atlantic DSDP site 550. D'haenens et al. (2014) located the base of this interval about 7 m above the ETM2 and 11 m below the ETM3. This indicates that the lower part of the Blue Marl, marked by this -2.5 ‰ negative carbon isotope excursion, was most likely deposited during the ETM2. Alternatively, fluctuations of the isotopic signal could be interpreted as environmental perturbations, for exemple terrestrial/marine organic matter mixing (e.g., Sluijs and Dickens 2012).

Palynofacies and HI/OI index do not support significant changes in the organic matter source supply within the Blue Marl, nor along the section (Fig. 5.3; Tab. 5.2).

In the Minervois, the most negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values of the long-term negative trend fall in the Assignan Molasse. As already stressed by Agnini et al. (2009), these most negative values are located around the ETM3 hyperthermal (NP11-NP12 transition, chron C24n.1n). Accordingly, this part of the section is termed here the “ETM3 interval”, although the short-term ETM3 excursion itself could not be recognized as such in the Minervois (Fig. 5.2). This is probably due to hiatuses in the interval concerned.

The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ increase, directly above the “ETM3 interval”, is correlated to the global post-minimum $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ increase, starting during the middle Ypresian. In the Minervois, it includes two pulses, marked initially by a rather abrupt increase of about +3.2 ‰ at the transition from the Assignan Molasse to the Agel Marly Limestone, and followed by a gradual gentler increase of about +0.5 ‰ in the Agel Marly Limestone. We therefore suspect hiatuses in the upper part of the paleosol-rich Assignan Molasse which resulted in a very reduced sedimentation-accumulation. This is in good agreement with the numerous paleosols observed in the upper Assignan Molasse.

Correlations with the composite $\delta^{13}\text{C}$ curve of Vandenberghe et al. (2012) and the curve of Coccioni et al. (2012), established in the Gubbio (Italy) reference section, show that the main part of the Assignan Molasse (uncertainty about its top), can be included in the “ETM3 interval”, which accumulated during late Biochron NP11 and early Biochron NP12. It also indicates that the Agel Marly Limestone, being located above the “ETM3 interval”, were deposited during late Biochron NP12 and/or early Biochron NP13. This configuration suggests that the Agel Marly Limestone corresponds to the EECO (Early Eocene Climatic Optimum), or part of it.

5.A.5.3. Dating of the mammalian localities

The Fournes mammalian fauna comes from the lowermost part of the Ventenac Limestone (Fig. 5.1 and Fig. 5.2). Integrated carbon isotope analysis and calcareous nannofossil data show that this locality is dated within the middle part of Biochron NP11. From the foregoing it is clear that Fournes is slightly younger than the mammal locality of Le Clot, situated 35 km southward in the

Corbières area, as the latter was attributed to the upper part of Biochron NP10 or early Biochron NP11 (Yans et al. 2014b). The Le Clot locality in turn is younger than the Dormaal MP7 reference-level (Belgium), attributed to the uppermost part of Biochron NP9 (Steurbaut et al. 2003).

These correlations and dating, based on chemostratigraphic and calcareous nannofossil interpretations, need to be discussed regarding mammalian biostratigraphy. Based on our current knowledge, the Fournes mammalian fauna is positioned at the top of the Southern Europe biochronological sequence proposed for the beginning of the Eocene, which in ascending order includes Silveirinha, Fordones/Palette/Le Clot, Rians/Fournes (Marandat et al. 2012). All of these sites were considered to be closer to the MP7 reference level (Dormaal) than to the MP8+9 reference level (Avenay) (e.g., Godinot 1981; Godinot et al. 1987; Marandat 1991). However, Hooker (1998) proposed in his early Eocene European mammal biozonations (PE zones) that Fournes is much younger than Dormaal (zone PE I) and possibly similar in age to Mutigny (zone PE IV) or Avenay (zone PE V). Likewise, Escarguel (1999) proposed that the rodent fauna of Rians – a locality which is possibly coeval with Fournes – is closer to Mutigny than to Dormaal. As a result, our chemostratigraphic and calcareous nannofossil correlations relating to Fournes are in full agreement with some recent hypotheses on European mammalian biostratigraphy. Moreover, carbon isotope-based correlations between the Minervois and Wyoming (USA) suggest that the endemic mammal fauna of Fournes is coeval or somewhat younger than the Wasatchian Wa-5 mammal fauna. This assumption is based on the identification of the ETM2 hyperthermal within the Wa-5 biozone in the continental succession of Wyoming (Abels et al. 2012).

The refined age of the Azillanet mammalian site (close to MP10) has remained more controversial up to now (late Ypresian to early Lutetian). The interval from the late Ypresian up to the middle Lutetian, spanning mid-chron C22r to mid-chron C20r, shows a clear negative trend in $\delta^{13}\text{C}$ values, contrary to the progressive slight positive trend in the Agel Marly Limestone (Fig. 5.2). This suggests a late middle Ypresian age, ranging from late Biochron NP12 to early Biochron NP13, for the Azillanet mammal fauna.

Because of its discovery within the Assignan Molasse, the Sainte-Eulalie mammal site is stratigraphically well constrained. Its position at the extreme top of the “ETM3 interval”, suggests that its deposition took place during mid-Biochron of NP12.

5.A.5.4. European mammalian evolution during early Eocene hyperthermal events

Paleontological data provide evidence of a strong North/South provincialism of mammalian faunas at the beginning of the Eocene (i.e., MP7) (Marandat et al. 2012) and even suggests that this intra-European provincialism could have originated during the latest Paleocene (Tabuce et al. 2011). This mammalian endemism disappeared in the time span between MP8+9 and MP10 through a homogenization of mammalian faunas.

The proposed post-ETM2 age of the Fournes fauna (middle part of Biochron NP11) and the occurrence of South European endemic genera in that fauna (*Ilerdoryctes*, *Parvagula*) (Estravis 2000; Solé et al. 2015) indicates that intra-European provincialism that started near the PETM was not affected by the ETM2. As a result, the ETM2 is not associated with a substantial faunal turnover in Europe, a finding similar to that suggested by Abels et al. (2012) in the Bighorn basin, Wyoming. Likewise, the proposed correlation for Sainte-Eulalie also indicates that the two European bioprovinces were still distinctive at the extreme top of the “ETM3 interval”. These data indicate that the causes of this provincialism were still effective and/or that such short-term hyperthermals were not significant enough to impact European terrestrial environments at a global scale.

However, it is worth mentioning that the apparent strict provincialism that characterizes the faunas from Silveirinha, Fordones, Palette and Le Clot (all probably situated between the onsets of PETM and ETM2) is less marked at Fournes and Sainte-Eulalie (postdating the ETM2 and ETM3, respectively). Indeed, the Fournes fauna yields a few species (*Donrussellia gallica* and *Arcius* cf. *fuscus*) having affinities with Northern taxa from Avenay and coeval sites such as Condé-en-Brie and Mutigny in the Paris Basin (Marandat 1991). The younger Sainte-Eulalie fauna contains cf. *Agerinia* sp., which also shows affinities with Northern taxa (Godinot 2015). To conclude, if both the ETM2 and ETM3 produced conditions favorable for sporadic faunal interchanges between the two European bioprovinces, it also seems clear that they did not produce the comprehensive homogenization of these faunas, which occurred later. This contrasts with the PETM which triggered dramatic intra-European dispersal of mammals causing fundamental biotic reorganization on a global scale (appearance of the modern mammalian orders euprimates, artiodactyls, and perissodactyls).

Finally, the Azillanet fauna (dated within the EECO) shows numerous similarities, at the species level, with some other MP10 faunas from the Paris Basin, notably with Prémontré (see Steurbaut et al. 2016 for its micropaleontological dating). For example, both of these localities share several rodent species in common (Escarguel 1999). These data indicate therefore that the EECO, a long-term event, seems to have initiated a second early Eocene fundamental reorganization, as did the PETM some 5.5 myr earlier, which also resulted in a homogenization of the European mammalian faunas.

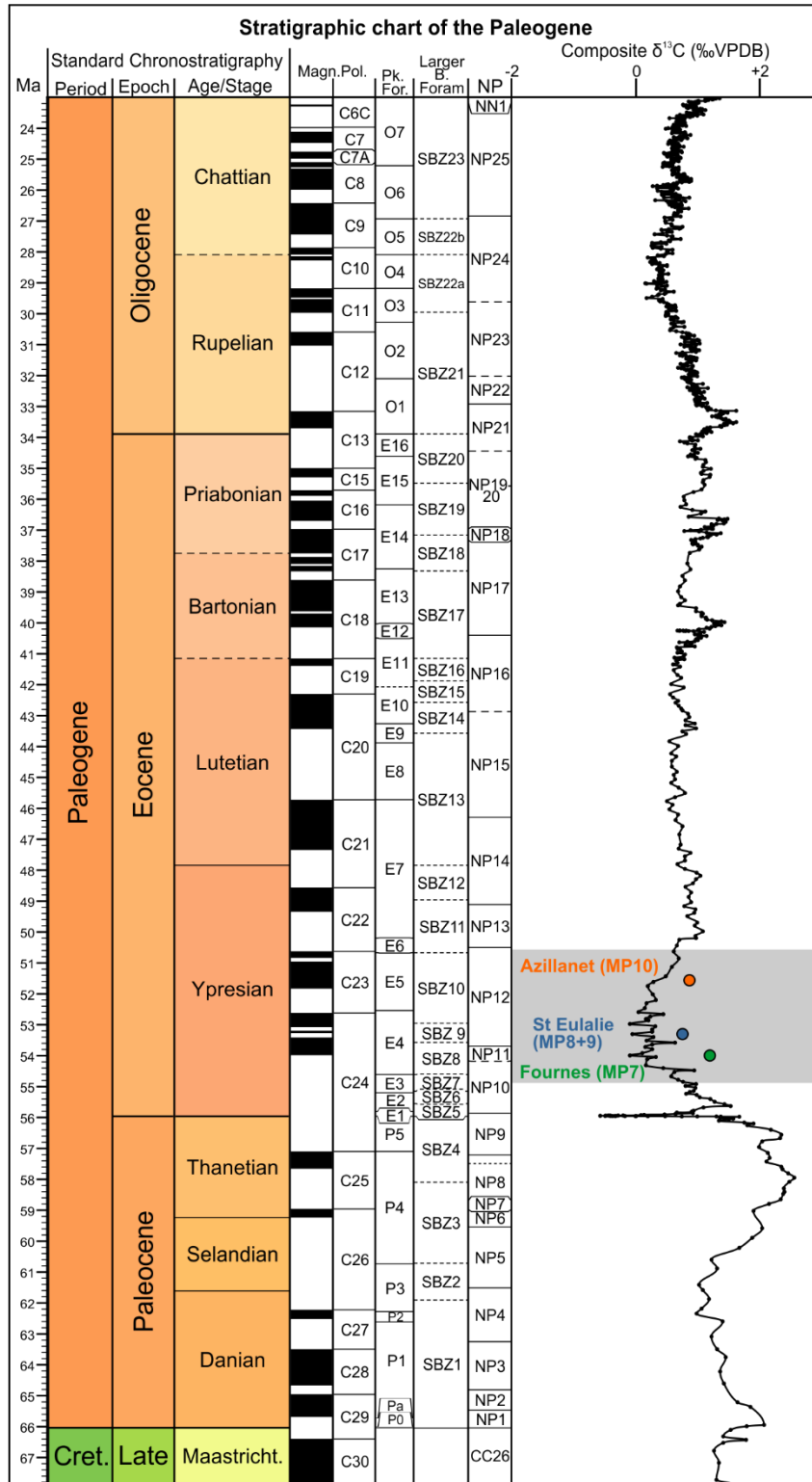
5.A.6. Conclusion

The key conclusions that emerge from this integrated bio-chemostratigraphic study are:

- (1) The organic matter assemblage in the Minervois section mainly consists of particles of terrestrial origin (Type III), even in the marine facies of the section. Consequently, the global isotopic signature seems not to have been affected by significant source-related biases.
- (2) The organic carbon isotope curve established in the interfingering continental-marine Ypresian strata of the Minervois is very similar to the coeval standard time-calibrated carbonate carbon curve based on marine records (e.g., Vandenberghe et al. 2012), highlighting its potential as time-related proxy and generating a wide range of stratigraphic applications (e.g., dating of continental floras and faunas, estimation of duration of hiatuses in the continental record, etc.).
- (3) Integrated application of organic carbon isotope stratigraphy and calcareous nannofossil biostratigraphy is demonstrated to be a powerful tool for unraveling mammalian biochronology on a high-resolution scale in vaguely or insufficiently dated continental-marginal to shallow marine successions, despite local endemism, differences in paleoenvironment or in paleoclimate. Consequently, it could be proved that the three successive mammal faunas of the Ypresian of the Minervois, which are Fournes (close to MP7), Sainte-Eulalie (close to MP8+9) and Azillanet (close to MP10) belong to mid-Biochron NP11, mid-Biochron NP12, and late Biochron NP12-early Biochron NP13, respectively, and

that the Fournes locality can be correlated with the Wasatchian Wa-5 biozone of Wyoming (USA).

- (4) Organic carbon isotope investigations, like the one presented here, may lead to the identification of the consecutive early Eocene hyperthermals in continental successions worldwide and, consequently, may have the potential to determine and quantify their impact on mammalian evolution during one of the most crucial phases of placental mammal radiation.



▲ Figure 5.B. Extension biostratigraphique et chémostratigraphique de la séquence composite de l'Yprésien inférieur-moyen du Bassin du Minervois (sud-ouest de la France). Les pastilles rouges indiquent les positions chronostratigraphiques des gisements fossilifères de Fournes (MP7), Sainte-Eulalie (MP8+9) et Azillanet (MP10)

V B EFFETS DIAGENETIQUES SUR LA FIABILITE DES ISOTOPES C ET O DU
BULK CARBONATE ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) – APPLICATION A LA SEQUENCE YPRESIENNE
DU MINERVOIS

Ce sous-chapitre se base sur l'article suivant (en préparation) :

- Effects of the meteoric diagenesis on the reliability of bulk carbonate inorganic isotopes ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) - An example in the shallow-marine/continental Ypresian sequence of the Minervois (Southern France). *In prep.*

Résumé de l'article



Carbon and oxygen isotopes ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) on inorganic materials (biotic test, carbonate cement, micrite matrix, etc.) are abundantly used in chemostratigraphic and climatic studies. Here we evaluate the reliability of carbonated *bulk* C and O isotopes in Ypresian shallow marine/continental composite section of the Minervois. Both C and O signals record punctual anomalous isotopic values (negative or positive). Optical cathodoluminescence microscopy and Dickson staining method were used to highlight multiple matrix and cement generations in the Minervois sequence: (1) dull luminescent micrite; (2) non-luminescent microspar; (3) bright luminescent micrite; (4) dull luminescent spar and (5) bright luminescent spar. Coupled inorganic C/O isotopes and cathodoluminescence microscopy suggest early meteoric diagenesis overprint processes on the sediments. The absence of compressed fabrics, the relative good preservation of the bioclast shapes, the non-homogenization of carbon isotopes signal ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) and the absence of enriched ferroan calcite do argue for a non-/low contribution of strong burial diagenetic processes in the sediments.

Highly dispersed $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ values and unambiguous early meteoric –altered primary inorganic isotopic record confirm that: (1) diagenetically altered artefact isotopic values must be identified and treated separately because they do not represent the primary isotopic signal; (2) the isotopic record should be smoothed by drawing an X-point running curve; (3) such a long-term smoothed isotopic curve is then judged reliable for chemostratigraphic dating and correlations.

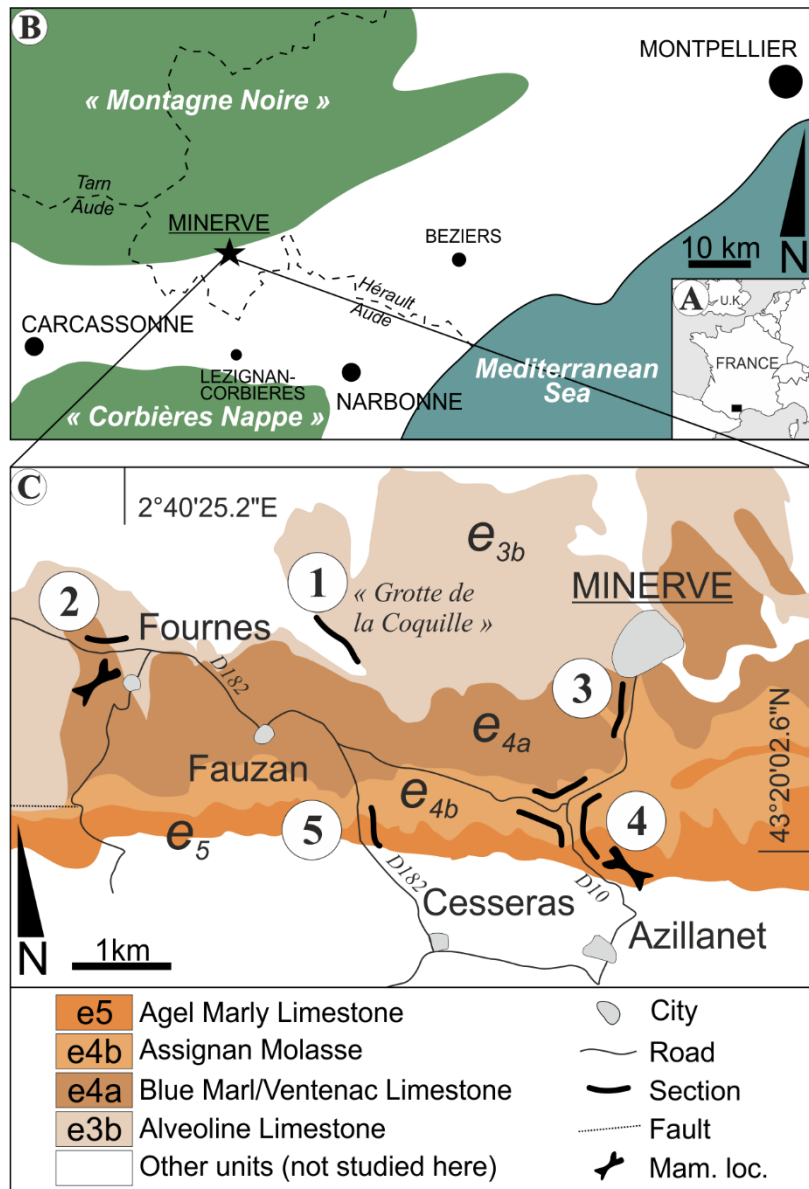
5.B.1. Introduction

Carbon and oxygen isotopes are judged to be reliable tools to refine chronostratigraphic framework (late Devonian: e.g. Joachimski 1997; mid-Cretaceous: e.g. Heimhofer et al. 2003; Danian/Selandian: e.g. Storme et al. 2014; Paleocene-Eocene: e.g. Dupuis et al. 2003; Early Eocene: e.g. Yans et al. 2014b; Noiret et al. 2016; Lauretano et al. 2016). Standard stratigraphic proxies such as biostratigraphy or magnetostratigraphy provide robust and refine dating. Nevertheless, restricting factors such as biological provincialism, the absence of marker species, diachronous FAD/LAD (First/Last Appearance Datum), etc., potentially limit the capabilities of those bio- and/or magneto- markers for global correlations, and it is particularly the case for correlations in terrestrial setting. Isotopic framework provides thus a global pattern, and potentially opens the way for short-scale (regional) to large-scale inter-continental correlations, if combined with biostratigraphy for example (e.g. Stott et al. 1996; Bains et al. 2003; Cramer et al. 2003; Heimhofer et al. 2003; Yans et al. 2010; Storme et al. 2014; Noiret et al. 2016; Lauretano et al. 2016).

The ocean-atmosphere carbon reservoir variations could be reflected in a large range of sedimentary components such as carbonated bulk sediment (e.g. Bellanca et al. 2005), dispersed organic carbon and fragments of wood (e.g. Yans et al. 2010), benthic or planktonic calcareous tests (e.g. Lauretano et al. 2016), radial-fibrous carbonate cements (e.g. Wilson & Dickson 1996) or isolated inter-component matrix micrite (e.g. Joachimski et al. 2002). Because of its relatively facility and rapidity, isotopic analyses on *bulk* carbonate component is largely used for producing extended high resolution sections.

The *bulk* organic carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) isotope chemostratigraphy is a good alternative to inorganic C/O ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) isotopes. It has been proved to be a good stratigraphic tool in both terrestrial and marine settings (e.g. Steurbaut et al. 2003; Magioncalda et al. 2004; Yans et al. 2013; Smith et al. 2014; Noiret et al. 2016; Nordt et al. 2016). Despite local differences in shift magnitudes or time offsets between $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (decoupling), related to diagenetic processes (e.g. Joachimski 1997; Heimhofer et al. 2003; Ader et al. 2009; Derry 2010b; Johnston et al. 2012; Storme et al. 2012 and references herein; Wendler 2013), correlations with inorganic C/O *bulk* sediment is reliable, at least for long-term trends.

Here we aim at (1) deciphering the reliability of the *bulk* inorganic C/O isotopes of Ypresian shallow marine/continental section of the Minervois area despite the regional diagenetic overprint; (2) making suggestions to integrate *bulk* organic ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) and *bulk* inorganic C/O ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) records for reliable chemostratigraphic correlations.



▲ Figure 5.4. A. Location of the study area (Minervois, Southern France); B. Minervois-Corbières basin. Black star: study area near the city of Minerve; C. Local geological map of Minerve and logged sections. 1: AL unit; 2: BM unit; 3: VLM unit; 4: AM unit; 5: AML unit.

5.B.2. Geological setting

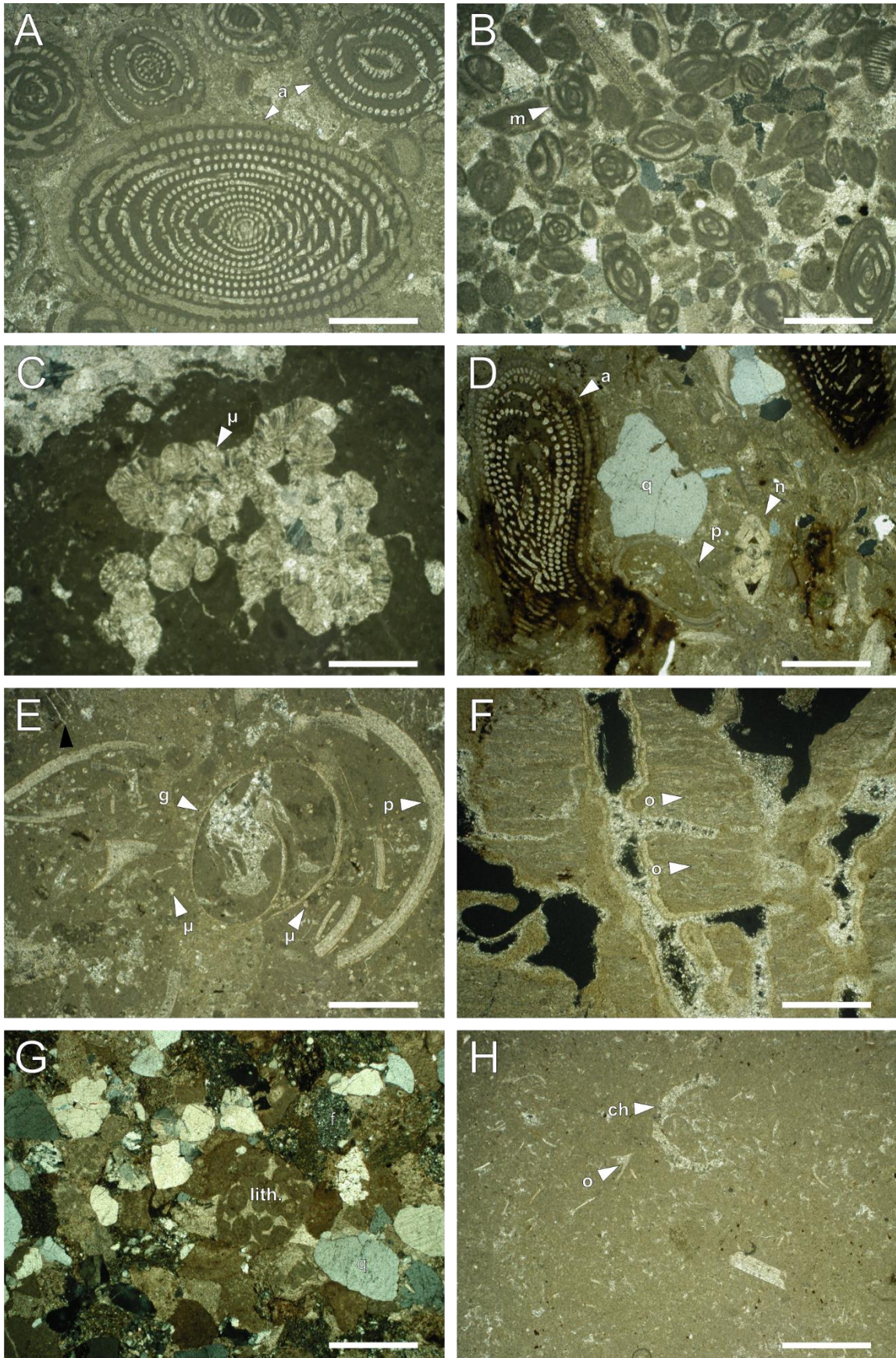
The Minervois Basin (southern France; Fig. 5.4.A) is a part of the regional “Corbières-Minervois” foreland Basin. The Minervois synclinorium is structurally constrained to the south by an active margin - the “Massif du Mouthornet” and the “Nappe des Corbières” - related to the Pyrenees orogeny (Fig. 5.4.B). To the North, the “Montagne Noire” (southern Central Massif) acts as a passive margin (Martín-Martín et al. 2001), where deformed Hercynian basement is overlapped by syntectonic and practically undeformed – except for only minor N-S oriented faults – shallow marine/terrestrial Eocene cover (Fig. 5.4.C) (Berger et al. 1990; Martín-Martín et al. 2001).

5.B.2.1. Minervois composite section chemostratigraphy

Eocene sediment succession in the Minervois basin (area of Minerve) studied here, encloses the following shallow marine/terrestrial lithologic units: the Alveoline Limestone unit, the Blue Marl unit, the Ventenac Limestone unit, the Assignan Molasse unit and the Agel Marly Limestone unit (Fig. 5.5) (e.g. Cavelier et al. 1984; Marandat 1986; Berger et al. 1990; Noiret et al. 2016). This 290 m –thick composite section was assembled unit per unit, in the Minerve area (Fig. 5.4.C). Section units were preferentially selected for their accessibility, their relevance (fossil site or not) and/or their thickness (relative thick sections are here preferred).

The Alveoline Limestone unit (AL) (Fig. 5.4.C): ~42 m thick succession of white to blue-grey *Alveolina* –rich marine massive limestones with centimeter to decimeter –thick interbedded marls. The AL unit is particularly abundant in *Alveolina*, miliolids or *Nummulites* foraminifers (Pl. 5.1.A, Pl. 5.1.B) and in the AL/BM transition (Pl. 5.1.D).

The Blue Marl unit (BM) (Fig. 5.4.C): ~4m thick of greenish to bluish clayey marls. The lithological transition between the AL and the BM units is marked by a 50-80 cm –thick calcareous sandstone, containing numerous pelecypods (oysters), *Alveolina*, and *Nummulites* (Pl. 5.4.D) or *Microcodium* (Pl. 5.1.C)



◀ Plate 5.1. Transmitted light crossed-polarized (XPL) photomicrographs. Scale bar represents 1mm. A. Sample 2, lower AL unit, *Alveolina* (a) dominated packstone; B. Sample 7, upper AL unit, miliolids (m) and *Alveolina* (a) dominated packstone; C. Sample 8a/b, AL unit (near Fournes locality), packstone-grainstone with bioclast, mudcoated quartz grain and *Microcodium* (μ) concretions. Silicifications are present; D. Sample 10a/b, AL/BM units transition, packstone dominated by coarse quartz lithoclasts, *Alveolina* (a), *Nummulites* (n), pelecypods (p), sponge spicules, bryozoans and annelid bioturbations. Rhombohedral quartz grains and quartz –coated calcite suggest silicification processes; E. Sample 19, middle VL unit, pedogenetic packstone with ostracods (o) and gastropod fragments (g) and *Microcodium* grain fragments (μ); F. Sample 21, middle VL unit, karstic packstone-grainstone rich in ostracods (o); G. Sample 29, AM unit, litharenite, lithoclastic grains (lith.), saussuritized feldspars (f) and quartz grains (q); H., Sample 43, upper AML unit, bioclastic mudstone with ostracod (o) fragments and charophytes (ch).

The Ventenac Limestone unit (VL) (Fig. 5.4.C): ~ 73 m of beige to ochre lacustrine limestones interbedded with centimeter to decimetre –thick marls and centimeter-thick lignite beds. The lowermost part of the VL unit yielded mammal fossils near the locality of Fournes (Marandat 1991) (Pl. 5.1.E & Pl. 5.1.F).

The Assignan Molasse unit (AM) (Fig. 5.4.C) is composed of ~ 70 m of coarse sandstone to microconglomeratic meter-scale lenses (channel filling) interbedded with marmorized silty/sandy marls (floodplain deposits). These fluviatile sediments yielded mammal fossils near the locality of Sainte-Eulalie (Sainte-Eulalie fauna; see Danilo et al. 2013) (Pl. 5.1.G).

The Agel Marly Limestone unit (AML) (Fig. 5.4.C): ~ 80 m succession of white to greyish white lacustrine limestones, interbedded with centimeter to decimeter –thick marl and lignite beds. The upper part of the AML unit also yielded mammal fossils near the Azillanet locality (Azillanet fauna; Marandat 1986) (Pl. 5.1.H).

Noiret et al. (2016) discussed the *bulk* organic carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) chemostratigraphy and biostratigraphy (on the basis of the calcareous nannoplankton) of the section, pinpointing the well-known Ypresian hyperthermal ETM2 within the BM unit and the long-term isotopic minimum

close to the hyperthermal ETM3 within the AM unit. Using their new stratigraphic results, Noiret et al. (2016) also refined the stratigraphic position of the three mammal –bearing sites of the section.

5.B.2.2. Paleoenvironmental evolution of the basin

The late Thanetian in the Pyrenees region is marked by tectonically controlled widespread regression, which can be observed in the terrestrial Paleocene-Eocene interval in the Campo section (Spanish Pyrenees; e.g. Pujalte et al. 2014). Transgressive system took place in the basin and leads to the formation of carbonate platforms in the Minervois-Corbières basin and the meridional part of the strait of Carcassonne during the early Ilerdian (early Ypresian). This transgressive system is expressed by the deposit of the AL unit that displays various facies from the inner lagoon with nearly monospecific assemblage of large *Alveolina* to a middle ramp facies with a relative increase in proportion of *Nummulites* (Rasser et al. 2005). Northward Fauzan, Plaziat (1972) noted the following *Alveolina* assemblage at the base of the limestones: *Alveolina ellipsoidalis*, *Alveolina dolioliformis* and *Alveolina agrigentina*, attributed to the *A. ellipsoidalis* zone and referred to SBZ5- (SBZ6) stratigraphic distribution of Serra-Kiel (1998). Few meters above the base of the AL unit, the foraminifer assemblage provides intermediary species between *A. ellipsoidalis* and *A. moussoulensis* and *Alveolina* aff. *subpyrenaica*, *Alveolina* aff. *decipiens* and *Alveolina* cf. *globosa* (Plaziat 1972), suggesting SBZ7 age according to Serra-Kiel (1998).

The transgression reached the flank of the Montagne Noire during the end of the early Ilerdian. The upper part of the AL unit contains *Alveolina moussoulensis*, *Alveolina subpyrenaica*, *Alveolina decipiens*, *Alveolina aragonensis*, *Alveolina* cf. *rediconta* and *Alveolina ilerdiensis* (Plaziat 1972) and referred to Biozone SBZ7 according to Serra-Kiel et al. (1998). The *Nummulites* assemblage, namely “Alveolinid-Nummulitid Facies” and “Nummulitid Facies” (Rasser et al. 2005) north to Fauzan, is relatively constrained to the middle and upper part of the limestones. In the western part of the basin, the *Nummulites* are more abundant, illustrating a west-east transgression direction (Plaziat 1972). A two-step regression occurred during the middle Ilerdian, at the end of *A. moussoulensis* biozone (SBZ7; Serra-Kiel 1998) and led to the deposition of the thin oyster

sandstone bed just above the AL unit (Plaziat 1972).

During the late Ilerdian – early Cuisian (middle Ypresian), the tectonic active areas progressively moved northward the basin and subsidence areas get closer to the passive margin of the basin. Detrital input sources were probably brought by the Corbieres Nappe located eastward of the Minervois area (e.g. Martín- Martín. Decrease of the accommodation space led to swampy then continental deposits (marine BM unit then lacustrine VL unit) (Martín-Martín et al. 2001). Sedimentation became strictly continental and tectonically-controlled during the late Cuisian (middle Ypresian). Subsidence area moved to the north of the basin (passive margin, Minerve area), and uplifting zones were located to the south of the basin. Strong erosion episodes brought time/space discontinuous molassic sedimentation (fluvatile/lacustrine) within the northern part of the basin (AM and AML units).

5.B.3. Material and methods

5.B.3.1. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ sample preparation

The 47 samples from the 290 m composite section in the area of Minerve were collected by drilling operations (10 cm deep) in order to limit modern contamination and sub-surface organic matter degradation. About 100 g of each sample is crushed than dried at 30 °C in a desiccator for 48 h to eliminate residual moisture. When they are totally dried, samples are powdered with a Retsch® PM100 at 650 rpm for 5 min. Carbonate content is measured with a Bernard calcimeter. About 200-300 mg of powered sediment is mixed with 35 % hydrochloric acid. The carbonate content is expressed in CaCO_3 (%).

Carbonate fraction needs to be eliminated for proper organic carbon analyses. Depending on carbonate content, about 2.5-15 g of bulk sediment is acidified with 25 % hydrochloric acid for a duration of 2 h. Solutions are then neutralized by repetitive centrifugations and distilled water addition with a Thermo scientific® JouanC4i centrifuge calibrated at 4000 rpm for 2 min. Neutral sediment residue is dried at 30-40 °C and powdered again.

Total organic content (%TOC) and total sulfur (%S) are measured with an elemental analyzer LECO® (CS-200) (see Tab. 5.3).

Analyses were performed at the GeoZentrum Nordbayern (Friedrich-Alexander University – Erlangen/Nürnberg), Germany. Each sample was weighed into tin capsules and rolled into balls for continuous flow combustion and isotopic analysis using an elemental analyser CE 1110[®] connected online to a ThermoFinnigan Delta V Plus[®] massspectrometer. Isotopic compositions are calibrated with standard USGS 40 and reported to Vienna Pee Dee Belemnite (‰). Reproducibility is within ± 0.07 ‰ (1σ).

► Table 5.3. Compilation of data from the Minervois composite section; Units= lithological unit; sample label= label referred to in the text; organic and inorganic isotopic values; σ = standard deviation of isotopic values to the isotopic average of each unit respectively; TOC%=Total Organic Carbon, measured on residual fraction; S%= amount of sulfur, measured on residual fraction; CaCO₃%= carbonate fraction; Microf.= microfacies thin section; Staining= Dickson staining process performed on thin section; Veins= position of drilled spar veins; $\delta^{13}\text{C}_{\text{veins}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{veins}}$ (‰)= inorganic values of drilled spar veins.

CHAPITRE V – CHEMOSTRATIGRAPHIE DU BASSIN DU MINERVOIS - FRANCE

UNITS	Sample label	Hgt (m)	Samp . Nb.	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰)	σ [$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$]	σ [$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$]	TOC (%)	S(%)	CaCO ₃ (%)	Microf.	Staining	Veins	$\delta^{13}\text{C}_{\text{vein}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{vein}}$ (‰)
Agel Marly Limestone (AML) unit	12-AG-21	290	47	-24,8	-5,9	-6,2	1,9	1,0	0.16	0,27	88	X	X			
	12-AG-18	281.4	46	-23,2	-2,2	-5,0			1.6	0,57	78					
	12-AG-17	280	45	-25,3	-4,2	-6,5			0.09	13,5	96					
	12-AG-16	276.5	44	-25,0	-4,0	-8,1			0.08	3,51	97					
	12-AG-14B-LM	271.5	43	-24,2	-4,5	-5,9			0.08	1,4	97	X	X			
	12-AG-13	264.3	42	-24,4	-6,1	-7,7			12.13	0,51	5					
	12-AG-11	258.4	41	-25,1	-5,8	-5,9			0.23	0,45	16					
	12-AG-10	255.5	40	-24,1	NA	NA			40.97	3,28	0					
	12-AG-08	250.4	39	-25,4	-2,5	-7,2			0.09	5,78	97					
	12-AG-06	242	38	-24,2	-6,1	-6,6			0.11	5,67	92					
	12-AG-05B	235	37b	NA	NA	NA			NA	NA	NA	X	X			
	12-AG-05	228.8	37	-24,6	-6,8	-6,2			0.03	0,17	94					
	12-AG-02B	222.7	36b	NA	NA	NA			NA	NA	NA	X	X			
	12-AG-02	219.2	36	-24,5	-8,1	-8,4			0.05	6,05	91	X	X	X	-7,8	-9,4
Assignan Molasse (AM) unit	12-ASS-08	216	35	-24,9	-2,7	-6,4			0.55	0,24	83	X	X			
	12-ASS-07	211	34	-24,6	NA	NA			0.21	1,94	92					
	12-ASS-06	198	33	-27,8	-4,7	-8,5	1,6	1,0	0.16	0,83	24	X	X			
	12-ASS-05B	196.9	32	-26,6	-6,6	-7,1			0.12	0,04	27					
	12-ASS-05	191.9	31	-27,1	-7,9	-8,2			0.19	0,01	48					
	12-ASS-04B	187	30	-25,5	-8,7	-6,4			0.12	0,08	12					
	12-ASS-04	175	29	-28,2	-6,8	-8,1			0.13	0,03	55	X	X			
	12-ASS-03	161.8	28	-27,0	-6,2	-7,0			0.06	1,89	61					
	12-ASS-02	146.4	27	-27,5	-8,6	-8,0			0.07	0,01	56					
	12-ASS-01B	144.9	26	-25,6	-9,0	-6,6			0.07	0,1	51					
12-ASS-01AA	137.8	25	-25,4	-10,0	-5,5			0.03	0,09	21						
Ventenac Limestone (VL) unit	12-V-22	142.2	24b	NA	NA	NA	2,4	1,6	NA	NA	NA	X	X			
	12-V-20	129.9	24	-25,9	-5,7	-7,8			0.04	1,82	99					
	12-V-19	126.1	23	-26,7	-7,6	-7,5			0.07	2,86	95	X	X			
	12-V-16	108.9	22	-24,6	-5,4	-4,0			1.34	2,19	90					
	12-V-12	96.8	21	-25,9	-6,5	-5,0			0.15	0,11	88	X	X			
	12-V-11	96.3	20	-23,3	-7,3	-4,9			4.52	0,55	45					
	12-V-11A	96	19	-24,6	-10,9	-7,3			0.24	0,48	88	X	X			

CHAPITRE V – CHEMOSTRATIGRAPHIE DU BASSIN DU MINERVOIS - FRANCE

	12-V-10B	94.9	18b	NA	NA	NA			NA	NA	NA	X	X		
	12-V-08	88.5	18	-25,0	NA	NA			N.A.	2,24	91				
	12-V-08B	88.3	17	-25,5	-7,7	-8,2			0.03	0,79	98	X	X		
	12-V-07B	84.5	16b	NA	NA	NA			NA	NA	NA			X	-7,6 -11,1
	12-V-6B-LM	75.9	16	-24,2	-1,8	-5,6			1.68	1,14	87	X	X	X	-7,7 -12,0
	12-V-05	74.4	15b	NA	NA	NA			NA	NA	NA			X	-7,7 -11,8
	12-V-03	67.9	15	-26,0	-7,5	-4,9			N.A.	2,17	95	X	X	X	-7,4 -10,4
	FOU	58.4	14	-26,3	NA	NA			0.05	N.A.	75				
Blue Marl (BM) unit	12-H-07b	57.2	13b	-22,7	-3,0	-5,1	0,3	0,5	0.3	0,03	23				
	12-H-07a	57.2	13a	-22,4	-3,2	-5,2			0.3	0,03	23				
	12-H-06c	53.8	12c	-26,6	-3,5	-6,2			0.46	0,11	27				
	12-H-06b	53.8	12b	-26,2	-3,5	-6,2			0.46	0,11	27				
	12-H-06a	53.8	12a	-26,3	-3,5	-6,2			0.46	0,11	27				
	12-H-05	53.4	11	-27,4	-3,9	-6,4			1.13	0,26	30				
	12-H-01b	52.9	10b	-25,6	-3,2	-5,7			0.04	0,03	66	X	X		
	12-H-01a	52.9	10a	-25,1	-3,4	-5,8			0.04	0,03	66				
	12-H-02	52.8	9	-24,2	-3,6	-5,6			0.08	0,01	59				
	Alveoline Limestone (AL) unit	12-H-04b	51.9	8b	-24,8	-1,8	-6,4	0,5	0,4	0.07	0,02	85	X	X	
12-H-04a		51.9	8a	-24,9	-1,8	-6,5			0.07	0,02	85				
12-H-03		51.9	7b	NA	NA	NA			NA	NA	NA	X	X		
12-A-14		48.3	7	-22,8	-1,6	-6,4			0.02	0,02	97	X	X		
12-A-12		44.4	6	-25,6	-1,4	-5,9			0.02	0,06	96				
12-A-11		41.5	5	-22,7	-1,3	-6,2			0.01	0,05	99				
12-A-08		31.7	4	-23,2	-1,5	-5,8			0.01	0,05	91				
12-A-06		16.6	3	-22,5	-1,9	-5,8			0.01	0,08	99	X	X		
12-A-04		13.8	2	-22,1	-0,6	-5,2			0.02	0,06	93	X	X		
12-A-03		10.8	1	-23,7	-2,8	-5,5			0.01	0,01	63				
AML unit veins	AG-V01			NA	NA	NA			NA	NA	NA			X	-4,0 -8,6
	AG-V02			NA	NA	NA			NA	NA	NA			X	-4,5 -9,5
	AG-V03			NA	NA	NA			NA	NA	NA			X	-3,8 -9,5

5.B.3.2. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ sample preparation

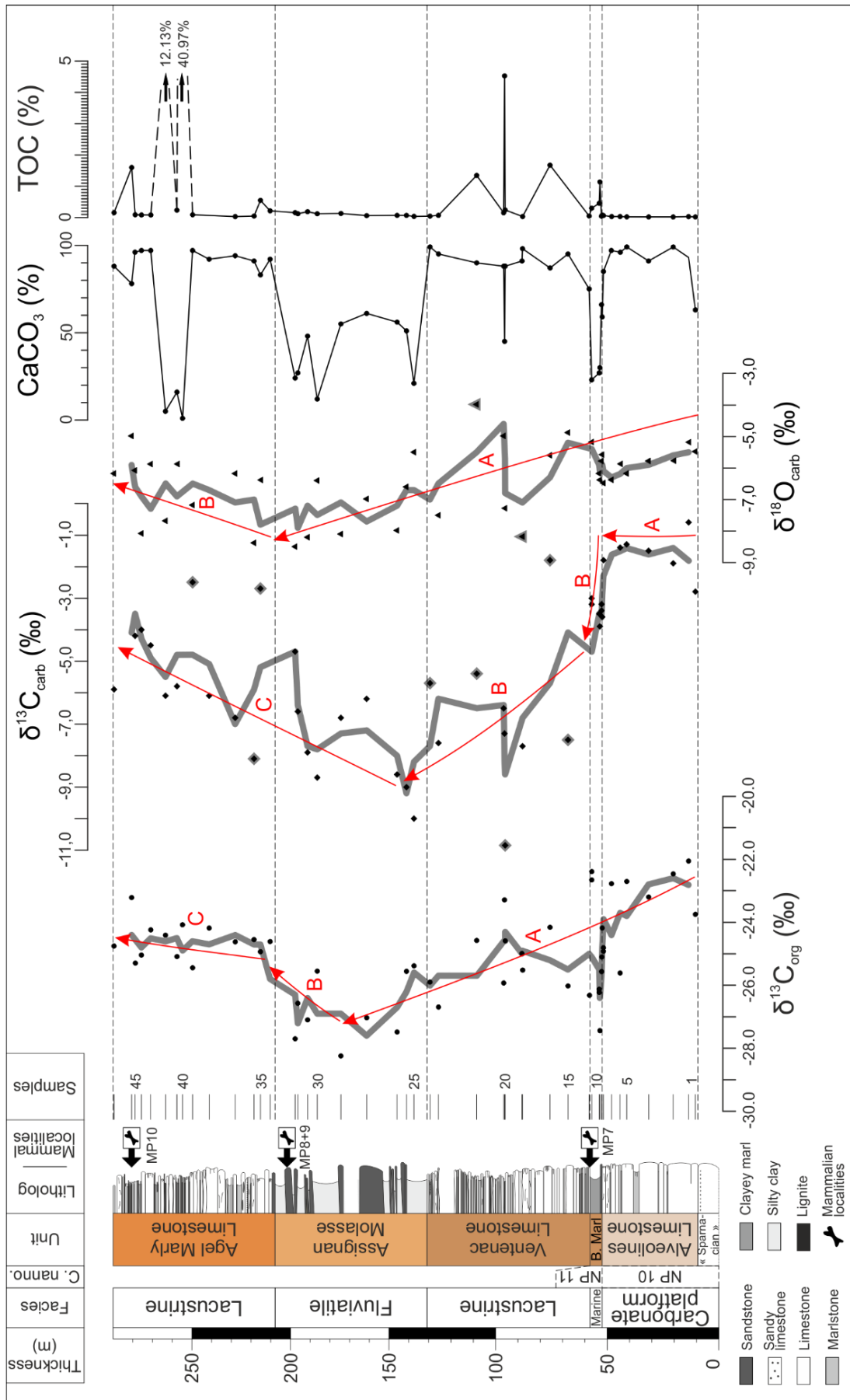
As for organic carbon preparation, samples are cleaned and powdered. Analyses were performed at the GeoZentrum Nordbayern (Friedrich-Alexander University – Erlangen/Nürnberg), Germany. *Bulk* powders are reacted with 100 % phosphoric acid at 70 °C using a Gasbench II[®] connected to a ThermoFinnigan V Plus[®] massspectrometer. Isotopic compositions are calibrated with standards NBS19 for $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and LSVEC for $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ and are reported to Vienna Pee Dee Belemnite (‰). Reproducibilities are respectively within +/- 0.05 ‰ (1 σ) and +/- 0.04 ‰ (1 σ). Standard deviation of inorganic isotopic set for each unit (σ) was calculated to informally measure how far isotopic sets are spread out from their respective average value. Standard deviation for each unit is indicated in the table 5.3.

5.B.3.3. Cathodoluminescence

A total of 22 thin sections were observed under standard petrographic optical microscope Nikon Eclipse Ci coupled with cathodoluminescence system CITL Cathodoluminescence MK5-2, at the University of Liège (Belgium). Tension and amperage parameters of the electronic beam vary between 10.1 – 10.8KV and 338 – 360 μA . Stratigraphic position of each slide is indicated in the table 5.3.

5.B.3.4. Dickson staining method

Staining acid solution is useful to discriminate different type of carbonates. The solution used here is a modified Dickson staining test (Dickson 1965). Melange of 1 g of Alizarine red-S and 5 g of potassium ferricyanide are dissolved in 1 l of 0.2 % hydrochloric acid. Each slide is immersed in the solution during 60 s and dried. Calcite, in optical transmission microscopy, appears pinkish-red; ferrocalcite, lilac (pinkish-purple) to mauve; ferrodolomite, blue-green; dolomite is not colored.



◀ Figure 5.5. Black dots represent $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰, VPDB; Noiret et al. 2016); black diamonds represent $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰, VPDB) and black triangles represent $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰, VPDB) isotopic record of the Minervois section. CaCO_3 (%) = carbonate (%); TOC (%) = Total Organic Carbon (%). Grey bordered black diamond represents $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ anomalous values and grey bordered black triangle represents $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ anomalous values. Isotopic curves are smoothed by using a 3-point moving average.

5.B.4. Results

5.B.4.1. Bulk organic carbon isotopes

Bulk ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) record shows three major trends (Noiret et al. 2016; Fig. 5.5):

- (A) progressive negative shift from -23.7 ‰ (AL unit, sample 1) to negative values at -28.2 ‰ (AM unit, sample 29);
- (B) positive and relatively abrupt shift from the upper part of the AM unit (-24.9 ‰, sample 35) to the base of AML unit (sample 34, -24.6 ‰);
- (C) stable positive shift within the AML unit.

Noiret et al. (2016) argued that the organic carbon isotope curve shows a close matching with the marine standard carbonate carbon isotope curve. The lowermost negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ trend initiated in the early Thanetian and reached minimal $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values in the early-middle Ypresian. Superimposed on this long-term carbon isotope record, numerous short-term carbon isotope negative shifts occur including the hyperthermals ETM2 and ETM3. In addition, calcareous nannoplankton data from the marine BM unit, support a middle Biochron NP11 age for the latter unit. Therefore, the authors concluded that the negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ shift in the BM unit is attributed to the ETM2 hyperthermal and consequently the negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values in the AM unit are therefore interpreted as the “ETM3 interval”, even if the ETM3 peak is not clearly marked.

5.B.4.2. Bulk-rock carbon isotopes

As a part of this study that aims at understanding the relation between carbonated diagenesis and related inorganic C/O isotopic record reliability in order to permit correlations with the organic C signal, *bulk-rock* inorganic carbon isotopes analyses have been performed on 48 samples. To ensure consistency of results, inorganic isotopic measurements were performed on *bulk* inorganic fraction. Except for lignite sample, carbonate contents (%) range between 10 and 99 % (average value of 90 % in the AL unit; 39 % in the BM unit; 86 % in the VL unit; 39 % in the AM unit and 73 % in the AML unit).

Inorganic carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, ‰VPDB) isotopic trends are the following (Fig. 5.5):

(A) stable values within the AL unit. Average value is -1.6 ‰ (n=7);

(B) negative shift within the BM unit. Average value is -3.4 ‰ (n=9). The negative trend follows up in the VL unit (average value is -6.7 ‰; n=9) and peaks in the AM unit (average value is -7.6 ‰; n=9).

(C) A progressive positive trend, initiated in the lower part of the AM unit, continues within the AML unit (average value is -4.9 ‰; n=12).

Punctual extreme values (positive or negative) are observed in the VL unit (sample 15, -7.5 ‰; sample 16, -1.8 ‰; sample 19, -10.9 ‰; sample 22, -5.4 ‰; sample 24, -5.7 ‰) and in the AML unit (sample 35, -2.7 ‰; sample 36, -8.1 ‰; sample 39, -2.5 ‰) and to a lesser extent, in the AM unit. The presence of the ETM2 hyperthermal, recognized in the organic carbon isotope record within BM unit (Noiret et al. 2016), is not observed in bulk inorganic ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) carbon isotopes.

5.B.4.3. Bulk-rock oxygen isotopes

Two major trends can be observed in the $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰VPDB) record (Fig. 5.5): (A) progressive negative trend from the AL unit to the top of the AM unit (average $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ values of -6.0 ‰ in the AL unit; -5.8 ‰ in the BM unit; -6.2 ‰ in the VL unit; -7.3 ‰ in the AM unit; (B) positive trend from the top of AM unit up to AML unit with average $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ values of -6.7 ‰. As for inorganic carbon isotopes, the bulk oxygen signal appears highly perturbed in the VL and AML units. Major

punctual perturbations occur in the middle part of the VL unit as suggested by a ~4.2 ‰ shift (sample 17, -8.2 ‰ to sample 22, -4.0 ‰). On the contrary, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ signal of AML unit is less variable if compared to the VL unit. The ETM2 hyperthermal is not observed in the $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ as well.

5.B.4.4. Staining colors

Agel Marly Limestones (AML)	Orange to orange red (micrite) Pale pink to pinkish orange (blocky calcite spar)
Assignan Molasse (AM)	Orange-red (calcite) Pink to pinkish purple (ferroan calcite)
Ventenac Limestones (VL)	Orange- reddish orange (non ferroan calcite) Orange to red Orange to pinkish-orange (non ferroan calcite) Pale pink to pink (calcite spar cement)
Blue Marls (BM)	Very dark brown-orange (very low Fe^{2+}) Dull pink-orange (very low Fe^{2+} calcite) Pinkish to light pink-orange (veins-pores)
Alveoline Limestones (AL)	Light purple/rose (ferroan calcite) light purple/pinkish orange (ferroan calcite)

▲ Table 5.4. Summary of staining colors found in each lithological unit of the Minervois.

5.B.4.5. Microfacies features

The AL unit facies vary from microsparitic packstone with *Alveolina*, crinoids and lithoclasts (samples 2 and 3) to sparitic and lithoclastic grainstone (sample 7) (Pl. 5.1.A, B). Low-washed and poorly sorted quartz grains (~ 100 μm) close to the top of the AL unit is an indicator of a coastal – close deposition setting and is in good agreement with the westward regression of the sea in the

Minervois basin. The sample 2 shows sparitic cementation in the late porosity (Pl. 5.1.A).

The top of the AL unit close to theournes site (samples 7b, 8a/b) still indicates marine conditions. The sample 7b is a microsparitic packstone/grainstone with bioclasts, lithoclasts and quartz grains. Mudcoated grains and partly rounded quartz grains suggest turbulent environment. The transition AL/BM units sample 8a/b (Pl. 5.1.C) contains *in situ* and relatively well-preserved *Microcodium* (~ 250 µm) in the cavities. All studies on *Microcodium* agree on its biogenic subsurface non-marine nature (Kabanov et al. 2008), and its occurrence is abundantly reported from the latest Cretaceous to the Eocene in the Mediterranean regions. The latter sample can be interpreted as a loferite (intertidal origin) with black and round-shaped lithoclasts. Spar calcite cements are observed in fenestrae porosity.

The AL unit is succeeded by a thin (50-80 cm) calcareous-sandy layer rich in oysters and gastropods (base of the BM unit) (Pl. 5.1.D; sample 10a/10b). This packstone is rich in lithoclasts (~ 80-600 µm sub-rounded to angular isolated quartz grains, saussuritized feldspars). Bioclasts are composed of sponge spicules, pelecypod fragments, foraminifers (miliolids, *Alveolina*, *Nummulites*), serpula bioturbations and bryozoans. Evidences of silicification can be highlighted such as rhombohedral quartz grains (calcite replacement) or quartz cementation around a calcite nucleus edge.

The VL unit microfacies is constituted of mudstone to packstone with lithoclasts and bioclasts (gastropods, charophytes, molluscs, ostracods) or oncoids. Microfacies are essentially micritic or microsparitic. Sparry cement can however be observed in the sample 15 (loferite facies and porosities filling); sample 16 (fenestrae); sample 17 (bioturbations filling); sample 21 (fractures filling) (Pl. 5.1.F) and sample 23 (bioclast filling). Rounded and coated lithoclasts is evidence for (local?) reworking (sample 16). Bioturbation reworking can also be observed in the sample 18 in which numerous rounded *Microcodium* fragments can be found.

Pedogenetic features are also present in the samples 18b and 19: nodular lithoclasts, brown lithoclasts, *Microcodium* fragments or circumgranular cracks (Pl. 5.1.E).

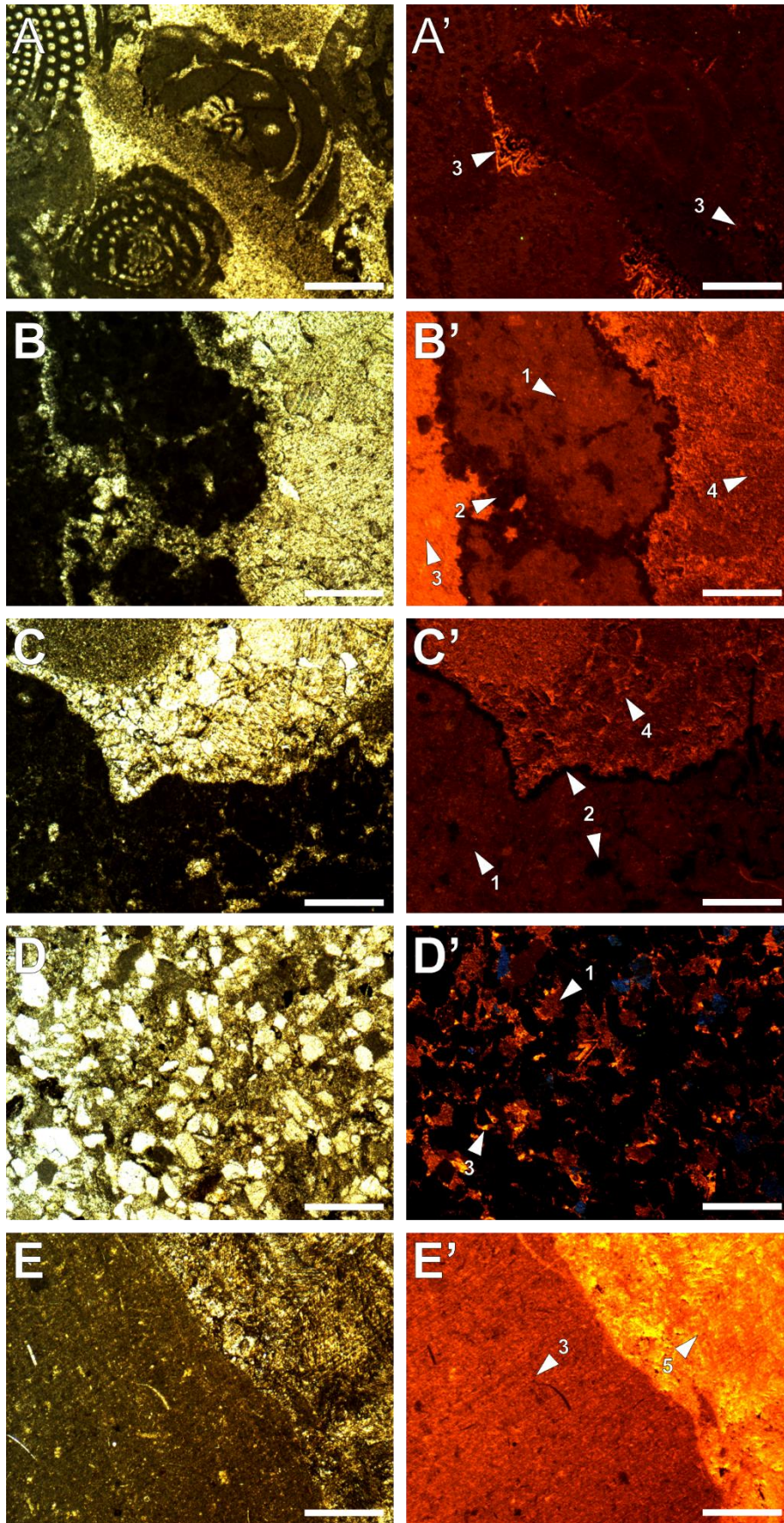
The porosity is partially filled with spar cement and sometimes cut by sparry veins. The detrital fraction is mainly composed of semi-rounded quartz grains. Some quartz show undulating extinction in transmitted light crossed-polarized, arguing for a metamorphic origin.

The bioclast content is restricted to ostracod fragments, charophyte fragments (gyrogonite and stem

tracks) and freshwater gastropods (Pl. 5.1.E, F).

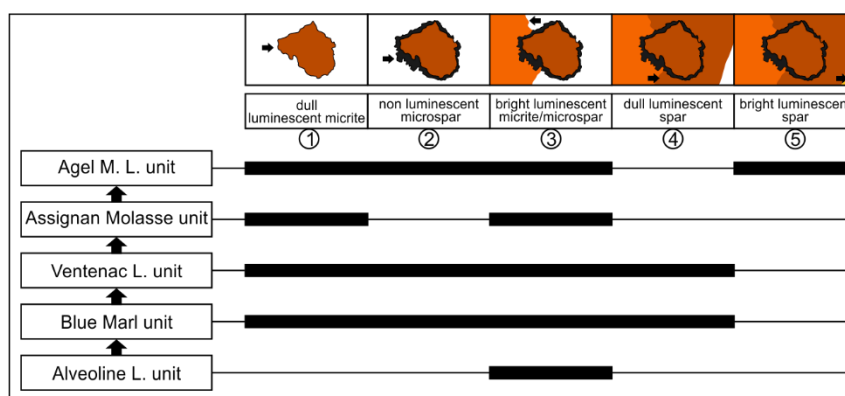
The AM unit follows up the VL unit and shows multiple detrital fluvial inputs (sandstone lenses) in an alluvial floodplain system (variegated marls). The siliciclastic fraction in the sandstones is composed of undulating extinction and polycrystalline quartz (150-450 μm) and numerous lithoclasts (up to 20 %). The matrix is carbonated (microsparite matrix) (Pl. 5.1.G). The top of the sequence ends with the AML unit, characterized by micritic matrix and poor bioclastic assemblage restricted to ostracods and charophyte fragments or gastropods (Pl. 5.1.H). Dispersed *Microcodium* fragments are present in the sample 37b, suggesting bioturbation processes.

► Plate 5.2. Transmitted light plane-polarized (PPL) photomicrograph and optical cathodoluminescence microscopy photomicrograph. Scale bar represents 500 μm . Number legends are from figure 5.6. A. Sample 2; Zoned spar cement indicating redox variations (water table fluctuations in the phreatic environment); B. Sample 7b; C. Sample 15; D. Sample 33. Blue minerals are metamorphic quartz grains; E. Sample 36.



5.B.4.6. Optical microscopy cathodoluminescence

Cathodoluminescence optical microscopy observations was carried out on 22 thin sections distributed along the Minervois section (Tab. 5.3) aiming at understand diagenetic processes and recognize diagenetic minerals and fabrics (Boggs & Krinsley 2006). Cathodoluminescence of cements are described following a successive generation (from 1 to 5) and are summarized in the figure 5.6 (Fig. 5.6).



▲ Figure 5.6. Matrix and cement sequence in the Minervois section. Numbers 1-5 are indicated in the cathodoluminescence discussion.

The AL unit cement exhibits heterogeneous dull brown-orange/orange luminescence (samples 2 and 7) (Pl. 5.2.A) to intense orange luminescence (sample 3). The granular microspar cement (3) (15-35µm) shows a patchy to zoned orange dull luminescence. The micritic internal structures of foraminifers and bioclasts show a very weak and dull brown-orange luminescence. Zoned yellow-orange luminescence rim and non-luminescent bands can be observed at the border of some bioclasts (sample 2). The sample 3 shows a strong orange luminescence cement and *Alveolina* and bioclasts are entirely luminescent.

The transition between the AL unit and the BM unit cement of samples 8a/b and 10a/b shows dull brown luminescence, but the bioclasts micritic walls and bivalve fragments are orange luminescent (dull). It is worth mentioning the occurrence of some blue luminescent quartz that would suggest a plutonic or high-grade metamorphic origin (Götze & Zimmerle 2000).

Three distinct cements can be distinguished under cathodoluminescent microscopy in the BM

transition unit (Pl. 5.2.B): (1) dull luminescent micrite; (2) non-luminescent granular and circumgranular microspar (~ 70 μm); (3) bright orange luminescent micrite; (4) dull patchy orange-brown luminescent blocky spar (~ 100-400 μm). Two micritic matrix are distinguished: the first micrite (1) can be found as cloudy very fine micritic black patches, whereas the second micrite (3) crystalized within pore and fracture (e.g. fenestrae in sample 7b).

The VL unit shows the following cements succession (Pl. 5.2.C): (1) dull luminescent micrite; (2) non-luminescent granular microspar; (3) bright orange luminescent micrite (sample 23); (4) patchy dull luminescent blocky spar (40-300 μm).

The AM unit cement generations are (Pl. 5.2.D): (1) dull luminescent micrite to microspar; (3) pore fillings bright luminescent micrite/microspar.

The AML unit exhibits (Pl. 5.2.E): (1) dull luminescent micrite matrix in samples 37b and 47; (2) non-luminescent microspar (sample 47); (3) bright orange luminescent micritic matrix in samples 36b and 43; (5) bright orange spar. Sparry cement which occurs as pore filling and within centimeter veins, exhibits bright orange luminescence (samples 36 and 36b) or are non-luminescent (sample 47).

5.B.5. Discussion

Long-term variations of organic ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) and carbonate ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) carbon isotopes have been proved to be a useful and reliable tool for regional to global correlations. The short residence time of carbon in the ocean-atmosphere system (~ 100 kyrs) offers the possibility to record a consistent and global signal of perturbations that affect the carbon cycle (Kump & Arthur 1999). Isotopic composition of organic matter reflects the exchanges between atmospheric carbon and marine or terrestrial biota considering the fractionation effect specific to the different reservoirs (e.g. Kump & Arthur 1999; Jarvis et al. 2016). Bulk organic carbon record is thus affected by variations of the carbon contributions sources (terrestrial *vs* marine organic matter) and organic components (charcoal, leaf or cuticle) (e.g. Gröcke 1998).

Large amount of studies have been published dealing with the reliability of both the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ for potential land-sea correlations (e.g. Koch et al. 1992; Magioncalda et al. 2004; Yans et

al. 2010) or direct comparison of organic and carbonate isotopic records (e.g. Joachimski 1997). *Bulk* organic carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) isotopic analyses give a reliable alternative in terrestrial setting, where the use of *bulk* carbonate ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) isotopes is usually unsuitable (except for carbonated paleosol nodules, $\delta^{13}\text{C}_{\text{nod}}$).

The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ signals may be altered by several different processes that are different for organic and inorganic carbon isotopes (Knoll et al. 1986). Because of its high reactivity, modifications of organic matter isotopic signature are complex (Werne & Hollander 2004). Thermal maturation of organic matter, hydrocarbon migration or detrital organic weathering, would not impact $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ record (Meyer et al. 2013). On the contrary, formation of authigenic carbonates related to early diagenesis should not alter the organic carbon signature (e.g. Schrag et al. 2013). Consequently, correlated $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ could indicate that isotopic records are likely driven by changes in the exogenic carbon cycle rather than diagenetic alteration and would represent a primary depositional origin signature. Here we discuss the diagenetic modifications (meteoric/phreatic/burial) on inorganic $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ records of the Minervois section and the comparison of the latter with the organic carbon curve ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), to decipher if the primary isotopic signature is preserved or partly altered by diagenetic perturbations.

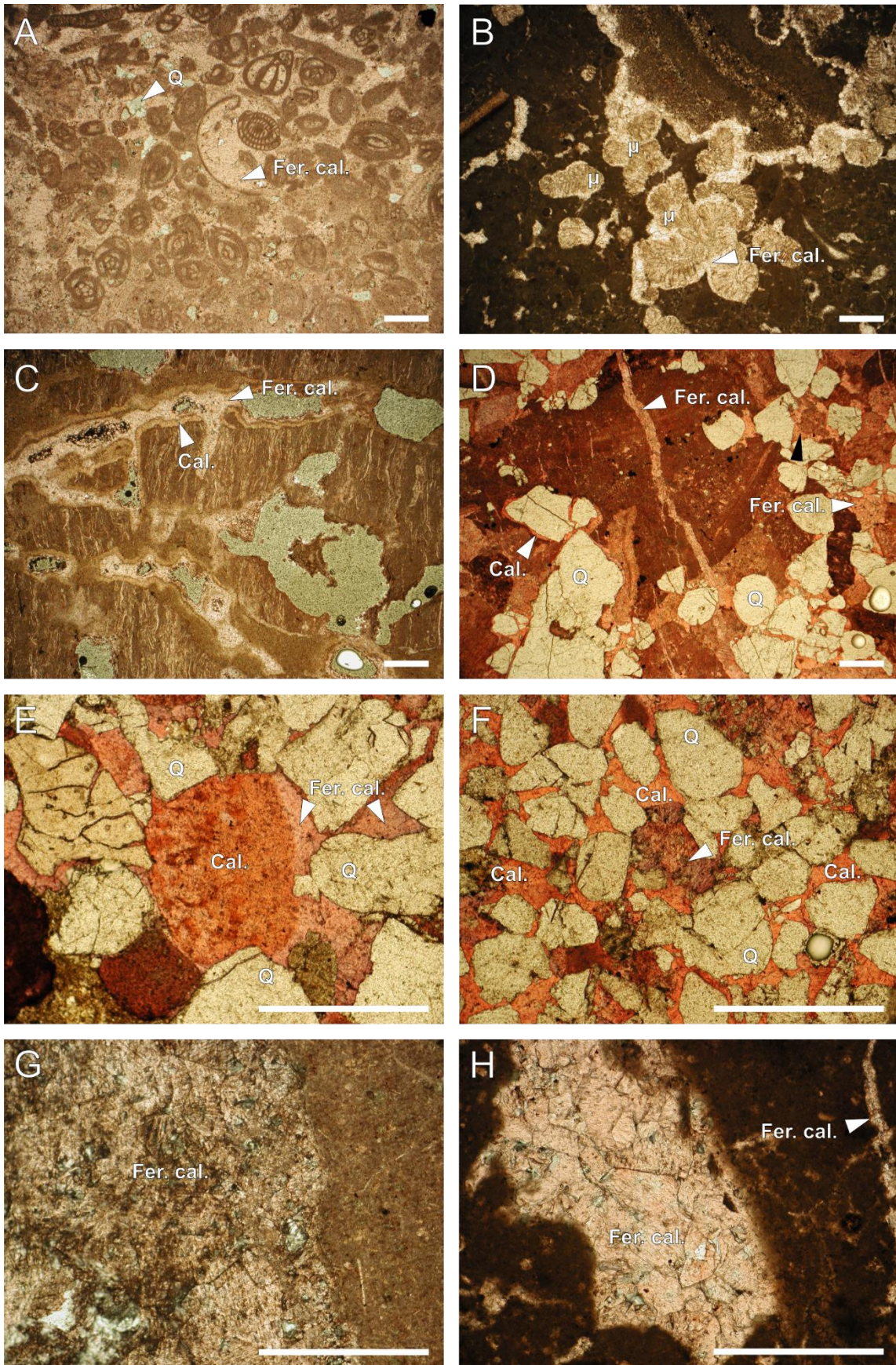
5.B.5.1. Cathodoluminescence and staining processes contributions to diagenetic influence

Cathodoluminescence microscopy is a powerful tool to distinguish diagenetic processes that affect complex cementation stages and is the result of complex multi-parameter interactions between Mn^{2+} activation, Mn^{2+} self-quenching and Fe^{2+} quenching (James & Choquette 1984). Machel (2000) described additional factors that influence cathodoluminescence, such as redox potential, closed-system element partitioning, organic matter maturation or clay-mineral diagenesis. Cementation within the relatively well-oxygenated meteoric vadose zone would not contain low oxidation state metals such as Mn^{2+} or Fe^{2+} , resulting in a non-luminescent or very dark luminescent cement as consequence of Fe^{3+} quenching (Medlin 1963). On the contrary, sediments below the water table (phreatic meteoric zone) would be enriched in low oxidation state metals (Mn^{2+} and Fe^{2+}) that

become available for incorporation into diagenetic calcite. Resulting cathodoluminescence varies from bright yellow (Mn^{2+} -rich calcite) to dull luminescence (high proportion of Fe^{2+} or self-quenching Mn^{2+}).

In the AL unit, we observe microcrystalline to granular microsparitic cements (Pl. 5.2.A). Carbonate staining exhibits light purple/rose to light purple/pinkish orange colour that is indicator for slightly ferroan calcite (Pl. 5.3.A). Ferrous iron Fe^{2+} calcite (ferroan calcite) occurs as cement and fissure filling and are often of late diagenetic origin and indicator of deeper burial reducing conditions (Flügel, 2010). The cements are often ferroan (>500 ppm Fe^{2+}) and enriched in Mn^{2+} (>100 ppm), which results in a dull luminescence with punctual localized zonations (Choquette and James 1987). Dull luminescence can be observed in the samples 2 and 7 (Pl. 5.2.A). Brighter luminescence in the sample 3 can be the result of Mn^{2+} enrichment with increasing, but moderate, shallow burial conditions. Small luminescence zonations can be seen in the sample 2. Inorganic carbon and oxygen isotopes exhibit relative low dispersion and heavier signature when compared to other units (average $\delta^{13}C_{carb} = -1.6$ ‰; average $\delta^{18}O_{carb} = -5.8$ ‰) (Fig. 5.7; Fig. 5.8). Patterson & Walter (1994b) have shown that carbonate recrystallization shifts carbonate grain compositions towards equilibrium with respect to pore water and consequently reduces $\delta^{13}C_{carb}$ dispersion of the bulk sediment, as it can be observed in the standard deviation of the AL unit $\sigma_{AL} = 0.5$ ‰ (Tab. 5.3).

► Plate 5.3. Transmitted light plane-polarized (PPL) photomicrograph. Carbonate staining (Dickson method). Scale bar represents 500 μ m. A. AL unit, sample 7, Q: quartz, Fer. cal.: ferroan calcite; B. AL unit, sample 7b, μ : *Microcodium*; C. VL unit, sample 21, cal.: non-ferroan calcite; D. VL unit, sample 24b; E. AM, sample 29; F. AML unit, sample 36; G. AML unit, sample 36; H. AML unit, sample 39.



The BM transition unit exhibits two different micritic matrix that can be highlighted with Alizarin/Ferricyanide staining test; the first micrite (1) shows very dark brown-orange staining, which is an indication for very low Fe²⁺ content. The second micrite (3) displays dull pink-orange staining (very low Fe²⁺ calcite) (Pl. 5.3.B). The first micrite generation is surrounded by non-luminescent circumgranular microspar (40-100 µm) (2). This cement can be interpreted as a result of meteoric phreatic environment influence. The last cement generation (4) is a blocky calcite spar that occurs in veins and as pore fillings. Dull luminescent calcite spar coupled with pinkish to light pink-orange staining are indicators of deeper diagenesis influence under more reducing conditions and constitute the last cementation stage of the BM unit.

The cements of the VL unit show a more complex cathodoluminescence if compared to the previous described units. The micritic matrix (1) exhibits dull luminescence (samples 15; 16; 17; 21 and 23) (Pl. 5.2.C) with staining colours varying from orange to reddish-orange (non-ferroan calcite) (Pl. 5.3.C). The relative absence of Fe²⁺ within micritic crystals (orange to red staining colours) could be indicator of relatively oxic condition. On the contrary, within some slides (samples 18b and 19), micritic matrix presents a dark dull luminescence to non-luminescent. Staining colours vary from orange to pinkish-orange (non-ferroan calcite to slight ferroan calcite). This low enrichment in Fe²⁺ could be an indicator for deeper influences (low oxygenated meteoric phreatic zone). Non-luminescent granular low-Fe calcite microspar fills porosities (2). Cementation ends with granular to blocky low Fe-calcite spar (4) that shows in some cases patchy luminescence zonation (Pl. 5.3.H). These cements are probably linked to meteoric phreatic/shallow burial diagenesis as suggested by the dull luminescence of the calcite spar cement. Nevertheless, a meteoric phreatic cementation environment is favoured to burial environment because the latter suggests high ferrous iron content. Staining colour of the calcite spar cement related to phreatic/shallow burial diagenesis would tend to pinkish-purple to royal blue colour (Ayan 1965; Dickson 1965, 1966), which is not the case here, as staining colours remain pale pink to pink.

The micritic matrix (1) within the detrital AM unit shows an orange-red staining (calcite) (Pl. 5.3.E), and is locally cemented by ferroan calcite (3) (pink to pinkish purple). This second cement tends to indicate deeper crystallisation.

Staining colours of micrite (3) in the AML unit vary from orange to orange-red (samples 35, 36b, 37b, 43 and 47), whereas blocky calcite spar (5) rather show very pale pink to pinkish orange colours which suggests a crystallisation in the meteoric phreatic zone (Pl. 5.3.G, H). The cloudy cementation of the spar calcite suggests a late recrystallization with a high incorporation of manganese.

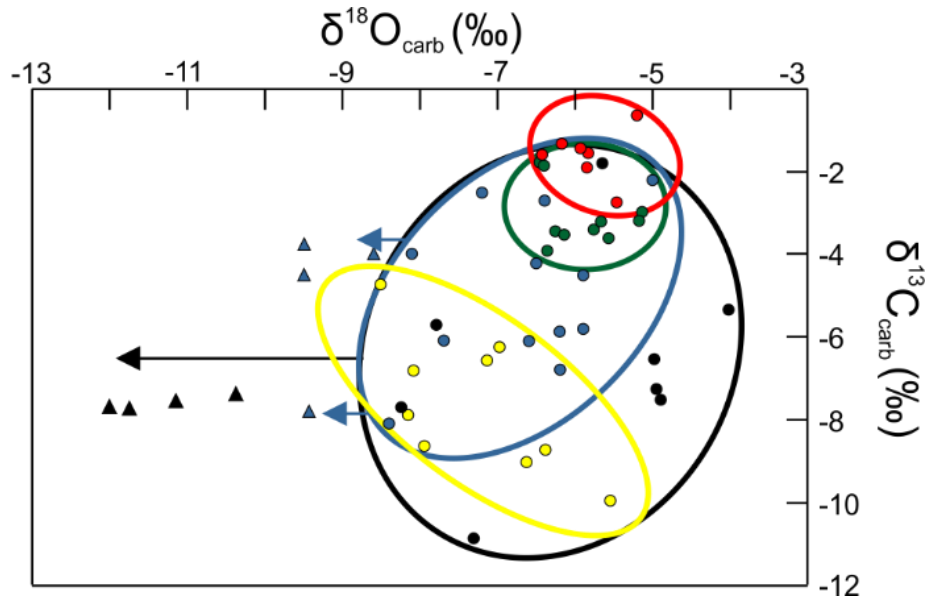
5.B.5.2. Carbon and oxygen isotope diagenesis

5.B.5.2.1. Meteoric diagenesis

Meteoric diagenesis takes place in continental areas where sediments rise above sea level. Freshwater diagenetic processes occur in the meteoric vadose zone and meteoric phreatic zone as well (e.g. James & Choquette 1984). Differences between the two are water movements or solution and precipitation processes (e.g. Longman 1980). Diagnostic criteria for meteoric cements are low-Mg calcite (dissolution of metastable component such as aragonite or high-magnesium calcite); precipitation of drusy calcite spar; blocky, granular or mosaic fabrics; isopachous syntaxial (phreatic zone) and gravitational (vadose zone) cements; sparry calcite cements (either in relatively deep burying) (Flüger 2010). Meteoric cement precipitation is obvious in the Minervois section: we frequently observe drusy calcite spar and granular calcite (AL, BM and VL units) or sparry calcite (AL, VL and AML units). Vadose cements (gravitational) are scarce or absent in the section.

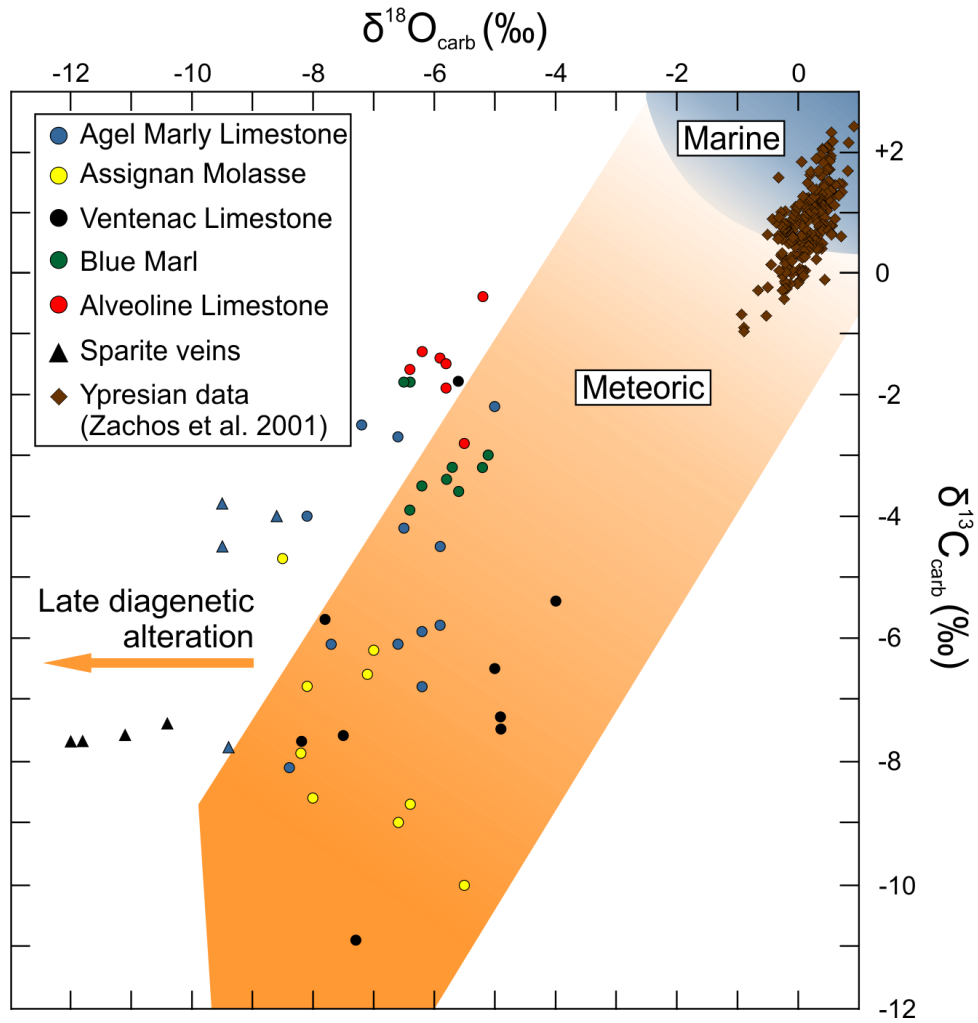
5.B.5.2.1.1. Carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}$)

Inorganic $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values from the Minervois section have a relatively high dispersion (Fig. 5.7 & Fig. 5.8) with values ranging from -0.6 ‰ (AL unit) to -10.9 ‰ (VL unit). The figure 5.8 shows that relatively high and out of marine range $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values are recorded within AL unit (-1.6 ‰, n=7); in three samples from AML unit (samples 39; 35 and 46) and in one from VL unit (sample 16). Isotopic dispersion of the inorganic carbon isotopes in the AL and BM units are respectively of 0.5 ‰ (σ_{AL}) and 0.3 ‰ (σ_{BM}). The carbon isotope dispersions of the VL, AM and AML units are far more spread out, respectively $\sigma_{\text{VL}}= 2.4$ ‰, $\sigma_{\text{AM}}= 1.6$ ‰ and $\sigma_{\text{AML}}=1.9$ ‰ (Tab. 5.3).



▲ Figure 5.7. Inorganic isotope relation between $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰, VPDB) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰, VPDB). Dots represent isotopic values as seen in the figure 5.5 and listed in table 5.3; red dot= AL unit; green dot= BM unit; black dot= VL unit; yellow dot= AM unit; blue dot= ALM unit. Triangles represents samples drilled in veins; black triangle= VL unit; blue triangle= AML unit. Arrows represent the isotopic evolution of the samples in relation with associated drilled vein samples within the same unit (black arrow= VL unit; blue arrow= AML unit).

Exposure duration and pedogenesis are considered as the most important processes that could affect carbon isotope ratios in the early meteoric diagenesis. Some authors have pointed out the link between exposure surfaces (pedogenesis) and depleted inorganic carbon shifts (e.g. Joachimski 1994; Algeo 1996; Qie et al. 2014; Schobben et al. 2015). Pedogenetic processes result in increasing porosity and permeability (dessication cracks, root tracks, brecciation), water-rock ratio and enhanced fluid percolations (Da Silva et al. 2008). Early meteoric exposure favour percolation of enriched CO_2 –fluids derived from organic matter oxidation by interaction with soils where active mineralization of organic matter occurs (Macouin et al. 2012). Incorporation of ^{13}C depleted of organic matter degradation CO_2 –derived into diagenetic cements, results in more negative $\delta^{13}\text{C}$ composition (e.g. Keith and Parker 1965; Algeo et al., 1992; Marshall 1992; Da Silva et al., 2009).



▲ Figure 5.8. Inorganic isotope relation between $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰, VPDB) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰, VPDB). Dots represent isotopic values as seen in the figure 2 and listed in table 1; red dot= AL unit; green dot= BM unit; black dot= VL unit; yellow dot= AM unit; blue dot= ALM unit. Triangles represents samples drilled in veins; black triangle= VL unit; blue triangle= AML unit. Diamonds represent the compilation of inorganic carbon/oxygen isotopic data of the marine Ypresian (Zachos et al. 2001). The blue-orange zone represents the general trend of Cenozoic carbon and oxygen inorganic isotope values evolution from rocks that lithified under the influence of marine (blue) or meteoric pore water (orange). Modified from Knauth and Kennedy (2009).

The Minervois section records environments that experienced pedogenetic processes and meteoric perturbations to $\delta^{13}\text{C}$ signal. Floodplain sediments of the AM unit are particularly affected by mature pedogenetic processes (marmorisation, root track, etc.). Floodplain marls often show lighter $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values (-8.6 ‰, n=4) than siliciclastic lens inputs (-6.9 ‰, n=5). Very depleted $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values are also recorded within the VL unit (sample 15, -7.5 ‰; sample 17, -7.7 ‰; sample 19, -10.9 ‰; sample 20, -7.3 ‰; sample 23, -7.6 ‰). These samples show pedogenetic features such as decimetre crystalized rhyzolite features (sample 15); near-surface fluctuating deposit environment such as lake margins or lignite-bearing swampy environments (samples 17; 19; 20; 23).

Following the example of the VL unit, the AML unit also records anomalous depleted $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values (samples 36, -8.1 ‰ or 37, -6.8 ‰). Organic matter decay processes in the anoxic/sub-oxic deeper sediment column – microbial sulfate reduction (e.g. Emerson and Hedges 2003) and anaerobic oxidation of methane (e.g. Boetius et al. 2000) – tend to favour authigenic carbonate phases. The sample 36 shows low ferroan spar calcite filling large porosities (Pl. 5.3.G). The bright yellow-orange cathodoluminescence of the latter (Pl. 5.2.E) suggests a high Mn^{2+} content, under reducing conditions, probably in the meteoric phreatic environment. Carbon released by methane oxidation during BSR (Bacterial Sulfate Reduction) is characterized by $\delta^{13}\text{C}$ comprised between -50 ‰ and -90 ‰ (Schrag et al. 2013), and $\delta^{13}\text{C}$ of about -26.0 ‰ for organic matter oxidation (Peterson and Fry 1989). Micro-drilling isotopic analyses on calcite spar crystallisations (sample 36) give $\delta^{13}\text{C}$ values of -7.8 ‰ (Tab. 5.3). Additional analyses on spar veins were performed in the AML unit (samples AG-V01, AG-V02 and AG-V03) with respective $\delta^{13}\text{C}_{\text{veins}}$ values of -4.0 ‰, -4.5 ‰ and ‰ and -3.8 ‰, and in the VL unit (samples 15, 15b, 16 and 16b) with respective $\delta^{13}\text{C}_{\text{veins}}$ values of -7.4 ‰, -7.7 ‰, -7.7 ‰ and -7.6 ‰. Contribution of light $\delta^{13}\text{C}$ values – from organic oxidation – into the sparry vein carbon seems thus relatively limited.

Isotopic carbon signature of marine carbonates and shallow marine carbonates are likely to be preserved and relatively reliable over diagenetic alterations (even meteoric) because the carbon reservoir of the sediment far exceeds the dissolved inorganic carbon (DIC) of diagenetic fluid (Lohmann 1988; Marshall 1992; Qie et al. 2014). The AL and BM units show relative heavy carbon isotopic signature comparatively to strict continental of VL, AM and AML units, with respectively average $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values of -1.6 ‰ and -3.4 ‰.

5.B.5.2.1.2. Oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$)

Meteoric diagenesis significantly alters $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ values of calcite cements toward depleted values, which are controlled by isotopic water composition (Land 1995). Because the oxygen reservoir is many times larger than that of the dissolved carbon (during shallow meteoric diagenesis), relative amount of oxygen added to the water during the water-rock interaction is thus limited and oxygen isotopic record reflects isotopic composition of the water and temperature of precipitation (Marshall 1992). Classical coupled isotopic $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ trend of exposure surfaces shows lighter $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ with lighter $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ because of injection of depleted $^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ meteoric derived waters.

Isotopic $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ values of *bulk* carbonates (Fig. 5.5) from the BM unit are isotopically very close to these of the AL unit. Both carbon and oxygen isotopes values for AL and BM units are characterized by a relative low dispersion, respectively 0.31 ‰ and 0.20 ‰ for the AL unit (σ_{AL}) and dispersion of 0.3 ‰ and 0.5 ‰ for the BM unit (σ_{BM}); Fig. 5.7; Fig. 5.8; Tab.5.3). These low dispersive values are significantly at the opposite of high dispersive carbon and oxygen isotopic values of the VL, AM and AML units: 2.4 ‰ and 1.6 ‰ (σ_{VL}); 1.6 ‰ and 1.0 ‰ (σ_{AM}); 1.9 ‰ and 1.0 ‰ (σ_{AML}). The relative low dispersion of oxygen isotope values compared to the highly dispersive carbon isotope values is characteristic of meteoric phreatic system (Lohman et al 1988). Drusy spar calcite cements from AL unit (sample 2; Pl. 5.2.A) and BM unit (sample 8a/b) showing zonation luminescence is also an indicator for crystallization in the meteoric phreatic zone.

5.B.5.2.2. Burial diagenesis

Burial environments are classically sub-divided into shallow burial and deep burial zone. The first one includes the first meters to tens of meters under surface. Processes influencing the shallow burial are pore water chemistry changes, temperature and pressure. Shallow burial cementation is generally subjected to meteoric waters oxic to slightly anoxic (reducing) percolations. The deep burial environment takes place between hundreds of meters to kilometres beneath surface. Processes in the deep burial environment include physical compaction (thickness, porosity and permeability reductions), chemical compaction or coarse calcite spar cementation (Choquette &

James 1987). Deep burial processes that could have affected the Minervois section can be rejected by few evidences: the absence of compressed fabrics (stylolites or micro-stylolites) and the relative good preservation of bioclast shapes (grains not compressed nor distorted). Coarse calcite spar cementation is relatively limited and does not show dull luminescence as it commonly assumed for deep burial cement (Choquette & James 1987; Flüger 2010).

5.B.5.2.2.1. Carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}$)

As opposed to oxygen isotopes, inorganic carbon isotope fractionation is weakly sensitive to increasing temperatures related to burial processes, with fractionation around 0.035 ‰/ °C (Salomons and Mook 1986). Burial diagenetic alteration commonly leads to a reduction of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variations and homogenization of carbon isotopes (Da Silva et al. 2008). Such an isotopic homogenisation is not observed in the Minervois section (Fig. 5.7; Fig. 5.8) and it thus suggests that burial diagenesis is weak or most probably absent. The presence of non-ferroan to slightly ferroan calcite (orange to pinkish orange staining process) supports this conclusion. In addition, Noiret et al. 2016 have shown that Rock-Eval values – on the samples from the same section – do not support any significant burial diagenesis of the sediments, as illustrated with low T_{max} parameter (around 437 °C on average) that tend to indicate a relatively immature (or slightly mature) organic matter.

5.B.5.2.2.2. Oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$)

Factors that actually affect oxygen isotope record towards depleted values during the burial processes (shallow and deep burial) are (1) the isotopic composition of the diagenetic phase (we here consider a global bulk isotopic value for all diagenetic components); (2) the water/rock ratio (porosity) and (3) the crystallisation temperature. Depleted oxygen isotopic compositions in carbonates could thus either reflect interactions with isotopically depleted subsurface waters, or result from precipitation temperature increase during burial processes (Lohmann 1988). Oxygen isotopes values from the Minervois section are clearly lighter than marine oxygen isotope compilation for the Ypresian (Cenozoic Global Deep-Sea Stable Isotope Data; Zachos et al. 2001)

(Fig. 5.8). Isotopic analyses of oxygen and carbon isotopes from coarse calcite spar veins in the VL unit (samples 15, 15b, 16, 16b; Tab. 1) and in the AML unit (samples 36, AG-V01, AG-V02 and AG-V03; Tab. 1), reflect significant isotopic depletion in oxygen and in carbon isotopic values if compared to global bulk record from the same sample (Fig. 5.7; Fig. 5.8). In addition, these spar calcite samples exhibit bright orange to yellow-orange luminescence and staining colours ranging from pinkish-orange to pale pink. Coupled isotopic and cathodoluminescence data are favouring a meteoric phreatic to very shallow burial origin for these vein calcite spars. Incorporation of these $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ –depleted cements in the bulk inorganic carbon record, leads to lower isotopic values to anomalous shifts which are superimposed on the global isotopic trends (Fig. 5.5).

5.B.5.3. *Bulk* $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ record

Bulk carbonate isotopic records is thus the result of complex physico-chemical processes that include $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ of the water, carbonate component, biological vital effect and/or diagenetic overprint. Interpretations of inorganic as well as organic bulk isotopic records require assessments of each processes that potentially contribute to the final punctual $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ value. Global variations in the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ in the oceans are consecutive to changes in the distribution of carbon on the Earth surface carbon reservoirs (e.g. Wendler et al. 2013). Formation of organic matter during photosynthesis in the oceans leads to preferential uptakes of light carbon (^{12}C) relative to ^{13}C and thus induces vertical $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ gradients. Freshwater influxes and evaporation may also modify $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ value (Patterson & Walter 1994a).

With the aim to tentatively correlate organic-inorganic isotopic records (Fig. 5.5), we assume here in the confined terrestrial context of the Minervois, that the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ reflects atmospheric $\delta^{13}\text{C}$, before any potential diagenetic overprint. Magioncalda et al. (2004) suggested that primary isotopic trends will be best obtain from bulk organic samples and showed the reliability of organic carbon record by averaging the different compounds of the organic matter. In the same way, inorganic *bulk* carbonates should provide a stronger reliable average isotopic record, rather than isolated mono-components (with exception to non-recrystallized foraminifers). Inorganic components (micrite/microspar and spar calcite) constitute the main part of the sediment along the section and

bioclastic/cement ratio is relatively low, except for the AL unit which contains a large proportion of foraminifers (Pl. 5.3.A to H).

Cathodoluminescence observations and staining processes highlight diagenetic effects on the sediments and the early meteoric diagenetic overprint is by far the most important parameter that influenced the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ as well as the $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ records in the Minervois section. Matched inorganic C-O isotopic values also suggest punctual negative and positive shifts of the primary isotopic record (Fig. 5.5; Fig. 5.8). Despite these punctual anomalous values in the inorganic carbon (^{12}C -rich fluid percolation) and oxygen fraction (meteoric fluid composition and fluid temperature), one can note the relative preservation of long-term isotopic trends. In the same way, Holser (1997) has shown that regardless some more or less marked diagenetic overprint on carbonated sediment, long-term $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ trends are still preserved. Unambiguous identification of diagenetic overprint (meteoric or burial) on the inorganic isotopic record is essential, otherwise it could cast doubts on the primary signal preservation and consequently could trouble correlations between the synchronous isotopic events (Macouin et al. 2012). Extreme punctual negative or positive values could be considered as aberrant values as they are influenced by diagenetic interferences and do not represent the global isotopic trend pattern. Diagenesis deciphering in the Minervois section have highlighted anomalous $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ values that can be considered as diagenetically altered and do not represent the primary isotopic signal anymore. To maintain reliable consistency in the isotopic record, these values may be deleted from the long-term preserved isotopic record. A refined diagenetic study may lead to ignore potential altered isotopic values, as illustrated in the figure 5.5 the insertion of grey bordered black diamond for $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and grey bordered black triangle for $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ isotopic records. Furthermore, such aberrant isotopic values act like superimposed background noise, altering the main isotopic pattern. If potential diagenetic overprints could be highlight, as it is the case in the Minervois section, it is recommended to smooth the record (e.g. see Zachos et al. 2001, for the Cenozoic Era; Westerhold et al. 2011; Foreman et al. 2013, for the Paleocene; e.g. Lauretano et al. 2015, for the early Eocene), by drawing an “X” point running average curve to minimize isotopic disparities and to proper predict the preserved long-term pattern (Fig. 5.5).

5.B.6. Conclusions

The evaluation of the potential diagenetic overprint of the inorganic C/O record of the composite Minervois section led the following conclusions:

- (1) Inorganic C/O isotope results coupled to cathodoluminescence microscopy observations and staining methods suggest early meteoric diagenetic overprints on carbonate matrixes and cements of the sediment.
- (2) Early meteoric diagenesis has altered the *bulk* primary inorganic C/O isotopic signal, as suggested by *bulk* $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ shifts to lighter values. Except for highly dispersed values, the global isotopic pattern (long-term) remains preserved and shows similar patterns if compared to the *bulk* organic record ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) which is not affected by carbonated diagenesis overprint, nor strong thermal alteration.
- (3) Regarding 1- the possibility of diagenetic overprint on the inorganic record of the Minervois section highlighted by cathodoluminescence and 2- the potential aberrant measured isotopic values, it would be prudent to establish a protocol to reliably assess whether it is feasible to discard isotopic values that are not representative of the primary signal. however, it is important not to erase these isotopic values from the long-term signal, but perhaps not to take these isotopic values into account when smoothing the isotope curve. In a study based on long-term isotopic correlations, these isotopic values, although extreme, are not a problem for interpreting the results obtained (see Noiret et al. 2016).

CHAPITRE VI – CHEMOSTRATIGRAPHIE $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ DES DEPOTS EOCENES
INFERIEURS DU BASSIN DE CAMBAY - INDE

VI A – NEW EARLY EOCENE VERTEBRATE ASSEMBLAGE FROM WESTERN INDIA
REVEALS A MIXED FAUNA OF EUROPEAN AND GONDWANA AFFINITIES

Ce sous-chapitre se base sur l'article suivant :

- Smith, T., Kumar, K., Rana, R.S., Folie, A., Solé, F., **Noiret, C.**, Steeman, T., Sahni, A. and Rose, K.D., 2016. New early Eocene vertebrate assemblage from western India reveals a mixed fauna of European and Gondwana affinities. *Geoscience Frontiers*, 7, 969-1001.

Résumé de l'article



La *Cambay Shale Formation* d'âge Yprésien a fourni une faune de vertébrés riche de nombreux taxons à affinités européennes au sein des mines de lignite de Vastan et Mangrol (Gujarat, centre-ouest de l'Inde). Dans cette étude, nous rapportons un nouvel assemblage de vertébrés approximativement contemporains et issus de deux niveaux fossilifères dans la mine de Tadkeshwar. Ces niveaux ont livré une faune mammifère similaire, avec co-occurrences de « perissodactyl-like cambaytheriid *Cambaytherium thewissi* », de primates adapidés *Marcgodinotius indicus* et cf. *Asiadapis cambayensis*, et l'hyaenodontidé *Indohyaenodon raoi*.

La présence de ces espèces à la fois dans les mines de Vastan et de Tadkeshwar dans des niveaux différents suggère que les dépôts entre les deux niveaux de lignite représentent un seul et même âge mammalien. Hormis les espèces susmentionnées, notons la présence d'une nouvelle espèce, plus petite, de *Cambaytherium*, ainsi que d'un nouveau genre et espèce de tillodonte *esthonychid*. Cette faune contient également les plus grands vertébrés de l'Eocène inférieur en provenance d'Inde, incluant un « *Coryphodon* -like pantodont », un dyrosauridé crocodyliforme et un nouveau serpent géant madtsoiidé.

Parmi les vertébrés provenant de Tadkeshwar, de nombreux taxons présentent des affinités gondwaniennes, tels que les tortues *Pelomedusoides*, les dyrosauridés et les grands madtsoiidés, qui attestent que l'Eocène inférieur était une période cruciale en Inde, durant laquelle les taxons Laurasiens à affinités européennes ont coexistés avec les taxons reliques gondwaniens, et ce avant la collision Inde-Asie.

Nos résultats suggèrent que les faunes terrestres auraient pu migrer vers, ou depuis l'Europe durant des épisodes de contact entre le sous-continent indien et différents blocs d'îles le long de la côte septentrionale de la Neotéthys, tels que le système d'arc insulaire Kohistan-Ladakh. Les

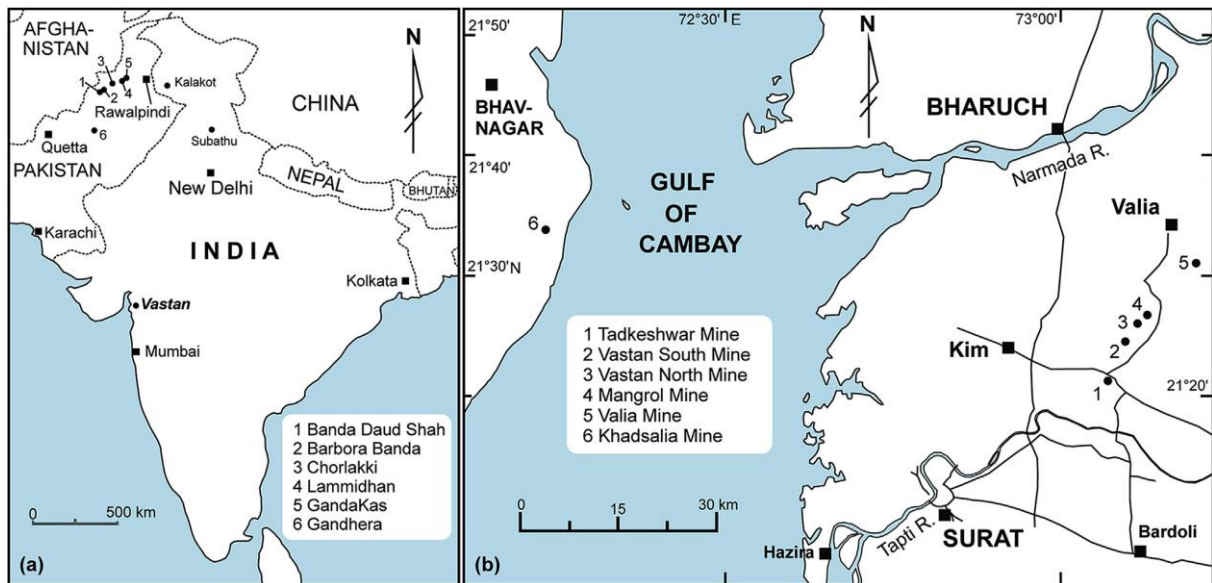
taxons gondwaniens pourraient représenter des reliquats de lignées fantômes partagés avec Madagascar, qui a atteint le sous-continent indien durant le Crétacé Supérieur ; une alternative serait qu'ils proviennent d'Afrique du Nord en passant le long de la marge méridionale de la Néotéthys pour atteindre le sous-continent indien.

Ces migrations n'auraient été possibles qu'en présence de conditions paléographiques favorables, par exemple, une disposition particulière de la Néotéthys durant le début de l'Eocène inférieur.

6.A.1. Introduction

The Cambay Shale Formation, exposed at the Vastan open cast lignite mine near the Vastan village about 40 km northeast of Surat, Gujarat, western India (Fig. 6.1), is known since 2004 for its well-preserved diverse fauna of terrestrial mammals as well as other vertebrates (e.g., Rana et al., 2004, 2005; Bajpai et al., 2005a, 2009; Rose et al., 2006; Sahni et al., 2006; Bajpai and Kapur, 2008). The mammalian fauna of the Cambay Shale Formation includes the earliest modern mammals from the Indian subcontinent – with the highest diversity of early bats (Smith et al., 2007), the oldest lagomorph (Rose et al., 2008), the first Asian ailuravine rodent (Rana et al., 2008), primitive adapoid and omomyid primates (Bajpai et al., 2005b; Rose et al., 2007, 2009a), primitive artiodactyls (Kumar et al., 2010), the earliest Indian tapiroid (Smith et al., 2015), endemic perissodactyl-like cambaytheriid mammals (Bajpai et al., 2005a; Rose et al., 2014) – as well as more archaic groups, such as the first Indian tillodonts (Rose et al., 2009b, 2013) and basalhyaenodontid “creodonts” (Bajpai et al., 2009; Rana et al., 2015). Other vertebrates include marine and non-marine fish (Rana et al., 2004; Nolf et al., 2006), the oldest birds of the Indian subcontinent (Mayr et al., 2007, 2010), a high diversity of terrestrial and aquatic snakes (Rage et al., 2008) and acrodontan lizards (Prasad and Bajpai, 2008; Rana et al., 2013), and the earliest ranid and bombinatorid frogs (Folie et al., 2013).

During the last decade our Indian-American-Belgian team has explored other lignite mines hoping to discover other vertebrate fossils in order to increase our knowledge of the early Paleogene faunas of the Indian subcontinent. In this pursuit, terrestrial vertebrates have also been found in the Mangrol lignite mine situated north of Vastan and in continuity with the same deposits. Here we describe the first vertebrate discoveries from the Tadkeshwar mine south of Mangrol and Vastan (Fig. 6.1). While the general lithology and the first discovered vertebrate remains from the Tadkeshwar mine present similar aspects to those of Vastan and Mangrol, with taxa of European affinities, several new taxa, especially among large non mammalian vertebrates, indicate Gondwana affinities as well.



▲ Figure 6.1. (a) Map of Indian subcontinent showing the location of early and middle Eocene terrestrial vertebrate localities including Vastan Lignite Mine. Squares represent major cities and black dots vertebrate localities. (b) Location map of the area around Vastan Lignite Mine, Surat District. Squares represent major cities and black dots lignite mines. Localities 1, 3, and 4 yielded terrestrial vertebrates.

6.A.2. Material and methods

All the fossil vertebrate specimens from the Tadkeshwar lignite mine described in this paper were recovered from two horizons by quarrying the subsurface strata exposed by open-pit mining operations. These fossiliferous continental sediments were also subjected to preliminary screening through mesh of 1.5 mm.

Smaller remains were picked out and sorted in the laboratory under a binocular microscope. The material is composed of dental specimens and postcranial bones. All specimens from the upper fossiliferous horizon are originally brownish or dark in colour while specimens from the lower fossiliferous horizon vary from pale to dark in colour. To avoid oxidation and especially deterioration due to pyritization specimens have been coated with an acrylic resin (Paraloid B72) mixed with ethyl acetate solvent.

Larger specimens were coated (whitened) with ammonium chloride for digital imaging. Smaller specimens were photographed with an FEI Quanta 200 environmental scanning electron microscope at the Royal Belgian Institute of Natural Sciences in Brussels.

The present figured specimens are stored in the collections of the Wadia Institute of Himalayan Geology in Dehradun, and the H.N.B. Garhwal University in Srinagar, both in Uttarakhand state, India.

Abbreviations AV: Avenay, MNHN collections, France.

CGM: Egyptian Geological Museum, Cairo, Egypt.

GSI/PAL/CR: Geological Survey of India, Kolkata, India.

GU/RSR: H.N.B. Garhwal University, Srinagar, Uttarakhand, India.

MNHN: Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, France.

MRAC: Musée Royal d'Afrique Centrale, Tervuren, Belgium.

OCP DEK-GE: Office Chérifien des Phosphates, Direction de l'Exploitation de Khouribga, Geologie-Exploitation, Khouribga, Morocco.

TAD: Tadkeshwar locality (2 levels, TAD-1 corresponding to the lower level and TAD-2 corresponding to the upper level).

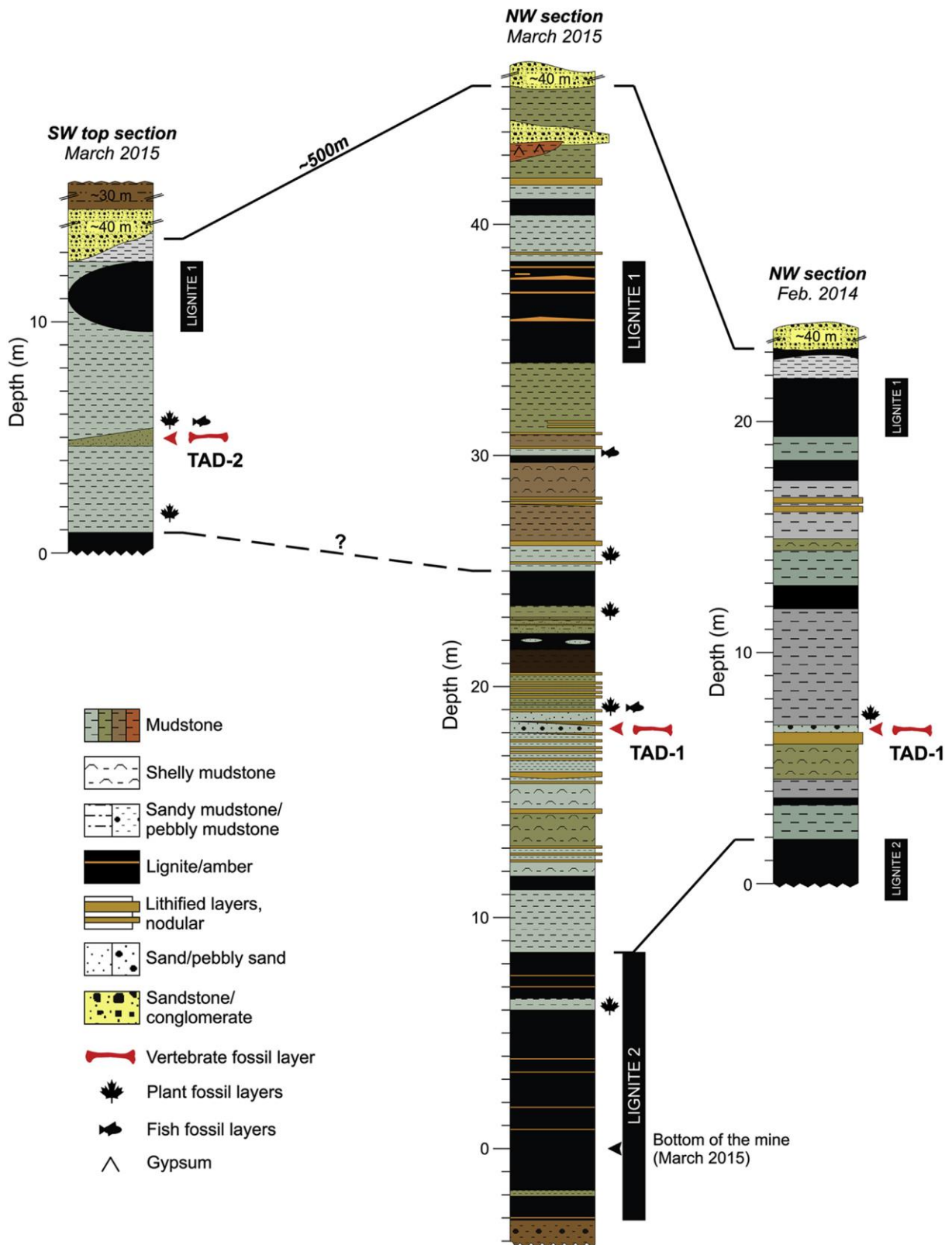
UM: University of Michigan Museum of Paleontology, Ann Arbor, Michigan, USA.

USGS: United States Geological Survey, Denver, Colorado; collection now at USNM.

USNM: United States National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Washington, D.C., USA.

WIF/A: Wadia Institute of Himalayan Geology, Dehradun, India.

► Figure 6.2. Stratigraphic section through the lower Eocene Cambay Formation in Tadkeshwar Mine. Section shows position of the vertebrate-producing layers TAD-1 and TAD-2 relative to the two principal lignites (Lignite seam 1 and Lignite seam 2).



6.A.3. Geological setting

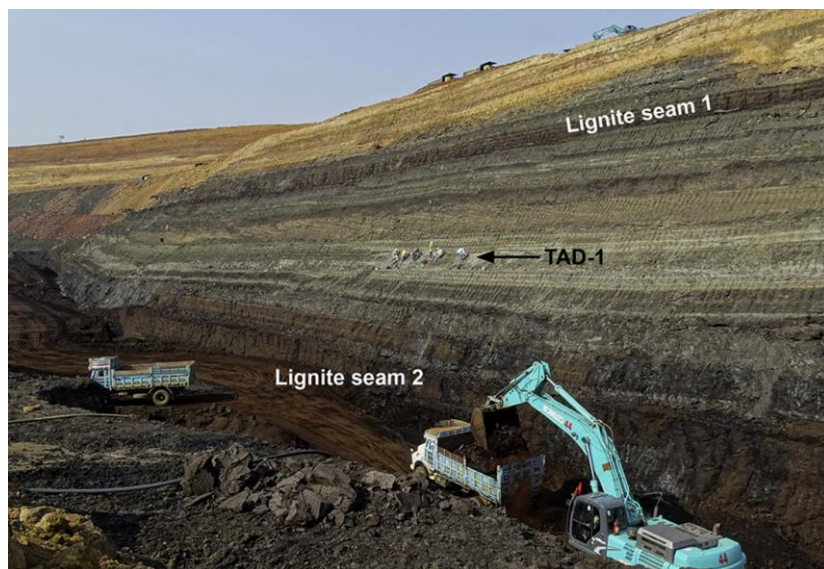
The Paleogene deposits in the Cambay Basin are characterized by the occurrence of several laterally and vertically extensive lignite seams. Over the years extensive research has been carried out, including the drilling of numerous exploratory bore wells, to assess the hydrocarbon source rock potential of the lignite beds, as well as their ongoing and future exploitation (Shanmukhappa, 2011). Consequently, there is considerable information on the subsurface occurrence and continuity of these beds. At Tadkeshwar mining site (GPS coordinates 21°21'50"N to 21°20'20"N and 73°03'30"E to 73°05'00"E), located roughly along strike of the Vastan-Mangrol mining complex (Fig. 6.1), two lignite seams are present (Figs. 6.2 and 6.3): a thick one of 7-12 m (Lignite 2) at the base of the studied section, and a 3e4 m thick seam (Lignite 1) about 15-25 m above the top of Lignite 2. There is substantial variation in thickness of the layers laterally.

The section measured at Tadkeshwar in March 2015 by two of us (C.N. and T.S.) showed a thickness of 25.5 m between the top of Lignite 2 and the base of Lignite 1. Lignite 2 is more than 12 m thick and Lignite 1 is 4.5 m thick, but thins in the southwest part of the mine. Above Lignite 1 are 70 m of sandy to conglomeratic sediments, overlain by nummulitic clays. Previous studies of Tadkeshwar mine reported thicknesses that are substantially lower than the section logged in 2015. A preliminary section measured by our team (K.K. and R.S.R.) in February 2014 recorded about 16.5 m between Lignite 1 and Lignite 2 (Fig. 6.2). Adatte et al. (2014) reported a similar thickness for the section of about 15 m between Lignite 1 and Lignite 2. Singh et al. (2014) noted a thickness of around 75 m from the Deccan traps to the alluvial lateritic bed. Our more recent Tadkeshwar section from the bottom of Lignite 2 to the lateritic bed was about 70 m, although the Deccan traps were not evident at the floor of the mine.

The general stratigraphic framework of the Tadkeshwar section closely resembles that observed in the more extensively studied Vastan section roughly north of Tadkeshwar (Fig. 6.1; e.g., Sahni et al., 2006; McCann, 2010; Prasad et al., 2013) and is characterized by an, at times, almost cyclic appearing alteration of mostly muddy shale deposits with varying colour and carbon content (Figs. 6.2 and 6.3). At Vastan these are interpreted as sediments deposited in a shallow, restricted bay environment that was flanked by a salt, fresh to brackish water marsh complex cut by several

freshwater and tidal creeks and channels (Prasad et al., 2013). Pollen assemblages recovered from the Tadkeshwar deposits (Singh et al., 2014) closely resemble those known from the Vastan Mine (Rao et al., 2013).

One of the major differences between the two mining sites (Vastan and Tadkeshwar) is the presence of intercalated erosional sandy channels at Tadkeshwar, which are absent from the Vastan succession (Prasad et al., 2013). It is from these channels that some of the vertebrate remains were recovered at Tadkeshwar (Fig. 6.4). The lower vertebrate-bearing horizon from the Tadkeshwar mine (TAD-1: GPS coordinates 21°21'08"N and 73°04'04"E; Figs. 6.2-6.4), situated about 4-5 m above Lignite 2, is a sandy channel, with a sporadic conglomeratic, erosional base (Figs. 6.2 and 6.4), which extends laterally for about 96 m and has a thickness that can reach up to 60 cm. The sediment is also less dark, less clayey and less rich in plant material than the vertebrate-bearing lenses at Vastan (Sahni et al., 2006; McCann, 2010). The occasionally conglomeratic, erosional base and general sandy nature of the channel indicates a fluvial depositional environment, while above and below the mammal-bearing layer a near-shore environment is inferred by the presence of marine shell beds.



▲ Figure 6.3. Outcrop of the Cambay Formation in Tadkeshwar Mine showing the position of the vertebrate-producing layer TAD-1 relative to the two major lignite seams (Lignite 1 and Lignite 2).

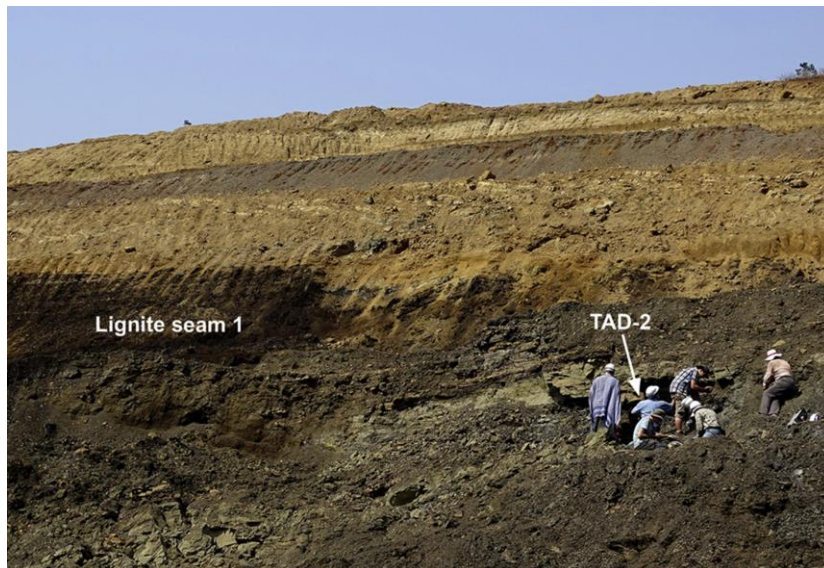
The higher fossiliferous horizon (TAD-2: GPS coordinates 21°20'48"N and 73°04'05"E; Figs. 6.2, 6.5 and 6.6), situated about 3-4 m below Lignite 1, clearly differs sedimentologically from TAD-1. TAD-2 is a lenticular, dark, sandy deposit about 30 cm thick and 4 m in extension, rich in organic matter and similar to the lenses at Vastan. It tops a channel that extends laterally for about 35m and has a thickness reaching a maximum of 1 m, which again seems to cut into the layers beneath, signaling a fluvial depositional environment.

The syn-rift deposits of the lower Eocene Cambay Shale Formation show various lithofacies attributed to specific depositional environments: shell carbonates (open bay), greenish-grey shale (restricted bay), carbonaceous shale (creek and channel) or lignite (coastal marshes) (McCann, 2010; Prasad et al., 2013). The long-term transgressive system in the Vastan mine, as for the Tadkeshwar mine, is punctuated by short-term regressions due to high rates of sediment supply. The thickness of these transgressive deposits is controlled by sedimentation rate, accommodation space or relative sea-level changes (e.g., Samanta et al., 2016). Fluctuations in depositional environments and accommodation space could explain such thickness variations and lateral facies changes in the Tadkeshwar mine (e.g., Cattaneo and Steel, 2003).



▲ Figure 6.4. Fluvial lenticular sandy layer of Tadkeshwar vertebrate site TAD-1 below a shallow marine dark grey limestone.

For now, it seems that the earliest lignite deposits observed in the Cambay Basin are Paleocene in age, while the youngest lignite deposits are considered to be early Eocene or younger (Shanmukhappa, 2011). Ostracod assemblages recovered from the nummulitic limestone and marl deposits above Lignite 1 at Tadkeshwar appear to be middle Eocene in age (Nagori et al., 2013). This suggests that the deposits down section are at least as old as middle Eocene and likely older. The section measured at Tadkeshwar in March 2015 indeed showed about 40 m of sandstone conglomerate channels alternating with clayey beds between the top of Lignite 1 and the 30 m thickness of brownish nummulitic clays. All these observations are consistent with the inferred early Eocene age for the deposits between the two major lignite seams at the Vastan mine, based on the presence of *Nummulites burdigalensis burdigalensis* (Sahni et al., 2006; Punekar and Saraswati, 2010), a stratigraphic marker for the early Eocene. The *Nummulites* assemblages at Tadkeshwar are yet to be properly assessed; however, other proxies also suggest an early Eocene age (Adatte et al., 2014; Singh et al., 2014; Samanta et al., 2016).



▲ Figure 6.5. Outcrop of the Cambay Formation in Tadkeshwar Mine showing the position of the vertebrate-producing layer TAD-2 relative to Lignite seam 1.



▲ Figure 6.6. Lens very rich in organic matter of Tadkeshwar vertebrate site TAD-2 below Lignite 1.

6.A.4. Systematic paleontology of the vertebrates from Tadkeshwar

This published work and the nomenclatural acts it contains have been registered in Zoobank (<http://zoobank.org>), the online registration system for the International Code of Zoological Nomenclature. The LSID for this publication is: urn:lsid:zoobank.org:pub:36C62466-3283-468E-8DC2-20EA18001748. The diversity of the terrestrial vertebrate fauna from the Tadkeshwar mine is indicated in Table 6.1. Most of the taxa occur in both levels TAD-1 and TAD-2.

Vertebrata Lamarck, 1801

Pisces Linnaeus, 1758

Chondrichthyes Huxley, 1880

Carchariniformes Compagno, 1977

Carcharhinidae Jordan and Evermann, 1896

Physogaleus sp.

Referred material: WIF/A 2339, upper antero-lateral tooth (from level TAD-1).

Comments

This specimen is the only shark tooth found at Tadkeshwar (Fig. 6.7A-B). It measures 10 mm wide and 6 mm high. The tooth has a moderately thick root and is strongly mesio-distally compressed with the mesial cutting edge nearly smooth and bearing only one tiny serration. The distal shoulder bears five coarse serrations. A transverse groove is present. These typical carchariform characters conform well with the genus *Physogaleus*. By comparison with *Physogaleus secundus* from the Ypresian of the Ouled Abdoun Basin, Morocco, the specimen would correspond to an antero-lateral tooth of the upper jaw (Cappetta, 1980).

Myliobatiformes Compagno, 1973

Myliobatidae Bonaparte, 1838

Myliobatis sp.

Referred material: WIF/A 2282, WIF/A 2283, WIF/A 2317, WIF/A 2338, GU/RSR/TAD 9552, median teeth (all from TAD-1).

Comments

Five ray teeth have been found in Tadkeshwar. They all belong to the same genus of the eagle ray, *Myliobatis*, which is characterized by dental plates with occlusal surface flat, wide roots with blocklike laminae and shallow, narrow grooves between laminae (Fig. 6.7C). All these teeth are much wider than long, with a hexagonal contour, and they correspond to median teeth (Cappetta, 1987).

Osteichthyes Huxley, 1880

Actinopterygii Cope, 1887

Teleostei Müller, 1846

Tetraodontiformes Berg, 1940

Tetraodontiformes indet.

Referred material: WIF/A 2340, fused jaws with teeth (TAD-1).

▼ Table 6.1 Preliminary list of vertebrates in the Tadkeshwar assemblage.

Chondrichthyes	
Carcharhiniiformes	
Carcharhinidae	
<i>Physogaleus</i> sp.	
Myliobatiformes	
Myliobatidae	
<i>Myliobatis</i> sp.	
Osteichthyes	
Tetraodontiformes	
Tetraodontiformes indet.	
Amphibia	
Anura	
?Pelobatidae	
cf. <i>Eopelobates</i> sp.	
Ranoidea	
“Ranidae” indet.	
Testudinata	
Pleurodira	
Pelomedusoides	
Pelomedusoides indet.	
Cryptodira	
Trionychoidea	
Carettochelyidae indet.	
Trionychidae indet.	
Squamata	
Lacertilia	
Agamidae	
<i>Tinosaurus indicus</i>	
Serpentes	
Madtsoiidae	
<i>Platyspondylophis tadkeshwarensis</i> , gen. et sp. nov.	
Madtsoiidae indet.	
Palaeophiidae	
<i>Palaeophis vastaniensis</i>	
Boidae	
Boidae indet.	
Colubroidea indet.	
<i>Procerophis sahnii</i>	
Caenophidia incertae sedis	
<i>Thaumastophis missiaeni</i>	
Crocodylomorpha	
Mesoeucrocodylia	
Dyrosauridae	
cf. <i>Congosaurus</i> sp.	
Aves	
?Psittaciformes	
Vastanavidae	
<i>Vastanavis</i> sp.	
Aves indet.	
Mammalia	
Pantodonta	
cf. Coryphodontidae, indet.	
Tillodontia	
Esthonychidae	
<i>Indoesthonyx suratensis</i> , gen. et sp. nov.	
cf. <i>Indoesthonyx suratensis</i>	

Rodentia
 Ischyromyidae
 cf. *Meldimys* sp.

Chiroptera
 Microchiropteramorpha
 “Eochiroptera” indet. 1
 “Eochiroptera” indet. 2

Primates
 Asiadapidae
 Marcgodinotius indicus
 cf. *Asiadapis cambayensis*

Hyaenodonta
 Hyaenodontidae
 Indohyaenodon raoi

Ungulata
 Cambaytheriidae
 Cambaytherium thewissi
 Cambaytherium gracilis, sp. nov.

Comments

This very well-preserved jaw is attributed to a bony fish by the fibrous aspect of the bone and the numerous rounded trituration teeth (Fig. 6.7D-E). The jaw is distinctive as it results from the fusion of the right and left sides as in some tetraodontiforms. The modified teeth incorporated into a “beak” suggest that this taxon could be a member of an early gymnodont clade of tetraodontiforms (Tyler, 1980). However, the numerous rounded teeth would be unique among gymnodonts, in which only larger and more consolidated trituration plates are known (Tyler and Santini, 2002). If the identification of this specimen is confirmed, this jaw would represent the most plesiomorphic condition known to date for tetraodontiforms.

Amphibia Linnaeus, 1758

Anura Fischer von Waldheim, 1813

?Pelobatidae Bonaparte, 1850

cf. *Eopelobates* sp.

Referred material: WIF/A 2341, tibio-fibula; GU/RSR/TAD 9523, proximal humerus (both from TAD-1).

Comments

A medium-sized frog is represented in Tadkeshwar by a long tibio-fibula of 43mm (Fig. 6.8A-B). Both proximal and distal ends are missing, which indicates that the bone was about 5 cm long. A comparison with the Vastan anuran assemblage shows that this bone corresponds to the size of *Eopelobates* sp. (Folie et al., 2013). Comparison with *Eopelobates wagneri* from the middle Eocene of Messel also shows similar proportions. Moreover, a proximal humerus from Tadkeshwar also is comparable in size and proportions to *Eopelobates wagneri*.

Ranoidea Rafinesque, 1814

“Ranidae” Rafinesque, 1814

“Ranidae” indet.

Referred material: WIF/A 2342, femur; WIF/A 2343, surangular; GU/RSR/TAD 9558, presacral vertebra (all from TAD-1).

Comments

Small-sized frogs are also present in Tadkeshwar, based on a complete femur of 13 mm long (Fig. 6.8C), a nearly complete surangular (Fig. 6.8D) and an isolated vertebra (Fig. 6.8E-I). By comparison with the Vastan anuran assemblage these small frog remains correspond in size with the taxon Ranidae indet. or the possible rhacophorid *Indorana prasadi* (Folie et al., 2013). The vertebra from

Tadkeshwar can be attributed to a ranoid because it is procoelous with an antero-posteriorly short neural arch, the transversal processes are not situated below the prezygapophyses, the centrum is small, the lateral borders of the neural arch are thin, and a neural crest is present (Bailon, 1999). It presents the same morphology as the last presacral vertebra from Vastan (GU/RSR/VAS 5211), including having transverse processes that are posteriorly oriented. However, it is procoelous which indicates that it is likely one of the last presacral vertebrae but not the last one, which is amphicoelous. Nevertheless, the neural arch is wider at the level of the postzygapophyses, and the shape of the pre- and postzygapophyses is slightly different, which could suggest a taxon different than that from Vastan.

Squamata Oppel, 1811

Lacertilia Günther, 1867

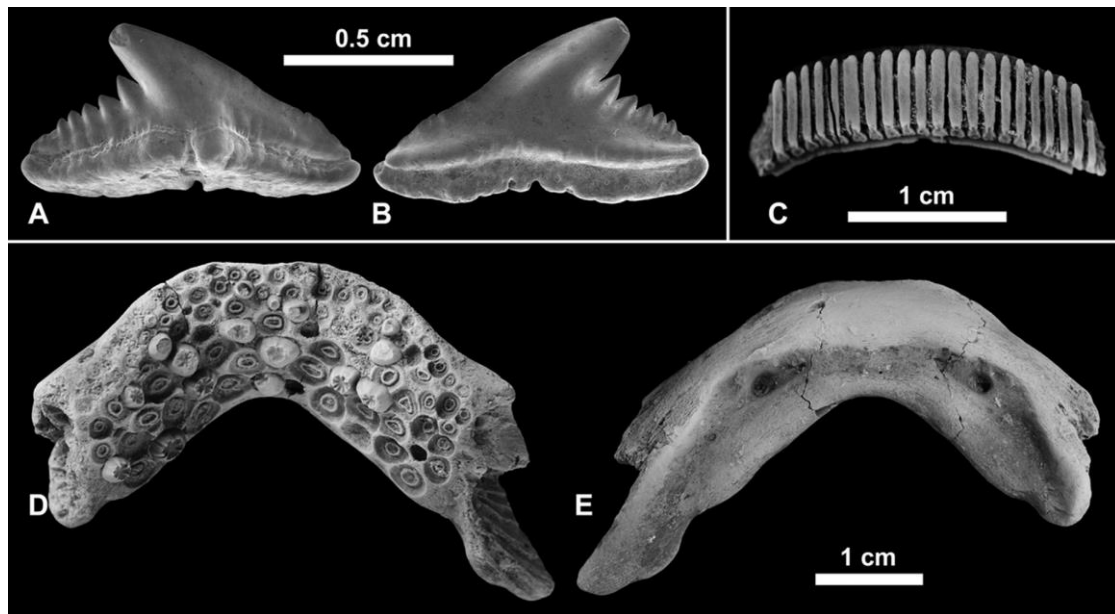
Iguania Cope, 1864

Acrodonta Cope, 1864

Agamidae Spix, 1825

Tinosaurus indicus Prasad and Bajpai, 2008

Referred material: WIF/A 4286, dentary; WIF/A 2344, dentary fragment; WIF/A 2345, vertebra (all from TAD-1).

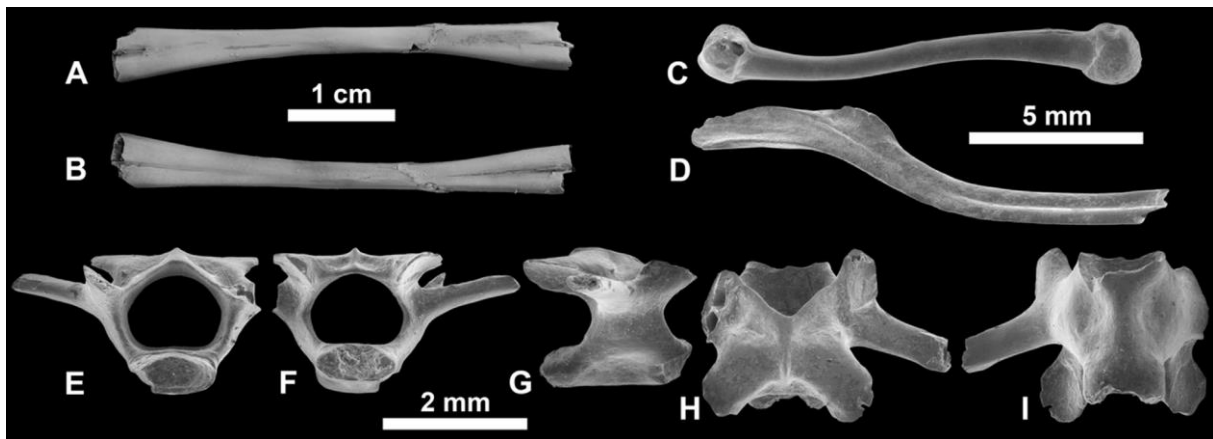


▲ Figure 6.7. Pisces. A-B, *Physogaleus* sp., WIF/A 2339, upper antero-lateral tooth in (A) lingual and (B) labial views. (C) *Myliobatis* sp., WIF/A 2338, median tooth in basal view. (D, E) Tetraodontiformes indet., WIF/A 2340, fused jaws with teeth in (A) occlusal and (B) ventral views.

Comments

Acrodont dentaries and a typical lizard vertebra have been found in the lower bed at Tadkeshwar. The dentaries belong to agamids and differ from those of priscagamids in having an open Meckel's canal and lacking a splenial. The specimen WIF/A 4286 (Fig. 6.9A-C) can be attributed to *Tinosaurus indicus*, which is abundant in the nearby Vastan mine (Prasad and Bajpai, 2008; Rana et al., 2013), by the following characters: long dentary with a heterodont dentition; well-

individualized teeth gradually increasing in size posteriorly; posterior tricuspid acrodont teeth with a high central cusp surrounded by lateral smaller cusps; presence of a narrow, cylindrical subdental ridge between the Meckelian fossa and the alveolar border; presence of a nearly horizontal, elliptical, narrow, anteroposteriorly elongated symphyseal facet; and closely spaced hatchling teeth versus widely spaced pleurodont teeth (Rana et al., 2013). The dentary fragment and the vertebra are tentatively assigned here because *T. indicus* is the only lizard known so far from Tadkeshwar.



▲ Figure 6.8. Anura. A-B, cf. *Eopelobates* sp., WIF/A 2341, tibio-fibula in (A) anterior and (B) posterior views. C-I, “Ranidae” indet. (C) WIF/A 2342, femur in anterior view. (D) WIF/A 2343, surangular in dorsal view. E-I, GU/RSR/TAD 9558, presacral vertebra in anterior (E), posterior (F), right lateral (G), dorsal (H), and ventral (I) views.

Testudinata Klein, 1760

Pleurodira Cope, 1864

Pelomedusoides Cope, 1868

Pelomedusoides indet.

Referred material: GU/RSR/TAD 9553, nuchal plate; WIF/A 4288, left epiplastron; WIF/A 4289, costal plate; WIF/A 4290, fragment of left hyoplastron (all from TAD-1).

Comments

Thick fragments of the hyoplastron and epiplastron, as well as a costal plate, belong to an indeterminate pleurodiran turtle. However, a nuchal plate (Fig. 6.10A), trapezoidal to hexagonal

in shape, with very fine ornamentation, and consisting of two cervical scutes and one vertebral scute (broken posteriorly), slightly concave ventrally, suggest that this taxon belongs to the Pelomedusoides group. While a possible pelomedusid has been reported from the middle Eocene of Pakistan (Broin, 1987), this group is mainly represented in the late Cretaceous (Maastrichtian) of India by the bothremydids *Kurmademys* and *Sanchuchemys* (Gaffney et al., 2006).

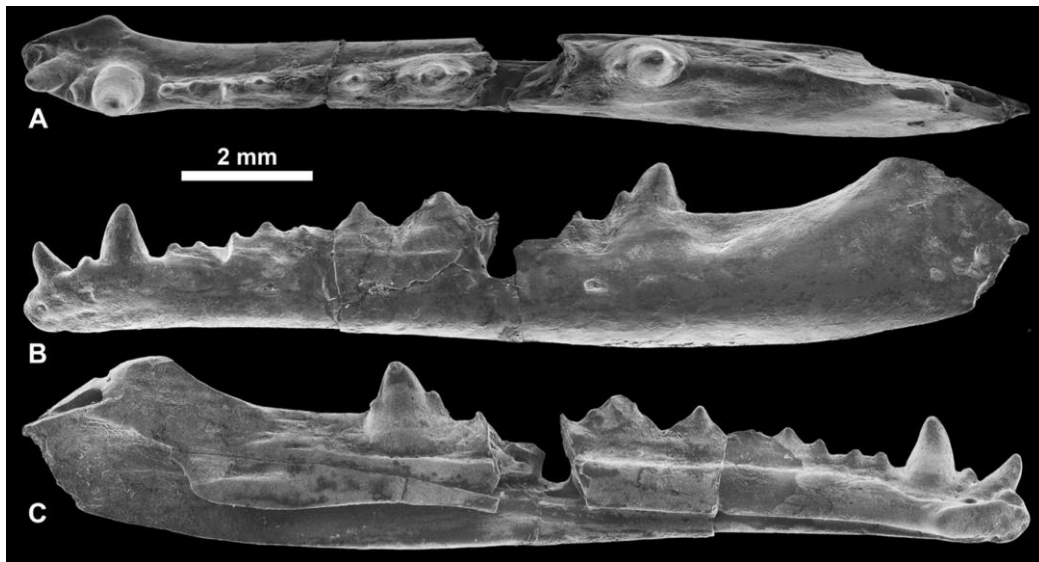
Cryptodira Cope, 1868

Trionychoidea Fitzinger, 1826

Carettochelyidae Boulenger, 1887

Carettochelyidae indet.

Referred material: WIF/A 2347, fragmentary right epiplastron plate; WIF/A 4291-WIF/A 4294, four peripherals; WIF/A 4295, bridge peripheral; WIF/A 4296, nine small fragments of costal plates; WIF/A 4297, fragment of plastron; GU/RSR/TAD 9563-GU/RSR/TAD 9567, five fragments of plates (all from TAD-1).



▲ Figure 6.9. Agamidae, *Tinosaurus indicus*. WIF/A 4286, dentary in (A) occlusal, (B) labial, (C) lingual views.

Comments

This taxon represents the most abundant turtle from Tadkeshwar. The plastron is relatively thin, and its surface is covered with a fine ornamentation of vermiculated ridges and tubercles typical of a carettochelyid (Fig. 6.10B). Better preserved specimens from this Tadkeshwar species will be needed for a thorough comparison with other carettochelyids, especially with *Chorlakkichelys shahi* known from the early-middle Eocene Kuldana Formation of Pakistan (Broin, 1987).

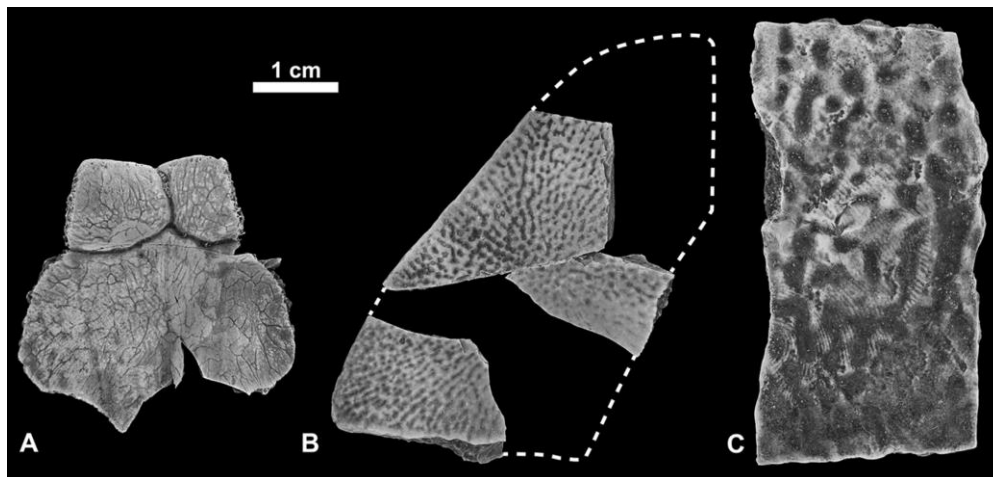
Trionychidae Fitzinger, 1826

Trionychidae indet.

Referred material: WIF/A 2346, a fragmentary costal plate (TAD-1).

Comments

A trionychid species is attested by a typical plate, relatively thick (about 6 mm) with strong pits and ridges (Fig. 6.10C). A taxon referred to *Trionychidae* gen. et sp. indet. has been reported from the early-middle Eocene Kuldana Formation of Pakistan based on four indeterminate pleural plate fragments (Broin, 1987). Unfortunately, the material from Tadkeshwar is not yet sufficient for any comparisons.



▲ Figure 6.10. Testudinata. (A) *Pelomedusoides* indet., GU/RSR/TAD 9553, nuchal plate in dorsal view. (B) *Carettochelyidae* indet., WIF/A 2347, fragmentary right epiplastron plate in dorsal view. (C) *Trionychidae* indet., WIF/A 2346, fragmentary costal plate in dorsal view.

Serpentes Linnaeus, 1758

Alethinophidia Nopcsa, 1923

Madtsiidae Hoffstetter, 1961

Platyspondylophis, gen. nov. urn:lsid:zoobank.org:act:2898DE8D-634E-4731-9D22-96741EA7B81

Platyspondylophis tadkeshwarensis, gen. et sp. nov. urn:lsid:zoobank.org:act:8E1687DB-97BA-4648-BD1D-951BD0FC0AF9 (Fig. 6.11A-O)

Etymology: Genus name from Greek *platys*, flat, and *spondyl*, vertebra, referring to the dorso-ventral compression of the cotyle, condyle, and centrum on vertebrae; and species name from Tadkeshwar, the locality where this species was found.

Holotype: WIF/A 2272, posterior trunk vertebra (TAD-1).

Hypodigm: Holotype and WIF/A 2269-WIF/A 2271, WIF/A 2273, GU/RSR/TAD 9503, GU/RSR/TAD 9506, six isolated vertebrae (all from TAD-1).

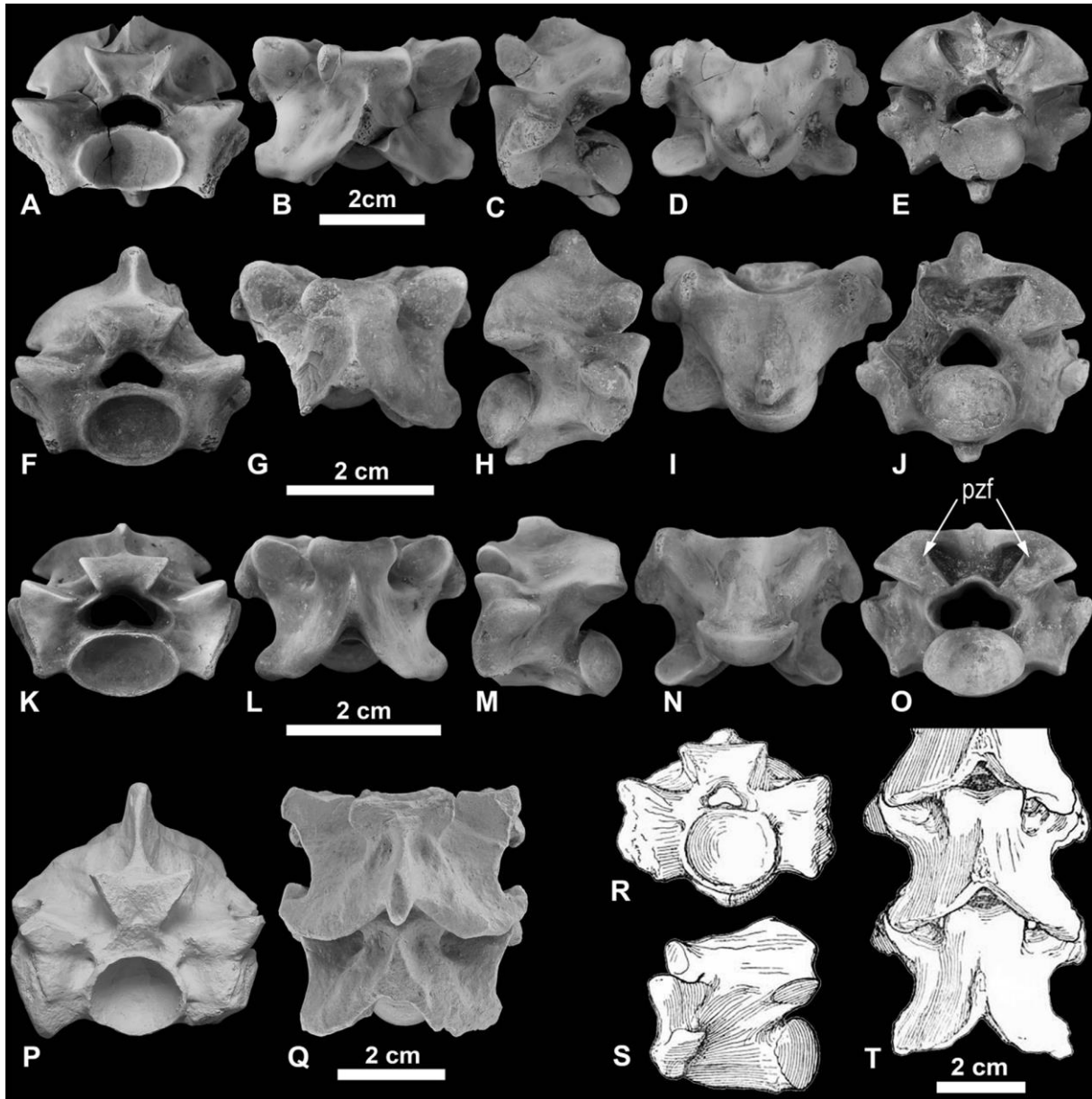
Horizon and locality: Cambay Shale Formation, Ypresian, lower Eocene, Tadkeshwar Lignite Mine (TAD-1), Surat District, Gujarat, India.

Diagnosis: Large madtsoiid differing from the other genera and species by the association of the following characters: wide and dorsoventrally compressed centrum with strongly oval cotyle and condyle (ratio of width/height between 1.30 and 1.54); presence of a deep and wide posterior median notch of the low neural arch; major axis of the prezygapophysis transverse in dorsal aspect and nearly horizontally oriented in anterior and posterior view; wide diapophyses inclined dorso-posteriorly; shallow parazygantral fossae without visible foramina, low and antero-posteriorly short neural spine dorsally or even antero-dorsally oriented. Differs further from *Gigantophis* by having less massively built vertebrae, well-developed hypapophyses on the anterior vertebrae, and a larger neural canal. Differs further from *Madtsoia* by having a sharp internal carina in the neural canal.

Description

The most abundant snake taxon at Tadkeshwar possesses large and massively built vertebrae (antero-posteriorly shorter than wide) with a small, slightly trilobate neural canal. WIF/A 2269 is 43 mm wide across the prezygapophyses (Fig. 6.11A-E), whereas the other vertebrae, including the

holotype, are about 30 mm wide. Based on the precondylar centrum length of 18 mm for the largest trunk vertebra (WIF/A 2269), we estimate that *Platyspondylophis tadkeshwarensis* was ca. 5 m long (see method in LaDuke et al., 2010). The neural spine is antero-posteriorly short and low in lateral view (maximum height is visible on vertebra WIF/A 2271, Fig. 6.11F-J), and the low neural arch is evenly curved (vaulted) in anterior and posterior views. In anterior view, the prezygapophyseal processes are lacking, the prezygapophyses are ventrally continuous with large paradiapophyses, the dorso-posteriorly inclined diapophyses extend laterally over the tip of the prezygapophyses, and the parapophyses project ventrally. The latter lie above the level of the floor of the neural canal and are nearly horizontal. Fossae are developed at the level of the parazygantral and paracotylar foramina, especially on vertebrae WIF/A 2270 and 2272 (Fig. 6.11K-O). However, foramina that would be expected to be present in these fossae are not visible. The zygosphenes are dorsoventrally low (except on WIF/A 2269 and WIF/A 2271) and transversely narrower than the cotyle. The cotyle and condyle are strongly oval, wider transversely than dorso-ventrally. The ratio of height to width of the cotyle varies from 1.54 for vertebra WIF/A 2269 to 1.30 for vertebra WIF/A 2271. However, the lower ratio of the latter vertebra could be due to erosion. In ventral and dorsal views, the zygapophyses are oval, obliquely oriented, and do not project laterally, so that the interzygapophyseal constriction is not marked. The anterior border of the zygosphenes is straight and not notched. On WIF/A 2269 and 2271 a hypapophysis is ventrally well-developed on the posterior part of the wide and dorsoventrally compressed centrum. It projects well below the condyle, nearly reaching its posterior part. Its lateral sides are not sharp and the subcentral fossae are shallow. No haemal keel is present on the vertebrae, but two tuberosities are developed at the posterior end of the centrum of posterior trunk vertebrae.



▲ Figure 6.11. Madtsoiidae, *Platyspondylophis tadkeshwarensis* gen et. sp. nov. A-E, WIF/A 2269, anterior trunk vertebra in (A) anterior, (B) dorsal, (C) left lateral, (D) ventral, and (E) posterior views. F-J, WIF/A 2271, anterior trunk vertebra in (F) anterior, (G) dorsal, (H) right lateral, (I) ventral, and (J) posterior views. K-O, WIF/A 2272, holotype, posterior trunk vertebra in (K) anterior, (L) dorsal, (M) left lateral, (N) ventral, and (O) posterior views. *Madtsoia pisdurensis*, P-Q, 225/GSI/PAL/CR/10, posterior trunk vertebrae in (P) anterior and (Q) dorsal views. *Gigantophis garstini*, R-T, CGM C.10022, vertebrae in (R) ventral, (S) left lateral, and (T) dorsal views (from Andrews, 1901). Abbreviations: pzf, parazygantral fossae.

Discussion

The presence of parazygantral and paracotylar foramina and wide diapophyses, together with the absence of prezygapophyseal processes, are considered diagnostic characters for madtsoiids (Rage et al., 2014). The presence of hypapophyses only on anterior trunk vertebrae is also considered a diagnostic character of the family (Scanlon, 2005; Mohabey et al., 2011).

Large Madtsoiidae (*Madtsoia*, *Gigantophis*, *Wonambi* and *Yurlunggur*) form a separate clade based on the presence of parazygantral foramina in fossae, and their large size, which has been recognized as a derived and phylogenetically significant character (Mohabey et al., 2011). The large size of the Tadkeshwar vertebrae and the small neural canal are consistent with large madtsoiids (Rage et al., 2008). Moreover, large madtsoiids are often described as having parapophyses concave in lateral view, which is the case on the Tadkeshwar specimens. For these reasons, *Platyspondylophis tadkeshwarensis* is here included in the clade of large madtsoiids.

Comparisons indicate that the new Indian vertebrae do not belong to the genera *Wonambi* (Smith, 1976) or *Yurlunggur* (Scanlon, 2006). *Wonambi*, from the Pliocene and Pleistocene of Australia, presents a high postero-dorsally oriented neural spine running from the anteriormost to the posteriormost extremity of the neural arch, the zygosphenes is as wide as high, the zygapophyses are inclined 25° above the horizontal, and a haemal keel is present (Smith, 1976; Scanlon and Lee, 2000). The haemal keel of *Wonambi* ends with two protuberances, as in *Madtsoia* and the Tadkeshwar specimens. However, the shape of the haemal keel changes progressively on the different ventral positions in *Wonambi*, which is a significant difference from *Madtsoia* and the Tadkeshwar specimens. *Yurlunggur* from the Miocene of Australia presents a low neural spine and a trilobate shape of the neural canal (Scanlon, 1992) as in *Platyspondylophis*. However, the neural spine is dorso-posteriorly oriented, the cotyle is about the same width as the zygosphenes, the diapophyses do not extend lateral to the prezygapophyses, the posterior median notch of the neural arch is not well-developed, and a haemal keel is present. *Platyspondylophis* differs further from *Wonambi* and *Yurlunggur* by having only one pair of parazygantral foramina instead of two pairs (characters from LaDuke et al., 2010).

Differences between *Madtsoia* and *Gigantophis* are weak and have been debated since Simpson (1933; see Rage et al., 2014, and references therein). Hoffstetter (1961) suggested that *Gigantophis* presents a well-marked haemal keel, whereas *Madtsoia* presents a shallow keel with a pair of small tubercles posteriorly. The two genera are nevertheless still considered as being distinct (LaDuke et al., 2010; Mohabey et al., 2011). An additional character that differentiates *Gigantophis* and *Madtsoia* is the presence of an internal carina in the neural canal, which was illustrated in *Gigantophis* by Andrews (1901, Fig. 6.1) but mentioned as lacking in *Madtsoia* by Simpson (1933, p. 8).

The original description of the type species *Gigantophis garstini* (Eocene of Egypt) indicates that the cotyle and condyle are oval, the neural spine is short with a flat truncated extremity, and the neural canal has a trilobate form (Andrews, 1901), all as in *Platyspondylophis tadkeshwarensis*. Another shared character is the internal carina in the neural canal, which is well-developed in *P. tadkeshwarensis*. However, the neural spine is very low and the hypapophyses are small in *Gigantophis*, contrasting with relatively well-developed hypapophyses in *Platyspondylophis*. Moreover, Andrews (1901, Fig. 6.1) showed a massively built vertebra with a high zygosphenon (not so massive and high in *Platyspondylophis*), a small neural canal, and a neural spine well-separated anteriorly from the zygosphenon (short neural arch with a neural spine ending rather close to the zygosphenon in *P. tadkeshwarensis*). A neural spine that does not extend anteriorly onto the zygosphenon has recently been confirmed as a diagnostic character of *G. garstini* (McCartney and Seiffert, 2015). With a low neural spine ending rather close to the zygosphenon, *P. tadkeshwarensis* clearly differs from *G. garstini*. *Gigantophis* sp. from the late Paleocene of Pakistan (Rage et al., 2014) is the same size as *P. tadkeshwarensis* but differs in having a high zygosphenon, a haemal keel, and a thick base of the neural spine.

The original description of the type species of *Madtsoia*, *M. bai* from the Eocene of Patagonia (Simpson, 1933), is very close to the description of *P. tadkeshwarensis*, including a short and wide triangular centrum with a flat ventral side without haemal keel, but presenting two tuberosities at the posterior end of the centrum of posterior trunk vertebrae corresponding to insertions for ligaments (Hoffstetter, 1961); zygapophyses with obliquely oriented oval facets; diapophyses with

a convex upper part; and a trilobite neural canal. However, *Madtsoia bai* differs from *P. tadkeshwarensis* in having a high neural spine. *Madtsoia madagascariensis* differs from *P. tadkeshwarensis* in having more rounded cotyle and condyle (Hoffstetter, 1961), a smaller neural canal, and laterally oriented prezygapophyses in dorsal view (LaDuke et al., 2010). *Madtsoia pisdurensis*, described by Mohabey et al. (2011), differs further by having paracotylar foramina placed in deep fossae (shallow fossae in *P. tadkeshwarensis*) and by having para- and diapophyses in the same nearly vertical axis (diapophyses inclined dorso-posteriorly in *P. tadkeshwarensis*).

Comparison with the middle-size *Sanajeh* from the late Cretaceous of India is limited, as the latter is known from a nearly complete skeleton in sandstone (Wilson et al., 2010) for which the vertebrae are not accessible in all dimensions. However, the available dorsal surface of the vertebrae of *Sanajeh* indicates that the posterior median notch is shallower, with a longer and more developed neural spine.

The middle-size madtsoiids *Menarana* (LaDuke et al., 2010) and *Adinophis* (Pritchard et al., 2014) from the late Cretaceous of Madagascar are clearly different from *Platyspondylophis* by their longer vertebrae and narrower neural canal; but there are also some similarities, such as the low neural spine and the depressed neural arch. Moreover, *Adinophis* has dorsoventrally depressed condyles and cotyles as in *Platyspondylophis*.

The Tadkeshwar specimens differ from those of ?Madtsoiidae indet. from Vastan (Rage et al., 2008) mainly by their much larger size, by having a smaller neural canal and more laterally projecting diapophyses, and by lacking the haemal keel.

The large madtsoiid from Tadkeshwar is thus here referred to a new genus and species based on its important morphological differences from the four already known large madtsoiid genera. Nevertheless, some characters are shared with *Madtsoia*, such as the absence of the haemal keel and the presence of tuberosities on the ventral side of the vertebrae, and with *Gigantophis*, such as the internal carina in the neural canal.

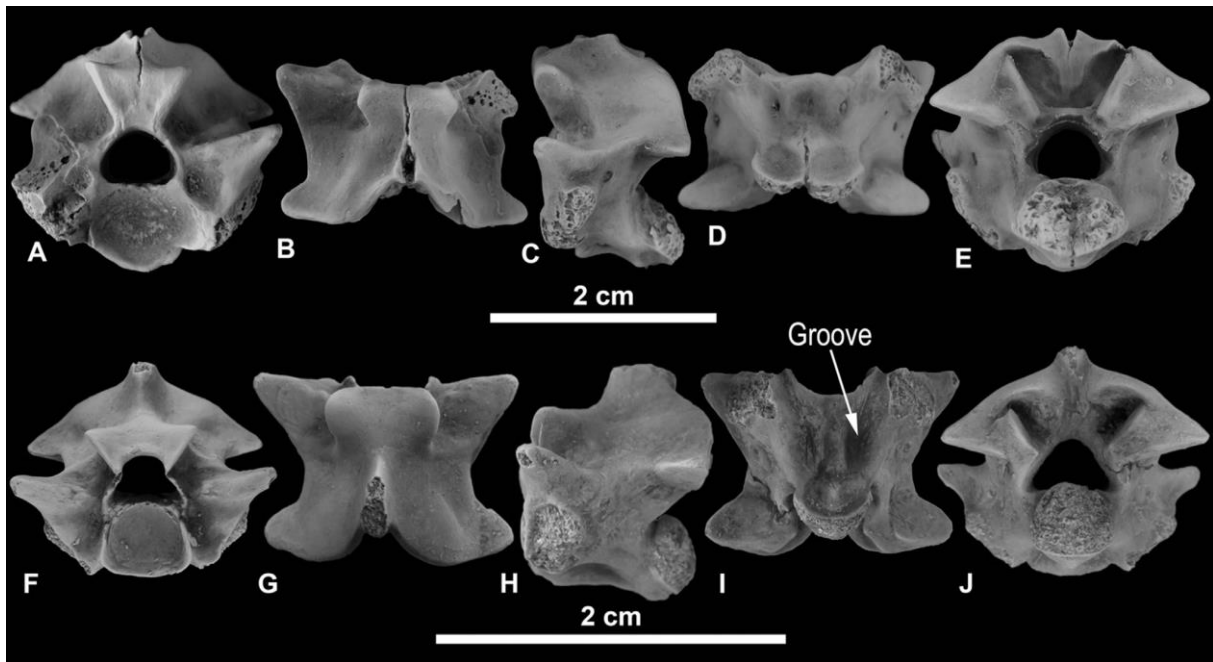
Madtsoiidae indet.

Referred material: WIF/A 2315, GU/RSR/TAD 9504, GU/RSR/TAD9505, three isolated vertebrae (all from TAD-1).

Comments

This madtsoiid is represented by three massively built isolated vertebrae (Fig. 6.12), which are about 15 to 25 mm wide across the prezygapophyses. By comparison with *Platyspondylophis tatkeshwarensis* the neural spine is a little higher, the neural canal is larger, and the neural arch presents a bell-shape in posterior view. In anterior and posterior views, there are no prezygapophyseal processes (prezygapophyses are well-separated from the paradiapophyses). The prezygapophyses are slightly inclined above the horizontal. As in *P. tatkeshwarensis*, fossae are developed close to the cotyle and zygantrum, but the parazygantral and paracotylar foramina are not evident. They are, however, assumed to be present based on the fossae, allowing their attribution to madtsoiids. On vertebrae GU/RSR/TAD 9504 (Fig. 6.12A-E) and 9505, the zygosphene is high and narrow, while it is relatively low on specimen WIF/A 2315 (Fig. 6.12F-J). This latter vertebra presents two well developed grooves on the ventral side of its centrum and corresponds to a posterior trunk vertebra, whereas vertebrae GU/RSR/TAD 9504 and 9505 lack these grooves and therefore correspond to more anterior trunk vertebrae. As in *P. tatkeshwarensis*, no haemal keel is present on the ventral side of the centrum, the interzygapophyseal constriction is not marked, and the anterior border of the zygosphene is straight and not notched. However, this taxon differs from *P. tatkeshwarensis* by having round cotyle and condyle, paradiapophyses that are not prominent and do not extend laterally over the tip of the prezygapophyseal processes, and zygapophyses that are elongated and triangular in shape, with a pointed extremity in ventral and dorsal views.

This taxon resembles the ?Madtsoiidae indet. described by Rage et al. (2008) from the early Eocene of Vastan mine. However, the vertebrae described here are larger and lack the haemal keel.



▲ Figure 6.12. Madtsoiidae indet. A-E, GU/RSR/TAD 9504, mid-trunk vertebra in (A) anterior, (B) dorsal, (C) left lateral, (D) ventral, and (E) posterior views. F-J, WIF/A 2315, posterior trunk vertebra in (F) anterior, (G) dorsal, (H) left lateral, (I) ventral, and (J) posterior views.

Palaeophiidae Lydekker, 1888

Palaeophiinae Lydekker, 1888

Palaeophis Owen, 1841

Palaeophis vastaniensis Bajpai and Head, 2007

Referred material: WIF/A 2348, GU/RSR/TAD 9554-GU/RSR/TAD9555, three isolated vertebrae (from TAD-1); WIF/A 2349, WIF/A2350, WIF/A 2356-WIF/A 2360, GU/RSR/TAD 9556, eight isolated vertebrae (from TAD-2).

Comments

This abundant species can be assigned to Palaeophiidae because the vertebrae are laterally compressed with a well-developed hypapophysis. They measure 10 to 17 mm wide across the prezygapophyses.

However, these vertebrae are only slightly modified for an aquatic life (lateral compression weak, pterapophyses low, prezygapophyses not markedly reduced, paradiapophyses not located very low

and not distant from the centrum) and thus correspond to the primitive *Palaeophis* grade defined by Rage et al. (2003). Some vertebrae from Vastan, such as GU/RSR/VAS 1007, referred to *Palaeophis* sp. (Rage et al., 2008), probably correspond to the same species. The morphology of vertebra WIF/A 2348 (Fig. 6.13F-J) corresponds to an anterior trunk vertebra, following Houssaye et al. (2013), and closely resembles the vertebra of *Palaeophis vastaniensis* (IITR/SB/VLM 914) from the Vastan Mine (Bajpai and Head, 2007, fig. 2A) but is 20% smaller. The anterior base of its neural spine also extends horizontally to the zygosphene and an anterior expansion of the haemal keel is present. The vertebra WIF/A 2349 (Fig. 6.13K-O) is a mid-trunk vertebra that resembles the vertebra figured by Bajpai and Head (2007, fig. 2B) under the same number IITR/SB/VLM 914.

The vertebra WIF/A 2350 is strongly laterally compressed and is the smallest vertebra we refer to *P. vastaniensis* (w1 cm wide across the prezygapophyses), with well-developed pterapophyses and hypapophysis, reduced prezygapophyses, and paradiapophyses low and distant from the centrum (Fig. 6.13A-E). The base of its neural spine is well separated from the anterior border of the zygosphene, distinguishing it from the genus *Pterosphenus*. In this feature it is closer to the advanced *Palaeophis* grade described by Rage et al. (2003). WIF/A 2350 exhibits an anterior expansion of the haemal keel similar to that of the vertebra GU/RSR/VAS 1037 described from Vastan as *Palaeophis* sp. (Rage et al., 2008, fig. 2B). The morphology of WIF/A 2350 also corresponds to that of *Palaeophis* aff. *typhaeus* (MRAC RG16029), from the Eocene of Landana, Angola, which was interpreted as a very anterior vertebra (Antunes, 1964). Because *P. vastaniensis* is abundant in the Cambay Shale Formation, we tentatively identify WIF/A 2350 as a very anterior vertebra of the same species, rather than referring it to another species of *Palaeophis*.

Henophidia Nopcsa, 1923

Booidea Gray, 1825

Boidae Gray, 1825

Boidae indet.

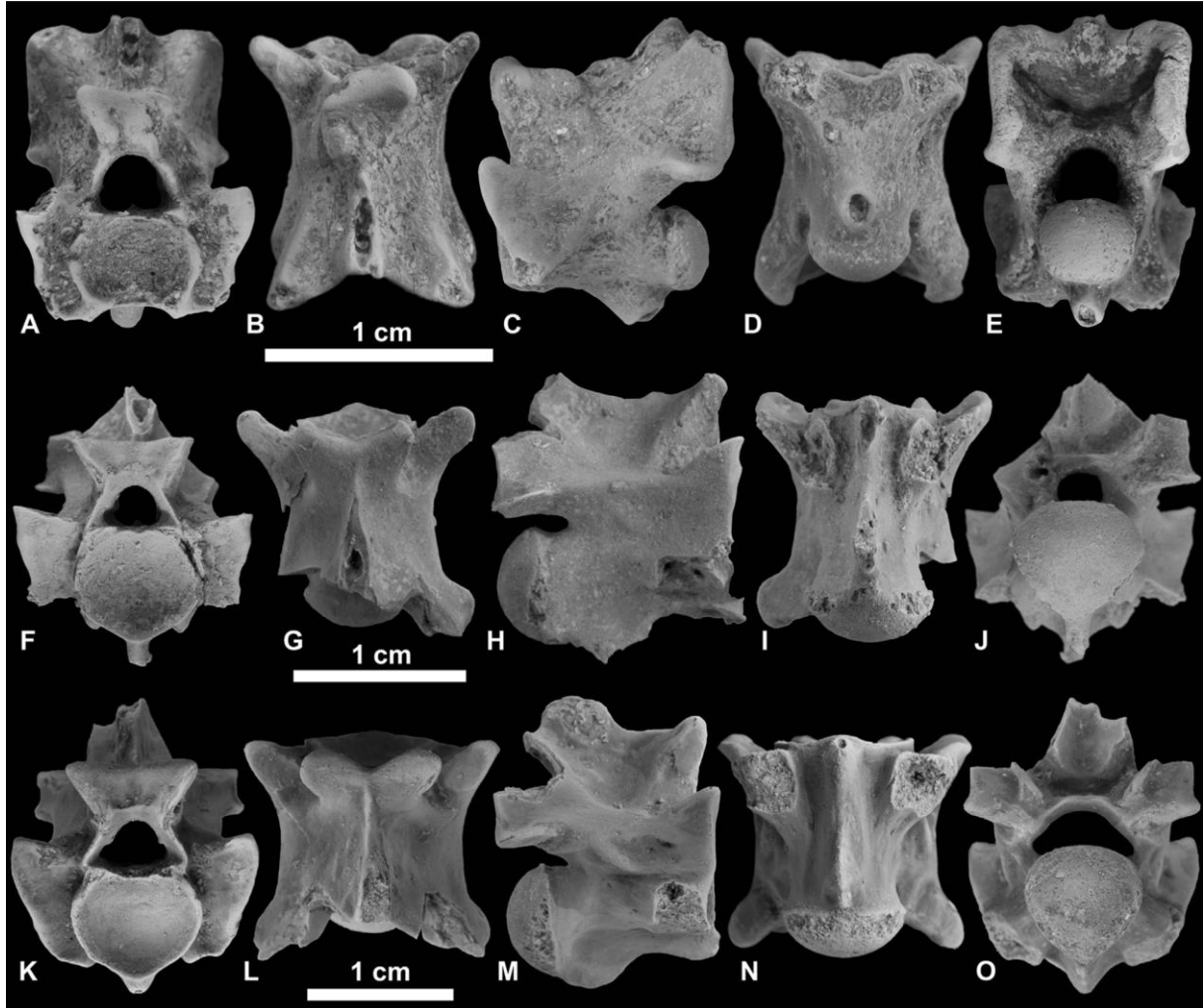
Referred material: WIF/A 2274, WIF/A 2351, GU/RSR/TAD 9557, three isolated vertebrae (all from TAD-1).

Comments

These vertebrae are about 15 mm wide across the prezygapophyses and are wider than long. The neural spine is low and the neural arch is bell-shaped in posterior view (Fig. 6.14A-E). The zygosphene is low and wide, and is about the same width as the cotyle. The zygantrum possesses parazygantral foramina. The prezygapophyseal processes are developed and not extended. The prezygapophyses lie above the level of the neural canal floor and are slightly inclined. The paradiapophyses do not extend laterally beyond the tip of the prezygapophyseal processes, and the diapophyses project slightly ventrally. The cotyle and condyle are somewhat oval in shape (wider transversely than dorso-ventrally). In ventral and dorsal views, the articular surfaces of the zygapophyses are oval and project laterally so that the interzygapophyseal constriction is marked. The prezygapophyseal processes are small and form two protuberances at the extremities of the prezygapophyses. The anterior border of the zygosphene is slightly trilobate and not notched. A weakly developed haemal keel is visible, forming a small projection anteroventral to the condyle. On the vertebra WIF/A 2274 (Fig. 6.14A-E) the lateral sides are rather sharp and the subcentral fossae are well marked, suggesting that it is a posterior trunk vertebra.

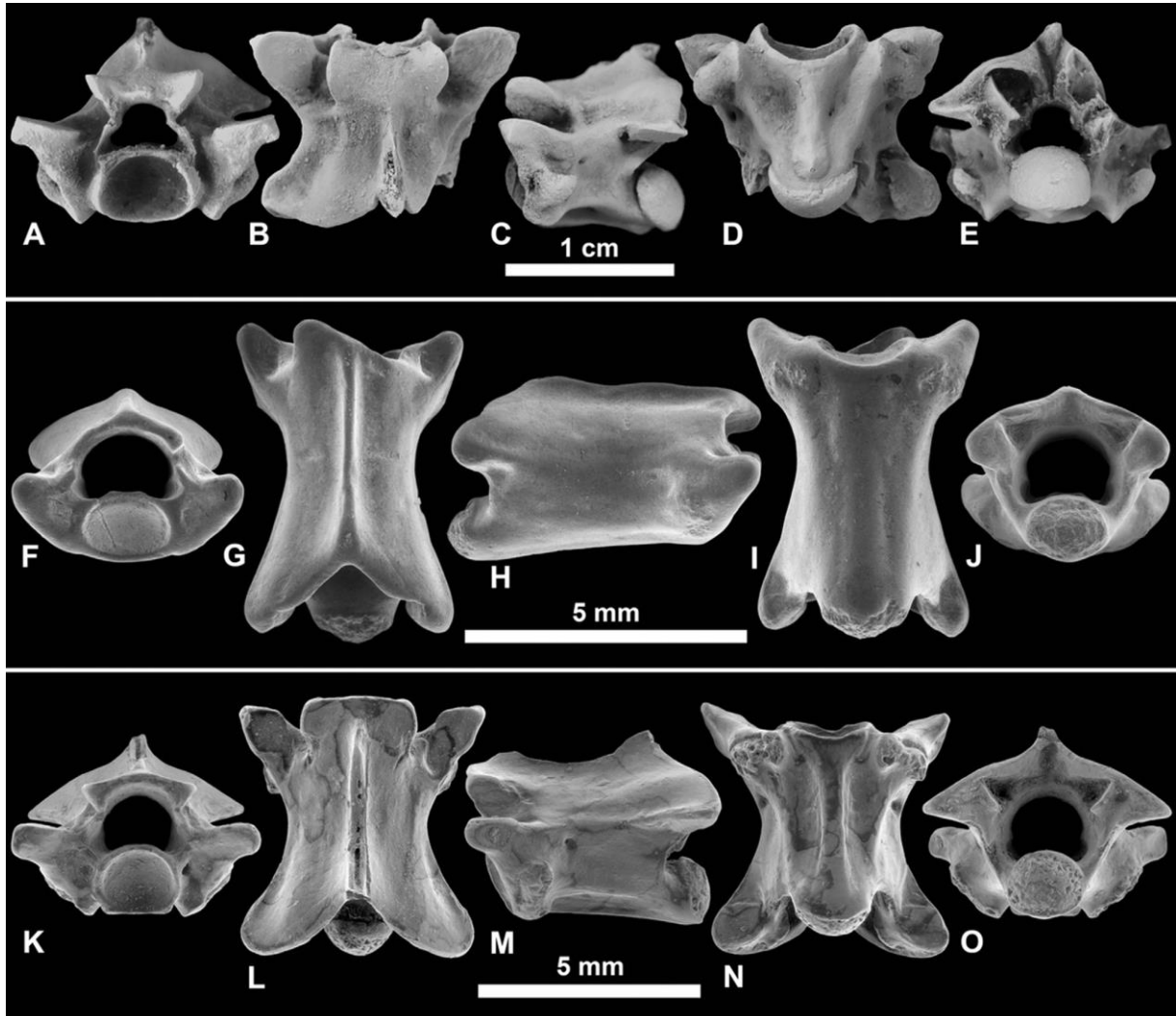
Short, wide and massively built vertebrae with short and generally wide centra, small prezygapophyseal processes, and weakly to scarcely subdivided paradiapophyseal surfaces are typical of booid snakes (Rage and Augé, 2010). Within this superfamily, xenopeltids are characterized by a well-developed neural spine, bolyeriids by a hypapophysis on each vertebra, and tropidophids by a high neural spine with a well-developed haemal keel (Rage, 2001). The Tadkeshwar vertebrae lack these characters and therefore do not belong to any of these families. However, they share with boids the presence of reduced prezygapophyseal processes placed below the prezygapophyses (Rage, 2001). Within this family, erycines possess depressed vertebrae with additional apophyses (Szyndlar and Böhme, 1996; Rage, 2001), and pythonines possess an arched neural arch with a high neural spine and a high zygosphene (Szyndlar and Rage, 2003). These characters are absent from the Tadkeshwar vertebrae, which more closely resemble boine vertebrae by the combination of the following characters: the lack of a vertical ridge on the anterior face of the zygosphene; the presence of paracotylar fossae; straight, posteromedially angled interzygapophyseal ridges; and the vaulted, biangled posterior margin of the neural arch (Rage and Danilov, 2008; Head et al., 2009). However, members of this subfamily generally possess

paracotylar foramina (Rage, 2001; Head et al., 2009), which are not discernible in the present vertebrae. Nonetheless, it has been demonstrated that paracotylar foramina can be variably present in extant and extinct boines (Rage, 2001).



▲ Figure 6.13. Palaeophiidae, *Palaeophis vastaniensis*. A-E, WIF/A 2350, very anterior trunk vertebra in (A) anterior, (B) dorsal, (C) right lateral, (D) ventral, and (E) posterior views. F-J, WIF/A 2348, anterior trunk vertebra in (F) anterior, (G) dorsal, (H) right lateral, (I) ventral, and (J) posterior views. K-O, WIF/A 2349, mid-trunk vertebra in (K) anterior, (L) dorsal, (M) left lateral, (N) ventral, and (O) posterior views.

The present vertebrae differ from the Vastan vertebrae referred to *Boidae* indet. (Rage et al., 2008) in having a more bell-shaped neural arch (more evenly curved on Vastan specimens), a straighter zygosphene in anterior view (more convex on Vastan specimens), and a neural arch that is anteriorly inclined in lateral view (more horizontal on Vastan specimens).



▲ Figure 6.14. *Boidae* indet. A-E, WIF/A 2274, vertebra in (A) anterior, (B) dorsal, (C) left lateral, (D) ventral, and (E) posterior views. *Colubroidea* indet., *Procerophis sahnii*. F-J, GU/RSR/TAD 9560, vertebra in (F) anterior, (G) dorsal, (H) left lateral, (I) ventral, and (J) posterior views. *Caenophidia incertae sedis*, *Thaumastophis missiaeni*. K-O, WIF/A 2310, vertebra in (K) anterior, (L) dorsal, (M) left lateral, (N) ventral, and (O) posterior views.

Caenophidia Hoffstetter, 1939

Colubroidea Opperl, 1811

Colubroidea indet.

Procerophis sahnii Rage et al., 2008

Referred material: GU/RSR/TAD 9560, vertebra (from TAD-1)

Comments

The vertebra GU/RSR/TAD 9560 is about 4 mm wide across the prezygapophyses and 6 mm long, and is very lightly built with a wide and thin zygosphenon, a blade-like and long neural spine, and well-marked subcentral ridges (Fig. 6.14F-J). These characters indicate colubroid affinities. Moreover, this specimen can be attributed to the species *Procerophis sahnii* from Vastan (Rage et al., 2008) by the following diagnostic characters: prezygapophyseal buttresses compressed, forming a vertical ridge, and prolonged by anteriorly oriented prezygapophyseal processes.

Caenophidia incertae sedis

Thaumastophis missiaeni Rage et al., 2008

Referred material: WIF/A 2310, WIF/A 2352, WIF/A 4287, three vertebrae (all from TAD-1).

Comments

These vertebrae are slightly elongated (longer than wide, about 5 mm wide across the prezygapophyses and 5.5 mm long), and are more gracile than those described above. The neural spine is blade-like and the centrum is narrow (Fig. 6.14K-O). These characters are reminiscent of colubroids (Rage et al., 2008). We attribute these vertebrae to *Thaumastophis missiaeni*, originally described from the early Eocene of Vastan (Rage et al., 2008), based on their zygapophyseal anatomy. The prezygapophyses are strongly compressed anteroposteriorly below the articular facets, thus forming laminar, deep prezygapophyseal processes that project slightly laterally. In addition, there are distinct diapophyseal and parapophyseal areas.

Crocodylomorpha Walker, 1970

Crocodyliformes Hay, 1930

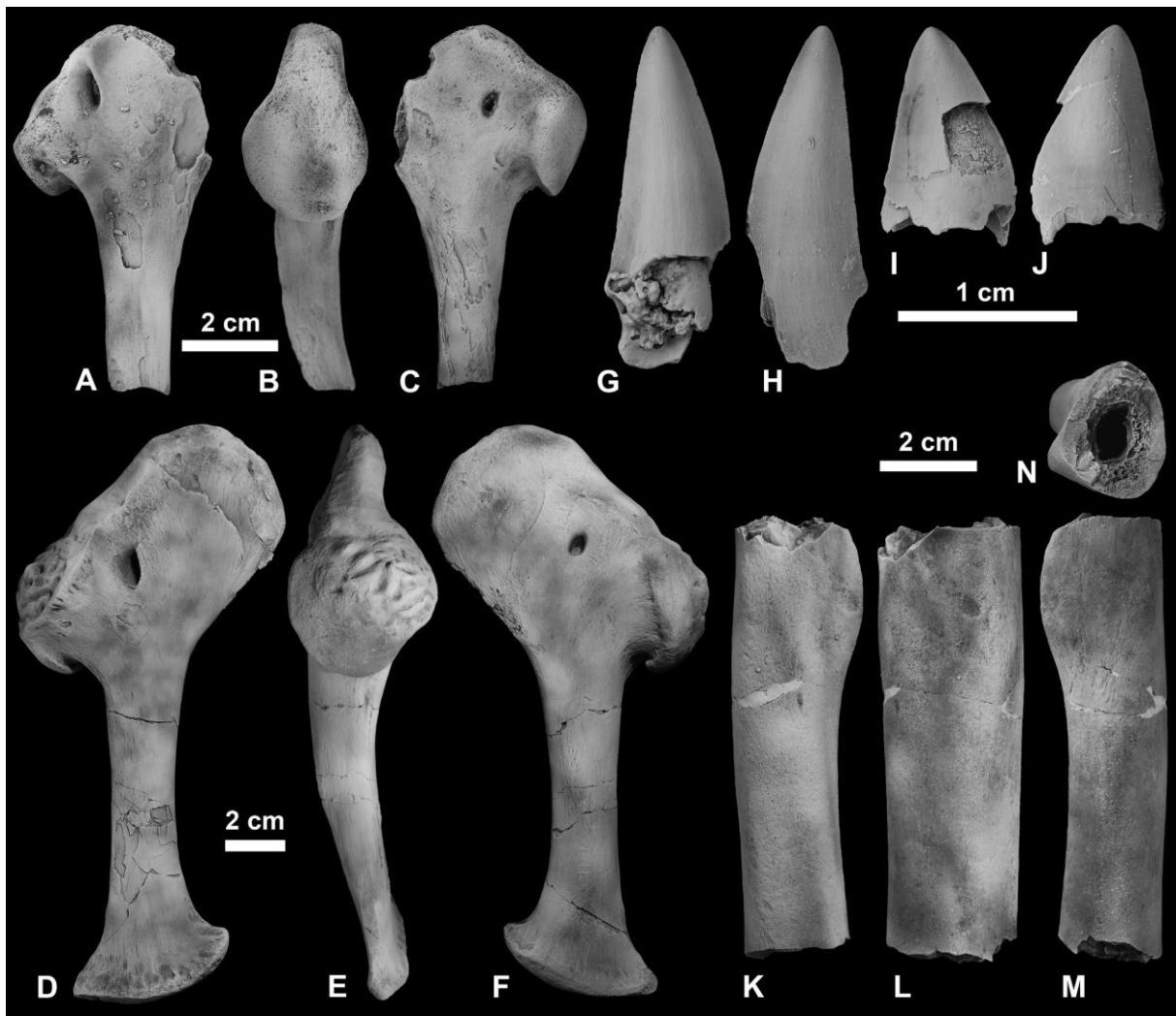
Mesoeucrocodylia Whetstone and Whybrow, 1983

Neosuchia Benton and Clark, 1988

Dyrosauridae de Stefano, 1903

cf. *Congosaurus* sp.

Referred material: GU/RSR/TAD 9511, right femoral diaphysis; GU/RSR/TAD 9512, partial neural arch; GU/RSR/TAD 9514, right coracoid; GU/RSR/TAD 9516-9521, WIF/A 2265, WIF/A 2355, isolated teeth (all from TAD-1).



▲ Figure 6.15. Dyrosauridae. A-C, cf. *Congosaurus* sp., GU/RSR/TAD 9514, right coracoid in (A) lateral, (B) dorsal, and (C) medial views. D-F, *Congosaurus bequaerti*, MRAC 1811, right coracoid in (D) lateral, (E) dorsal, and (F) medial views. G-H, cf. *Congosaurus* sp. G-H, WIF/A 2355, tooth in labial and lingual views. I-J, WIF/A 2265, tooth in labial and lingual views. K-N, GU/RSR/TAD 9511, right femur diaphysis in (K) medial, (L) anterior, (M) lateral, and (N) dorsal views.

Comments

The coracoid (GU/RSR/TAD 9514, Fig. 6.15A-C) is the most complete bone in our sample. Although the anterior and ventral parts are broken, most of the diagnostic characters are present. The ventral shaft is narrow, with nearly parallel sides, and is relatively circular in cross-section. This differs from Eusuchia and some Mesoeucrocodylia, such as the goniopholid *Goniopholis*, which have a ventral shaft expanding at midshaft to a fan-shaped blade. In this character and in the aspect of the glenoid surface this coracoid resembles that of dyrosaurid neosuchians. Its morphology corresponds better to that of *Congosaurus bequaerti* (MRAC 1811, Fig. 6.15D-F) from the Paleocene of Landana, Angola (Swinton, 1950; Jouve and Schwarz, 2004), than to that of *Dyrosaurus maghribensis* (OCP DEK-GE 254) from the early Eocene of Ouled Abdoun Basin, Morocco, in having the coracoid foramen closer to the glenoid facet and dorso-ventrally oval (Jouve et al., 2006).

Crocodyliform teeth are rare in the Cambay Shale, and the only crocodyliform teeth found in Tadkeshwar mine are elongated teeth with a weak to moderate mediolateral compression, which is characteristic of Dyrosauridae (Fig. 6.15G-J). However, they differ from the genera *Congosaurus* and *Dyrosaurus* in having weaker (or absent) coronal striae (Jouve and Schwarz, 2004; Jouve, 2005) and sometimes bearing very fine serrations (6 denticles/mm). A robust part of a diaphysis with a fourth trochanter (GU/RSR/TAD 110) is typical of a crocodyliform femur corresponding in size to the same species (Fig. 6.15K-N).

Although dyrosaurids are known from very well-preserved comparative material from the early Paleogene of Africa, there are also records of dyrosaurids from the Indian subcontinent. These are represented by isolated vertebrae and teeth, a partial frontal, and a partial mandible from the Cretaceous of India (e.g., Rana, 1987; Prasad and Singh, 1991; Rana and Sati, 2000; Khosla et al., 2009); a nearly complete vertebral column and portions of an associated pelvis and hind limb from the Paleocene of Pakistan (Storrs, 1986); and a supraoccipital bone, a postorbital bone, and small jaw fragments and isolated vertebrae from the Eocene of Pakistan (Buffetaut, 1978b). Unfortunately, none of these specimens contain similar bones to Tadkeshwar specimens for a useful comparison.

Aves Linnaeus, 1758

?Psittaciformes Wagler, 1830

Vastanavidae Mayr et al., 2010

Vastanavis Mayr et al., 2007

Vastanavis sp.

Referred material: WIF/A 2353, complete right humerus (TAD-1).

Comments

The humerus is 74 mm long (Fig. 6.16A and B), a little longer and slightly wider distally than GU/RSR/VAS1803, a left humerus identified as *Vastanavis* sp. from Vastan mine. Like the Vastan humerus, the shaft is slightly sigmoidally curved in the craniocaudal plane, and its caudal surface is roof shaped (subtriangular in cross section) in the proximal third (Mayr et al., 2013). The crista deltopectoralis is long, extending one-third of the humerus length. The proximal and distal articulations are somewhat eroded on WIF/A 2353 but several characters shared with *Vastanavis* are clearly visible. For example, the ovate attachment scar for musculus latissimus dorsi pars caudalis which is situated next to the fossa pneumotricipitalis is distinct, the fossa musculi brachialis is large, the processus flexorius is very short, and the tuberculum supracondylare ventrale is very large and wide. Both humeri possess similar distal attachment scars, one for the tendon of musculus pronator superficialis and the other for the tendon of musculus extensor carpi radialis, which extends onto the cranial humerus surface.

At present it is not possible to determine if the humerus belongs to *Vastanavis eocaena* or to *V. cambayensis* because these species are differentiated based only on coracoids.

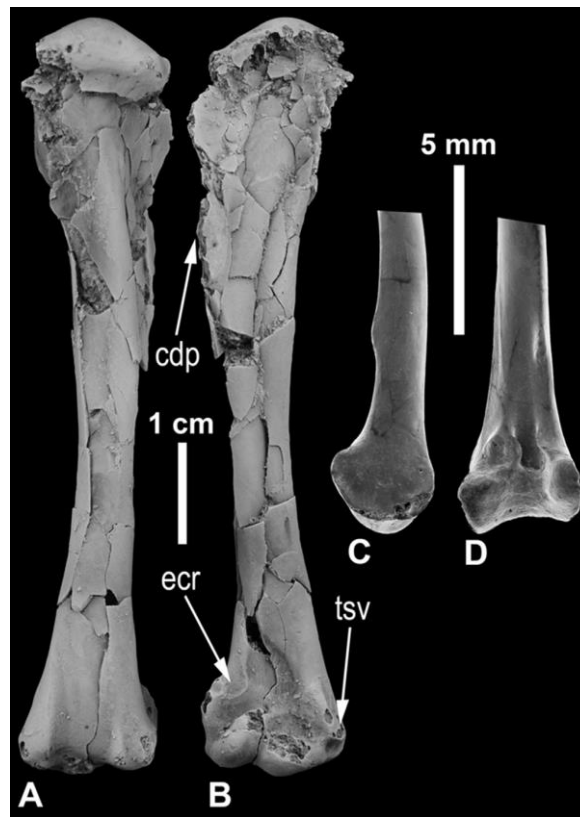
Aves indet.

Referred material: WIF/A 2354, distal right tibiotarsus (TAD-1).

Comments

This bone (Fig. 6.16C-D) is smaller and more gracile than the tibiotarsus of *Vastanavis* (Mayr et al., 2013). It resembles more the small unidentified slender tibiotarsus GU/RSR/VAS 440 from Vastan (Mayr et al., 2007). However, it differs from the latter by lacking the supratendinal bridge

(pons supratendineus) and in having very different proportions of the condylus lateralis and condylus medialis.



▲ Figure 6.16. Aves, *Vastanavis* sp. A-B, WIF/A 2353, right humerus in (A) caudal and (B) cranial views. *Aves* indet. C-D, WIF/A 2354, distal end of right tibiotarsus in (C) cranial and (D) medial views. Abbreviations: cdp-crista deltopectoralis; ecr-attachment scar of the tendon of musculus extensor carpi radialis; tsv-tuberculum supracondylare ventrale.

Mammalia Linnaeus, 1758

Pantodonta Cope, 1873

cf. Coryphodontidae indet. Marsh, 1876

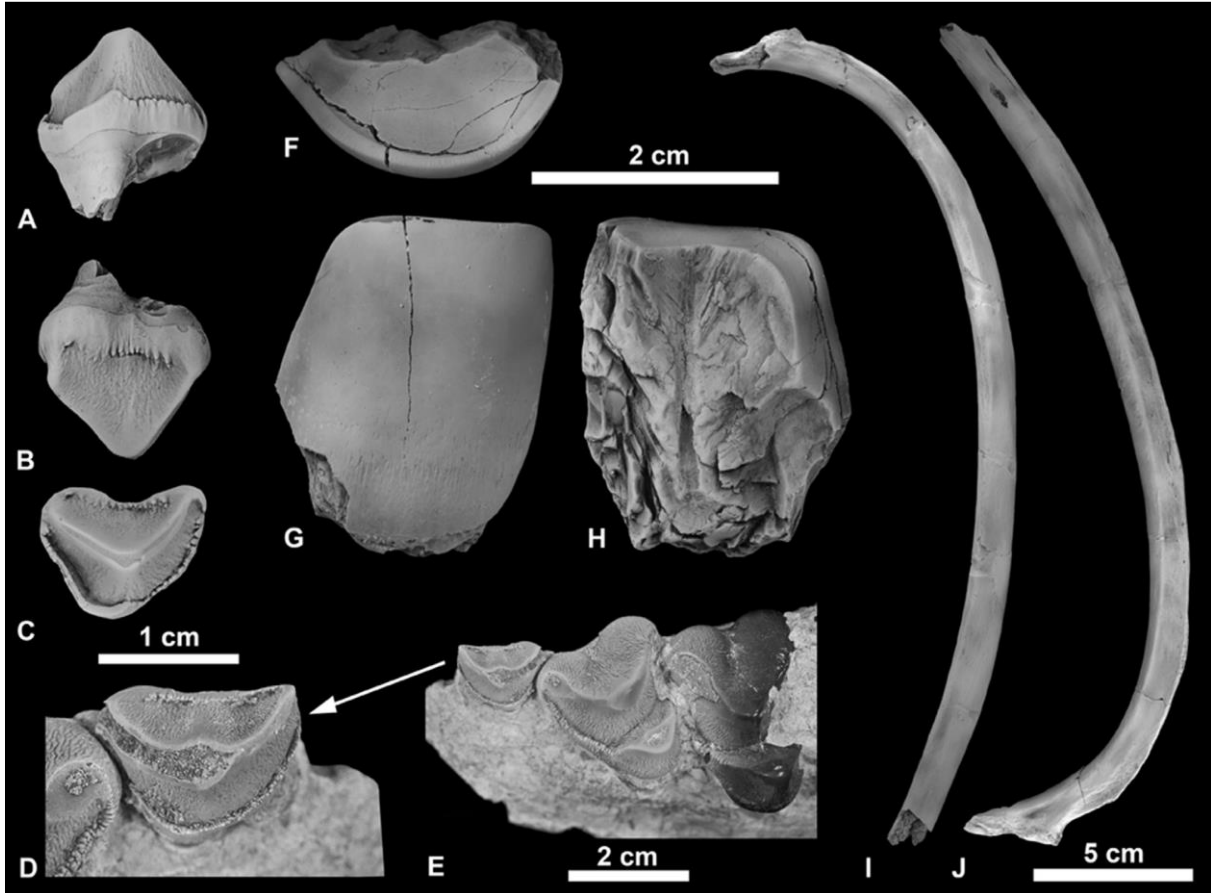
Referred material: GU/RSR/TAD 9204, right P1 (TAD-2) and, tentatively, GU/RSR/TAD-9501, fragment of a larger tooth (probably a lower right incisor) and GU/RSR/TAD 9515, a rib (both from TAD-1).

Comments

The premolar GU/RSR/TAD 9204 measures 12.20 mm long and 9.78 mm wide (Fig. 6.17A-C), and is very similar morphologically to P1 of the early Eocene (Wasatchian) pantodont *Coryphodon*. It is about 20% shorter and 10% narrower than P1 in USNM 527729, *Coryphodon* sp., from near the middle of the lower Eocene Willwood Formation of the southern Bighorn basin, Wyoming (Fig. 6.17D-E). The tooth is triangular, longer anteroposteriorly than wide, with a modest ectoflexus, slightly more pronounced than that in *Coryphodon*. It is dominated by a central buccal cusp, which forms the vertex of a shallow V-shaped crest, the limbs of which extend anterobuccally and posterobuccally about equal distances to the buccal corners of the tooth. The enamel is worn through to the dentine at the tip of the cusp and along the crests, as is typical in pantodonts. Under the light microscope the margins of the enamel on the occlusal surface of the crests show fine transverse ridges that can be felt with a fingernail. These ridges may be a manifestation of the Hunter-Schreger bands of the enamel, or of an unusual enamel prism arrangement as has been described in *Coryphodon* (Koenigswald and Rose, 2005). The crown is expanded lingually slightly posterior to the middle of the tooth, but neither protocone nor hypocone cusps are evident. There is a weak ectocingulum bearing small digitations of enamel, which fades toward the anterior and posterior ends. A similar rugose anterolingual cingulum is present. Posterolingually the cingulum is better developed, smooth, and slightly expanded into a narrow shelf. The surface enamel between cingula and apex is vertically crenulated. Nearly all of these details are almost precisely mirrored in *Coryphodon*, allowing us to attribute this tooth confidently to Pantodonta. This is the first record of a pantodont from the Indian subcontinent.

A fragment of a heavily worn larger tooth (GU/RSR/TAD 9501, maximum dimensions 27.7 mm x 21.6 mm; crown height 26 mm) may also belong to a pantodont (Fig. 6.17F-H). The enamel at the base of the crown is crenulated, as in the premolar, though the rest of the enamel is smooth, as if polished, perhaps from abrasion during transport. Tapering toward the base of the crown suggests that the tooth was rooted. The occlusal surface reveals a large, smooth dentine area enclosed by a curved enamel edge, the surface of which bears transverse ridges as on the premolar. It may be a part of a large pantodont incisor. No other mammal of comparable size has yet been found in the early Eocene of India.

A rib of about 25 cm length also attests the presence of a *Coryphodon*-size mammal (Fig. 6.17I-J), although it seems more gracile than in *Coryphodon*. The distal part of the rib is missing but the section and curvature suggest that it was no longer than 30 cm.



▲ Figure 6.17. Pantodonta. A-C, cf. *Coryphodontidae* indet., GU/RSR/TAD 9204, right P1 in (A) lingual, (B) labial, and (C) occlusal views. D-E, *Coryphodon* sp., USNM 527729 (Willwood Formation, Wyoming), left complete maxillary with P1-3 visible (E), and P1 reversed (D) in occlusal views. F-H, cf. *Coryphodontidae* indet., GU/RSR/TAD 9501, tooth fragment in occlusal (F), lateral (G), and internal (H) views. I-J, GU/RSR/TAD 9515, unidentified rib in anterior (I) and posterior (J) views.

Tillodontia Marsh, 1875

Family Esthonychidae Cope, 1883

Esthynchinae Zittel and Schlosser, 1911

Indoesthonyx, gen nov.

urn:lsid:zoobank.org:act:8B2AFE13-A577-4B31-8E76-CED859255039

***Indoesthonyx suratensis*, gen et sp. nov.**

urn:lsid:zoobank.org:act:ECE2B737-D31F-402F-9345-5805E7868E96 (Fig. 6.18A-F)

Etymology: Genus name refers to India and the allied genus *Esthonyx*. Species name is for the nearby city of Surat, and the Surat District of Gujarat, where Tadkeshwar mine is located.

Holotype: WIF/A 2333, right dentary with m3 and alveoli for i2-m2 (TAD-1).

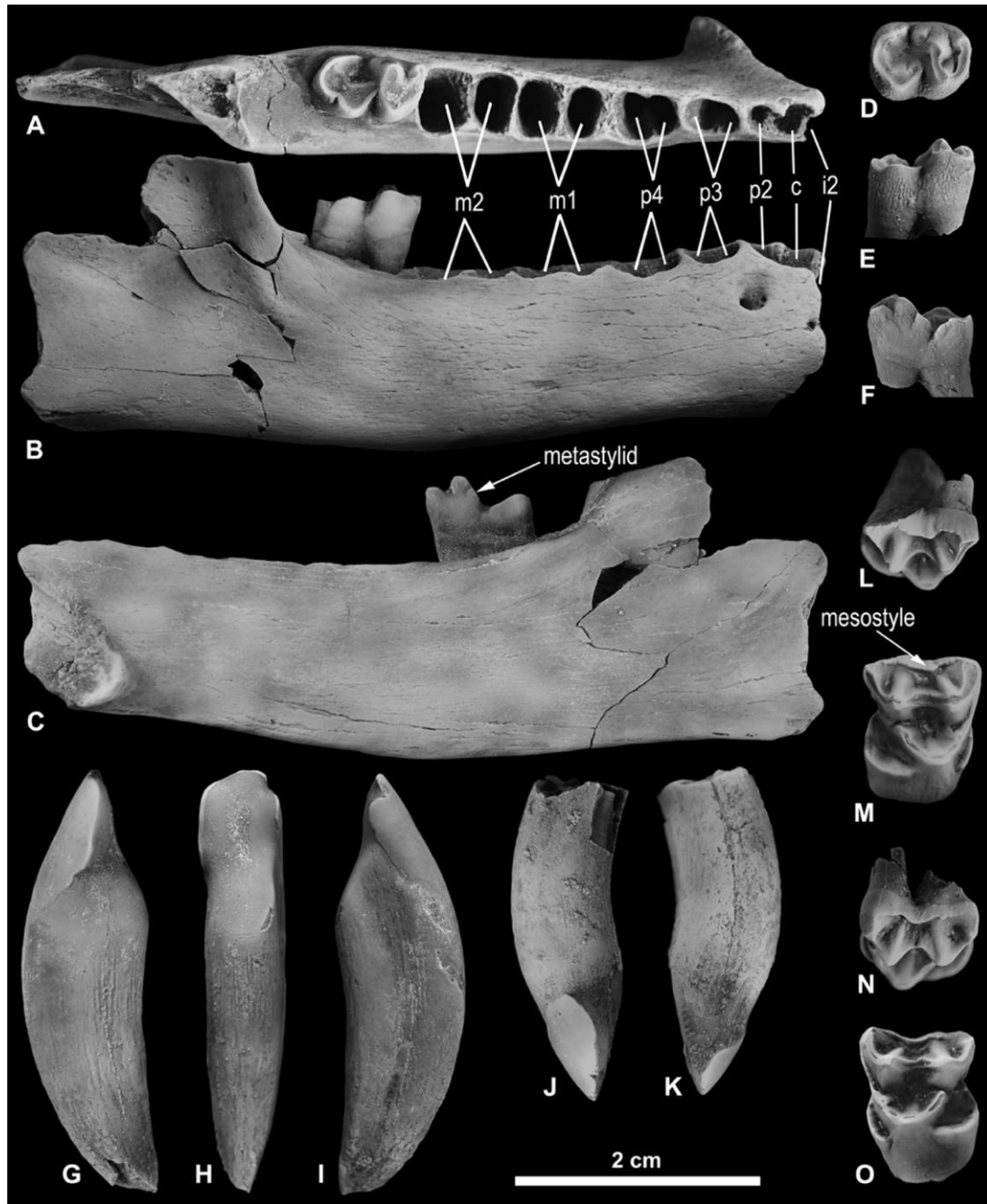
Hypodigm: Holotype and WIF/A 4225, right m1 (TAD-2).

Horizon and locality: Cambay Shale Formation, Ypresian, lower Eocene, Tadkeshwar Lignite Mine (TAD-1 and TAD-2), Surat District, Gujarat, India.

Diagnosis: Similar to *Esthonyx*, *Azygonyx*, *Plesiosthonyx*, and *Franchaius* in size and general molar morphology. Lower dental formula ?-1-3-3. Symphysis probably unfused, as in *Azygonyx* (and in contrast to *Esthonyx*), and incisors rooted, not evergrowing. Differs from *Azygonyx* and *Esthonyx* in having shorter m3 without an extended third lobe, and p3 and p4 anteroposteriorly compressed with closely appressed bilobed roots. Differs from *Plesiosthonyx* and *Franchaius* in having narrower molars with higher, stronger paraconids.

Description

The holotype is a right dentary with m3 and the alveoli for i2-m2, from the lower fossiliferous horizon TAD-1 (Fig. 6.18A-C). The dentary depth is 16.25 mm below the anterior root of m3 and 14.0 mm below the anterior root of m1. The length of the m3 is 8.55 mm and the width is 5.15 mm (trigonid) and 5.0 mm (talonid). Though generally similar to North American *Esthonyx* and *Azygonyx*, it differs in having a distinctly smaller hypoconulid lobe on m3 and much more mesiodistally compressed premolars. The m3 has a slight posterior expansion of the hypoconulid, comparable to that in one specimen of *Plesiosthonyx chardini* figured by Baudry (1992: plate II, 19; MNHN Av4560), but otherwise smaller than in other Eocene tillodonts. The paraconid is well developed and taller than in the North American and European genera, and the metastylid is low and relatively weak, as in *Azygonyx* and *Plesiosthonyx*, unlike the stronger metastylids of *Esthonyx* and *Franchaius russellonyx*.



▲ Figure 6.18. Tillodontia. *Indoesthonyx suratensis*, gen et sp. nov. A-C, WIF/A 2333, holotype, right dentary with m3 in (A) occlusal, (B) labial, and (C) lingual views. D-F, WIF/A 4225, right m1 in (D) occlusal, (E) labial, and (F) lingual views. cf. *Indoesthonyx suratensis*, G-I, WIF/A 4230, left i2 in (G) distal, (H) lingual, and (I) mesial views. J-K, WIF/A 4229, left I2 in (J) distal and (K) mesial views. L-M, WIF/A 4227, right M1 in (L) labial and (M) occlusal views. N-O, WIF/A 4226, left M2 in (N) labial and (O) occlusal views.

The p3 and p4, judging from the alveoli, had fused roots and were distinctly shorter than the molars (p3 alveoli <65% as long as m1 or m2 alveoli, p4 alveoli <70% as long as the molar alveoli), whereas both premolars have two separate roots and tend to be less reduced relative to the molars in the North American genera (p3 is 70-89% as long as m1 or m2, and p4 is 84-99% as long as m1 or m2, in several species of *Esthonyx* and *Azygonyx*; Gingerich and Gunnell, 1979). The p2 in the new species was small and had a weakly bilobed root, whereas p2 in *Esthonyx* and *Azygonyx* may have two roots, one root, or a bilobed root. The canine alveolus is slightly larger than that of p2, but much smaller than that of i2, resembling *Azygonyx* but unlike *Esthonyx*, in which the canine is as large as i2 (e.g., Gazin, 1953: Fig. 2). A large alveolus in front of the canine alveolus held the enlarged, slightly procumbent i2. A small indentation buccally between the canine and i2 alveoli may have housed a vestigial i3, but its presence is ambiguous. Gingerich (1989) noted the loss of i3 in some individuals of *Azygonyx*.

The dentary of the holotype is broken medial to the enlarged incisor, and has a small, flattened rugose area at the back of what appears to be an unfused symphysis. If we are correct in inferring an unfused symphysis, this would be a presumably primitive resemblance to *Azygonyx* and a contrast with *Esthonyx* (dentaries of the European species are unknown). However, the apparent symphysis projects more medially than in *Azygonyx*, raising the possibility that it may simply be a fracture in a fused mandibular symphysis or, alternatively, that the symphysis was wider than in *Azygonyx*. The latter interpretation is consistent with the large second incisor alveolus, which appears to be relatively larger than in the North American genera. The seemingly oblique medial border of the symphysis seen in dorsal view (Fig. 6.18A) is an artifact of breakage more anteriorly. In any case, the symphysis extends posteriorly to the level of the posterior root of p3. A large mental foramen is located beneath the junction of p2 and p3, and a smaller one slightly lower, below the canine alveolus.

A referred m1, WIF/A 4225, found in the upper level (TAD-2) is of appropriate size and morphology to represent *Indoesthonyx suratensis* (Fig. 6.18D-F). It is relatively short and wide (length = 8.10 mm, width trigonid = 6.50 mm, width talonid = 6.65 mm). Like the m3, it has a relatively tall paraconid. The tooth is relatively unworn, and has a stronger metastylid and a small entoconulid,

which is not discernible on the more worn m3 in the holotype. The enamel on its buccal surface is distinctly crenulated, a feature typical of esthonychine tillodonts.

Discussion

The holotype dentary and referred isolated molar show sufficient differences from known tillodonts to warrant allocation of these specimens to a new genus and species that appears to be most similar to the early Eocene North American and European esthonychine tillodonts. It is noteworthy that *Plesiesthonyx chardini* and *Franchaius russellonyx* have recently been considered as synonyms of *Plesiesthonyx munieri* (Hooker, 2010). While the polarity of the small hypoconulid lobe of m3 is ambiguous, the reduced and compacted lower premolars and enlarged i2 of *Indoesthonyx suratensis* appear to be derived states compared to the European and American taxa. Among Asian tillodonts, only early Eocene *Paresthonyx orientalis* (Wutu Formation, China; Tong and Wang, 2006) is close enough in size, morphology, and age to be related to *Indoesthonyx*. *Paresthonyx* is based on upper teeth, however, and cannot be directly compared with *I. suratensis*. Two other *esthonychid* tillodont species were previously described from the early Eocene of India, both from the Vastan Mine. One is a small esthonychid, *Anthraconyx hypsomyilus*, which differs from all other early Eocene tillodonts in being very hypsodont (Rose et al., 2013). The second taxon, based on two isolated teeth, I2 and M3, was identified as cf. *Esthonyx* sp. (Rose et al., 2009b). Although these teeth cannot be directly compared with the new taxon, they appear to be closer in size to *Indoesthonyx suratensis* from Tadkeshwar and may represent the same species (see Discussion in the next section).

cf. *Indoesthonyx suratensis*

Fig. 6.18. G-O

Referred material: WIF/A 4226, left M2; WIF/A 4227, right M1;

WIF/A 4228, right m2; WIF/A 4229, left I2; WIF/A 4230, left i2

(all from TAD-2).

Comments

These five isolated esthonychine teeth found at TAD-2 are somewhat larger than the holotype and represent either much larger individuals of *Indoesthonyx suratensis* or possibly a distinct taxon.

They include two incisors, an m2, and two upper molars, and are thus not directly comparable to the holotype and referred specimen. The incisors are typically esthonychine in having large roots and enamel limited largely to the labial surface. The upper incisor (WIF/A 4229, crown mesiodistal width = 7.10 mm, crown height = 8.50 mm; Fig. 6.18.J-K) is wider, more gently curved mediolaterally on its labial surface, and lower crowned (possibly due to wear) than the lower i2. It closely resembles I2 in *Esthonyx bisulcatus* (USGS 10258) but is larger. The lower i2 (WIF/A 4230, crown mesiodistal width = 7.20 mm, crown labiolingual width = 10.35 mm, crown height = 12.50 mm; Fig. 6.18.G-I) is a robust tooth, with enamel extending onto the labiomesial and labiodistal surfaces, as in *Esthonyx* and *Azygonyx*. However, the tooth is larger than in specimens of *E. bisulcatus* and even *A. grangeri*, approaching the size of i2 in late early Eocene *Megalesthonyx hopsoni*. It is much larger than the tooth that occupied the alveolus in the holotype of *I. suratensis*, but plausibly represents the same taxon as the upper incisor. A heavily worn isolated right m2 (WIF/A 4228: length = 9.90 mm, width trigonid = 7.60, width talonid = 7.40 mm) is about 20% larger than the holotype and referred m1 of *I. suratensis*. It further differs in having the trigonid and talonid of approximately equal lengths, but this may be exaggerated by the heavy wear. The upper molars are identified as right M1 (WIF/A 4227: LxW = 9.10 mm x 11.95 mm; Fig. 6.18.L-M) and left M2 (WIF/A 4226: LxW=9.25mmx12.60mm;

Fig. 6.18.N-O) based on slight differences in tooth proportions and shape, but they are so close in morphology that both could be M1, and they surely represent the same taxon. They are very similar to molars of *Esthonyx*, differing mainly in having a distinct, crest-like mesostyle (not connected to the centrocrista) on the ectocingulum, a shallower ectoflexus, and a more flaring posterolingual shelf that lacks a distinct hypocone.

Discussion

If the additional isolated teeth from TAD-2 prove to be large individuals of *I. suratensis*, they would provide additional diagnostic criteria for separating this species (e.g., enlarged second incisors, upper molars with cingular mesostyle and flaring posterolingual cingulum). However, until the range of intraspecific variation is better understood, it may be better to interpret these isolated teeth as representing an unidentified esthonychine. The upper molars from TAD-2 are more than

15% larger than *Paresthonyx orientalis* from the early Eocene of China, and further differ in the same traits that separate them from *Esthonyx*, namely a much more expanded posterolingual shelf and a small cingular mesostyle.

As noted above, two isolated upper teeth from Vastan mine, designated cf. *Esthonyx* sp. (Rose et al., 2009b), may be compared with the isolated teeth from TAD-2. The Vastan I² (GU/RSR/VAS1651) is much less worn than the I2 from TAD-2, complicating comparison, but is about 30% narrower. Similarly, the M3 (GU/RSR/VAS 1587) from Vastan, though not directly comparable, is smaller (10-15% narrower and nearly 40% shorter mesiodistally) than the molars from TAD-2. Based on the limited evidence, it seems unlikely that these Vastan teeth belong to the same taxon as the isolated teeth from TAD-2. It is possible that the Vastan teeth pertain to *Indoesthonyx suratensis*, but until teeth are known from the same loci this hypothesis cannot be tested.

Rodentia Bowdich, 1821

Ischyromyoidea Alston, 1876

Ischyromyidae Alston, 1876

Ailuravinae Michaux, 1968

Meldimys Michaux, 1968

cf. *Meldimys* sp.

Referred material: WIF/A 2331, right femur; WIF/A 2276, right distal femur; WIF/A 2278, right tibia (all from TAD-1).

Comments

A 40 mm-long complete tibia (WIF/A 2278) with a large posterior process at the distal end is typical of a rodent (Fig. 6.19F-J). The shaft is robust and bowed anteriorly in lateral view. The tibial crest extends distally slightly beyond midshaft. A complete short and robust femur (WIF/A 2331) with a shallow and somewhat mediolaterally restricted patellar groove and greater trochanter projecting above the head is also referred to a rodent (Fig. 6.19A-E). Its length (40 mm) is similar to the tibia and thus it could represent the same species. The morphology of the femur, with a relatively wide and flat distal end and a shallow patellar groove is different from the described early Eocene rodent

cf. *Thisbemys* sp., which is almost as wide anteroposteriorly as mediolaterally, with a moderately elevated, narrow, and well-defined patellar groove (Rose and Chinnery, 2004, Fig. 8). The morphology and robustness of the Tadkeshwar bones are comparable to those of extant geomyid and aplodontid rodents (Rose and Chinnery, 2004, Fig. 9), and suggest that they belong to a terrestrial semi-fossorial taxon rather than an arboreal form. However, European *Ailuravus macrurus* from the middle Eocene of Messel, which has been interpreted as arboreal (Wood, 1976), also has a short and robust femur (TS, pers. obs.). The ailuravine *Meldimys musak* from Vastan mine is the only early Eocene rodent described from the Cambay Shale Formation (Rana et al., 2008; Gupta and Kumar, 2015), consequently we tentatively allocate these bones to *Meldimys*. However, the tibia is notably more robust than two undescribed tibiae (GU/RSR/VAS 795,796) from Vastan mine that we attribute tentatively to *M. musak*.

Chiroptera Blumenbach, 1779

Microchiropteramorpha Simmons and Geisler, 1998

“Eochiroptera” Van Valen, 1973

“Eochiroptera” indet. 1

Referred material: WIF/A 2330, distal left humerus (TAD-1).

Comments

A small distal humerus with a typical chiropteran morphology, including a rounded capitulum with a reduced medial epicondyle (epitrochlea), documents the presence of a bat (Fig. 6.19K). Its simple morphology without specialization indicates that it belongs to a primitive “eochiropteran” such as *Archaeonycteris* sp., figured by Russell and Sigé (1970).

“Eochiroptera” indet. 2

Referred material: WIF/A 2316, distal left humerus (TAD-1).

Comments

A distal bat humerus at least 20% wider than WIF/A 2330 presents a slightly damaged trochlea (Fig. 6.19L). It is generally similar in morphology to WIF/A 2330.

Primates Linnaeus, 1758

Adapoidea Trouessart, 1879

Asiadapidae Rose et al., 2009

Marcgodinotius Bajpai et al., 2005

Marcgodinotius indicus Bajpai et al., 2005

Referred material: WIF/A 2334, right dentary with m2-3 and alveoli for i1-m1 (TAD-1); WIF/A 4231, left dentary with p3-m2 (TAD-2).

Comments

A very well-preserved dentary containing m2 (length = 2.50, width trigonid = 1.75, width talonid = 1.80 mm) and m3 (length = 2.40, width trigonid = 1.45, width talonid = 1.35 mm) and all the alveoli for i1 to m1 (WIF/A 2334, Fig. 6.20A-D) is slightly larger than but similar in morphology to *Marcgodinotius indicus* from Vastan, particularly to the dentary of GU/RSR/VAS 744 and to the molars in GU/RSR/VAS 227 (Rose et al., 2009a). There are two mental foramina, a small one below the canine-p1 junction and a larger one below the posterior alveolus of p2. This is slightly anterior to most other specimens, in which the anterior foramen is usually beneath p1 and the posterior one below p3. GU/RSR/VAS227, however, differs in having three small foramina, below p1, p2, and p4; hence there is clearly intraspecific variation in position of these foramina. The molars have arcuate paracristids and no trace of a paraconid. The new jaw confirms the lower dental formula of 2-1-4-3, as well as an unfused symphysis. It is distinctive in having the alveoli for p3 larger than those for p4 or m1 (as in GU/RSR/VAS744), the alveoli for the two-rooted p2 and single-rooted p1 slightly less reduced than in other specimens, and the canine alveolus larger than in other specimens. The large canine suggests the possibility of sexual dimorphism, which has been postulated for other adapoids (see Rose et al., 2009a). The alveoli for the two incisors are small, equal in size, and anteriorly inclined as in GU/RSR/VAS 744 and *Cantius* (Rose et al., 1999). Interestingly, this is the first specimen of *M. indicus* that preserves the complete posterior part of the dentary. It shows a posteriorly inclined coronoid process that differs from the much more vertical coronoid process of most other adapoids including the earliest Eocene *Cantius torresi* from the Willwood Formation of Wyoming (Gingerich, 1995). The angular process is long and very thin, and slightly medially

inflected, a condition different from most of the adapoids, which have a dorso-ventrally extended angular process (Szalay and Delson, 1979, Fig. 51; Hooker 2010, text-Fig. 23). The condyle is midway between the top of the coronoid process and the tip of the angular process. This condition, in which the condyle is only slightly higher than the level of the teeth, also differs from most adapoids, in which the condyle is higher and closer to the top of the coronoid process.



▲ Figure 6.19. Rodentia, cf. *Meldimys* sp. A-E, WIF/A 2331, right femur in (A) anterior, (B) posterior, (C) medial, (D) proximal, and (E) distal views. F-J, WIF/A 2278 right tibia in (F) anterior, (G) posterior, (H) medial, (I) distal, and (J) lateral views. Chiroptera. (K) “Eochiroptera” indet. 1, WIF/A 2330, left humerus in anterior view. (L) “Eochiroptera” indet. 2, WIF/A 2316, left humerus in anterior view.

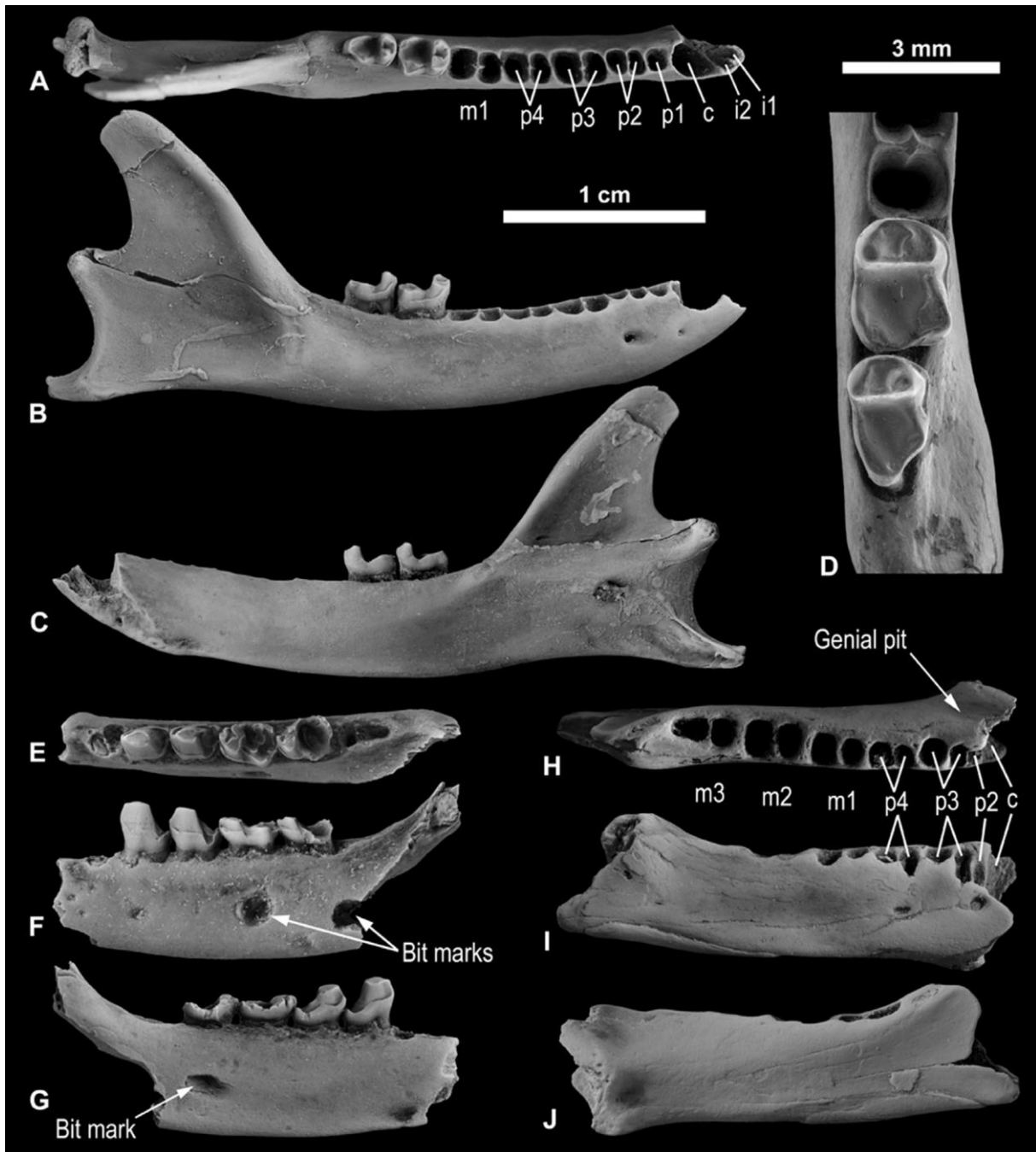
A second dentary, from the higher horizon (TAD-2), contains worn p3-m2 (WIF/A 4231, Fig. 6.20E-G). The measurements (mm) of the teeth are as following: p3 length = 2.0, width = 1.25; p4 length = 2.10, width trigonid = 1.20, width talonid = 1.25; m1 length = 2.25, width trigonid = 1.35, width talonid = 1.60; m2 is damaged and cannot be measured accurately. This dentary is a little smaller than WIF/A 2334 but similar in size and morphology to other specimens of *Marcgodinotius indicus* except that the alveoli for p2 are slightly more compressed and oblique, and the alveolus of p1 is missing and replaced by a diastema. The apparent compression of p2 suggests that p1 was lost during life and its alveolus resorbed. Even if absence of p1 was real, however, this criterion alone is not adequate justification to separate this jaw specifically, as other early euprimates are known in which presence of p1 varies intraspecifically (e.g., *Teilhardina belgica* and *T. americana*; Bown and Rose, 1987; Smith et al., 2006). The p3 and p4 lack both paraconid and metaconid, like most specimens of *M. indicus*. Several small mental foramina are present, one below p3 and multiple foramina below the front of p2. The specimen is of further interest in showing bite marks on both sides of the dentary.

A complete humerus (GU/RSR/TAD 9005) of appropriate size to represent *M. indicus* was also found at TAD-1. It is very similar in morphology to a euprimate humerus from Vastan mine, GU/RSR/VAS 713 (Rose et al., 2009a: Fig. 16), and will be described in a detailed account of new primate postcrania (Dunn et al., in press).

?*Asiadapis* Rose et al., 2007

cf. *Asiadapis cambayensis* Rose et al., 2007

Referred material: GU/RSR/TAD 9004, edentulous right dentary with alveoli interpreted as c through m3 (TAD-1).



▲ Figure 6.20. Primates. *Marcgodinotius indicus*. A-D, WIF/A 2334, right dentary with m2e3 in (A) occlusal, (B) labial, and (C) lingual views, and (D) occlusal close-up. E-G, WIF/A 4231, left dentary with p3-m2 in (E) occlusal, (F) labial, and (G) lingual views. cf. *Asiadapis cambayensis*. H-J, GU/RSR/TAD 9004, edentulous right dentary in (H) occlusal, (I) labial, and (J) lingual views.

Comments

An edentulous primate dentary with alveoli for several antemolar teeth (Fig. 6.20H-J) is distinctly larger and more robust than *Marcgodinotius indicus* and had no more than three premolars; therefore, it may represent *Asiadapis cambayensis* or a closely related adapoid. However, with no teeth preserved and damage at the front of the dentary, the alveoli are open to various interpretations. Most likely is that the alveoli pertain to a canine directly followed by a small, single-rooted p2 and double-rooted p3-m3, which corresponds to the dental formula of *Asiadapis cambayensis* described from Vastan mine (Rose et al., 2007, 2009a). The size of the dentary is very similar to the holotype GU/RSR/VAS 6, but the jaw is more robust and foreshortened, especially near the unfused symphysis. There are two mental foramina, below the tiny p2 alveolus and below the anterior root of p4, the posterior one slightly farther back than in the holotype and referred specimens of *A. cambayensis*. Inferolingually at the symphysis is a prominent depression (genial pit) presumably for attachment of genioglossus and geniohyoid muscles. This pit is not evident on other specimens of *Asiadapis*, although a similar fossa is present in some specimens of *Cantius* (e.g., USNM 494881, 533559, UM 101958). The alveoli for p3 are larger than those for p4, as in asiadapids generally. In contrast to the previously described dentaries of *A. cambayensis*, however, the canine alveolus is larger, the p2 alveolus is markedly compressed anteroposteriorly, and the symphysis is deep and robust.

These contrasting traits, when combined with a different interpretation of the anterior alveoli, suggest that, alternatively, GU/RSR/TAD 9004 might represent *Vastanomys major* or a closely related omomyid. This requires interpretation of the large anterior alveolus as that for i1 rather than for the canine. A robust, foreshortened dentary typifies early Eocene omomyids such as *Tetonius* and *Pseudotetonius*, which have a hypertrophied i1 and reduced, anteroposteriorly compressed teeth between i1 and p4 (Bown and Rose, 1987). These genera also have a very similar genial pit at the back of a robust symphysis. If the large anterior alveolus of GU/RSR/TAD 9004 held an enlarged i1 (and possibly i2 at the back of the same alveolus), followed by a small, anteroposteriorly compressed canine and then two or three premolars (if the anterior premolars were single-rooted), the dental formula and alveolar proportions could be consistent with omomyid affinity. However, the large size of p3, whether double- or single-rooted, is unexpected in an

omomyid. Therefore, it is more likely that this jaw represents an asiadapid. The modifications at the front of the jaw suggest that it may represent a taxon distinct from *A. cambayensis*, but better specimens are needed to test this hypothesis.

An isolated euprimate calcaneus (WIF/A 2336) from TAD-1 is comparable in size to that of *A. cambayensis* from Vastan mine (GU/RSR/VAS 707 and 716; Rose et al., 2009a: fig. 6.19). It will be described elsewhere (Dunn et al., in press).

Hyaenodonta Van Valen, 1967

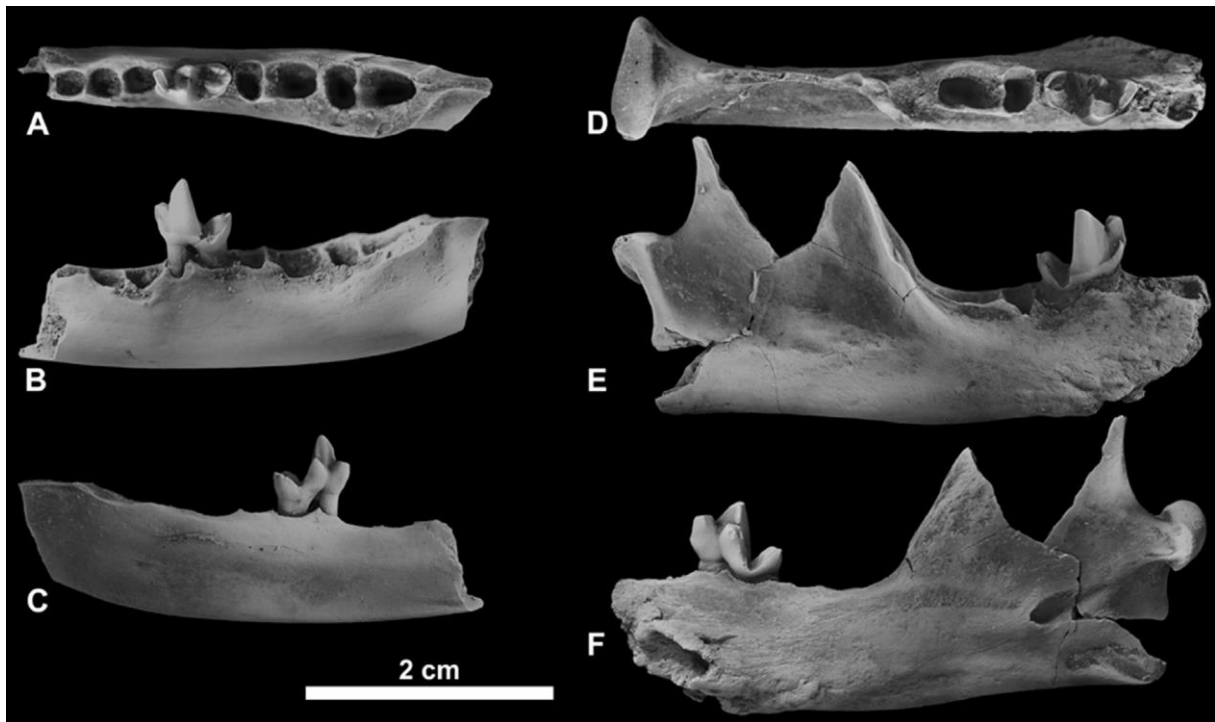
Hyaenodontidae Leidy, 1869

Indohyaenodontinae Solé et al., 2013

Indohyaenodon Bajpai, Kapur, and Thewissen, 2009

Indohyaenodon raoi Bajpai, Kapur, and Thewissen, 2009

Referred material: GU/RSR/TAD 9000, left dentary with m1; WIF/A 4209, right dentary with m2 (both from TAD-2).



▲ Figure 6.21. Hyaenodonta, *Indohyaenodon raoi*. A-C, GU/RSR/TAD 9000, left dentary with m1 in (A) occlusal, (B) labial, and (C) lingual views. D-F, WIF/A 4209, right dentary with m2 in (D) occlusal, (E) labial, and (F) occlusal views.

Comments

Two jaw fragments found in the upper level TAD-2 belong to a mid-sized hyaenodontid mammal: GU/RSR/TAD 9000 bears m1 (L = 6.0, Wtri = 3.05, Wtal = 2.75 mm, Fig. 21A-C) and WIF/A 4209 contains m2 (L = 7.30, Wtri = 4.25, Wtal = 3.05 mm, Fig. 21D-F). The morphology of the teeth agrees with that of *Indohyaenodon raoi*, a hyaenodontid described based on specimens from Vastan mine (Bajpai et al., 2009; Rana et al., 2015). The new molars notably display the typical features of this species such as the subequal paraconid and metaconid, the open trigonid with the paraconid well mesial to the other cusps, the trigonid considerably taller than the talonid, the small talonid basin surrounded by the three major cusps, and the complete buccal cingulid.

One can note the absence of the first molar in WIF/A 4209, but because the bone of the dentary is remodeled anterior to the m2, the loss of the m1 surely occurred in vivo, thus prior to fossilisation. This feature has been observed previously in hyaenodontids (e.g., Lange-Badré, 1979), including *Indohyaenodon raoi* from Vastan mine (GU/RSR/VAS 652; Rana et al., 2015).

The teeth from Tadkeshwar are about 10-15% longer than those from Vastan, but sample sizes are not adequate to assess the significance of this size difference. For the present, therefore, we refer the Tadkeshwar specimens to *Indohyaenodon raoi* rather than to a new species.

Ungulata Linnaeus, 1766

Cambaytheriidae Bajpai et al., 2005

Cambaytherium Bajpai et al., 2005

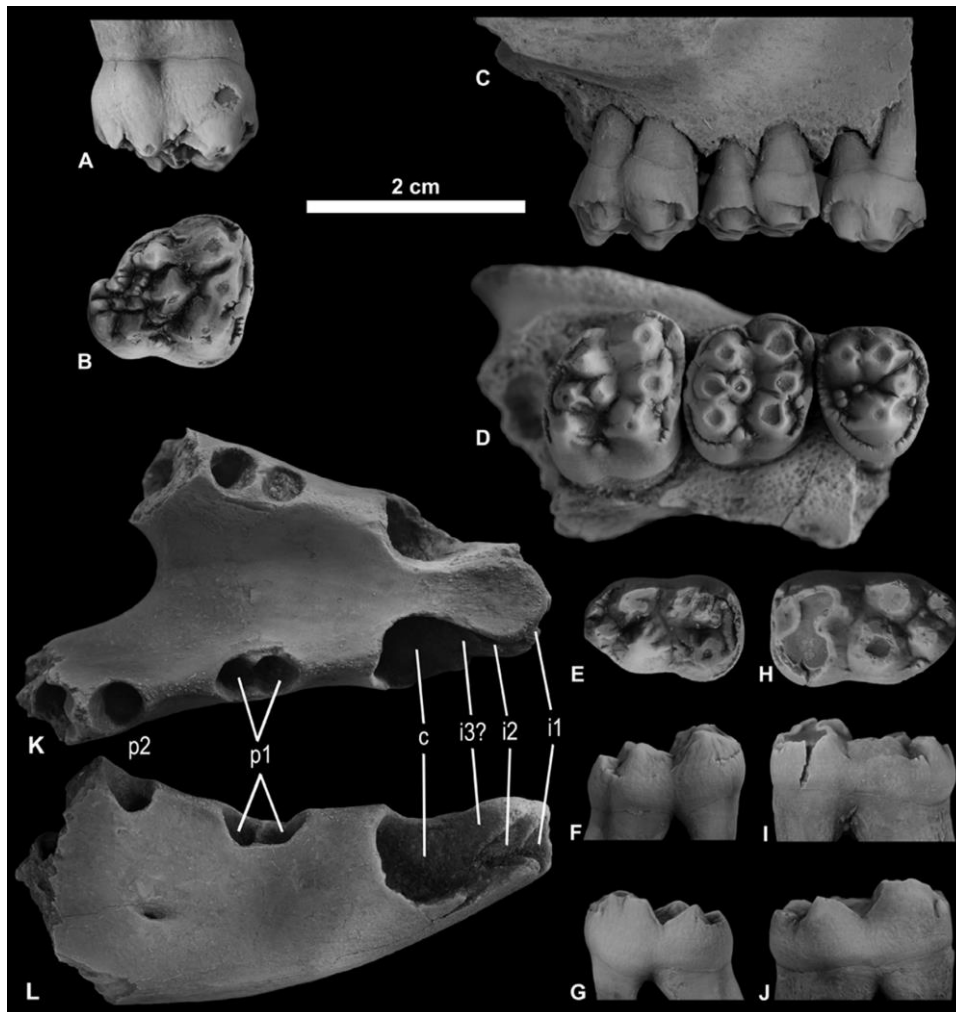
Cambaytherium thewissi Bajpai et al., 2005

Referred material: GU/RSR/TAD 9002, mandibular symphysis with alveoli for left and right incisors, canines, and p1, and for right p2; GU/RSR/TAD 9202, left maxilla with M1-3, encased in hard matrix; WIF/A 1200, mandible with left p3-4, m2, and symphysis; WIF/A 4217, right maxilla with P4-M2; WIF/A 4219, right M3; WIF/A 4220, right M3; WIF/A 4221, right M3; WIF/A4222, right m3; WIF/A 4223, left m3; WIF/A 4224, right m2; WIF/A 4232, right p2(?); WIF/A 4233, left m1; WIF/A 4234, left dp3; WIF/A 4216, left astragalus; WIF/A 4218, left radius (all from TAD-2).

Comments

Several specimens of *Cambaytherium* from the upper level at Tadkeshwar are similar in size and nearly all aspects of morphology to *C. thewissi* from Vastan (Bajpai et al., 2005a; Rose et al., 2014). The maxilla (WIF/A 4217, Fig. 6.22C-D) is the same size as GU/RSR/VAS 404 (Rose et al., 2014, Fig. 2), and the isolated teeth have close counterparts in the Vastan *C. thewissi* sample. They differ in a few minor characteristics. Two of the lower teeth, m1 (WIF/A 4233) and one m3 (WIF/A 4223), are about 20% wider than the mean for these teeth in the Vastan sample. The upper molars in WIF/A4217 are within the size range for *C. thewissi* but differ in having a better developed accessory cusp posterior to the metaconule and directly buccal to the hypocone. When present in the Vastan sample of *C. thewissi*, this cusp is smaller and more closely twinned with the hypocone. GU/RSR/TAD 9202, however, has a single metaconule, indicating variability in this feature. The three isolated M3s are slightly larger than those in the Vastan sample, and are slightly more expanded posterolingually (though the unusual shape of M3 renders it almost impossible to take consistent, comparable measurements). These minor differences suggest that the TAD-2 sample is slightly derived relative to the Vastan sample and could represent a distinct species, but until the Tadkeshwar sample is better understood, we refrain from separating it specifically from *C. thewissi*.

► Figure 6.22. Cambaytheriidae, *Cambaytherium thewissi*. A-B, WIF/A 4219, right M3 in (A) labial and (B) occlusal views. C-D, WIF/A 4217, right maxilla with P4-M2 in (C) labial and (D) occlusal views. E-G, WIF/A 4222, right m3 in (E) occlusal, (F) labial, and (G) lingual views. H-J, WIF/A4223, left m3 in (H) occlusal, (I) labial, and (J) lingual views. K-L, GU/RSR/TAD9002, mandibular symphysis in (K) occlusal and (L) right lateral views.



Cambaytherium gracilis, sp. nov.

urn:lsid:zoobank.org:act:5F9E64E1-EEB4-4BAA-A958-42ACBDDDDBD15

(Fig. 6.23A-G)

Etymology: Gracilis, Latin, slender.

Holotype: GU/RSR/TAD 9001, mandible with left p3-m3, alveoli for left p1e2 and right p1, and symphysis with alveoli for incisors and canines.

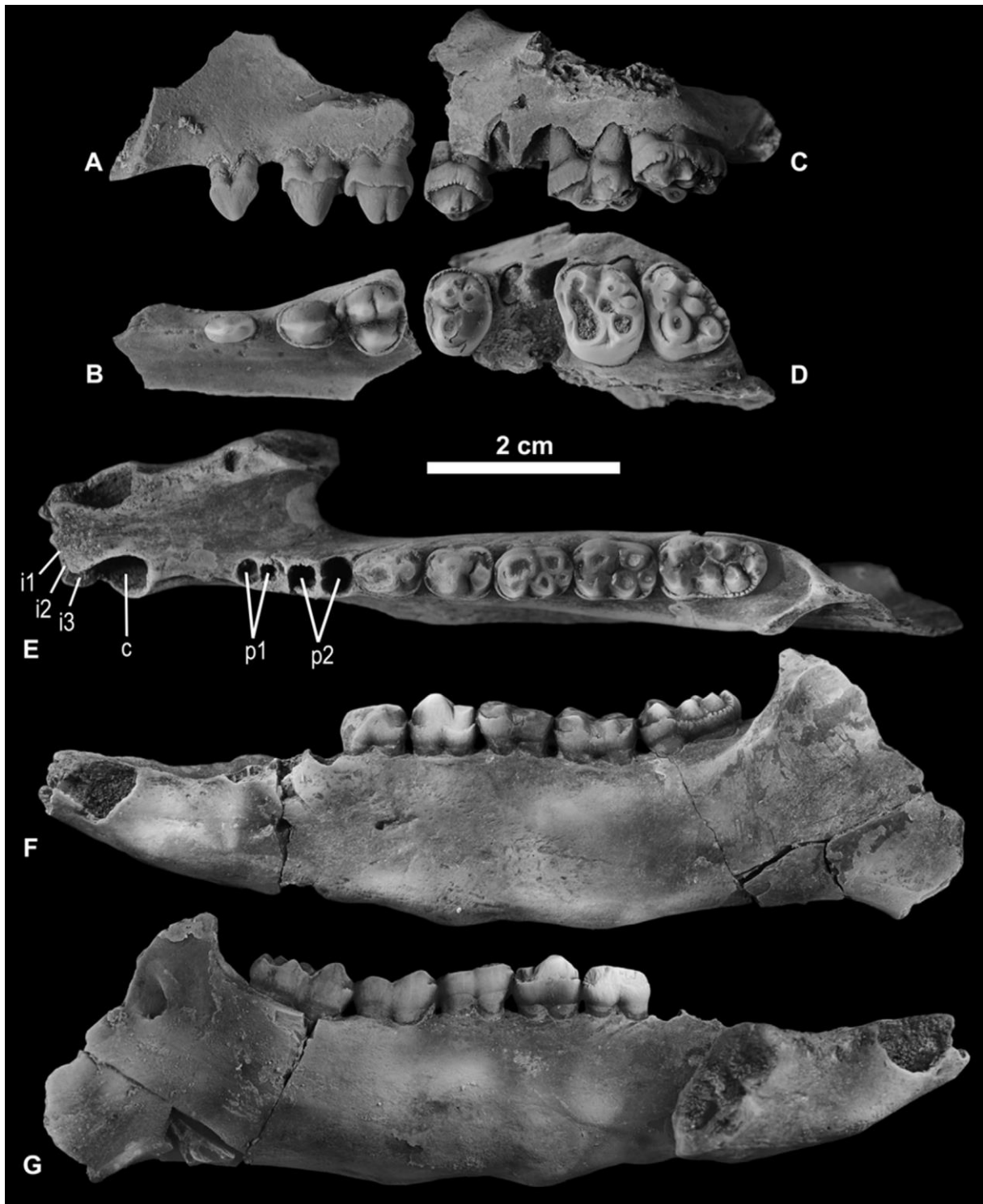
Hypodigm: Holotype and the following specimens. From TAD-2: WIF/A 4210, left dentary with p2em3; WIF/A 4211, right dentary with p4em1, m3; WIF/A 4212, right dentary with m3; WIF/A4213, right maxilla with P1e3; WIF/A 4214, left maxilla with P4, M2-3; WIF/A 4215, left P2; WIF/A 4235, right p4; WIF/A 4236, left p4; WIF/A 4237, right m2; WIF/A 4238, right dP4; WIF/A4239, right P4; WIF/A 4240, left P4; WIF/A 4241, left M2; WIF/A4242, left M3; WIF/A 4243,

right M3; WIF/A 4244, left radius; WIF/A 4245, right ulna; WIF/A 4246, right ulna. From TAD-1: GU/RSR/TAD 9555, right dentary with m2-3; WIF/A 2262, left femur; WIF/A 4207, left femur; WIF/A 4208, right ulna.

Horizon and locality: Cambay Shale Formation, Ypresian, lower Eocene, Tadkeshwar Lignite Mine (TAD-1 and TAD-2), Surat District, Gujarat, India.

Diagnosis: Mean size of cheek teeth at least 20% smaller in linear dimensions than *C. thewissi*. Mandibular symphysis fused, as in *C. thewissi*, but relatively narrower, and canine-p1 diastema longer than in *C. thewissi*. Premolars less robust than in *C. thewissi*; p4 with well-developed metaconid.

► Figure 6.23. Cambaytheriidae, *Cambaytherium gracilis*, sp. nov. A-B, WIF/A 4213, right maxilla with P1-3 (reversed) in (A) labial and (B) occlusal views. C-D, WIF/A 4214, left maxilla with P4, M2-3 in (C) labial and (D) occlusal views. E-G, GU/RSR/TAD 9001, holotype, mandible with left p3-m3 and symphysis in (E) occlusal, (F) labial, and (G) lingual views.



Description

Cambaytherium gracilis is very similar to *C. thewissi* but significantly smaller (Table 6.2). All teeth are at least 10% smaller (linear dimensions) than any individual in the *C. thewissi* sample, and all dimensions measured are at least 20% smaller than the mean values for *C. thewissi*, justifying specific separation. The p2 and p3 are even further reduced compared to *C. thewissi* (30-40%

smaller than the smallest individuals). Besides these size differences, *C. gracilis* is more derived than *C. thewissi* in the morphology of the mandibular symphysis and p4.

The holotype mandible (Fig. 6.23E-G) confirms that the dental formula is the same as in *C. thewissi*, 3-1-4-3, with somewhat compressed incisors: the three left incisors are mesiodistally arranged in the holotype, whereas the right incisors are compacted, with two situated labially and one displaced lingual to the other two. The canine alveoli are large, and the symphysis, extending back to p2, is narrow. The diastema between the canine and the two-rooted p1 is almost twice the length of the p1 alveoli, in contrast to *C. thewissi*, in which it is both relatively and absolutely shorter. There are no diastemata separating any of the cheek teeth. The cheek teeth are brachydont and bunodont, with almost no crest development. As in *C. thewissi*, the p2 (WIF/A 4210) is a simple, premolariform tooth with a single primary cusp; but unlike *C. thewissi*, the crown of p2 is distinctly smaller than those of p3 and p4. The p3 is longer than p2, with a primary cusp anteriorly and a single-cusped talonid. The p4 is relatively broad, its trigonid bearing a large, blunt metaconid lingual to the protoconid, and a prominent talonid cusp just buccal to the center. Lingual to the talonid cusp is a well-developed posterolingual cingulum. The lower molars are essentially the same as in *C. thewissi*, including such features as the twinned metaconid and the variable accessory hypoconulid development on m3. Except for their smaller size, no significant differences were observed between upper teeth of *C. gracilis* and those of *C. thewissi*. Like the dentition, the postcrania referred to the new species are conspicuously smaller and more gracile than those of *C. thewissi*. A thorough description of the teeth and postcrania, and comparison to *C. thewissi*, will be presented in a separate study of *Cambaytherium*.

Discussion

The possibility that the sample allocated to *C. gracilis* could represent the females of *C. thewissi* can be rejected for several reasons. The Vastan sample already shows a very broad range of variation, possibly reflecting sexual dimorphism, but in any case certainly encompassing both males and females. Nevertheless, the sample here referred to *C. gracilis* is substantially smaller than even the smallest individuals in the Vastan sample. A conspicuous size gap exists between *C. gracilis* and Tadkeshwar specimens assigned to *C. thewissi*, and there are morphological differences

in the antemolar series and symphysis. For these reasons *C. gracilis* can be confidently considered distinct from *C. thewissi*. *Cambaytherium* is very similar to the recently named *Perissobune* Missiaen and Gingerich, 2014, from the lower Eocene Ghazij Formation of Pakistan. Missiaen and Gingerich (2014) considered *Perissobune* to be a bunodont perissodactyl. *Perissobune* differs from *Cambaytherium* in showing incipient cross-lophs on its molars and in having a more molariform p4.

<i>Dimension</i>	<i>n</i>	<i>mean</i>	<i>range</i>
<i>P₂L</i>	1	7.35	
<i>P₂W</i>	1	4.15	
<i>P₃L</i>	2	8.58	8.25-8.90
<i>P₃W</i>	2	5.55	5.40-5.70
<i>P₄L</i>	5	8.46	8.05-8.90
<i>P₄W</i>	5	6.33	5.90-6.65
<i>M₁L</i>	3	9.47	9.40-9.50
<i>M₁Wtri</i>	3	6.25	6.20-6.35
<i>M₁Wtal</i>	3	6.23	6.20-6.30
<i>M₂L</i>	3	10.63	10.25-10.90
<i>M₂Wtri</i>	3	7.38	7.30-7.50
<i>M₂Wtal</i>	3	7.03	6.90-7.25
<i>M₃L</i>	4	12.85	12.35-13.30
<i>M₃Wtri</i>	4	7.69	7.35-8.20
<i>M₃Wtal</i>	4	6.95	6.65-7.20
<i>P²L</i>	2	7.23	7.10-7.35
<i>P²W</i>	2	5.55	5.40-5.70
<i>P³L</i>	1	7.60	
<i>P³W</i>	1	8.30	
<i>P⁴L</i>	3	7.98	7.65-8.20
<i>P⁴W</i>	3	9.78	9.70-9.90
<i>M¹L</i>	-		
<i>M¹W</i>	-		
<i>M²L</i>	2	9.0	8.55-9.45
<i>M²W</i>	2	11.0	10.20-11.80
<i>M³L</i>	3	8.27	8.00-8.70
<i>M³W</i>	3	10.83	10.50-11.20

▲ Table 6.2. Summary measurements (mm) for *Cambaytherium gracilis*, sp. nov. Dimension n Mean Range (mm)

6.A.5. Discussion

6.A.5.1. Diversity of the Tadkeshwar vertebrate fauna compared to that of Vastan

The Tadkeshwar vertebrate assemblage (Table 6.1) is mostly similar to the one from the nearby early Eocene Vastan mine. Typical shared taxa are the snakes *Palaeophis vastaniensis* and *Thaumastophis missiaeni*, the bird *Vastanavis* sp., the adapoid primate *Marcgodinotius indicus*, the hyaenodont *Indohyaenodon raoi*, and the cambaythere *Cambaytherium thewissi*. Other taxa that are probably similar in both localities are the frog *Eopelobates* sp., agamid lizards, the tillodont *Indoesthonyx suratensis*, gen. et sp. nov., an *Asiadapis*-like primate, eochiropteran bats, and the ailuravine rodent *Meldimys* sp.

However, some differences exist. Several taxa known from Vastan mine have not been found at Tadkeshwar, such as artiodactyls, insectivorans, and lagomorphs. Also, few bats have been discovered, while they are abundant and diverse in Vastan. But our sample is very small by comparison to the ten years of collecting in Vastan, so little importance should be placed on these absences. Regarding the presence of taxa in Tadkeshwar we can note some large vertebrates that seem to be absent in Vastan. Among them is the large madtsoiid snake *Platyspondylophis tadkeshwarensis*, gen. et sp. nov., which is restricted to the lower level at Tadkeshwar (TAD-1) where it is frequent. Large madtsoiids are particularly interesting for in India they were formerly reported only from the Maastrichtian (Mohabey et al., 2011). Other large vertebrates are the dyrosaurid crocodyliform and the pantodont mammal. The precise identity of the latter is not yet determined but the presence of a tooth crown fragment of about 3 cm indicates for the first time that a large mammal of the size of *Coryphodon* occurred in the early Eocene of India. This constitutes the first record of Pantodonta from the Indian subcontinent. Turtle remains are frequent and relatively diversified in Tadkeshwar, whereas they are extremely rare in Vastan mine. It is noteworthy that they have all been found in the lower level TAD-1. Among the mammals, we described the small cambaythere *Cambaytherium gracilis*, sp. nov., which occurs in both vertebrate-producing levels at Tadkeshwar (TAD-1 and TAD-2) but is absent from Vastan.

Despite the small collection representing the Tadkeshwar vertebrate assemblage compared to the Vastan assemblage, it appears relatively diverse and contributes to knowledge of the early Eocene

fauna of India, especially with large vertebrates that were absent or extremely rare in other previously studied early Eocene Indian localities.

6.A.5.2. Paleoenvironment and age of Tadkeshwar vertebrate assemblage

Minor differences thus exist between the Vastan and Tadkeshwar faunas, especially with TAD-1. Other minor differences exist between the two levels of Tadkeshwar. TAD-1 and TAD-2 indeed seem to result from different taphonomic conditions. While the lithology of TAD-2 is very similar to that of Vastan, the lithology of TAD-1 corresponds more to an erosive channel deposit with a coarser granulometry probably favouring the concentration of larger vertebrate specimens such as the abundant turtle shell fragments, the large madtsoiid vertebrae, the dyrosaurid coracoid, and the large mammal rib. Nevertheless, TAD-1 also contains some marine forms such as the *Physogaleus* shark tooth, *Myliobatis* ray teeth, cidaroid-like echinoid spines, and probably the tetraodontiform fish jaw. These taxa suggest that TAD-1 was either a brackish channel or has transported/reworked marine forms. This brackish/marine influence is interesting as it could explain the presence of the dyrosaurid, which is considered as a near-shore marine crocodyliform with a freshwater lifestyle of the juveniles (Jouve et al., 2008a). The large madtsoiid snakes are generally considered to have been arboreal and/or semi-aquatic like extant boids or pythonids (LaDuke et al., 2010; Rage et al., 2014). The vertebrae of the new madtsoiid genus *Platyspondylophis* are especially interesting from a functional point of view because they present several burrowing features such as the low neural spine and low neural arch, the oval condyle and cotyle, and the dorso-ventrally compressed centrum (Gasc, 1974). These features are present in burrowing scolecophidian snakes and secretive fossorial anilioid snakes, which suggests that *Platyspondylophis* was fossorial and capable of extensive lateral mobility. Due to its very large size, its behaviour might have been somewhat like that of the anaconda *Eunectes*, which is able to burrow under mats of vegetation. Indeed, the more compressed vertebrae of *Platyspondylophis* suggest that it was a better burrower than *Eunectes*. Like dyrosaurids, madtsoiids such as *Gigantophis* have been reported from coastal deposits of the Oligocene Qasr el Sagha Formation of Fayum in Egypt, the Eocene-Oligocene transitional deposits of Dur At Talah in Libya, and the

lower Paleocene Khadro Formation in Pakistan (see Rage et al., 2014). It is noteworthy that the large madtsoiids of Tadkeshwar have been found in association with palaeophiids, which are recognized as aquatic snakes. The last category of vertebrates found in TAD-1 is represented by the mammals and lizards, which are terrestrial.

TAD-2 is stratigraphically higher and therefore certainly younger than TAD-1, but until the sedimentation rate is better understood it is hard to estimate how much younger. Changes in the mammals are minor. Slightly larger teeth in *Indohyaenodon raoi*, and slight morphological differences in *C. thewissi* and in ?*Asiadapis cambayensis*, are consistent with a small age difference, whereas *Marcgodinotius indicus* from this level is essentially indistinguishable from the Vastan sample. Consequently, the age difference between TAD-1 and TAD-2 seems to be in the range of tens of thousands of years to, at most, a few hundred thousand years, but does not justify another land mammal age than the one from Vastan. Terrestrial vertebrates from thin lenses situated 1-2 m above the lower of two major lignites (Lignite 2) at Vastan mine have an age estimated at 54.5 Myr, based on a consensus established from the results provided by different studies. First, the age is based on the occurrence of the age-diagnostic foraminiferans *Nummulites burdigalensis burdigalensis* and *Nummulites burdigalensis kuepperi* that have been found about 14 m above the vertebrate-bearing lenses at Vastan (Punekar and Saraswati, 2010). These foraminiferans are indicative of Shallow Benthic Zone (SBZ) 10 (Schaub, 1981; Serra-Kiel et al., 1998), which indicates a middle Ypresian age, approximately 53 Ma (Berggren and Aubry, 1998; Luterbacher et al., 2004). Second, dinoflagellate cysts and pollen reported from the Vastan section suggest that the concerned deposits, which extend between the two major lignites (Lignites 1 and 2), range from 52 to 55 Ma and that the vertebrate layer would be an equivalent of the European Sparnacian, 55 to 54 Myr (Garg et al., 2008; Prasad et al., 2013). Third, based on analyses of the dispersed organic carbon ($\delta^{13}\text{C}$) from the sediment and strontium isotopes from different proxies, the age of the terrestrial vertebrate level has been estimated at about 54 Myr. This coincides with the second Eocene Thermal Maximum, called ETM2, which has been identified in the Vastan section (Clementz et al., 2011). However, independent carbon isotope, nannofossil, and strontium isotope analyses suggest preservation of all the early Eocene CIE events (PETM, H1/ETM2/ELMO, H2, I1 and I2) in the Vastan section (Samanta et al., 2013) and Tadkeshwar section (Adatte et al., 2014; Samanta et al.,

2016). These latter studies based notably on a drill core thus indicate that the early Eocene Vastan and Tadkeshwar lignitic deposits could represent a time span of about 3 Myr, starting within the PETM. Moreover, the carbon isotope stratigraphy further suggests that the terrestrial vertebrate bearing horizon is at least ~1 Myr younger than the PETM (Samanta et al., 2013).

6.A.5.3. Paleobiogeographic origin and affinities of early Eocene Indian vertebrates

The Indian subcontinent had begun its separation from Madagascar during the Coniacian, 88 My ago (Storey et al., 1995). Therefore, the analysis of the latest Cretaceous terrestrial vertebrate taxa on Madagascar that have sister-taxon relationships to Campanian-Maastrichtian (83-66 My ago) taxa of both the Indian subcontinent and the disjunct Gondwanan landmasses of South America revealed long ghost lineages (see Ali and Krause (2011) for an overview). On the other hand, the initial collision of the Indian subcontinent with the Asian continent during the end of the Ypresian around 50 Myr ago resulted in the closure of the Neotethys Ocean and exchanges of Indian and Asian faunas (Krause and Maas, 1990; Macey et al., 2000; Bossuyt and Milinkovitch 2001; Conti et al., 2002; Chatterjee et al., 2013). No Indian terrestrial vertebrate faunas were known between 65 and 50 Myr until the recent discovery of the early Eocene vertebrates from the Cambay Shale Formation at Vastan mine, which represent the time period just before the India-Asia collision. Unexpectedly, the Vastan sediments yielded a vertebrate assemblage mainly composed of taxa with European affinities such as pelobatid frogs (Folie et al., 2013), russellophiid snakes (Rage et al., 2008), vastanavid parrot-like birds (Mayr et al., 2013), hassianycterid, icaronycterid, and archaeonycterid bats (Smith et al., 2007), ailuravine rodents (Rana et al., 2008), adapoid primates (Rose et al., 2009a), diacodexeid artiodactyls (Kumar et al., 2010), and esthonychine tillodonts (Rose et al., 2009b, 2013). A few taxa discovered are considered as endemic to the Indian subcontinent, among which the most remarkable are the cambaytheriid perissodactyl-like mammals (Rose et al., 2014).

While most of the taxa from the new Tadkeshwar fauna are similar to those of Vastan, which confirms faunal exchange with Europe at least 54.5 Myr ago or before, others seem to have for the first time a different geographic origin. Among them are the turtles of the hyperfamily

Pelomedusoides (Gaffney et al., 2006). This group of side-necked turtles is an element of the Gondwana fauna, notably known by the latest Cretaceous Malagasy bothremydid *Kinkonychelys* of Maastrichtian age that is nested within the Indian members of the Kurmademydini tribe (Gaffney et al., 2009). The two other groups of turtles from Tadkeshwar, the Trionychidae and Carettochelyidae, are however present in Laurasia from the early Cretaceous, whereas they are not known before the Miocene in Africa (Joyce, 2014). The madtsoiid snakes from Tadkeshwar are phylogenetically related to Gondwanan snakes. Large madtsoiids are indeed known from the Cretaceous to the Pleistocene in South America, Africa, Madagascar, Pakistan, and India (Scanlon and Lee, 2000; LaDuke et al., 2010; Mohabey et al., 2011; Rage et al., 2014). The presence of the large madtsoiid *Madtsoia pisdurensis* in the late Cretaceous of India (Mohabey et al., 2011) and *Gigantophis* sp. in the early Paleocene of Pakistan (Rage et al., 2014), already attests a dispersal from Africa plus Madagascar to India. The presence of the new large madtsoiid *Platyspondylophis* thus extends the record into the early Eocene of India. The dyrosaurid crocodyliform from Tadkeshwar is another taxon that has a Gondwanan origin. The palaeobiogeographic distribution of this group is mainly concentrated in Africa, and a few taxa are known from North and South America (Jouve et al., 2008b; Hastings et al., 2010). The presence of dyrosaurids in the late Cretaceous of India has already been reported (Rana, 1987; Prasad and Singh, 1991; Khosla et al., 2009); and this presence is here extended to the early Eocene by a typical coracoid morphologically similar to that of *Congosaurus*.

Our results obviously suggest that the early Eocene Tadkeshwar and Vastan vertebrate assemblage represents a mixed fauna of Laurasian and Gondwanan affinities. Taking into account, on one side, the composition of the Paleocene and early Eocene African and Asian faunas, and on the other side, the paleogeographic situation of Africa and Asia before 54.5 Myr ago, the Laurasian taxa might have dispersed between the Indian subcontinent and Europe directly across the Neotethys (Fig. 6.24). Such a hypothesis has recently been proposed for a dispersal of adapisoriculid mammals around the Cretaceous-Paleogene boundary (Boyer et al., 2010; Prasad et al., 2010; Smith et al., 2010). Adapisoriculids are indeed present in the Maastrichtian of India, the early Paleocene to early Eocene of northwest Europe, and the late Paleocene to early Eocene of northwest Africa (Gheerbrant and Russell, 1989; Gheerbrant, 1993; Prasad et al., 1994; Smith, 1997; De Bast et al.,

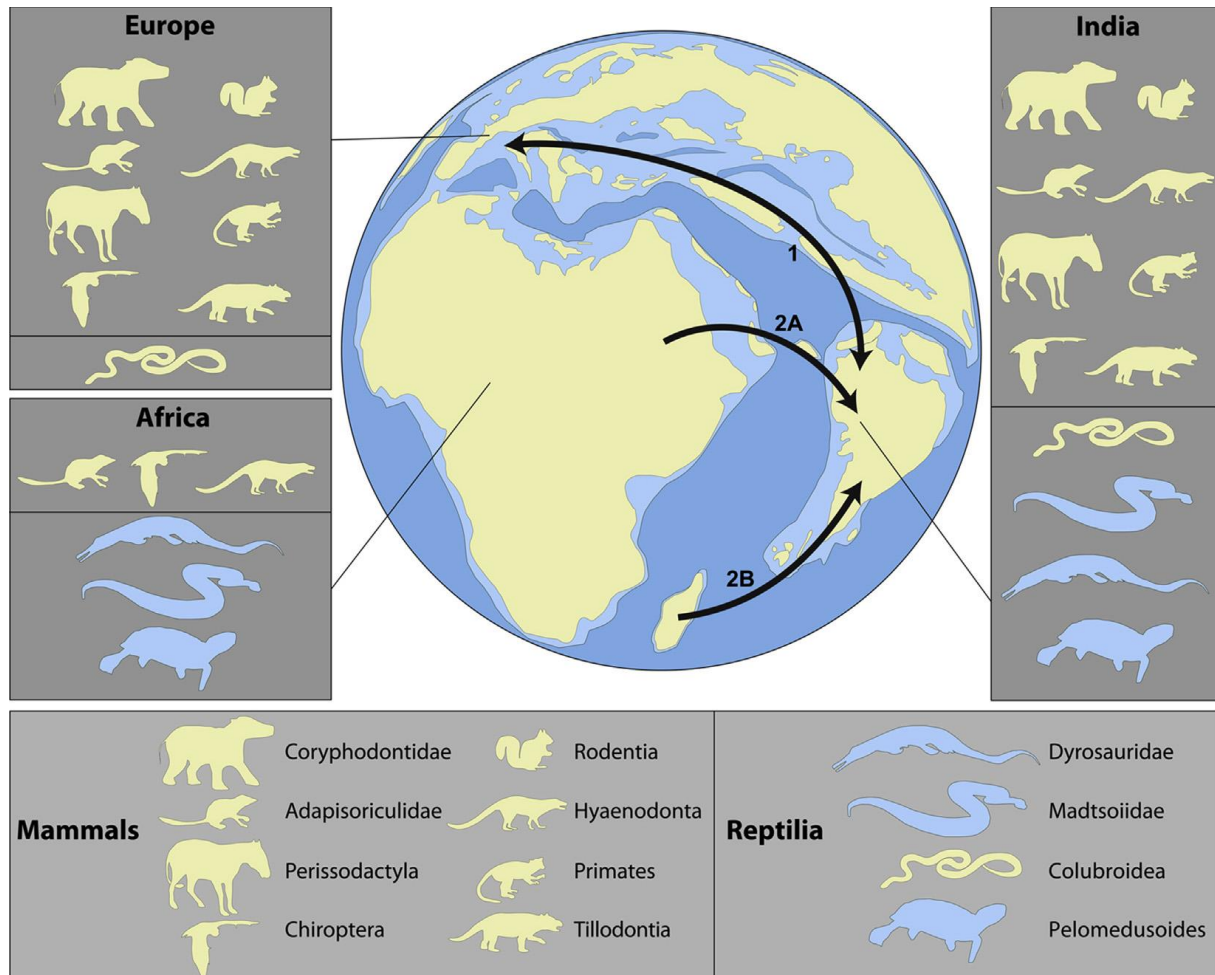
2012, 2013). The Gondwanan elements of the Tadkeshwar fauna can be explained by two paleobiogeographic hypotheses. The first hypothesis is that this fauna would result from ghost lineages common with Madagascar originally dispersed during the late Cretaceous. This hypothesis would imply that some Tadkeshwar taxa such as the Pelomedusoides, the large madtsoiid, and the dyrosaurid could be the descendants of taxa already present in the Campanian-Maastrichtian of India, which would have survived the Cretaceous-Paleogene crisis and the Paleocene-Eocene event. The second hypothesis is a dispersal of Gondwanan taxa from North Africa along the margins of the Neotethys to the Indian subcontinent. This last hypothesis was originally proposed by Buffetaut (1978a,b) who suggested a late expansion of dyrosaurids along the Tethys margin to explain the presence of the group in the Eocene of Myanmar. It is here strengthened by the fact that Pelomedusoides and madtsoiids, like dyrosaurids, are all aquatic or partially aquatic with numerous taxa discovered in shallow marine or brackish deposits. Palaeophiid snakes are aquatic as well and likely lived in marginal marine waters (Parmley and Devore, 2005). Moreover, all these groups are present in the Thanetian-Ypresian marine deposits of the phosphate basins of Morocco in northwest Africa. However, it is noteworthy that Pelomedusoides and madtsoiids are also present in the Maastrichtian of south and eastern Europe (Csiki-Sava et al., 2015). Therefore, a European origin of the Tadkeshwar Pelomedusoides and madtsoiids cannot be excluded. Infrequent, trans-Tethyan dispersals between Africa and Europe, controlled by sea level changes during the late Cretaceous-Paleocene, have already been suggested (Gheerbrant and Rage, 2006). Recently, the presence of Gondwanan faunal elements such as sebecosuchians, a terrestrial crocodyliform group, in the late Cretaceous of southern Europe have suggested that episodic faunal and geographical links were retained between the western Tethyan archipelago and Gondwana during most of the Cretaceous (Rabi and Sebők, 2015). Nevertheless, the Mediterranean Tethys was characterised by a peculiar faunal identity of marine reptiles, illustrating an absence of migration over time despite the apparent lack of barriers (Bardet et al., 2014).

Dispersal between the Indian subcontinent and either Europe or North Africa might have resulted from one single event involving the European archipelago and the Neotethys. However, no members of the clade of large madtsoiids (*Madtsoia*, *Gigantophis*, *Wonambi*, *Yurlungur*) have ever been recorded in Europe. Only small to middle-sized madtsoiids, phylogenetically separated from the

large madtsoiids, have been described from Europe (Vasile et al., 2013). Similarly, dyrosaurids have not been reported from Europe with the exception of one possible record in the Cenomanian of Portugal (Buffetaut and Lauerjat, 1978). Similarly, the early Eocene North African mammal fauna is different from the Euro-Indian faunas, with very few orders and families and no genera in common. This suggests that while European continental taxa could have been exchanged during contact of the Indian subcontinent with different island blocks along the northern margin of the Neotethys, the Gondwanan taxa would have passed along the southern margins of the Neotethys to join the Indian subcontinent. Dispersal of Laurasian elements between India and Eurasia across the Kohistan-Ladakh island-arc system at the Indus Suture Zone has been proposed to provide the necessary land passage for the migration of terrestrial vertebrates (Sahni and Bajpai, 1991; Chatterjee et al., 2013). This passage is in agreement with the India-Kohistan collision, which has been shown to predate the accretion of Kohistan-India to the Asian continent (Khan et al., 2009). It is also consistent with the "Greater India Basin," which was occupied by a fluvial-deltaic system (Paleo-Indus) that has been transporting Asian detritus southward across the suture zone and Kohistan-Ladakh arc only since 50 Ma (Zhuang et al., 2015). The latter event implies that the terminal collision between the Indian subcontinent and Asia occurred in the west by 50 Ma (Zhuang et al., 2015).

The dispersals of some European and Gondwanan faunas could have resulted from the favourable paleogeographic conditions due to the Tethys conformation during the beginning of the early Eocene. This paleobiogeographic scenario is supported by the highest diversity of early bats in Europe and Indo-Pakistan with several genera shared in common between the two areas, suggesting the existence of a Europe-western Indian subcontinent faunal province, perhaps including North Africa that would approximately cover the territory of the Neotethys (Smith et al., 2012). While the direction of dispersal for the Gondwanan taxa is obviously from Africa plus Madagascar to the Indian subcontinent, that for Laurasian taxa is more difficult to determine. In Europe, the earliest faunas with modern mammals such as primates, perissodactyls, and artiodactyls coincide with the Paleocene-Eocene Thermal Maximum, 56 My (Smith et al., 2006), which might suggest that the direction of dispersals was from Europe to India. However, the biogeographic origin of these European modern mammals is still unknown, and until now, no

mammal faunas have been discovered before 54.5 My in India. Thus it cannot be excluded, as initially proposed by Krause and Maas (1990), that some clades of modern mammals were already present on the Indian subcontinent before the Paleocene-Eocene boundary.



▲ Figure 6.24. Schematic paleogeographic map showing the hypothetical dispersal routes of vertebrates around 54 My ago (adapted from Scotese, 2013). 1, Dispersal of taxa with European affinities between the Indian subcontinent and Europe across the Neotethys via the Kohistan-Ladakh island-arc system. 2A-B, Dispersal of taxa with Gondwanan affinities to the Indian subcontinent (2A) from Africa along the southern margins of the Neotethys or (2B) from Madagascar (ghost lineages originally dispersed during the late Cretaceous). Pale blue animal outlines represent Gondwanan taxa and pale-yellow outlines represent Laurasian taxa.

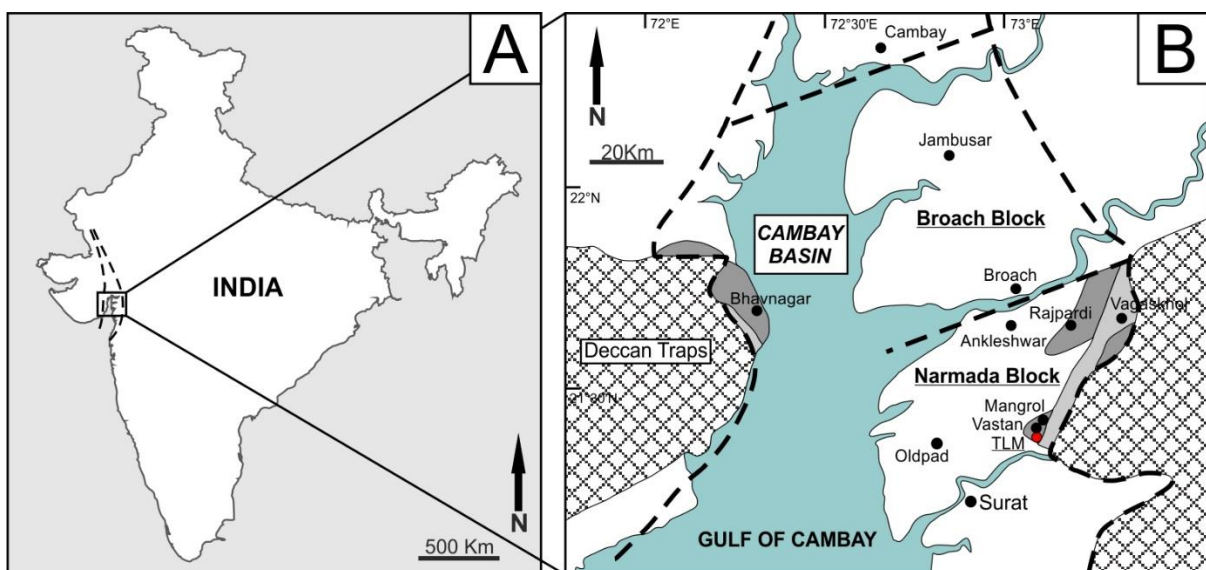
6.A.6. Conclusions

The new Tadkeshwar vertebrate assemblage from the lower Eocene Cambay Shale Formation originates from two fossil layers that yielded similar faunas to that of the nearby Vastan mine, suggesting that the deposits between the two major lignite seams of both mines represent a single land mammal age. The mammal fauna is characterized by the co-occurrence of the perissodactyl-like cambaytheriid *Cambaytherium thewissi*, the adapoid primates *Maregodinotius indicus* and *?Asiadapis cambayensis*, and the hyaenodontid *Indohyaenodon raoi*. For the first time, several vertebrate taxa are of Gondwanan affinities, including a Pelomedusoides turtle, a dyrosaurid crocodyliform, and a large madtsoiid snake; whereas others are Laurasian taxa of European affinities, such as the trionychoid turtles, the bats, the adapoid primates, and the ailuravine rodent. The absence of typical Asian forms in the Tadkeshwar and Vastan vertebrate faunas strongly suggests that, at 54.5 My ago, India had not yet collided with Asia. The Gondwanan affinities of some vertebrates that are known to live partially in coastal marine environments suggest that they result from ghost lineages common with Madagascar, which originally dispersed during the late Cretaceous, or that they passed along the southern margins of the Neotethys to join India. The important European affinities of the majority of these early Eocene Indian faunas suggest a land passage through the Neotethys possibly by the Kohistan-Ladakh island-arc system at the Indus Suture Zone. The direction of the dispersals (out of or into India) cannot yet be determined because although modern mammals are already present in Europe 56.0 My ago, the composition of the Indian terrestrial vertebrate faunas before 54.5 My is not known.

VI B – REVISION ISOTOPIQUE ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) DE LA COUPE DE LA MINE DE
TADKESHWAR, BASSIN DE CAMBAY - INDE

6.B.1. Contexte géologique régional

Le Bassin de Cambay est un bassin intra-cratonique de type rift et de direction NNW-SSE, s'étendant du nord de l'actuel Golfe de Cambay (Gujarat) jusqu'au Rajasthan central (Fig. 6.25A) (Mathur et al. 1968 ; Kundu et al. 1997 ; Biswas 1982 ; Mishra et al. 2015). Le bassin est subdivisé en 5 blocs tectoniques majeurs, respectivement du nord au sud : bloc Sanchor-Patan, bloc Mehsana-Ahmedabad, bloc Tarapur-Cambay, bloc Broach-Jambusar et bloc Narmada-Tapti (Fig. 6.25B) (ex. Biswas 1982). L'activité volcanique des Trapps du Deccan durant le Danien-Maastrichtien Supérieur ont produit des dépôts basaltiques sur une grande échelle dans les zones ouest et centrales de l'Inde (ex. Keller et al. 2009). La fin des activités volcaniques sont suivies par une forte période de lessivage des dépôts et le développement de sols. Les dépôts des shales/mudstones (argiles) et veines de lignite de la *Cambay Shale Formation* s'accumulent durant les phases tectoniques d'ouverture de rift, sur les dépôts pénéplanés des Trapps du Deccan (*Vagadkhol Formation* et *Oldpad Formation*) (Mathuria et al. 2011). La phase post-rift est caractérisée par la mise en place de systèmes fluviaux sous forme de séquences progrades deltaïques (*Hazad Formation*, bloc Narmada, voir Mohan 1995; Bhatnagar et al. 2011). Enfin, les transgressions marines vers l'est du bassin entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur (?) ont déposé les sédiments nummulitiques qui surmontent la coupe (*Tarapur Shale Formation = Nummulitics Formation*) (ex. Mohan 1995).



◀ Fig. 6.25. A. Carte de l'Inde. Les traits discontinus représentent le Bassin de Cambay. B. Focus sur la partie sud du Bassin de Cambay et Golfe de Cambay. Le point rouge indique la position de la mine à lignite de Tadkeshwar (*Tadkeswar Lignite Mine – TLM*) au sein du bloc tectonique Narmada-Tapti. Le trait discontinu noir souligne les limites du Bassin de Cambay. Les zones gris clair indiquent les dépôts paléocènes, tandis que les zones gris foncé indiquent les dépôts éocènes. Modifié d'après Sahni et al. 2006 ; Devi et al. 2012 ; Prasad et al. 2013.

La mine de lignite de Tadkaswar (21°21'50"N à 21°20'20"N et 73°03'30"E à 73°05'00"E, voir Smith et al. 2016) est située ~ 30 km au nord-est de la ville de Surat (Gujarat), dans le bassin minier du bloc tectonique Narmada-Tapti (sud-est du Bassin de Cambay, voir fig. 6.25) qui regroupe également les mines de Vastan (*North* et *South*), Mangrol, Valia, et autres exploitations plus restreintes. Dans ce travail, la coupe de la mine de Tadkeshwar débute au niveau du sol de la carrière au point le plus bas, et reprend les groupes lithologiques suivants : ~ 49 m d'alternances de *mudstones* et lignites (*Cambay Shale Fm.*), ~ 40 m de dépôts clastiques grossiers (*Hazad Mb. ?*) puis ~ 30 m d'argiles nummulitiques (*Tarapur Shale Fm.*, « *Nummulitics* » ?) (Fig. 6.26.A). Une brève description des faciès rencontrés au sein de la carrière est listée ci-dessous.



▲ Fig. 6.26. A. Mine de Tadkeshwar ; B. Niveaux de lignite LS-1 et LS-2 (Tadkeshwar) ; C. Alternance de niveaux indurés et argiles ; D. séquence sédimentaire typique ; E. horizons argileux riches en mollusques (Vastan) ; F. Niveau à lignite 1 et grès massifs noirs ; G. veines de gypse au contact avec les dépôts conglomératiques ; H. Contact irrégulier au sommet du LS-1 ; I. Sommet de la coupe et argiles à nummulites ; J. Argile à Nummulites ; K.-L. Fragment d'arthropode et coquilles (sommet des argiles à nummulites).

6.B.1.1. Faciès lithologiques dans la carrière de Tadkeshwar

6.B.1.1.1. Niveau de lignite

L'épaisseur des nombreuses veines de lignite dans la coupe de Tadkeshwar varie entre quelques centimètres pour les plus fines, à plusieurs mètres pour les deux veines principales. Ces dernières sont nommées LS-1 (*Lignite Seam – 1*) pour la veine supérieure et LS-2 (*Lignite Seam – 2*) pour la veine inférieure, respectivement d'une épaisseur de 3-4 m et 9-10 m (voir Smith et al. 2016, chapitre VI.A ; voir également fig. 6.26.A-B). Les veines de lignite sont de couleur brun foncé à noir et contiennent de fins horizons riches en ambre (petits nodules irréguliers et isolés ou laminations continues). Les niveaux à lignite sont également riches en pyrite (concrétions) et en fragments fossiles de plantes (bois). Localement, des lentilles de grès massif de couleur noire s'insèrent parallèlement à la stratification au sein des veines de lignite (Fig. 6.26.F). Ces lentilles gréseuses présentent souvent une minéralisation importante de quartz en cristaux pluri-millimétriques. Ces grès noirs sont surtout présents dans le LS-1 (sommet de la coupe) à Tadkeshwar et dans le LS-1 à *Vastan South Lignite Mine* (Samanta et al. 2016).

Les lignites de Tadkeshwar se sont déposés dans un complexe marécageux côtier impliquant plusieurs sources environnementales (eau douce, eau de mer, marais de type mangrove) (Singh et al. 2010 ; Prasad et al. 2013).

6.B.1.1.2. *Mudstone et mudstone* à coquilles

Mudstones finement laminés ou non, de couleur gris clair à foncé, gris verdâtre ou gris brunâtre et d'épaisseur variant du centimètre au mètre. Ce faciès est le plus représenté au sein de la mine de Tadkeshwar. Ce faciès contient des horizons plus ou moins riches en débris de plantes et coquilles de mollusques, parfois proche du dépôt de type falun, particulièrement entre 12 m et 15 m et vers 29 m à Tadkeshwar (Fig. 6.26.D-E ; Fig. 6.27).

6.B.1.1.3. Niveaux carbonatés très indurés

Ces niveaux sont présents sur toute la coupe de Tadkeshwar, mais surtout dans le faciès *mudstone*. Ces niveaux sont carbonatés et très indurés, de couleur beige à gris et d'épaisseur variant du centimètre au décimètre et contenant très souvent de nombreux fragments coquilliers et minéralisations de pyrite et minéralisations irisées (pyrite irisée ?). Latéralement ces niveaux s'amincissent et disparaissent ou fusionnent après plusieurs dizaines de mètres. Localement ces niveaux s'épaississent en un gros nodule de plusieurs dizaines de centimètre (Fig. 6.26.C).

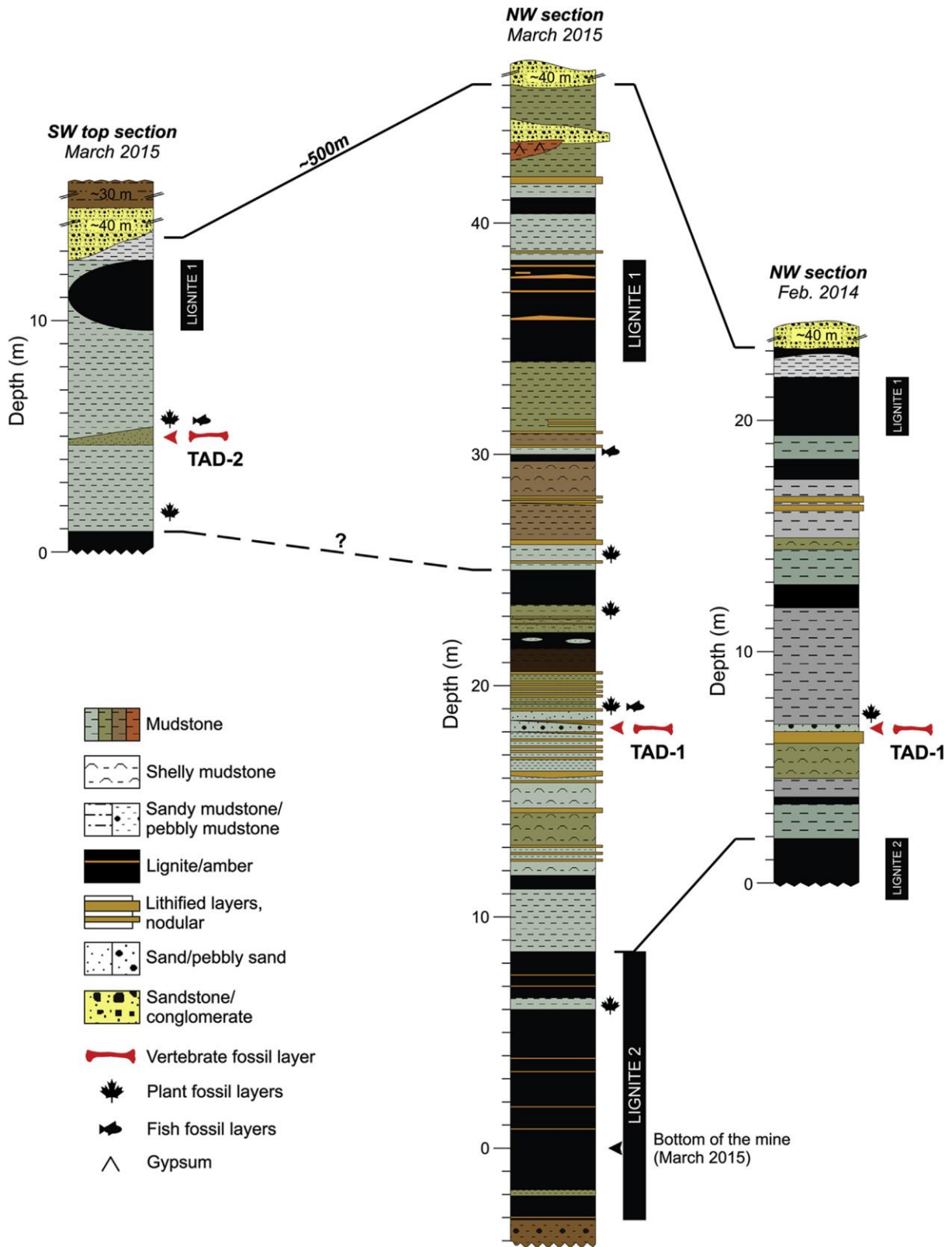
6.B.1.1.4. Grès et conglomérats

Ces faciès sont présents dans la partie supérieure de la mine sur une épaisseur de ~ 40 m (Fig. 6.26.G-H) ; Fig. 6.27) et varient localement de grès fins à des dépôts conglomératiques. Ces dépôts surmontent les faciès *mudstones* et lignites exploités dans la mine (Fig. 6.26.H), le plus fréquemment par contact irrégulier et érosif. Les dépôts détritiques grossiers se terminent par des *mudstones* à marmorisations (Fig. 6.26.I).

6.B.1.1.5. Argiles à *Nummulites*

Ce faciès épais d'environ 30 m surmonte les dépôts détritiques grossiers (Fig. 6.26.I). Ils sont composés d'argiles malléables de couleur brun foncé et très riches en nummulites et ostracodes (Fig. 6.26.I-J ; Fig. 6.27). Au sommet de ce dépôt, le contenu en fossiles est très riche et diversifié (nummulites, ostracodes, bivalves, arthropodes, pecten, restes de terriers de vers, ... (Fig. 6.26.K-L).

L'une des problématiques inhérentes à ce genre de sections, est la difficulté de pouvoir les comparer entre-elles dans l'espace et dans le temps, d'une part à cause de leur exploitation industrielle qui remanie les coupes d'année en année ; d'autre part à cause de variabilité des environnements de dépôts (baie peu profonde, marin peu profond, marécageux, fluvatile, etc.) qui peut générer d'importantes variations latérales de faciès et d'épaisseurs.



▲ Fig 6.27. Logs de la coupe de Tadkeshwar. Voir également chapitre VI.A., fig. 6.2.

6.B.2. Méthodologie

La coupe a été levée durant la mission de terrain en Mars 2015 (voir Smith et al. 2016) et affinée à certains endroits lors d'un terrain en 2016. Soixante-cinq échantillons ont été sélectionnés au sein de la mine de Tadkeshwar (Tab. 6.3 ; Fig. 6.27) pour réaliser la stratigraphie isotopique $\delta^{13}C_{org}$. Pour une description complète de la méthodologie, voir le chapitre II. La reproductibilité des analyses est de 0.07 ‰ (1 σ).

Tadkeshwar 2015 - 2016

Section	Label	Height (m)	Carbon isotopes (‰)			Organic carbon (%)	Sulfur (%)	Dinoflagellates	
			1	2	3				
Upper NW section	TS-15-101	4,50						X	Top !
Upper NW section	TS-15-102A	9,00						X	
Upper NW section	TS-15-102B	25cm bellow A						X	
Upper NW section	TS-15-103	13,50						X	
Upper NW section	TS-15-104	21,00						X	
Upper NW section	TS-15-105	23,00						X	
Upper NW section	TS-15-106	26,00						X	
Upper NW section	TS-15-107	29,25						X	
Upper NW section	TS-15-108	31,00						X	
Upper NW section	TS-15-109	36,50						X	
Upper NW section	TS-15-110	40,25						X	
Upper NW section	TS-15-111	42,75						X	
Upper NW section	TS-15-112	49,00						X	
Upper NW section	TS-15-113B	49,25						X	
Upper NW section	TS-15-113	53,00						X	
Upper NW section	TS-15-114	58,50						X	
Upper NW section	TS-15-115	68,00						X	
Upper NW section	TS-15-116	71,75						X	Bottom !
SW section (TAD-2)	TS-15-201	0,00	-28,8			2,46	2,62	X	Top !
SW section (TAD-2)	TS-15-202	5,50	-28,4			13,69	0,39	X	
SW section (TAD-2)	TS-15-204	6,00?	-28,7			60,06	1,27	X	
SW section (TAD-2)	TS-15-203	6,50	-28,9			62,16	0,99	X	
SW section (TAD-2)	TS-15-205	8,75	-29,0			4,84	0,20	X	
SW section (TAD-2)	TS-15-206	9,75	-28,7			8,57	0,30	X	
SW section (TAD-2)	TS-15-207	10,00	-28,1			0,67	0,58	X	
SW section (TAD-2)	TS-15-208	10,50	-28,4			7,61	4,87	X	
SW section (TAD-2)	TS-15-209	11,00	-28,2			3,39	6,58	X	
SW section (TAD-2)	TS-15-210	15,00?	-28,4			63,28	2,88	X	

CHAPITRE VI - APERCU CHEMOSTRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE CAMBAY, INDE

Tadkeshwar 2015 - 2016

<i>Section</i>	<i>Label</i>	<i>Height (m)</i>	<i>Carbon isotopes (‰)</i>			<i>Organic carbon (%)</i>	<i>Sulfur (%)</i>	<i>Dinoflagellates</i>
			<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>			
<i>SW section (TAD-2)</i>	TS-15-211	15,25?	-28,2			2,82	3,93	X Bottom !
<i>NW section</i>	15-TS-41	44,00	-25,9			7,1	2,9	Top !
<i>NW section</i>	15-TS-40	43,70	-27,8			0,1	0	
<i>NW section</i>	15-TS-39	43,55	-27,4			0,1	0	
<i>NW section</i>	15-TS-38	43,45	-27,5			4,2	4,8	
<i>NW section</i>	15-TS-37	42,50	-27,7	-28,0	-27,9	8,3	2,1	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-10		-28,5			2,76	1,3	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-9		-28,6			3,97	1,64	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-8		-28,6			3,4	1,48	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-7		-28,5			3,3	4,66	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-6		-28,1			1,71	2,4	
<i>NW section</i>	15-TS-36	40,75	-29,0	-29,0		57,2	6,9	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-5		-28,8			60,69	1,36	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-4		-27,9			1,41	1,67	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-3		-27,8			1,71	2,82	
<i>NW section</i>	15-TS-35	39,40	-28,5	-28,6		2,2	2,8	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-2		-27,9			2,71	2,64	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-1		-28,4			65,39	1,1	
<i>NW section</i>	15-TS-34	36,70	-27,6	-27,9		66,3	0,2	
<i>NW section</i>	15-TS-33	35,30	-26,7			66,2	0,5	
<i>NW section</i>	15-TS-32	33,90	-26,5			10,3	2,9	
<i>NW section</i>	15-TS-31	32,40	-27,1			7,1	11,8	
<i>NW section</i>	15-TS-30	30,65	-27,9			2,1	5,6	
<i>NW section</i>	15-TS-29	29,85	-28,1			52,7	2,2	
<i>NW section</i>	15-TS-28	28,70	-27,5			1,2	2,9	
<i>NW section</i>	15-TS-27	27,40	-28,0			4,2	7,1	
<i>NW section</i>	15-TS-26B	25,85	-27,6			5,4	4	
<i>NW section</i>	15-TS-25	24,40	-27,6			52,3	0,7	
<i>NW section</i>	15-TS-24	23,20	-27,8			4,1	1,8	
<i>NW section</i>	15-TS-23	21,90	-29,1			61,9	3,2	
<i>NW section</i>	15-TS-22	20,70	-28,0			7,5	6	
<i>NW section</i>	15-TS-21	19,65	-29,0			7,1	2,6	
<i>NW section</i>	15-TS-18	17,95	-27,7			4,1	2,3	
<i>NW section</i>	15-TS-17	17,00	-28,8			5,9	6,1	
<i>NW section</i>	15-TS-16	16,15	-28,5			1,3	5,2	
<i>NW section</i>	15-TS-15	16,00	-28,9			1,7	8,5	
<i>NW section</i>	15-TS-14	15,40	-28,5			1,4	4,2	
<i>NW section</i>	15-TS-13	14,60	-26,7			1	2,6	
<i>NW section</i>	15-TS-12	13,80	-25,7			4,7	10,6	
<i>2016</i>	15-TS-11b		-27,2			1,6	2,5	
<i>NW section</i>	15-TS-11	12,90	-27,4	-27,2		1,6	3,1	

CHAPITRE VI - APERCU CHEMOSTRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE CAMBAY, INDE

Tadkeshwar 2015 - 2016

<i>Section</i>	<i>Label</i>	<i>Height (m)</i>	<i>Carbon isotopes (‰)</i>			<i>Organic carbon (%)</i>	<i>Sulfur (%)</i>	<i>Dinoflagellates</i>
			<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>			
<i>NW section</i>	15-TS-10	12,10	-26,9			4,9	10,9	
<i>NW section</i>	15-TS-9	11,50	-27,8			53,8	5,3	
<i>NW section</i>	15-TS-8	10,50	-27,7			2,1	6,8	
<i>NW section</i>	15-TS-7	8,60	-26,9			7	17,3	
<i>NW section</i>	15-TS-6	7,50	-26,6			64,3	2,9	
<i>2016</i>	TAD 1-1		-27,3			4,64	0,31	
<i>2016</i>	TAD 1-2		-27,6	-27,6		6,52	0,29	
<i>NW section</i>	15-TS-5	6,00	-28,0	-28,1		37,1	1,6	
<i>2016</i>	TAD 1-3		-28,6			60,69	2,38	
<i>2016</i>	TAD 1-4		-29,2			46,34	0,44	
<i>2016</i>	TAD 1-5		-29,2			46,92	0,31	
<i>2016</i>	TAD 1-6		-28,6			63,88	0,47	
<i>2016</i>	TAD 1-7		-28,1			71,09	0,52	
<i>NW section</i>	15-TS-4	4,50	-29,2	-29,2		65,6	1,6	
<i>2016</i>	TAD 1-8		-27,4			56,33	0,88	
<i>2016</i>	TAD 1-9		-27,3			67,97	1,2	
<i>NW section</i>	15-TS-3	3,00	-27,4	-27,7		61,1	1,4	
<i>NW section</i>	15-TS-2	1,50	-26,4			64	1,9	
<i>NW section</i>	15-TS-1	0,00	-27,2			61,9	0,8	
<i>NW section</i>	15-TS-A	-2,00	-28,3			27,2	0,9	
<i>NW section</i>	15-TS-C	-2,00	-27,4			15,5	0,1	
<i>NW section</i>	15-TS-B	-2,90	-27,9			64,2	0,1	
<i>NW section</i>	15-TS-D	-3,40	-27,4			3,5	0,1	
<i>NW section</i>	15-TS-E	-4,30	-21,7	-20,0	-20,2	0,3	1,4	Bottom !
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-1		-28,4			65,39	1,10	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-2		-27,9			2,71	2,64	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-3		-27,8			1,71	2,82	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-4		-27,9			1,41	1,67	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-5		-28,8			60,69	1,36	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-6		-28,1			1,71	2,40	
<i>2106</i>	TAD 1 Bis-7		-28,5			3,3	4,66	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-8		-28,6			3,4	1,48	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-9		-28,6			3,97	1,64	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-10		-28,5			2,76	1,30	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-11		-25,7			0,16	0,14	
<i>2016</i>	TAD 1 Bis-12		-26,6			0,12	0,14	
<i>2016</i>	TAD 1-1		-27,3			4,64	0,31	
<i>2016</i>	TAD 1-2		-27,6	-27,6		6,52	0,29	
<i>2016</i>	TAD 1-3		-28,6			60,69	2,38	

Tadkeshwar 2015 - 2016

<i>Section</i>	<i>Label</i>	<i>Height (m)</i>	<i>Carbon isotopes (‰)</i>			<i>Organic carbon (%)</i>	<i>Sulfur (%)</i>	<i>Dinoflagellates</i>
			<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>			
<i>2016</i>	TAD 1-4	-29,2				46,34	0,44	
<i>2016</i>	TAD 1-5	-29,2				46,32	0,31	
<i>2016</i>	TAD 1-6	-28,6				63,88	0,47	
<i>2016</i>	TAD 1-7	-28,1				71,09	0,52	
<i>2016</i>	TAD 1-8	-27,4				56,33	0,88	
<i>2016</i>	TAD 1-9	-27,3				67,97	1,20	

▲ Table 6.3. Liste des échantillons de la coupe de Tadkeshwar (2015) et Tadkeshwar (2016).

6.B.3. Résultats

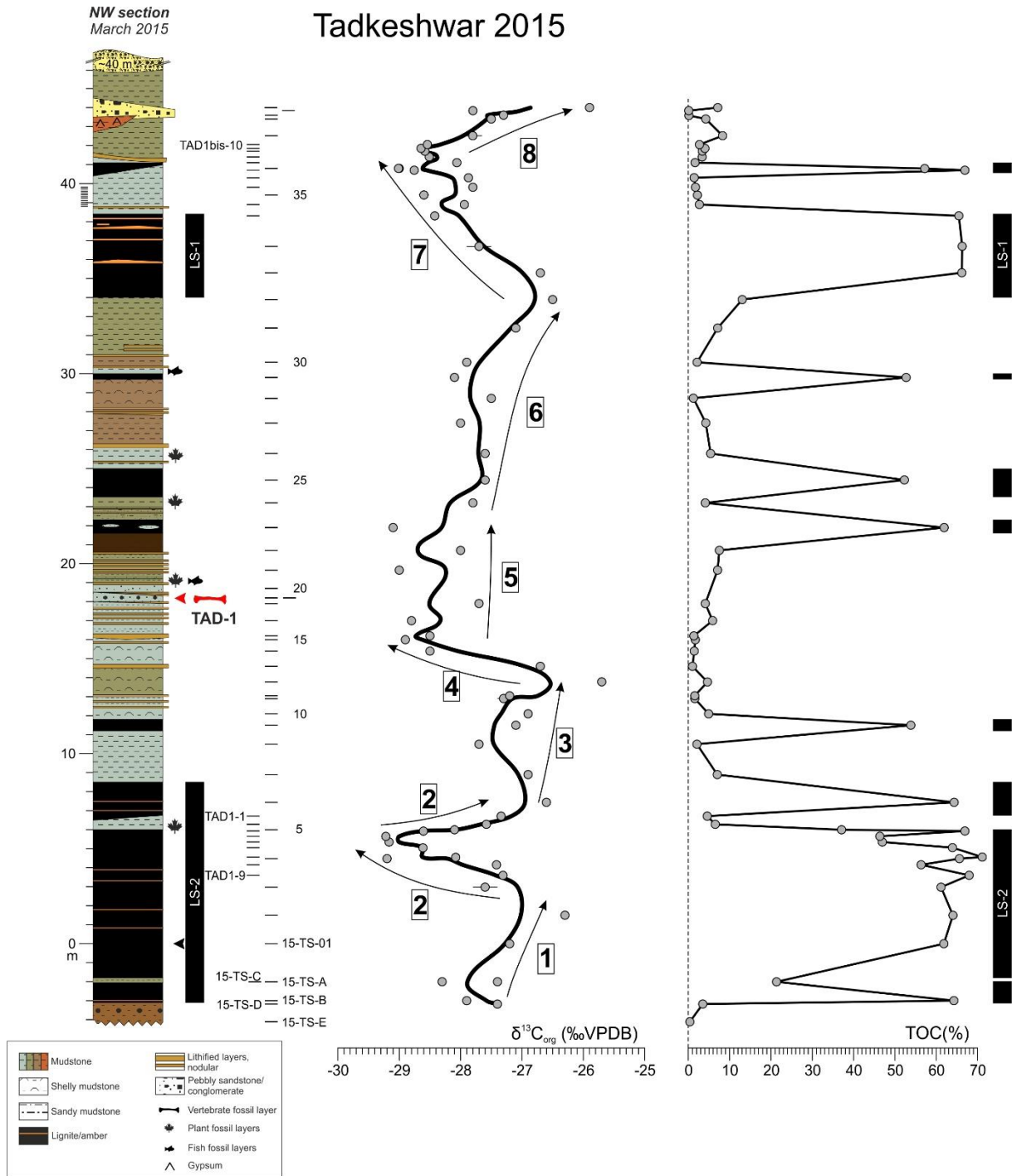
6.B.3.1. Résultats isotopiques $\delta^{13}C_{org}$

La coupe débute ~ 3.20 m sous le niveau exploité de la carrière (~ base de LS-2) (Fig. 6.27).

L'enregistrement isotopique ($\delta^{13}C_{org}$) livre les tendances isotopiques suivantes (Fig. 6.28) :

- (1) Valeurs isotopiques relativement légères dans la partie inférieure de LS-2 (-3.4 m à -2.0 m) avec des valeurs moyennes de -27.8 ‰. Ces valeurs deviennent progressivement plus positives entre -2.0 m et 1.5 m ;
- (2) Décalage négatif rapide (~ 2.1 ‰) entre la partie moyenne de LS-2 (3 m) à son sommet (5.6 m) avec des valeurs isotopiques culminants à -29.4 ‰, suivi par un *recovery* d'amplitude similaire entre 5.6 m et 6.7 m (-27.3 ‰) ;
- (3) Valeurs isotopiques qui oscillent autour de -27.4 ‰ dans la partie sommitale du LS-2 (7.4 m) et au-dessus (13.7 m). Cependant une tendance isotopique tendant vers des valeurs isotopiques plus positives est également observée dans cet intervalle.
- (4) Décalage isotopique négative important (~ 3.2 ‰) entre 13.8 m (-25.7 ‰) et 16.0 m (-28.9 ‰) ;
- (5) Les valeurs isotopiques oscillent et culminent autour de -28.6 ‰ entre 16.0 m et 21.9 m ;

- (6) *Recovery* lent vers des valeurs isotopiques plus positives entre 23.2 m (-27.8 ‰) et 33.9 m (-26.5 ‰) ;
- (7) Décalage négatif progressif des valeurs isotopiques au début du LS-1 (33.9 m) culminant autour de -28.6 ‰ entre 40.75 m et 41.85 m ;
- (8) *Recovery* rapide (~ 2.6 ‰) des valeurs isotopiques entre 41.85 m (-28.5 ‰) et 44.0 m (-25.9 ‰) ;



▲ Figure 6.28. Résultats isotopiques $\delta^{13}C_{org}$ de la coupe de Tadkeshwar. Les valeurs isotopiques obtenues (ronds gris) sont reprises dans la table 6.3. La courbe noire représente la moyenne mobile sur 3 points des analyses. Les numéros encadrés indiquent les différentes tendances isotopiques. Les valeurs en TOC (%) sont mesurées sur la fraction résiduelle. Les rectangles noirs adossés aux valeurs de TOC (%) représentent les différents niveaux ligniteux de la coupe.

6.B.4. Eléments de datation des niveaux à fossiles des mines de Vastan et Tadkeswhar

Les mines à lignite de l'Inde occidentale suscitent un certain intérêt, outre industriel et pétrologique, mais également paléontologique. Cet intérêt perdure depuis plus de 15 ans et est lié à la découverte majeure de sites à vertébrés, notamment la première occurrence de fossiles de marsupiaux en Inde au sein de la *Cambay Shale Fm.* dans la *Vastan Lignite Mine* (Bajpai et al. 2005a).

De nombreuses discussions alimentent l'âge des dépôts du Bassin de Cambay, bien que ces derniers soient considérés d'âge Paléocène à Eocène inférieur (ou plus jeune) (ex. Shanmukhappa, 2011). Une étude portant sur les assemblages d'ostracodes au sein des dépôts nummulitiques sus-jacents au LS-1 (Fig. 6.28) souligne la présence de *Nummulites* datés de l'Eocène moyen (Nagori et al. 2013), impliquant *de facto* des dépôts plus âgés pour les sédiments à vertébrés.

Sahni et al. (2006) publient un âge Yprésien moyen (SBZ 10) pour les dépôts entre les deux niveaux à lignite au sein de la mine de Vastan, en se basant sur la présence de *Nummulites burdigalensis burdigalensis* dans un niveau situé 15 m au-dessus du niveau à lignite 2 (LS-2, figure 6.28) et donc au-dessus du niveau à fossiles de Vastan. Garg et al. (2008) et Prasad & Bajpai (2008) contredisent les résultats précédents et indiquent que l'espèce identifiée comme *Nummulites burdigalensis burdigalensis* serait identifiée comme *Nummulites globulus* et suggère un âge allant du Thanétien terminal à l'Yprésien moyen. Dans leur étude, Puneekar & Saraswati (2010) réexaminent les *Nummulites* de la mine de Vastan et conclurent que *N. burdigalensis burdigalensis* et *N. burdigalensis kuepperi* sont présents dans la coupe, confirmant un âge Yprésien moyen (SBZ 10). Garg et al. (2010) soutient un âge Yprésien inférieur à moyen pour la partie inférieure de la coupe à Vastan.

De par leurs proximités géographiques, leurs canevas stratigraphiques et leurs assemblages de pollens, les dépôts des deux mines de Vastan et Tadkeswar sont considérés comme ayant un âge proche (ex. Sahni et al. (2006) ; McCann (2010) ; Prasad et al. (2013) ; Rao et al. (2013) ; Singh et al. (2014) ; Smith et al. (2016)). Cependant les assemblages en kystes de dinoflagellé diffèrent de manière significative entre les deux mines ; la plupart des taxons de dinoflagellés issus de la mine

de Tadkeshwar sont typiques des dépôts du Thanétien terminal à l'Yprésien, et plus probablement Yprésien inférieur en se basant sur les enregistrements d'Inde et du Pakistan (Steeman 2020).

6.B.5. Aperçu des études isotopiques des mines à lignite de Vastan et Tadkeshwar et tentatives d'intégrations stratigraphiques des niveaux à fossiles

La première étude géochimique sur carbone organique menée sur la mine de Vastan (Clementz et al. 2011) met en évidence un pic isotopique négatif localisé à environ 25 m au-dessus du niveau à fossile de mammifère de Vastan. A l'aide d'analyses isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur foraminifères, mollusques, poissons et ostracodes donnant un âge compris entre 53.8 et 54.3 Ma., les auteurs ont suggéré la présence de l'*hyperthermal ETM2* pour ce pic isotopique.

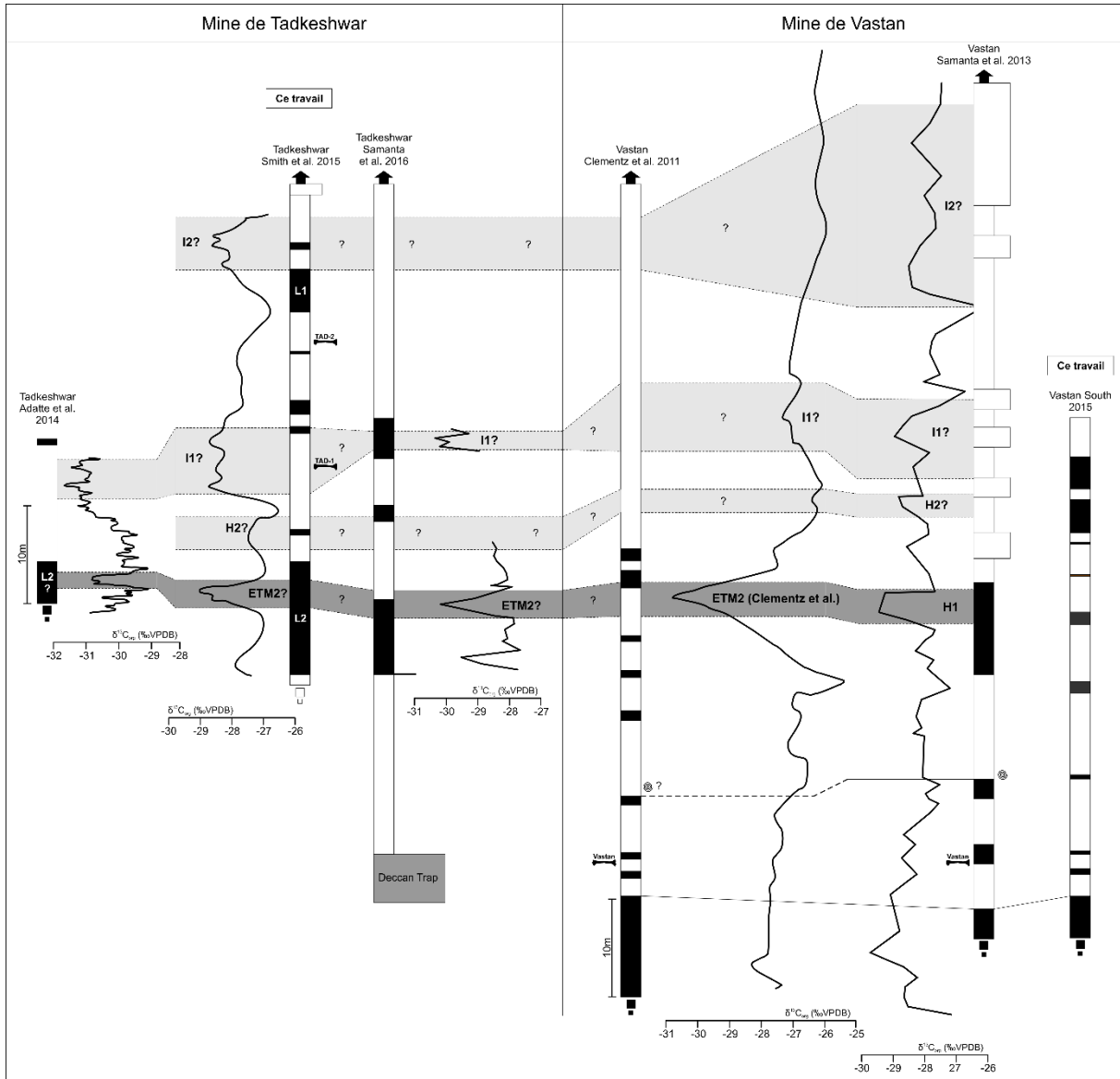
Samanta et al. (2013) proposent une stratigraphie isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ également pour la mine de Vastan où les auteurs indiquent l'enregistrement des événements isotopiques *PETM*, *ETM2* et *hyperthermals* associés. Le *PETM* est enregistré quelques dizaines de mètres sous le niveau à fossiles de Vastan, tandis que l'évènement isotopique *ETM2(HI)* est localisé environ 28 mètres au-dessus de ce même niveau à fossiles.

Adatte et al. (2014) publient un enregistrement isotopique sur carbone organique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ sur la séquence sédimentaire de Tadkeshwar. Les auteurs suggèrent la présence du *PETM* au sein du niveau à lignite 2 (LS-2), soit quelques mètres sous le niveau à fossile TAD-1 de Tadkeshwar (Fig. 6.28) ; ainsi que l'intervalle *ETM2-ETM3*, 8 à 10 mètres au-dessus du *PETM* (et sous le niveau à lignite 1 – LS-1).

Samanta et al. (2016) publient de nouvelles données isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ issues de la mine de Tadkeswhar. Ici les auteurs mettent en évidence l'*hyperthermal ETM2* au sein d'un niveau à lignite (lignite 2 ?), et suggèrent un non enregistrement du *PETM* au sein de la coupe de Tadkeshwar.

Sur base des dinoflagellés, les fossiles des coupes Tadkeshwar et Vastan sont d'âge Yprésien inf. Le contenu paléontologique des 3 niveaux fossilifères des coupes Tadkeswhar (2 niveaux) et Vastan (1 niveau) est très similaire (Smith et al. 2016). L'interprétation isotopique selon laquelle les 3 pics représenteraient *ETM1 / ETM2* et *ETM3* semble donc improbable car cela suggérerait que les

fossiles des 3 niveaux n'auraient pas évolué sur plusieurs millions d'années (~ 3 Ma). L'Yprésien inférieur est caractérisé par de nombreux *hyperthermals*. En 2003, Cramer et al. mettent en évidence la présence de ces multiples excursions isotopiques négatives brèves sur le signal $\delta^{13}\text{C}$ au sein des forages ODP 1051 et 690 et DSDP 550 et 577. Coccioni et al. (2012) précisent et intègrent (biostratigraphiquement et magnétostratigraphiquement) ces *hyperthermals* pour l'intervalle Paléocène-Eocène (Gubbio, Italie) en leur attribuant une nomenclature alphabétique continue. Lauretano et al. (2015) et (2016), mettent en lien la relation presque linéaire entre les signaux isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ pour ces mêmes *hyperthermals*, tout en contraignant de plus en plus leur extension stratigraphique (Sites ODP 1262 et 1263). Galeotti et al. (2017) contribuent également à l'établissement d'une stratigraphie haute-résolution (Gubbio, Italie) des *hyperthermals* éocènes et renforcent ainsi les corrélations globales entre les différents sites. Nous proposons ci-après une hypothèse de travail, associée à ces *hyperthermals* stratigraphiquement très proches.



▲ Figure 6.29. Corrélations lithologiques et isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) des mines de Tadkeshwar (zone gauche de la figure) et Vastan (zone droite de la figure). L'échelle est identique pour l'ensemble des coupes.

6.B.6. Datation des sites à fossiles de Tadkeshwar – suggestions sur base des données isotopiques

Le levé de terrain effectué en 2015 à Tadkeshwar (Smith et al. 2016, voir ce chapitre VI A ; ce travail) a mis en évidence 3 pics isotopiques négatifs au sein de la coupe (Fig. 6.28) ; un premier dans le niveau à lignite 2 (LS-2), un deuxième dans la moitié inférieure de la coupe, au niveau du niveau à fossile TAD-1, et un troisième juste au-dessus du niveau à lignite 1 (LS-1).

Il demeure cependant compliqué, en l'état de nos connaissances, d'assigner avec un minimum de robustesse, les 3 pics isotopiques à des *hyperthermals* précis. Clementz et al. (2010) proposent la présence de l'*ETM2* sur base des isotopes du Strontium sur foraminifères. A partir de ce postulat, nous proposons un canevas très hypothétique, voir ci-dessous (fig. 6.29) :

- Aucun pic isotopique ne montre l'allure précise du *PETM*
- Les deux sites à fossiles de Tadkeswhar sont certainement datés de l'Yprésien inférieur. Cette information corrobore les résultats paléontologiques (Smith et al. 2016).
- Les trois pics isotopiques négatifs, dont l'un pourrait correspondre à l'*ETM2*, sont associés à certains *hyperthermals* qui se succèdent durant l'Yprésien inférieur, visible sur de nombreuses autres coupes dans le monde.



Le nouvel assemblage à vertébrés de la *Cambay Shale Formation* d'âge Eocène inférieur de Tadkeshwar est issu de deux couches fossilifères similaires à celle étudiée au sein de la mine de Vastan, ce qui suggère que ces sites fossilifères déposés entre deux niveaux à lignite (LS-1 et LS-2) constituent un même « âge mammifère ». Outre l'aspect paléontologique largement discuté dans le chapitre VIA, nous avons examiné et comparé les sites de Tadkeshwar et Vastan d'un point de vue chémostratigraphique. Trois pics isotopiques ont été mis en évidence sur l'enregistrement $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ à Tadkeshwar et correspondent à plusieurs *hyperthermals* de l'Eocène inférieur. En l'état de l'étude, il n'est pas possible d'assigner formellement ces pics isotopiques à un *hyperthermal*. Néanmoins, nous pouvons conclure à un âge Yprésien inférieur en accord avec les interprétations paléontologiques issues du chapitre VIA. Ajoutons enfin que nos résultats isotopiques en l'état infirment l'hypothèse de l'enregistrement de l'évènement isotopique *PETM* dans la section étudiée à Tadkeshwar.

Finalement, l'étude des carrières dans la région de Vastan réserve encore de nombreuses découvertes, en partie dues au caractère évolutif des carrières, conséquence de l'évolution de l'exploitation des niveaux ligniteux, ouvrant la porte à de nombreuses perspectives d'études à l'avenir du point de vue paléontologique, mais aussi chémostratigraphique.

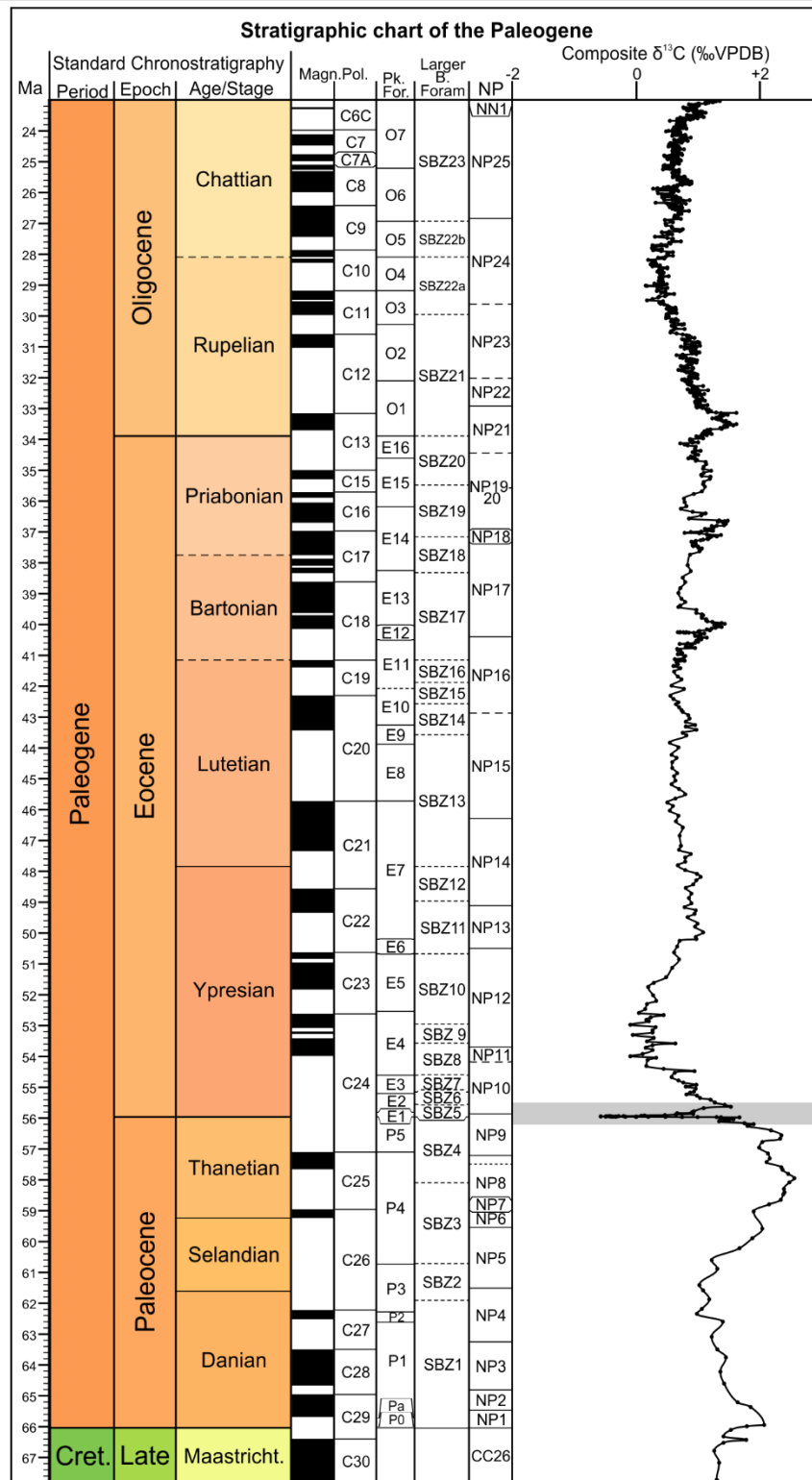
CHAPITRE VII – CHEMOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS CONTINENTAUX DE
L'INTERVALLE PALEOCENE-EOCENE AU SITE DE CAMPO - ESPAGNE



Ce chapitre se consacre spécifiquement à la chémostratigraphie de l'intervalle Paléocène-Eocène des sédiments fluvio-lacustre de la coupe de Campo.

Les quelques études traitant déjà de la géochimie des isotopes stables sur la coupe de Campo utilisent essentiellement les analyses des isotopes stables du *bulk* carbonaté (Molina et al. 2003) ou les nodules carbonatés (Schmitz and Pujalte 2003). Plus récemment, Manners et al. (2013) ont apporté de nouveaux résultats et interprétations isotopiques, en s'appuyant sur le carbone issu du *bulk* organique (ou matière organique dispersée). Ces auteurs ont montré que les résultats issus du matériel analytique carbonaté d'une part ou organique d'autre part ne mènent pas aux mêmes conclusions quant à la position exacte de la *CIE* du *PETM*, que ce soit sur une chémostratigraphie de « basse résolution » ou de « moyenne résolution ».

Les objectifs de la présente étude chémostratigraphique sur le site de Campo sont : (1) proposer une stratigraphie haute-résolution et détaillée du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) autour du *PETM* afin de préciser la position de la limite Thanétien-Yprésien au sein de l'intervalle continental, avec l'appui d'une analyse de la matière organique (lames palynologiques et pyrolyses Rock-Eval) ; (2) affiner le timing de la réponse sédimentologique à un réchauffement global de type *PETM*. ; (3) proposer un « âge chémostratigraphique » au site à mammifères de Campo (rapproché au MP6b) et sa position vis-à-vis des sites proches de Claret et Tendruy (MP6b).



▲ Figure 7.A. Extension biostratigraphique et chémostratigraphique autour de l'évènement isotopique *PETM* au sein de la coupe continentale de Campo.

7.1. Introduction

Les dépôts marins d'âge Thanétien et l'ilerdien (~ yprésien inférieur) du Bassin de Tresp-Graus (sud des Pyrénées espagnoles) sont abondamment étudiés depuis plusieurs décennies. Les microfossiles (« grands » foraminifères benthiques) et nannofossiles (nannoplanctons calcaires) ont longtemps constitué le cœur des études à propos de ces dépôts. Néanmoins, la coupe de Campo présente la particularité d'enregistrer un fin intervalle à dépôts continentaux entourant la limite Thanétien-Yprésien au sein de cette succession marine (Schmitz & Pujalte, 2003 ; Molina et al. 2003). La section de Campo est considérée comme l'une des sections de référence de l'intervalle Thanétien-Yprésien pour deux raisons majeures : (1) cette section permet d'établir clairement des calibrations et des corrélations entre les fossiles marins d'eaux profondes et moins profondes du Paléogène inférieur ; (2) ces dépôts marins constituent un lien entre les deux grands ensembles paléo-biogéographiques que sont la zone boréale et l'ensemble de la Téthys (Payros et al. 2000 ; Schaub 1973).

Traditionnellement et selon les synthèses biostratigraphiques de la coupe de Campo (Schaub 1992), l'ilerdien inférieur devrait être placé dans la Biozone à *Globorotalia velascoensis* (foraminifère planctonique ; von Hillebrandt 1965), la Biozone NP9 (nannofossiles calcaires ; Wilcoxon 1973), et la Biozone à *Wetzeliella hyperacantha* (kystes de dinoflagellés ; Caro 1973).

Molina et al. (2003) ont proposé une révision de la biostratigraphie de l'ilerdien du parastratotype de Campo sur base des foraminifères planctoniques, nannofossiles calcaires et dinoflagellés. Cette synthèse débute par un intervalle continental, daté du Thanétien supérieur sur base des charophytes (Tambareau et Villatte 1974) ou daté de l'ilerdien (Payros et al. 2000) sur base des corrélations lithostratigraphiques régionales (cet intervalle continental présente une base discontinue, tandis que son sommet est continu avec les marins ilerdiens sus-jacents), et se prolonge jusqu'à l'ilerdien moyen. Cet intervalle continental/marin constitue le cœur de ce chapitre.

7.2. Biostratigraphie

7.2.1. Foraminifères benthiques et nannofossiles calcaires

La position paléoenvironnementale du parastratotype de l'ilerdien de Campo, est plus distale que le stratotype lui-même (coupe de Tresp ; Schaub 1969 ; Lutherbacher 1969) au sein du Bassin de Tresp. A Campo, les niveaux ilerdiens possèdent une puissance supérieure au stratotype et contiennent davantage d'intervalles à microfossiles planctoniques (Molina et al. 2003).

Contrairement aux dépôts marins thanétiens et ilerdiens sous- et sus-jacents à l'intervalle continental, ces niveaux continentaux n'ont fourni aucune donnée biostratigraphie exploitable. Des formes remaniées du Crétacé Supérieur sont présentes, particulièrement dans les échantillons CPO2-1.65 et CPO2-3.05 (Steurbaut, com. pers. ; Tab. 7.1).

7.2.2. Mammifères placentaires

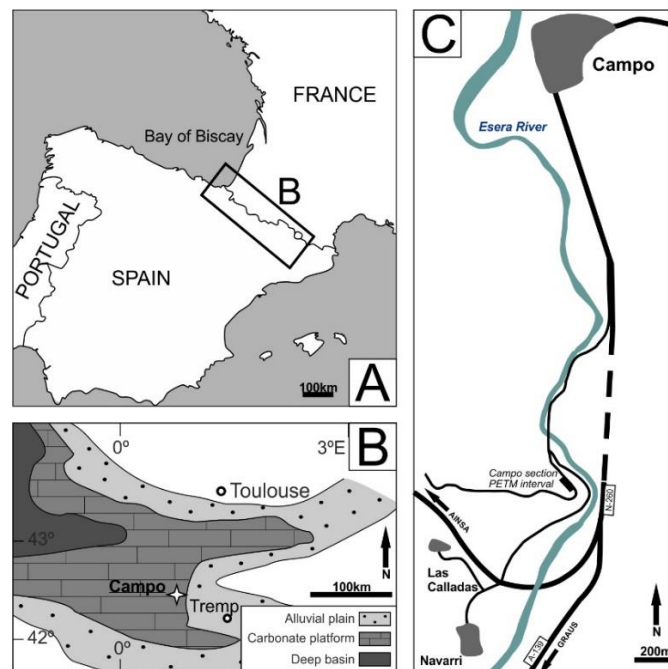
Tambareau et al. (1992) signale la présence d'une dent de mammifère dans un horizon fluvio-lacustre paléocène intercalé dans la série marine de la coupe de Campo. Des fouilles approfondies ont fourni un assemblage de vertébrés comprenant sélaciens, ostéichthyens, crocodiles, squamates et mammifères (Gheerbrant et al. 1992, 1997). La faunule mammalienne est documentée par une quarantaine de dents incluant des insectivores et condylarthres (Gheerbrant et al. 1997). Les comparaisons avec d'autres sites suggèrent que le site de Campo est plus ancien que les sites de Cernay (MP6) et pourrait donc être rapproché des niveaux-repères MP1-5 (Gheerbrant et al. 1997).

Deux autres sites à vertébrés ont été décrits à 50 km au sud-est de Campo, autour du village de Tresp (Espagne). Ces deux sites, Claret-4 et Tendruy-V (López-Martínez & Peláez-Campomanes 1999 ; López-Martínez et al. 2006 ; Domingo et al. 2009), ont livré une faune mammalienne pouvant être rapprochée des niveaux-repères MP6 (Cernay) et MP7 (Dormaal). Ces faunules se sont néanmoins avérées être plus jeunes que les assemblages de Cernay-Berru (niveau-repère MP 6 – Thanétien sup.). De plus, Domingo et al. (2009) ont mis en évidence la limite Thanétien-Yprésien respectivement à ~ 15 m et ~ 12 m au-dessus des sites de Claret-4 et Tendruy-V. Ces deux sites ont donc été rapprochés d'un niveau-repère MP6b intermédiaire, daté du Thanétien terminal.

7.3. Chémostratigraphie isotopique ($\delta^{13}C_{org}$) de la transition continentale
Paléocène-Eocène à Campo

7.3.1. Contexte géologique

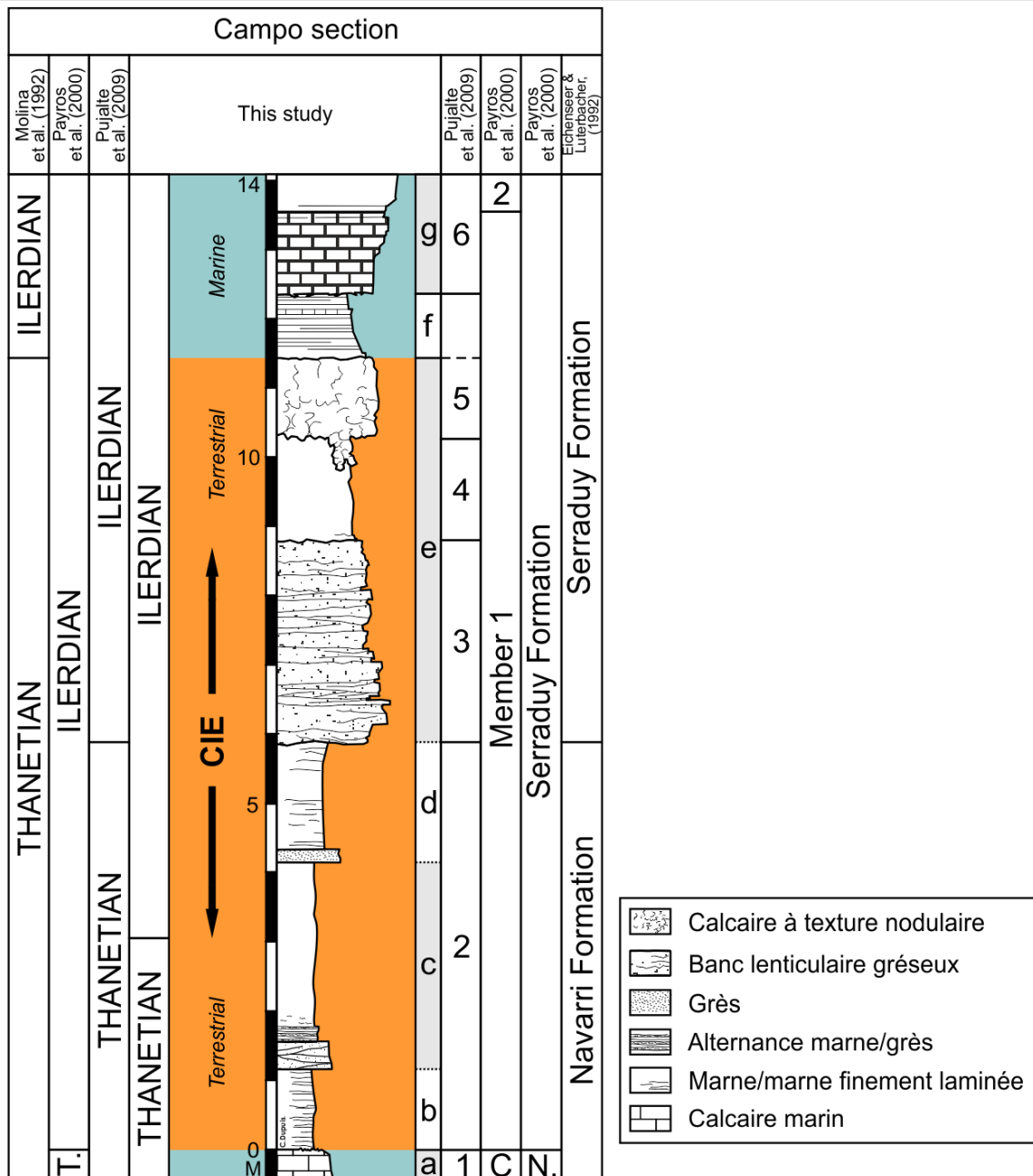
La coupe de Campo est située à cheval entre deux bassins sédimentologiques majeurs des Pyrénées espagnoles : le Bassin Basque et le Bassin de Tresp. Le Bassin Basque présente une direction d'élongation E-W avec une ouverture vers l'Ouest en direction de la Baie de Biscay (Schmitz & Pujalte, 2003) (Fig. 7.1. A-B). Ce bassin est cerclé au sud, au nord et à l'est par des dépôts marins peu profonds (plateforme carbonatée). Le Bassin de Tresp, situé à ~ 300 km à l'est, est caractérisé par des dépôts continentaux d'âge Crétacé-Paléogène, surmontés par des dépôts marins côtiers ilerdiens (Eichenseer & Luterbacher, 1992 ; Schmitz & Pujalte, 2003). Dans ce travail, l'intervalle étudié dans la section de Campo regroupe ~ 12 m de dépôts continentaux insérés entre ~ 250 m de dépôts thanétiens et ~ 800 m de dépôts ilerdiens marins peu profonds (Schmitz & Pujalte, 2003) (Fig. 7.1 C et fig. 7.2).



▲ Figure 7.1 A. Carte actuelle des Pyrénées ; B. Bassins Basque et de Tresp durant le Paléocène supérieur (modifié d'après Pujalte et al., 2003 et Rasser et al., 2005) ; C. Vue schématique de la zone autour de Campo.

La section est subdivisée en 7 unités, numérotées des lettres a à g (Fig. 7.2 ; Fig. 7.3), sur base de leurs changements de faciès lithologiques.

- Unité a : base de la section étudiée. Calcaire marin à alvéolines (Fig. 7.3A). Le sommet de ce calcaire est karstifié et contient des nodules noirs ainsi que des restes de *Microcodium* (Rasser et al. 2005), ce qui suggère une surface d'érosion et une exposition subaérienne prolongée. Robador (1991) a attribué cette surface érosive au sommet de la biozone SBZ4 (Thanétien supérieur ; Serra-Kiel, 1998).
- Unité b : 1.15 m de marnes grises à brunes, finement laminées à la base de l'unité et présentant des marmorisations (Fig. 7.3A).
- Unité c : 0.4 m de grès laminés surmontés par 0.25 m d'une alternance de bancs gréseux gris à brunâtres et marnes grises à brunes ; 0.25 m de marnes de couleur jaune à brun et faiblement stratifiées ; 0.85 m de marnes bleues à grises à marbrures rouges ; 0.4 m de marnes de couleur jaune à brun à marbrures rouges ; 0.55 m de marnes de couleur gris-bleuté à nodules d'oxydes de fer ; 0.35 m de marnes brunes stratifiées riches en gastéropodes jusqu'à la fraction inférieure de l'unité d. (Fig. 7.3A).
- Unité d : 0.15 m de grès gris contenant des fragments de charbon de bois ; 1.5 m de marnes de couleur brun pale à beige, nombreux fragments de plantes et gastéropodes sur les premiers 40 cm et au sommet de l'unité.
- Unité e : 2.9 m de grès gris en bancs lenticulaires contenant de petits galets argileux, fragments de charbon de bois, et nodules d'oxydes de fer ; 1 m à 1.5 m de marnes grises à nodules ; 1.1 m à 1.6 m de calcaires blanchâtres à texture noduleuse sur les premiers 55 cm (Fig. 7.3B).
- Unité f : 0.95 m de marnes jaunâtres à grises pales contenant quelques foraminifères et fragments de coquille (Fig. 7.3B).
- Unité g : Calcaires marins à nombreuses alvéolines. Le contact irrégulier avec les unités sous-jacentes (Fig. 7.2 ; Fig. 7.3B).

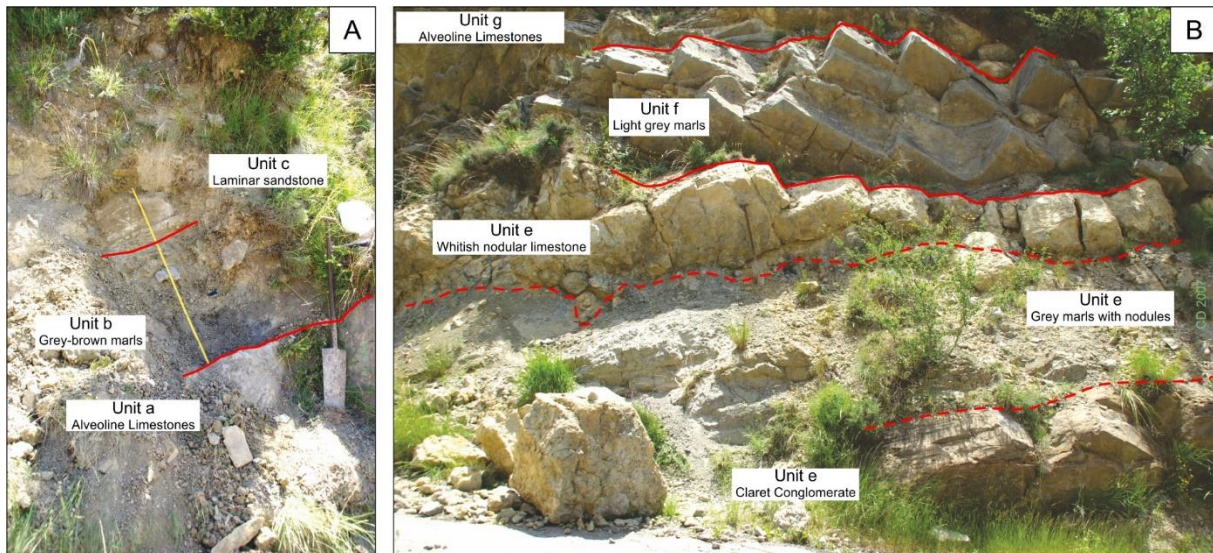


▲ Figure 7.2. Log lithostratigraphique de la coupe de Campo. Modifié d’après le log original de C. Dupuis (non publié).

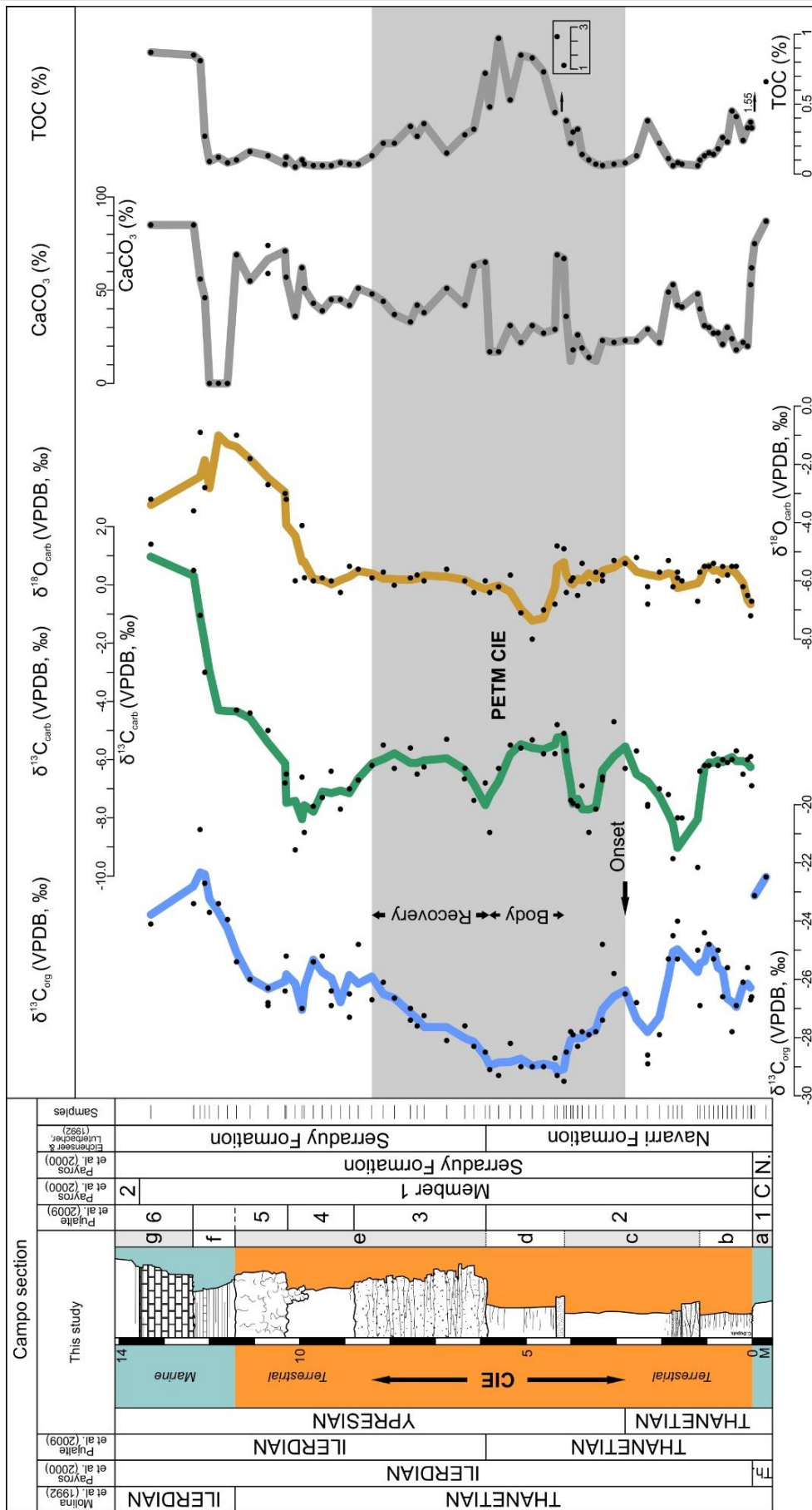
Les Pyrénées espagnoles présentent de nombreuses coupes géologiques qui ont enregistré l’évènement isotopique du *PETM*, notamment dans les bassins sédimentaires de Basque et Tresp, visible à la fois sur le signal isotopique de carbone organique et inorganique. Nous pouvons citer de façon non exhaustive les travaux publiés sur cet intervalle isotopique (basés sur le carbone) : les

CHAPITRE VII - CHEMOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS CONTINENTAUX DE CAMPO – PYRENEES ESPAGNOLES

dépôts hémipélagiques de la coupe de Zumaia (Schmitz et al. 1997 ; Schmitz et al. 2001 ; Alegret et al. 2009 ; Storme et al. 2012 ; Manners et al. 2013) ; les dépôts de base de talus continental de la coupe d'Ermua (Orue-Etxebarria et al. 1996; Schmitz et al. 2001; Manners et al. 2013) ; les dépôts continentaux des coupes d'Esplugafreda (Schmitz & Pujalte 2003, 2007; Manners et al. 2013), Tendrui (Schmitz & Pujalte 2003; Domingo et al. 2009; Manners et al. 2013), de Tendrui (Schmitz & Pujalte 2003; Domingo et al. 2009; Manners et al. 2013), de Claret (Schmitz & Pujalte 2003; Domingo et al. 2009; Manners et al. 2013), de Berganuy (Schmitz & Pujalte, 2007), La Cinglera et San Martín (Pujalte et al. 2009), de Korres, Orio et Laminora (Pujalte et al. 2015), et finalement de Campo (Schmitz & Pujalte 2003; Molina et al. 2003; Manners et al. 2013) (voir Fig. 7.1).



▲ Figure 7.3.A. Base de la section continentale (Unité b) et de la section marine (Unité a) de la coupe de Campo ; B. Sommet de la fraction continentale de la coupe. La pelle sur l'image A ainsi qu'au centre de l'image B représente environ 1.6 m. Photos : C. Dupuis.



◀ Figure 7.4. Log lithologique de l'intervalle isotopique du *PETM* au sein de la coupe de Campo ; $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, ‰VPDB représente les valeurs isotopiques du carbone organique ; $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} / \delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, ‰VPDB représente les valeurs isotopiques sur *bulk* carbonaté. Les courbes isotopiques sont lissées grâce à une moyenne mobile sur 3 points. Le TOC (%) est déterminé sur la fraction décarbonatée des échantillons. Légende : voir figure 7.2 et description lithologique.

7.3.2. Méthodologie

Les échantillons de la coupe de Campo traités dans ce travail ont été récoltés par C. Dupuis, en prenant soin d'éviter certaines altérations des sédiments, par creusée de tranchée. Les mesures isotopiques sur **carbone organique** ont été effectuées sur 80 échantillons (Tab. 7.1) à Erlangen (voir Chapitre II). La méthodologie utilisée est décrite dans ce travail (voir Chapitre II). Les valeurs organiques $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ sont normalisées aux standards internationaux USGS40 et USGS41. La reproductibilité des analyses $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ est de 0.05 ‰ (1 σ).

Les analyses isotopiques sur le **bulk carbonaté** ont été effectuées sur 73 échantillons (Tab. 7.1) au sein de même laboratoire à Erlangen selon la méthodologie décrite dans ce travail (voir Chapitre II). Les valeurs isotopiques du carbone inorganique et de l'oxygène sont normalisées aux standards internationaux NBS19 et LSVEC. La reproductibilité des analyses est de 0.05 ‰ (1 σ).

Les pyrolyses Rock-Eval ont été effectuées sur 18 échantillons à Paris (voir Chapitre II). Les paramètres utilisés ici sont les Index Hydrogène (HI, mgHC/gTOC) et Index Oxygène (OI, mgO₂/gTOC), et T_{max} (°C).

Les préparations palynologiques sont issues de 15 échantillons répartis sur la coupe et préparés à Liège (voir Chapitre II). Les résidus ont été tamisés (10 μm) et montés sur lame-mince.

7.3.3. Résultats

7.3.3.1. Isotopes du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)

Les valeurs isotopiques sur carbone organique sont reportées sur le log lithologique (Fig. 7.4 et Tab. 7.1). La courbe isotopique est lissée en utilisant une moyenne mobile sur 3 points afin de mettre en évidence les tendances isotopiques. Ces tendances isotopiques sont décrites comme suit, en débutant depuis la base de la coupe vers son sommet (Fig. 7.4, courbe bleue) :

- (1) valeurs isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ relativement lourdes au sein de l'unité a, respectivement -22.5 ‰ et -23.1 ‰ à -0.3 m et -0.05 m ;
- (2) excursion abrupte (~ 3 ‰) vers des valeurs isotopiques plus légères au contact des unités a et b, ce qui coïncide avec la transition marine/continentale ;
- (3) excursion positive des valeurs isotopiques d'environ 2 ‰ entre 0.35 m (-26.9 ‰) et 1.75 m (-24.5 ‰) au sein de l'unité b et dans la partie inférieure de l'unité c. Les valeurs maximales pointent à 1.05 m (-24.4 ‰) et 1.65 m (-24.0 ‰) ;
- (4) excursion négative ample (~ -4.3 ‰) entre 1.75 m (-24.5 ‰) et 2.30 m (-28.6 ‰) (partie inférieure à moyenne de l'unité c), suivie par une légère excursion positive des valeurs isotopiques de ~ 2 ‰ entre 2.30 m (-28.6 ‰) et 2.80 m (-26.5 ‰) (partie moyenne de l'unité c) ;
- (5) tendance négative des valeurs isotopiques entre 2.80 m (-26.5 ‰) et 4.15 m (-29.5 ‰) au sein de la partie moyenne de l'unité c, jusqu'à la transition entre les unités c et d ;
- (6) plateau stable des valeurs isotopiques autour de -29 ‰ au sein de l'unité d (entre 4.15 m et 5.80 m) ;
- (7) excursion positive et progressive des valeurs isotopiques entre 5.80 m (-29.1 ‰) et 8.40 m (-26.7 ‰) (partie inférieure et moyenne de l'unité e) ;
- (8) état stable des valeurs isotopiques autour de -26 ‰ entre 8.40 m (-26.7 ‰) et 11.10 m (-26.0 ‰) (partie moyenne et sommitale de l'unité e) ;
- (9) excursion positive et abrupte des valeurs isotopiques entre 11.10 m (-26.0 ‰) et 12.20 m (-20.8 ‰) (unité f) ;
- (10) amorce d'une excursion négative des valeurs isotopiques au sein de l'unité g (13.30 m) ;

7.3.3.2. Isotopes du carbone inorganique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$)

Les analyses des isotopes du carbone inorganique (*bulk* carbonaté, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) ont été réalisées sur chaque échantillon en parallèle des données sur les isotopes du carbone organique. Afin de conserver la cohérence des interprétations, la courbe isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ a également été lissée grâce à une moyenne mobile sur 3 points et donne les résultats suivants (Fig. 7.4 et Tab. 7.1) :

- (1) valeurs isotopiques stables au sein de l'unité b, entre 0.01 m (-6.9 ‰) et 1.15 m (-6.4 ‰) ;
- (2) excursion négative et abrupte des valeurs isotopiques entre 1.15 m (-6.4 ‰) et 1.75 m (-9.4 ‰), suivie par une tendance positive jusqu'à des valeurs isotopiques pré-décalage, à 2.80 m (-6.3 ‰) ;
- (3) début d'une seconde excursion négative des valeurs isotopiques à 2.80 m (-6.3 ‰) jusqu'à 4.00 m (-7.4 ‰), suivie par une ample récupération des valeurs isotopiques, entre 4.00 m (-7.4 ‰) et 4.15 m (-5.1 ‰). Les valeurs isotopiques dans cet intervalle de récupération restent stables autour de -5.5 ‰ entre 4.15 m (-5.1 ‰) et 5.35 m (-5.5 ‰) ;
- (4) excursion négative des valeurs isotopiques entre 5.35 m (-5.5 ‰) et 5.80 m (-8.5 ‰) ;
- (5) récupération positive et progressive des valeurs isotopiques entre 5.80 m (-8.5 ‰) et 8.40 m (-6.2 ‰) ;
- (6) excursion négative des valeurs isotopiques à 8.40 m (-6.2 ‰), avec un minimum isotopique à 10.10 m (-9.1 ‰) ;
- (7) tendance isotopique positive, très ample mais progressive entre 10.10 m (-9.1 ‰) et 13.30 m (+1.41 ‰) ;

7.3.3.3. Isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$)

Les données isotopiques ont été réalisées sur les mêmes échantillons que pour les isotopes du carbone inorganique. La courbe isotopique a également été lissée d'après la même méthode que les deux précédentes courbes isotopiques. Les analyses ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) donnent les tendances suivantes (Fig. 7.4 et Tab.7.1) :

- (1) tendance positive des valeurs isotopiques entre 0.01 m (-6.7 ‰) et 0.35 m (-5.5 ‰) ;
- (2) faible tendance positive entre 0.35 m (-5.5 ‰) et 2.80 m (-5.4 ‰) ;

- (3) début d'une excursion négative et progressive des valeurs isotopiques entre 2.80 m (-5.4 ‰) et 4.85 m (-8.0 ‰). Les valeurs isotopiques entre 4.30 m (-4.8 ‰) et 4.85 m (-8.0 ‰) variant fortement;
- (4) tendance positive progressive des valeurs isotopiques entre 4.85 m (-8.0 ‰) et 8.40 m (-5.9 ‰) ;
- (5) excursion négative des valeurs isotopiques entre 8.40 m (-5.9 ‰) et 10.10 m (-6.0 ‰) ;
- (6) excursion positive et abrupte des valeurs isotopiques entre 10.10 m (-6.0 ‰) et 12.20 m (-0.9 ‰);

► Table 7.1. Données relatives à la coupe de Campo. Les données collectées sur la minéralogie argileuse, ainsi que les paramètres analytiques ne seront pas interprétées dans ce travail. *Clay min.* = *clay mineralogy*; *TOC* : *Total Organic Carbon* sur fraction résiduelle.

CHAPITRE VII - CHEMOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS CONTINENTAUX DE CAMPO – PYRENEES ESPAGNOLES

CAMPO	Clay min.	NP	Rock- Eval	Palynofacies	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)	TOC (%)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰)	CaCO_3 (%)	Chlorite	Illite	ISR0	ISR1	ISR3	KAOL.	>I<	I/I	S*	W
CPO1-5	X			X	-22,5	0,66	N/A	N/A	87	18	43	0	6	4	29	2,83	0,31	NO	47,6
CPO1-2	X			X	-23,1	1,55	N/A	N/A	75	13	58	0	7	0	22	2,12	0,43	NO	51,3
CPO2-0.01		X	X		-26,6	0,33	-6,9	-6,7	62										
CPO2-0.03	X	X			-26,7	0,37	-5,9	-7,2	53	10	43	0	10	9	28	2,06	0,29	NO	56,2
CPO2-0.10		X			-25,6	0,18	-6,0	-6,5	20										
CPO2-0.20	X	X			-26,1	0,24	-6,5	-6,2	22	6	48	0	21	13	12	3	0,31	NO	53,4
CPO2-0.35		X		X	-26,9	0,41	-5,7	-5,5	18										
CPO2-0.45		X	X		-27,8	0,46	-6,0	-5,5	24										
CPO2-0.55	X	X			-25,6	0,23	-6,1	-5,8	30	14	41	0	19	13	13	2,61	0,47	NO	36,6
CPO2-0.65		X			-26,6	0,21	-6,0	-5,5	21										
CPO2-0.75		X			-25,0	0,18	-6,2	-6,0	27										
CPO2-0.85		X			-25,3	0,14	-5,9	-5,4	27										
CPO2-0.95		X			-24,8	0,15	-6,2	-5,6	30										
CPO2-1.05		X			-24,4	0,13	-6,2	-5,5	31										
CP02-1.15	X	X			-26,9	0,10	-6,4	-5,7	40	14	50	4	7	4	21	1,44	0,36	NO	46,2
CP02-1.20				X	-25,0	0,06	-9,7	-6,7	48										
CP02-1.55					N/A	0,07	-8,0	-6,0	17										
CP02-1.65		X			-24,0	0,08	-8,0	-5,8	42										
CPO2-1.65		X			-25,3	0,08	-8,0	-5,9	42										
CP02-1.65	X	X			-24,0	0,07	-8,0	-5,7	38	9	45	0	19	5	22	1,69	0,36	NO	64,4
CPO2-1.75					-24,6	0,06	-9,4	-6,2	53										
CPO2-1.85		X	X		-25,3	0,11	-7,2	-5,3	49										
CPO2-2.05	X	X	X		-27,9	0,22	-7,0	-5,7	22	8	43	11	17	12	9	2,84	0,31	NO	47,2
CPO2-2.30		X	X	X	-28,6	0,39	-7,6	-6,5	14										
CP02-2.30		X			-28,9	0,37	-7,5	-6,8	12										
CPO2-2.55	X	X			-26,8	0,13	-5,7	-5,2	23	5	53	11	13	9	9	2,4	0,37	NO	52,2
CPO2-2.80		X			-26,5	0,08	-6,3	-5,4	23										
CPO2-3.05	X	X		X	-25,8	0,07	-4,7	-5,3	22	5	57	9	11	8	10	2,5	0,36	NO	53,9

CHAPITRE VII - CHEMOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS CONTINENTAUX DE CAMPO – PYRENEES ESPAGNOLES

CPO2-3.30		X			-24,8	0,06	-6,7	-5,9	20										
CPO2-3.30		X			-27,4	0,07	-6,7	-6,0	23										
CPO2-3.45		X			-27,9	0,07	-7,7	-5,7	12										
CPO2-3.60	X	X			-27,9	0,10	-8,6	-6,1	14	5	67	0	11	5	12	2,22	0,43	NO	54,6
CPO2-3.75		X			-27,8	0,14	-6,9	-5,4	19										
CPO2-3.85	X	X			-28,3	0,32	-7,6	-6,5	26	3	65	4	11	7	10	2,05	0,36	NO	59,9
CPO2-3.95		X	X		-27,9	0,30	-7,5	-5,9	18										
CPO2-4.00		X	X		-27,8	0,22	-7,4	-6,0	12										
CPO2-4.10	X	X	X		-28,5	0,38	-5,7	-6,4	36	5	49	12	14	12	8	3,47	0,26	NO	49,5
CPO2-4.15			X		-29,5	1,37	-5,1	-4,9	67										
CPO2-4.30			X		-29,3	2,32	-4,8	-4,8	69										
CPO2-4.35	X	X	X		-28,7	0,44	-5,8	-6,8	29	4	62	7	8	5	14	1,93	0,38	NO	69,4
CPO2-4.60		X	X		-29,0	0,73	-5,8	-7,0	27										
CPO2-4.85	X	X	X	X	-29,0	0,83	-5,3	-8,0	31	8	45	11	8	6	22	2,36	0,27	0,85	48,87
CPO2-5.10	X	X			-29,0	0,85	-5,6	-7,1	22	6	58	6	9	5	16	2,18	0,33	NO	63,6
CPO2-5.35	X	X	X		-28,2	0,53	-5,5	-5,9	31	9	39	14	14	4	20	2,43	0,37	0,77	45,06
CPO2-5.60	X	X			-29,3	0,97	-6,3	-6,2	17	4	58	5	11	8	14	2,37	0,38	NO	66,2
CPO2-5.80		X			-29,1	0,48	-8,5	-6,4	17										
CPO2-5.90	X		X		-28,5	0,72	-6,8	-6,1	65	8	45	8	6	4	29	1,86	0,45	NO	72,1
CPO2-6.15					-28,3	0,32	-7,4	-6,4	63										
CPO2-6.35	X		X		-27,6	0,28	-6,3	-6,0	42	10	35	2	6	4	43	2,25	0,37	NO	71,5
CPO2-6.75	X		X		-28,1	0,15	-5,3	-5,6	51	10	33	8	3	3	43	1,64	0,3	0,72	78,05
CPO2-7.25	X			X	-27,2	0,36	-6,3	-6,0	38	9	55	0	8	6	22	2,33	0,3	NO	60,7
CPO2-7.40					-27,6	0,27	-6,5	-5,8	42										
CPO2-7.55	X	X			-27,4	0,35	-5,6	-5,9	30	26	37	3	5	4	25	1,95	0,37	NO	38,1
CPO2-7.55-2		X			-27,0	0,32	N/A	N/A	33										
CPO2-7.90	X		X		-26,6	0,23	-6,3	-6,2	37	12	40	11	9	5	23	2,35	0,32	0,85	52,9
CPO2-8.15			X		-26,1	0,22	-5,5	-5,7	44										
CPO2-8.40	X				-26,7	0,13	-6,2	-5,9	48	8	46	7	13	7	19	2,5	0,2	NO	37
CPO2-8.70				X	-24,8	0,07	-6,7	-5,6	51										

CHAPITRE VII - CHEMOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS CONTINENTAUX DE CAMPO – PYRENEES ESPAGNOLES

CPO2-8.90	X	X	X		-26,5	0,07	-7,0	-5,5	45	8	57	0	16	8	11	2,8	0,36	NO	43,9
CPO2-8.90-2		X			-27,3	0,08	N/A	N/A	42										
CPO2-9.10					N/A	N/A	-7,7	-6,4	45										
CP02-9.30	X	X		X	-26,4	0,05	-6,4	-6,0	43	10	56	5	7	4	18	1,68	0,35	NO	54,4
CPO2-9.30-2		X			-26,9	0,06	N/A	N/A	46										
CPO2-9.50		X			-25,2	0,06	-7,3	-5,9	39										
CP02-9.70	X	X			-25,4	0,06	-7,6	-6,0	43	4	47	17	13	8	11	3,07	0,36	NO	60,6
CP02-9.90					N/A	N/A	-8,5	-5,9	51										
CPO2-9.95		X		X	-27,0	0,10	-6,6	-4,1	62										
CPO2-10.10	X				N/A	N/A	-9,1	-6,0	34	15	43	8	9	0	25	2,91	0,34	NO	50,7
CPO2-10.30		X	X		-25,2	0,12	-6,5	-3,2	57										
CPO2-10.32	X				-26,4	0,07	-6,8	-3,0	71	8	23	52	0	0	17	1,91	0,27	0,32	55,9
CP02-10.70	X				-26,3	0,13	-5,0	-2,7	59	14	24	33	3	0	26	1,75	0,29	0,32	67,8
CPO2-10.70 (II)					-26,3	0,13	N/A	N/A	59										
CPO2-10.70-2					-26,8	0,93	N/A	N/A	73										
CPO2-10.70-2 (II)					-26,9	0,93	N/A	N/A	73										
CP02-11.10	X			X	-26,0	0,16	-4,4	-1,8	55	14	32	39	5	0	10	1,45	0,38	0,35	31,4
CP02-11.40	X	X			-25,4	0,10	-4,3	-1,0	69	6	36	40	10	0	8	2,22	0,34	0,64	46,8
CP02-11.60	X	X			-24,0	0,08	N/A	N/A	0	8	66	0	9	8	9	2,1	0,35	NO	33,8
CP02-11.80		X	X	X	-23,4	0,12	N/A	N/A	0										
CP02-12.00	X	X			-23,7	0,09	N/A	N/A	0	11	63	0	6	9	11	2,11	0,28	NO	27,8
CP02-12.10			X		-22,7	0,27	-2,9	-2,8	46										
CP02-12.20	X	X		X	-20,9	0,81	-1,1	-0,9	56	11	37	17	14	11	10	3,44	0,31	0,81	16,4
CP02-12.35	X				-23,4	0,85	0,6	-3,6	85	8	33	30	9	6	14	3,17	0,27	0,76	39,9
CP0-13.30	X			X	-24,1	0,87	1,4	-3,2	84	5	42	17	18	11	7	3,04	0,26	NO	46,2
CPO2-13.30-2					-24,1	0,87	1,4	-3,2	86										

7.3.4. Discussion

7.3.4.1. Etat de la matière organique

La coupe de Campo dans son ensemble, c'est-à-dire en comprenant sa partie marine d'âge l'ilerdien a été élevée au rang de parastratotype historique de l'ilerdien (e.g. Nuñez-Betelu et al. 2000). Le mince intervalle de dépôts continentaux étudié dans ce travail est compris au sein de cette séquence marine (Schmitz & Pujalte, 2003 ; Molina et al. 2003). Dès lors, cette brève incursion continentale est potentiellement encline à des perturbations environnementales qui peuvent *in fine* affecter l'interprétation des tendances isotopiques, telles que le mixage des sources de matières organiques continentales et marines, un remaniement de la matière organique ou encore une dégradation accrue de cette matière organique.

L'utilisation de la pyrolyse Rock-Eval couplée aux observations palynologiques est une bonne méthode pour s'assurer de la bonne préservation et de la fiabilité de la matière organique contenue dans les échantillons. Les analyses de pyrolyse sur 18 échantillons issus de la section étudiée indiquent une matière organique légèrement mature sur toute la section (T_{max} moyen de 438 °C) (Tab. 7.2 et Fig. 7.5). Les teneurs en matière organique (TOC % sur roche totale) varient de 0.03 % à 0.56 % (TOC % moyen de 0.23 %), ce qui est cohérent avec des dépôts continentaux (sédiments de plaine alluviale et détritiques fluviaux). L'Index Hydrogène (HI) varie de 72 à 96 mgHC/g TOC (valeur moyenne de 86 mgHC/g TOC) et l'Index Oxygène varie de 107 à 210 mgCO₂/g TOC (valeur moyenne de 151 mgCO₂/g TOC).

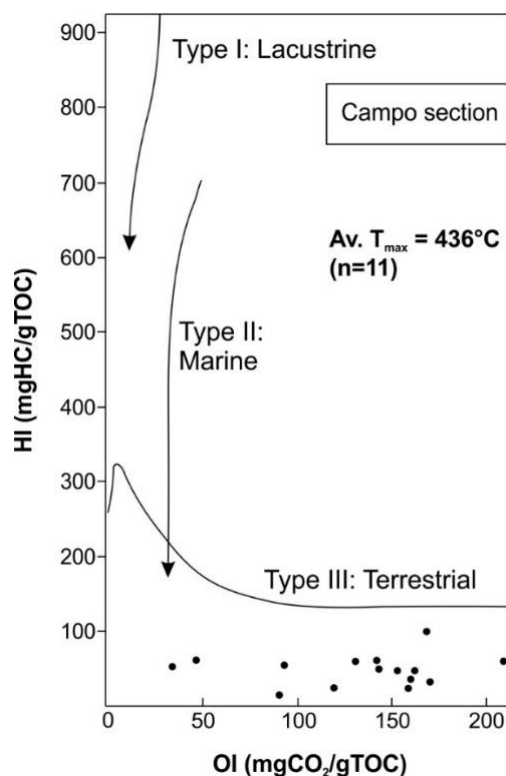
Les observations palynologiques, couplées aux données Rock-Eval décrites ci-dessus (Tab.7.2) indiquent une matière organique de type III, parfois de type IV (altérée), à la fois dans les sédiments continentaux et marins de la coupe étudiée. Les particules organiques sont dominées par des phytoclastes opaques (fragments de bois) et/ou translucides (cuticules). Seul un échantillon (CPO2 12.20) contient des composants organiques marins (dinoflagellés), ce qui est cohérent avec un environnement marin. La proportion relative de chaque type de particules le long de la coupe peut être expliquée par un classement différentiel de ces particules, relativement à des facteurs de transport (ex. la flottabilité des particules translucides est plus importante que les phytoclastes

CHAPITRE VII CHEMOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS CONTINENTAUX DE CAMPO –
PYRENEES ESPAGNOLES

opaques, plus denses). Aux vues des observations palynologiques décrites ci-dessus, nous pouvons conclure que la matière organique au sein de l'intervalle de type III est continentale (Fig. 7.5).

Sample	S2 - (mg/g)	T _{max} (°C)	TOC (%)	HI	OI	MINC (%)
CP02-0,03	0,14	431	0,17	82	158	7,41
CP02-0,35	0,16	433	0,32	50	121	2,75
CP02-1,2	0,55	359	0,14	395	151	6,73
CP02-3,05	0,04	358	0,09	47	280	3,57
CP02-3,85	0,11	392	0,24	47	195	3,49
CP02-5,10	0,46	436	0,48	96	133	3,53
CP02-5,6	0,49	440	0,56	88	155	2,72
CP02-5,8	0,27	439	0,34	79	210	2,35
CP02-6,15	0,05	410	0,07	67	254	8,98
CP02-7,25	0,11	425	0,15	73	113	4,97
CP02-7,55	0,12	420	0,25	49	89	4,33
CP02-8,7	0,03	361	0,07	40	174	6,68
CP02-9,3	0,03	370	0,03	93	374	5,99
CP02-9,95	0,04	359	0,34	12	79	13,81
CP02-11,1	0,05	369	0,16	31	162	10,53
CP02-12,2	0,35	436	0,43	82	107	7,49
CP02-12,35	0,08	436	0,11	75	243	11,23
CP02-13,30	0,17	435	0,18	93	170	10,91
Moy. TOC=0,23						

▲ Table 7.2. Données de pyrolyse Rock-Eval.



▲ Fig. 7.5. Diagramme HI/OI issu des pyrolyses Rock-Eval sur 15 échantillons au sein de la coupe de Campo.

7.3.4.3. Amplitude et morphologie de la *CIE*

La courbe isotopique tirée du carbone organique montre une *CIE* au sein de la coupe de Campo qui est caractéristique de deux profils typiques de la *CIE* lors du *PETM* : (1) le profil triangulaire de la *CIE* tel que décrit par Zachos et al. (2008). Ce modèle consiste en un *onset* rapide suivi par un *recovery* progressif, qui donne cette forme triangulaire à la *CIE* ; (2) le profil « en boîte » (Bowen & Zachos, 2010) est caractérisé par un *onset* rapide, un état semi-stable des valeurs isotopiques, suivi par un *recovery* rapide (Bowen et al. 2006 ; Manners et al. 2013).

La *CIE* du signal $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ à Campo est constituée de :

(1) une diminution rapide des valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre 2.80 m et 4.15 m (-26.5 ‰ à -29.5 ‰ ; épaisseur : 1.35 m). Cet intervalle de temps représenterait ~ 8 000 à 23 000 ans dans les sections continentales (voir McInerney and Wing, 2011 ; Kraus et al. 2013).

(2) des valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ semi-stables (~ -29.0 ‰) entre 4.15 m et 5.80 m (épaisseur : 1.65 m). Cet intervalle de temps, qui enregistre les températures maximales lors du *PETM*, s'étend sur une période de ~ 115 000 ans (Polecat Bench, Wyoming, Aziz et al. 2008) ;

(3) un *recovery* progressif jusqu'à des valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ *pre-CIE* entre 5.80 m et 8.40 m (-29.1 ‰ à -26.7 ‰ ; épaisseur : 2.60 m). La durée de cet intervalle isotopique est estimée entre ~ 50 000 et 85 000 ans (voir McInerney et al. 2011 et sources citées dans ce dernier).

Les valeurs isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtenues au niveau de la *CIE* à Campo (entre -28.1 ‰ et -29.5 ‰) sont du même ordre de grandeur que les résultats publiés (liste non exhaustive) (1) à propos des coupes continentales : Polecat Bench, Wyoming, USA, -28.0 ‰ (Magioncalda et al. 2004) ; Honeycombs area, Wyoming, USA, -28.8 ‰ (Yans et al. 2006) ; et (2) à propos des coupes en milieu lagunaire : Doel, Belgique, -29.0 ‰ (Steurbaut et al. 2003) ; Varangeville, France, -29.0 à -30.0 ‰ (Magioncalda et al. 2001).

Les valeurs isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ à Campo sont cependant légèrement plus négatives que les minima $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ observés au sein des sections de Claret et Tendry, respectivement -27.6 ‰ et -26.7 ‰ (Domingo et al. 2009), mais également légèrement plus négatives que les valeurs obtenues dans la coupe marine de Dababiya (GSSP de la limite Paléocène-Eocène), Egypte (~ -27.5 ‰, Dupuis et al. 2003 ; Aubry et al. 2007).

Néanmoins, la courbe isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de haute résolution de l'intervalle du *PETM* présentée ici, est en concordance avec les résultats précédemment publiés par Manners et al. (2003), qui enregistrent un minimum isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ autour de -28.9 ‰. Notre échantillonnage plus détaillé de la coupe, plus spécifiquement à la base de cet intervalle continental et sous la *CIE* a mis en évidence une excursion isotopique précédant la *CIE*, que l'on appellera l'excursion *pre-CIE* dans ce travail. Ce dernier est observable sur la courbe isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vers 2.30 m (-28.6 ‰) (Fig. 7.4 et Fig. 7.6), et se poursuit par un bref retour aux valeurs isotopiques de fond ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -26.4$ ‰ ; 2.80 m).

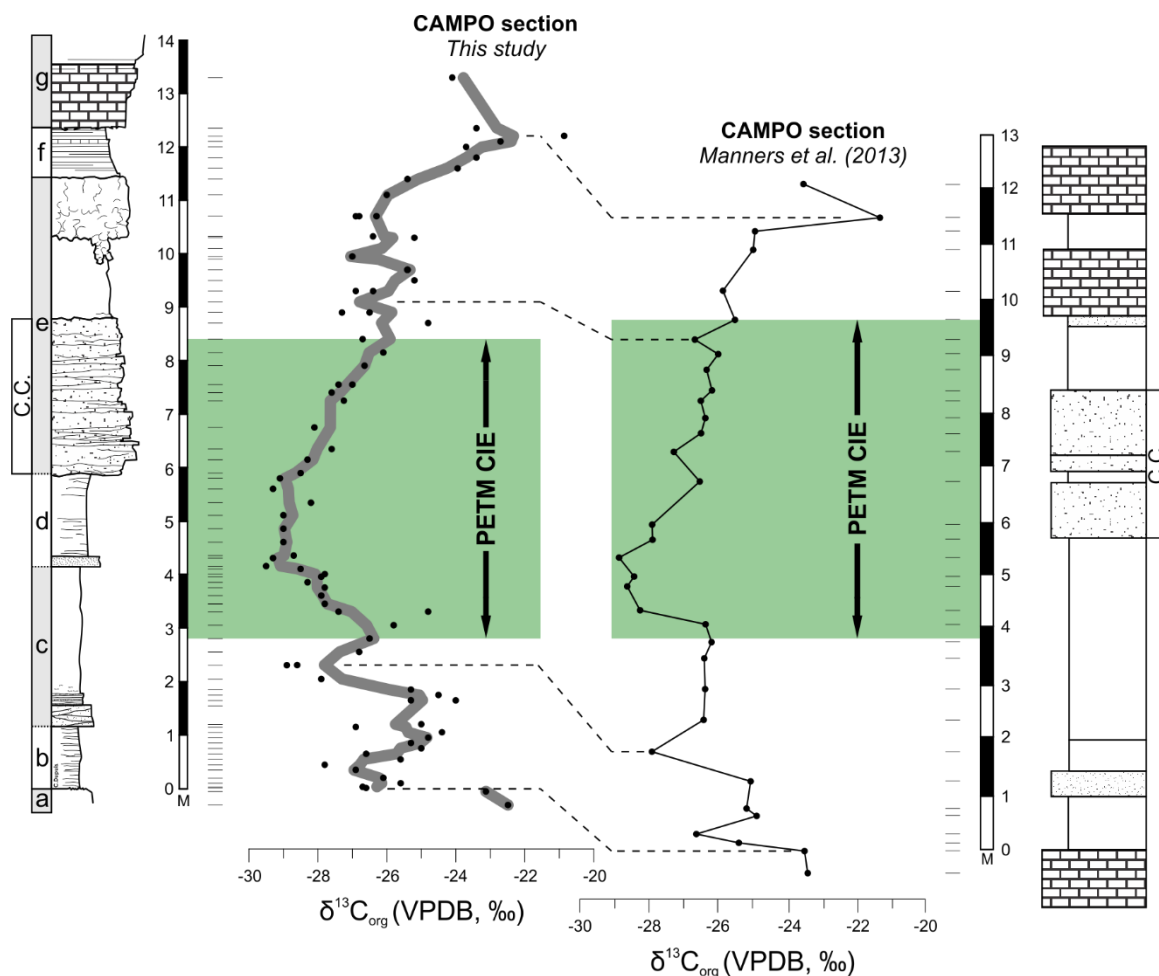
Des événements *pre-CIE* similaires ont déjà été reportés par de nombreuses études. Nous pouvons citer par exemple : la coupe de Limay, Bassin de Paris, France (Stott et al. 1996) ; la coupe du Phare d'Ailly, France (Magioncalda et al. 2001) ; les coupes et forages de Polecat Bench, Wyoming, USA

(Bowen et al. 2014) ; les coupes de Tresp et Tendruy, Espagne (Domingo et al. 2009) ; la coupe du Bighorn basin, Wyoming, USA (Secord et al. 2010) ; la coupe DeBeque, Colorado, USA (Foreman et al. 2012) ; la coupe d'Albas, France (Yans et al. 2014b ; voir également le chapitre IX de ce travail).

Secord et al. (2010) ont noté que même dans le cas où la *pre-CIE* et la *CIE* sont simultanément observés sur le signal isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{nod}}$, le pic *pre-CIE* ne correspondait pas à une excursion marquée et nette sur le signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ de carbonates marins. Ils conclurent à l'implication de deux sources de réchauffement global. Le pic *pre-CIE* pourrait être donc interprété comme un processus de rétroaction à un réchauffement global, et une libération initiale de carbone (ex. combustions à grande échelle de tourbes ; Secord et al. 2010).

Les excursions négatives du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ sous l'*onset* de la *CIE*, visibles dans Manners et al. (2013) et sur la figure 7.6 de ce travail, autour de ~ 1.3 m et ~ 2.8 m sont clairement observables sur la courbe isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ présentée dans ce travail aux hauteurs stratigraphiques 0.45 m et 2.30 m (Fig. 7.6 et Fig. 7.4). Le second pic isotopique observé (à 2.30 m) pourrait correspondre à l'excursion *pre-CIE* telle que publiée par Domingo et al. (2009) dans la coupe de Tendruy vers ~ 17 m.

► Figure 7.6. Mise en comparaison des signaux $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de la coupe de Campo. Sur la gauche, courbe tirée de ce travail. Sur la droite, courbe tirée de Manners et al. (2013). Le trait gris épais est une moyenne mobile sur 3 points (voir figure 7.4 pour plus de détail). CC = Conglomérat de Claret.



7.3.4.4. Onset de la CIE : timing relatif du dépôt du Conglomérat de Claret

Pujalte & Schmitz (2003) ont publié une stratigraphie basée sur les isotopes du carbone issus des nodules carbonatés ($\delta^{13}C_{nod}$) et du *bulk* carbonaté ($\delta^{13}C_{bulk}$) (Fig. 7.7). Les auteurs concluent que l'onset de l'IETM (*Initial Eocene Thermal Maximum*) serait enregistré soit au sommet de l'unité grés-conglomératique portant le nom de Conglomérat de Claret (= CC pour *Claret Conglomerate*) (voir Fig. 7.4 et Fig. 7.6), comme le suggèrent les valeurs isotopiques négatives et les données paléontologiques (Orue-Etxebarria et al. 2001), soit à la base de l'intervalle continental (= sommet de l'unité a ; Fig. 7.3A et Fig. 7.4).

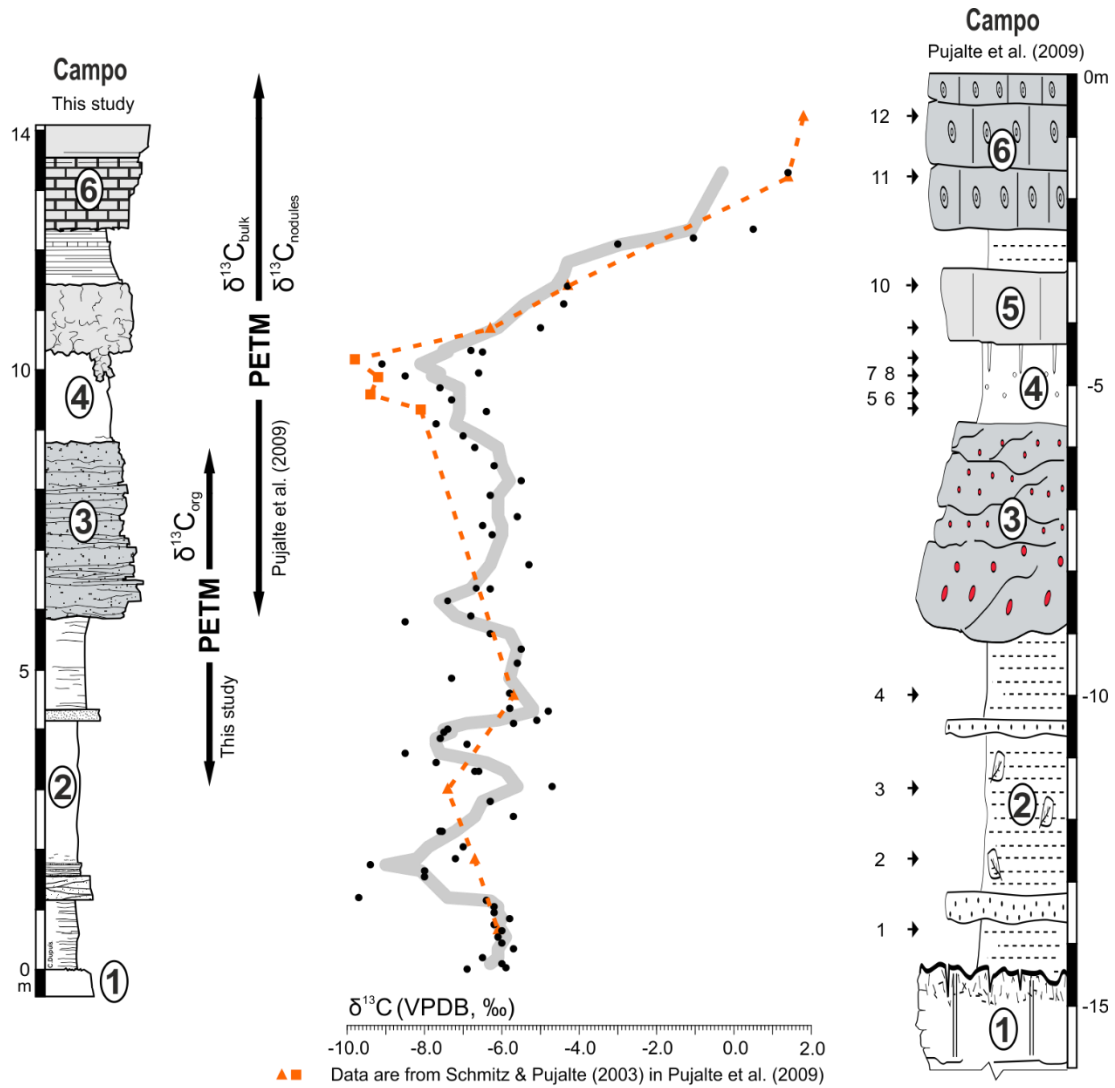
Les prédictions aux réponses climatiques suite à des injections massives de CO₂ dans l'atmosphère tendent à montrer une augmentation de l'évaporation et des précipitations à une échelle globale (ex. Houghton et al. 2001). Les zones localisées aux hautes latitudes seraient affectées par un

accroissement des précipitations ; tandis que les zones subtropicales, par une décroissance des précipitations (ex. Houghton et al. 2001 ; Schmitz & Pujalte 2007). Le Conglomérat de Claret est donc interprété comme un dépôt proximal au sein d'un large cône détritique, en réponse à un régime hydrologique accru durant le réchauffement climatique du *PETM* (Schmitz & Pujalte 2003 ; 2007). La synchronicité du dépôt du Conglomérat de Claret est ainsi proposée par la relative constance de la puissance du dépôt qui scelle les sols sous-jacents au sein du bassin, du moins entre Campo et Tremp.

Schmitz & Pujalte (2007) ont publié, sur base des données isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{nod}}$ provenant des coupes d'Esplugafreda-Berganuy et de Campo, que l'*onset* de la *CIE* est synchrone avec le dépôt du Conglomérat de Claret et atteint le minimum isotopique au sommet de ce dernier. Plus récemment, Domingo et al. (2009) montrèrent au sein des sections de Claret et Tendrúy, que l'*onset* de la *CIE*, basé sur les isotopes du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), débute certainement sous la base du Conglomérat de Claret.

Manners et al. (2003) ont publié le premier enregistrement $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ du *PETM CIE* à Campo. Selon leurs données, les auteurs mentionnent la présence de l'*onset* de la *CIE* sous le Conglomérat de Claret (~ 5 m au-dessus des calcaires marins) (Fig. 7.6). Cependant, l'estimation de la magnitude de la *CIE* (2.1 ‰ à 4.8 ‰) reste approximative à cause du profil en gradin de l'*onset*.

► Figure 7.7. Comparaison des résultats isotopiques de la coupe de Campo issus de ce travail et publiés par Pujalte et al. (2009). Les ronds noirs et la courbe grisée représentent les données isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ sur *bulk* carbonaté issues de ce travail. Les triangles et carrés orangés représentent les données $\delta^{13}\text{C}_{\text{nod}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$ publiés par Schmitz & Pujalte (2003) et repris par Pujalte et al. (2009) (Figure 4). L'extension du *PETM CIE* est indiquée selon les isotopes du carbone organique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ proposé par ce travail (voir Fig. 7.5 et Fig. 7.6). L'extension de la *CIE* publiée par Pujalte et al. (2009) est également indiquée et se base sur les isotopes du carbone inorganique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{nod}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{bulk}}$). Les numéros cerclés représentent les unités lithologiques correspondantes aux deux coupes étudiées.



- ① to ⑦ = lithological units
- Brecciated limestone with *Microcodium*
 - Limestone clasts
 - Carbonate soil nodules
 - Wave-ripple lamination
 - Hummocky x-bedding
 - Gastropod molds
 - Plant debris
 - Oversized rizcretions
 - Alveolinids
- SAMPLE TYPES
- Carbonate soil nodule
 - Bulk-rock
 - gastropod shell

Isotopes Campo section
(data from Schmitz & Pujalte, 2003)

Sample	¹³ C‰
1 -->	-6.10
2 -->	-6.68
3 -->	-7.44
4 -->	-5.68
5 -->	-8.09 // -8.75
6 -->	-9.41 // -8.86
7 -->	-9.24 // -9.75
8 -->	-9.83 // -10.95
9 -->	-6.27
10 -->	-4.27
11 -->	+1.38
12 -->	+1.83
13 -->	+1.98
14 -->	-0.25

Les résultats issus de ce travail, basés sur les isotopes du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) favorisent l'hypothèse d'un *onset CIE* enregistré sous le Conglomérat de Claret à Campo (Fig. 7.4 et Fig. 7.6). La courbe isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ proposée semble suffisamment affinée par de nombreuses analyses pour tenter de calculer la durée du décalage temporel entre l'*onset* de la *CIE* et le début du dépôt du Conglomérat de Claret. En se basant sur une durée de l'*onset* de $\sim 15\,000$ ans (Bowen et al. 2006) et sur l'épaisseur stratigraphique correspondant à cet intervalle (1.35 m), nous pouvons avancer une estimation du taux de sédimentation moyen durant cet *onset*, qui est approximativement de 0.09 m par 1000 ans sous le Conglomérat de Claret. Considérant un intervalle de ~ 3 m entre l'*onset* et le début du Conglomérat, le décalage temporel entre l'*onset* de la *CIE* et la réponse sédimentologique au régime hydrologique accru est estimé à $\sim 33\,000$ ans. Le décalage temporel calculé ici pour la coupe de Campo est néanmoins plus important que les estimations faites par Domingo et al. (2009) qui étaient de l'ordre de ~ 5000 à ~ 9000 ans pour les coupes de Claret et Tendry. Les différences de décalage peuvent être expliquées par la position relative des coupes au sein du bassin. Les coupes de Claret et Tedry sont en effet situées à ~ 50 km au Sud-Est de Campo et sont donc plus proches de la source des sédiments. La réponse sédimentologique est donc logiquement plus courte.

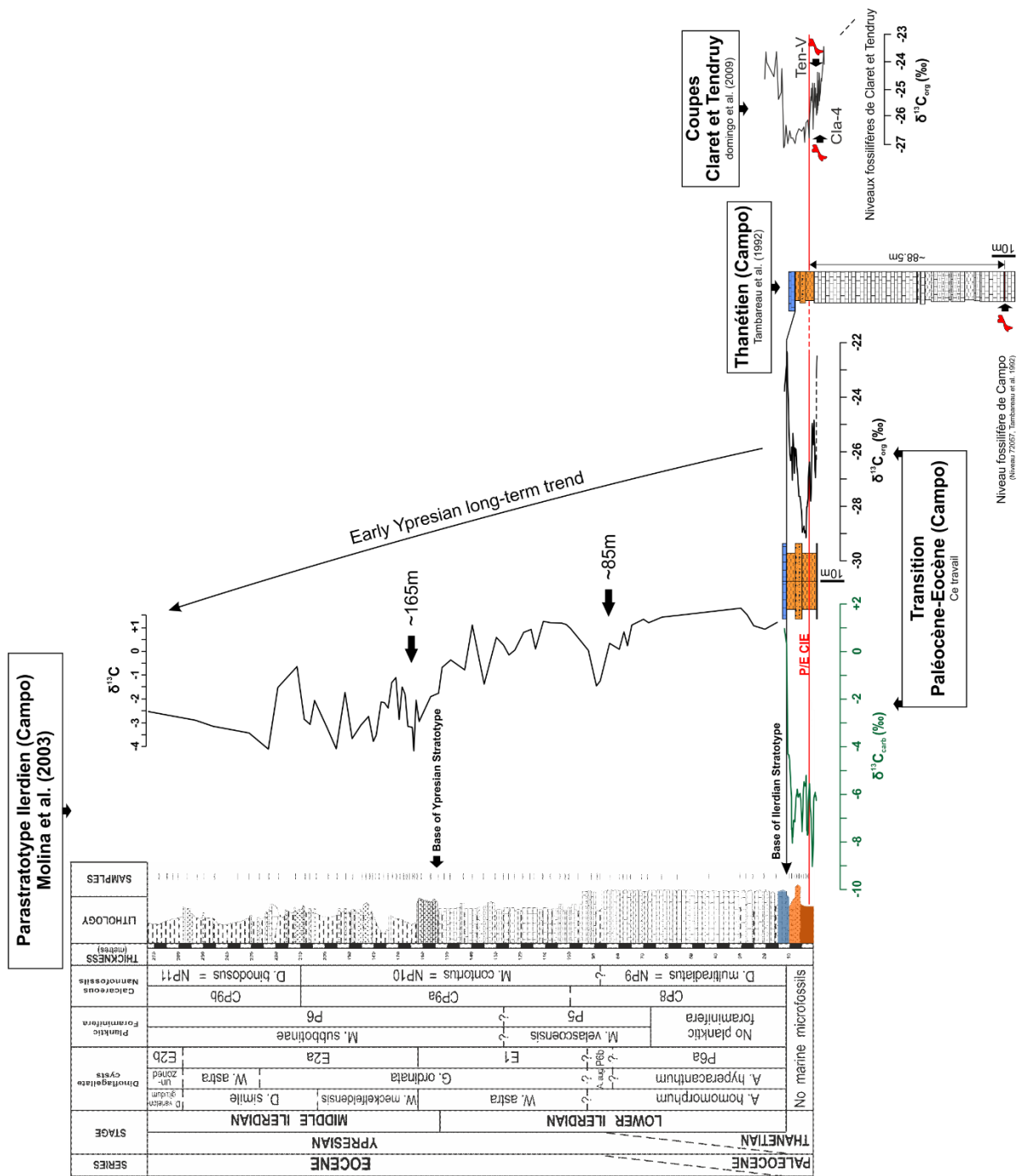
7.4. Discussion biostratigraphique additionnelle

7.4.1. Historique de la chémostratigraphie organique sur la position de l'Eocène dans la coupe de Campo

Plusieurs hypothèses appuient la présence de la *CIE* au sein de la coupe complète de Campo (Molina et al. 2003). Au moins deux excursions isotopiques peuvent être localisées dans les sédiments éocènes de la coupe (Fig. 7.8) : (1) une autour de 85 m, ou (2) une autre autour de 165 m. Ces deux excursions sont clairement incompatibles avec la *CIE* (*PETM–ETM1*; Schmitz & Pujalte, 2003; Manners et al. 2013; ce travail). Les résultats isotopiques présentés dans ce chapitre sur base du carbone organique, corroborent en effet l'hypothèse d'une *CIE* sous le Conglomérat de Claret.

Dès lors, les deux excursions isotopiques aux environs de 85 m et 165 m dans la coupe complète de Campo pourraient correspondre à des hyperthermaux à court terme au sein de la tendance isotopique à long terme qui commence au Thanétien et se poursuit dans l'Yprésien inférieur. Il est à remarquer, cependant, que l'excursion située vers 85 m (Fig. 7.8), dans la transition NP9/NP10, ne peut pas correspondre à l'*ETM2*, ni à l'*ETM3*, ces derniers étant situés à la base de NP11 et à la transition NP11/NP12, respectivement.

► Figure 7.8. Synthèse biostratigraphique et isotopique de la coupe complète de Campo. Données isotopiques (*bulk* carbonaté) et biostratigraphiques de l'Ilerdien (Molina et al. 2003, modifié). Données isotopiques (*bulk* carbonaté, courbe verte ; *bulk* organique, courbe noire) de l'intervalle continental à la transition Paléocène-Eocène (ce travail). La ligne rouge représente l'*onset* de la *CIE*, définie d'après le *bulk* organique. A l'extrême droite de la figure, la position du niveau fossilifère de Campo (Tambareau et al. 1992, modifié). Ce niveau est situé ~ 88.5 m sous la *CIE*.



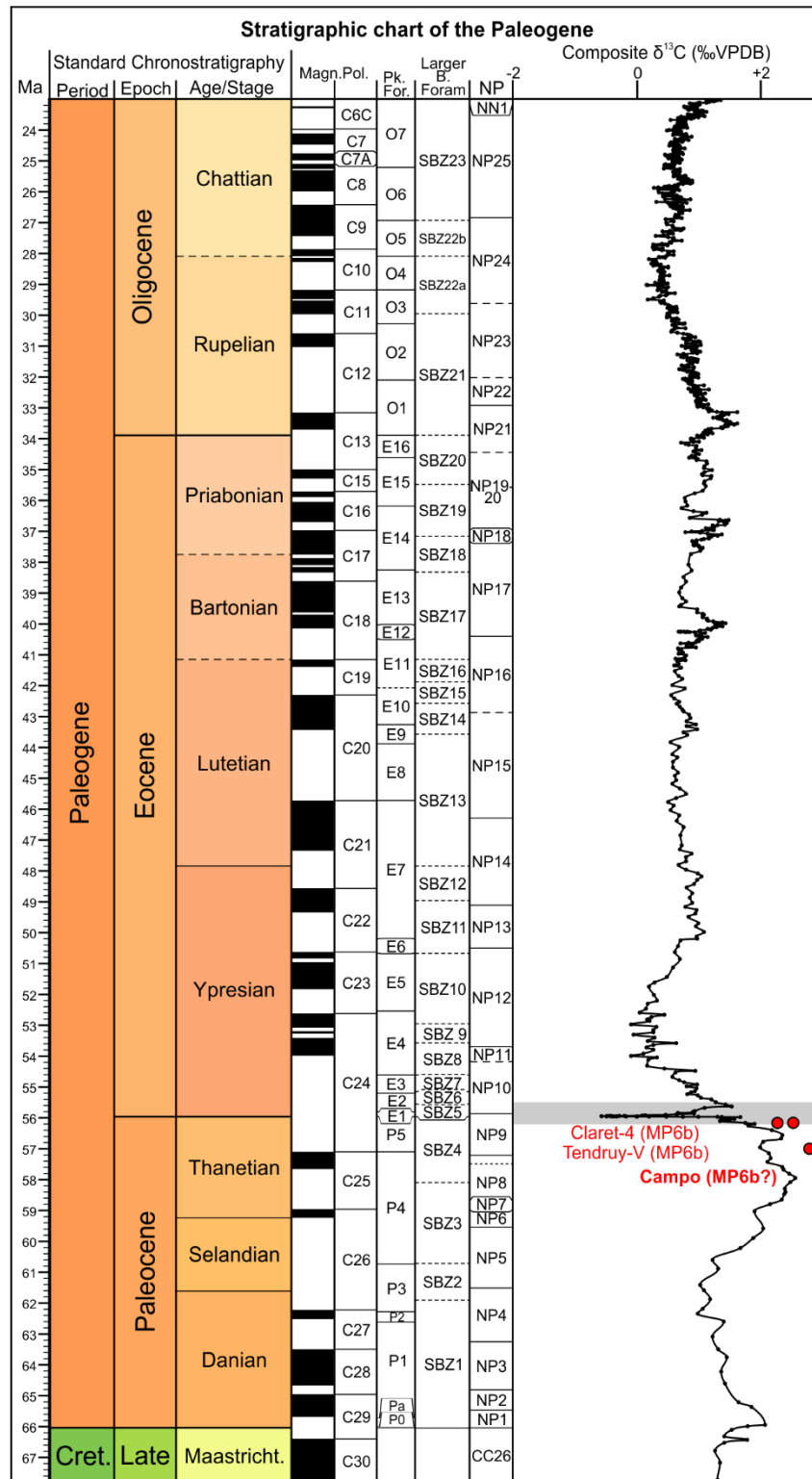
7.4.2. Implications sur l'âge du niveau fossilifère de Campo

Les résultats présentés dans ce chapitre soutiennent la position de la *CIE* sous le Conglomérat de Claret, dans l'intervalle continental de la section, et donc sous la base du parastratotype de l'ilerdien tel qu'illustré par Molina et al. (2003), et non aux hauteurs stratigraphiques ~ 85 m ou ~ 165 m suggéré par Molina et al. (2003) ou à la base de ce Conglomérat de Claret comme proposé par Schmitz & Pujalte (2003).

Dans leur étude signalant la présence d'un niveau à fossiles à mammifères dans les niveaux calcaires de Campo, Tambareau et al. (1992) positionnent ce niveau fossilifère ~ 98 m sous la base du parastratotype de l'ilerdien (Fig. 7.8), soit ~ 88.5 m sous la *CIE*. En considérant un taux de sédimentation de ~ 0.09 m par 1000 ans sous le Conglomérat de Claret, nous pouvons tenter de proposer un âge « absolu » pour le site de Campo. Notons que les estimations d'âges « absolus » sur base d'un taux de sédimentation moyen sont particulièrement risquées car certains paramètres peuvent poser problème : (1) le taux moyen de sédimentation ne représente pas de manière correcte le taux réel de sédimentation ; (2) le taux de sédimentation est calculé sur base d'une sédimentation détritique continentale et peut différer en sédimentation marine peu profonde ; (3) le taux de sédimentation calculé ne prend pas en compte les hiati dans la séquence.

Nous pouvons néanmoins proposer une estimation de la durée de temps séparant la *CIE*, telle qu'explicitée par le signal isotopique sur le *bulk* organique, et le niveau fossilifère de Campo. Ce niveau est ~ 1 Ma plus ancien que la *CIE* marquant formellement la limite Paléocène-Eocène (56.0 Ma. Cohen et al. 2013, ICS 2017/02), soit un âge absolu de ~ 57 Ma.

Enfin, rappelons que les sites à mammifères de Claret-4 et Tenduy-V ont été respectivement positionnés à 15 m et 12 m sous l'*onset* de la *CIE*. Nous pouvons dès lors confirmer que le site de Campo est légèrement plus vieux (de moins d'1 Ma.) que les sites de Claret et Tendruy (Fig. 7.8).



▲ Figure 7.B. Extension biostratigraphique et chémostratigraphique autour de l'évènement isotopique *PETM* au sein de la coupe continentale de Campo. Les pastilles rouges indiquent la position des sites à mammifères de Claret et Tendruy et Campo.



Grâce à d'une part, sa succession marine puissante permettant d'établir une base biostratigraphique pour l'intervalle Thanétien-Yprésien d'Europe méridionale et d'autre part à l'enregistrement de la limite Paléocène-Eocène dans un intervalle continental au sein de cette succession marine, la coupe de Campo est un parfait exemple d'intégration multi-disciplinaire (bio)chémo- stratigraphique et illustre bien la difficulté de concilier différentes hypothèses d'études.

Le récent débat quant au positionnement de la *CIE* vis-à-vis du Conglomérat de Claret ouvre des perspectives dans la compréhension du timing des mécanismes de sédimentation en réponse aux réchauffements climatiques analogues au *PETM*.

La forte influence de la diagenèse carbonatée sur les signaux isotopiques du *bulk* carbonaté à la fois pour le carbone ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) et l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) amène à envisager la possibilité de reconsidérer une chémostratigraphie sur base du signal organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) pour l'ensemble de la coupe de Campo. Au vu (1) du signal isotopique du *bulk* carbonaté publié par Molina et al. (2003), et la mise en évidence de plusieurs shifts isotopiques importants dans la succession marine ; (2) la robustesse des résultats isotopiques sur le carbone organique lors de la transition P-E ; (3) la biostratigraphie détaillée de la succession marine, la coupe de Campo semble prometteuse dans la recherche et la mise en évidence des hyperthermaux yprésiens.

Enfin, nos résultats isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ à haute résolution autour du *PETM* à Campo, permettent d'estimer l'âge « absolu » du site à mammifères de Campo (MP6b), situé 88.5 m sous la *CIE*, à ~ 1 Ma sous l'*onset* de la *CIE*. Dès lors, les sites à mammifères de Claret-4 et Tendruey-V (MP6b) sont plus jeunes d'environ ~ 1 Ma du site de Campo (MP6b).

CHAPITRE VIII – REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE
DES DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

Ce chapitre se base sur l'article suivant :

Solé, F., **Noiret, C.**, Desmares, D., Adnet, S., Taverne, L., De Putter, T., Mees, F., Yans, J., Steeman, T., Louwye, S., Folie, A., Steevens, N.J., Gunnell, G.F., Baudet, D., Kitambala Yaya, N., and Smith, T., 2019. Reassessment of historical sections from the Paleogene marine margin of the Congo Basin reveals an almost complete absence of the Danian deposits. *Geoscience Frontiers*, 10, 1039-1063.

Aperçu



Ce chapitre vise à affiner le contexte stratigraphique des dépôts marins de trois sites à fossiles du Paléogène inférieur au sein de la coupe de Landana (enclave de Cabinda, Angola), et aux sites de Manzadi et Bololo (zone ouest de la République Démocratique du Congo). Les sites paléogènes d'Afrique sub-saharienne sont relativement mal connus et peu échantillonnés/étudiés. Cette étude repose sur les échantillons issus des expéditions passées, notamment dans les années 1930-1940 dans la région de Landana. La révision moderne de ces échantillons se base sur une approche multidisciplinaire : taxonomie des faunes vertébrées et invertébrées, biostratigraphie des foraminifères et dinolagellés et stratigraphie isotopique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$).

L'approche isotopique se révèle être un challenge ici, notamment par le manque d'échantillons sur la coupe et le manque d'informations relatives à l'échantillonnage (logs, position stratigraphique exacte des échantillons, qualité et stockage de l'échantillon, ...) (voir chapitre II à propos de la méthodologie d'échantillonnage). Néanmoins, nous pouvons tirer quelques informations sur l'enregistrement isotopique grâce aux jalons biostratigraphiques (foraminifères et dinoflagellés), dont la presque absence de dépôts daniens contrairement aux interprétations du siècle passé, ou la présence de dépôts Lutétien au sommet de la coupe.

La coupe de Landana illustre parfaitement le cas de figure où l'approche chémostratigraphique est limitée en termes d'interprétations stratigraphiques, par (1) l'absence de jalons biostratigraphiques adaptés, et (2) les nombreux hiati au sein de la coupe.

8.1. Introduction

The Paleocene (66-56 Ma) is a key time period that follows the Cretaceous-Paleogene (K-Pg) mass extinction. During this period, major biotic turnovers occurred and many groups of modern vertebrates appeared and/or began to diversify. Such crucial episodes have been observed in terrestrial vertebrates including lizards and snakes (Longrich et al., 2012), birds (Ericson et al., 2006), and mammals (O'Leary et al., 2013), and marine vertebrates including ray-finned fishes (Friedman, 2009; Friedman and Sallan, 2012; Sibert and Norris, 2015; Guinot and Cavin, 2016), elasmobranchs (Kriwet and Benton, 2004; Noubhani, 2010; Guinot et al., 2012; Guinot and Cavin, 2016; Belben et al., 2017), and crocodylomorphs (Puértolas-Pascual et al., 2016). Among invertebrates, cephalopods reflect this extinction in the disappearance of ammonites (Landmann et al., 2015); bivalves have also been affected by this mass extinction (Raup and Jablonski, 1993; Jablonski and Raup, 1995). However, such dramatic patterns are not observed in all animal groups: in contrast to most other Mesozoic vertebrates, testudines were apparently little affected by the K/Pg extinction event (Lyson et al., 2011; Holroyd et al., 2014).

Besides the radiation of modern groups of vertebrates and invertebrates, the Paleogene period (66-45 Ma) exhibits climatic fluctuations, although potential links between climate and vertebrate evolution are a matter of some debate (Zachos et al., 2001). Several terrestrial taxa (e.g., mammals, reptiles) disappeared before or during the Paleocene Eocene Thermal Maximum (PETM, 56 Ma; Wing et al., 2005; Gingerich, 2006; Smith et al., 2006), the warmest period of the last 65 million years. Although the PETM brought dramatic changes in terrestrial ecosystems, the signal observed in marine ecosystems is different. Concerning crocodylians, Mannion et al. (2015) found no evidence for transient biodiversity increases driven by the short-term PETM interval, although in Africa, Europe and North America, a small decrease of crocodyliform dyrosaurid diversity is apparent; notably tomistomines appear in the record, to the apparent detriment of the gavialoid crocodylians (Bardet et al., 2017). Tomczik (2014) further noted that fish morphotypes change little through the PETM, with no evidence for an excursion biota during the warmest interval, suggesting that fish experienced fewer geographic range shifts than might be expected. Noubhani (2010) noted only few major elasmobranch disappearances during the early Ypresian in Morocco.

Although the early Paleogene holds an important key to understanding global vertebrate (and invertebrate) biodiversity patterns, the record is incomplete as most terrestrial vertebrate research has focused primarily in North America, Europe, and Asia. In the Southern Hemisphere, continents and their terrestrial faunas experienced isolation and endemism following the breakup of Gondwana, and the fossil record is relatively sparse. Therefore, Africa might represent a key piece of the Gondwanan puzzle for understanding past migrations and patterns of modern biodiversity. Indeed, African marine habitats have been proposed as a center of origin for several groups of aquatic vertebrates, including whale sharks (Rhincodontidae), devil rays (Mobulidae) and palaeophiid snakes (Rage and Wouters, 1979; Noubhani and Cappetta, 1997; Adnet et al., 2012). Fossil fishes from the African Paleogene have been described since the early 20th century (reviewed in Murray, 2000), primarily from northern and western sites, including Morocco (Arambourg, 1952; Cappetta, 1981, 1983; Noubhani and Cappetta, 1997), Algeria and Tunisia (Priem, 1903; De Stefano, 1915; Mahboudi et al., 1984), Egypt (Case and Cappetta, 1990; Underwood et al., 2011), Mali (Longbottom, 1984), Niger (White, 1934; Cappetta, 1972; Dikouma et al., 1994), Nigeria (White, 1926, 1955; Stevens et al., 2011), Togo (Stromer, 1910), Cameroon (Jaekel, 1895, 1904). In addition, Jubb and Gardiner (1975) reported teeth of several shark species from Paleogene deposits in South Africa, and Böhm (1926) described several elasmobranchs and actinopterygians from marine deposits in the diamond fields of Namibia. Yet the majority of fossiliferous localities document faunas that are stratigraphically limited, and therefore do not elucidate long-term faunal trends, nor the impact of climate change on faunal patterns. A phosphate series in Morocco represents the only exception: sections there record the first half of the Paleogene (Arambourg, 1952; Yans et al., 2014; Bardet et al., 2017), documenting strong affinities with the South-Tethyan region. In this context, the Paleogene fossiliferous localities of western central Africa (Angola and Congo) are critical for understanding Cenozoic African faunal dynamics. Numerous fossil localities were documented in this area during Belgian expeditions of the early 20th century. At least 47 fossil localities were excavated or analyzed in the framework of Edmond Dartevelle's paleontological expeditions in 1933 and 1937-1938, gathering a large and unique collection of Mesozoic-Cenozoic vertebrates from the western margin of the Congo Basin, along the coastal area of Angola to Gabon (Dartevelle and Casier, 1943). Most of these sections yielded shells and

echinoids, and many preserved fish remains. Among them, the early Paleogene localities of Landana in the Cabinda exclave, and the Manzadi and Bololo sections in DR Congo (Fig. 8.1) were particularly rich in vertebrate fossils with associated rock samples, providing sufficient stratigraphic context for age refinements using contemporary methodologies (e.g., Carbon isotopic research).

Because Landana appears to have recorded the first half of the Paleogene (Darteville and Casier, 1959), it may represent a southern equivalent of the phosphate series of Morocco. Such context is critical for exploring the evolution and affinities of marine faunas (e.g., origination, migration) in different regions of Africa. Here we present refined age constraint for the Landana, Mandazi and Bololo sections based on invertebrate and vertebrate fossils, foraminiferal assemblages, palynomorphs, and carbon isotope records (i.e., carbon isotope ratios of bulk organic matter). Taken together, these lines of evidence help to characterize the evolution of early Paleogene faunas of West Central Africa, and to explore their paleobiogeographic implications.



▲ Figure 8.1. Map of the margin of the Congo Basin showing the Landana, Manzadi, and Bololo fossil sections in Western central Africa.

8.2. Geographical, geological, and paleontological context

The Landana section (Cabinda exclave, Angola) is located along the west coast of Africa within the marine Congo Basin, 2-3 km south of the Shiloango river mouth (Fig. 8.1). The Congo Basin is one of several N-S oriented basins of the West-Central Coastal Province, whose development is related to Atlantic post-rift dynamics (Late Cretaceous-Holocene) (Brownfield and Charpentier, 2006; Brownfield, 2016).

The Landana section was reported for the first time by Pechuel-Loesche (1876), and the fossil content of the material that he collected was briefly described by Lenz (1877, 1878). Around the same time, a general lithological description was made by Freire d'Andrade in 1877 (Choffat, 1905), followed by a much more detailed log by Diderrich, containing lithological and paleontological information (Cornet, 1906). In 1913, Bequaert conducted a short expedition to Landana to collect fish, crocodilian, and turtle fossils (Bequaert, 1923). He provided an updated description of the Landana section, differentiating between ancient and recent sediments, measuring strike-dip and lateral lithological modifications, and describing recent erosional patterns. In the earliest detailed paleontological studies of the Landana section, the main part of the sequence was assigned to the Paleocene (layers 1-29; Dollo, 1912; Leriche, 1913; Dollo, 1914; Bequaert, 1923), with only the upper part of the section (layers 30-31) attributed to the middle-late Eocene (Darteville, 1952). Overlying sediments (not studied here) were interpreted as Miocene (or younger) sediments composed of reworked Eocene material. The sedimentology is here updated based on Darteville's; this will be described in detail in a forthcoming article.

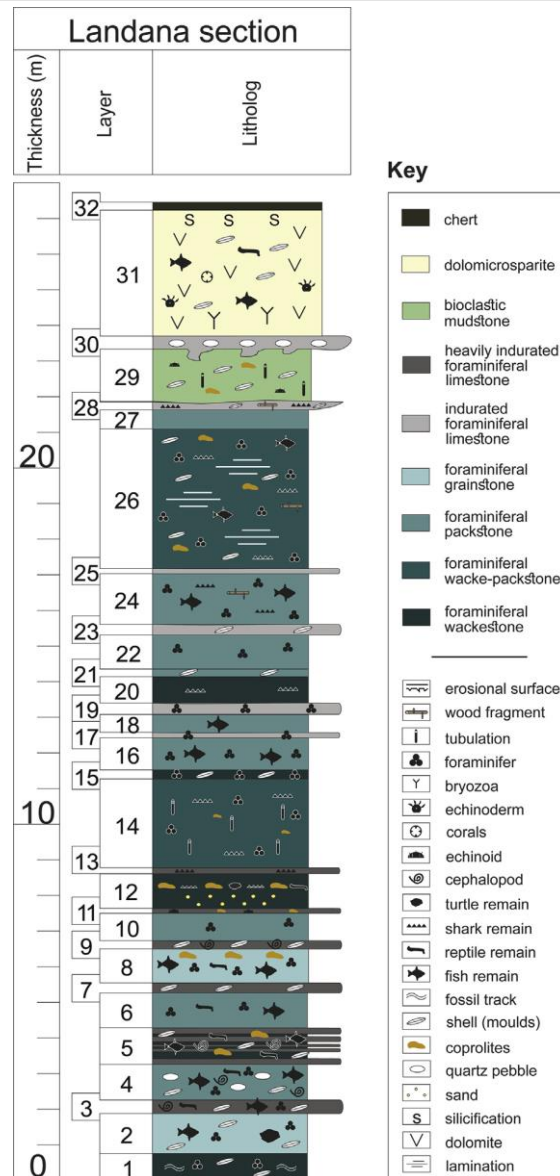
The Manzadi and Bololo localities and sections, described and sampled by Darteville in 1933 (Darteville and Casier, 1943, p. 26-32), are located ~80 km southeast of the Landana section, in the Kongo Central Province of the DR Congo (Fig. 8.1). Based on fossils, lower layers of Manzadi have been interpreted as Maastrichtian in age, and upper layers have been interpreted as Danian (Darteville and Casier, 1959, p. 386-389, p. 412; see also; Piérard, 1956), whereas the Bololo localities have been interpreted as Miocene sediments composed of reworked Eocene material (Darteville and Casier, 1959, p. 401-402).

8.3. Material and methods

8.3.1. Stratigraphic sections and rock samples

The lithological sequence of the Landana section has been subdivided into 32 sedimentary layers (“couches” in Darteville and Casier, 1943) (Fig. 8.2). Sedimentological material used for chemostratigraphy and biostratigraphy in this study represents part of the original sample set collected during Darteville’s 1933 and 1937-1938 expeditions (see Darteville, 1935). The 32 successive lithostratigraphical units that are considered here are those defined by Darteville for the Landada section (Darteville and Casier, 1943, p. 54-62), corresponding to intervals recognized by Bequaert 1923; (layers 1-24) but extended by Darteville to cover upper parts of the sequence (layers 25-32). Rock samples and fossils were cataloged and stored as part of the geological and paleontological collections of the Royal Museum for Central Africa (RMCA) at Tervuren, Belgium. For some layers, several specimens are available, but no information about sampling levels within the layers is contained in the notebooks and other documents by Darteville that belong to the RMCA archives. The samples were therefore considered to represent the middle of each layer. This implies that isotopic trend interpretations must be made with caution, especially for thick layers (e.g., layer 26; ~4 m thick) and for layers represented by several samples (e.g., layer 26; 3 samples).

The lithological sequences of the Manzadi and Bololo localities are composed of different smaller sections (“Point” in Darteville and Casier, 1943): Points IV and VI for Manzadi; Points I, II, III and IV for Bololo (only Points I and IV are discussed in the present paper). Further field exploration was conducted in September 2014, allowing additional sampling at Manzadi and Bololo.



▲ Figure 8.2. Lithology of the Landana section. Layer thickness is based directly on data provided in Darteville and Casier (1943), although sedimentology is updated in the present study.

8.3.2. Bulk organic carbon isotopes

Carbon isotope ratios of bulk organic matter (Dispersed Organic Carbon [DOC] or Particulate Organic Carbon [POC]) were measured for 53 samples (including replicas) spanning ~27 m of the succession in the Landana section according to the procedure used by Yans et al. (2010), Storme et al. (2012) and Noiret et al. (2016). Samples were prepared at the University of Namur (Belgium) and isotope measurements were performed at the Friedrich-Alexander University at Erlangen (Germany). Bulk sediment samples of about 40 g each were first dried and then cleaned, removing

surface oxidation to exclude potential sources of degraded organic matter. Samples were powdered and treated with HCl 25% for 2 h to remove all carbonates. Soluble salts were removed by repetitive centrifuging (4000 rpm) until the neutral solution was obtained. Finally, the residue was dried at ~35°C and powdered again in an agate mortar. Aliquot of decarbonated powder was measured with a standard LECO carbon analyzer (CS-200) to determine total organic carbon (TOC). Each sample was weighed into tin capsules and rolled into balls for continuous flow combustion and isotopic analysis using a Carlo Erba EA1110 elemental analyzer coupled to a mass spectrometer (Thermo Finnigan Delta Plus XP). Analyses were performed combusting the samples at 1025 °C. Measured isotopic compositions were calibrated with the inter-laboratory international standards USGS40. Organic $\delta^{13}\text{C}$ values are normalized to the international PDB standard (VPDB, Vienna Peedee Belemnite). Precision of analyses is within 0.07 ‰ (1σ).

8.3.3. Planktonic foraminifera

The planktonic foraminifera biozonation from the Landana section published by Lys et al. (1979) followed Berggren (1969)'s zonal definition. Enhanced with new observations and data collection, the stratigraphic scheme of Landana (Lys et al., 1979) is updated here according to Berggren et al. (1995), Berggren and Pearson (2005) tropical to subtropical paleogene zonations and bioevents (compiled in Wade et al., 2011; Anthonissen and Ogg, 2012).

In the Royal Museum of Central Africa (Tervuren, Belgium), two series of collection slides are dedicated to Landana: one main collection with calcareous microfossils from almost all layers (Darteville collection numbers: 5317, 5319, 5321 to 5324, 5326 to 5327, 5329, 5331 to 5335, 5340, 5343, 5345 to 5350, 5353 to 5355, 5357 to 5360, 5370, 5373, 5379 and RG collections numbers: 16,301 to 16,314, 16,316 to 16,320, 16,322 to 16,325, 16,327 to 16,340, 16,391, 16,393, 16,394) and a collection of Max Meijer with slides containing identified species (Darteville collection numbers: 5323, 5332, 5359, 5366, 5369).

All the figured specimens of Lys et al. (1979) have been stored in the Muséum National d'Histoire Naturelle (MNHN, Paris, France) since they have been photographed (Lys collection numbers:

ML105 to ML116). The MNHN collections also house pieces of sediments and washed sediment residues.

The 38 slides of the main collection have been reinvestigated. They contain diverse calcareous microfossils (ostracods, benthic and planktonic foraminifera). Almost all layers are represented in this historical material except layers 20, 28, 29, 30 and 31. From one to three collection slides exist per layer; different collection slides from the same layer are assumed to represent different levels within a layer without certainty about their relative stratigraphic positions within that layer. Lys et al. (1979) did not specify collection methodology hence it is not possible to ascertain whether collection slides correspond to all calcareous microfossils in each washed sediment sample or simply random picking of the microfossil content. Moreover, as Maurice Lys, Max Meijer and Georgette Glaçon who co-authored the Lys et al. (1979) paper, worked on these samples over more than two decades, it is unclear whether collection slides have been updated or changed over time.

Due to some discrepancies between slide content and the distribution table (Table 1; p. 40) of Lys et al. (1979), new preparations were made for those samples from the Dartevelle expedition that remained available. Using standard methods, sediments were soaked in a peroxide solution and subsequently washed over 63 μm and 1 mm sieves. The planktonic foraminifera have been extracted and identified from this fraction (63 μm -1 mm).

8.3.4. Palynological methodology

Twenty-three samples from the Manzadi and Bololo sections (11 samples collected during Dartevelle's expedition in 1933 and 12 samples collected during the expedition in 2014) were analyzed and processed at the palynology lab of the department of Geology, Ghent University (Belgium). The samples were prepared using standard maceration techniques as described by Wood et al. (1996). After cleaning and oven-drying about 50 g of sediment was processed. Carbonates and silicates were removed by the addition of hydrochloric acid (2N) and warm hydrofluoric acid (40 %), respectively. The remaining organic residues were subsequently placed in an ultrasonic bath for about 30 s and sieved on a nylon screen with a 10 μm mesh size. The organic fraction >10 μm was then mounted on microscope slides using liquid glycerol gelatin and later covered with a coverslip and sealed with transparent nail polish. The microscope slides were systematically scanned in non-

overlapping traverses using a Zeiss Axioskop A2 transmitted light microscope with a magnification of up to 1000x and equipped with a Zeiss Axiocam MRc5 camera.

It is worth noting that the samples from the Landana section were palynologically analyzed as well. The results of this extensive study, notably the dinoflagellates, will be formally described and presented in a subsequent paper.

8.3.5. Sources used for the analysis of the evolution of the invertebrates and vertebrates

Biostratigraphic distributions used for the present research represent a compilation of data from the existing literature available for the Landana, Manzadi and Bololo sections. These data concern both vertebrates and invertebrates. We updated the systematics of the fossils found in these sections, especially that of the elasmobranchs.

We assembled this compilation to expand upon work by previous authors that focused only on specific groups. Until now, a global analysis of the invertebrate and vertebrate faunas of these sections was lacking.

Invertebrate data were examined for patterns in bivalves (Vincent et al., 1913; Freneix, 1979), echinoids (Dartevelle, 1952, 1953), and cephalopods (Vincent et al., 1913; Miller, 1951). Gastropods, including those studied by Vincent et al. (1913), are not considered in the present paper due to uncertain stratigraphic distribution.

Vertebrate data were examined for elasmobranchs and actinopterygians (Leriche, 1913; Dartevelle and Casier, 1943, 1949, 1959; Casier, 1960; Taverne, 2009, 2017), for crocodyliforms (Dollo, 1914; Swinton, 1950; Jouve and Schwarz, 2004), for squamates (Antunes, 1964), and for testudines (Dollo, 1912, 1914; 1924; Wood, 1973; Myers et al., 2017).

The number of taxa considered for each group is presented in Table 8.1. Faunal lists are available in Supplementary materials 1, 2 and 3.

► Table 8.1. Number of bivalve, echinoid, cephalopod, elasmobranch, actinopterygian, crocodyliform, squamate, and testudine species recorded in Landana, Manzadi, and Bololo sections.

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

Group	<i>Landana</i>	<i>Manzadi</i>	<i>Bololo</i>
Bivalvia	17	24	2
Echinoidea	7	0	1
Cephalopoda	4	0	0
Elasmobranchii	45	17	26
Actinopterygii	21	10	4
Crocodyliformes	1	0	0
Squamata	1	0	0
Testudines	3	0	0

8.4. Results

8.4.1. Carbon isotopes on organics

Sample fraction of each layer of the Landana section (layers 1-31) was measured for bulk organic carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$). Organic carbon isotope records of the Landana section appear to be more fragmented than predicted. Contrary to other published isotopic Paleogene records that base their interpretations on hundreds of isotopic values, the Landana section provides 53 isotopic values from 31 layers in the ~27 m section.

Isotopic values ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) for the Landana section range from -25.9 ‰ (layer 3) to -29.4 ‰ (layers 15 and 26) (Table 8.2). The major $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ trends observed from base to top throughout the Landana section are as follow (Table 8.2):

- (1) Highly-fluctuating $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values between layers 2 and 9 (average $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -27.2$ ‰) that shift towards lighter values in layers 10-12 c (average $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -28.6$ ‰).
- (2) Relatively light values for layers 14 and 15 (-29.3 ‰ and -29.4 ‰) that shifts to heavier values in the layer 16 (-28.0 ‰).
- (3) Gradual $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ negative shift between layers 19 and 24 (from -27.0 ‰ to -28.9 ‰).
- (4) High-amplitude variability (~2.5 ‰) within layer 26: sample LAND28287 (-29.1 ‰); sample LAND28288 (-27.4 ‰) and sample LAND28290 (-26.6 ‰).
- (5) Three layers at the top of the section (layers 29-31) show no reliable isotopic trend (from -28.2 ‰ to -26.8 ‰).

<i>Landana section</i>			
<i>Label</i>	<i>Layer</i>	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)	TOC (%)
LAND28306	31	-26,8	0,18
LAND28304	30	-27,3	0,51
LAND28296	29	-28,2	0,17
LAND28293	28	-26,2 (n=4)	0,67 (n=4)
LAND28291	27	-27,8	2,45
LAND28287	26	-29,1 (n=5)	2,81 (n=5)
LAND28290	26	-26,6 (n=4)	8,33 (n=4)
LAND28288	26	-27,4 (n=4)	9,72 (n=4)
LAND28284	25	-28,1	6,04
LAND28283	24	-28,9	8,65
LAND118827	23	-28,1	6,46
LAND28281	22	-28,4	10,40
LAND28280	21	-27,5	6,82
LAND57029	20	-28,7	5,42
LAND118826	19	-27,0	6,70
LAND28278	18	-29,0	7,76
LAND 28277	17	-28,8 (n=2)	4,02 (n=2)
LAND28276	16	-28,0	5,19
LAND28275	15	-29,4 (n=3)	5,78 (n=3)
LAND28274	14	-29,3 (n=4)	7,65 (n=4)
LAND28273	13	-28,7	7,72
LAND281269	12c	-28,3	4,77
LAND28272	12	-28,5	1,80
LAND118818	11	-28,5	3,13
LAND28267	10	-29,1	4,14
LAND118817	9	-28,0	5,11
LAND28258	8	-26,6	0,17
LAND28264	7	-27,6	6,71
LAND118816	6	-27,9	6,11
LAND28323	5	-26,4	2,49
LAND28253	4	-28,1	2,98
LAND28250	3	-25,9	0,54
LAND28248	2	-26,9	0,41
LAND28247	1	-28,2	2,04

▲ Table 8.2. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰) and TOC (%) data for Landana section. TOC (%) analyses were performed on decarbonated material.

8.4.2. Planktonic foraminifera assemblage of the Landana section

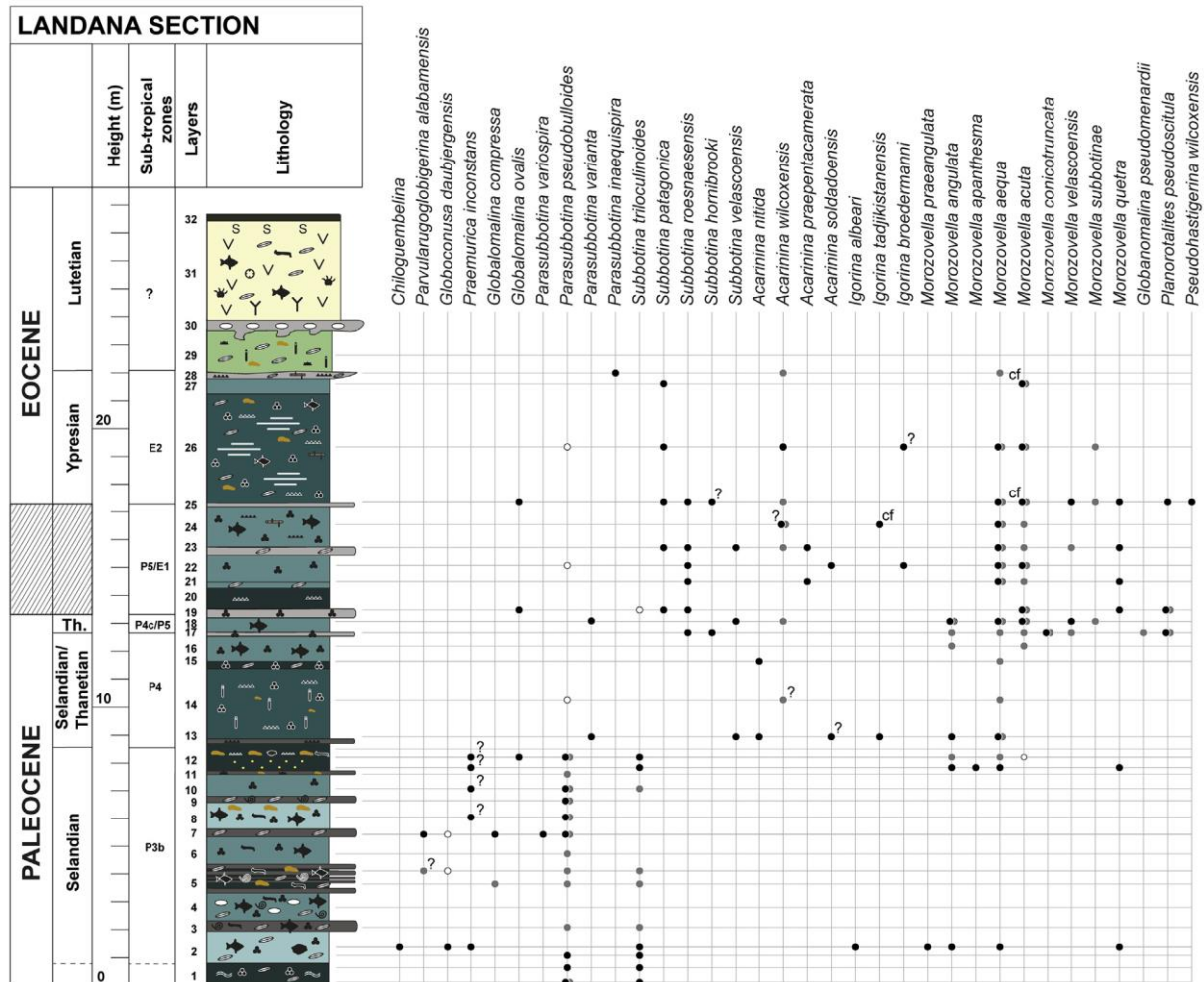
Planktonic foraminifera are scarce or absent in the lower part of the section. They become common from the layer 7 (Fig. 8.3). Within layers 1-11, foraminiferal assemblages remain species-poor and mainly composed of the small globular species *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer, 1927),

Subbotina trilocolinoides (refer to Figs. 4-16 in Plummer, 1927) and broken specimens of *Praemurica inconstans* (Subbotina, 1953).

According to the stratigraphic distribution table (Table 1; p. 40) of Lys et al. (1979), morozovellids first appear in layer 12c (Fig. 8.3). However, we observed two small specimens of *Morozovella angulate* (White, 1928) in layer 2 in a slide from the main collection. Surprisingly, the slides from the same level in the Max Meijer's collection also present several specimens and different species of morozovellids. New residue analyses confirm the abundant presence of *M. angulata* and *Morozovella aequa* (Cushman and Renz, 1942) in layer 2 (Fig. 8.3). The index species *Igorina albeari* (refer to Figs. 4-11 in Cushman and Bermudez, 1949) was discovered indicating that layer 2 belongs to the *I. albeari* lowest-occurrence Subzone P3b, contrary to the biostratigraphic scheme of Lys et al. (1979). First occurrence of *M. aequa* is frequently included in *Acarinina subsphaerica* partial range Subzone P4b (Berggren et al., 1995; Wade et al., 2011; Anthonissen and Ogg, 2012). But, *M. aequa* has low latitudinal preferences (Arenillas, 2012): for instance, in Spanish sections of Caravaca and Zumaia, Arenillas (2012) indicates scarce occurrences of *M. aequa* in *M. angulata* Lowest-occurrence Zone P3. It makes sense that this species has appeared earlier in Landana. An ambiguity is that one slide from the main collection contains a single specimen of *Globoconusa daubjergensis* (refer to Figs. 4-19 in Bronnimann, 1953), not reported in the distribution table of Lys et al. (1979), a taxon that is not expected to occur beyond the *Globanomalina compressa* (Plummer, 1927)/*P. inconstans* Lowest-occurrence Subzone P1c. This species was not identified in the newly washed sediments from layer 2. Thus, the specimen from the slide might correspond to contamination or to a rare reworked specimen. In subsequent layers (layers 5 and 7), Lys et al. (1979) have recovered *G. daubjergensis*. But in Meijer's slide from layer 7, the specimens identified as *G. daubjergensis* are unambiguously *Parvularugoglobigerina alabamensis* (refer to Figs. 4-18 in Liu and Olsson, 1992), a taxon that occurred up to the *I. albeari* lowest-occurrence biozone Subzone P3b. The wall structure is a distinctive character distinguishing the two species; *G. daubjergensis* presents a microporulate wall structure with an outer surface covered by abundant small pustules whereas *P. alabamensis* exhibits some pore-mounds. In addition, Lys et al. (1979) recognized *G. compressa* in layer 5 (Fig. 8.3); this specimen is not figured in Lys et al. (1979) and was not found in the material collection. In layer 7, *G. compressa* specimens were isolated in Meijer's slide but not

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

reported in the distribution table of Lys et al. (1979). Nonetheless, the occurrences indicate that layer 7 is still included in the zone P3. *Morozovella* was absent between layers 2 and 12 in both Lys et al. (1979) and the present reinvestigation, perhaps indicating unfavorable conditions for the genus during that interval. Precise stratigraphic constraint for layer 1 remains elusive, but it likely falls between the *G. compressa*/*P. inconstans* Lowest-occurrence Subzone P1c and the Subzone P3b.



▲ Figure 8.3. Planktonic foraminifera assemblages of the Landana section. Grey and black dots respectively indicate identifications from Lys et al. (1979) and from this study (new washed sediments and Lys and Meijer collection slide). White dots correspond to misidentified forms.

Layers 12 and 13 show a major change with a strong increase in planktonic foraminiferal abundance and richness. *Morozovellids* prevail in layer 12. Lys et al. (1979) recorded *Morozovella acuta* (Toulmin, 1941) and *M. angulata* (Fig. 8.3) in layer 12c, but curiously the collection slides do

not contain any of these keeled species. The figured specimen of *M. acuta* (Lys et al., 1979: plate III; Fig. 5) is poorly preserved and captured only in lateral view, hence, the identification remains difficult to validate. Although absent in their distribution table, Lys et al. (1979) figured a spiral side of *M. aequa* in layer 12c (Lys et al., 1979; plate III, Fig. 8). Presence of morozovellids in layer 12 was confirmed through analysis of additional sample preparations. Three levels of layer 12 were washed (lower part = C12i-28272; middle part = C12c-28184 and C12m-28271; upper part = C12s-28269) from which only the lower part of the layer preserved planktic foraminifera including *M. aequa*, *M. angulata*, *Morozovella apantesma* (refer to Figs. 4-12 in Loeblich and Tappan, 1957) and *Morozovella quetra* (Bolli, 1957). The presence of *M. acuta* – recorded by Lys et al. (1979) – suggests that layer 12 might already belong to the *Globanomalina pseudomenardii* (Bolli, 1957) Taxon-range zone P4 but *M. acuta* was not identified in new residues. One of us (DD) found the figured specimen described as *M. acuta* by Lys et al. (1979: plate III) in the MNHN collection; it has been reexamined (Figs. 8.4-8.7). New observations suggest that this specimen, not bounded by a thick flange (Figs. 8.4-8.9) and having strongly recurved sutures on the spiral side likely belongs to *M. angulata*; layer 12 can still be assigned to the *I. albeari* lowest occurrence biozone Subzone P3b. In the next layer (layer 13), *M. angulata* and *M. aequa* are common in both the historical slides and in newly washed sediments and are associated with *Acarinina nitida* (Martin, 1943) indicating that layer 13 should already belong to the Zone P4.

In younger layers, index forms remain scarce. Lys et al. (1979) have indicated occurrences of *G. pseudomenardii* in layer 17 (Fig. 8.3). Hence, this layer is interpreted as no younger than the P4c/P5 (*Acarinina soldadoensis* (Brönnimann, 1952)/*G. pseudomenardii* Concurrent-range Subzone P4c/*Morozovella velascoensis* (Cushman, 1925) Partial-range Zone P5) transition (Berggren et al., 1995; Wade et al., 2011). The interval bracketed by layers 13 and 17 would be included in Zone P4. With the presence of *Morozovella subbotinae* (Morozova, 1939) (Lys et al., 1979), layer 18 should be no older than the P4c (Berggren et al., 1995; Wade et al., 2011; Anthonissen and Ogg, 2012). Layer 19 preserves first occurrences of *Planorotalites pseudoscitula* (Glaessner, 1937) (Figs. 8.3 and 8.4), having earliest occurrences in the *M. velascoensis* Partial-range Zone P5 (Pearson et al., 2006). The occurrence of *Pseudohastingerina wilcoxensis* (Cushman and Ponton, 1932) (Figs. 8.4-8.2) in layer 25 indicates the base of the *P. wilcoxensis*/*M. velascoensis* Concurrent-range Zone E2

(Berggren and Pearson, 2005). Therefore, layers 19-24 (Fig. 8.3) belong to the P5/E1 interval (Zone P5/*Acarinina sibaiaensis* El Naggari, 1966 Lowest-occurrence Zone E1).

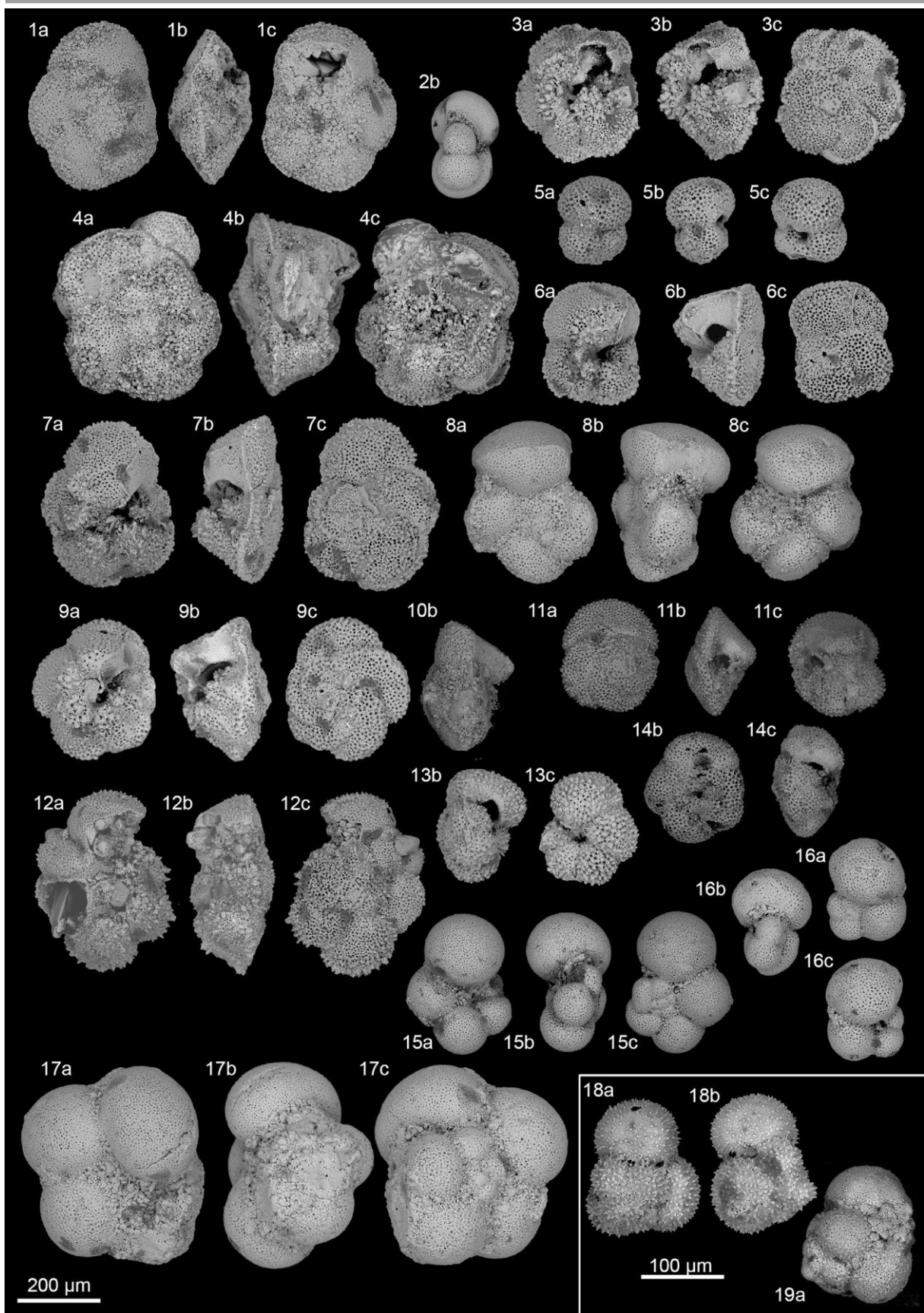
Layer 27 is the last reinvestigated layer. It contains rare planktonic foraminifera. Among them, *M. acuta* has been identified, suggesting that the layer belongs to the Zone E2 (Fig. 8.3). Lys et al. (1979) recorded *Acarinina wilcoxensis* (Cushman and Ponton, 1932) and *M. aequa* in layer 28. Lys et al. (1979) suggested that the layer has been reworked. Pending further evidence, we interpret layer 28 as still Ypresian in age (Fig. 8.3).

Finally, comparing the distribution table of Lys et al. (1979) and the present revision, it appears that the planktonic richness of the Landana section has been largely underestimated (Fig. 8.3). Since most of the previous work was performed between the 50s and the 80s, such a discrepancy may relate to methodological differences as the use of scanning electron microscopy became more common beginning in the 80s.

8.4.3. Palynomorphs of the Bololo and Manzadi sections

An overview of the organic-walled palynomorphs recovered from the Bololo and Manzadi samples is depicted in Table 8.3. Recovery was generally poor with low overall abundances and very low diversity among dinoflagellate cysts, acritarchs, pollen and spores. Fungal spores make up an important part of the assemblages, but these most likely represent modern contaminations. The Bololo samples contained three identifiable dinoflagellate cyst specimens: 1 specimen of *Glaphyrocysta* sp. A and 2 specimens of *Muratodinium?* sp. A (Fig. 8.5). All three specimens are relatively fragmentary. In-situ specimens of *Glaphyrocysta* sp. A and *Muratodinium?* sp. A were also recorded from layer 28 in the Landana section (unpublished data). Some fragmentary, potentially reworked, specimens were recorded in layer 29. No dinoflagellate cyst specimens were recovered from samples collected at Manzadi in 2014.

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO



◀ Figure 8.4. Scanning electron micrographs of planktonic foraminifera (a: spiral side, b: lateral view; c: umbilical side) from the Landana section. Collections housed in the RMAC under the numbers DV xxxx, RG xxxxx and RGP xxxxx; Specimen house in the MNHN under the numbers MNHN.F.ML105.1. 1. *Planorotalites pseudoscitula* (Glaessner, 1937) (layer 25, Lys's collection, RGP 16337); 2. *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman and Ponton, 1932) (layer 25, Lys's collection, RGP 16337); 3. *Morozovella velascoensis* (Cushman, 1925) (layer 18, Lys's collection, RGP 16331); 4. *Morozovella conicotruncata* (Subbotina, 1947) (layer 17, Lys's collection, RGP 16329); 5. *Subbotina patagonica* (Todd and Kniker, 1952) (layer 23, Lys's collection, RGP 16335); 6. *Morozovella aequa* (Cushman and Renz, 1942) (layer 22, Lys's collection, RGP 16334); 7. *Morozovella acuta* (Toulmin, 1941) (layer 26, Lys's collection, RGP 16340); 8. *Morozovella quetra* (Bolli, 1957) (layer 19, Lys's collection, RGP 16332); 9. *Morozovella angulata* (White, 1928) (layer 13, extracted from RG 28273); 10. *Morozovella angulata* (layer 12c, MNHN.F.ML105.1, figured by Lys et al., 1979: Planche III; Fig. 5); 11. *Igorina albeari* (Cushman and Bermudez, 1949) (layer 2, extracted from RG 28249); 12. *Morozovella apantesma* (Loeblich and Tappan, 1957) (layer 12i, extracted from RG 28272); 13. *Acarinina wilcoxensis* (Cushman and Ponton, 1932) (layer 18, Lys's collection, RGP 16331); 14. *Acarinina nitida* (Martin, 1943) (layer 15, extracted from RG 28272); 15. *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer, 1927) (layer 2, Lys's collection, RGP 16302); 16. *Subbotina trilocolinoidea* (Plummer, 1927) (layer 1, Lys's collection, RGP 16301); 17. *Parasubbotina variospira* (Belford, 1984) (layer 7, Lys's collection, RGP 16312); 18. *Parvularugoglobigerina alabamensis* (Liu and Olsson, 1992) (layer 7, Meijer's collection, DV 5332); 19. *Globoconusa daubjergensis* (Bronnimann, 1953) (layer 2, Lys's collection, RGP 16305).

8.4.4. Invertebrates

8.4.4.1. Echinoidea

Layer 11 preserves one *Spatangoïdes* (heart urchin) (Fig. 8.6) (Dartevelle, 1952). The assemblage preserved in layers 30 and 31 of the section is more diverse: indeed, six taxa are recognized (Fig. 8.6) – none of them is similar to the *Spatangoïdes* known from layer 11. No echinoids were recovered

in Manzadi area, and only *Schizaster douvillei* is recorded from Bololo but without precise locality information (Dartevelle, 1952, 1953).

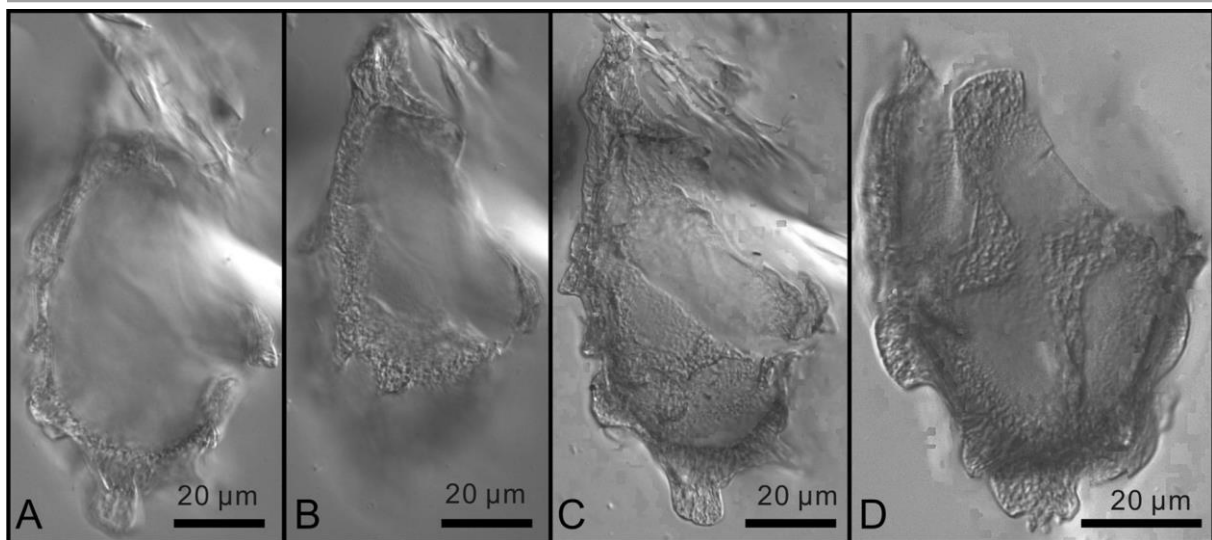
8.4.4.2. Bivalvia

Following Freneix (1979), three distinct faunas can be established for Landana section. The first fauna (eight taxa; Fig. 8.6) – *Ostrea (Cymbulostrea) dartevellei* – was itself separated by Freneix (1979) into two slightly different assemblages, ranging respectively from layers 2 to 5, and from layers 6 to 11. The second fauna (three taxa; Fig. 8.6) *Pycnodonte (Eupycnodonte) eovicenti* assemblage – ranges from layers 14-28. The third fauna – *Pycnodonte (Eupycnodonte) eovicenti* – is typical of layers 29, 30 and 31 (six taxa; Fig. 8.6).

Two species at Bololo – *Pycnodonte (Eupycnodonte) cf. vincenti* (Point IV) and *Cubitostrea plicata congica* (Points I and IV) – are present in layers 29-31 of the Landana section. Bivalves from Manzadi (Point IV) have been well described and discussed in Dartevelle and Brebion (1956), Dartevelle and Freneix (1957), and Freneix (1959) and are not extensively discussed here as they derive from Maastrichtian sediments.

8.4.4.3. Cephalopoda

In Landana, four cephalopods have been identified (Vincent et al., 1913; Miller, 1951). Two distinct assemblages can be recognized: the first one, which includes the cephalopods *Hercoglossa didderichi* and *Cimomia landanensis*, ranges of layers 3-6 (Fig. 8.6); the second one, which includes *Deltoidonautilus caheni* and *Eutrephoceras dartevellei*, ranges from layer 26 to layer 31 (Fig. 8.6). *E. dartevellei* is a nautilid, whereas the other three species belong to the hercoglossid subfamily. Cephalopods are unknown from Manzadi and Bololo sections.



▲ Figure 8.5. Dinoflagellate cysts of *Muratodinium?* sp. A from the Bololo section clearly showing the spongy nature of the periphragm. C and D are Z-stack images.

8.4.5. Vertebrates

8.4.5.1. Elasmobranchii

Elasmobranchs are the most diverse vertebrates in the Landana, Manzadi, and Bololo sections. Several species have a short stratigraphic distribution. Therefore, this appears to be among the best vertebrate groups for examining biostratigraphy and correlation across Paleogene localities in western Central Africa.

The oldest assemblage recognized in the Landana section ranges from layer 1 to layer 18 (Fig. 8.7). This assemblage is characterized by typical Paleocene species, and by the presence of the *torpediniform Eotorpedo*. This assemblage can be divided in two groups: (1) a fauna that shows a high richness (layers 1-12); (2) a less diverse fauna (layers 13-18). Maximum richness is reached in layer 12c: 17 species are known for this particular layer [*couche à coprolithes* sensu Bequaert, 1920 (Darteville and Casier, 1943)]. Interestingly, five of the 17 elasmobranch species have been only discovered in layer 12c.

Layers 19-24 also preserve very few taxa: only four (Fig. 8.7). Among them, three species are recorded in the previous layers – however, the validity of the long-living taxon *?Carcharias substriatus* remains questionable (Cappetta et al., 2006). The only new occurrence is mitsukurinid *Striatolamia striata*; it first occurs in layer 24.

Layers 25-28 preserve nine taxa, but only five are recorded in overlying layers. Two species are first recorded in the layer 28 (Fig. 8.7).

The latest assemblage recognized herein begins in layer 29 (Fig. 8.7). It is characterized by the first occurrence of 22 new species, along with the disappearance of taxa known since the base of the section (*Myliobatis sulcidens*, ?*C. substriatus*, *Odontaspis speyeri*) and also since layer 24 (*S. striata*).

Notably, the identification of several specimens may need to be revised (e.g., ?*C. substriatus*), as their stratigraphic distribution is unusual (e.g., *Myliobatis dixonii*, *Eotorpedo hilgendorfi*, and *Ginglymostoma subafricanum* in Selandian layers; *Myliobatis* cf. *toliapicus* in Paleocene layers; *Otodus obliquus*, *Abdounia beaugei*, and *Myliobatis* cf. *toliapicus* in Lutetian layers), but this is beyond the scope of the present paper. If these determinations are correct, they will extend the stratigraphic record of numerous elasmobranchs.

The elasmobranch fauna of the upper layers of Manzadi shares only few species with that of Landana such as *Cretolamna appendiculata*, *O. speyeri*, and *Myliobatis n'zadinensis*. Moreover, the *Carcharhiniformes* (very abundant in Landana) and *Torpediniformes* (present but only represented by one species in Landana) are missing in Manzadi.

The elasmobranch fauna of Bololo is more similar to that of the Landana section, with 10 species shared. Except *M. dixonii* and *Otodus obliquus*, all the shared species are known only from layers 30 and 31 (Lutetian layers). Notably, *Orectolobiformes* and *Torpediniformes* are absent in Bololo; however, these two orders are poorly represented in Landana. Bololo also differs in preserving two elasmobranch families unknown in Landana: *Alopiidae* (thresher sharks) and *Hemigaleidae* (weasel sharks) – but this is not a reflection of differences in facies.

8.4.5.2. Actinopterygii

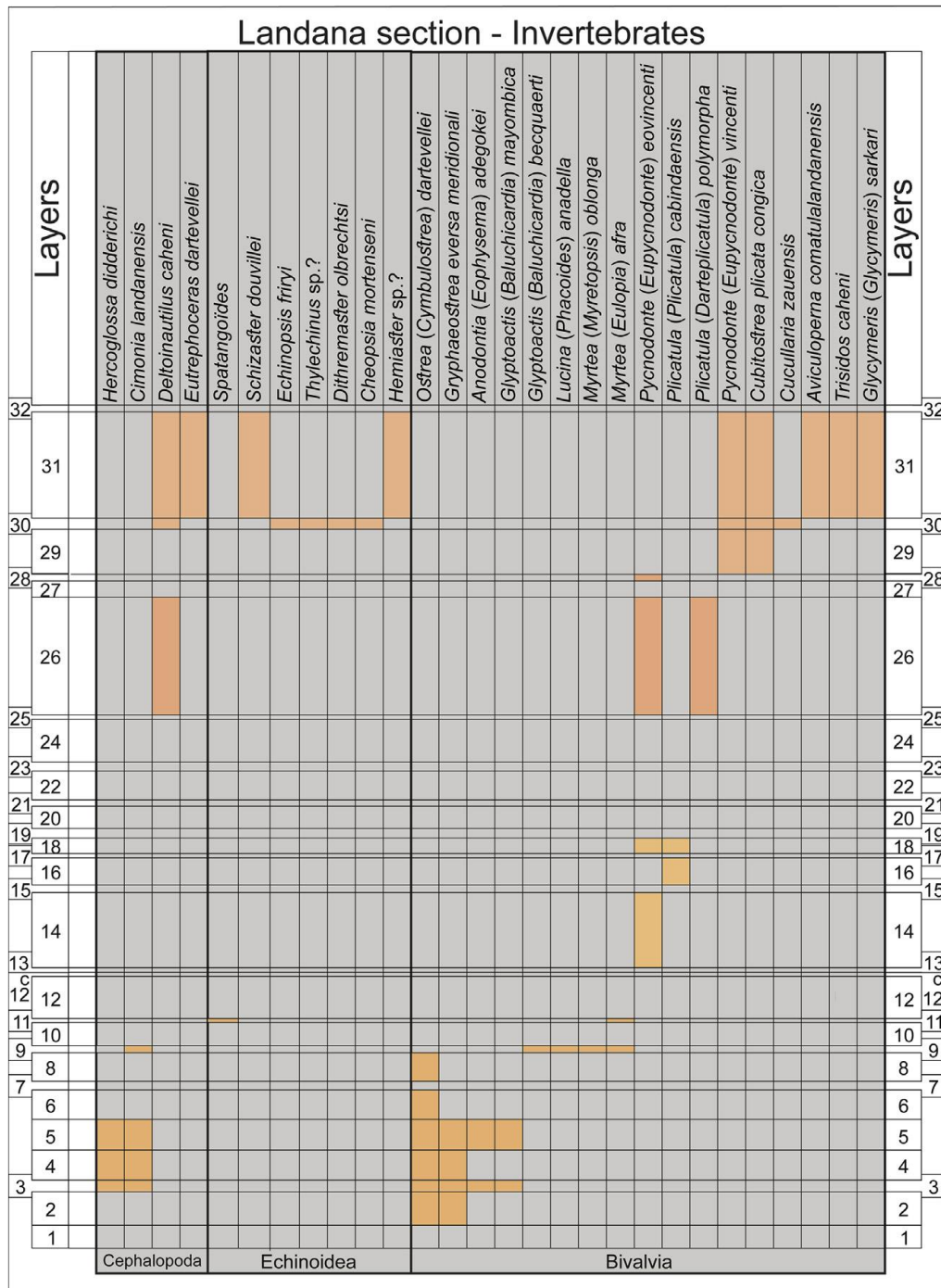
The actinopterygians are also good biostratigraphic markers because of their short temporal ranges and high species richness (Fig. 8.7).

Layers 1-6 in the Landana section display the highest richness (7 taxa) recorded in the Paleocene part of the section (Fig. 8.7). Two taxa of this fauna are recorded in layers 7-11 (Fig. 8.7); one taxon, *Sphyrænodus multidentatus*, occurs only in layer 8. Only one taxon (*Pycnodus praecursor*) known

from layer 1 to layer 6 is represented in layer 12c, while four new taxa are known in layer 12c; these data could suggest either a faunal shift or a shift in environment at this time (i.e., between layers 5 and 6, and between layer 12 and layer 12c) (Fig. 8.7). Among the new taxa recorded in layer 12c, only *Eotrigonodon jonesi* and *Cybium angustidens* are known in younger layers, respectively in layers 18 and 26. The upper part of the section (layers 29-31) illustrates the maximum richness of actinopterygians with 10 new species recognized (Fig. 8.7).

The fauna of Manzadi Point IV can be distinguished from that of Landana in preserving Alepisauriformes and Elopiformes, and by the absence of Perciformes, Osteoglossiformes and Siluriformes – well-known groups in Landana. The two faunas share the presence of Anguilliformes and Tetraodontiformes. The fauna of Bololo resembles that of Landana: except for the trichiurid *Lepidopus castellobrancoi*, all other Bololo actinopterygians are recorded in the Landana section.

► Figure 8.6. Stratigraphic distribution of the invertebrates recorded in the section of Landana. Orange shades indicate the presence of the taxon. Remark: Darteville (1952, 1953) did not provide precise information concerning the stratigraphic distribution of the echinoids he found, hence data presented here are based on the RMCA catalog.



8.4.5.3. Squamates

Snake vertebrae from layers 31 and 32 (Lutetian) of Landana section have been identified as *Palaeophis* aff. *typhaeus* (Antunes, 1964) (Fig. 7). Interestingly, the species *Palaeophis typhaeus* is a typical component of the European Lutetian costal marine fauna that has been included by Rage et al. (2003) in the 'advanced' *Palaeophis* group based on the lateral compression of the vertebrae indicating a strong adaptation for an aquatic life. The massively built square shaped vertebrae

from Landana more closely resemble those of *Palaeophis maghrebianus* from the Ypresian of Morocco (Arambourg, 1952; Houssaye et al., 2013) and *P. vastaniensis* from the Ypresian of India (Rage et al., 2008; Smith et al., 2016). These are both characterized by less compressed vertebrae than the condition observed in *P. typhaeus*. This morphological difference alters interpretations of the Landana species. A thorough description of the latter has recently been presented in comparison to the numerous other *Palaeophis* species (Folie et al., 2016). Snake remains are unknown in Manzadi and Bololo sections.

8.4.5.4. Testudines

The bothremydid (side-necked) turtle *Taphrosphys congolensis* – originally referred to *Bantuchelys* and *Podocnemis* by Dollo (1912, 1914, 1924) exhibits a broad stratigraphic distribution: it ranges from layer 2 to layer 16 according to Dollo (1924) (Fig. 8.7). Wood (1973) indicated that this turtle ranges up to layer 18, nevertheless this information is not supported by the catalog of the RMCA. Wood (1973) hypothesized the presence of a possible toxochelyid based on a partial carapace and a mandible found in layers 4 and 12, respectively. Gaffney et al. (2006) suggested that the lower jaw (layer 12) actually belongs to *T. congolensis*. Recently, Myers et al. (2017) described a cheloniid skull discovered in Landana in 2012. They erected a new durophagous pan-cheloniid species *Cabindachelys landanensis*, to which they refer the partial carapace described by Wood (1973). This allows to consider that this species is at least present in layer 4.

Myers et al. (2017) also described a turtle humerus collected differing from humeri of chelonoids and *Taphrosphys*, thus indicating the presence of a third turtle taxon at Landana. Its stratigraphic position is uncertain regarding the layer designation defined by Darteville and Casier (1943), but it probably came from the base of the section (≈layers 4-8; Selandian). Turtle remains are as yet unknown or undescribed in Manzadi and Bololo sections.

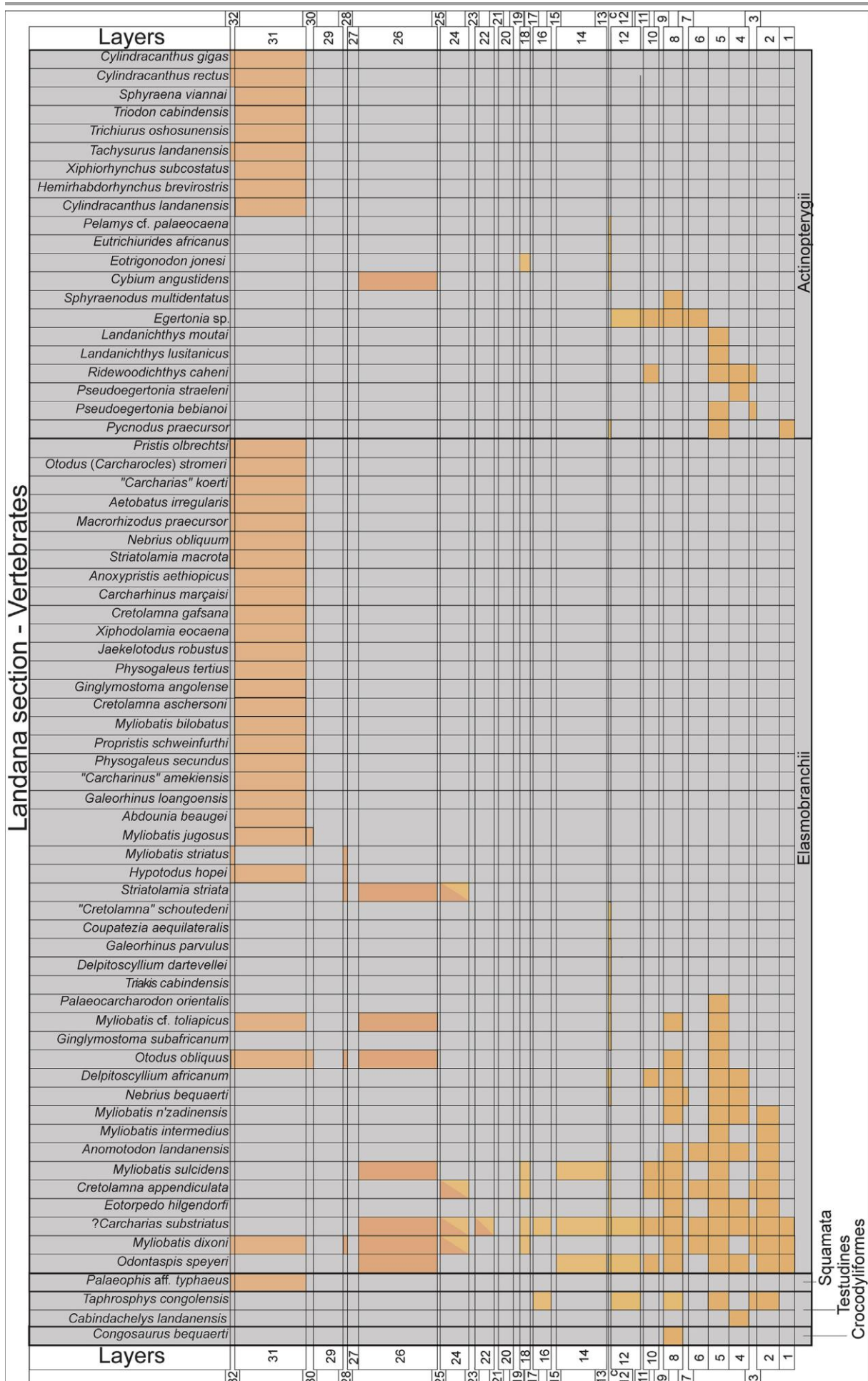
8.4.5.5. Crocodyliformes

The only crocodyliform ever described from the Paleogene of western central Africa is the dyrosaurid *Congosaurus bequaerti* from the Landana section (Fig. 8.7). It is represented by numerous specimens including an almost complete skeleton (Dollo, 1912; Swinton, 1950; Jouve and

Schwarz, 2004). Several unidentified isolated remains of crocodyliforms are present along the Landana section but the occurrence of *C. bequaerti* is confirmed only in layer 8 (Selandian). Crocodyliform remains are unknown in Manzadi and Bololo sections.

► Figure 7. Stratigraphic distribution of vertebrates recorded in the Landana section. Orange shades indicate presence of a taxon.

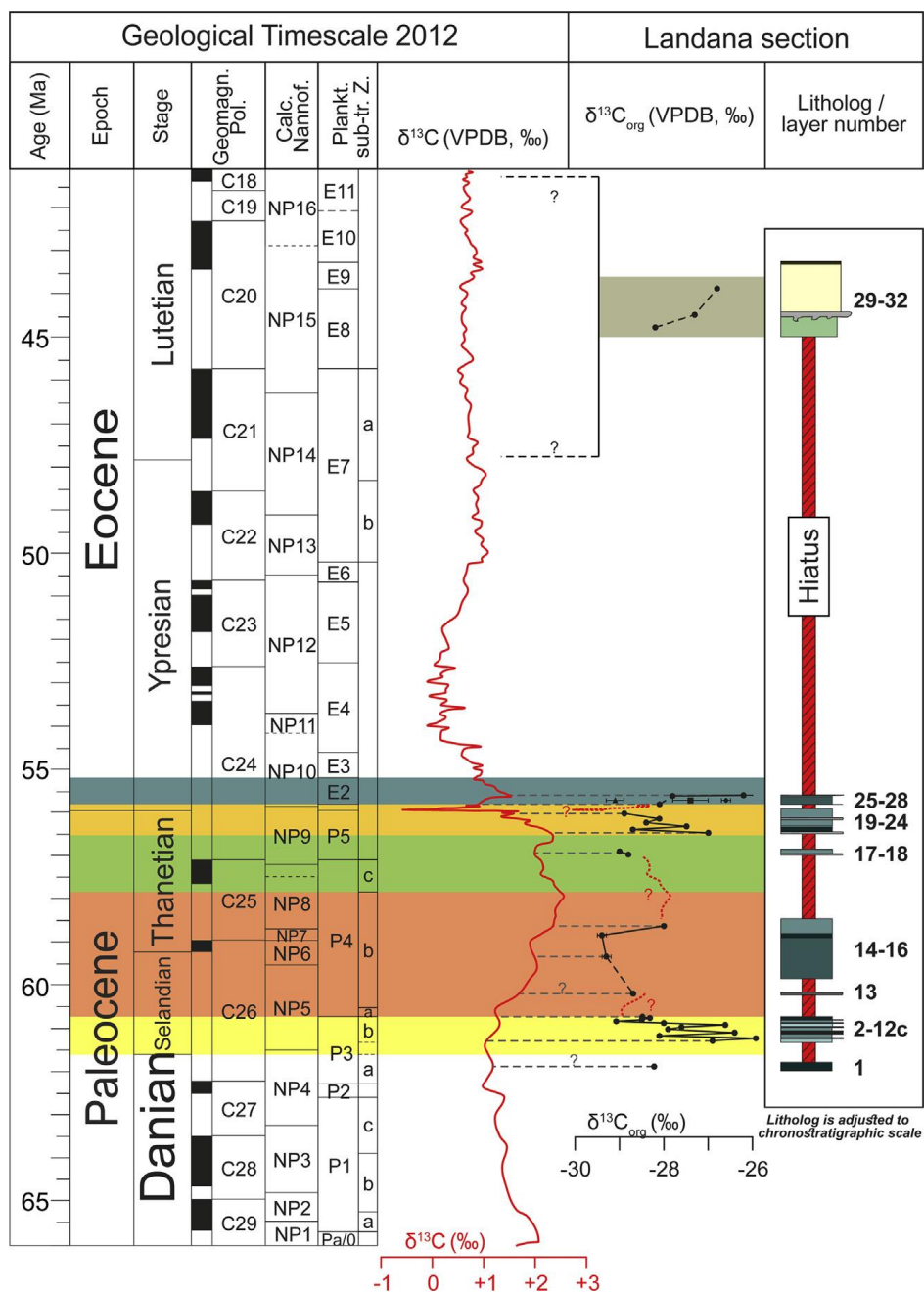
CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO



8.5. Discussion

8.5.1. Integrated bio-chemostratigraphy of the Landana section: new age calibration
of the Landana section

Interpretations of the isotopic record magnitude and long-term profile can be biased by major modifications in sedimentation rates. Therefore, the consistent updated planktonic biostratigraphy of the Landana section, as well as the invertebrate and vertebrate faunas, provided strong reference tie-points for $\delta^{13}\text{C}_{\text{Org}}$ calibrations to the standard $\delta^{13}\text{C}$ record.



◀ Figure 8.8. Correlation of the organic carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) isotope curve of the Landana section (this study) with the standard marine composite bulk carbonate ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) isotope curve of the Ypresian (Vandenberghé et al., 2012) and with the calcareous nannofossil and planktonic sub-tropical zones (this study).

The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record of the Landana section (Fig. 8.8) highlights some fractionated part of the well-known secular $\delta^{13}\text{C}$ patterns during the Paleocene and early Eocene interval, as previously reported for many years in “high-resolution” records (e.g., Stott et al., 1996; Zachos et al., 2001; Giusberti et al., 2007; Galeotti et al., 2010; Zachos et al., 2010; Westerhold et al., 2011; Coccioni et al., 2012; Vandenberghé et al., 2012; Galeotti et al., 2017).

Our succession starts in the Danian, characterized by a long-term $\delta^{13}\text{C}$ negative trend up to isotopic minima values around the Danian-Selandian transition. Layer 1 cannot be attributed to a specific planktonic foraminiferal zone. The four vertebrate taxa recorded in layer 1 are found in other layers (for instance, *M. dixonii* is known until layer 32); they thus do not differentiate the fauna of layer 1 from faunas recorded in the other parts of the section. We make the assumption that layer 1 is probably connected to the upper Danian (P3a?). Evidence in favor of this interpretation includes: (1) dinoflagellate cyst observations suggesting a Danian age (unpublished data) and (2) punctual isotopic value (-28.2 ‰, Table 8.2) of this layer 1 is somewhat lighter than overlying isotopic values (average $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ for layers 2-9 = -27.3 ‰). Heavier isotopic values would be subjected to a lower position in the isotopic record as highlighted in the standard isotopic curve (Fig. 8.8).

The bottom part of the Landana section (layers 2-12c) reveals a foraminiferal assemblage of the P3b Zone, that corresponds to the early Selandian (Schmitz et al., 2011). Although isotopic value fluctuations of ~2 ‰ between layers 2 and 9, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record of the Landana section in this interval is relatively constant with an average $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of -27.3 ‰. Layers 10-12c tend to indicate a ~1 ‰ shift towards lighter values (-28.7 ‰).

Collectively, layers 2-12c record several endemic elasmobranchs (e.g., *Myliobatis intermedius*, *Anomotodon landanensis*), limiting their use for lateral correlations. These layers include several elasmobranchs usually recorded in Danian African faunas: the ginglymostomatid *G. subafricanum*, triakid *Galeorhinus parvulus*, and the myliobatid *Myliobatis n'zadinensis*; *G. subafricanum* is

notably recorded only in the Danian of the phosphates of Morocco (Arambourg, 1952; Noubhani and Cappetta, 1997). Other species in layers 2-12c are generally recorded throughout the Paleocene in Africa (e.g., *Delpitoscyllium africanum*, *Palaeocharcharodon orientalis*). Few taxa are even recorded in Ypresian (e.g., *C. appendiculata*, *Otodus obliquus*, *M. sulcidens*). More generally, most vertebrates recorded in layers 2-12c are generally characteristic of Paleocene faunas and do not specify a precise age for these layers, with the exception of the three elasmobranchs more typical of Danian faunas (see above). It is thus difficult to infer a Selandian age based only on the vertebrate fauna.

Layers 13-16 show a different planktonic assemblage than the interval between layers 2 and 12c and can be referred to the P4 Zone spanning ~2.5 Ma from the middle Selandian to the middle Thanetian. The standard isotopic record for this interval is characterized by a gradual long-term shift toward lighter $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values. Isotopic data for this interval struggle to highlight a strong correlation with standard isotopic records. Nevertheless, the light $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values of the layers 14 and 15 (-29.3 ‰ and -29.4 ‰) are followed up by heavier value (layer 16, -28.0 ‰) and are thus probably linked to the very late Selandian – early Thanetian. As a consequence, despite the long duration of the P4 Zone and the lack of samples for this time interval, we tentatively correlate these layers to the middle P4b (=late Selandian – early Thanetian) (Fig. 8.8). The vertebrate and invertebrate faunas fossilized in layers 13-16 do not provide conclusive evidence to support or refute either a Selandian or a Thanetian age inferred based on the foraminiferal assemblages.

Based on the foraminiferal assemblages, layers 17-18 are enclosed within the P4c/P5 Zone (middle-latest Thanetian). The long-term negative $\delta^{13}\text{C}$ trend (Fig. 8.8; Vandenberghe et al., 2012) beginning in the middle Thanetian (~chron C25n; P4b/P4c zones) up to the isotopic minimum values of the early-middle Ypresian (~C24n; E4 biozone; Fig. 8.8) directly follows the isotopic positive trend of the Selandian/early Thanetian (layers 14-16 in the Landana section) (Fig. 8.8).

Between layers 19 and 24, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record shifts towards lighter values (-27.0 ‰ to -28.9 ‰) (Fig. 8.8). The foraminiferal assemblages indicate P5 or E1 Zone (Paleocene/Eocene transition). The Paleocene-Eocene isotopic event (PETM-CIE) characterizing the stage boundary is not observed in the succession of Landana. Two hypotheses can be proposed to explain this: (1) the PETM-CIE could be recorded in the sediments between layers 19 and 24 or above, but sampling resolution is

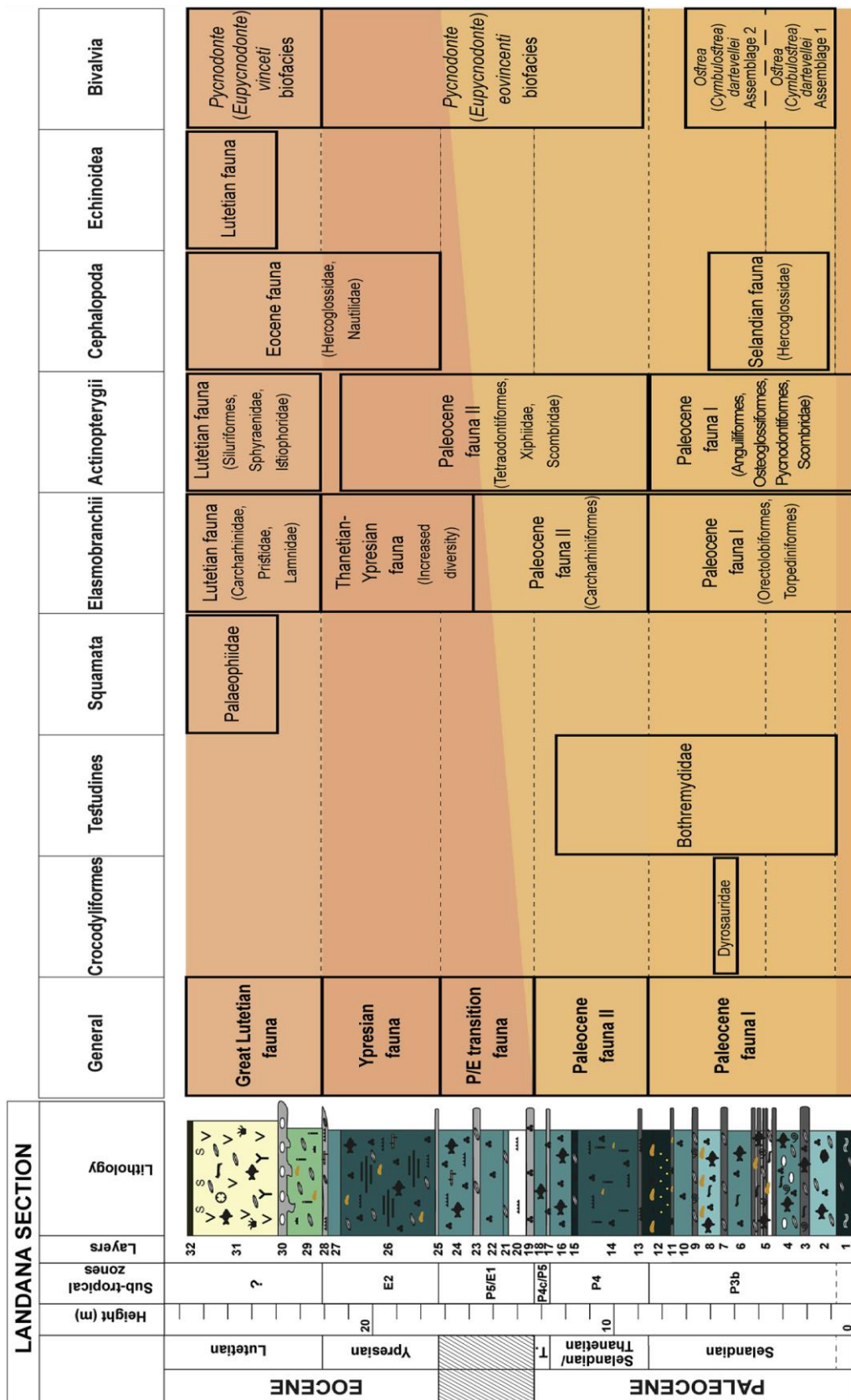
inadequate to observe it; (2) the PETM-CIE is not recorded in the section and occurs within multiple hiatuses between layers 19 and 24 or above. The second hypothesis is more likely because (1) the Landana section exhibits multiple extended hiatuses and (2) the probability of recording such a brief event (~200 ka; e.g., McInerney and Wing, 2011) in an extended section is very small. Consequently, the rapid isotopic shift between layers 19 and 24 corresponds to the negative long-term isotopic trend initiated in the middle Thanetian close to the C25r/C25n chron reversal (e.g., Schmitz et al., 2011) and not to the PETM-CIE. Ichthyofauna does not constrain definitive dating for the layers 19-24, hence this fauna offers no greater refinement from ages inferred using foraminiferal assemblages (P5 to E1 Zone; ~Paleocene/Eocene transition; Fig. 3).

Foraminiferal assemblages between layers 25 and 28 indicate the E2 Zone, attributed to the post-CIE recovery and just at the initiation of the standard long-term $\delta^{13}\text{C}$ negative trend that peaks to minimum values in the early-middle Ypresian (Fig. 8.8).

Layer 26 has three distinct samples (LAND28287, LAND28288 and LAND28290) with three $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ respective average values of -29.1 ‰, -27.4‰ and -26.6 ‰ (Fig. 8.8; Table 8.2). No indication of the respective stratigraphic position of the samples within layer 26 were recorded by Dartevelle during his sampling. Freneix (1979), in her study on bivalves from the Landana section, described the anomalous presence of a unique valve of *Plicatula* (*Darteplicatula*) *polymorpha* Bellardi in layer 26. She formulated the hypothesis that this specimen was secondarily deposited in layer 26; it could have come, due to erosion, from deposits higher in the geological section. As previously suggested by Dartevelle and Casier (1943, p.59): « *La couche 26 [.] profondément ravinée par des dépôts plus récents.* » (« The layer 26 [.] deeply incised by recent deposits »). Gully erosion and reworking of fossils from the top of the section may explain the high variability of isotopic values of the 3 samples in layer 26.

The elasmobranch fauna of layers 25-28 corresponds to a mix between taxa recorded from the Paleocene and Ypresian (e.g., *S. striata*, *Otodus obliquus*, *M. sulcidens*) and taxa generally first recorded in the Ypresian (e.g., *Striatolamia macrota*, *Myliobatis striatus*) (Fig. 8.8). Therefore, the elasmobranch fauna agrees well with the updated planktonic biostratigraphy (i.e., biozone E2; Fig. 8.3).

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO



▲ Figure 8.9. Faunal successions established for invertebrates and vertebrates recorded in the Landana section. Abbreviations: T.= Thanetian.

Dartevelle and Casier (1959) hypothesized that the fauna in layer 29 was most congruent with layers 27 and 28, not with layers 30 and 31. We interpret the bivalve fauna first recorded in layer 29 (Freneix, 1979) to reflect a profound modification in the aquatic fauna, suggesting that layers 29, 30 and 31 represent a common temporal block. The three uppermost layers of the Landana section studied here (layers 29-31) are clearly distinctive from a sedimentological perspective, relative to the rest of the section (Fig. 8.8). No foraminifers were found in layer 29 (bioclastic mudstone) nor in layers 30 and 31 (indurated dolomicrosparite) (Fig. 8.3). Isotopic data (three samples) are insufficient to yield a consistent isotopic trend. The record of the odontaspimid "*Carcharias*" *koerti* (layer 31; Fig. 8.7), known only from Lutetian, including in phosphates of Morocco, supports a Lutetian age for this part of the section. Moreover, the presence of endemic carcharhinids *Carcharhinus amekiensis* and Moroccan *Carcharhinus marçaisi* also agrees with this hypothesis, considering that first representatives of *Carcharhinus* are currently dated to Lutetian (e.g. Kriwet, 2005; Cappetta, 2012). Consequently, a Lutetian age for these peculiar layers is supported by the ichthyofauna. Moreover, the bivalve assemblage recorded in these layers suggests a Lutetian age (Freneix, 1979). Therefore, we hypothesize an important hiatus (~7-14 Ma?) in the section between layers 28 and 29. If true, almost the entire Ypresian stage is likely missing from the Landana section.

As a consequence of the new analyses, the fossil record of the Landana section appears to be more fragmented than predicted and spans a very long-time interval, estimated at ~14-20 Ma (Selandian-Lutetian), including six hiatuses (Fig. 8). The possible depositional hiatuses occurred between layers 1 and 2, layers 12c and 13, layers 16 and 17, layers 18 and 19, layers 24 and 25, and layers 28 and 29 (Fig. 8). It is worth keeping in mind that we interpreted only several spot samples. Moreover, we have no idea precisely where in the layer the analyzed samples come from. Therefore, we have no clue if the analyzed samples are representative for the entirety of the layer. As a consequence, there is a chance that the missing time periods are simply contained in the un-sampled portions.

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

	Sample #	Section	Dino. & Acrit.	Pollen & Spores	Fungal Spores	Plant Frag.	Animal Rem.	AOM	Conta.	Com.	
2014 Expedition	B-M-1	Bololo		x	x	x	x	x	x		
	B-M-2	Bololo		x	x	x	x	x	x		
	B-M-3	Bololo		x	x	x	x	x	x		
	B-M-3(1)	Bololo		x	x	x	x	x	x		
	B-M-4	Bololo	x	x	x	x	x	x	x	1 specimen of <i>Glaphrocysta</i> sp. A; 1 dinoflagellate spp.	
	B-M-5	Bololo	x	x	x	x	x	x	x	2 specimen of <i>Muratodinium?</i> sp. A	
	M-K-1	Manzadi		x	x	x	x	x	x		
	M-K-2	Manzadi		x	x	x	x	x	x		
	M-K-3	Manzadi		x	x	x	x	x	x		
	M-K-4(1)	Manzadi		x	x	x	x	x	x		
M-K-4(s)	Manzadi									not fertile	
1933 Dartevelle Expedition	P4C1/27498	Bololo		x	x	x	x	x	x		
	P4C4/27506	Bololo				x		x	?	barely fertile	
	P4C2/27447	Manzadi		x	x	x	x	x	x		
	P4C4/27448	Manzadi		x	x	x	x	x	x		
	P4C6/27450	Manzadi		x	x	x	x	x	x		
	P4C11/27455	Manzadi		x	x	x	x	x	x		
	P4C13/27457	Manzadi		x	x	x	x	x	x		
	P4C17/27461	Manzadi									not fertile
	P4C22/27464	Manzadi		x	x	x	x	x	x		
	P6C1/27429	Manzadi		x	x	x	x	x	x		
P6C2/27432	Manzadi			x	x		x	?	barely fertile		
P6C6/27439	Manzadi				x		x	?	barely fertile		

▲ Table 8.3. Qualitative assessment of the palynomorphs recovered from the Bololo and Manzadi sections. Dino. = Dinoflagellate cyst; Acrit.= Acritarchs; Frag.= Fragments; Rem.= Remains; AOM= Amorphous Organic Matter; Conta.= Contamination; Com.= Comments.

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

<i>Layers</i>	<i>Dartevelle and Casier (1959)</i>	<i>Lys et al. (1979)</i>	<i>This study</i>
31	Lutetian	Not studied	Lutetian
30			
29	Landenian (late Paleocene)		
28		early Eocene	Ypresian
27			
26	Montian (early Paleocene)		
25			
24			Thanetian/Ypresian transition
23			
22			
21			
20			
19			
18			Thanetian
17		Late Paleocene	
16			
15			
14			
13			
12c		Middle Paleocene	Selandian
12			
11			
10			
9			
8			
7			
6			
5		Early Paleocene	
4			
3			
2			
1			Danian?

▲ Table 8.4. Comparison of the age of the layers of the Landana section proposed by Dartevelle and Casier (1959), Lys et al. (1979), and this study.

The new results presented here, as with those provided by Lys et al. (1979), significantly differ from the preliminary ages proposed by Dartevelle and Casier (1959) in that the importance of the early Paleocene in the section (hypothesized as extending from layer 1 to layer 26) appears to have been overestimated in those earlier interpretations (Fig. 8.3; Table 8.4).

Moreover, as previously mentioned, the foraminiferal assemblages suggest that layers 2-12c correspond to the Selandian rather than exclusively to the Danian (Figs. 8.3 and 8.6) – this result partially agrees with that of Lys et al. (1979) (layers 6-12). Consequently, the record of the Danian is very short or absent in the Landana section; perhaps corresponding only to layer 1.

This very weak record of Danian deposition at Landana is one of the primary results of the present study and it refines the age of numerous macrofossil records discovered throughout the locality.

A late Paleocene age (=Thanetian) as proposed by Lys et al. (1979) for layers 13-17 is potentially supported for the layers 14-16 by our new data. However, it is worth keeping in mind that the foraminiferal assemblages recorded from layer 13 to layer 16 correspond to P4 Zone, a zone that spans ~2.5 Ma from the middle Selandian to the middle Thanetian (Fig. 8.3).

Our results suggest that layers 19-24 were deposited around the Paleocene/Eocene boundary. However, Lys et al. (1979) interpreted layers 18-24 as reflecting Ypresian deposition. Our data suggest that these layers were instead deposited around the Paleocene/Eocene boundary and thus are not considered to be Ypresian here (Figs. 8.3 and 8.6). We do, however, interpret layers 25-28 as Ypresian in age (Figs. 8.3 and 8.6).

Darteville and Casier (1959) considered layers 31 and 32 as Lutetian, whereas Freneix (1979) considered layers 29, 30, and 31 as Lutetian (Table 8.4). A Lutetian age for layers 29-32 is based on vertebrate and invertebrate records (see above) as these layers contain no foraminifers and $\delta^{13}\text{C}$ record is not sufficient. Layer 32 is a chert bed which probably records a regional discontinuity and might correspond to a major Lutetian denudation event in the Congo Basin (De Putter et al., 2016). Hence, the age determination for any Lutetian intervals recorded in Landana remains unresolved (Fig. 8.8).

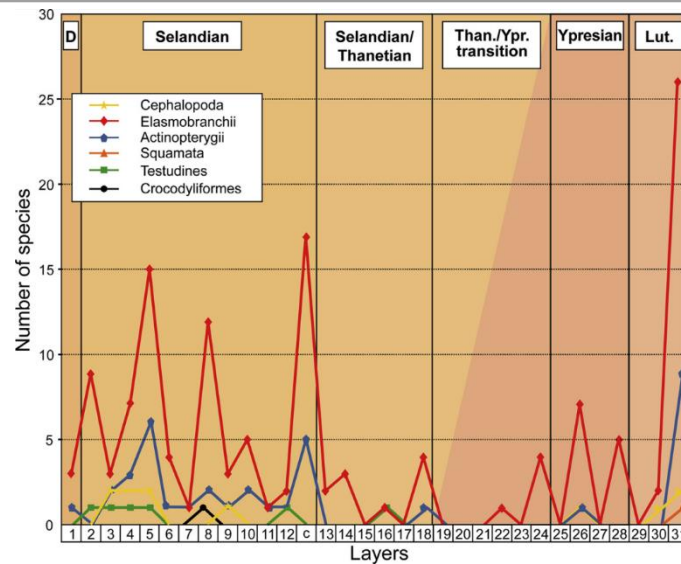
8.5.2. Characterization of the Landana faunas

The Landana deposits record a rich invertebrate and vertebrate fauna, and this richness (Tables 8.1 and 8.5), combined with the long fossil record (Selandian to Lutetian), establishes several faunal successions (Fig. 8.9).

► Table 8.5. Pertinent data used for reconstructing the faunal successions in Landana section.

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

Layers	Cephalopods	Elaosmibranchs	Actinopterygians	Squamates	Events
Between layers 5 and 6	Disappearance of several cephalopods	Disappearance of <i>Myliobatis intermedius</i>	Disappearance of two scombrid (<i>Landanichtys moulai</i> and <i>L. lusiitanicus</i>) and two anguilliform (<i>Pseudoegertonia straeleni</i> and <i>P. bebbiani</i>) species Appearance of <i>Egertonia</i>	-	Decrease of the faunal diversity
Layer 8	-	-	Appearance of <i>Sphyaenodus</i>	Occurrence of <i>Congosaurus</i>	-
Layer 9	Brief reappearance of <i>Cimomia landanensis</i>	-	-	-	-
Layer 12c	-	Five elasmoibranchs are known only from this layer: <i>Coupatetia aequilateralis</i> , " <i>Cretolamna</i> " <i>schoutedeni</i> , <i>Triakis cabindensis</i> , <i>Galeorhinus parvulus</i> and <i>Delpitoscyllium dartevillei</i> Unique occurrence of <i>Dasyatoida</i> Appearance of <i>Carcharhiniformes</i> (ground sharks)	Appearance of four species Appearance of <i>Tetraodontiformes</i> (puffer fishes), <i>Xiphiidae</i> , and <i>Trichiuridae</i>	-	Increase of the faunal diversity
Between layers 12c and 13	-	Disappearance of <i>Palaeocarcharodon orientalis</i> , <i>Anomotodon landanensis</i> , <i>Ginglymostoma subafricanum</i> , and <i>Nebrutus bequaerti</i> Disappearance of <i>Torpediniformes</i>	Disappearance of <i>Pycnodontiformes</i> and <i>Scombridae</i>	-	Faunal shift? Decrease of the faunal diversity
Layer 14	Occurrence of two new bivalves: <i>Pycnodonte</i> (<i>Eupycnodonte</i>) <i>jeovicenti</i> and <i>Plicatula</i> (<i>Plicatula</i>) <i>cabindaensis</i> .	-	-	-	-
Layer 17	-	-	-	Disappearance of <i>Taphrophys</i>	Decrease in diversity
Layer 19	-	-	Disappearance of <i>Eotriginodon jonesi</i>	-	Decrease in diversity
Layer 24	-	Appearance of the <i>Striatolamia striata</i>	-	-	Beginning of the increase of the faunal diversity
Between layers 24 and 25	-	Disappearance of <i>Cretolamna appendiculata</i>	-	-	-
Layers 25 to 28	Appearance of <i>Plicatula</i> (<i>Darteplicatula</i>) <i>polymorpha</i>	Appearance of cephalopod <i>Deltoidonautilus</i>	-	-	Increase of the faunal diversity
Between layers 26/28 and 29/31	New bivalve fauna	Appearance of the nautilid <i>Eutrephoceras</i>	Disappearance of <i>Cymbium angustidens</i> Appearances of nine species Appearance of the <i>Siluriformes</i> , <i>Istiophoridae</i> , and <i>Sphyraenidae</i>	First appearance of <i>Palaeophis</i>	Faunal shift



▲ Figure 8.10. Richness of the Cephalopoda, Elasmobranchii, Actinopterygii, Squamata, Testudines, and Crocodyliformes throughout the Landana section. Abbreviation: D.=Danian.

Fauna in layers 1-5 (Paleocene fauna I on Fig. 8.9) exhibit broad species richness: 2 turtles, 15 elasmobranchs, 7 actinopterygians, 2 cephalopods and 4 bivalves are recorded in these levels. This level of taxonomic richness is only found in the peculiar layer 12c and in the Lutetian (Fig. 8.10).

The case of *G. subafricanum*, *G. parvulus*, and *Myliobatis n'zadinensis* is interesting because these taxa are present in Selandian sediments at Landana, while they are considered to be restricted to Danian in the other fossiliferous localities. Perhaps these elasmobranch fossils were reworked in the Selandian deposits. Alternatively, these species may have survived until the Selandian in western central Africa. In any case, this discrepancy highlights the need for a closer examination of elasmobranchs from the Landana section.

A small decrease in faunal richness occurs between layers 5 and 6 (i.e., during the Selandian) (Figs. 8.7 and 8.8; Table 8.5). This is characterized by numerous disappearances (especially among actinopterygians), and just one appearance (*Egertonia* in layer 6). Despite several new appearances (Table 8.5), the fauna that ranges from layer 6 to layer 12 is generally less speciose than the first five layers (Fig. 8.10). However, it is worth noting that taxa recorded from layer 6 to layer 12 are globally similar to those in lower layers of the section (i.e., layers 1-5).

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

<i>Taxa</i>		<i>Landana</i>	<i>Remarks</i>	<i>Inferred age</i>
Elasmobranchs	Anacoracidae (<i>Squalicorax</i>)	Unknown in Landana	Species known from Santonian to Maastrichtian	Santonian- Maastrichtian
	Serratolamidae (<i>Serratolamna</i>)	Unknown in Landana	Species only known in Maastrichtian	Maastrichtian
	Sclerorhynchidae (<i>Schizorhiza</i> , <i>Ctenopristsis</i>)	Unknown in Landana	Species only known in Maastrichtian	Maastrichtian
	<i>Myliobatis n'zadinensis</i>	Layers 2-8	-	Already present in Maastrichtian? or misidentification
	<i>Odontaspis speyri</i>	Layers 1-26	-	Already present in Maastrichtian? or misidentification
Actinopterygians	Alepisauriformes	Unknown in Landana	Abundant in Maastrichtian	Maastrichtian?
	Elopiformes	Unknown in Landana	Abundant in Maastrichtian	Maastrichtian?
	<i>Congorhynchus</i>	Unknown in Landana	Maastrichtian- Paleogene	Maastrichtian?
	<i>Pseudogertonia bebianoii</i>	Layers 3-5	-	Already present in Maastrichtian? or misidentification
	<i>Pycnodus praecursor</i>	Layers 1-12c	-	Already present in Maastrichtian? or misidentification
	<i>Cimolichthys manzadiensis</i>	Unknown in Landana	Restricted to the Mesozoic	Mesozoic
	<i>Stratodus apicalis</i>	Unknown in Landana	Restricted to the Mesozoic	Mesozoic
Molluscs	Entire fauna	Unknown in Landana	Maastrichtian in age (Darteville and Freneix, 1957)	Maastrichtian

▲ Table 8.6. Information concerning the fauna from Manzadi *Point IV* and inferred age for this locality.

Layer 12c is unusual, as noted by previous authors (Bequaert, 1920; Darteville and Casier, 1943) due to (1) the facies structure (i.e., abundance of coprolites): and (2) the abundance of vertebrates it contains. For instance, five elasmobranchs are known only from this layer (Table 8.5), notably including the sole occurrence of the superfamily Dasyatoidea at Landana. Also recorded are the first occurrences of the Carcharhiniformes (ground sharks), Tetraodontiformes (puffer fishes), Xiphiidae, and Trichiuridae. The vertebrate record thus suggests an increase in faunal richness at Landana during deposition of layer 12c. Further understanding of this faunal transition requires deeper sedimentologic and paleoenvironmental analyses.

The disappearance of several elasmobranchs, and more generally of the Torpediniformes (sawfishes), Pycnodontiformes, and Scombridae occurs between layer 12c and layer 13 (Table 8.5). Moreover, a new bivalve assemblage – *Pycnodonte (Eupycnodonte) eovicenti* assemblage – is recorded in layers 14 (late Selandian-early Thanetian) to 28 (Ypresian) (Fig. 8.7; Table 8.5).

A decrease in faunal richness is reflected in layers 13-18 (Paleocene fauna II on Fig. 8.9; Fig. 8.10). Only the turtle *Taphrosphys* (unknown after layer 17), five elasmobranchs, and one actinopterygian are recorded in layers 13-18. Surprisingly, only one of the new actinopterygians that are first observed in layer 12c – *E. jonesi* (Tetraodontiformes) – is recorded in these layers.

The numerous disappearances, together with a new bivalve fauna, reinforce the impression of a faunal shift at Landana between layer 12c and layer 13 (i.e., during the Selandian). This could represent bias due to the large depositional hiatus present between these two layers (Fig. 8.8). Future analyses of this turnover should take into account faunal modification together with environmental information recorded in layer 12c.

Fauna recorded in layers 19-24 (P/E transition fauna on Fig. 8.9) are even less rich than in layers 13-18 (Fig. 8.10), with only four elasmobranchs recorded. Invertebrate and vertebrate faunal composition is largely similar to that of underlying layers. Only layer 24 differs in recording (1) the last occurrence of *C. appendiculata*, a cretoxyrhinid (mackerel sharks) recorded since layer 2 in Landana, and (2) the appearance of *S. striata* – marking the beginning of an increase in faunal richness that culminates in the Lutetian (Fig. 8.10).

Faunal richness in layers 25-28 (Ypresian fauna on Fig. 8.9) is distinctly higher than in the underlying layers 13-24 (Fig. 8.10). This is notably characterized by the reappearance of cephalopods (in layer 26) (Fig. 8.6; Table 8.5). As the majority of taxa recorded in these layers appear to continue in distribution from underlying layers, the ichthyofauna seems not to have been profoundly affected by the PETM event. This agrees with the previous study of Noubhani (2010) and Tomczik (2014) who noted little change through the PETM in ichthyofauna of the Pacific, tropical Atlantic, and phosphates of Morocco.

Several disappearances occurred between the Ypresian and Lutetian periods: four elasmobranchs and one actinopterygian known in Ypresian sediments are absent from the Lutetian sediments (Fig. 8.7; Table 8.5). In contrast, numerous taxa are first recorded in layer 31 (Lamnidae, Carcharhinidae, Pristidae, Istiophoridae, Siluriformes, Sphyracnidae, new bivalve assemblage). As a result, fauna in layers 29-32 (Great Lutetian fauna on Fig. 8.9) are almost entirely different from those in underlying layers (Figs. 8.5 and 8.7). Indeed, among the 27 elasmobranchs described from layers 29-32, only four are known from lower layers. A relatively high richness of the echinoids (six

taxa) is also notable (Fig. 8.6). Significant differences observed between the Ypresian and Lutetian faunas may reflect an important faunal turnover.

To summarize, the layers 2-12c (Selandian) represent the richest Paleocene section at Landana, illustrated by the presence of elasmobranchs, actinopterygians, cephalopods, bivalves, the crocodyliform *Congosaurus*, and testudines *Taphrosphys* and *Cabindachelys* (Fig. 8.10). An important decrease in overall richness begins in layers 13 (Selandian). As a consequence, a small faunal shift is suggested, but this requires further documentation. Moreover, if the layers 13-18 appear to be Selandian in age, it would imply that this faunal shift occurred during the Selandian. This decrease is accentuated during the Thanetian-Ypresian transition (layers 19-24) (Fig. 8.10). Richness increases during the latter portion of the Ypresian recorded in Landana (layers 25-28) (Fig. 8.10). Finally, the Lutetian records a complete renewal of the fauna with a number of species equal to that recorded in the Selandian layers (Fig. 8.10).

8.5.3. Landana as a reference section for Central Africa: comparison with the fauna from Bololo and Manzadi sections

Refining the age and faunal characterization of the Landana section is useful in interpreting the age of other fossiliferous sections in Central Africa. Here we compare the fauna of Landana with those of Bololo and Manzadi. Manzadi and Bololo localities are composed of different smaller sections (=Point).

Concerning Manzadi, we here discuss only Points IV and VI of those explored in this area (Darteville and Casier, 1943) as they provide the richest faunas.

The vertebrate fauna is similar in the four layers recognized at Point IV; only the occurrence of *Serratolamna serrata* at the top of the section suggests faunal distinctiveness from deposits at the base. The elasmobranch (presence of three families unknown in the Landana section) and actinopterygian (presence of Aulopiformes, Elopiformes, and *Congorhynchus*) faunas from this Point are clearly distinctive from those recorded anywhere in the Landana section (Table 8.6). The same argument can be made for the molluscs (Darteville and Freneix, 1957) (Table 8.6).

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

<i>Taxa</i>		<i>Landana</i>	<i>Remarks</i>	<i>Inferred age</i>
<i>Elasmobranchs</i>	<i>Delpitoscyllium africanum</i>	Layers 4-13	-	Paleocene
	<i>Otodus obliquus</i>	Layers 5-32	Long-living taxon in Landana	-
	<i>Myliobatis dixonii</i>	Layers 1-32	Long-living taxon in Landana	-
	<i>Myliobatis n'zadinesii</i>	Layers 2-8	-	Paleocene (Selandian)
	<i>Odontaspis speyeri</i>	Layers 1-26	Long-living taxon in Landana	-
	<i>Rhinoptera raeburni</i>	Unknown in Landana	Lutetian	Lutetian
<i>Actinopterygian</i>	<i>Pseudogertonia bebianoi</i>	Layers 3-5	-	Paleocene (Selandian)

▲ Table 8.7. Information concerning the fauna from Manzadi *Point VI* and inferred age for this locality.

As numerous taxa are restricted and/or abundant in the Maastrichtian (Table 8.6), we interpret *Point IV* as Mesozoic in age; a Maastrichtian age for this *Point* is further supported by the presence of mosasaurs (Lingham-Soliar, 1994). However, four taxa that are generally found in Cenozoic sections of Landana are also present in *Point IV*: the myliobatid *Myliobatis n'zadinensis*, the odontaspidid *O. speyeri*, the anguilliforms *Pseudogertonia*, and the pycnodontiform *P. praecursor*. These taxa were perhaps present in the Maastrichtian of Central Africa, although a definitive conclusion requires a systematic revision of these taxa.

The *Point VI* locality at Manzadi lacks the Maastrichtian elasmobranch and actinopterygian taxa that support a Maastrichtian age for *Point IV* (e.g., Anacoracidae, Sclerorhynchidae, Alepisauriformes). The majority of elasmobranchs from *Point VI*, as well as the sole actinopterygian found at this *Point*, *Pseudogertonia bebianoi*, are generally found in Landana sections (Table 8.7). *Point VI* is hence interpreted as Cenozoic in age. Darteville and Casier (1959) proposed a Paleocene age for this locality. A Selandian age is, in our point of view the most plausible hypothesis based on the combination of elasmobranch taxa recovered. However, we refrain from placing a precise age on this locality as the fauna includes some taxa known elsewhere from the Selandian (e.g., *Myliobatis n'zadinensis*) through the Lutetian (e.g., *Rhinoptera raeburni*) (Table 8.7). A reworking of Paleocene fossils is possible, but it cannot be tested with available evidence. To conclude, the

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

differences observed between Points IV and VI at Manzadi implies that Manzadi localities preserves fossils found elsewhere from least two distinct time periods.

<i>Taxa</i>	<i>Landana</i>	<i>Remarks</i>	<i>Inferred age</i>	
<i>Elasmobranchs</i>	<i>Otodus obliquus</i>	Layers 5-32	Long-living taxon in Landana (reworked?)	
	<i>Myliobatis dixonii</i>	Layers 1-32	Long-living taxon in Landana (reworked?)	
	Carcharhinid <i>C. egertoni</i> , <i>G. aduncus</i> , and <i>G. mayumbensis</i>	Unknown in Landana	Miocene taxa Broad diversification of the Carcharhinidae	Miocene
	Alopiidae (<i>Alopias latidens</i> , <i>A. subexigua</i>)	Unknown in Landana	Species known in Oligocene and Miocene	Oligocene-Miocene
	Hemigaleidae (<i>Hemipristis serra</i>)	Unknown in Landana	Species known in Oligocene and Miocene	Oligocene-Miocene
	Other elasmobranchs	Known in the Lutetian part of Landana section (layers 29-31)	-	Lutetian (reworked?)
<i>Actinopterygians</i>	Xiphiidae (<i>Cylindracanthus</i>)	Layers 31-32	Xiphiidae are abundant in the Lutetian of Landana (reworked?)	
	<i>Trichiurus oshosunensis</i> (Trichiuridae)	Layer 31	- (reworked?)	
	<i>Lepidopus castellobrancoi</i> (Trichiuridae)	Unknown in Landana	-	
<i>Bivalves</i>	<i>Pycnodonte (Eupycnodonte) cf. vicenti</i>	<i>Pycnodonte (Eupycnodonte) vicenti</i> : Layers 29-31	- (reworked?)	
	<i>Cubitostrea plicata congica</i>	Layers 29-31	- (reworked?)	

▲ Table 8.8. Information concerning the fauna from Bololo *Point I* and inferred age for this locality.

The Bololo area also includes different localities with Point I revealing the most vertebrate taxa (Darteville and Casier, 1943, 1959). Among the 26 elasmobranchs recovered in Bololo, only 10 are known from the Landana section. Most of the 10 taxa – except *Otodus obliquus* and *M. dixonii* that have a wide stratigraphic distribution – are known only in the Lutetian segment of the Landana section (layers 29-31) (Table 8.8). Interestingly, elasmobranchs from Bololo include the first appearance of the Alopiidae and Hemigaleidae, and a broad sample of the Carcharhinidae. These taxa are not recorded from Landana and are typically characteristic of Miocene faunas. Most of the actinopterygians from Bololo are found in the Lutetian part of the Landana section (e.g., Xiphiidae);

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

only the trichiurid *L. castellobrancoi* is unknown from the Landana section. The bivalves known from Bololo are found in deposits interpreted as Lutetian at Landana (Table 8.8).

In their study of the fossil fishes from Congo and Angola, Darteville and Casier (1959) noted that Bololo fauna correspond to a mix of Eocene and Miocene fossils known from elsewhere, suggesting that the Eocene taxa had been reworked into later deposits. Our analyses of the Landana section support that notion, and we agree that 10 of the taxa could be interpreted to reflect a Lutetian age fauna that has been reworked. Alternatively, Bololo might represent transitional fauna capturing the latest occurrences of Paleogene taxa and the earliest occurrences of fauna more common in the early Neogene.

<i>Taxa</i>	<i>Landana</i>	<i>Remarks</i>	<i>Inferred age</i>	
<i>Elasmobranchs</i>	<i>Pristis olbrechti</i>	Layers 31-32	Lutetian	Lutetian
	<i>Aetobatus irregularis</i>	Layers 31-32	Lutetian	Lutetian
	<i>Physogaleus tertius</i>	Layer 31	Lutetian	Lutetian
	" <i>Carcharias koerti</i> "	Layers 31-32	Lutetian	Lutetian
	<i>Myliobatis dixonii</i>	Layers 1-32	Long-living taxon in Landana	-
	<i>Otodus obliquus</i>	Layers 5-32	Long-living taxon in Landana	-

▲ Table 8.9. Information concerning the fauna from Bololo *Point IV* and inferred age for this locality

Point II and Point III also suggest a mix of elasmobranchs typically seen in the Lutetian and Miocene (based on the presence of the Miocene species *Galeocерdo aduncus* and *Hemipristis serra*). Point IV from Bololo, however, is unique in that it preserves elasmobranchs known only from Paleogene deposits in Landana (Table 8.9). Consequently, our observation agrees with that of Darteville and Casier (1959) that Point IV is clearly not Miocene. Among the six taxa that have been specifically determined, four are recorded only in the Lutetian part of the Landana section (Table 8.9), while the two other species are known from the Selandian to the Lutetian in Landana. These data indicate a possible Lutetian age, at least, for layers 3 and 4 of Point IV. The age of layer 2 is less certain as it only includes the long-living taxon *Otodus obliquus*.

As mentioned earlier, only three identifiable dinoflagellate cyst specimens (*Glaphyrocysta* sp. A and *Muratodinium?* sp. A) were recovered from all samples collected at Bololo. In-situ specimens of these particular taxa were recorded from layer 28 at Landana (Ypresian; unpublished data). Some fragmentary, potentially reworked, specimens were also recorded in layer 29 (Lutetian). The Point IV Bololo dinoflagellate cyst specimens, which are also relatively fragmentary, are therefore likely either in-situ Ypresian specimens, or similarly to as at Landana, reworked specimens in younger, likely Lutetian as suggested by the elasmobranch fossils, deposits.

To summarize, Bololo provides fossiliferous localities that contain taxa consistent with both Lutetian and Miocene age faunas. This may reflect a similar situation as that at Manzadi where two different periods (Maastrichtian and Selandian) have been recorded in closely situated sections. Alternatively, the pattern could reflect a transitional fauna deposited sometime between the Lutetian and Miocene.

8.5.4. Comparison with the phosphate basins of Morocco

The phosphates of Morocco range from the end of the Cretaceous (Maastrichtian) to the base of the middle Eocene (Lutetian); this is the longest interval of all phosphate deposits from the Mediterranean and Atlantic “Phosphogenic Provinces”. These marine sediments record the evolution of northwestern African faunas and are characterized by their remarkable richness in fossil vertebrate remains, documenting a palaeobiodiversity “hot-spot” at the Cretaceous-Paleogene turnover (Bardet et al., 2017).

These phosphates are also interesting in light of intensive revisions to the vertebrate record (notably from the Oulad Abdoun, Ganntour, Meskala and Souss basins) over the last 20 years, making the area a reference for the evolution of the marine and terrestrial (notably mammals) vertebrates in North Africa. A recent comprehensive review of Moroccan phosphates by Bardet et al. (2017) permits comparisons with the deposits of Landana described herein.

The elasmobranch assemblages recovered from the phosphates of Morocco do not permit recognition of the Selandian. As a consequence, the elasmobranch fauna from the Selandian portion of the Landana section has no equivalent in Morocco. However, the Danian and Thanetian phosphorite levels in Morocco may include a portion of the Selandian, as carbon isotope chemostratigraphic

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

analyses recently performed in the Ouled Abdoun phosphate Basin demonstrate that Bed IIa, including several mammalian fossils, could be Selandian-early Thanetian in age (Yans et al., 2014). Therefore, future biostratigraphic characterization of the Selandian based on selachian assemblages in the phosphate series could provide fruitful comparisons with the Landana section. The elasmobranch faunas of Landana are clearly less rich than those of the Moroccan region; for instance, almost 250 elasmobranch species are described from the Moroccan hot-spot (Bardet et al., 2017), versus 45 species from the Landana section (Table 8.10). It is worth mentioning that the elasmobranch fauna recorded from the phosphates of Morocco has been revised since the initial works of Arambourg (1935, 1952) (e.g., Cappetta, 1981, 1984, 1985, 1988, 1989, 1992; Noubhani, 1993; Noubhani and Cappetta, 1994, 1995, 1997), and that a more thorough revision of Landana elasmobranchs remains to be conducted.

<i>Groups</i>	<i>Families</i>	<i>Genera</i>	<i>Species</i>
Elasmobranchii	13	27	45
Actinopterygii	11	16	21
Squamata	1	1	1
Testudines	2	2	3
Crocodyliformes	1	1	1
<i>Total</i>	28	47	71

▲ Table 8.10. Number of vertebrate families, genera and species in the Landana section by major taxonomic ranks

The elasmobranch faunas from the Paleogene of Morocco are characterized by a constant increase in richness (Bardet et al., 2017; Fig. 8.10). Faunas at Landana do not reflect this trend (Fig. 8.10), although some similarities between the faunas are recognizable. Notably, the Lamniformes and Myliobatiformes are clearly the most abundant groups in both Morocco (Bardet et al., 2017) and Landana (Table 8.11), whereas the Torpediniformes are poorly represented in both locales.

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

<i>Orders</i>	<i>Families</i>	<i>Genera</i>	<i>Species</i>	<i>Age</i>
Orectolobiformes	1	3	6	Selandian-Lutetian
Lamniformes	5	11	17	Selandian-Lutetian
Carcharhiniformes	2	5	8	Thanetian-Lutetian
Torpediniformes	1	1	1	Selandian
Myliobatiformes	2	3	10	Selandian-Lutetian
Rajiformes	1	3	3	Lutetian

▲ Table 8.11. Numbers of families, genera and species for the different orders of Elasmobranchii in the Landana section

	<i>Taxa</i>	<i>Landana</i>	<i>Phosphate of Morocco</i>	<i>Remarks</i>
Elasmobranchs	Carcharhinidae (beginning of the diversification)	Lutetian	Ypresian	-
	Pristidae	Lutetian	Ypresian	Taphonomic and/or collecting bias?
	Rajiformes	Only in the Lutetian	From the Maastrichtian to the Ypresian	Southward dispersal during the Eocene?
	Hexanchiformes	Absent	Present	Taphonomic and/or collecting bias?
	Squaliformes	Absent	Present	Taphonomic and/or collecting bias?
	Pristiophoriformes (sawsharks)	Absent	Present	Taphonomic and/or collecting bias?
	Squatiformes (angel shark)	Absent	Present	Taphonomic and/or collecting bias?
	Heterodontiformes	Absent	Present	Taphonomic and/or collecting bias?
Actinopterygians	Sphyracidae	Lutetian	Ypresian	Southward dispersal during the Eocene?
	Pycnodontiformes	Known in the Paleocene	Only in the Maastrichtian	Persistence of Cretaceous faunal elements in western Central Africa
	Tetraodontiformes	Known in the Paleocene and Eocene	Only in the Maastrichtian	
	Anguiliformes	Present	Absent	Difference in local environmental conditions?

▲ Table 8.12. List and information concerning the elasmobranchs and actinopterygians taxa that distinguish Landana from the phosphate of Morocco.

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

Moroccan and Landana faunas share 22 elasmobranch taxa (based on Noubhani and Cappetta, 1997, Table 8.4). Paleocene and Eocene broad comparisons (favored over more fine-scale comparisons due to a paucity of Selandian in Morocco and a lack of Danian at Landana), reveal that the stratigraphic distribution of elasmobranchs is fairly congruent between the two locales, with a few notable exceptions (Tables 8.12 and 8.13; see section 8.5.5. Paleobiogeographic implications).

<i>Taxa</i>	<i>Landana</i>	<i>Phosphate of Morocco</i>	<i>North America and Europe</i>	<i>Dispersal direction</i>
<i>Myliobatis dixonii</i>	Since Selandian	Since Thanetian	Since Thanetian in Europe	Northward dispersal during the Paleocene
<i>Myliobatis sulcidens</i>			-	
<i>Eotorpedo hilgendorfi</i>			-	
<i>Cretolamna schoutedeni</i>			-	
<i>Otodus obliquus</i>			Since Thanetian in Europe	
<i>Carcharias substriatus</i>			-	
<i>Carcharhinidae</i>	Lutetian (first appearance)	Known in Thanetian and Ypresian	-	Southward dispersal during the Eocene
<i>Pristidae</i>			-	
<i>Aetobatus irregularis</i>			-	
<i>Cretolamna ascheronii</i>			-	
<i>Cretolamna angolense</i>			-	
<i>Hypotodus hopei</i>			Known in Selandian in Europe	
<i>Striatolamia striata</i>	Paleocene/Eocene transition (layers 24-28)	Thanetian	Known in Selandian in Europe	
<i>Xiphodolamia eocaena</i>	Lutetian (first appearance)	Unknown in Morocco	Known since the Ypresian in North America and Europe	
<i>Jaekilotodus robustus</i>		-	Since Thanetian in Europe	
<i>Physogaleus secundus</i>		Thanetian in Europe	-	

▲ Table 8.13. List and information concerning the elasmobranch taxa that support dispersal events.

Contrary to the pattern observed for elasmobranchs, actinopterygian faunas from Landana are equivalent in richness to those from Morocco, although the Moroccan fossils published by Arambourg (1952) require closer examination (Bardet et al., 2017). The two areas share the presence of Osteoglossidae and, above all, show similar richness in Perciformes (particularly in the presence of Scombridae, Sphyraenidae, Xiphiidae, and Trichiuridae).

Moreover, one can note that some elasmobranch and actinopterygian groups recorded in Morocco are unknown from Landana (e.g., Albuliformes). In contrast, one can note the absence of Anguilliformes in Morocco (Table 8.12).

The dyrosaurids from Morocco are the most abundant crocodyliforms through the Paleocene (Arambourg, 1952; Buffetaut, 1979; Jouve, 2004; Jouve et al., 2005a, b). They reached peak in richness in the Thanetian, during which time five species are currently recognized (Bardet et al., 2017). This clearly contrasts with the poor stratigraphic extension of *Congosaurus* at Landana, which is restricted to the Selandian (layer 8).

In general, testudines from Landana do not display a richness equivalent to that observed in the phosphates of Morocco where three families are recorded during the Cenozoic: Bothremydidae, Cheloniidae, and Sandownidae (Tong and Hirayama, 2002; Gaffney et al., 2006; Tong and Hirayama, 2008; Tong and Meylan, 2013; Bardet et al., 2017). The Bothremydidae are the most abundant turtles in the Paleogene of the phosphates of Morocco (nine taxa ranged from the Danian to Ypresian: Gaffney et al., 2006; Bardet et al., 2017). Only one bothremydid is known in the Landana section (*Taphrosphys*) – and only during the Paleocene. Myers et al. (2017) described a cheloniid skull from Landana. Cheloniids are represented by four species in the Paleogene phosphates of Morocco (Hay, 1908; Tong and Hirayama, 2002, 2008; Jalil et al., 2009). The presence of a cheloniid in Landana is thus not surprising, and phylogenetic analyses performed by Myers et al. (2017) suggest that the Angolan taxon is related to *Euclastes acutirostris* from the Danian–Thanetian phosphate strata in Morocco (Jalil et al., 2009).

Palaeophiidae is one of the ophidian families that adapted to various freshwater and marine environments (Rage et al., 2008). *Palaeophis* was a near-shore and estuarine dweller that lived in shallow marine, brackish, and likely freshwater environments. The genus is represented perhaps as early as the Maastrichtian in the phosphates of Morocco (Rage and Wouters, 1979), or even the

Campanian in Mali (Rage and Werner, 1999). *Palaeophis* became more abundant and broadly distributed during the Eocene, as exemplified in the fossil record of the phosphates of Morocco (Bardet et al., 2017). As a result, the appearance of this genus in Landana fits with the faunal turnover that characterizes the Lutetian part of the section, congruent with general trends observed for this peculiar snake genus.

In summary, the vertebrate fauna from Morocco and Central Africa share similar compositions (e.g., presence of the same reptile groups) and trends through time, with very few differences in faunal composition and stratigraphic distribution. The Landana fauna appears less diverse than the Moroccan fauna, particularly during the Thanetian and Ypresian. These differences may reflect local environmental conditions (e.g., persistence of Pycnodontiformes and Tetraodontiformes). Alternatively, taphonomic/collecting bias in recording small pristid and batoid specimens may also explain differences among these collections.

8.5.5. Paleobiogeographic implications

Paleobiogeographic affinities of vertebrates and invertebrates from Landana have been discussed by previous authors (Darteville and Casier, 1959; Freneix, 1979). Primary results indicate that elasmobranchs and actinopterygians from the Paleogene marine margin of the Congo Basin show clear affinities with the Paleogene faunas of Morocco (Darteville and Casier, 1959; see above). New data from Landana permit a closer comparison with contemporaneous records from Morocco, North America, and Europe (Table 8.13). Based on these data, we hypothesize two dispersal events. Darteville and Casier (1959) noted that the affinities between the Central African and European sections become more pronounced during the Eocene (layers 27-32 in their article) than observed in the Paleocene (layers 0-26 in their article). They attribute this pattern to an expansion of tropical ecosystems northward following the Thanetian. Our analysis based on elasmobranchs suggest two possible faunal exchanges between the two African basins: during the Paleocene, Central Africa appears to have been a source for the Moroccan elasmobranch fauna (i.e., northward dispersal), whereas the opposite is suggested during the Eocene (i.e., southward dispersal) (Table 8.13). Our conclusions suggest a more complex history than initially recognized by Darteville and Casier (1959), logically based on a more complete fossil record.

CHAPITRE VIII REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET CHEMOSTRATIGRAPHIE DES
DEPOTS PALEOGENES DU BASSIN DU CONGO

Systematics of the elasmobranchs recorded from Morocco have received relatively more attention than have elasmobranch fauna from Central Africa, which has not been substantially revised since the work of Darteville and Casier in the 1950's. As a systematic revision is beyond the scope of this paper, our paleobiogeographic hypotheses should be refined through careful reexamination of elasmobranch collections housed at the RMCA, particularly in light of recent reexamination of Antarctic Eocene records (Kriwet, 2005; Engelbrecht et al., 2016).

It is also worth mentioning that an integrated review of marine and freshwater fossil actinopterygians of the African continent is also warranted (Murray, 2000). Current data suggest that the actinopterygian fauna from Central Africa is congruent with that recorded in the Phosphates of Morocco, with differences at the specific level. More specifically, fishes from the Maastrichtian of Manzadi (Table 8.14) support exchange between Central Africa and North Africa during Mesozoic. Other actinopterygians support the existence of exchange between Central Africa and the Tethys region (Table 8.14). Yet the absence of Anguilliformes in Morocco is intriguing and implies that these actinopterygians did not disperse along the North African coast, but perhaps rather via an epicontinental sea.

<i>Taxa</i>	<i>Manzadi Point IV (Maastrichtian)</i>	<i>Landana</i>	<i>Phosphates of Morocco (Maastrichtian)</i>	<i>Remarks</i>
<i>Enchodus bursauxi</i>	Present	Absent	Present	Contact between western Central Africa and North Africa during Mesozoic
<i>Enchodus elegans</i>	Present	Absent	Present	
<i>Stephanodus libycus</i>	Present	Absent	Present	
<i>Stratodus apicalis</i>	Present	Absent	Present	
Anguilliformes	Present	Present	Absent	Contact between western Central Africa and the Tethys region
Perciformes	Absent	Present	Present	Contact between western Central Africa and North Africa during Cenozoic

▲ Table 8.14. List and information concerning the actinopterygian taxa that support geographic contacts.

The Bothremydidae likely originated and radiated in Gondwana. The Taphrosphyini (tribe that includes *Taphrosphys*) are present in North America, and abundant in the Paleogene of Morocco, and are also found in the Maastrichtian of Mali, Niger, Egypt, and America (Gaffney et al., 2006; Pérez-García, 2016), as well as in the Cenozoic of Europe (Pérez-García, 2016). The species found in Landana supports connection with the Tethys region and northern Africa. The cheloniid seem to exhibit Laurasian affinities based on abundance in Europe and North America (Hirayama, 1997). The testudines fauna from the Selandian of Landana is congruent with those recorded in the Tethyan area at that time.

Interestingly, Dyrosauridae and Palaeophiidae have recently been described from the Ypresian of India (Smith et al., 2016). Palaeophiidae are broadly distributed in the Tethyan region: as mentioned earlier, they are documented since the Maastrichtian in Morocco (Rage and Wouters, 1979). Moreover, they are recorded in Europe since the P/E boundary (Kristensen et al., 2012). Contrary to palaeophiids, dyrosaurids have not been reported from Europe with the possible exception of one record from the Cenomanian of Portugal (Buffetaut and Lauerjat, 1978). Concerning the Indian dyrosaurid, notably represented by a coracoid, Smith et al. (2016) note that this bone resembles *C. bequaerti* from the Paleocene of Landana, Angola, more than that of *Dyrosaurus maghribensis* from the phosphates of Morocco. As envisaged by Smith et al. (2016), the Indian Dyrosauridae might correspond to remnants of ghost lineages that reached the Indian subcontinent during the late Cretaceous. Alternatively, they might have dispersed from North Africa and passed along the southern margin of the Tethys to reach the Indian subcontinent.

Echinoids from Landana, as noted by Darteville (1952,1953), are similar to those in what are now Senegal (*Echynopsis friryi*, *S. douvillei*), Egypt (*Cheopsia mortensini*) and Algeria (*S. douvillei*). Bivalves from layers 2 to 12 (Selandian) have affinities with South American and African taxa (Freneix, 1979). Layers 13/14 to 28 exhibit taxonomic similarity to faunas derived from the Indo-Mediterranean region (Freneix, 1979). Lutetian taxa are actually closer to those from Egypt, than from northwestern Africa.

To summarize, the Landana fauna displays African and Tethysian affinities. The shallow-marine fauna at the mouth of the Congo River was clearly connected to the Tethyan Sea via northwestern Africa. This conclusion is reinforced by the present study, incorporating recent work on vertebrates

from the phosphates of Morocco (Bardet et al., 2017). The fauna is largely congruent with that of northern Africa, suggesting periodic faunal exchange. However, dispersals along the Tethyan Sea – at least its southern margin (e.g., Egypt, India) – via an epicontinental waterway cannot be ruled out and can be investigated in the future. This might help explain any differences seen with northern Africa.

8.5.6. Additional remarks on the potential connections between

Central Africa and Tethyan area Mesozoic break-up of Gondwana between western Africa and eastern South America affected the tectonic differentiation of the African craton (Brownfield, 2016). Subsidence of the Chad and Iullemeden basins during the late Mesozoic and early Cenozoic favored a marine transgression, covering northern Africa by a shallow sea: most of Morocco, Tunisia, Algeria, Libya and Egypt were underwater, and the Tethys Sea reached into Mali and Niger through central-northern Africa, and reached the Atlantic through the Gulf of Guinea (Reyment, 1980; Petters, 1981; Mateer et al., 1992; Smith et al., 1994; Guiraud et al., 2005; Kelechi, 2017). This marine connection, present in the Late Cretaceous between the Tethys and the Atlantic, was still in evidence through the Paleocene; palaeoreconstructions show the connection between the Tethys and the Atlantic Ocean to have closed by the middle Eocene (Reyment, 1980; Guiraud et al., 2005). This connection allowed trans-Saharan dispersals, and marine fishes were widespread in deposits across the region (Murray, 2000). An epicontinental connection is supported by the bivalves, anguilliformes, and possibly the dyrosaurids recorded in Landana. In contrast, elasmobranch faunal patterns appear to instead be rooted in dispersals from Morocco.

Additional work is needed to elucidate: (1) potential connections between the coastal areas and the Congo Basin; (2) the presence of synchronous Paleogene deposition within this basin and (3) a potential connection between the Paleogene Congo Basin and a northern outlet, towards the present-day Central African Republic. Current research suggests that the Congo River basin underwent a starvation period with condensed sedimentation in the Late Cretaceous and Paleogene (Anka et al., 2010), a view based on offshore geophysics in the Congo fan that needs further documentation both in onshore basinal and basin margin areas (Linol et al., 2015; De Putter et al., 2015, 2016). Our present state of knowledge does not document a direct connection between

Landana and the Tethyan area via the onshore Congo Basin and a Paleogene Trans-Saharan Corridor. The hypothesis of a peri-continental connection, possibly via the Gulf of Guinea, is perhaps more likely.

8.6. Conclusions

Here we provide refined age constraint for the Landana (Angola) fossil-bearing deposits, using new data (carbon isotopes, foraminiferal assemblages, and palynomorphs) together with interpretations of previously collected fossils. We suggest that this section recorded only a very short part of the (upper?) Danian, parts of the Selandian and Thanetian, the very beginning of the Ypresian, and a portion of the Lutetian. Invertebrate and vertebrate faunas recorded in Landana exhibit African and Tethysian affinities. Therefore, Central Africa likely retained at least periodic connections with the Tethys region, representing part of a gigantic marine realm.

Our study of the Landana section also demonstrates that invertebrate and vertebrate faunas exhibit faunal shifts congruent with global perturbations thought to have affected the entire Atlantic coast, and Landana is hence part of a general African pattern. For instance, we found the profound modification in elasmobranch and actinopterygian faunas observed globally and locally during the Maastrichtian/Danian transition (i.e., K-Pg mass extinction). Yet differences noted between Landana and other African sites suggest that Landana represents a slightly different ecosystem, perhaps not surprising due to latitudinal differences. For instance, it is possible that Landana provided a longer refuge for several typically-Cretaceous faunal elements.

Integrating datasets and refining age estimates for the Landana section is pivotal for exploring faunal evolution in a global framework, especially for rich Gondwanan ichthyofaunas including the Scombridae (tunas and mackerels) and Tetraodontiformes (puffer fishes). The bony fish *Landanichtys* is a prime illustration: this Landanan genus is indeed considered the oldest fossil scombrid ever discovered (Darteville and Casier, 1959; Bannikov, 1981; Beckett and Friedman, 2016). Hence further age constraint could have profound impact on our understanding of the evolution of the mackerels. Refined ages will allow better understanding of the evolution of fossil faunas throughout Western Central Africa, making Landana a critical reference section for the region. Moreover, the integration of Landana, Manzadi, and Bololo provides critical information

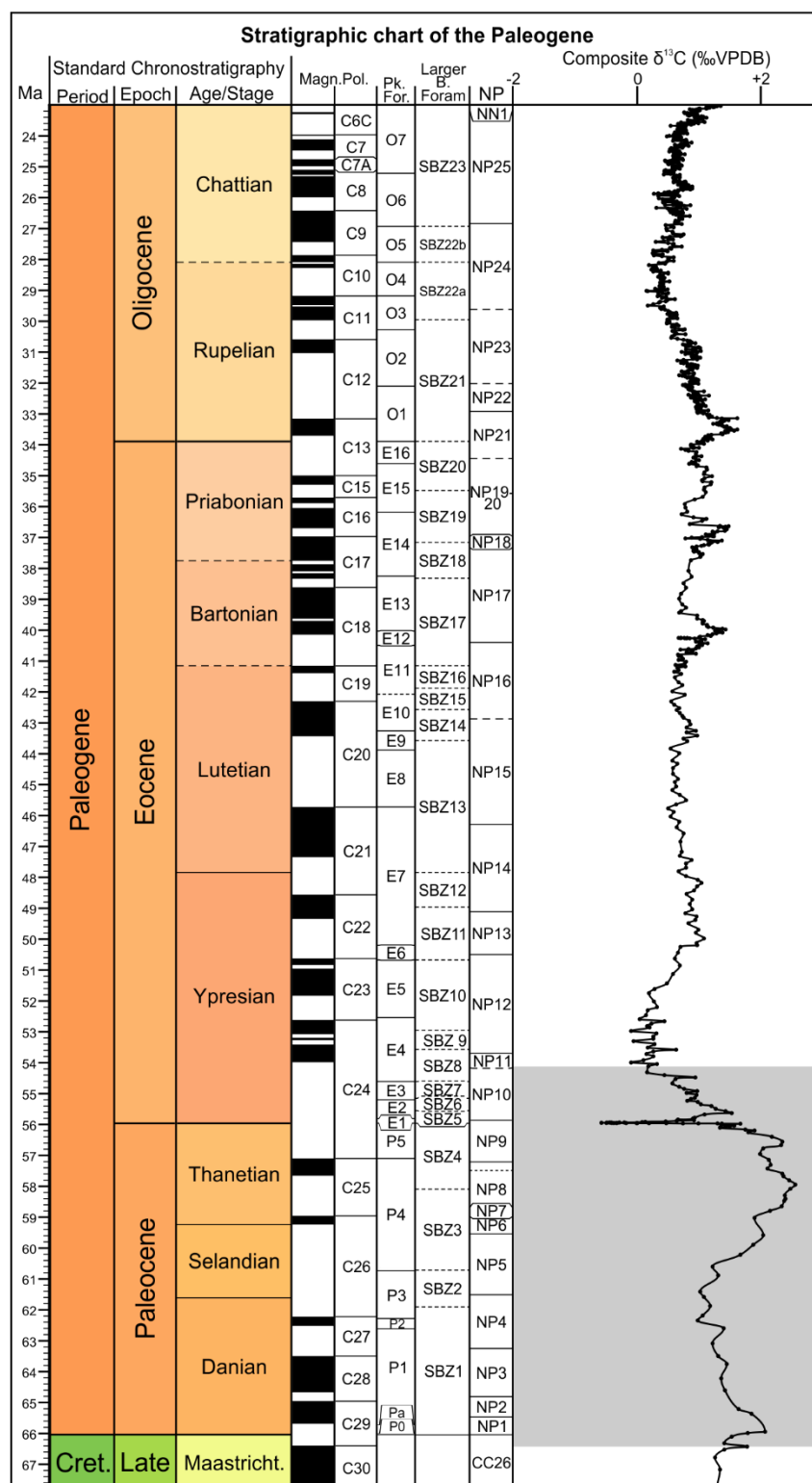
concerning the evolution of the Central African marine fauna (e.g., during the K-Pg mass extinction). Finally, the Landana section records a dramatic decline in species richness during the Selandian (layers 13-18), Thanetian and Ypresian, emphasizing the importance of expanding collection efforts across numerous latitudes with well-documented reference sections. Future work exploring global patterns in species distributions will benefit from renewed interest in the age and depositional setting at Landana.

CHAPITRE IX – CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTINENTAL DES
CORBIERES - FRANCE

Aperçu



Ce chapitre propose une révision de la chronologie des terrains continentaux du Paléogène inférieur des Corbières, grâce à l'apport de la stratigraphie isotopique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$). Les objectifs de cette étude sont doubles. Premièrement, intégrer ces niveaux continentaux à la chronostratigraphie internationale, en abandonnant les anciens termes stratigraphiques « désuets » (ex. « sparnacien », « ilerdien »). Deuxièmement, fournir un canevas chémostratigraphique permettant de préciser l'âge de nouveaux sites à fossiles de mammifères au sein de cette séquence continentale.



▲ Figure 9.A. Extension biostratigraphique et chémostratigraphique des dépôts continentaux autour du village d'Albas (Corbières, France).

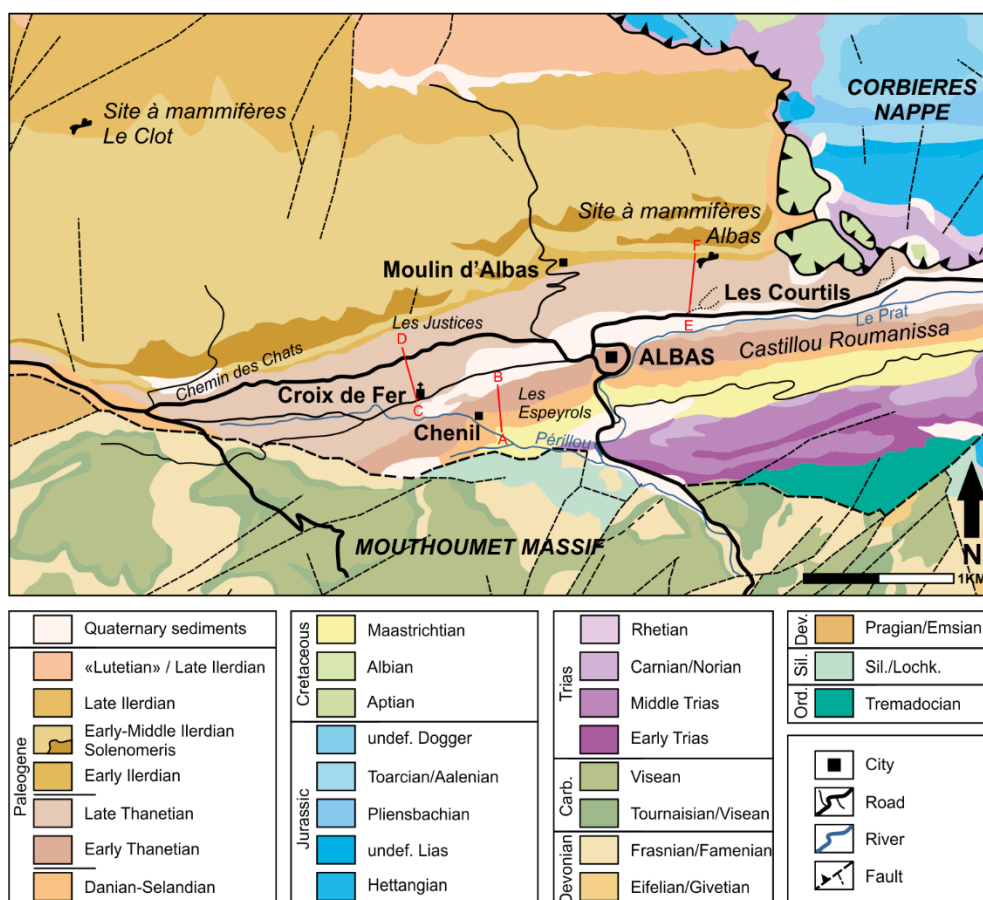
9.1. Introduction

Dès la fin du 19^e siècle avec l'élaboration des cartes géologiques du Paléogène, de nombreux auteurs s'intéressent à l'établissement de corrélations stratigraphiques entre les bassins du sud de la France et le Bassin de Paris. Bresson (1898c), l'un des pionniers dans l'étude stratigraphique des Corbières, propose une stratigraphie des terrains paléocènes et éocènes, en se basant sur la présence de faunes lacustres qu'il corrèle avec le Bassin d'Aix-en-Provence, lui-même corrélé avec le Bassin de Paris. Plus tard, Doncieux (1900) date la série terrestre du secteur Thézan-Coustouge en se référant sur les faunes de gastéropodes et mentionne un âge « éocène » qui comprenait à l'époque le « thanétien », dont il mentionne pour la première fois les niveaux marins, le « sparnacien » et l'« yprésien ». Depuis, très peu de modifications ont été apportées à la stratigraphie de ces niveaux continentaux et incursions marines dans les Corbières. Plus tard, dans ses travaux, Plaziat (1966) confirme l'âge « thanétien » de la première incursion marine grâce aux macrofossiles lacustres de part et d'autre de ce niveau marin (*Physa prisca* et *Vivipara* aff. *aspersa*), ainsi que l'âge « sparnacien » de la seconde incursion marine (*Physa praelonga* aff. *columnaris*, *Limnaea obliqua* et *Planorbis subcingulatus*).

A l'instar du site à mammifères de Le Clot, découvert au nord d'Albas (voir Marandat et al. 2012 ; Yans et al. 2014a - stratigraphie isotopique), les recherches menées par les paléontologues ont mis à jour un nouveau site à vertébrés au sein des dépôts continentaux sous-jacents au site de Le Clot (Fig. 9.1). Ce nouveau site, que nous nommerons ici site à mammifères Albas présente les mêmes difficultés de datations absolues rencontrées dans les sites similaires du sud de la France (voir Chapitre V – Minervois). Nous allons tenter ici d'appliquer la méthode de stratigraphie isotopique utilisée dans les chapitres précédents afin d'intégrer les dépôts continentaux d'Albas et le site à mammifères d'Albas au sein des séquences isotopiques à long terme de l'intervalle Paléocène-Eocène et ainsi proposer *in fine* une succession stratigraphique à ces différents sites européens.

9.2. Contexte géologique

La Nappe des Corbières, qui donne son nom à la zone géographique française des Corbières, est un terme défini par Barrabé (1922, 1942a, b). La Nappe des Corbières est une unité tectonique allochtone qui est la prolongation orientale de la Zone Nord Pyrénéenne. Les sédiments mésozoïques qui la composent, chevauchent dans une direction NW les terrains autochtones du Cénozoïque du synclinorium de Carcassonne (Durand-Delga & Charrière, 2012). La zone d'étude se focalise sur la bordure septentrionale du Massif paléozoïque de Monthoumet, à l'extrémité de la Nappe des Corbières Orientales, autour du village d'Albas (Fig. 9.1). Les sédiments continentaux du Maastrichtien (« bégudo-rognacien »), riches en coquilles de dinosauriens composent la base de la séquence étudiée qui s'étend jusqu'à l'Yprésien basal. Ces dépôts sont variés et typiques du domaine continental : lentilles conglomératiques et grès grossiers de chenaux, calcaires lacustres et palustres, marnes silteuses à gréseuses de plaines alluviales à pédogenèse plus ou moins marquée, etc.



◀ Figure 9.1. Carte géologique de la zone d'Albas (Corbières, France) et localisation des coupes levées. A-B : Coupe Albas Ouest, partie inférieure ; C-D : Coupe Albas Ouest, partie supérieure ; E-F : Coupe Albas Est (*Les Courtils*). Os : position des sites à mammifères Le Clot (Marandat et al. 2012 ; Yans et al. 2014b) et Albas (ce travail).

Bien que les sédiments continentaux dominant la séquence, il convient de noter la présence de deux incursions à caractère marin dans le bassin. Le premier niveau marin est historiquement attribué au « thanétien inférieur pyrénéen ». Il affleure particulièrement bien sur la crête du lieu-dit *Le Castillou*, à l'est d'Albas (Fig. 9.1). Latéralement à l'extrémité occidentale du *Castillou* ainsi qu'à l'ouest du village, ce niveau marin passe à des marnes grises riches en limonite et pratiquement azoïques au lieu-dit *Les Espeyrols* (Fig. 9.2).

Le second niveau marin, historiquement attribué au sparnacien (Thanétien sup. – Yprésien inf.), est discontinu et n'est visible qu'à partir de l'est du village d'Albas, au lieu-dit *Les Courtils*, où il apparaît sous forme de marnes désagrégées riches en débris d'huitres, ainsi que plus à l'est des *Courtils*, le long de la D40 à l'extrémité occidentale d'une écaille de la Nappe des Corbières. A l'ouest des *Courtils*, ce niveau n'est plus visible.

9.3. Assemblage stratigraphique des coupes

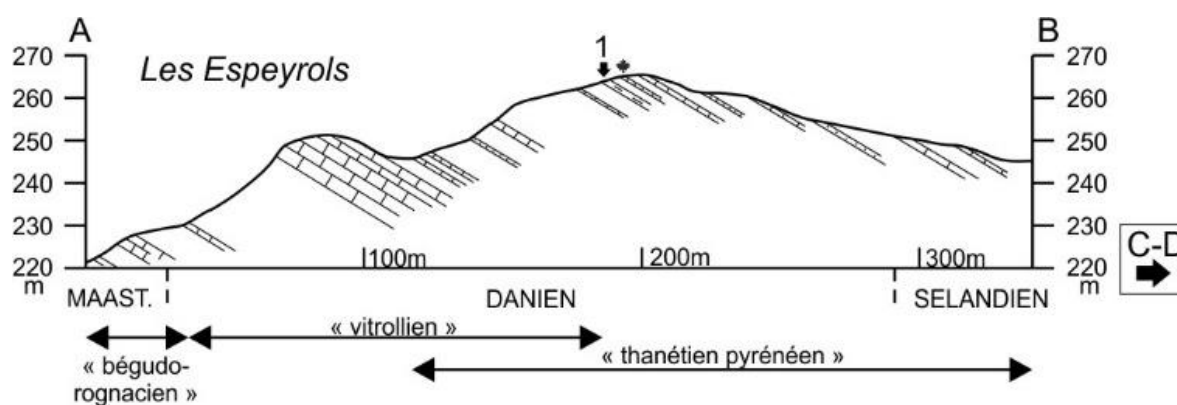
Les coupes levées dans le secteur d'Albas débutent dans le Crétacé Supérieur (Maastrichtien) et couvrent l'intervalle du Paléocène à l'Yprésien basal. Plusieurs coupes sont levées et assemblées en deux coupes composites principales ; l'une à l'ouest du village d'Albas, que l'on nommera coupe « Albas Ouest » (Fig. 9.5) ; l'autre à l'est d'Albas, la coupe « Albas Est » (Fig. 9.6).

9.3.1. Coupe « Albas Ouest »

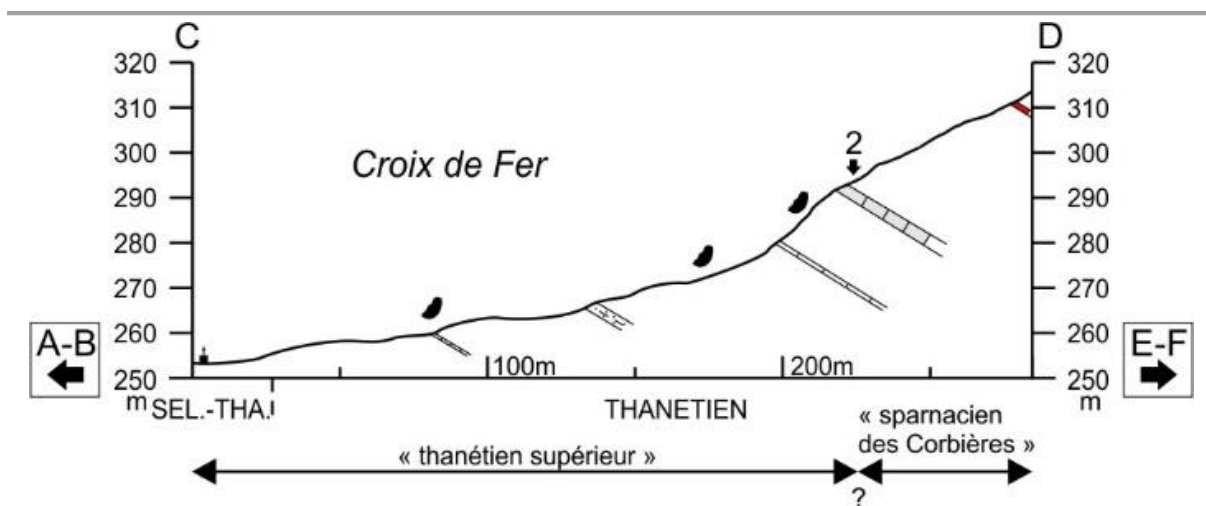
Cette coupe résulte d'un assemblage de 5 portions de secteurs affleurant au sud-ouest et au nord-ouest du village (voir figure 9.1 pour un aperçu des coupes levées). Les coupes levées sont :

- (i) Le contact K-Pg jusqu'à la barre de calcaire rose à l'ouest du *Castillou* (-AL-KT- et -CH- ; Fig. 9.2) (N43°00'5.54" E2°43'33.17" à N43°00'06.3" E2°43'28.8") ;

- (ii) La succession de barres calcaires au site des *Espeyrols* (-CH- ; Fig. 9.2) (N43°00'08.8" E2°43'34.9" à N43°00'16.3" E2°43'34.2") ;
- (iii) Les terrains marneux mal exposés à l'ouest des *Espeyrols* (-CJ-) (N43°00'5.25" E2°43'8.25" à N43°00'12.03" E2°43'8.64") ;
- (iv) Les dépôts à partir du site de *La Croix de Fer* à l'ouest des *Espeyrols* jusqu'au nord de la D40, proche du lieu-dit *Les Justices* (-CF- ; Fig. 9.3.) (N43°00'12.2" E2°43'08.7" à N43°00'23.6" E2°43'0.7") ;
- (v) Les derniers niveaux continentaux sous la transgression yprésienne, à la sortie ouest du village d'Albas, sur la route D40 vers Villeroque-Termenès, au *Chemin des Chats* (-ALBAS-) (N43°00'13.54" E2°42'4.86" à N43°00'14.18" E2°42'2.16") ;



▲ Fig. 9.2. Relevé topographique et coupe A-B au lieu-dit *Les Espeyrols*. Voir le tracé de la coupe sur la figure 9.1. Le numéro 1 indique la position de la première incursion marine dans le bassin. La feuille signale la présence d'un niveau à fossiles de plantes.

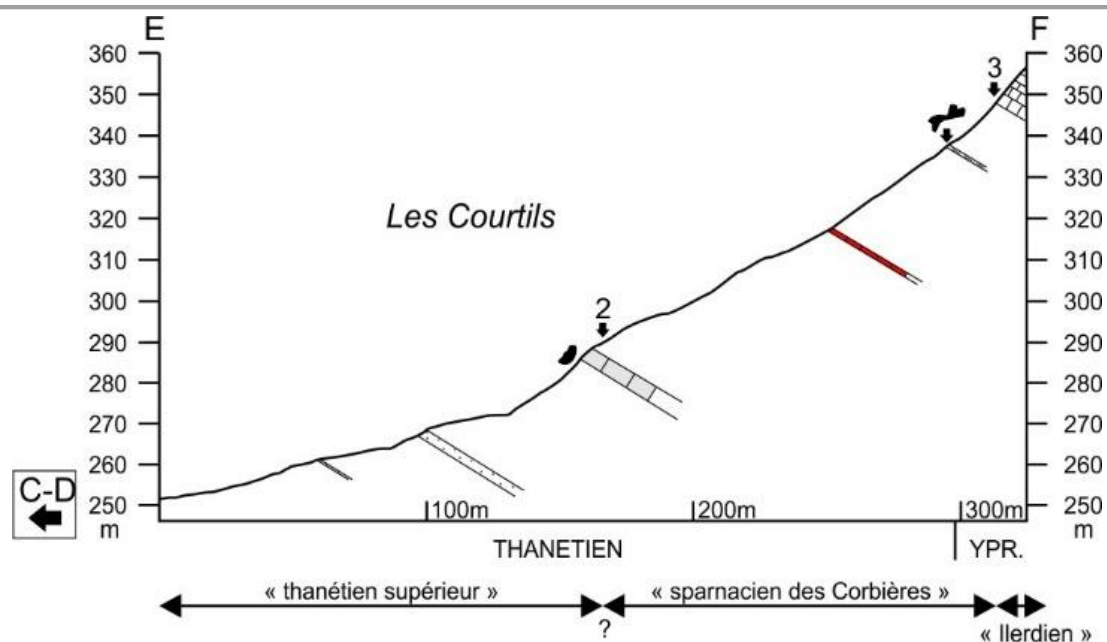


▲ Fig. 9.3. Relevé topographique et coupe C-D au lieu-dit la *Croix de Fer*. Voir le tracé de la coupe sur la figure 9.1. Le numéro 2 indique la position de la seconde incursion marine dans le bassin. La coquille représente la position de fossiles d'œufs d'oiseaux. Le banc calcaire sous le niveau 2 est utilisé comme jalon stratigraphique autour d'Albas. Le mince banc calcaire rouge est également un jalon stratigraphique. On retrouve ces jalons au site des Courtils (voir figure 9.4).

9.3.2. Coupe « Albas Est »

Cette coupe est assemblée à partir :

- (i) Des derniers niveaux calcaires du *Castillou* (-COUR-) (N43°00'25.40" E2°44'26.64" à N43°00'26.84" E2°44'26.24") ;
- (ii) Des niveaux marneux mal exposés au sud de la D40 (-COUR- ; Fig. 9.4.) (N43°00'29.85" E2°44'27.65" à N43°00'31.90" E2°44'28.47") ;
- (iii) Des niveaux au lieu-dit *Les Courtils* jusqu'au premier calcaire marin yprésien (-COUR- ; Fig. 9.4.) (N43°00'31.86" E2°44'29.76" à N43°00'44.12" E2°44'31.12") ;



▲ Fig. 9.4. Relevé topographique et coupe E-F au lieu-dit *Les Courtils*. Voir le tracé de la coupe sur la figure 9.1. Le numéro 2 indique la position de la seconde ingression marine dans le bassin. Le numéro 3 indique la position des niveaux franchement marins de l'ilerdien. La coquille représente la position de fossiles d'œufs d'oiseaux. L'os fossile renseigne sur la position du site à fossiles mammifère Albas. Le banc calcaire sous le niveau 2 et le banc calcaire rouge se retrouvent à l'ouest d'Albas (figure 9.3).

9.4. Découpage litho-chronologique des dépôts au nord du Massif de Monthoumet, secteur d'Albas (*sensu* Plaziat 1966).

Historiquement, la succession des dépôts du Paléogène inférieur dans le secteur d'Albas est chronologiquement décrite comme suit :

- (1) Le « thanétien continental inférieur » qui passe, à sa base, au faciès vitrollien. Ce faciès vitrollien fait référence aux niveaux paléocènes de Vitrolles (Bassin d'Aix-en-Provence). Il est admis que ces niveaux seraient des équivalents du « montien » (Sélandien) (Vasseur 1898). Notons que dans ce Bassin d'Aix, les gisements à charophytes situés entre les niveaux vitrollien de Vitrolles et les Calcaires de Saint-Marc pourraient être attribués à l'ensemble « montien-thanétien » (Feist-Castel, 1975). Les niveaux continentaux sous le

premier niveau-repère marin « thanétien » contiennent les mollusques *Physa prisca* et *Vivipara cf. aspersa* qui ont permis d'attester un âge « thanétien ».

- (2) L'ingression marine du « thanétien inférieur » venant de l'ouest du bassin au sein des Corbières septentrionales mentionnée par Plaziat (1961). A Albas, ce niveau a fourni localement les faunes suivantes : des polypiers, gastéropodes, foraminifères, des ostracodes et des otolithes de poissons (Tab. 9.1). Massieux (1973) note que la zonation établie sur la faune par Villatte (1962) dans les Petites Pyrénées, n'est pas applicable dans les Corbières. L'auteur signale de plus qu'il est impossible de corréliser l'incursion marine des Corbières aux Petites Pyrénées sur base strictement paléontologique.

Ajoutons que les foraminifères retrouvés à Albas, strictement benthiques, n'ont pratiquement aucune valeur stratigraphique (Massieux 1973). *Nonion graniferum* se retrouve dans le Thanétien et Lutétien du Bassin de Paris. Massieux (1973) signale de plus que les autres espèces de foraminifères ne sont rencontrées que dans le Thanétien marin du domaine des Corbières. Dès lors l'âge Thanétien tel que proposé repose sur la faune de gastéropodes lacustres (Plaziat 1966, 1970a) et mollusques marins qui présentent des affinités avec le Thanétien du Bassin de Paris (Villatte 1962).

- (3) Le « thanétien continental moyen ». Aux environs de Lagrasse, cet intervalle est plutôt calcaire. Dans les environs d'Albas, la série maintient son caractère calcaire, tel qu'illustré par les successions de plusieurs barres calcaires, bien visible au *Castillou*, et qui s'amenuisent vers l'ouest.
- (4) Le « thanétien continental supérieur », à caractère essentiellement silto-marneux, qui affleure entre *Le Castillou* et *Les Courtils*. Ces niveaux sont datés sur base de la faune lacustre comprenant *Physa praelonga* aff. *columnaris*, *Limnaea obliqua* et *Planorbis subcingulatus*.
- (5) L'ingression laguno-marine « sparnacienne ». Cette dernière est relativement discontinue à l'ouest des *Courtils* et n'est plus visible à l'ouest du village d'Albas. A l'est des *Courtils*, ce niveau est encore visible le long de la D40, avant de se faire recouvrir par une écaille de la nappe de charriage des Corbières. Les faunes retrouvées sont indiquées dans la table 9.1.

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES -
FRANCE

(6) Le « sparnacien continental » marno-gréseux est continu depuis l'ouest du village d'Albas, jusqu'au *Courtils*.

(7) La transgression marine yprésienne couronne la séquence continentale du Paléogène à Albas. Ces niveaux sont bien décrits au site du *Moulin d'Albas* et ont fait l'objet d'une étude chémostratigraphique (Yans et al. 2014b).

Les indications fauniques marines suivantes sont indicatives du secteur d'Albas et sont issues des travaux de Plaziat (1966), repris par Massieux (1973) concernant les foraminifères (Table 9.1).

	Polypiers	Bivalve	Gastéropodes	Foraminifères
Niveau marin supérieur « sparnacien » (Thanétien sup.)		<i>Ostrea uncifera</i> LEYM.	<i>Ampullina miliolitica</i> DONC.	<i>Elphidium</i> sp.
		<i>Barbatia (obliquarca)</i> sp. <i>Venericardia albasensis</i> DONC. <i>Venericardia squamosissima</i> DONC.	<i>Ampullina doncieuxi</i> nov. sp. (<i>Ampullina corberica</i> nom. nov.) <i>Ampullina insolita</i> DESH. <i>Turritella hydriba</i> var. <i>meridionalis</i> nov. var. <i>Serratocerithium miqueli</i> DONC. <i>Potamides cinctus</i> BRUG. <i>Tympanotonus siegfriedi</i> mut <i>tuberculosa</i> DONC. <i>Batillaria fauvergei</i> DONC. <i>Batillaria bressoni</i> DONC. <i>Batillaria praesubacuta</i> DONC. <i>Pseudoliva poursanensis</i> DONC. <i>Clavilithes carinatus</i> DONC. <i>Voluta brevispira</i> DONC.	
Niveau marin inférieur « thanétien » (Danien)	<i>Asterosmilia prolifer</i> ? POURT.	<i>Phacoides concinnus</i> ? DESH.	<i>Thalotia vivesensis</i> VILLATTE. <i>Tectus jacobi</i> VILL. <i>Ampullina</i> (p)(f) ? <i>ariensis</i> DONC.	<i>Anomalina albasiensis</i> nov. sp. <i>Rotalia corbarica</i> nov. sp. <i>Nonion graniferum</i> TERQUEM

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES -
FRANCE

	<i>Turritella hybrida</i> DES. var.	<i>N. rolshauseni</i> BANDY
	<i>meridionalis</i> PLA.	
	<i>Cerithium coloniae</i> LEYM.	<i>Nonion</i> sp.
	<i>Rhinoclavis pupoides</i> VILL.	<i>Valvulina</i> cf. <i>triedra</i> LE CALVEZ
	<i>Tympanotonus</i> <i>siegfriedi</i> DONC.	
	<i>Pyrazus farinensis</i> (DONC.)	
	<i>Batillaria brunhildae</i> DONC.	

▲ Table 9.1. Listing des faunes issues des deux niveaux marins à Albas. Déterminations par Plaziat (1966) et Massieux (1973).

9.5. Données sur les macrofaunes à vertébrés

La coupe d'Albas se révèle propice à l'enregistrement de faunules à vertébrés au sein de niveaux continentaux. Le site de Le Clot, au nord d'Albas a livré une faune de vertébrés rapprochés du MP7 (Marandat, 1991 ; Marandat et al., 2012). Les données biostratigraphiques sur le nannoplancton indiquent un âge NP11 inférieur ~ 50 m sous ce niveau (Etienne Steurbaut, comm. pers.), ce qui est cohérent avec la conclusion de Yans et al. (2014b) sur base de la chémostratigraphie isotopique et qui suggéraient un âge proche de NP10 supérieur – NP11 inférieur pour le site de Le Clot.

Plus récemment, de nouvelles excavations ont mis au jour un nouveau niveau à vertébrés. Ce niveau est visible latéralement au sein de la coupe Albas Est (Fig. 9.6) ; nous le nommerons dans ce chapitre site Albas. Stratigraphiquement, ce nouveau site à vertébrés est localisé ~ 350 m sous le site de Le Clot par corrélations lithologiques entre les coupes Albas Moulin et Albas Est.

9.6. Stratigraphie isotopique des coupes d'Albas

9.6.1. Résultats isotopiques de la coupe Albas Ouest

La courbe isotopique supportant les valeurs ponctuelles est une moyenne mobile sur 3 points. Les analyses isotopiques sur le bulk organique fournissent les résultats suivants pour la coupe d'Albas Ouest (Fig. 9.5).

- (i) Excursion négative (-3.7 ‰) dès la base de la coupe composite (-21 m) présentant des valeurs proches de -22.0 ‰, atteindre un pic autour de -25.7 ‰ (4 m), et retrouver des valeurs isotopiques pré-shift autour de -22.0 ‰ (31 m) ;
- (ii) Diminution progressive des valeurs isotopiques (~ -1.5 ‰) de -22.0 ‰ (31 m) jusqu'à des valeurs proches de -23.5 ‰ (134 m) ;
- (iii) Intervalle isotopique à valeurs stables autour de 23.5 ‰ entre 134 m et 172 m ;
- (iv) Alourdissement progressif (+2 ‰) des valeurs isotopiques entre 172 m et 268 m pour atteindre des valeurs proches de -21.5 ‰. Il s'agit ici des valeurs isotopiques les plus lourdes enregistrées sur une tendance dans la séquence de la coupe Albas Ouest (hormis quelques valeurs ponctuelles) ;
- (v) Diminution des valeurs isotopiques (~ -3.0 ‰) entre 268 m et 490 m et stabilisation des valeurs entre 425 m et 490 m autour de -24.7 ‰ ;
- (vi) Augmentation brutale des valeurs ($\sim +1.8$ ‰) entre 490 m et 494 m ;
- (vii) B) Excursion isotopique négative présentant un shift de (~ -4 ‰) pour atteindre -25.5 ‰ et retour à des valeurs pré-shift proches de -23.0 ‰ ;

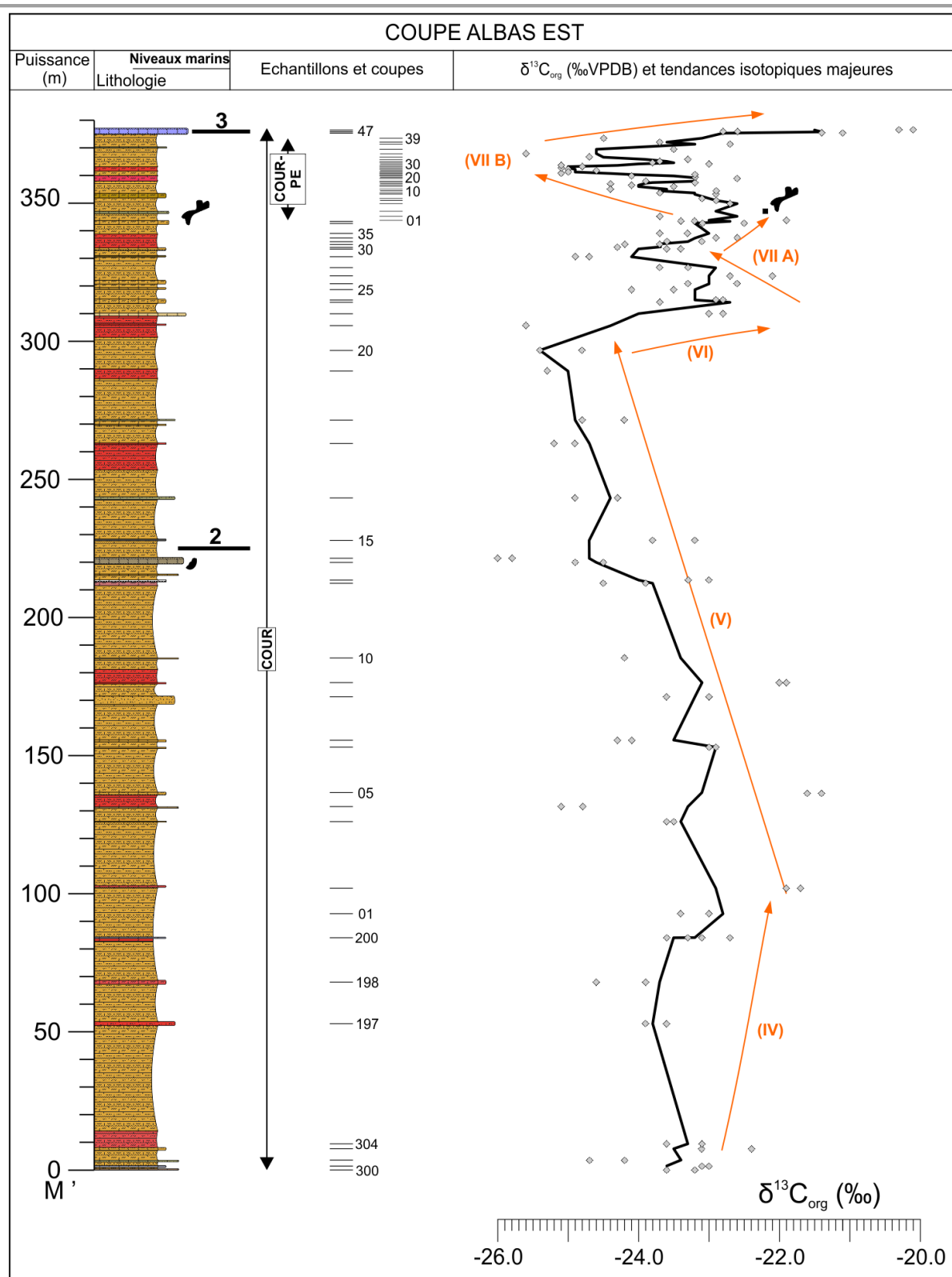
► Figure 9.5. Résultats isotopiques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) de la coupe Albas Ouest. La courbe isotopique tracée est une moyenne mobile sur 3 points. Numérotation I à VIIB = grandes tendances isotopiques de la coupe. Les paliers 1 et 2 représentent les deux premières incursions marines dans le bassin. Le palier 3 représente les premiers niveaux marins de l'ildien (Yprésien basal-inférieur). Les coquilles noires indiquent la présence de coquilles fossiles d'œufs d'oiseaux. Les feuilles noires indiquent la présence d'un niveau fossilifère à plantes.

9.6.2. Résultats isotopiques de la coupe d'Albas Est

La courbe isotopique d'Albas Est est également illustrée sous la forme d'une moyenne mobile sur 3 points. On y distingue les tendances isotopiques suivantes (Fig. 9.6) :

- (iv) Tendence isotopique positive ($\sim +1$ ‰) entre 0 m et 100 m avec des valeurs comprises entre -22.8 ‰ et -23.8 ‰ ;
- (v) Allègement progressif ($+2.5$ ‰) des valeurs isotopiques à partir de 100 m (~ -23 ‰) jusque 296 m (-25.4 ‰) ;
- (vi) Shift isotopique abrupt de -2.8 ‰ entre 296 m et 314 m ;
- (vii) A) Première excursion négative brève (-1.4 ‰) entre 314 m et 343 m avec des valeurs minimales proche de -24.0 ‰ ;
- (vii) B) Seconde excursion négative (-2.5 ‰) entre 350 m et 375 m avec des valeurs isotopiques minimales proches de -25.2 ‰. La tendance isotopique post-shift se poursuit au sommet de la section vers des valeurs plus lourdes pour atteindre des valeurs maximales entre -20.0 ‰ et -21.0 ‰ ;

► Figure 9.6. Résultats isotopiques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) de la coupe Albas Est. La courbe isotopique tracée est une moyenne mobile sur 3 points. Numérotation IV à VIIB = grandes tendances isotopiques de la coupe. Le palier 2 représente la deuxième incursion marine dans le bassin. Le palier 3 représente les premiers niveaux marins de l'Ilerdien (Yprésien basal-inférieur). Le fossile noir signale la position du site à mammifères Albas.



9.7. Interprétation des données isotopiques

9.7.1. Définition des jalons stratigraphiques

A l'interprétation des données isotopiques, précède une collecte de données stratigraphiques qui sont essentielles au positionnement global sur l'échelle des temps géologiques. A l'instar d'autres études en domaine continental, les coupes d'Albas nécessitent plusieurs points d'accroche pour calibrer la position chronostratigraphique de la courbe isotopique. Parmi ceux-ci, nous pouvons citer l'étude biostratigraphique sur les gastéropodes lacustres (Plaziat 1966) ou les études magnétostratigraphiques (Galbrun 1997 ; Fondevilla et al. 2016).

Les repères suivants servent de jalons stratigraphiques aux résultats isotopiques :

- (i) La base de la coupe met en évidence les faciès du « bégudo-rognacien ». Ces faciès sont bien connus sur plusieurs sites dans l'Aude pour héberger de nombreux débris de coquilles d'œufs de dinosaures (Plaziat 1961). Plusieurs études magnétostratigraphiques ont indiqué un âge Danien – Maastrichtien pour ces faciès fluviatiles riches en *Microcodium* avec une transition K-Pg localisée entre deux bancs calcaires entre -4 m et +7 m (Fig. 9.5) (Galbrun 1997 ; Fondevilla et al. 2016).
- (ii) La première ingressión marine, historiquement attribuée au « thanétien » autour de +103 m (Albas Ouest ; Fig. 9.5). Cette attribution au « thanétien » est néanmoins discutable (voir ci-dessus point 9.3).
- (iii) La deuxième ingressión marine, attribuée au « sparnacien » autour de +428 m (Albas Est ; Fig. 9.6).
- (iv) Les faciès de l'Ilerdien marin couvrant les dépôts continentaux sont datés de l'Yprésien inférieur (voir Yans et al. 2014b). L'échantillon 16-ALBAS-PE (Tab. 9.3), issu de l'incursion marine ilerdienne (niveau marin 3, fig. 9.6) contient un assemblage de kystes de dinoflagellé assez diversifié, bien que la majorité des spécimens soient endommagés ou fragmentés (Steeman Thomas, données non publiées, voir Annexe 9.1). L'assemblage des dinoflagellés suggèrent un âge Yprésien, proche de la limite Paléocène-Eocène, de par (1) l'absence de taxon *Wetzelielloideae* ; (2) la relative abondance d'*Apectodinium* (25-50 %). L'âge suggéré correspondrait à la Zone

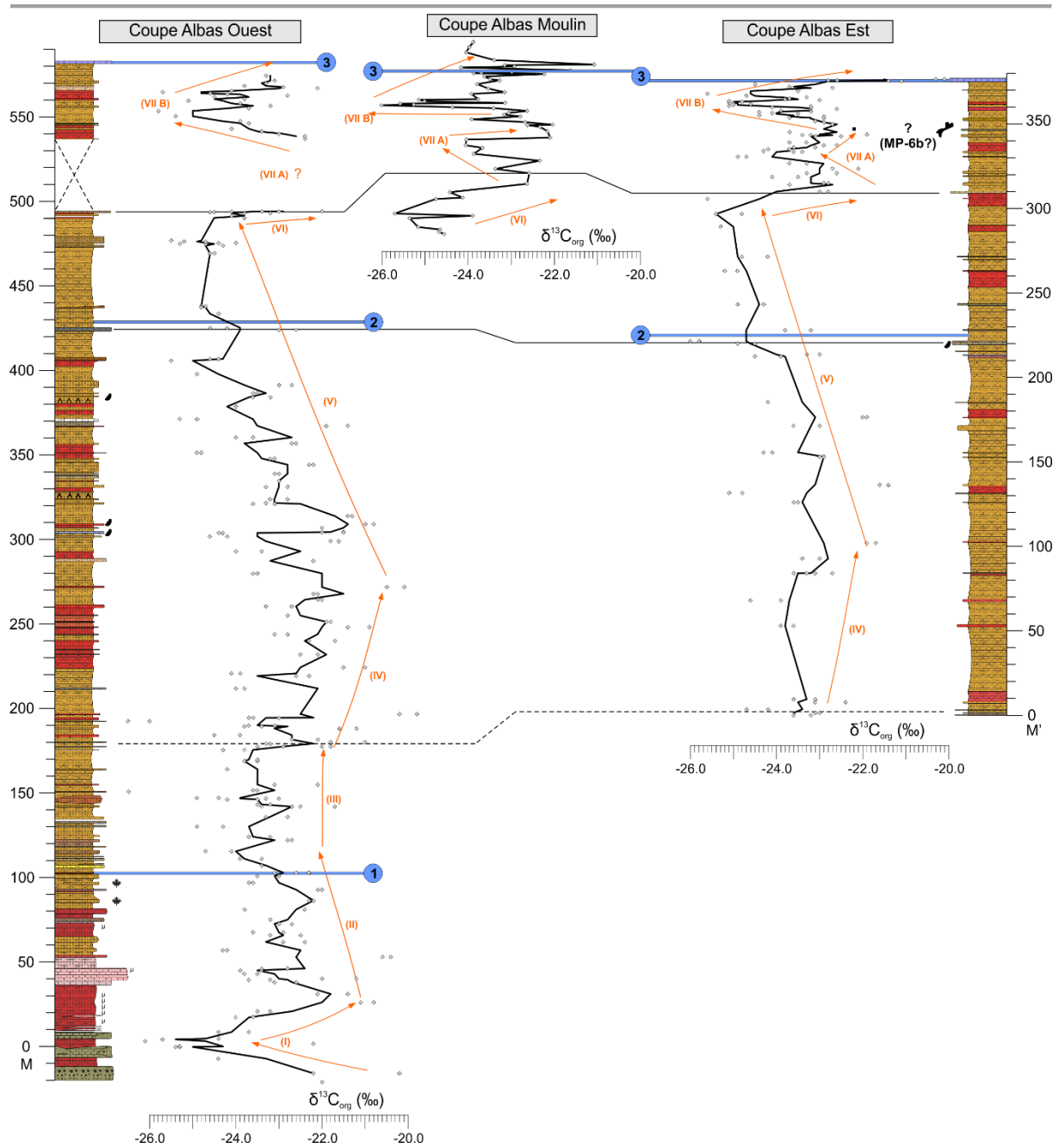
Wetziella homomorphum (W1) du Bassin de Paris (voir Châteauneuf & Gruas-
Cavagnetto, 1978).

9.7.2. Eléments de corrélation

Les corrélations stratigraphiques entre les coupes Albas Ouest et Albas Est, bien que présentant des variations de faciès et d'épaisseurs propres au domaine continental, sont bien établies. Ces corrélations reposent essentiellement sur des facteurs géométriques (direction et pendage des couches) et lithologiques. Ce dernier point, bien que moins robuste, est envisageable grâce à la présence de certains niveaux repères visibles tant à l'ouest et à l'est du village. Ces derniers sont, en premier, l'apparition des niveaux marins de l'ildien (niveau 3 ; Fig. 9.7). Un deuxième élément de corrélation est la présence d'un banc calcaire lacustre gris de 2-3 m (423 m – coupe Albas Ouest ; 219 m – coupe Albas Est ; Fig. 9.7) continu de l'ouest à l'est du village d'Albas.

A propos des corrélations basées sur les tendances isotopiques, tant à l'Ouest qu'à l'Est, nous pouvons observer les tendances isotopiques IV et V, puis le shift isotopique positif bien marqué et caractéristique aux 3 coupes (tendance VI) pour terminer sur les tendances VIIA et VIIB (*Pre-CIE* et *PETM CIE*).

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE



▲ Figure 9.7. Chémostratigraphie $\delta^{13}C_{org}$ et corrélations locales des coupes Albas Ouest, Albas Moulin (Yans et al. 2014b) et Albas Est. Les points 1, 2 et 3 représentent respectivement le premier niveau marin, le deuxième niveau marin et la base des calcaires marins de l'ilderdien.

9.7.3. Stratigraphie isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

9.7.3.1. Coupe Albas Ouest

La base de la coupe présente un shift isotopique négatif bien marqué (tendance I ; Fig. 9.8). Ce shift isotopique est connu et décrit à la transition Crétacé-Paléogène (e.g. Cramer et al. 2009) bien qu'aucune étude ne s'accorde pour définir une limite de Systèmes sur base du signal isotopique. Dans son étude sur la magnétostratigraphie des sites à coquilles d'œufs de dinosaures du sud de la France, Galbrun (1997) met en évidence à Albas, la présence des Chrons C29r et C30n entre les deux bancs calcaires entre -4 m et +7 m sur la coupe Albas Ouest (Fig. 9.8). La limite K-Pg étant fixée dans la partie inférieure du Chron C29r, il en conclut donc que la limite K-Pg se trouve entre ces deux bancs calcaires. Fondevilla et al. (2016) mettent également en évidence la présence du Chron C29r au moins dans la barre calcaire supérieure (+7 m ; Fig. 9.8). En revanche, les auteurs infèrent un possible hiatus entre ces deux barres calcaires. La barre calcaire inférieure (- 4 m) pourrait appartenir aux Chrons C30n à C31n. Les niveaux sous-jacents aux deux barres calcaires et sous la barre conglomératique (« Conglomérat Fleuri ») sont inclus au sein du Chron C31r. Les auteurs proposent donc de fixer la transition K-Pg à la base de la barre calcaire supérieure, soit à la hauteur stratigraphique +5 m au sein de la coupe Albas Ouest (Fig. 9.8). Au regard des données isotopiques proposées dans ce travail, nous notons la coïncidence entre la position de la limite K-Pg et un pic négatif des valeurs isotopiques. Pareillement, une telle corrélation est reportée dans le Geological TimeScale 2012 (Vandenberghe et al. 2012) où le minimum isotopique est signalé ~ 200.000 ans avant la limite K-Pg. Dans la mesure où nous considérons la présence d'un hiatus entre ces deux barres calcaires, les valeurs pré-shifts sont cohérentes avec les valeurs isotopiques plus lourdes observables durant le Maastrichtien inférieur (Chron C31r). Nous proposerons dans ce travail de positionner la limite K-Pg au minimum isotopique (~ 1 m sous la base de la barre calcaire supérieure = +4 m, coupe Albas Ouest).

Néanmoins, il convient de noter que les marqueurs chémostratigraphiques de cette limite peuvent présenter des résultats ambigus. Granpre et al. (2013) ont démontré par le biais de multiples échantillonnages dans les terrains continentaux d'Amérique du Nord (Upper Great Plains) que les signaux isotopiques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) à la limite K-Pg ne présentent pas d'enregistrements cohérents, fiables

et reproductibles et qu'il convient donc de reconsidérer la pertinence des marqueurs chémostratigraphiques à la limite K-Pg.

Le retour isotopique vers des valeurs isotopiques plus lourdes (~ 36 m) directement après la limite K-Pg au sein des niveaux fluviatiles rouges des faciès « rognaciens » est suivi par l'amorce d'une tendance isotopique négative (tendance II, Fig. 9.8) avec des valeurs isotopiques progressivement négatives entre ~ 31 m et 134 m (Fig. 9.8). Cette tendance est très similaire à la tendance à long terme observable durant le Danien entre les Chron C29r et la partie inférieure du Chron C27n où les valeurs isotopiques atteignent leur minimum (e.g. Zachos et al. 2001 ; Westerhold et al. 2011).

La tendance III (Fig. 9.8) montre une stabilisation des valeurs isotopiques relativement légères (-23.5 ‰) entre 134 m et 172 m, avant d'amorcer une croissance des valeurs entre 172 m et 268 m (tendance IV, Fig. 9.8). Ces tendances sont respectivement caractéristiques de la transition Danien-Sélandien puis Sélandien-Thanétiens inférieur. Une tendance positive similaire a été interprétée Danien à Thanétiens inférieur par Maufrangeas et al. (2020) à Lairière (Corbières).

La tendance V (Fig. 9.8), tend progressivement vers des valeurs légères jusqu'à 490 m. Ce schéma, en suivant une logique de continuité de coupe, est observable à partir du Thanétiens inférieur-moyen (partie supérieure du Chron C25r ; Fig. 9.8).

La tendance VI se compose d'un *shift* abrupt (+1.8 ‰) vers des valeurs isotopiques lourdes (Fig. 9.8). Yans et al. (2014b) ont également observé ce *shift* positif au nord d'Albas (Hypothèse 1). Cette tendance est également visible sur la coupe Albas Est (Fig. 9.8).

La tendance VIIA n'est pas observable sur la coupe Albas Ouest. La tendance VIIB montre une excursion isotopique négative entre 538 m et 574 m. L'*onset* supposé de ce *shift* isotopique est situé ~ 40 m sous la troisième incursion marine (=base ildrien) dans les Corbières septentrionales (point 3, Fig. 9.8). De par sa proximité avec la coupe levée par Yans et al. (2014b) au *Moulin d'Albas*, cette excursion isotopique de la coupe Albas Ouest est directement corrélable avec les résultats obtenus par Yans et al. (2014b) et correspond à l'hypothèse 2 développée par ces auteurs.

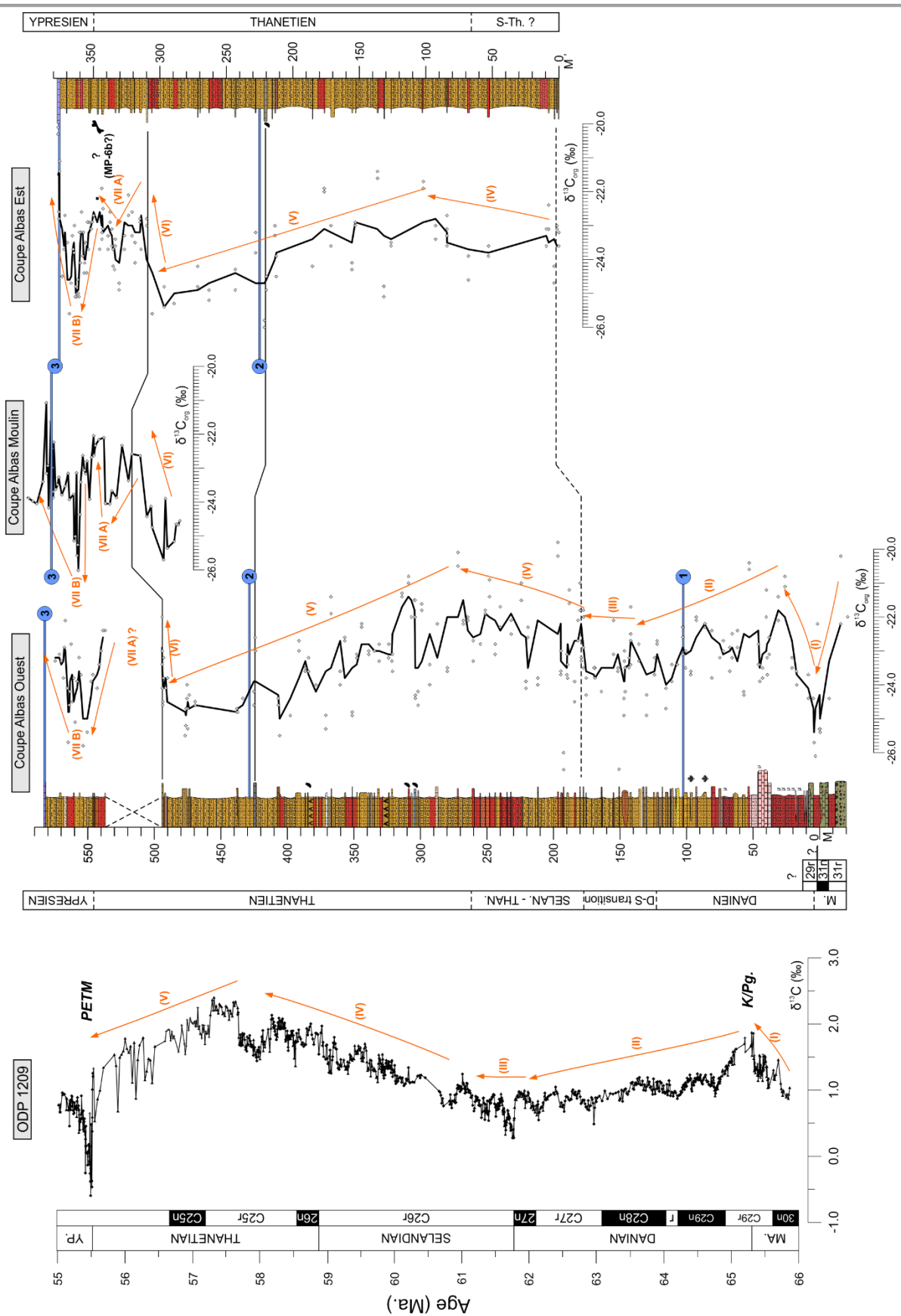
9.7.3.2. Coupe Albas Est

La coupe d'Albas Est débute par une première tendance isotopique positive (tendance IV, Fig. 9.8) corrélable avec la coupe Albas Ouest que l'on pourrait rapprocher ici à l'intervalle Sélandien-Thanétien inférieur.

La tendance isotopique V (Fig. 9.8) entre 100 m et 296 m est très similaire à la tendance que l'on observe sur la coupe d'Albas Ouest. La succession des tendances isotopiques suivantes offre un tracé très similaire à la coupe Albas Ouest et à la coupe Albas Moulin avec un shift abrupt (tendance VI, Fig. 9.8) vers des valeurs isotopiques plus lourdes, suivi par une première excursion négative de 1.2‰ (tendance VIIA, Fig. 9.8) non levée sur la coupe Albas Ouest, mais bien observable sur la coupe Albas Moulin (tendance VIIA, Fig. 9.8). S'en suit une deuxième excursion négative de 2.5 ‰ (tendance VIIB, Fig. 9.8).

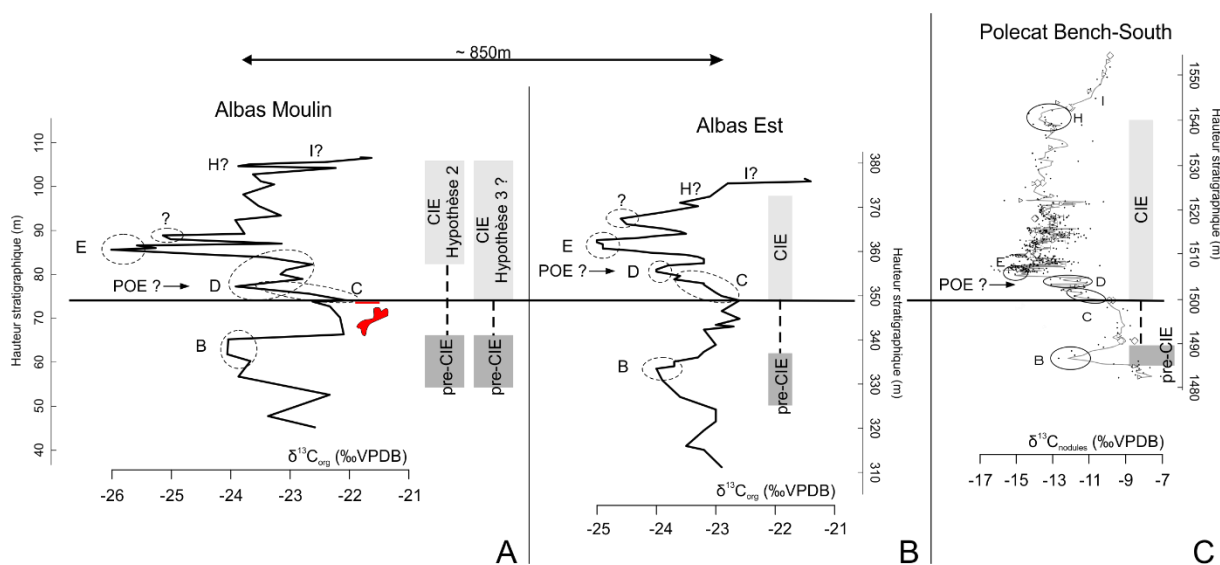
► Figure 9.8. Corrélations chémostratigraphiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ des coupes Albas Ouest – Albas Est et coupe du Moulin d'Albas (Yans et al. 2014b. Points 1 et 2 = ingressions marines 1 et 2. Point 3 = niveaux marins yprésiens. Numérotation I à VIIB = grandes tendances isotopiques communes aux coupes. Données $\delta^{13}\text{C}$ du site ODP1209 d'après Westerhold et al. (2011), modifié.

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE



9.8. Morphologies et comparaisons des *CIE* des coupes Albas Moulin et Albas Est

La nomenclature utilisée par Bains et al. (1999) pour décrire la morphologie de la *CIE*, est composée d'une succession de points repris par des lettres (de A à D) correspondant chacun à un évènement isotopique $\delta^{13}\text{C}$ au sein du signal isotopique. Cette numérotation est reprise et appliquée à la coupe Albas Est (Fig. 9.9-B) pour tenter de décrire précisément la morphologie de la *CIE*. L'enregistrement isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ débute, à Albas Est sous l'*onset* de la *CIE* avec une première excursion isotopique négative ($\sim 1 \text{ ‰}$) que l'on va attribuer ici à la lettre B. Ce pic isotopique portera, dans ce travail, le nom de pic *pre-CIE* (reconnu par Bains et al. (2003) (voir figure 9.9). Nous pouvons ensuite observer l'amorce de la *CIE* sous la forme d'un *onset* négatif en deux temps ou deux « pulsions ». La première pulsion de l'*onset* est contrainte par l'intervalle C et se caractérise par une diminution progressive du signal isotopique ($\sim -1.4 \text{ ‰}$) jusqu'à atteindre un premier pallier isotopique et des valeurs isotopiques plus lourdes autour de -23.2 ‰ (intervalle D). Ce pic pourrait correspondre au *POE* (*Pre Onset Event*) de Bowen et al. (2014). L'enregistrement isotopique se poursuit par une seconde pulsion négative (-1.8 ‰) jusqu'à atteindre des valeurs minimales ($\sim -25.0 \text{ ‰}$) au point E, qui représente donc le minimum isotopique de la *CIE*. L'étape suivante consiste en un alourdissement progressif des valeurs isotopiques lors du *recovery*. Le point H marque la fin du *recovery*, ainsi qu'un dernier soubresaut isotopique négatif. La séquence se termine avec le point I qui amorce une tendance isotopique positive à la fin de la *CIE* et le retour à des valeurs isotopiques *pre-onset* ($\sim -22.8 \text{ ‰}$).



◀ Figure 9.9. (C) Labélisation des points isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ au sein de la CIE (B à I), attribués sur base du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ ODP690B (Bains et al. 1999) et repris en domaine continental (coupe Polecat Bench-South, Bains et al. 2003). La nomenclature des tendances isotopiques selon Bains et al. (2003) au sein de la CIE, est reprise ici sur la coupe d'Albas Moulin (A) ainsi que sur la coupe Albas Est (B). Section Albas Le Clot (« coupe Albas Moulin ») d'après Yans et al. 2014b, modifiée. Os rouges : niveaux à fossiles vertébrés ; CIE : *Carbon Isotope Excursion* ; pre-CIE = *pre-Carbon Isotope Excursion* ; POE ? = Pre Onset Event (voir Bowen et al. 2014).

L'enregistrement isotopique de la CIE à Albas Est présente donc certains patterns morphologiques identifiés au sein de la coupe de Polecat Bench-South (Bains et al. 2003 ; Fig. 9.9-C). Dès lors, nous pouvons comparer et identifier les analogies morphologiques de la CIE entre les coupes Albas Est et Albas Moulin (Tab. 9.2).

Les premières observations de la coupe Albas Moulin, s'appuyant sur l'hypothèse 2 d'après Yans et al. (2014b) montrent une morphologie de CIE relativement différente lorsque mise en vis-à-vis de la CIE à Albas Est, bien que les deux coupes ne soient distantes que de 850 m. Dans le cas de l'hypothèse 2 (Yans et al. 2014b), à la coupe Albas Moulin, nous pouvons observer un *onset* rapide et en un temps, ainsi qu'un pic *pre-CIE* localisé ~ 18 m sous l'*onset* (Fig. 9.9-A). Au contraire, sur la coupe Albas Est, nous n'observons pas un *onset* rapide en un temps, mais un *onset* en deux temps (Fig. 9.9-B). Nous retrouvons une tendance isotopique similaire, une dizaine de mètres sous l'*onset* dans la coupe Albas Moulin. Nous suggérons dans ce travail, après l'analyse de la coupe d'Albas Est, de développer une hypothèse 3 dans le but d'affiner la position de l'*onset* et ainsi garder une cohérence entre les deux coupes Albas Moulin et Albas Est.

Cette hypothèse 3 au sein de la coupe Albas Moulin a pour conséquence : (i) d'abaisser la position de l'*onset* de la CIE de 8.1m ; (ii) d'augmenter l'épaisseur de la CIE de 23.8 m à 31.9 m ; (iii) de réduire l'épaisseur stratigraphique entre le pic *pre-CIE* et l'*onset* de 18.7 m à 10.6 m. La table 9.2 illustre les comparaisons entre les deux coupes après abaissement de la position de l'*onset* selon l'hypothèse 3.

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE

« Labels » identifiables	<i>Albas Moulin (Le Clot)</i>	<i>Albas Est</i>
	Intensités des pics $\delta^{13}C_{org}$ (‰, VPDB)	Intensités des pics $\delta^{13}C_{org}$ (‰, VPDB)
I	-23.9 à -21.8	-23.7 à -21.5
H	-23.9	-23.7
?	-25.1	-24.6
E	-22.7 à -26.0	-23.2 à -25.0
D (POE ?)	-22.9	-23.2
C	-22.0 à -23.9	-22.6 à -24.0
B = <i>pre-CIE</i>	-24.0	-24.0

▲ Table 9.2. Comparaison numérique $\delta^{13}C_{org}$ des *labels* identifiables de la *CIE* au sein des coupes Albas Moulin, selon l'hypothèse 3 et Albas Est. *Labels* utilisés selon Bains et al. (2003).

Si on considère l'abaissement de la *CIE* de la coupe Albas Moulin selon l'hypothèse 3 (Fig. 9.9-A), il est possible de corréliser isotopiquement les deux coupes. On y retrouve donc les points B, C, D, E, (?), H et I dont les intensités $\delta^{13}C_{org}$ sont similaires (cf. Table 9.2).

La fin du signal isotopique $\delta^{13}C_{org}$ tel que représenté sur la figure 9.9A et 9.9B, aux hauteurs stratigraphiques respectives de 106.7 m et 376.5 m, correspond aux premiers niveaux marins de l'ilerdien. Les valeurs isotopiques $\delta^{13}C_{org}$ de ces niveaux sont cohérents entre la coupe Albas Moulin (~ -21.7 ‰) et la coupe Albas Est (-21.4 ‰). Nous pouvons considérer l'absence de diachronisme entre ces premiers niveaux marins ilerdiens, ce qui est envisageable dans le cas d'une transgression rapide sur une distance relativement faible séparant les deux coupes (~ 850 m). Grâce à (1) un *onset* identifiable aux débuts des deux coupes, selon l'hypothèse 3 (Fig. 9.9-A et B), et (2) des sommets de coupe fermés par les premiers niveaux marins probablement synchrones, nous pouvons avancer certaines hypothèses sur les facteurs sédimentologiques afin d'expliquer les légères différences entre les deux *CIE*:

(i) Très court hiatus à Albas Est au niveau du point E, ce qui expliquerait des valeurs plus lourdes (~ -25.0 ‰) qu'à Albas Moulin (~ -26.0 ‰).

(ii) Hiati multiples entre le point « ? » et le point H ce qui expliquerait cet aspect « écrasé » du *recovery* au sein de la coupe Albas Est.

(iii) Un taux de sédimentation plus rapide entre les points « ? » et H à Albas Est. Les dépôts continentaux, et notamment à Albas, sont particulièrement sujets à des fluctuations des taux de sédimentation, ainsi qu'aux arrêts de sédimentations et émergences, illustrés notamment grâce aux nombreux paléosols, traces de racines et dépôts lenticulaires.

9.9. Discussion sur l'âge de la séquence continentale d'Albas

9.9.1. Sur l'âge des incursions marines

A la lumière des nouvelles données sur la chémostratigraphie isotopique dans la zone d'Albas, il conviendrait de reconsidérer l'âge des incursions marines dans le bassin sous pyrénéen, respectivement attribuées au « thanétien pyrénéen » et au « sparnacien des corbières ».

9.9.1.1. Ingression marine 1

Selon les résultats chémostratigraphiques de la coupe Albas Ouest, un âge Danien à Danien-Sélandien inférieur à ce premier niveau marin. Comme déjà mentionné, cette interprétation est également proposée par Maufrangeas et al. (2020) à partir de données isotopiques sur la coupe de Lairière (Corbières). Ces nouvelles données sont clairement en contradiction avec les datations qui font foi depuis plusieurs décennies et qui a pour conséquence de « vieillir » ces niveaux à faciès vitrollien de ~ 4-5 millions d'années si l'on se réfère à la chronostratigraphie moderne.

En outre Villatte (1979) signale : « ... *la présence d'une faune de micromollusques dans les sédiments lacustres argileux intercalés dans le Thanétien inférieur du domaine sous-pyrénéen marin...* ». Ces espèces sont présentes dans le « montien belge » (Sélandien) et en particulier « ... *dans les argiles et lignites compris entre le Calcaire de Mons (Stratotype du Montien) et les sables du Heersien ou bien, comme dans le puits Coppée, elles sont réunies aux organismes marins ou laguno-marins du Calcaire de Mons.* ». King (2016) mentionne par ailleurs que ce Calcaire de Mons est probablement d'âge Danien supérieur.

9.9.1.2. Ingression marine 2

La deuxième ingression marine dans les Corbières (niveau 2, Fig. 9.8) a été autrefois rapprochée des niveaux du « sparnacien supérieur » (Plaziat 1966), définis dans le Bassin de Paris. Plus récemment ce niveau est rattaché au Thanétien supérieur (Berger et al. 1997). Les données isotopiques présentées ici sont en accord avec un âge Thanétien supérieur. Plusieurs arguments appuient cette hypothèse : (i) la position de ce niveau marin au sein de la tendance isotopique long-terme caractéristique du Thanétien moyen à supérieur (Fig. 9.8) ; (ii) la position de ce niveau marin qui est approximativement de 120 m sous la *CIE* du *PETM* (Fig. 9.8) indique qu'il est au moins d'âge Thanétien supérieur, mais pas plus jeune.

9.9.1.3. Sur l'importance des jalons (bio)-stratigraphiques

Selon notre hypothèse de travail développée précédemment, la première incursion marine est d'âge Danien à Danien-Sélandien, ce qui est en contradiction avec les résultats biostratigraphiques que l'on peut retrouver dans la littérature plus ancienne. Il est important de ne pas exclure certaines hypothèses et laisser le débat ouvert. C'est pourquoi, malgré certaines évidences isotopiques et sédimentologiques décrites précédemment, nous pouvons suggérer une hypothèse de travail alternative dans laquelle la première ingression marine à Albas (niveau 1, figure 9.8) est d'âge Thanétien inférieur, tel que proposé historiquement dans la littérature. En effet, le Thanétien inférieur est caractérisé par une tendance isotopique $\delta^{13}\text{C}$ positive.

Admettre cette hypothèse alternative a certaines conséquences pour les résultats de la coupe d'Albas : (1) absence (ou très mince) du Danien et Sélandien au sein de la coupe d'Albas, les sédiments de la base de la coupe étant datés du Maastrichtien (Fig. 9.8) ; (2) les niveaux à fossiles de plantes sous ce niveau marin sont Thanétien inférieur (Fig. 9.8) ; (3) augmentation de l'épaisseur du Thanétien à Albas jusqu'à ~ 450 m.

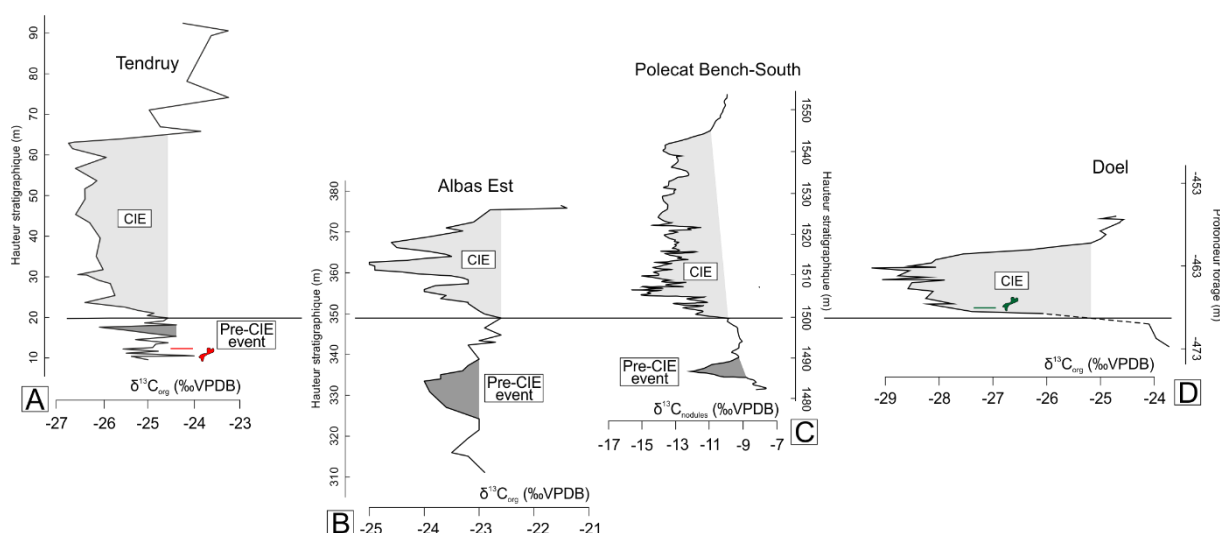
Cependant, en admettant cette hypothèse alternative, la deuxième ingression marine (niveau 2, fig. 9.8) est maintenue à un âge Thanétien moyen-supérieur grâce à (1) la tendance négative à long terme sous le niveau marin 2 (tendance isotopique (v), fig. 9.8) qui est caractéristique du Thanétien supérieur-moyen ; (2) à la *CIE* qui marque la limite Thanétien-Yprésien, ainsi que les niveaux

yprésiens sus-jacent (niveau marin 3, fig. 9.8). Prendre en compte cette hypothèse alternative n'affecte en rien l'âge du site Albas, car situé juste sous la *CIE* et donc d'âge Thanétien supérieur.

Cette hypothèse alternative illustre une fois de plus, parfaitement l'importance de jalons stratigraphiques fiables, surtout en domaine continental, afin de développer et calibrer la stratigraphie isotopique et proposer les interprétations et corrélations isotopiques sans éventuelles ambiguïtés.

9.9.2. Niveaux à vertébrés de Le Clot et Albas

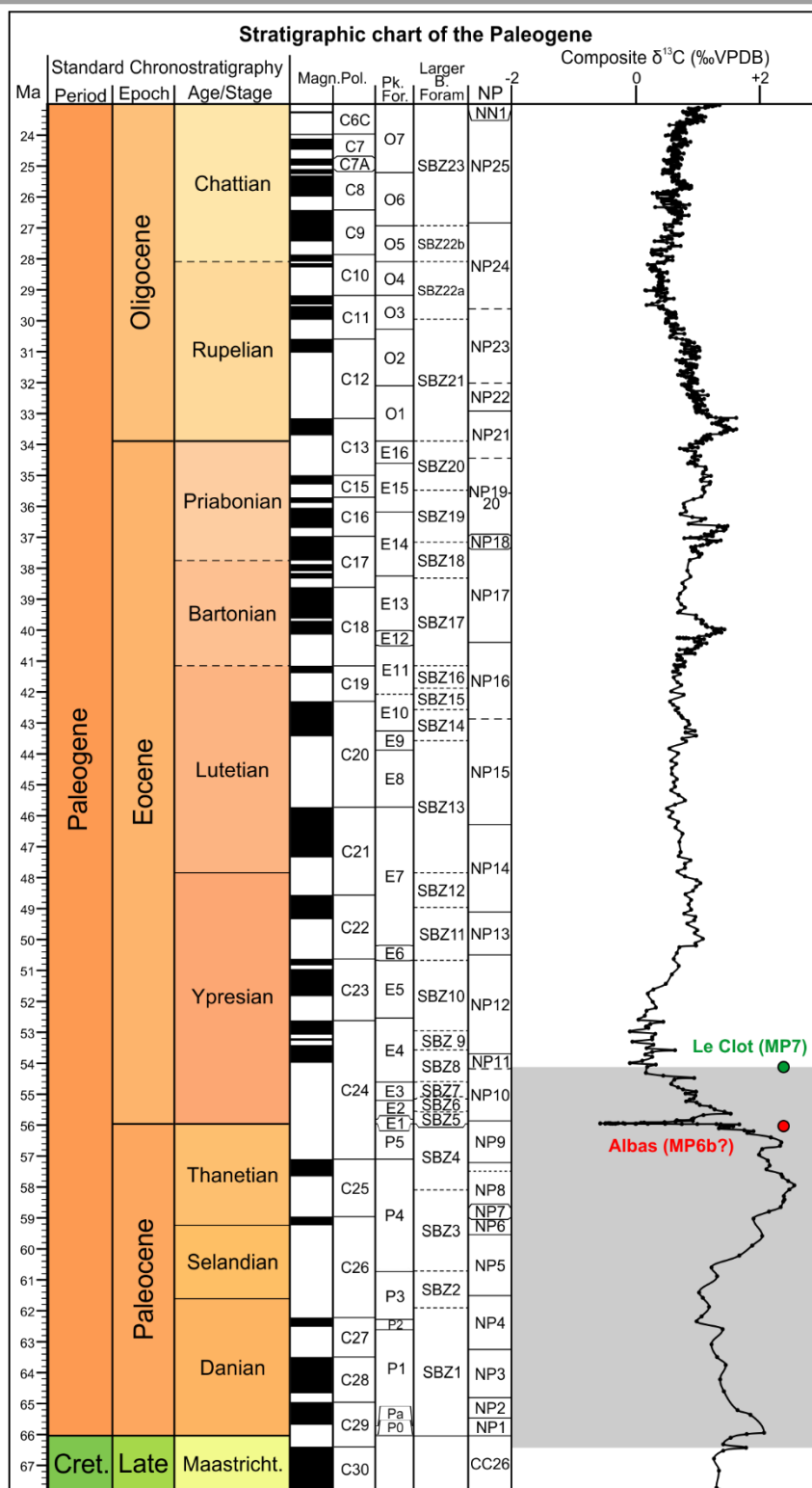
Yans et al. (2014b) ont étudié la stratigraphie des niveaux continentaux et marins autour du *PETM* au nord d'Albas. Les auteurs ont également affiné l'âge d'un site à fossiles contenant des restes à mammifères (site de Le Clot) auquel ils attribuent un âge biostratigraphique NP10 supérieur – NP11 inférieur. Steurbaut E. (données non publiées) signale un âge NP11 pour l'échantillon Al-24a, situé ~55 m sous le site de Le Clot (Figure 2 dans Yans et al. 2014b). De plus, en considérant l'hypothèse que le site de Le Clot est bien situé sous l'*hyperthermal ETM2*, tel que suggéré par Yans et al. (2014b), alors ce niveau de Le Clot est daté NP11 inférieur vers ~ 53.8 Ma. Le Clot (MP7) serait donc ~ 1 Ma plus jeune que Dornaal (niveau-repère référence MP7).



▲ Figure 9.10. Positionnement de la *CIE* et *pre-onset (POE)* à Albas Est. A. coupe de Tendruy (Domingo et al. 2009, modifié) ; B. coupe d'Albas Est ; C. coupe de Polecat Bench (Bains et al. 2003,

modifié) ; D. coupe de sondage de Doel (Smith et al. 2006, modifié) ; Os rouge = gisements à vertébrés MP6b datés du Thanétien supérieur ; os vert = gisement à vertébrés MP7 daté de Yprésien inférieur.

Selon l'hypothèse 3 développée dans ce travail, le niveau à fossiles de mammifères Albas, localisé au sub-sommet de la coupe Albas Est (Fig. 9.10) est situé ~ 2.8 m sous l'*onset* de la *CIE*, ce qui lui confère un âge Thanétien terminal. Nous pouvons également mettre en évidence la présence hypothétique du pic *pre-CIE* précurseur à la *CIE* entre 326.5 m et 338 m (pic B, fig. 9.9). En conséquence, le site Albas semble un peu plus vieux que l'*onset* de la *CIE*, de quelques milliers d'années, mais probablement plus jeune que le pic *pre-CIE*. Le site Albas est donc d'un âge similaire aux sites de Claret 4 et Tendruy V de l'autre côté des Pyrénées, en Espagne (MP6b, Domingo et al. 2009). Ces derniers sites sont localisés sous le pic *pre-CIE* ; nous pouvons donc suggérer que le site Albas (situé au-dessus du pic *pre-CIE*) serait probablement quelques milliers d'années plus jeune que les sites de Claret 4 et Tendruy V (situés sous le pic *pre-CIE*, fig. 9.10).



▲ Figure 9.B. Extension biostratigraphique et chémostratigraphique de la séquence continentale autour du village d'Albas (Corbières, France). Les pastilles indiquent les positions chronostratigraphiques des gisements fossilifères de Le Clot (MP7) et Albas (MP6b).



Les dépôts continentaux des Corbières constituent un très bon support pour établir les tendances isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de long terme du Paléocène et Eocène inférieur. Nous suggérons sur base du signal isotopique, l'enregistrement de sédiments allant de la limite K-Pg jusqu'à l'Yprésien, incluant le signal isotopique du *PETM*. Nous suggérons une possible révision sur l'âge des ingressions marines de la succession, respectivement Danien/Danien-Sélandien et Thanétien supérieur. Une hypothèse alternative qui rajeunit l'âge du niveau marin 1 n'est néanmoins pas à exclure. Cependant, cette hypothèse alternative n'affecte pas les datations isotopiques des niveaux à fossiles de mammifères de Le Clot et Albas, au sommet de la coupe, respectivement daté au sein du NP11 inf. (MP7) et du Thanétien terminal (MP6b).

L'analyse isotopique resserée autour du *PETM* permet de décrire la morphologie de la *CIE*, ainsi que d'identifier les points isotopiques (A à D) au sein de la *CIE* à Albas.

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE

<i>ALBAS OUEST</i>																	
<i>Echantillon</i>	<i>Coupe</i>	<i>Hauteur (m)</i>	<i>Lithologie</i>	<i>CaCO₃ (%)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>S (%)</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) Erl.</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) P.</i>	<i>Repli ca</i>	<i>TOC (%) P.</i>	<i>moyenne (n=2)</i>	<i>N P</i>	<i>D .</i>	<i>L - M</i>	<i>Coordonnées</i>	<i>envir.</i>	
16-ALBAS-26	CROIX FER	37,80"		34	0,06	0,04		-23,3			-23,3				43° 0'14.18"	2°42'2.16"	
16-ALBAS-25	CROIX FER	34,80"		35	0,04	0,02		-23,1			-23,1				43° 0'14.11"	2°42'2.16"	
16-ALBAS-24	CROIX FER	33,20"		33	0,07	0,03		-23,3			-23,3				43° 0'14.18"	2°42'2.12"	
16-ALBAS-23	CROIX FER	31,70"		40	0,05	0,03		-23,8			-23,8				43° 0'14.08"	2°42'2.16"	
16-ALBAS-22	CROIX FER	31,00"		46	0,04	0,03		-22,9			-22,9				43° 0'14.00"	2°42'2.20"	
16-ALBAS-21	CROIX FER	30,20"		58	0,07	0,04		-22,1			-22,1				43° 0'13.97"	2°42'2.23"	
16-ALBAS-20	CROIX FER	28,80"		33	0,05	0,04		-24,1			-24,1				43° 0'13.97"	2°42'2.27"	
16-ALBAS-19	CROIX FER	28,00"		34	0,06	0,03		-25,7			-25,7				43° 0'13.90"	2°42'2.41"	
16-ALBAS-18	CROIX FER	27,20"		33	0,06	0,03		-24,6			-24,6				43° 0'13.82"	2°42'2.41"	
16-ALBAS-17	CROIX FER	26,60"		30	0,08	0,04		-24,2			-24,2				43° 0'13.79"	2°42'2.38"	
16-ALBAS-16	CROIX FER	25,80"		36	0,05	0,04		-22,8			-22,8				43° 0'13.75"	2°42'2.41"	
16-ALBAS-15	CROIX FER	25,00"		38	0,05	0,01		-24,5			-24,5				43° 0'13.75"	2°42'2.41"	
16-ALBAS-14	CROIX FER	23,70"		36	0,05	0,03		-23,8			-23,8				43° 0'13.86"	2°42'2.38"	
16-ALBAS-13	CROIX FER	22,70"		40	0,14	0,04		-25,1			-25,1				43° 0'13.79"	2°42'4.64"	
16-ALBAS-12	CROIX FER	21,20"		21	0,16	0,07		-23,9			-23,9				43° 0'13.86"	2°42'4.57"	
16-ALBAS-11	CROIX FER	19,70"		45	0,05	0,03		-23,2			-23,2				43° 0'13.82"	2°42'4.57"	
16-ALBAS-10	CROIX FER	18,20"		34	0,02	0,04		-23,7			-23,7				43° 0'13.82"	2°42'4.57"	
16-ALBAS-09	CROIX FER	16,70"		26	0,05	0,03		-25,8			-25,8				43° 0'13.82"	2°42'4.61"	
16-ALBAS-08	CROIX FER	13,70"		27	0,08	0,06		-25,4			-25,4				43° 0'13.68"	2°42'4.75"	
16-ALBAS-07	CROIX FER	10,60"		28	0,10	0,05		-23,9			-23,9				43° 0'13.57"	2°42'4.82"	
16-ALBAS-06	CROIX FER	9,40"		39	0,02	0,01		-23,7			-23,7				43° 0'13.50"	2°42'4.90"	
16-ALBAS-05	CROIX FER	6,20"		23	0,05	0,04		-24,1			-24,1				43° 0'13.50"	2°42'4.90"	
16-ALBAS-04	CROIX FER	4,70"		33	0,04	0,02		-23,4			-23,4				43° 0'13.43"	2°42'4.86"	
16-ALBAS-03	CROIX FER	3,20"		28	0,05	0,04		-23,0			-23,0				43° 0'13.46"	2°42'4.86"	
16-ALBAS-02	CROIX FER	1,80"		30	0,05	0,04		-22,4			-22,4				43° 0'13.54"	2°42'4.86"	
16-ALBAS-01	CROIX FER	0,00"		34	0,05	0,04		-22,4			-22,4				43° 0'13.54"	2°42'4.86"	
14-CF-55	CROIX FER	494,20	C. bleu	92	N.A.	N.A.		-22,0	-23,4	0,05	-22,7			X	43° 0'23.60"	2°43'0.70"	7

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE

<i>ALBAS OUEST</i>																	
<i>Echantillon</i>	<i>Coupe</i>	<i>Hauteur (m)</i>	<i>Lithologie</i>	<i>CaCO₃ (%)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>S (%)</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) Erl.</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) P.</i>	<i>Repli ca</i>	<i>TOC (%) P.</i>	<i>moyenne (n=2)</i>	<i>N P</i>	<i>D .</i>	<i>L - M</i>	<i>Coordonnées</i>	<i>envir.</i>	
14-CF-54	CROIX FER	493,80	C. ocre	98	N.A.	N.A.	-23,0	-24,1	0,47	-23,6					43° 0'23.60"	2°43'0.70"	7
14-CF-53	CROIX FER	493,50	C. silicifié	94	0,20	0,38	-24,5	-24,6	0,16	-24,6					43° 0'23.60"	2°43'0.70"	6?
14-CF-52	CROIX FER	493,10	M. rouge	55	0,06	0,05	-23,2	-23,8	0,04	-23,5					43° 0'23.60"	2°43'0.70"	4
14-CF-51	CROIX FER	491,40	M. ocre	25	0,03	0,05	-24,1	-24,1	0,02	-24,1					43° 0'23.60"	2°43'0.90"	4
14-CF-50	CROIX FER	490,20	M.C. blanche	87	0,17	0,12	-23,8	-23,8	0,13	-23,8					43° 0'23.60"	2°43'0.90"	4
14-CF-49	CROIX FER	478,70	M.S. rosé	31	0,04	0,04	-25,5	-25,5	0,02	-25,5					43° 0'23.20"	2°43'1.10"	4
14-CF-48	CROIX FER	476,10	G.M. brun-rouge	28	0,05	0,03	-24,7	-25,2	0,04	-25,0					43° 0'23.10"	2°43'1.30"	2
14-CF-47	CROIX FER	475,30	G.M. gris-rouge	28	0,05	0,04	-24,4	-24,0	0,04	-24,2					43° 0'23.10"	2°43'1.30"	2
14-CF-46	CROIX FER	474,70	M.A. / S.G. ocre	22	0,06	0,03	-24,7	-25,3	0,06	-25,0					N.A.	N.A.	3
14-CF-45	CROIX FER	473,50	G.C. gris-brun	65	0,11	0,03	-24,3	-24,3	0,09	-24,3					43° 0'22.90"	2°43'1.40"	2
14-CF-44	CROIX FER	469,10	M.S. pourpre	31	0,03	0,03	-24,6	-25,0	0,01	-24,8					43° 0'22.70"	2°43'1.40"	4
14-CF-43	CROIX FER	437,90	G.M. brun-rouge	29	0,04	0,03	-24,7	-24,8	0,03	-24,8					43° 0'21.10"	2°43'1.40"	3
14-CF-42	CROIX FER	437,10	G. M. brun	16	0,06	0,02	-24,8	-24,8	0,06	-24,8					43° 0'21.00"	2°43'1.70"	2
14-CF-41	CROIX FER	433,30	M.S. ocre-gris	23	0,09	0,03	-24,4	-24,8	0,07	-24,6					43° 0'21.10"	2°43'2.00"	4
14-CF-40	CROIX FER	425,10	C.S. brun bleuté	98	8,36	4,10	-24,2	-24,6	7,43	-24,4					43° 0'20.70"	2°43'2.20"	7
14-CF-39	CROIX FER	423,90	C. brun clair	91	0,30	0,10	-23,0	-22,6	0,24	-22,8					43° 0'20.70"	2°43'2.20"	7
14-CF-38	CROIX FER	406,70	C. brun-ocre	91	0,85	0,22	-24,4	-24,6	0,61	-24,5					43° 0'20.20"	2°43'3.60"	7?
14-CF-37	CROIX FER	405,90	M.C. pourpre	70	0,06	0,05	-25,5	-25,5	0,06	-25,5					43° 0'20.10"	2°43'3.60"	4
14-CF-36	CROIX FER	397,80	M.S. ocre	38	0,06	0,04	-24,9	-24,9	0,05	-24,9					43° 0'19.90"	2°43'3.70"	4
14-CF-35	CROIX FER	391,10	M.S.	39	0,05	0,04	-23,0	-22,7	0,03	-22,8					43° 0'19.80"	2°43'4.00"	4
14-CF-34	CROIX FER	386,50	M.S. ocre	34	0,08	0,05	-23,5	-23,6	0,06	-23,5					N.A.	N.A.	4
14-CF-33	CROIX FER	384,10	M. rouge-orange	61	0,07	0,08	-23,2	-23,6	0,05	-23,4					N.A.	N.A.	4, 6?
14-CF-32	CROIX FER	378,60	M.S. ocre	39	0,05	0,04	-24,0	-24,0	0,04	-24,0					43° 0'18.67"	2°43'0.77"	4
14-CF-31	CROIX FER	370,20	M.C. blanc-pourpre	78	0,13	0,08	-24,9	-25,3	0,12	-25,1					43° 0'18.28"	2°43'1.35"	4
14-CF-31 NANNO	CROIX FER	367,80	M.C. blanc-pourpre	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.	N.A.		X			43° 0'18.28"	2°43'1.35"	4
14-CF-30	CROIX FER	366,80	M.C. brun-rouge	60	0,05	0,06	-21,9	-21,4	0,04	-21,7					43° 0'18.09"	2°43'1.39"	4

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE

<i>ALBAS OUEST</i>																	
<i>Echantillon</i>	<i>Coupe</i>	<i>Hauteur (m)</i>	<i>Lithologie</i>	<i>CaCO₃ (%)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>S (%)</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) Erl.</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) P.</i>	<i>Repli ca</i>	<i>TOC (%) P.</i>	<i>moyenne (n=2)</i>	<i>N P</i>	<i>D .</i>	<i>L - M</i>	<i>Coordonnées</i>	<i>envir.</i>	
14-CF-29	CROIX FER	360,20	M.S. ocre	51	0,06	0,05	-24,0	-23,6	0,03	-23,8					43° 0'17.90"	2°43'1.35"	4
14-CF-28	CROIX FER	357,00	M.G. gris	44	0,05	0,04	-22,6	-22,7	0,06	-22,6					43° 0'17.58"	2°43'1.88"	3
14-CF-27	CROIX FER	351,20	M.C. gris-ocre	74	0,14	0,09	-24,9	-24,8	0,15	-24,8					43° 0'17.31"	2°43'1.88"	6
14-CF-26	CROIX FER	348,00	M.S. ocre	35	0,03	0,04	-23,1	-23,2	0,02	-23,2					43° 0'17.12"	2°43'2.02"	4
14-CF-25	CROIX FER	344,20	M.S. ocre	49	0,05	0,05	-26,3	-22,3	0,04	-22,3					43° 0'16.70"	2°43'1.53"	4
14-CF-24	CROIX FER	338,80	M.A. gris-beige	36	0,05	0,03	-23,0	-23,1	0,05	-23,1					43° 0'16.57"	2°43'1.27"	4
14-CF-23	CROIX FER	334,60	M.G. rouge	46	0,11	0,04	-23,0	-23,0	0,09	-23,0					43° 0'16.44"	2°43'1.18"	3
14-CF-22	CROIX FER	331,00	M.S. ocre	38	0,07	0,04	-22,8	-23,3	0,07	-23,0					43° 0'16.05"	2°43'1.05"	4
14-CF-21	CROIX FER	323,80	M.S. ocre	41	0,04	0,03	-22,8	-23,2	0,04	-23,0					43°00'15.5"	2°43'00.7"	4
14-CF-20 BIS	CROIX FER	321,10	M.S. bleuté	42	0,05	0,05	-23,1	-23,6	0,05	-23,4					43°00'15.5"	2°43'00.7"	4
14-CF-20	CROIX FER	321,60	M.S. ocre-gris	44	0,07	0,05	-22,6	-26,7	-23,3	0,06	-23,1				43°00'15.5"	2°43'00.7"	3
14-CF-19	CROIX FER	313,80	M.S. ocre	35	0,05	0,04	-22,1	-21,3	-21,4	0,04	-21,3				43°00'15.2"	2°43'01.4"	4
14-CF-18	CROIX FER	309,00	C.G.	78	0,04	0,03	-21,5	-21,0	-20,8	0,05	-20,9				43°00'14.4"	2°43'00.6"	3
14-CF-17	CROIX FER	306,60	M.G. gris-ocre	50	0,07	0,04	-23,1	-22,0	-22,0	0,05	-22,0				43°00'14.0"	2°42'59.9"	4?
14-CF-16C	CROIX FER	304,50	M.S. bleuté	45	0,06	0,03	-21,6	-21,5	-21,5	0,06	-21,5				43°00'14.0"	2°43'00.3"	6
14-CF-16B	CROIX FER	304,10	M.A. brun	33	0,1	0,07	-22,0	-21,5	-22,0	0,11	-21,8	X	X		43°00'14.0"	2°43'00.3"	6
14-CF-16A	CROIX FER	303,60	C. gris-bleuté	92	1,66	0,38	-24,6	-24,4	-24,3	1,71	-24,3			X	43°00'14.0"	2°43'00.3"	7
14-CF-15	CROIX FER	301,60	G.C. gris-ocre	53	0,09	0,05	-24,6	-24,2	-24,6	0,08	-24,4				43°00'14.3"	2°43'02.2"	7
14-CF-14	CROIX FER	298,80	M.S. gris	42	0,05	0,04	-21,5	-21,6	-21,8	0,05	-21,7				43°00'13.8"	2°43'01.0"	4
14-CF-13	CROIX FER	292,80	M.C.S. rouge-orange	75	0,03	0,07	-23,7	-23,4	-24,0	0,03	-23,7				43°00'13.5"	2°43'00.8"	5
14-CF-12	CROIX FER	287,10	M.G. ocre	50	0,03	0,05	-21,1	-22,2	-22,2	0,02	-22,2				43°00'14.1"	2°43'05.2"	3
14-CF-11	CROIX FER	279,80	M.S. gris	45	0,08	0,04	-23,6	-27,1	-23,5	0,41	-23,2				N.A.	N.A.	4
14-CF-10	CROIX FER	271,80	G.C.	45	0,04	0,02	-20,6	-20,5	-20,1	0,04	-20,3				43°00'13.6"	2°43'05.6"	2
14-CF-09	CROIX FER	267,80	M.S. ocre	41	0,04	0,05	-22,6	-22,2	-22,1	0,04	-22,2				N.A.	N.A.	4
14-CF-08	CROIX FER	264,40	C.G. à éléments bréchiqes	77	0,25	0,08	-22,4	-22,0	-22,1	0,24	-22,0				N.A.	N.A.	3
14-CF-07	CROIX FER	260,40	G.M. rouge	39	0,03	0,05	-24,9	-22,7	-23,3	0,03	-23,0				43°00'13.4"	2°43'07.5"	3

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE

<i>ALBAS OUEST</i>																	
<i>Echantillon</i>	<i>Coupe</i>	<i>Hauteur (m)</i>	<i>Lithologie</i>	<i>CaCO₃ (%)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>S (%)</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) Erl.</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) P.</i>	<i>Repli ca</i>	<i>TOC (%) P.</i>	<i>moyenne (n=2)</i>	<i>N P</i>	<i>D .</i>	<i>L - M</i>	<i>Coordonnées</i>	<i>envir.</i>	
14-CF-06	CROIX FER	254,90	M.S. ocre	43	0,04	0,04	-23,2	-22,8	-22,8	0,04	-22,8				43°00'13.2"	2°43'07.8"	4
14-CF-05	CROIX FER	251,10	M.S. gris bleuté	44	0,24	0,09	-22,5	-21,9	-21,8	0,25	-21,8				43°00'13.0"	2°43'07.5"	6?
14-CF-04	CROIX FER	248,10	M.G. rouge	45	0,03	0,03	-22,0	-21,4	-20,9	0,03	-21,2				43°00'12.9"	2°43'08.1"	3
14-CF-03	CROIX FER	243,80	M.S. gris-brun	40	0,04	0,03	-23,0	-23,1	-22,8	0,03	-23,0				43°00'12.8"	2°43'08.3"	4
14-CF-02	CROIX FER	240,00	M.G. rouge	43	0,05	0,03	-22,8	-21,7	-22,3	0,04	-22,0				43°00'12.4"	2°43'07.9"	3
14-CF-01	CROIX FER	231,80	M. gris	43	0,08	0,05	-22,2	-22,1	-22,5	0,07	-22,3				43°00'12.2"	2°43'08.7"	2?
14-CJ-01	COUPE JONCTION	224,10	M. rouge-ocre	54	0,07	0,05		-21,0	-21,5	0,05	-21,2				43° 0'12.03"	2°43'8.64"	4
14-CJ-02	COUPE JONCTION	220,70	M. rouge	41	0,04	0,04		-23,9	-24,1	0,03	-24,0				43° 0'11.64"	2°43'8.34"	4
14-CJ-03	COUPE JONCTION	219,10	M. ocre	55	0,12	0,06		-22,3	-22,6	0,10	-22,5				43° 0'11.54"	2°43'8.34"	4
14-CJ-04	COUPE JONCTION	211,80	C.M. bleu	91	0,67	0,15		-23,8	-24,0	0,66	-23,9				43° 0'10.84"	2°43'8.03"	6?
14-CJ-05	COUPE JONCTION	196,50	M.	60	0,06	0,05		-20,2	-19,8	0,05	-20,0				43° 0'9.73"	2°43'8.23"	6?
14-CJ-06	COUPE JONCTION	194,30	G.M.	44	0,05	0,05		-23,6	-23,7	0,03	-23,6				43° 0'9.52"	2°43'8.44"	4
14-CJ-92	COUPE JONCTION	194,20	G.M.	46	0,06	0,04		-23,0	-19,8	0,03	-23,0				43° 0'8.03"	2°43'3.83"	4
14-CJ-07	COUPE JONCTION	192,20	M. gris-bleu	94	1,44	0,20		-26,0	-26,5	1,52	-26,2				43° 0'9.84"	2°43'9.64"	7?
14-CJ-08	COUPE JONCTION	190,00	G. ocre-gris	49	0,05	0,04		-23,7	-23,1	0,03	-23,4				43° 0'9.55"	2°43'8.64"	3
14-CJ-93	COUPE JONCTION	189,20	M.C.	46	0,05	0,04		-23,8	-23,4	0,04	-23,6				43° 0'7.73"	2°43'3.92"	3
14-CJ-09	COUPE JONCTION	188,00	M. ocre	49	0,07	0,05		-21,6	-21,2	0,04	-21,4				43° 0'9.43"	2°43'9.14"	4
14-CJ-10	COUPE JONCTION	184,00	M.G.	54	0,07	0,03		-23,9	-24,5	0,06	-24,2				43° 0'9.13"	2°43'9.04"	3
14-CJ-11	COUPE JONCTION	181,50	M.	45	0,08	0,04		-22,1	-22,7	0,08	-22,4				43° 0'9.14"	2°43'9.15"	4
14-CJ-12	COUPE JONCTION	180,00	C. bleu	100	N.A.	N.A.		-21,0	-21,8	3,23	-21,4				43° 0'9.14"	2°43'9.64"	7?
14-CJ-13	COUPE JONCTION	179,00	M. ocre	47	0,05	0,06		-23,3	-23,2	0,03	-23,3				43° 0'8.85"	2°43'9.44"	6
14-CJ-14	COUPE JONCTION	177,60	C.M. gris	81	0,38	0,07		-21,8	-22,0	0,36	-21,9				43° 0'8.85"	2°43'9.95"	7?

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE

<i>ALBAS OUEST</i>																	
<i>Echantillon</i>	<i>Coupe</i>	<i>Hauteur (m)</i>	<i>Lithologie</i>	<i>CaCO₃ (%)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>S (%)</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) Erl.</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) P.</i>	<i>Repli ca</i>	<i>TOC (%) P.</i>	<i>moyenne (n=2)</i>	<i>N P</i>	<i>D .</i>	<i>L - M</i>	<i>Coordonnées</i>	<i>envir.</i>	
14-CJ-15	COUPE JONCTION	177,30	M. ocre	51	0,05	0,04		-22,9	-23,5	0,04	-23,2				43° 0'8.85"	2°43'9.95"	4
14-CJ-16	COUPE JONCTION	175,30	C. bleu	41	0,08	0,04		-23,8	-24,3	0,05	-24,0				43° 0'8.76"	2°43'9.95"	2
14-CJ-94	COUPE JONCTION	169,60	M.	51	0,11	0,04		-23,5	-23,5	0,10	-23,5				43° 0'7.34"	2°43'5.15"	7?
14-CJ-95	COUPE JONCTION	168,60	G. gris	44	0,04	0,03		-23,5	-23,8	0,03	-23,7				43° 0'6.92"	2°43'5.71"	6
14-CH-39	CHENIL	164,20	C. beige	95	N.A.	N.A.	-24,2	N.A.		N.A.					43°00'16.3"	2°43'34.2"	7
14-CJ-96	COUPE JONCTION	154,80	M.G.	68	0,05	0,06		-22,1	-23,1	0,07	-22,6				43° 0'6.34"	2°43'7.05"	4
14-CJ-97	COUPE JONCTION	151,50	M. rouge	45	0,07	0,05		-23,5	-23,6	0,05	-23,6				43° 0'6.26"	2°43'6.84"	4
14-CH-38	CHENIL	151,00	C.A. gris bleuté	89	1,86	0,21		-27,2	-26,5	1,94	-26,9				43°00'15.1"	2°43'35.4"	7
14-CH-37	CHENIL	147,00	M.S. gris-brun	54	0,04	0,04	-25,3	-24,4	-24,9	0,03	-24,6				43°00'14.1"	2°43'29.6"	2
14-CJ-98	COUPE JONCTION	146,60	G.	39	0,11	0,05		-23,0	-23,3	0,08	-23,2				43° 0'5.63"	2°43'7.45"	3
14-CH-36	CHENIL	146,20	M.G. gris-brun	59	0,06	0,05		-24,2	-23,5	0,04	-23,9				43°00'14.0"	2°43'29.3"	2
14-CJ-99	COUPE JONCTION	143,00	C.M.	89	N.A.	N.A.		-23,5	-23,2	1,04	-23,4				43° 0'5.25"	2°43'7.73"	7?
14-CH-35	CHENIL	142,00	M.A.S. ocre-jaune	36	0,04	0,04		-23,4	-22,7	0,02	-23,0				43°00'14.3"	2°43'35.2"	3
14-CJ-100	COUPE JONCTION	141,80	C. gris-brun	97	N.A.	N.A.		-21,7	-22,5	1,09	-22,1				43° 0'5.25"	2°43'8.25"	7?
14-CH-34	CHENIL	135,80	M.G. gris	48	0,06	0,03	-23,4	-23,3	-22,8	0,05	-23,0				43°00'14.0"	2°43'35.5"	2
14-CH-33	CHENIL	130,10	C.M. gris	79	N.A.	N.A.		-24,3	-24,9	0,82	-24,6				43°00'13.2"	2°43'34.6"	5
14-CH-32	CHENIL	124,00	M.S. gris-ocre	51	0,06	0,03	-24,2	-23,7	-23,2	0,05	-23,4				43°00'12.9"	2°43'34.9"	3
14-CH-31	CHENIL	122,10	G.M. gris	49	0,08	0,04		-22,8	-22,7	0,06	-22,8				43°00'12.8"	2°43'35.5"	2
14-CH-30	CHENIL	118,00	C. gris-brun	99	N.A.	N.A.		-28,5	-29,1	1,33	-28,8				43°00'12.3"	2°43'36.0"	7
14-CH-29	CHENIL	115,40	M.G. brun	50	0,07	0,06	-23,7	-24,1	-24,7	0,05	-24,4				43°00'11.7"	2°43'32.9"	2
14-CH-28	CHENIL	111,10	G.M. gris-brun	45	0,05	0,04		-23,4	-23,9	0,07	-23,7				43°00'11.5"	2°43'33.3"	2
14-CH-27	CHENIL	107,00	C.M.G. gris-brun	71	0,1	0,02	-24,0	-23,4	-23,4	0,09	-23,4				43°00'11.4"	2°43'33.1"	5?
14-CH-26BIS	CHENIL	102,80	A. brune	4	0,48	0,06		-22,6	-23,1	0,39	-22,9				N.A.	N.A.	0
14-CH-26	CHENIL	102,80	A. brune	2	0,45	0,06		-22,3	-22,3	0,38	-22,3				N.A.	N.A.	0

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE

<i>ALBAS OUEST</i>																	
<i>Echantillon</i>	<i>Coupe</i>	<i>Hauteur (m)</i>	<i>Lithologie</i>	<i>CaCO₃ (%)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>S (%)</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) Erl.</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) P.</i>	<i>Repli ca</i>	<i>TOC (%) P.</i>	<i>moyenne (n=2)</i>	<i>N P</i>	<i>D .</i>	<i>L - M</i>	<i>Coordonnées</i>	<i>envir.</i>	
14-CH-25	CHENIL	100,80	C.M. brun-gris	86	0,23	0,09		-23,0	-23,5	0,21	-23,3			X	43°00'11.3"	2°43'34.6"	7
14-CH-24	CHENIL	96,80	C.M. ocre bréchifié	70	0,18	0,07	-23,9	-23,7	-23,6	0,18	-23,7				43°00'11.2"	2°43'34.7"	5
14-CH-23	CHENIL	92,80	C.M.S. verdâtre rosé	63	0,07	0,06		-22,0	-22,1	0,07	-22,1				43°00'11.0"	2°43'34.0"	2
14-CH-22	CHENIL	86,40	M.G. ocre	45	0,04	0,03	-22,5	-22,2	-22,3	0,03	-22,2				43°00'10.5"	2°43'34.0"	3
14-CH-21	CHENIL	81,00	C.M.S. brun	68	0,10	0,05		-22,4	-23,8	0,07	-23,1				43°00'10.2"	2°43'34.3"	4
14-CH-20	CHENIL	75,00	G.M. gris-brun	49	0,13	0,04	-23,7	-23,2	-23,2	0,12	-23,2				43°00'10.0"	2°43'34.3"	2, 3
14-CH-19	CHENIL	72,60	M.C.S. bordeaux	63	0,04	0,06		-23,0	-22,7	0,03	-22,8				43°00'10.0"	2°43'34.2"	4
14-CH-18	CHENIL	67,60	M.A. rouge-bordeaux	28	0,06	0,07		-22,9	-23,6	0,04	-23,3				N.A.	N.A.	4
14-CH-17	CHENIL	65,80	M.S. gris-brun	46	0,39	0,05	-22,8	-22,5	-23,2	0,03	-22,8				43°00'09.8"	2°43'34.5"	3
14-CH-16	CHENIL	61,80	C.M.S.	69	0,06	0,07		-22,9	-22,4	0,06	-22,7				N.A.	N.A.	4
14-CH-15	CHENIL	56,80	M.G. brun-ocre	56	0,05	0,03		-24,3	-24,2	0,04	-24,3				43°00'09.5"	2°43'34.5"	4
14-CH-14	CHENIL	52,80	C. rose	91	0,16	0,07	-21,4	-20,6	-20,4	0,16	-20,5				43°00'09.2"	2°43'34.9"	5
14-CH-13	CHENIL	46,00	C.M. gris-brun	90	0,46	0,13		-22,8	-23,4	0,46	-23,1				43°00'08.8"	2°43'34.9"	7
14-CH-11	CHENIL	45,00	M.S. bordeaux	87	0,15	0,12		-23,4	-23,9	0,12	-23,7		X		43°00'06.3"	2°43'28.8"	4
14-CH-10	CHENIL	42,80	C. rose-rouge	91	0,13	0,11	-24,3	-23,5	-23,8	0,12	-23,6				43°00'06.4"	2°43'29.0"	5
14-CH-09	CHENIL	40,00	C.M.S. rosé	92	0,06	0,09		-21,2	-22,0	0,09	-21,6				43°00'06.3"	2°43'29.0"	5
14-CH-08	CHENIL	39,60	C. bordeaux-rosé	87	0,05	0,11		-23,2	-23,7	0,04	-23,4				43°00'06.4"	2°43'30.4"	5
14-CH-07	CHENIL	38,00	C.M.S. rosé	87	0,07	0,09		-22,6	-23,1	0,06	-22,8				N.A.	N.A.	4
14-CH-06	CHENIL	31,00	M. rouge-rosé	70	0,03	0,06	-20,2	-21,4	-22,1	0,03	-21,7		X		N.A.	N.A.	3, 4
14-CH-05	CHENIL	26,00	M.C.S. rouge-rosé	68	0,04	0,05		-21,1	-20,8	0,03	-21,0				N.A.	N.A.	3, 4
14-CH-04	CHENIL	20,80	M.C.S. ocre-rosé	60	0,04	0,06		-23,2	-23,5	0,03	-23,4				43°00'06.0"	2°43'30.5"	3, 4
14-CH-03	CHENIL	17,20	C.M.G. rouge	76	0,07	0,05	-24,7	-24,0	-23,6	0,06	-23,8				43°00'05.8"	2°43'30.1"	2
14-CH-02	CHENIL	8,60	M.S. rouge	77	0,06	0,07	-24,2	-23,7	-24,4	0,05	-24,0				43°00'06.2"	2°43'31.8"	3, 4
16-AL-KT-05	CHENIL			64	0,03	0,07		-24,4			-24,4				43° 0'6.34"	2°43'34.07"	
16-AL-KT-01	CHENIL			59	0,02	0,06		-25,7			-25,7						
16-AL-KT-04	CHENIL			67	0,05	0,06		-26,1			-26,1				43° 0'6.34"	2°43'34.07"	

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE

<i>ALBAS OUEST</i>																	
<i>Echantillon</i>	<i>Coupe</i>	<i>Hauteur (m)</i>	<i>Lithologie</i>	<i>CaCO₃ (%)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>S (%)</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) Erl.</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) P.</i>	<i>Repli ca</i>	<i>TOC (%) P.</i>	<i>moyenne (n=2)</i>	<i>N P</i>	<i>D .</i>	<i>L - M</i>	<i>Coordonnées</i>	<i>envir.</i>	
16-AL-KT-03	CHENIL			65	0,02	0,08		-22,2			-22,2				43° 0'6.19"	2°43'34.03"	
16-AL-KT-02	CHENIL			82	0,15	0,04		-25,3			-25,3				43° 0'6.37"	2°43'33.60"	
14-CH-01	CHENIL	1,40	C.G. rouge	82	0,16	0,04	-25,8	-25,3	-25,4	0,18	-25,3				N	E	2
16-AL-KT-06	CHENIL			67	0,03	0,06		-24,4			-24,4						
16-AL-KT-07	CHENIL			89	0,09	0,04		-20,2			-20,2				43° 0'5.54"	2°43'33.17"	
16-AL-KT-08	CHENIL			77	0,06	0,06		-22,0			-22,0		X		43° 0'5.54"	2°43'33.17"	

<i>ALBAS EST</i>																
<i>Echantillon</i>	<i>Coupe</i>	<i>Hauteur (m)</i>	<i>Lithologie</i>	<i>CaCO₃ (%)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>S (%)</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) Erl.</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) P.</i>	<i>Repli ca</i>	<i>TOC (%) P.</i>	<i>moyenne (n=2)</i>	<i>N P</i>	<i>D .</i>	<i>L - M</i>	<i>Coordonnées</i>	<i>envir.</i>
14-COUR-47	COURTILS	376,50'	C.	92	1,01	0,12		-20,3	-20,1	0,99	-20,2				43° 0'44.12"	2°44'31.12"
14-COUR-46	COURTILS	375,90'	C. beige	93	0,23	0,07		-22,6	-22,8	0,19	-22,7				43° 0'44.12"	2°44'31.12"
14-COUR-45	COURTILS	375,40'	C.	90	1,13	0,14		-21,4	-21,1	1,18	-21,2				43° 0'44.12"	2°44'31.12"
16-COUR/PE-39	COURTILS	31,80"		43	0,16	0,05		-24,5			-24,5				43° 0'43.99"	2°44'30.66"
16-COUR/PE-38	COURTILS	30,20"		33	0,09	0,04		-23,7			-23,7				43° 0'43.92"	2°44'30.62"
16-COUR/PE-37	COURTILS	29,40"		49	0,06	0,02		-22,7			-22,7				43° 0'43.88"	2°44'30.62"
14-COUR-100	COURTILS	370,20'	M. ocre-gris	48	0,05	0,23		-23,3	-23,1	0,04	-23,2				N.A.	N.A.
16-COUR/PE-36	COURTILS	27,40"		33	0,07	0,02		-23,5			-23,5				43° 0'43.88"	2°44'30.59"
16-COUR/PE-35	COURTILS	25,70"		40	0,24	0,04		-25,6			-25,6				43° 0'43.70"	2°44'30.73"
16-COUR/PE-34	COURTILS	24,40"		32	0,22	0,04		-24,7			-24,7				43° 0'43.67"	2°44'30.60"
16-COUR/PE-33	COURTILS	23,40"		31	0,15	0,04		-23,3			-23,3				43° 0'43.67"	2°44'30.59"
16-COUR/PE-32	COURTILS	22,70"		28	0,27	0,05		-23,7			-23,7				43° 0'43.67"	2°44'30.80"
16-COUR/PE-31	COURTILS	22,20"		32	0,17	0,04		-23,8			-23,8				43° 0'43.67"	2°44'30.84"

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE

<i>ALBAS EST</i>																	
<i>Echantillon</i>	<i>Coupe</i>	<i>Hauteur (m)</i>	<i>Lithologie</i>	<i>CaCO₃ (%)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>S (%)</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) Erl.</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) P.</i>	<i>Repli ca</i>	<i>TOC (%) P.</i>	<i>moyenne (n=2)</i>	<i>N P</i>	<i>D .</i>	<i>L - M</i>	<i>Coordonnées</i>	<i>envir.</i>	
16-COUR/PE-30	COURTILS	21,70"		75	0,17	0,06		-23,0			-23,0				43° 0'43.60"	2°44'30.70"	
16-COUR/PE-29	COURTILS	21,20"		62	0,08	0,03		-25,1			-25,1				43° 0'43.67"	2°44'30.55"	
16-COUR/PE-28	COURTILS	20,70"		51	0,06	0,04		-24,8			-24,8				43° 0'43.67"	2°44'30.55"	
16-COUR/PE-27	COURTILS	20,20"		37	0,05	0,03		-25,1			-25,1				43° 0'43.60"	2°44'30.66"	
16-COUR/PE-26	COURTILS	19,70"		35	0,05	0,04		-25,0			-25,0				43° 0'43.60"	2°44'30.66"	
16-COUR/PE-25	COURTILS	19,20"		39	0,17	0,05		-24,6			-24,6				43° 0'43.60"	2°44'30.66"	
16-COUR/PE-24	COURTILS	18,70"		41	0,08	0,05		-25,0			-25,0				43° 0'43.42"	2°44'30.62"	
16-COUR/PE-23	COURTILS	18,20"		37	0,13	0,06		-25,1			-25,1				43° 0'43.42"	2°44'30.62"	
16-COUR/PE-22	COURTILS	17,70"		55	0,08	0,03		-23,2			-23,2				43° 0'43.42"	2°44'30.62"	
16-COUR/PE-21	COURTILS	17,20"		51	0,08	0,03		-24,1			-24,1				43° 0'43.49"	2°44'30.70"	
14-COUR-41	COURTILS)	359,50"	M. pourpre	46	0,07	0,06		-23,2	-22,8	0,05	-23,0				43° 0'43.53"	2°44'31.34"	4
16-COUR/PE-20	COURTILS	16,70"		43	0,05	0,03		-23,2			-23,2				43° 0'43.49"	2°44'30.70"	
16-COUR/PE-19	COURTILS	16,20"		45	0,05	0,04		-22,6			-22,6				43° 0'43.31"	2°44'30.62"	
16-COUR/PE-18	COURTILS	15,70"		30	0,05	0,03		-19,8			-19,8				43° 0'43.31"	2°44'30.62"	
16-COUR/PE-17	COURTILS	15,20"		22	0,07	0,04		-23,9			-23,9				43° 0'43.31"	2°44'30.59"	
16-COUR/PE-16	COURTILS	14,70"		30	0,04	0,02		-23,2			-23,2				43° 0'43.31"	2°44'30.59"	
16-COUR/PE-15	COURTILS	14,20"		24	0,09	0,04		-24,4			-24,4				43° 0'43.31"	2°44'30.55"	
16-COUR/PE-14	COURTILS	13,70"		37	0,09	0,05		-24,1			-24,1				43° 0'43.31"	2°44'30.55"	
16-COUR/PE-13	COURTILS	13,20"		33	0,09	0,05		-23,5			-23,5				43° 0'43.31"	2°44'30.55"	
16-COUR/PE-12	COURTILS	12,70"		32	0,06	0,03		-21,6			-21,6				43° 0'43.27"	2°44'30.66"	
16-COUR/PE-11	COURTILS	12,20"		38	0,10	0,04		-24,4			-24,4				43° 0'43.27"	2°44'30.66"	

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE

<i>ALBAS EST</i>																	
<i>Echantillon</i>	<i>Coupe</i>	<i>Hauteur (m)</i>	<i>Lithologie</i>	<i>CaCO₃ (%)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>S (%)</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) Erl.</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) P.</i>	<i>Repli ca</i>	<i>TOC (%) P.</i>	<i>moyenne (n=2)</i>	<i>N P</i>	<i>D .</i>	<i>L - M</i>	<i>Coordonnées</i>	<i>envir.</i>	
16-COUR/PE-10	COURTILS	11,50"		36	0,06	0,03		-22,9			-22,9				43° 0'43.27"	2°44'30.66"	
16-COUR/PE-09	COURTILS	10,70"		38	0,09	0,04		-23,7			-23,7				43° 0'43.24"	2°44'30.62"	
16-COUR/PE-08	COURTILS	10,20"		31	0,11	0,04		-22,9			-22,9				43° 0'43.24"	2°44'30.62"	
14-COUR-40	COURTILS	352,70'	G.M. ocre	37	0,03	0,01		-23,8	-23,7	0,02	-23,7				43° 0'43.26"	2°44'31.15"	3?
16-COUR/PE-07	COURTILS	9,20"		40	0,10	0,04		-20,9			-20,9				43° 0'43.16"	2°44'30.66"	
14-COUR-39	COURTILS	352,00'	G.M. ocre	37	0,05	0,03		-24,0	-24,8	0,04	-24,4				43° 0'43.26"	2°44'31.15"	3, 4 ?
16-COUR/PE-06	COURTILS	8,40"		22	0,22	0,07		-23,1			-23,1				43° 0'43.16"	2°44'30.66"	
16-COUR/PE-05	COURTILS	7,60"		43	0,10	0,03		-22,9			-22,9				43° 0'43.24"	2°44'30.73"	
16-COUR/PE-04	COURTILS	6,50"		35	0,10	0,05		-22,7			-22,7				43° 0'43.24"	2°44'30.73"	
16-COUR/PE-03	COURTILS	3,60"		59	0,14	0,03		-22,2			-22,2				43° 0'43.16"	2°44'30.73"	
14-COUR-38	COURTILS	346,80'	M.G. gris	57	0,05	0,04		-22,7	-23,3	0,04	-23,0		X		43° 0'43.16"	2°44'30.94"	4
16-COUR/PE-02	COURTILS	1,60"		40	0,07	0,03		-23,7			-23,7				43° 0'43.16"	2°44'30.73"	
16-COUR/PE-01	COURTILS	0,00"		40	0,05	0,04		-21,9			-21,9				43° 0'42.95"	2°44'31.02"	
14-COUR-37	COURTILS	343,40'	G.	37	0,05	0,02		-23,2	-23,4	0,04	-23,3				43° 0'43.14"	2°44'31.05"	6?
14-COUR-36	COURTILS	342,60'	G.	33	0,52	0,03		-23,1	-22,5	0,05	-22,8				43° 0'43.14"	2°44'31.05"	3
14-COUR-35	COURTILS	339,00'	M.G. ocre	42	0,05	0,03		-23,7	-23,3	0,03	-23,5				43° 0'42.79"	2°44'28.18"	2?
14-COUR-34	COURTILS	337,30'	M.G. rouge	56	0,12	0,04		-22,9	-22,6	0,10	-22,7				43° 0'42.78"	2°44'28.58"	4
14-COUR-33	COURTILS	336,00'	M. rouge	26	0,04	0,04		-23,6	-23,1	0,02	-23,4				43° 0'42.70"	2°44'28.19"	4
14-COUR-32	COURTILS	335,00'	M. rouge	37	0,06	0,03		-24,2	-23,7	0,04	-23,9				43° 0'42.70"	2°44'28.19"	4
14-COUR-31	COURTILS	334,00'	M. rouge	36	0,08	0,04		-24,3	-23,1	0,05	-23,7			N.A.	N.A.		4
14-COUR-30	COURTILS	333,40'	G.	61	0,07	0,03		-23,6	-23,4	0,04	-23,5				43° 0'42.31"	2°44'27.99"	4
14-COUR-29	COURTILS	330,70'	G.M.	36	0,09	0,04		-24,9	-24,7	0,07	-24,8				43° 0'42.41"	2°44'28.28"	3
16-COUR-29A	COURTILS	330,70'	G.M.	90	N.A.	N.A. d		-27,0			-27,0				43°0'42.41"	2°44'28.28"	2
14-COUR-28	COURTILS	326,70'	M. ocre	31	N.A.	N.A.		-23,7	-23,3	0,10	-23,5			N.A.	N.A.		4

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE

<i>ALBAS EST</i>																	
<i>Echantillon</i>	<i>Coupe</i>	<i>Hauteur (m)</i>	<i>Lithologie</i>	<i>CaCO₃ (%)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>S (%)</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) Erl.</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) P.</i>	<i>Repli ca</i>	<i>TOC (%) P.</i>	<i>moyenne (n=2)</i>	<i>N P</i>	<i>D .</i>	<i>L - M</i>	<i>Coordonnées</i>	<i>envir.</i>	
14-COUR-27	COURTILS	323,80'	M. pourpre	32	0,05	0,04	-22,7	-22,1	0,02	-22,4					N.A.	N.A.	4
14-COUR-26	COURTILS	320,80'	G.	35	0,00	0,03	-22,6	-23,3	0,02	-23,0					43° 0'42.20"	2°44'28.21"	3
14-COUR-25	COURTILS	318,70"	G. gris-ocre	30	0,05	0,03	-23,5	-24,1	0,03	-23,8					43° 0'42.20"	2°44'28.21"	4
14-COUR-24	COURTILS	314,90'	G.	35	0,06	0,03	-22,8	-22,9	0,04	-22,9					43° 0'42.01"	2°44'28.30"	4
14-COUR-23	COURTILS	314,00'	G.	32	0,07	0,05	-23,7	-22,2	0,04	-23,0					43° 0'41.99"	2°44'28.21"	3
14-COUR-22	COURTILS	310,00'	C. beige-ocre	98	N.A.	N.A.	-23,0	-22,8	0,27	-22,9			X		43° 0'41.43"	2°44'28.82"	7?
16-COUR-22A	COURTILS	310,00'	C. beige-ocre	35	0,06	0,05	-21,3			-21,3			X		43° 0'41.79"	2°44'28.11"	7?
14-COUR-21	COURTILS	305,70'	M. rouge	9	0,03	0,03	-25,6	-23,3	0,02	-24,5					43° 0'41.50"	2°44'28.61"	4
14-COUR-20	COURTILS	296,70'	M. ocre	34	0,04	0,04	-25,4	-24,8	0,03	-25,1					43° 0'41.40"	2°44'28.41"	?
14-COUR-19	COURTILS	289,20'	M. rouge	26	0,04	0,02	-25,3		0,03	-25,3					43° 0'41.10"	2°44'28.41"	3
14-COUR-18	COURTILS	271,40'	G.M. ocre	40	0,05	0,04	-24,8	-24,2	0,04	-24,5					43° 0'40.11"	2°44'28.71"	2
14-COUR-17	COURTILS	262,90'	M. rouge	36	0,06	0,03	-24,9	-25,2	0,05	-25,0					43° 0'39.79"	2°44'28.40"	4
14-COUR-16	COURTILS	243,20'	G.	29	0,05	0,03	-24,3	-24,9	0,07	-24,6					43° 0'38.97"	2°44'28.69"	2
14-COUR-15	COURTILS	228,00'	M.G.	44	0,15	0,04	-23,8	-23,2	0,10	-23,5					43° 0'38.26"	2°44'28.76"	6
14-COUR-14	COURTILS	221,50'	C. bleu	98	1,09	N.A.	-25,8	-26,0	1,09	-25,9					43° 0'37.94"	2°44'28.85"	7?
14-COUR-13	COURTILS	219,90'	C.	91	1,77	N.A.	-24,5	-24,9	1,77	-24,7					43° 0'37.94"	2°44'28.85"	7?
14-COUR-12	COURTILS	213,50'	M. blanc	85	0,69	0,13	-23,0	-23,3	0,62	-23,1			X		43° 0'37.75"	2°44'29.15"	4
14-COUR-11	COURTILS	212,30'	M.	60	0,04	0,04	-24,5	-23,9	0,04	-24,2					43° 0'37.75"	2°44'29.15"	4
14-COUR-10	COURTILS	185,30'	M.ocre	84	0,16	0,10	-24,2	-24,2	0,14	-24,2					43° 0'36.42"	2°44'28.72"	4
14-COUR-09	COURTILS	176,40'	M. rouge	60	0,07	0,06	-22,0	-21,9	0,05	-21,9					43° 0'36.21"	2°44'29.32"	4
14-COUR-08	COURTILS	171,20'	G.M. ocre	52	0,10	0,04	-23,6	-23,0	0,08	-23,3					43° 0'35.71"	2°44'28.89"	2
14-COUR-07	COURTILS	155,60'	G. gris-brun	51	0,05	0,03	-24,3	-24,1	0,04	-24,2					43° 0'34.98"	2°44'28.88"	3
14-COUR-06	COURTILS	153,00'	G. gris-brun	51	0,08	0,03	-22,9	-23,0	0,06	-23,0					43° 0'34.88"	2°44'28.90"	3
14-COUR-05	COURTILS	136,60'	M.G.	66	0,12	0,04	-21,6	-21,4	0,09	-21,5					43° 0'34.08"	2°44'29.58"	4
14-COUR-04	COURTILS	131,50'	G. gris	72	0,21	0,05	-25,1	-24,8	0,18	-25,0					43° 0'33.87"	2°44'29.27"	2
14-COUR-03	COURTILS	126,00'	M. rouge	44	0,07	0,04	-23,5	-23,6	0,05	-23,6					43° 0'33.47"	2°44'29.07"	4

CHAPITRE IX CHEMOSTRATIGRAPHIE DU PALEOCENE CONTIENTAL DES CORBIERES - FRANCE

<i>ALBAS EST</i>																	
<i>Echantillon</i>	<i>Coupe</i>	<i>Hauteur (m)</i>	<i>Lithologie</i>	<i>CaCO₃ (%)</i>	<i>TOC (%)</i>	<i>S (%)</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) Erl.</i>	<i>δ¹³C_{org} (‰) P.</i>	<i>Repli ca</i>	<i>TOC (%) P.</i>	<i>moyenne (n=2)</i>	<i>N P</i>	<i>D .</i>	<i>L - M</i>	<i>Coordonnées</i>	<i>envir.</i>	
14-COUR-02	COURTILS	102,00'	M.	56	0,08	0,06	-21,9	-21,7	0,06	-21,8					43° 0'32.25"	2°44'29.77"	4
14-COUR-01	COURTILS	92,80'	M. ocre	50	0,06	0,03	-23,4	-23,0	0,04	-23,2					43° 0'31.86"	2°44'29.76"	4
14-COUR-200	COURTILS	83,90'	C.M. bleu	61	0,14	0,07	-23,6	-23,1	0,12	-23,3	X	X	X		43° 0'31.90"	2°44'28.47"	7?
14-COUR-199	COURTILS	84,00'	M. rouge	58	0,06	0,05	-22,7	-23,3	0,05	-23,0					43° 0'31.90"	2°44'28.47"	4
14-COUR-198	COURTILS	68,00'	G.	53	0,07	0,39	-23,9	-24,6	0,06	-24,3					43° 0'30.76"	2°44'27.96"	3
14-COUR-197	COURTILS	52,90'	G.	46	0,05	0,04	-23,6	-23,9	0,03	-23,8					43° 0'29.85"	2°44'27.65"	2
14-COUR-304	COURTILS	9,20'	M.G. rouge	45	0,03	0,04	-23,6	-23,1	0,02	-23,3					43° 0'26.84"	2°44'26.24"	4
14-COUR-303	COURTILS	7,60'	G.	60	0,03	0,03	-23,1	-22,4	0,02	-22,7					43° 0'26.66"	2°44'26.77"	4
14-COUR-302	COURTILS	3,40'	C.	90	N.A.	N.A.	-24,7	-24,2	3,05	-24,4					43° 0'26.14"	2°44'26.73"	7
14-COUR-301	COURTILS	1,10'	G.	48	0,12	0,03	-23,1	-23,0	0,12	-23,1					43° 0'26.02"	2°44'26.64"	6
14-COUR-300	COURTILS	0,00'	C.	96	N.A.	N.A.	-23,2	-23,6	2,67	-23,4					43° 0'25.40"	2°44'26.64"	7?
16-CH-MIL	CHENIL													X	43° 0'10.87"	2°43'32.45"	
16-CH-26	CHENIL											X	X		43° 0'10.98"	2°43'32.48"	
16-CH-26TER	CHENIL												X	X			
16-COUR-HUITRE	COURTILS											X	X		43° 0'38.05"	2°44'39.52"	
16-COUR-RL	COURTILS													X			
16-CF-RL	CROIX FER													X			
14-AL-TH	Castilou		marin 1									X	X				
16-ALBAS-PE marine limestone	CROIX FER /PETM	45,20"											X	X	43° 0'14.80"	2°42'1.33"	

▲ Table 9.3. Données des coupes d'Albas. Erl. = Erlangen ; P. = Parma ; N.P.= Nannoplancton ; Dino. = kystes de dinoflagellé ; L-M= lame-mince ;

Envir.= environnement de dépôt (0= marin ; 1= conglomérat - chenaux ; 2= calcaire sableux - chenaux ; 3= silt sableux à paléosols – paléosols de plaine

d'inondation ; 4= silt à paléosols – paléosols de plaine d'inondation ; 5= calcaire palustre – lac et pédogenèse ; 6= marne lacustre – lac ; 7= calcaire lacustre – lac).

CHAPITRE X – DISCUSSION ET CONCLUSIONS GENERALES

Les résultats chémostratigraphiques de ce travail peuvent s'articuler en quatre principaux axes :

- Apports méthodologiques
- Jalons stratigraphiques
- Chémostratigraphie à long terme et court terme
- Apports de la chémostratigraphie ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) à la datation des sites à mammifères terrestres au Paléogène

X. A. Apports méthodologiques

Les variations isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ au sein d'une colonne lithologique levée ne sont pas exclusivement dépendantes des conditions de l'époque, mais peuvent être directement induites par des biais lors de l'échantillonnage et lors du traitement de ces échantillons. Ce sous-chapitre aborde les possibles biais intervenant au cours des étapes de préparation des échantillons pouvant affecter, *in fine*, de manière significative, le signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$. La discussion autour de la méthodologie dans ce sous-chapitre, se réfère à description méthodologique étape par étape décrite dans le chapitre II.

A. 1. Méthode pré-analytique

Les premières étapes du traitement pré-analytique des échantillons se révèlent primordiales pour assurer une bonne fiabilité des résultats isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Un échantillonnage rigoureux est absolument nécessaire. En effet, il est important de prélever une fraction de roche saine, c'est-à-dire sans surface d'altération et/ou non polluée par des éléments organiques contemporains (mousses, racines, etc.). L'incorporation de ces éléments dans le traitement analytique peut conduire à une modification des rapports isotopiques primaires $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ des échantillons pouvant atteindre 4.0 ‰ (Brodie et al. 2011c), voire davantage selon l'intensité de la perturbation et la proportion de la contamination.

A. 2. Méthode analytique

A.2.1. Carbone inorganique résiduel

Un biais très important lors de l'analyse des résultats $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, est la présence de carbonates résiduels après acidification. Dans la majorité des cas, la fraction carbonatée majeure de l'échantillon se compose de calcite (CaCO_3). Cette dernière est facilement éliminée par une acidification à l'acide chlorhydrique (HCl 25%) pendant une durée de 1h30 - 2h00 (cf. chapitre II – Méthodologie). Les causes de la présence de carbonates résiduels après acidification sont multiples : durée d'acidification insuffisante, décarbonatation incomplète due à un échantillon très carbonaté (très peu probable), ou présence de carbonates peu réactifs à l'HCl à froid (ex. dolomite, sidérite, etc.). Typiquement, les valeurs isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{sid}}$ d'un échantillon de sidérite pure oscillent autour de -12.3 ‰ (VPDB) (Lebeau et al. 2014). Les valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ d'une dolomite micritique éocène oscillent autour de -2.4 ‰ (Yuan et al. 2015).

La neutralisation partielle ou incomplète de ce carbone inorganique affecte le signal $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de +3.0 à +4.0 ‰ (ex. Brodie et al. 2011c) et peut dans certains cas extrêmes dépasser les +5.0 ‰ (Table 10.1).

<i>Echantillons biaisés</i>	<i>Echantillons sous- et sus-jacents</i>		<i>Différence $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$</i>
-21.4 ‰	-25.6 ‰	-24.8 ‰	+4.2 ‰ à 3.4 ‰
-18.5 ‰	-25.0 ‰	-24.6 ‰	+6.5 ‰ à 6.1 ‰
-9.2 ‰	-25.8 ‰	-24.6 ‰	+16.6 ‰ à 15.4 ‰

▲ Table 10.1. Comparaison des signaux $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ d'échantillons à acidifications partielles ou incomplètes avec les valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ d'échantillons sous- et sus-jacents. La différence $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ illustre le décalage de l'échantillon vis-à-vis de valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ « normales ». Les échantillons sont issus de calcaires lacustres de la coupe de Palette (non publiée).

A.2.2 Acidification et rinçage

Plusieurs méthodes sont utilisées pour isoler le carbone organique de la matière minérale. Il existe de nombreuses techniques de préparation, telles que l'acidification *in situ* au sein d'une capsule d'étain ou bien une exposition à des vapeurs acides (fumigation). Dans le cadre de ce travail, la méthode privilégiée consiste en une acidification à l'HCl (25 %), désionisation et centrifugation (cf. fig. 2.6).

Dans le but de restreindre les facteurs externes à l'échantillon pouvant impacter les données isotopiques finales, il convient de déterminer l'influence de ces derniers sur la mesure isotopique, tels que le choix de la méthode, le choix de l'acide et sa concentration, la taille et l'homogénéité de l'échantillon, etc.

A.2.2.1 Choix de la méthode et de l'acide

La méthode du rinçage, de par sa simplicité a démontré son efficacité au cours de nombreuses itérations au sein du Département de Géologie de UNamur. A propos du choix de l'acide utilisé, plusieurs études s'accordent sur l'utilisation d'une solution HCl de faible concentration (2-6 M) au détriment de l'H₂SO₃ ou du H₃PO₄ afin de garantir une bonne précision et cohérence des résultats isotopiques (Kennedy et al. 2005 ; Brodie et al. 2011d).

Concernant l'impact de l'utilisation d'HCl sur la qualité de la matière organique et donc *in fine*, sur le signal isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, sa concentration ne semble pas impacter les valeurs isotopiques, tant que cette concentration ne dépasse pas les 32 % (Magioncalda 2003, thèse) ; Storme 2013, thèse). Néanmoins, pour des teneurs en carbonates des échantillons supérieures à 80 %, une concentration en HCl inférieure à 25 % ne semble pas suffisante pour assurer une neutralisation totale des carbonates. Dès lors, dans ce travail, nous utilisons une solution HCl 25 %.

A.2.2.2 Concentration en carbone organique, taille et homogénéité de l'échantillon

Parmi les potentiels biais analytiques, la concentration en carbone organique prend une place importante. Certains échantillons particulièrement pauvres en carbone organique provenant de

lithologies spécifiques telles que certaines marnes à paléosols ou grès d'origine fluviale (0.02 % à 0.1 % TOC), peuvent être potentiellement délicats à analyser.

Le premier biais consiste en une contamination de l'échantillon par du carbone contemporain. Bien qu'indépendamment de la taille de l'échantillon, une contamination organique est toujours problématique, cette dernière se révèle particulièrement significative lorsque la quantité de carbone organique primaire est faible. Selon la proportion de contaminant, la valeur $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ résultante est significativement impactée, si bien que dans certains cas extrêmes, elle ne reflète que le signal isotopique du contaminant.

Le second biais est la conséquence d'une teneur trop faible en carbone organique (< 0.05 % TOC) de l'échantillon. Lors du passage dans le spectromètre de masse, la limite de détection est atteinte, ce qui potentiellement altère les mesures $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Ce problème peut être contourné en augmentant la masse d'échantillon introduit dans le spectromètre, jusqu'à 70-80 mg pour des échantillons présentant un TOC < 0.03 %.

Le troisième biais, résulte d'une mauvaise homogénéisation de l'échantillon lors de la préparation pré-analytique. Il est important de bien homogénéiser l'échantillon afin de sélectionner une fraction représentative de ce dernier. Par exemple, les particules plus denses comme certains silicates se retrouvent au fond du récipient de stockage. Ne sélectionner que le fond du récipient de stockage induit une sélection artificielle des particules pouvant biaiser le signal isotopique.

A.2.3. Facteurs limitants de la méthode et solutions envisagées

La méthode utilisée dans ce travail et décrite dans le chapitre II comporte quelques limitations et problèmes qui lui sont propres.

Le traitement à l'acide requiert une quantité relativement importante d'échantillon brut (minimum 30 g), surtout pour les lithologies très carbonatées où jusqu'à 20-30 g de poudre brute est traitée. Dans le cas des calcaires lacustres qui atteignent très souvent plus de 95% en carbonate, la perte nette de matière par acidification est très élevée.

La méthodologie développée ici implique plusieurs manipulations des échantillons sous plusieurs formes (poudre carbonatée, résidus décarbonatés, poudre résiduelle décarbonatée) au cours du

processus préparatoire. Il est donc important d'évoquer la problématique de la contamination potentielle de l'échantillon lors de ces manipulations. Au contraire de la méthode de la capsule, qui consiste en une acidification *in situ* de l'échantillon, ce qui limite drastiquement les risques d'une contamination externe, la méthode utilisée dans ce travail multiplie les risques potentiels d'erreurs si la charte méthodologique n'est pas scrupuleusement suivie. A l'inverse, l'avantage de cette méthode est qu'elle assure un bon contrôle étape par étape de la préparation.

En plus des pertes nettes carbonatées durant l'acidification des carbonates, il est important de noter des pertes, parfois importantes, de particules en suspension lors de l'étape de neutralisation de l'acide. La conséquence est l'élimination d'une partie de ces particules flottantes (colloïdes fins) et une augmentation artificielle de la teneur en matières organiques de l'échantillon. Plus important encore, l'élimination de ces particules colloïdales peut également signifier l'élimination potentielle de particules organiques solubles (ex. Brodie et al. 2011a). Afin de limiter ce problème, l'étape de centrifugation de la solution est essentielle afin de limiter ces pertes et ainsi conserver l'intégrité des proportions en particules organiques. Notons que dans certains cas, malgré plusieurs étapes de centrifugations, il est pratiquement impossible de décanter l'entièreté de ces particules. Il serait sans doute opportun, à terme, de tester les effets éventuels de cette flottaison sur les résultats isotopiques de plusieurs échantillons.

A.2.4. Reproductibilité inter-laboratoires des analyses

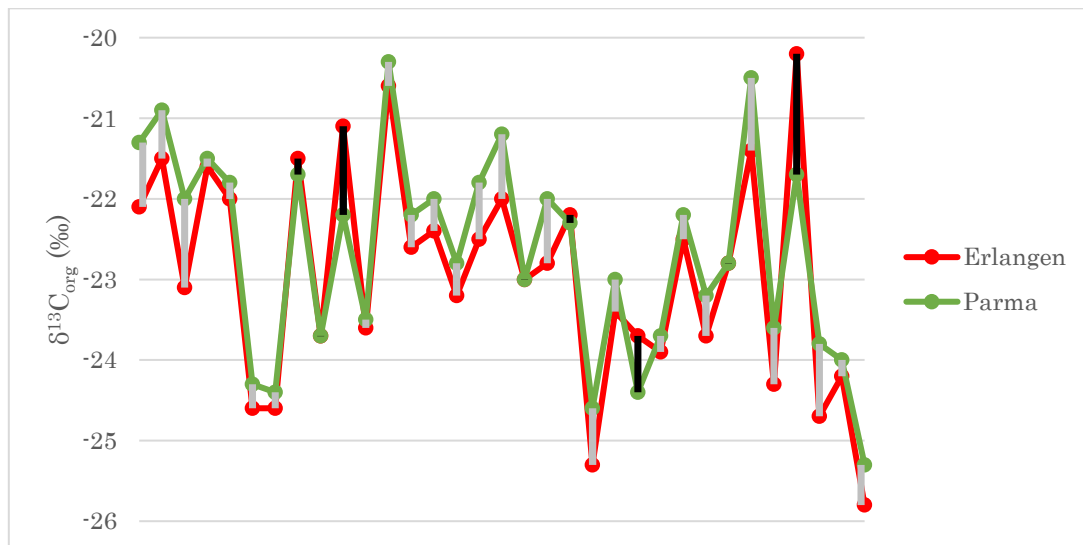
La question de la reproductibilité des analyses se limite généralement aux paramètres analytiques du spectromètre de masse : choix du standard analytique ou précision de l'appareil. Toutefois il apparaît nécessaire de soulever la question de la reproductibilité des analyses inter-laboratoires. Outre les biais analytiques soulevés dans ce sous-chapitre, notamment au niveau de la méthode de préparation, il existe des différences significatives entre les valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ du même échantillon selon le matériel analytique propre à chaque laboratoire. Dans la table 10.2, nous pouvons observer une série d'échantillons issus de la coupe Albas Ouest, ainsi que les valeurs isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ associées. Les mesures ont été effectuées au sein de deux laboratoires réputés (Erlangen et Parme) afin d'illustrer la reproductibilité inter-laboratoire. Les différences absolues $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre les deux

laboratoires varient entre 0.1 ‰ et 1.5 ‰ avec une moyenne de 0.5 ‰. Bien que les différences $\delta^{13}C_{org}$ entre les deux laboratoires ne soient pas systématiquement positives ou négatives, il se dégage qu'un des deux laboratoires indique des résultats légèrement plus positifs ou négatifs dans une majorité de cas. Sur la figure 10.1 et table 10.2, les valeurs isotopiques $\delta^{13}C_{org}$ du laboratoire d'Erlangen sont relativement plus légères que celles du laboratoire de Parma.

<i>Albas</i>	$\delta^{13}C_{org}$ (‰)	$\delta^{13}C_{org}$ (‰)	<i>Différence</i>
	<i>Laboratoire Erlangen</i>	<i>Laboratoire Parme</i>	<i>absolue (‰)</i>
14-CF-19	-22,1	-21,3	0,8
14-CF-18	-21,5	-20,9	0,6
14-CF-17	-23,1	-22,0	1,0
14-CF-16C	-21,6	-21,5	0,1
14-CF-16B	-22,0	-21,8	0,2
14-CF-16A	-24,6	-24,3	0,3
14-CF-15	-24,6	-24,4	0,2
14-CF-14	-21,5	-21,7	0,2
14-CF-13	-23,7	-23,7	0,0
14-CF-12	-21,1	-22,2	1,1
14-CF-11	-23,6	-23,5	0,1
14-CF-10	-20,6	-20,3	0,3
14-CF-09	-22,6	-22,2	0,5
14-CF-08	-22,4	-22,0	0,4
14-CF-06	-23,2	-22,8	0,4
14-CF-05	-22,5	-21,8	0,7
14-CF-04	-22,0	-21,2	0,8
14-CF-03	-23,0	-23,0	0,0
14-CF-02	-22,8	-22,0	0,8
14-CF-01	-22,2	-22,3	0,1
14-CH-37	-25,3	-24,6	0,7
14-CH-34	-23,4	-23,0	0,4
14-CH-29	-23,7	-24,4	0,7
14-CH-24	-23,9	-23,7	0,2
14-CH-22	-22,5	-22,2	0,3
14-CH-20	-23,7	-23,2	0,5
14-CH-17	-22,8	-22,8	0,1
14-CH-14	-21,4	-20,5	0,9
14-CH-10	-24,3	-23,6	0,7
14-CH-06	-20,2	-21,7	1,5
14-CH-03	-24,7	-23,8	0,9
14-CH-02	-24,2	-24,0	0,1
14-CH-01	-25,8	-25,3	0,4
		Moyenne (‰)	0,5

◀ Table 10.2. Reproductibilité des valeurs isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre deux laboratoires (GeoZentrum Nordbayern, Erlangen ; Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Parma). Les échantillons présentés ici sont issus de la coupe d’Albas Ouest (cf. chapitre IX).

Considérant les différences entre les résultats des deux laboratoires (en moyenne 0.5 ‰), nous pouvons conclure qu’il existe un biais analytique des résultats isotopiques en fonction du choix du laboratoire. Soulignons cependant que ce biais est relativement restreint (0.5 ‰) et que ce dernier semble peu affecter l’allure générale de la courbe isotopique (Fig. 10.1). De plus, les nombreux biais méthodologiques (ci-dessus) couplés à ce biais analytique montrent qu’il est préférable d’intégrer l’ensemble des valeurs isotopiques dans leur globalité (allure de la courbe isotopique) et issues d’une sélection homogène (un seul laboratoire), plutôt que se focaliser sur les valeurs ponctuelles non homogènes (issues de différents laboratoires) qui peuvent légèrement fluctuer.



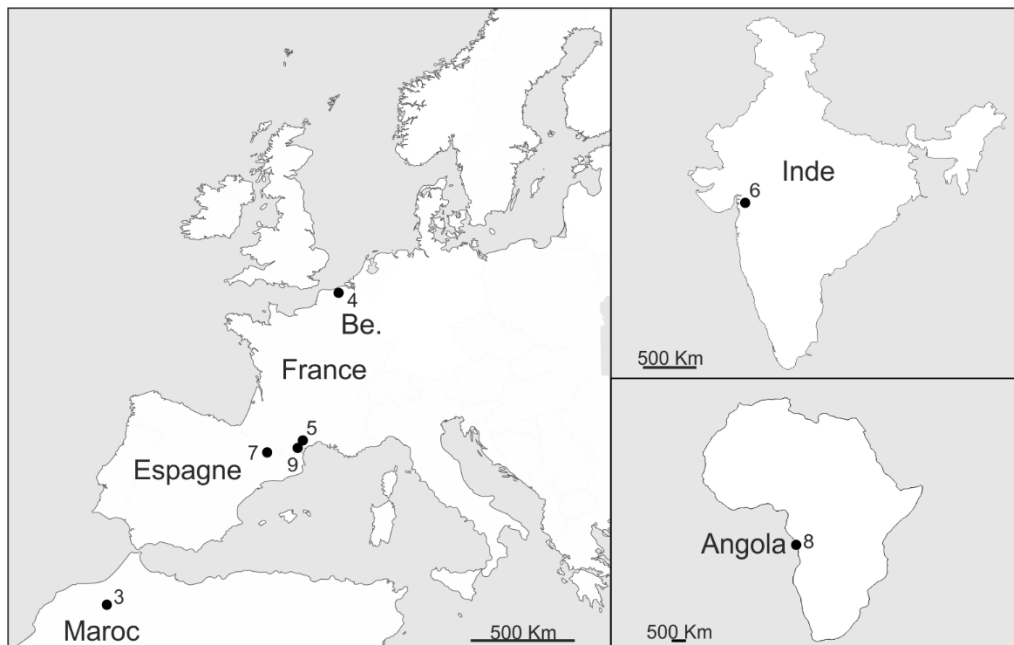
▲ Figure 10.1. Différences relatives entre les valeurs isotopiques issues de la coupe d’Albas Ouest (cf. table 10.2), entre les laboratoires d’Erlangen (ligne rouge) et Parma (ligne verte). Les rectangles gris représentent les différences négatives des valeurs isotopiques entre le laboratoire d’Erlangen et le laboratoire de Parma. Les rectangles noirs représentent les différences positives entre le laboratoire d’Erlangen et le laboratoire de Parma.

X. B. Jalons stratigraphiques

Un enregistrement stratigraphique est le produit d'un système géochimique qui consiste en un cadre géologique, climatique et de production de sédiments (Berger & Vincent, 1981). Ce sous-chapitre abordera les aspects stratigraphiques de ce travail ainsi que les problématiques associées. Seront développés ci-dessous l'importance de la stratigraphie et des jalons stratigraphiques permettant une bonne interprétation des résultats isotopiques. Un bref résumé des éléments stratigraphiques utilisés dans ce travail peut être consulté dans le tableau suivant (Tab. 10.3).

B.1. Choix des sites étudiés

Les successions sédimentaires étudiées dans ce travail représentent une large variété géographique de sites sur plusieurs continents (Fig. 10.2) : dans le nord de l'Europe (Egem et autres localités), dans le sud de l'Europe (Minervois, Campo, Albas), en Afrique du Nord (Dahkla), en Afrique centrale (Landana) et dans le sud Asiatique (Tadkeshwar, Inde).



◀ Figure 10.2. Localisation des sites étudiés, classement par chapitres. 3. Dakhla (Maroc), 4. Egem (Belgique), 5. Minervois (France), 6. Tadkeshwar (Inde), 7. Campo (Espagne), 8. Landana (Angola), 9. Albas (France). Be.= Belgique. Echelle 500 km.

Afin de répondre aux problématiques d'études de ce travail, le choix des sites étudiés doit répondre à un ou plusieurs critères, parmi lesquels : une succession sédimentaire continentale ou marine proximale ; un ou plusieurs niveaux distincts à fossiles mammifères ; un âge Paléogène, idéalement Paléocène-Eocène ou un intérêt historique particulier.

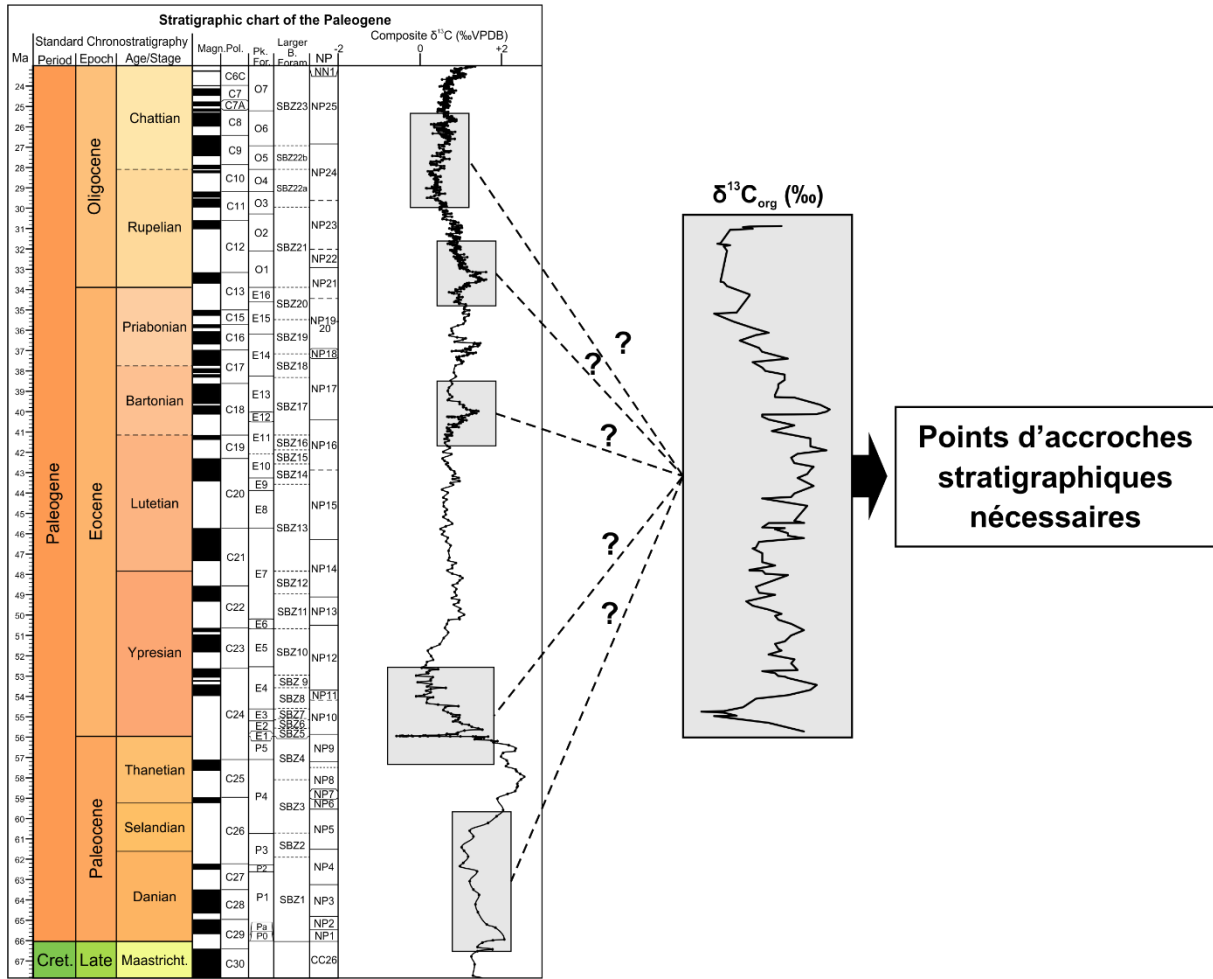
B.2. L'importance de la stratigraphie

La réelle difficulté inhérente à l'interprétation chémostratigraphique des analyses isotopiques en domaine continental est l'absence d'une stratigraphie fine, voire dans certains cas, l'absence totale de contraintes stratigraphiques robustes. La chémostratigraphie isotopique utilisée dans ce travail utilise une méthode d'approche qui nécessite l'introduction d'un(e) composant(e) stratigraphique initial(e) utilisée comme « garde-fou » stratigraphique ou jalon stratigraphique (Tab. 10.3).

Chapitres Sites	En collaboration dans ce travail ou publié	Dans ce travail		
		Chémostratigraphie à long terme	Chémostratigraphie à court terme	« Age chémostratigraphique » des sites à fossiles
Chapitre III Dakhla	Magnétostratigraphie (Bennami et al. 2019)	Non étudiée	Evènements isotopiques Oi-1 et Oi-1a	* Niveau C2 , au dessus de Oi-1 (Oligocène basal) et sous Oi-1a * Niveau B1 , (NP18-Priabonien) * Niveau B2-C1 , (NP19-20-Priabonien)
Chapitre IV Egem et autres	Biostratigraphie marine nannoplanctons (NP12) (Steurbaut et al. 2015)	EECO (<i>Early Eocene Climatic Optimum</i>)	<i>Hyperthermal « O »</i> ~ 51.3 Ma	* MP8+9 , ~ 900.000 ans plus vieux que Prémontré (MP10)
Chapitre V Minervois	Dépôts continentaux et niveau marin interstratifié (nannoplancton - NP11)	Tendance négative Eocène inférieur	<i>ETM2</i> et intervalle <i>ETM2-ETM3</i>	* Niveau MP7 , juste au-dessus de l' <i>ETM2</i> - NP11 moyen * Niveau MP8+9 , fin de l'intervalle <i>ETM2-ETM3</i> * Niveau MP10 , tendance positive post <i>ETM2-ETM3</i>
Chapitre VI Tadkeshwar	Dépôts marins Dinoflagellés (T. Steeman, non publié)	Non étudiée	<i>Hyperthermals yprésiens ETM2?</i>	* Niveaux TAD-1 et TAD-2 probablement Yprésien inférieur
Chapitre VII Campo	Dépôts continentaux et niveaux marins sous- et sus-jacents	Tendance négative post <i>PETM</i>	<i>PETM</i>	* Niveau Campo localisé ~ 88.5m sous le <i>PETM</i>
Chapitre VIII Landana	Dépôts marins Foraminifères planctoniques	Tendances discontinues Paléocène et Eocène	Non étudiée	* Pas de mammifères * Vertébrés Danien à Lutétien
Chapitre IX Albas	Dépôts continentaux et 2 niveaux marins Jalons biostrat. discutés	Tendances Paléocène - Eocène	<i>PETM</i>	* Niveaux MP6b juste sous le <i>PETM</i>

◀ Tableau 10.3. Synthèse des données et résultats issus de ce travail. Focus sur les aspects stratigraphiques et jalons stratigraphiques (encadré noir). Les autres aspects sont développés dans les autres parties de ce chapitre discussion et conclusions générales.

Cette démarche est essentielle dans le but de délimiter l'enregistrement isotopique au sein d'un canevas isotopique standard. Ce problème de point d'accroche stratigraphique est illustré sur la figure 10.3 reprenant les résultats isotopiques de la coupe Albas Ouest (cf. chap. IX). En l'absence de marqueur stratigraphique, même sur une grande échelle de temps, il est complexe d'assurer un positionnement fiable de l'enregistrement isotopique au sein de la charte chronostratigraphique générale du Paléogène (ou de toute autre période de temps). Dans pareille situation, le moindre horizon livrant une information de datation s'avère capital. Selon le type d'élément stratigraphique, l'âge de l'intervalle étudié peut être plus ou moins contraint dans le temps. Par exemple, un certain type de charophyte retrouvé dans un niveau peut renseigner un intervalle temporel relativement restreint (ex. Thanétien supérieur ~1 Ma) ou non (ex. Danien à Thanétien ~10 Ma).



▲ Figure 10.3. Signal isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ mis en corrélation avec une courbe $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ standard pour le Paléogène (Gradstein et al. 2012). Ce schéma illustre l'importance de points d'accroche stratigraphique afin de positionner le signal isotopique vis-à-vis de la courbe standard. Résultats isotopiques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) issus de la coupe Albas Ouest (Chapitre IX).

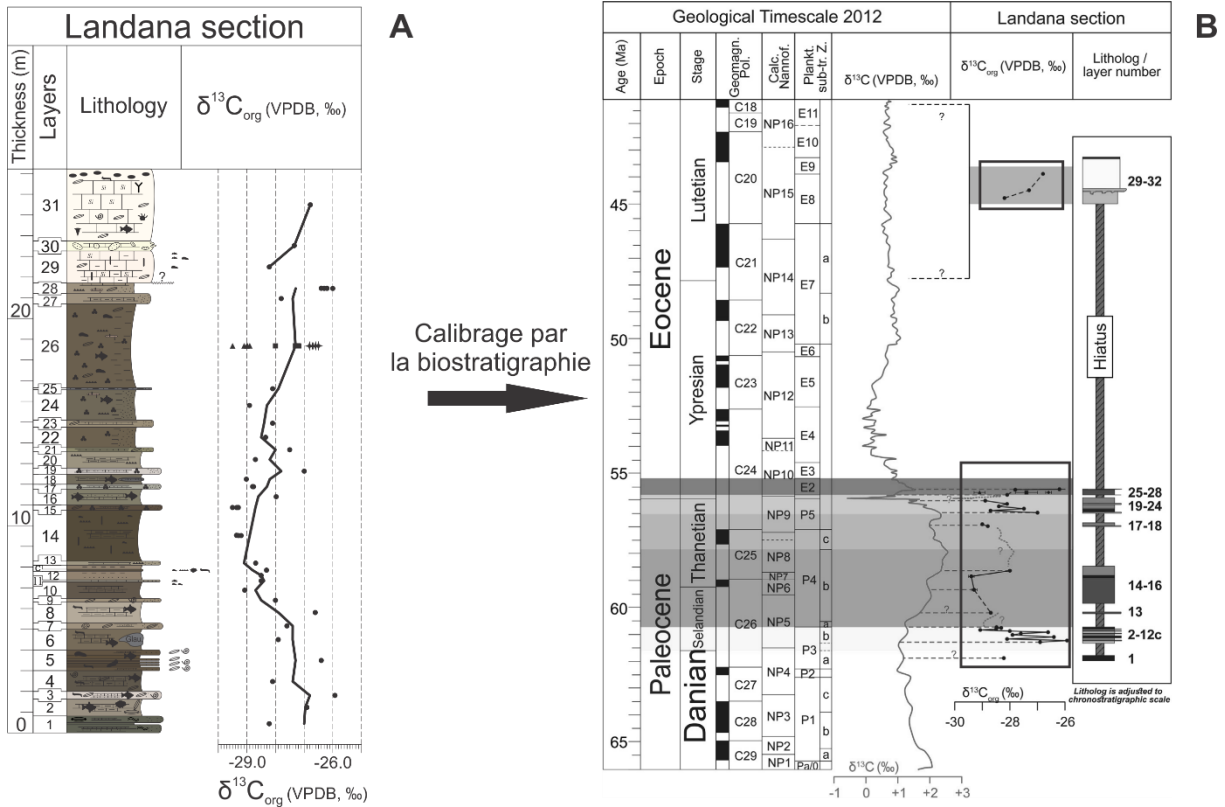
Parmi les éléments biostratigraphiques datables en domaine continental (valables pour le Paléogène), figurent les charophytes, gastéropodes, mollusques, pollens, phanérogames (plantes), ou certains vertébrés. Néanmoins, certaines alternatives à la biostratigraphie existent comme la magnétostratigraphie ou la radiométrie.

B.2.1. La chémostratigraphie dirigée par la stratigraphie

L'apport de la stratigraphie « conventionnelle » (bio-magnéto-stratigraphie) est capital dans l'interprétation des résultats isotopiques. La combinaison de ces différents *proxies* augmente significativement la précision et la résolution temporelle des corrélations régionales/globales (Wendler, 2013). La biostratigraphie permet de poser des limites (ou jalons) dans la chronologie des événements isotopiques. La chronologie isotopique (tendances à long terme ou événements ponctuels), une fois correctement balisée, et si elle présente un enregistrement global, devient un marqueur temporel très puissant et supérieur à la biostratigraphie, car il permet de se défaire des effets écologiques régionaux (Berger & Vincent, 1981).

De nombreux auteurs ont donc couplé la biostratigraphie et la chémostratigraphie dans le but d'affiner la résolution stratigraphique (ex. De Gea et al. 2003) ou comme « outil » alternatif dans le cas où les données biostratigraphiques sont pauvres ou non utilisables (ex. Valladares et al. 1996). Dans le cas où la biostratigraphie fait défaut, la fiabilité des arguments de datation strictement isotopiques ne peut être assurée.

Prenons pour exemple le cas de l'analyse isotopique de la coupe de Landana (cf. chapitre VIII). Dans un premier temps, nous prendrons uniquement en compte les données isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ afin de démontrer l'importance des éléments stratigraphiques dans l'interprétation des données isotopiques de la coupe. La coupe de Landana étudiée dans ce travail (cf. chapitre VIII) se compose de 27 m de sédiments marins peu profonds. Les résultats isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtenus de cette coupe (Fig. 10.4.A), en prenant soin de faire abstraction des données biostratigraphiques, semblent montrer un signal isotopique continu mais dont l'extension chronologique est inconnue. Bien que le signal isotopique tende à montrer des tendances isotopiques claires et marquées, il n'est pas possible en l'état d'identifier et corréler ces dernières aux tendances isotopiques globales.



▲ Figure 10.4. A. lithologie et résultats isotopiques $\delta^{13}C_{org}$ de la coupe de Landana. La courbe noire est une moyenne mobile sur 3 points. B. Ajustement du signal isotopique en accord avec les résultats biostratigraphiques revus (foraminifères planctoniques). Voir chapitre VIII pour plus de détails.

Dès lors que certains jalons ou successions biostratigraphiques sont établis (Fig. 10.4.B) et mis en parallèle, il est possible d'identifier certaines grandes tendances isotopiques globales. Il ressort parfois, comme c'est le cas à Landana, plusieurs paramètres importants à mentionner : (i) les signaux isotopiques, bien que paraissant continus sans l'apport par exemple de biostratigraphie, peuvent être fortement discontinus (hiati) menant à de possibles confusions d'interprétations ; (ii) l'épaisseur de la coupe n'est pas proportionnelle à la durée de la chronologie enregistrée.

L'exemple de la coupe de Landana illustre parfaitement l'importance capitale de contraindre stratigraphiquement le signal isotopique étudié. Dans le cadre de ce travail, les marqueurs stratigraphiques utilisés sont majoritairement biostratigraphiques, qu'ils soient ponctuels comme dans les coupes du Minervois (cf. chapitre V) ou à Albas (cf. chapitre IX), ou bien relativement

continus comme dans les coupes d'Egem (cf. chapitre IV). Notons enfin que les coupes en domaine continental sont généralement pauvres en jalons biostratigraphiques, ou avec de larges extensions stratigraphiques, ce qui renforce l'importance de ces jalons lors des interprétations isotopiques.

B.2.2. Résolution chémostratigraphique et épaisseur des coupes

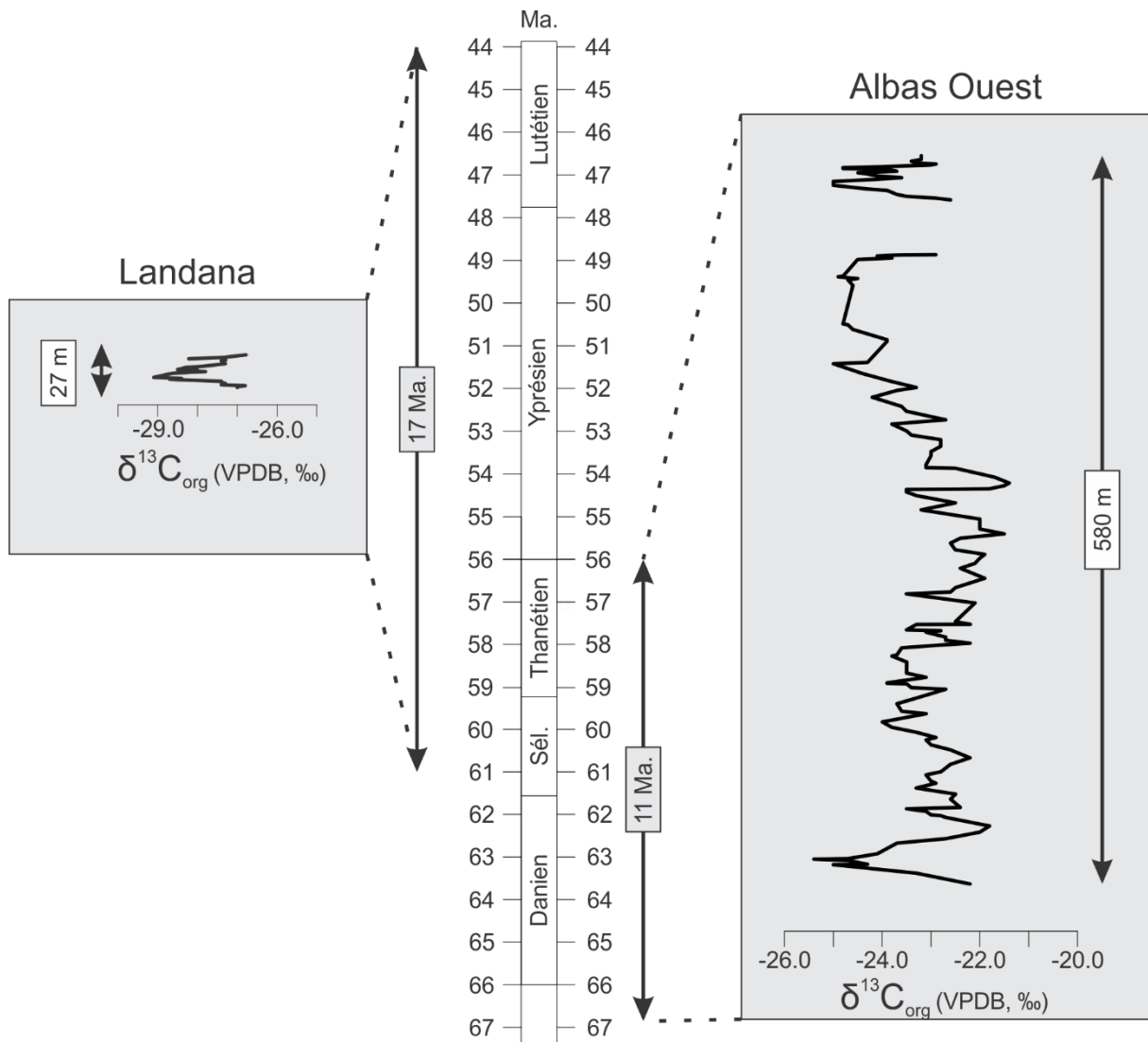
Il n'existe pas de consensus quant à la définition de « résolution chémostratigraphique » (Ramkumar, 2015). La résolution d'interprétation des résultats repose essentiellement sur l'intervalle d'échantillonnage de la coupe et sur la confiance donnée à délimiter une « chémozone » (= signature isotopique dans un intervalle particulier, par exemple l'intervalle du *PETM*) (Ramkumar, 2015). Dans ce travail, le terme « haute résolution » est applicable pour les signaux isotopiques présentant un échantillonnage serré et une bonne finesse d'interprétation isotopique (voir chapitre IV – Egem ou chapitre VII – Campo).

L'épaisseur des coupes étudiées est un paramètre important à ne pas négliger lorsqu'il s'agit d'obtenir une bonne résolution stratigraphique. L'épaisseur de la section étudiée n'est pas proportionnelle au temps enregistré dans cette dernière. Prenons à nouveau pour exemple la coupe de Landana, elle présente une épaisseur de dépôt d'environ 27 m pour un cumul de ~ 17 millions d'années (Fig. 10.5). Cela représente un « taux de préservation » de ~ 1.6 m/Ma. Ce taux est inférieur au taux d'accumulation car il prend en compte les hiati (importants à Landana) et la compaction des sédiments (Strasser, 2016). Ce taux est à prendre avec extrême précaution car il s'agit d'une moyenne de la coupe et est plutôt indicatif. Prenons maintenant pour exemple la coupe d'Albas (cf. chapitre IX). Cette dernière cumule ~ 580 m de sédiment (coupe Albas Ouest) pour un cumul de ~ 11 millions d'années, soit un taux de préservation de ~ 53 m/Ma (Fig. 10.5).

La résolution chémostratigraphique est résolument différente entre les deux coupes. A Albas, la résolution d'échantillonnage moyenne (hors intervalle *PETM*) est d'environ 1 échantillon/3-5 m. A Landana, la résolution d'échantillonnage de seulement 1 échantillon/1.2 m.

Bien que l'échantillonnage à Albas paraisse moins dense, il est pourtant de bien meilleure résolution qu'à Landana, ce qui permet une meilleure confiance dans les interprétations isotopiques.

Cet exemple souligne l'importance d'estimer le degré de résolution stratigraphique pouvant être atteint sur une coupe, ce qui est souvent indépendant de l'épaisseur effective de la coupe étudiée.



▲ Figure 10.5. Comparaison entre les puissances des coupes à Landana (chap. VIII) et Albas Ouest (chap. IX) et leurs extensions de dépôts respectives.

X. C. Chémostratigraphie des tendances à long terme et à court terme

Les campagnes de forages océaniques profonds (DSDP – Deep Sea Drilling Project) qui débutent en 1968 constituent une étape majeure dans l'essor des premières grandes séquences isotopiques, d'abord sur l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) puis sur le carbone ($\delta^{13}\text{C}$). Les premières études chémostratigraphiques des strates marines permettront alors de corréliser ces dernières à l'échelle globale. Les travaux de Shackleton & Kennett (1975) sur les sites DSDP 277, 279 et 281 livrent un des premiers aperçus des tendances isotopiques à long terme de la courbe $\delta^{13}\text{C}_{\text{foram}}$ (foraminifères planctoniques et benthiques) durant le Cénozoïque. Dès 1986, les premières compilations affinent les grandes tendances à long terme de la courbe isotopique du carbone (ex. Shackleton, 1986), ou de l'oxygène (ex. Miller, et al. 1987). Dans les années 1990, on assiste à une expansion du nombre d'étude traitant des séquences isotopiques à haute résolution du Cénozoïque, notamment grâce à l'accès à des carottages de meilleures qualités récupérés par les projets DSDP et ODP (Ocean Drilling Program) (Zachos et al. 2001). Les enregistrements isotopiques de plus en plus détaillés ont logiquement suscité un intérêt croissant dans plusieurs thématiques qui sont toujours d'actualité de nos jours et constituent le cœur de recherches à parts entières. Premièrement, ces enregistrements détaillés et calibrés permettent d'affiner considérablement l'échelle géologique du Cénozoïque. Deuxièmement, ces courbes isotopiques à haute résolution mettent en évidence des tendances isotopiques de long terme s'étalant sur plusieurs millions d'années, ainsi que de brefs évènements isotopiques (tendances à court terme). Ces derniers sont la conséquence de profonds – ou non – changements environnementaux et/ou biologiques globaux (ex. PETM). Enfin, les courbes isotopiques du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) ont démontré à maintes reprises leur réel potentiel dans les corrélations stratigraphiques.

Ce sous-chapitre se consacre aux deux derniers points soulevés ci-dessus.

C.1. Chémostratigraphie des tendances isotopiques à long terme

La reconstruction de l'histoire climatique de notre planète s'est faite grâce à de nombreux outils appliqués sur les sédiments marins et terrestres. Parmi ceux-ci, les enregistrements isotopiques marins profonds ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) ont joué un rôle crucial (Zachos et al. 2001). Ces enregistrements favorisent le développement des premières compilations isotopiques du Cénozoïque (ex. Shackleton & Kennett, 1975 ; Zachos et al. 2001). Ces tendances isotopiques peuvent être catégorisées en deux catégories majeures : (i) les tendances à long terme (entre 1 et 10 Ma) ; (ii) les tendances à court terme (entre 10.000 et 100.000 ans) (Zachos et al. 2001).

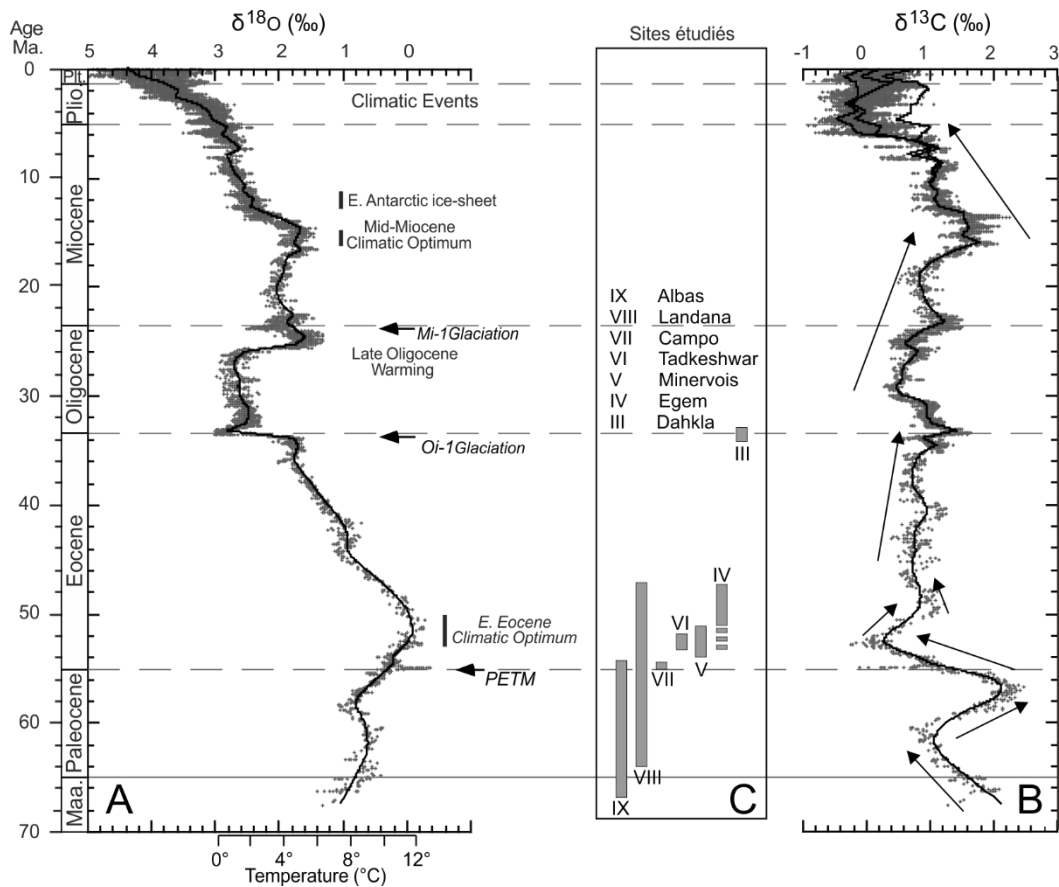
Le tableau 10.4 ci-dessous synthétise les grandes tendances isotopiques à long terme reprises dans ce travail.

	En collaboration dans ce travail ou publié	Dans ce travail		
Chapitres Sites	Stratigraphie et Jalons stratigraphiques	Chémostratigraphie à long terme	Chémostratigraphie à court terme	« Age chémostratigraphique » des sites à fossiles
Chapitre III Dakhla	Magnétostratigraphie (Bennami et al. 2019)	Non étudiée	Evènements isotopiques Oi-1 et Oi-1a	* Niveau C2, au dessus de Oi-1 (Oligocène basal) et sous Oi-1a * Niveau B1, (NP18-Priabonien) * Niveau B2-C1, (NP19-20-Priabonien)
Chapitre IV Egem et autres	Biostratigraphie marine nannoplanc tons (NP12) (Steurbaut et al. 2015)	EECO (<i>Early Eocene Climatic Optimum</i>)	<i>Hyperthermal</i> « O » ~ 51.3 Ma	* MP8+9, ~ 900.000 ans plus vieux que Prémontré (MP10)
Chapitre V Minervois	Dépôts continentaux et niveau marin interstratifié (nannoplanc ton - NP11)	Tendance négative Eocène inférieur	ETM2 et intervalle ETM2-ETM3	* Niveau MP7, juste au-dessus de l'ETM2 - NP11 moyen * Niveau MP8+9, fin de l'intervalle ETM2-ETM3 * Niveau MP10, tendance positive post ETM2-ETM3
Chapitre VI Tadkeshwar	Dépôts marins Dinoflagellés (T. Steeman, non publié)	Non étudiée	<i>Hyperthermals yprésiens</i> ETM2?	* Niveaux TAD-1 et TAD-2 probablement Yprésien inférieur
Chapitre VII Campo	Dépôts continentaux et niveaux marins sous- et sus-jacents	Tendance négative post PETM	PETM	* Niveau Campo localisé ~ 88.5m sous le PETM
Chapitre VIII Landana	Dépôts marins Foraminifères planctoniques	Tendances discontinues Paléocène et Eocène	Non étudiée	* Pas de mammifères * Vertébrés Danien à Lutétien
Chapitre IX Albas	Dépôts continentaux et 2 niveaux marins Jalons biostrat. discutés	Tendances Paléocène - Eocène	PETM	* Niveaux MP6b juste sous le PETM

▲ Tableau 10.4. Synthèse des données et résultats issus de ce travail. Focus sur les tendances isotopiques à long terme (encadré noir). Les autres aspects sont développés dans les autres parties de ce chapitre discussion et conclusions générales.

En complément du tableau 10.4, la figure 10.5 illustre les signaux isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ durant le Cénozoïque. Le signal isotopique de l'oxygène est un bon indicateur du climat passé de la terre. Nous pouvons y observer l'intervalle *EECO*, la période la plus chaude du climat depuis la fin du Crétacé, qui est un évènement d'assez long terme (durée ~ 2 Ma) (Fig. 10.5.A). Globalement depuis la fin de l'*EECO*, nous observons une tendance isotopique positive à long terme du signal $\delta^{18}\text{O}$, ce qui se traduit par un refroidissement global du climat depuis l'Eocène moyen. Superposées à cette tendance à long terme, nous pouvons souligner certaines tendances à court terme, ou *hyperthermals* s'il s'agit un bref réchauffement du climat, comme par exemple le *PETM* ou le *Late Oligocene Warming*.

Le signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$ présente des tendances souvent différentes du signal $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 10.5). A l'instar du signal $\delta^{18}\text{O}$, certaines grandes tendances isotopiques se démarquent, surtout entre la fin du Maastrichtien et l'Eocène moyen (Fig. 10.5.B, flèches noires). L'extension chronologique de ces sites étudiés dans ce travail est indiquée dans la figure 10.5.C



◀ Figure 10.5. A. Compilation du signal isotopique $\delta^{18}\text{O}$ durant le Cénozoïque. Les flèches noires indiquent certaines tendances isotopiques à court terme (*hyperthermals*). B. Compilation du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}$. Les flèches noires indiquent les grandes tendances isotopiques à long terme. Données isotopiques tirées des forages DSDP et ODP (voir références dans Zachos et al. 2001). C. Rectangles grisés = extension chronostratigraphique des sites étudiés dans ce travail. Les chiffres romains correspondent à la numérotation des chapitres. Figure modifiée d'après Zachos et al. (2001).

A l'exception du site de Dahkla (chap. III), les zones d'études se concentrent au Paléogène Inférieur. Cet intervalle est particulièrement pertinent car il est le siège d'importants bouleversements climatiques et fauniques parmi lesquels d'importants *turnovers* chez les mammifères (discutés plus loin dans ce chapitre). En outre, cet intervalle d'étude présente des tendances isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ à long terme particulièrement bien marquées (Fig. 10.5.B.), ce qui favorise l'apport de la chémostratigraphie à la datation des sites étudiés et leurs corrélations.

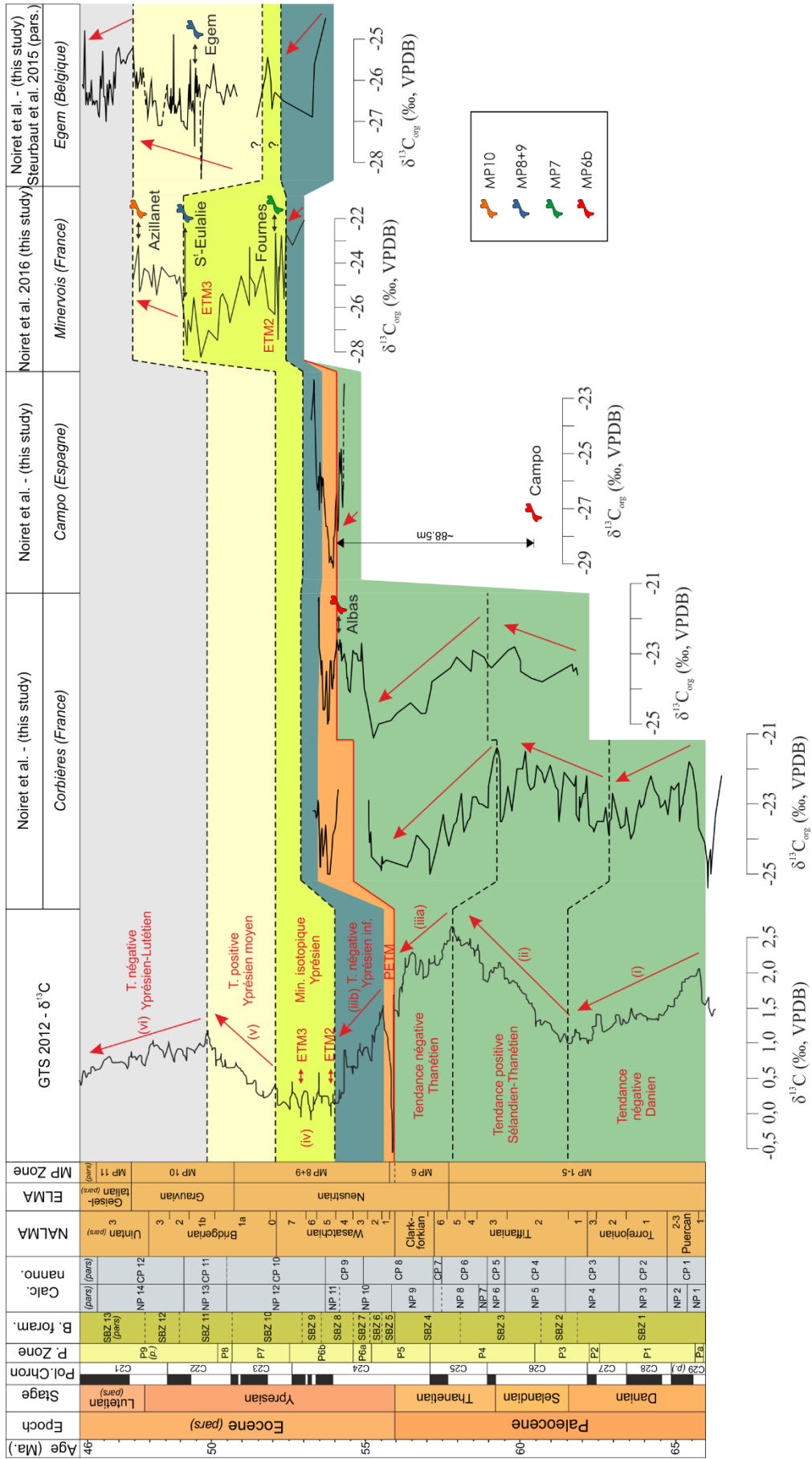
Il n'existe pas de consensus quant à la nomenclature de ces tendances à long terme, au contraire des *hyperthermals* éocènes, individuellement identifiés par une lettre alphabétique (ex. Laetani et al. 2016). Dans ce travail, les grandes tendances isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ du Paléogène inférieur seront arbitrairement délimitées aux points d'inflexions du signal isotopique et nommées selon l'Étage géologique associé (Fig. 10.6) :

- (i) Tendance négative du Danien, entre 66 et ~ 61.5 Ma.
- (ii) Tendance positive Sélandien-Thanétiens, entre ~ 61.5 et ~ 57.5 Ma.
- (iiia) Tendance négative Thanétiens, entre ~ 57.5 et 56 Ma.
- (iiib) Tendance négative Yprésien inférieur, entre 56 et ~ 54 Ma.
- (iv) Intervalle à minimum isotopique Yprésien, entre ~ 54 et ~ 52 Ma.
- (v) Tendance positive Yprésien moyen, entre ~ 52 et ~ 50 Ma.
- (vi) Tendance négative Yprésien-Lutétien, entre ~ 50 et ~ 46 Ma.

La figure 10.6 montre que les grandes tendances isotopiques du Paléocène sont bien dessinées sur les coupes d'Albas (Ouest et Est). A Campo, seulement quelques valeurs isotopiques pré-*CIE*, cette

tendance isotopique permet d'anticiper la tendance isotopique négative thanétienne. L'intervalle *PETM* et la tendance isotopique positive yprésienne post-*PETM* sont enregistrés à Albas et à Campo. Cette tendance yprésienne n'est pas enregistrée sur une grande épaisseur à Albas. Elle est en revanche bien marquée sur la partie supérieure de la coupe à Campo ($\delta^{13}\text{C}$ par Molina et al. 2003 ; cf. chapitre VII - figure 7.8). Nous pouvons également estimer la présence de cette tendance isotopique sur la coupe du Minervois et dans le Bassin de la Mer du Nord (Fig. 10.6).

► Fig. 10.6. Tendances isotopiques majeures à long terme (GTS 2012, Vandenberghe et al. 2012, modifié). Sites d'Albas, Campo, régions du Minervois et du Bassin de la Mer du Nord, avec les faunes mammifères associées. Les traits en tirets sont des délimitations des différents grands ensembles isotopiques à long terme. Les épaisseurs des coupes illustrées par les enregistrements isotopiques ne sont pas à l'échelle.



L'intervalle à minimum isotopique yprésien (*ETM2-ETM3*) est enregistré sur la coupe du Minervois et supposé dans le Bassin de la Mer du Nord. La tendance isotopique positive de l'Yprésien moyen qui succède à ces valeurs isotopiques minimales est bien observée sur les coupes du Minervois, ainsi que dans le Bassin de la Mer du Nord. (Fig. 10.6). La tendance isotopique négative de l'Yprésien-Lutétien est uniquement observable à Egem.

Enfin, notons la position du site de Dahkla qui termine une longue tendance isotopique positive entre l'Eocène moyen et supérieur (Fig. 10.5.B), pour culminer à une anomalie isotopique positive à la transition Eocène-Oligocène (*EOT*).

C.2. Chémostratigraphie des tendances isotopiques à court terme – *hyperthermals*

Chapitres Sites	En collaboration dans ce travail ou publié	Dans ce travail		
	Stratigraphie et Jalons stratigraphiques	Chémostratigraphie à long terme	Chémostratigraphie à court terme	« Age chémostratigraphique » des sites à fossiles
Chapitre III Dahkla	Magnétostratigraphie (Bennami et al. 2019)	Non étudiée	Evènements isotopiques Oi-1 et Oi-1a	* Niveau C2, au dessus de Oi-1 (Oligocène basal) et sous Oi-1a * Niveau B1, (NP18-Priabonien) * Niveau B2-C1, (NP19-20-Priabonien)
Chapitre IV Egem et autres	Biostratigraphie marine nannoplanctons (NP12) (Steurbaut et al. 2015)	EECO (<i>Early Eocene Climatic Optimum</i>)	<i>Hyperthermal</i> « O » ~ 51.3 Ma	* MP8+9, ~ 900.000 ans plus vieux que Prémontré (MP10)
Chapitre V Minervois	Dépôts continentaux et niveau marin interstratifié (nannoplancton - NP11)	Tendance négative Eocène inférieur	<i>ETM2</i> et intervalle <i>ETM2-ETM3</i>	* Niveau MP7, juste au-dessus de l' <i>ETM2</i> - NP11 moyen * Niveau MP8+9, fin de l'intervalle <i>ETM2-ETM3</i> * Niveau MP10, tendance positive post <i>ETM2-ETM3</i>
Chapitre VI Tadkeshwar	Dépôts marins Dinoflagellés (T. Steeman, non publié)	Non étudiée	<i>Hyperthermals yprésiens ETM2?</i>	* Niveaux TAD-1 et TAD-2 probablement Yprésien inférieur
Chapitre VII Campo	Dépôts continentaux et niveaux marins sous- et sus-jacents	Tendance négative post <i>PETM</i>	<i>PETM</i>	* Niveau Campo localisé ~ 88.5m sous le <i>PETM</i>
Chapitre VIII Landana	Dépôts marins Foraminifères planctoniques	Tendances discontinues Paléocène et Eocène	Non étudiée	* Pas de mammifères * Vertébrés Danien à Lutétien
Chapitre IX Albas	Dépôts continentaux et 2 niveaux marins Jalons biostrat. discutés	Tendances Paléocène - Eocène	<i>PETM</i>	* Niveaux MP6b juste sous le <i>PETM</i>

▲ Tableau 10.5. Synthèse des données et résultats issus de ce travail. Focus sur les tendances isotopiques à court terme (encadré noir). Les autres aspects sont développés dans les autres parties de ce chapitre discussion et conclusions générales.

Superposés aux tendances isotopiques à long terme, le signal isotopique enregistre de brefs évènements isotopiques négatifs à l'échelle géologique : les *hyperthermals* (ex. Thomas, 1998). Les

hyperthermals se traduisent par un réchauffement climatique global, qui a pour conséquence d'enregistrer des anomalies isotopiques négatives sur les deux signaux isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$. Ces *hyperthermals* sont la conséquence de perturbations périodiques du cycle du carbone suite à l'injection massive et rapide de gaz à effet de serre, dont du carbone enrichi en ^{12}C (ex. Dickens, 2001 ; Kirtland Turner et al. 2014). Ces injections massives de carbone sont les conséquences de multiples facteurs tels que les changements dans l'équilibre physico-chimique des océans et les circulations océaniques, étroitement liés aux changements dans les paramètres orbitaux des cycles de Milankovitch (ex. Cramer et al. 2003 ; Thomas et al. 2006 ; Littler et al. 2014 ; Lauretano et al. 2015 ; Zeebe et al. 2017). La chronologie des *hyperthermals* suggèrent qu'ils aient été rythmés par un forçage orbital (ex. Cramer et al. 2003 ; Westerhold et al. 2008 ; Westerhold et al. 2018 ; Galeotti et al. 2010 ; Zachos et al. 2010 ; Sexton et al. 2011 ; Lauretano et al. 2015 ; Lauretano et al. 2016), en particulier par les cycles d'excentricité longs et courts.

Le retour à des valeurs isotopiques pre-*CIE* est relativement rapide (quelques dizaines de milliers d'années ; ex. Murphy et al. 2010) et s'effectue par des mécanismes de séquestration du carbone et des *feedbacks* négatifs, tels que : (i) accroissement du stockage du carbone dans la biosphère continentale (ex. Bowen & Zachos 2010) ; (ii) augmentation des exportations marines (précipitation des carbonates ; ex. Bains et al. 2000) ; (iii) altération et lessivage des silicates continentaux (ex. Torfstein et al. 2010).

Les *hyperthermals* possèdent plusieurs caractéristiques communes (Foster et al. 2018) :

- (i) réchauffement rapide (durée de l'*onset* entre 1000 et 100.000 ans).
- (ii) durée inférieure à 2 Ma.
- (iii) excursion $\delta^{13}\text{C}$ marquée qui traduit des émissions massives de carbone « allégé » ^{12}C (ex. Zachos et al. 2005 ; Lourens et al. 2005 ; Röhl et al. 2007 ; Nicolo et al. 2009 ; Galeotti et al. 2017).
- (iv) diminution des taux d'oxygène des océans, avec augmentation des dépôts de carbone organique (*black shales*).
- (v) nette augmentation du CO_2 atmosphérique et acidification des océans.
- (vi) intensification du cycle hydrologique.

- (vii) augmentation des taux d'érosion continentale.
- (viii) réponse biologique plus ou moins marquée (extinctions et changements fauniques)

Cramer et al. (2003) mettent en évidence une suite d'*hyperthermals* successifs nommés chronologiquement par une nomenclature alphabétique. Parmi ceux-ci, il est important de citer l'*ETM2* (*Eocene Thermal Maximum 2*) ou *H1*, initialement décrit comme *ELMO* (*Eocene Layer of Mysterious Origin*; Lourens et al. 2005), et l'*hyperthermal ETM3* (ou *X-event*, ou *K*; Röhl et al. 2005), qui était – à l'époque – le troisième et dernier *hyperthermal* de l'Eocène inférieur. Depuis quelques années, la découverte de nouveaux *hyperthermals* éocènes a complété ceux déjà établis. Ces *hyperthermals* peuvent être mis en évidence dans les séquences marines profondes issues des forages *ODP* ou *DSDP* (ex. Lauretano et al. 2016 ; Galeotti et al. 2017). Il est également possible de les déceler dans les séquences marines peu profondes (ex. Coccioni et al. 2012). Dans ce travail, il a été possible de mettre en évidence plusieurs de ces *hyperthermals* dans enregistrements isotopiques étudiés (Tab. 10.5). Revenons sur certains de ces sites.

A Dakhla (cf. chapitre III), les analyses isotopiques ont permis de mettre en évidence une anomalie isotopique positive ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) à la transition Eocène-Oligocène (Benammi et al. 2019). L'excursion isotopique à Dakhla correspond à un refroidissement global de la terre – le plus intense du Cénozoïque. Les jalons stratigraphiques, nécessaires à une correcte interprétation des résultats isotopiques, sont l'étude magnétostratigraphique (voir détail dans le chapitre III), certains éléments paléontologiques (vertébrés), ainsi que les travaux sur les foraminifères planctoniques (Elboudali et al. 2018). Ces derniers suggèrent un âge proche de la transition Eocène-Oligocène. Les résultats isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ obtenus sont cohérents avec ces données et précisent la position de la transition Eocène-Oligocène dans la séquence géologique. L'anomalie isotopique positive Oi-1 enregistrée à cette transition, précède deux excursions isotopiques positives moins intenses (Oi-1a et Oi-1b). L'excursion positive Oi-1a est enregistrée dans la séquence étudiée à Dakhla (en plus de l'excursion Oi-1), ce qui permet de restreindre l'âge des niveaux à fossiles du site comme suit : niveaux inférieurs B1 et B2 d'âge Priabonien inférieur ; niveau C1 d'âge Priabonien inférieur-moyen ; niveau C2 d'âge Rupélien très proche de la limite Eocène-Oligocène.

La chémostratigraphie de la succession du Bassin de la Mer du Nord est un exemple qui démontre parfaitement l'intérêt essentiel de coupler les résultats isotopiques avec un certain canevas stratigraphique, dans ce cas, biostratigraphique (nannofossiles calcaires, voir chapitre IV.B ; Steurbaut et al. 2015 et références citées). Grâce à ce support, nous pouvons proposer une identification de l'*hyperthermal* « O » au sein du banc III du *Egemkapel Clay Member* (Fig. 4.11). Notons que cet *hyperthermal* est également enregistré sur le signal isotopique carbonaté ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$), ainsi que sur celui de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$), avec un léger décalage. Sur base cyclostratigraphique, Galeotti et al. (2017) donnent à l'*hyperthermal* « O » un âge de 51.3 Ma (Fig. 4.12).

La succession isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ du Minervois (cf. chapitre V) permet de d'identifier l'*hyperthermal ETM 2*, en couplant les données isotopiques et biostratigraphiques, ainsi qu'un intervalle à minimum isotopique autour de l'*ETM 3*. Il n'est cependant pas possible d'atteindre le niveau de précision obtenu dans le Bassin de la Mer du Nord. La position des éventuels autres *hyperthermals* n'est pas précisée dans nos résultats chémostratigraphiques du Minervois. Cependant, il est judicieux de mentionner qu'il est théoriquement possible d'enregistrer les multiples *hyperthermals* éocènes dans les dépôts du Minervois, moyennant une résolution du signal isotopique supérieure à celle proposée dans ce travail.

La chémostratigraphie de la coupe de Tadkeshwar (cf. chapitre VI.B) montre au moins deux anomalies isotopiques (peut-être trois), suggérant la présence de deux (ou trois) *hyperthermals*. Les éléments paléontologiques (voir chap. VI.A et annexe A.6.1) favorisent un âge l'Eocène inférieur. Ce site nécessiterait une étude plus approfondie pour formaliser ces *hyperthermals*. Cependant nous pouvons écarter l'enregistrement du *PETM* (sur la coupe proposée en l'état dans ce travail), et suggérer un possible enregistrement de l'*ETM 2* et/ou l'un des multiples *hyperthermals* éocènes successifs.

La chémostratigraphie ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) du site de Campo fournit un bel enregistrement du *PETM* en domaine continental (cf. chapitre VII), de morphologie triangulaire qui comprennent donc un *onset*, suivi du *body* où les valeurs isotopiques restent stables, enfin une *recovery* progressive. Notons également la présence d'un pic négatif précédant la *CIE*, qui pourrait être attribué à la *pre-CIE* (voir également chapitre IX – Albas). Les résultats isotopiques du *bulk* carbonaté ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ et

$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) ne semblent pas suffisamment robustes pour tirer des conclusions à propos du *PETM*. Cet *hyperthermal* « continental » est très bien contraint par les niveaux marins sous- et -sus-jacent (respectivement thanétiens et yprésiens), ce qui est assez exceptionnel pour un intervalle aussi bref en domaine continental. Cette coupe est particulièrement utile pour établir des corrélations entre le niveau à fossiles de Campo (~ 88.5 m sous la *CIE*) et les sites régionaux de Claret-4 et Tendruy-V.

La coupe de Landana (cf. chapitre VIII) ne permet pas l'identification formelle d'*hyperthermals* à cause de 1) l'absence d'un échantillonnage resserré proportionnel à l'intervalle de temps enregistré (Danien à Lutétien) et 2) un enregistrement géologique (et donc isotopique) très discontinu, ce malgré une biostratigraphie relativement précise/continue.

La chémostratigraphie $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ à Albas (cf. chapitre IX) permet deux conclusions : la position du *PETM* est précisée (chémostratigraphie court terme) et une succession du Danien à l'Yprésien est suggérée, sur base des tendances isotopiques à long terme.

Les résultats résumés ci-dessus montrent le contraste interprétatif des résultats isotopiques entre d'une part les séquences sédimentaires marines où la (bio)stratigraphie est généralement précise, et d'autre part, les séquences continentales où les marqueurs stratigraphiques sont souvent plus rares (voire inexistant).

Dans le cadre de ce travail, l'étude des *hyperthermals* nous permet de conclure que (1) l'identification formelle des *hyperthermals* nécessite un jalon stratigraphique (cf. Yprésien du Nord de la Belgique) ; (2) proposer une identification formelle d'*hyperthermals* dans une séquence continentale (cf. Albas, Campo, Minervois) est généralement peu fiable.

Dans le cadre de cette thèse et des objectifs associés, les tendances isotopiques à long terme sont davantage mises en évidence pour proposer des corrélations stratigraphiques entre coupes car les tendances isotopiques à long terme se révèlent davantage fiables dans les séquences continentales là où les marqueurs stratigraphiques font défaut.

C.3. Corrélations stratigraphiques sur base isotopique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)

L'un des intérêts de la chémostratigraphie isotopique réside dans sa capacité à établir des corrélations régionales à globales. Ces corrélations entre les signaux isotopiques peuvent s'effectuer sur deux niveaux de résolution : les signaux à court terme (*hyperthermals*), ou bien les signaux à long terme. Les tendances à long terme servent de canevas de base aux corrélations. Certaines de ces **tendances** constituent des intervalles stratigraphiques, que l'on pourrait qualifier de « chémozones ». La figure 10.6 illustre les corrélations régionales et globales du signal isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ sur base de ces intervalles informels. Sur cette figure, la tendance isotopique négative du Danien jusqu'à la zone où le signal isotopique est minimal à la transition Danien-Selandien, précède la tendance isotopique positive du Selandien-Thanétiens moyen. Le signal isotopique durant le Thanétiens moyen à Yprésien inférieur-moyen – incluant le PETM – poursuit une tendance négative. La tendance positive de l'Yprésien moyen post *ETM2-ETM3* précède la tendance isotopique négative de l'Yprésien supérieur qui se prolonge au Lutétien moyen.

Ces grands ensembles isotopiques garantissent, en plus d'éventuels jalons (bio)stratigraphiques, une séquence standard pour la période de temps étudiée. Dans beaucoup de cas, surtout en domaine continental, il est très difficile d'affiner la résolution de ces ensembles isotopiques (ou chémozones), du moins en respectant les contraintes et objectifs initiaux de l'étude (résolution d'échantillonnage).

Néanmoins, cette méthode d'approche peut être poussée davantage. Au sein de ces chémozones, il est possible de formellement identifier certains *hyperthermals*. Ces derniers permettent d'affiner encore la stratigraphie du signal isotopique au sein de ces ensembles isotopiques informels. La séquence isotopique du Minervois est un cas probant. Les ensembles isotopiques de la coupe ont été identifiés grâce à un fin niveau marin, indiquant un âge isotopique autour de l'*ETM2*. Cet ensemble isotopique garantit un jalon stratigraphique robuste. L'identification formelle de l'*hyperthermal ETM2* permet de préciser davantage la position stratigraphique de la coupe (par rapport aux biozones définies par la biostratigraphie), et *de facto* la position de l'*ETM2* et en conséquence, la position du site de Fournes (MP7) au sein d'un canevas isotopique global.

Le signal isotopique ainsi stratigraphiquement établi, il peut être utilisé pour établir des corrélations régionales ou globales et être pleinement intégré comme outil stratigraphique. Dans

le cas du gisement de Fournes (MP7), celui-ci peut ainsi être corrélé au Wa-5 (Wyoming). Dans le cadre de ce travail, la chémostratigraphie ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) devient un outil très utile en vue d'affiner les âges relatifs des sites à fossiles mammifères dans les séquences sédimentaires continentales. La globalisation des tendances isotopiques à long terme et la contemporanéité des différents *hyperthermals* dans les différentes coupes sédimentaires consentent à construire une « échelle chémostratigraphique relative » des différents sites à fossiles, et parfois dans certains cas, à proposer un âge « absolu ».

X. D. Apports de la chémostratigraphie ($^{13}\text{C}_{\text{org}}$) à la datation des sites à vertébrés au Paléogène

Chapitres Sites	En collaboration dans ce travail ou publié	Dans ce travail		
	Stratigraphie et Jalons stratigraphiques	Chémostratigraphie à long terme	Chémostratigraphie à court terme	« Age chémostratigraphique » des sites à fossiles
Chapitre III Dakhla	Magnétostratigraphie (Bennami et al. 2019)	Non étudiée	Evènements isotopiques Oi-1 et Oi-1a	* Niveau C2 , au dessus de Oi-1 (Oligocène basal) et sous Oi-1a * Niveau B1 , (NP18-Priabonien) * Niveau B2-C1 , (NP19-20-Priabonien)
Chapitre IV Egem et autres	Biostratigraphie marine nannoplanctons (NP12) (Steurbaut et al. 2015)	EECO (<i>Early Eocene Climatic Optimum</i>)	<i>Hyperthermal « O »</i> ~ 51.3 Ma	* MP8+9 , ~ 900.000 ans plus vieux que Prémontré (MP10)
Chapitre V Minervoix	Dépôts continentaux et niveau marin interstratifié (nannoplancton - NP11)	Tendance négative Eocène inférieur	<i>ETM2</i> et intervalle <i>ETM2-ETM3</i>	* Niveau MP7 , juste au-dessus de l' <i>ETM2</i> - NP11 moyen * Niveau MP8+9 , fin de l'intervalle <i>ETM2-ETM3</i> * Niveau MP10 , tendance positive post <i>ETM2-ETM3</i>
Chapitre VI Tadkeshwar	Dépôts marins Dinoflagellés (T. Steeman, non publié)	Non étudiée	<i>Hyperthermals yprésiens ETM2?</i>	* Niveaux TAD-1 et TAD-2 probablement Yprésien inférieur
Chapitre VII Campo	Dépôts continentaux et niveaux marins sous- et sus-jacents	Tendance négative post <i>PETM</i>	<i>PETM</i>	* Niveau Campo localisé ~ 88.5m sous le <i>PETM</i>
Chapitre VIII Landana	Dépôts marins Foraminifères planctoniques	Tendances discontinues Paléocène et Eocène	Non étudiée	* Pas de mammifères * Vertébrés Danien à Lutétien
Chapitre IX Albas	Dépôts continentaux et 2 niveaux marins Jalons biostrat. discutés	Tendances Paléocène - Eocène	<i>PETM</i>	* Niveaux MP6b juste sous le <i>PETM</i>

▲ Tableau 10.6. Synthèse des données et résultats issus de ce travail. Focus sur les âges des niveaux à fossiles (encadré noir). Les autres aspects sont développés dans les autres parties de ce chapitre discussion et conclusions générales.

D.1. Biochronologie européenne des mammifères du Paléogène : le concept des niveaux-repères

Le besoin d'établir une chronologie des faunes européennes mammaliennes paléogènes se pose dès la deuxième moitié du 20^e siècle. En 1975, Jaeger & Hartenberger (1975) énoncent le concept de niveau-repère. Toujours selon les auteurs, le niveau-repère est un cliché instantané des faunes. Les problèmes de limite n'existent donc pas dans ce canevas et les niveaux-repères peuvent être multipliés au fur et à mesure des découvertes. Dès 1982, les prémisses d'une première échelle de niveaux-repères pour le Paléogène européen sont posées, basées sur une succession de faunes-repères (Russell et al. 1982). Il faudra attendre le Symposium de Mayence en 1987 pour le développement d'une échelle relative de niveaux-repères (Schmidt-Kittler et al. 1987), bien que ce concept ne fasse pas l'unanimité parmi les mammalogistes de l'époque (Aguilar et al. 1997 ; Vianey-Liaud & Marivaux 2016).

Par définition, un niveau-repère est un instantané à l'échelle des temps géologiques d'une faune repère. La caractérisation de chacun de ces niveaux-repères se base sur le degré évolutif des espèces composant cette faune repère. Chaque assemblage d'espèces issues d'un nouveau site, est comparé au degré évolutif des espèces caractérisant le niveau-repère. Dans le cas d'un assemblage exactement similaire, le nouveau site est **attribué** au niveau-repère correspondant. En cas de différences dans les assemblages, soit des stades évolutifs plus avancés, soit des stades évolutifs moins avancés, le nouveau site peut être **rapproché** du niveau MP inférieur ou supérieur, ou bien rapproché d'un échelon intermédiaire. Dans certains cas, plusieurs sites placés initialement dans un échelon intermédiaire peuvent à terme définir un nouveau niveau-repère intercalé entre deux niveaux existants (ex. les faunes du niveau repère MP6b, trop dérivées pour être rapprochées du niveau MP6 et trop archaïques pour être rapprochées du niveau MP7) (voir Fig. 1.1).

D.2. Biozones PE I-V

L'intégration de ces niveaux-repères pose néanmoins certains problèmes biostratigraphiques, en particulier pour les intervalles entre les niveaux-repères MP6 et MP7 et entre MP7 et MP8+9 où se déroulent d'importants *turnovers* fauniques à la transition Paléocène-Eocène et durant l'Eocène

inférieur. De plus, la résolution biostratigraphique pour l'intervalle transitoire MP7-MP8+9 est relativement faible (Hooker 1991). Citons par exemple deux problèmes biostratigraphiques dans le Bassin de Paris, repris par Hooker (1996). Premièrement, la biostratigraphie ne permet pas de trancher précisément la chronologie des sites d'Avenay et Mutigny (ex. Russel et al. 1982 ; Marandat et al. 2012), bien que les faunes de Mutigny soient plus anciennes que celles d'Avenay (sur base paléontologique). Les deux sites sont groupés au sein du même niveau-repère MP8+9 (Godinot et al. 1987). Deuxièmement, les sites de Pourcy et Meudon étaient rapprochés du MP7, bien que le site de Meudon ait livré plusieurs taxons MP8+9.

Ces deux exemples illustrent le problème de superposition chronologique des sites, notamment au sein du Bassin de Paris, malgré un important registre de sites. Ces superpositions sont rendues plus complexes à cause des changements rapides de faciès lithologiques et des faibles extensions des affleurements, parfois au sein même du bassin (Bassin de Paris).

Bien que par définition, l'échelle MP se traduit par une succession de niveaux-repères desquels sont rapprochés les différentes faunes, les niveaux-repères sont usuellement utilisés comme des zones conventionnelles, chacune représentant un panel d'occurrence faunistique (Hooker 1991). Ce dernier propose 5 biozones entre les niveaux-repères MP7 et MP8+9, reprises sous le terme *PE I-V* (Paleocene-Eocene) (Hooker 1996). Ces biozones sont valables uniquement pour les sites d'Europe du Nord.

D.3. Approche chémostratigraphique des sites à mammifères du Paléogène inférieur en Europe

Les premiers travaux à avoir établi le rapprochement direct entre les signaux isotopiques continus et les successions stratigraphiques de niveaux à mammifères proviennent des niveaux Paléocène-Eocène des *Clarks Fork* et *Bighorn basins* (Wyoming, USA). Koch (1992) a démontré le lien entre une séquence isotopique à long terme (tendance négative de la transition Paléocène-Eocène ~ 5 Ma) et à court terme (*PETM*) en domaine continental (apatite dentaire et nodules pédogéniques) et l'évolution des niveaux à mammifères (et vertébrés) successifs (voir Gingerich et al. 2006). Cette courte anomalie isotopique (*PETM*) coïncide avec la fin de Cf-3 jusqu'à la base de Wa-1 ou le sommet

de Wa-0., posant les bases dans la compréhension des événements climatiques globaux dans l'évolution des faunes.

Néanmoins, il est important de rappeler et préciser que les cas d'étude impliquant à la fois chémostratigraphie du carbone et chronologie des vertébrés dans les Bassins du Wyoming sont des exemples favorables qui fonctionnent particulièrement bien pour deux raisons : (1) les niveaux sédimentaires sont globalement continus dans le Bassin et (2) les niveaux à vertébrés sont riches et nombreux.

En Europe du Nord, et en particulier dans le Bassin de Paris, la situation est plus complexe car les raisons qui font le succès des études bio-chémostratigraphiques du Wyoming font défaut dans la plupart des cas :

(1) les niveaux sédimentaires ne sont pas continus à l'échelle du bassin, en plus d'un diachronisme parfois marqué. Ajoutons en plus une urbanisation poussée qui ne facilite pas l'accès et la conservation des affleurements ;

(2) Bien que le Bassin de Paris soit riche en sites à vertébrés, géographiquement dispersés, ces derniers sont plus pauvres que les sites nord-américains, et souvent représentés par un unique horizon. (Hooker 1996).

Malgré les complications citées ci-dessus, de nombreux travaux ont été réalisés pour certains sites pris au cas par cas, dans le Nord de l'Europe ou dans le Sud. Ces études combinant chémostratigraphie et paléontologie fournissent des résultats significatifs pour les dépôts qui enregistrent le *PETM*, car ce dernier est assez facilement identifiable dans la plupart des cas, à la fois dans le signal isotopique sur nodules pédogéniques ou sur carbone organique. Citons par exemple les travaux de Smith et al. (2006), Domingo et al. (2009), Smith et al. (2011) ou Yans et al. (2014b) concernant les sites à vertébrés autour du *PETM* en Europe.

Les travaux couplant chémostratigraphie et vertébrés en dehors de l'intervalle de temps du *PETM* en Europe sont peu fréquents. Les études traitant des isotopes stables en paléontologie sont majoritairement des analyses sur l'émail dentaire de gros mammifères destinées à la compréhension des modes alimentaires, des habitats et des paléoenvironnements (ex. Leichliter et

al. 2017 et références incluses).

La chémostratigraphie des isotopes stables sur sédiments continentaux se complexifie lorsqu'on s'éloigne de la transition P-E pour les raisons explicitées dans le paragraphe précédent, mais également dans l'interprétation des résultats obtenus. En effet, la succession des événements isotopiques à court terme est complexe. Dans une certaine mesure, il est possible d'identifier l'intervalle *ETM2-ETM3* (voir chapitre V). Si le cadre stratigraphique est suffisamment détaillé, l'identification d'*hyperthermals* est envisageable (chapitre IV).

Intégrons l'approche chémostratigraphique $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ décrite dans ce travail, à divers sites ayant livré des fossiles de vertébrés.

Les faunes les plus anciennes étudiées dans ce travail sont reportées à Campo (MP6b) (chapitre VII) (Fig. 10.7). Le niveau qui a livré des fossiles (Tambareau et al., 1992) est localisé ~ 88.5 m sous l'*onset* de la *CIE*. Vu sa proximité géographique et stratigraphique, le site de Campo peut être corrélé avec les sites de Tresp et Claret (MP6b). Les sites Tendruy-V et Claret-4, localisés respectivement à ~ 12 m et ~ 15 m sous l'*onset* de la *CIE*, juste sous le pic *pre-onset* (Domingo et al. 2009), sont reliés au *Cernaysian* (*ELMA – European Land Mammal Age*) et corrélés au *Clarkforkian* (*NALMA – North American Land Mammal Age*) (López-Martínez & Peláez-Campomanes 1999 ; López-Martínez et al. 2006). Le site de Campo est donc légèrement plus vieux que les sites de Tresp d'un ordre de grandeur inférieur à ~ 1 Ma d'après une estimation basée sur les taux de sédimentation (Fig. 10.7).

De l'autre côté des Pyrénées, le site d'Albas (chapitre IX) a livré au moins deux sites à fossiles. Le premier d'entre eux, Albas, est localisé directement sous la *CIE*, ce qui lui confère un âge Thanétien terminal et le rapproche du niveau-repère MP6b (Fig. 10.7). Les courbes isotopiques à Albas Est révèlent également la présence d'un pic isotopique interprété comme pic *pre-CIE* qui se retrouve dans de nombreuses coupes en Amérique du Nord (Wyoming ; ex. Bains et al. 2003) ou à Tresp (Domingo et al. 2009). Le niveau à fossiles d'Albas est localisé à une dizaine de mètres au dessus du pic *pre-CIE*, ce qui permet de conclure à une relative équivalence temporelle entre les sites espagnols de Tresp (MP6b) et celui d'Albas (MP6b), ce dernier étant plus jeune de quelques milliers

d'années par rapport à Tresp. Notons également la proche relation entre le site de Tresp (MP6b) et le site de Rivecourt (MP6b) (Smith et al. 2014).

Magioncalda et al. (2004) proposait que le *MDE* (*Mammal Dispersal Event*), qui est à l'origine de l'émergence des ordres placentaires modernes (Primates, Artiodactyles et Périssodactyles), soit plus ancien en Europe qu'en Amérique du Nord et situé à l'onset de la *CIE*. Domingo et al. (2009) suggèrent une *MDE* en Europe encore plus précoce, qui coïnciderait avec la fin des valeurs isotopiques *pre-CIE* (Thanétien terminal). En conséquence, le site d'Albas pourrait être l'un des premiers sites témoin de ce *MDE* dans le sud de l'Europe (Zone PE I ~ 200 ka avant la limite P-E ; voir Hooker et al. 2015).

Les faunes attribuées au niveau-repère MP7 sont bien représentées dans les bassins du nord de l'Europe, en Angleterre (ex. *Suffolk Pebble Beds*) ; en France (ex. Sotteville-sur-Mer ; Smith et al. 2011, Le Quesnoy ; Nel et al., 1999, Try) et en Belgique (ex. Dormaal, Smith et al. 2006 ; Erquelinnes ; Missiaen et al., 2013). Ces faunes de l'Eocène inférieur/basal sont moins représentées dans le sud de l'Europe. Jusque dans les années 1980, seuls les sites de Palette et Rians (Godinot 1981 ; Godinot 1987) sont reportées (Marandat et al. 2012). Plus récemment, plusieurs sites ont été découverts dans le sud de la France : Fournes (Marandat 1991), Fordones (Marandat 1991), Le Clot (Marandat 2012), Albas) ou au Portugal : Silveirinha (Estravis 2000).

Marandat (1997) signale l'absence d'espèces communes (à l'exception de deux) entre les sites de l'Eocène inférieur des bassins du nord et du sud de l'Europe, bien que tous ces sites soient rapportés au même niveau-repère MP7, ce qui suggère la coexistence de deux provinces européennes mammaliennes distinctes dès l'Yprésien inférieur (MP7) jusqu'au MP8+9. Les ensembles fauniques des deux provinces rendent difficile l'estimation de l'âge de ces différents sites. Ce travail propose une chémostratigraphie sur le carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) de plusieurs de ces sites pour tenter de les positionner (chemo-)stratigraphiquement et établir des corrélations entre les deux provinces (nordique ou « neustrien » et méridionale ou « mésogéen ») avec les sites américains (Fig. 10.7).

Le site de Dormaal (base de la Formation de Tienen) est le niveau-référence pour les faunes MP7 (BiochroM'97, 1997) ; ce niveau est localisé juste après l'onset de la *CIE* (Steurbaut et al. 2003 ;

Smith et al., 2006), bien que sa position exacte soit encore sujet à discussion. Il pourrait également être Paléocène terminal (Hooker 2015). Sa position dans (proche de) la *CIE* permet de facilement faire le lien avec les faunes américaines (équivalent au début *Wasatchian* ; Smith et al. 2006). Le site de Sotteville (MP7 ; Smith et al. 2011) est localisé 1.5 m au dessus de l'*onset* de la *CIE* et est donc un peu plus jeune que Dormaal (MP7), mais ces deux sites restent très proches stratigraphiquement (Fig. 10.7).

Hooker (1998) suggère que les faunes MP7 du sud de l'Europe (Silveirinha, Palette, Fordones et Rians) soient plus jeunes que la zone PE I et donc plus jeune que Dormaal.

L'étude chémostratigraphique du site de Le Clot dans les Corbières (MP7) a révélé que ce niveau à mammifères est plus vieux que l'*hyperthermal ETM2* (~ 53.8 Ma) et situé à la partie inférieure de NP11 ou supérieure de NP10 (Yans et al. 2014b). Le site de Le Clot serait au moins ~ 1 Ma plus jeune que Dormaal (Fig. 10.7).

Au nord des Corbières, dans le Minervois, les dépôts continentaux de l'Eocène inférieur ont livré trois sites à mammifères (Fournes attribué au MP7 (Marandat 1991 ; St-Eulalie attribué au MP8+9 Danilo et al. 2013 ; Azillanet attribué au MP10 ; Marandat, 1986). Le site de Fournes (MP7), a été daté vers le milieu de la biozone NP11 et localisé juste au dessus de l'*hyperthermal ETM2* (Noiret et al. 2016). Par conséquence, le site de Fournes (MP7) est un peu plus jeune que le site de Le Clot (MP7), ce dernier étant pré-*ETM2*. Ces données sont en accord avec la séquence biochronologique du sud de l'Europe pour les faunes MP7 (Silveirinha, Fordones/Palette/Le Clot, Rians/Fournes), le site de Fournes étant le plus jeune (Marandat et al. 2012), ainsi qu'avec les biozonations mammaliennes proposées par Hooker (1998) : le site de Fournes est beaucoup plus jeune que Dormaal (PE I) et présente un âge proche des biozones PE IV (Mutigny, MP8+9) et PE V (Avenay, MP8+9). La chémostratigraphie (*ETM2*) et la biostratigraphie des nannoplanctons calcaires (milieu- NP11) suggère que le site de Fournes (MP7 ; *ETM2* ~ 53.8 Ma) serait plus jeune de ~ 2 Ma que le site de Dormaal (MP7, *PETM CIE* ~ 56.0 Ma) (Fig. 10.7). De plus, l'identification de l'*ETM2* juste sous le niveau de Fournes, permet de corréler Fournes (MP7) au *Wasatchian -5* proche de l'*ETM2* dans le Wyoming (Abel et al. 2012).

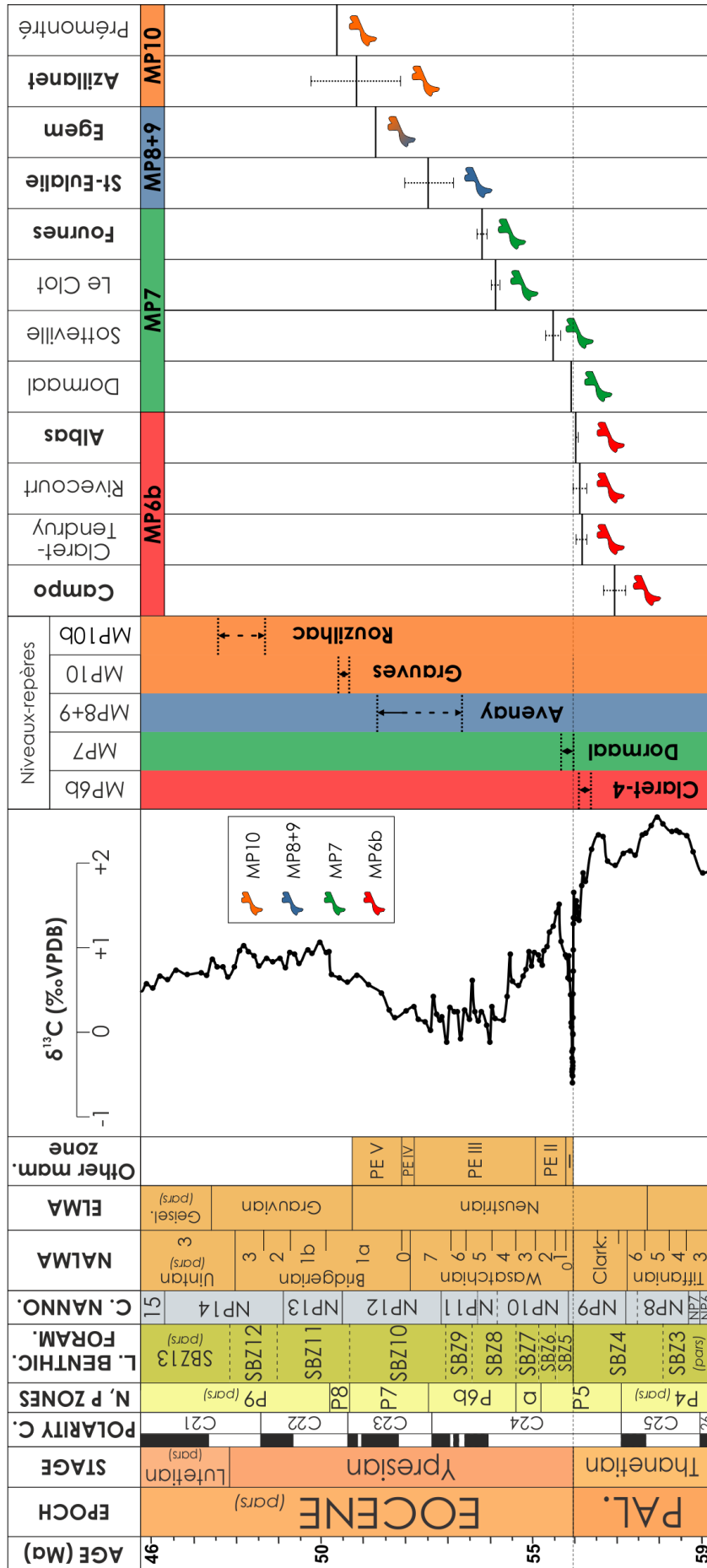
Les faunes retrouvées à Fournes confirment que ces dernières sont toujours sujettes à un provincialisme nord-sud qui n'a visiblement pas été affecté par le réchauffement durant l'*ETM2*,

bien que cet endémisme des faunes à Fournes (MP7) et Sainte-Eulalie (MP8+9) soit moins marqué que pour les faunes MP7 plus anciennes du sud de l'Europe (Noiret et al. 2016).

Le site de Sainte-Eulalie (MP8+9) dans la série du Minervois est daté par chémostratigraphie autour du sommet de l'intervalle *ETM2-ETM3* (Noiret et al. 2016 ; fig 10.7), soit vers le milieu de la biozone NP12.

Le site d'Egem (MP8+9 ; Smith & Smith 2013) découvert dans le nord de la Belgique (niveau IV *sensu* Steurbaut 2006) est daté autour de la biozone NP12 (VI) *sensu* Steurbaut 2006. Les données isotopiques $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de l'Yprésien moyen-supérieur dans ce travail enregistrent un pic isotopique juste au dessus du niveau à fossiles d'Egem qui pourrait être interprété comme l'*hyperthermal* « O » (51.31 Ma), soit ~ 1.5 Ma plus jeune que l'*ETM3*. Par conséquent, le site d'Egem (MP8-9 ; « O ») est plus jeune que le site de Sainte-Eulalie (MP8+9 ; *ETM2-ETM3*). De plus, Steurbaut et al. (2016) ont corrélié les Sables de Prémontré (contenant le niveau de Prémontré MP10) au *Merelbeke Clay Member* (NP13- C22r inférieur). Dans ce travail sur base de la chémostratigraphie des dépôts du Bassin de la Mer du Nord (Belgique) et des *hyperthermals* datés par Galeotti et al. (2017), nous pouvons émettre l'hypothèse de la présence de l'*hyperthermal* « R » au sein du *Merelbeke Clay Member*, soit un âge absolu autour de ~ 50.4 Ma. Sur base de cette hypothèse, nous pouvons conclure que le niveau à fossiles d'Egem (MP8+9) présente un âge environ 1 million d'années plus vieux que la faune de Prémontré (MP10) (Fig. 10.7).

Le site d'Azillanet (MP10) dans le Minervois, daté au sommet de l'intervalle *ETM2-ETM3*, quelque part au sein de l'*EECO* (*Early Eocene Climatic Optimum*) montre des similarités avec le site de Prémontré dans le Bassin de Paris (Steurbaut et al. 2016 ; Noiret et al. 2016). Ces similarités entre les faunes du nord et du sud de l'Europe tendent à montrer que l'*EECO* en temps qu'évènement à long terme a très probablement résulté en une certaine homogénéisation des faunes européennes (Noiret et al. 2016) (Fig. 10.7). Notons également que le niveau-repère MP10 pourrait être scindé avec l'apparition d'un niveau-repère intermédiaire MP10b dont la faune de référence serait celle de Rouzilhac (Godinot et al. 2018).



◀ Figure 10.7. Extension chronostratigraphique des sites à mammifères paléocènes-éocènes inférieur d'Europe. Les extension ELMA et *Other mam. Zones* sont indicatives (Vandenberghe et al. 2012 ; Hooker, 2018 et biblio associée). L'extension des niveaux-repères de référence (traits noirs pointillés) est indicative et basée sur la méthode des âges numériques selon les travaux de Legendre & Lévêque 1997, et ajustée d'après les résultats isotopiques tirés de ce travail. L'établissement d'un nouveau niveau-repère MP10b est une proposition émise par Godinot et al. (2018) et dont le site de référence serait Rouzilhac. Les sites étudiés sont tirés des études suivantes : **Campo** (Tambareau et al. 1992 ; Gheerbrant 1997 ; Molina et al. 2003 ; ce travail) ; Claret-Tendruy (Domingo et al. 2009) ; Rivecourt (Smith et al. 2014) ; **Albas** (ce travail) ; Dormaal (Smith et al. 2006) ; Sotteville (Smith et al. 2011) ; Le Clot (Marandat et al. 2012 ; Yans et al. 2014b) ; **Fournes** (Noiret et al. 2016, ce travail) ; **St-Eulalie** (Noiret et al. 2016, ce travail) ; **Egem** (Smith et al. 2013 ; ce travail) ; **Azillanet** (Noiret et al. 2016) ; Prémontré (Steurbaut et al. 2016).

ANNEXES

ANNEXE 3.1

Carbon isotope chemostratigraphy on organics ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$): a powerful tool to refine the Paleogene age of the fossil-bearing levels in the Dakhla area (Southwestern Moroccan Sahara)

Noiret, C., Benammi, M., Adnet, S., Marivaux, L., Tabuce, R., Surault, J., Lahssen, B., Saddiqi, O., El Kati, I., Benammi, M. and Yans, J.

Noiret, C., Benammi, M., Adnet, S., Marivaux, L., Tabuce, R., Surault, J., Lahssen, B., Saddiqi, O., El Kati, I., Benammi, M. and Yans, J. (2017). Carbon isotope chemostratigraphy on organics ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$): a powerful tool to refine the Paleogene age of the fossil-bearing levels in the Dakhla area (Southwestern Moroccan Sahara). Conference: The First West African Craton and Margins International Workshop (WACMA1). DOI: 10.13140/RG.2.2.35246.72007.

The Eocene-Oligocene boundary (EOB; ~ 34Ma) is the largest global cooling of the Cenozoic Era and led the Earth's climatic system to change from a greenhouse to an icehouse mode. The cooling interval, initiated in the late Eocene, comprise several isotopic events, which have been coded by Miller et al. (1991). The oldest of the events, coded Oi-1 or Eocene-Oligocene (climate) transition or EOT, is associated to major $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ positive shifts, starting in the late Eocene and ending in the early Oligocene. Using a high-resolution carbon isotope study of the ODP site 1218, Erhardt et al. (2013) showed that the carbon and oxygen positive shifts of the Oi-1 event are followed by two isotope positive $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ excursions called Oi-1a and Oi-1b, early Oligocene in age.

Paleogene vertebrate localities were recently reported on the mainland shoreline of the *Rio de Oro*, east of the Dakhla peninsula, Morocco, within a part of the Tarfaya-Dakhla Basin. Paleontological studies have yielded vertebrate fossils from five conglomeratic sandstone beds (coded A1, B1, B2, C1 and C2; Benammi et al., submitted, but see also Benammi et al., this meeting).

We performed new chemostratigraphic investigation using carbon isotope on dispersed organic matter ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) on the Porto Rico and El Argoub sections. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values range from -27.8‰ to -22.1‰, and are in good agreement with the expected values on organics at the Eocene-Oligocene interval. In the studied sections, the Oi-1 event initiates ~ 2 meters below the fossil-bearing C2 level (containing a unique assemblage of marine and estuarine invertebrates and vertebrates, together with terrestrial mammals, including notably anomaluroid and hystricognath rodents; see Marivaux et al., this meeting) and ends below the C2 level. This isotopic event is followed by one positive excursion, interpreted here as Oi-1a. The Oi-1 event, bringing the major cooling of the EOB, is recognized by many authors to occur a few 100 kyr later than the GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point) of the Rupelian (Eocene-Oligocene boundary; Vandenberghe et al., 2012). It suggests that the C2 level, located just above the Oi-1 event and below the Oi-1a event, is clearly earliest Oligocene in age, a few 100 kyr above the Eocene-Oligocene boundary, within the calcareous nannoplankton Zone NP21 and into the magnetic polarity Chron 13n.

Our knowledge of the mammal faunas documenting the early Oligocene of Afro-Arabia was so far deriving from localities found in northern Egypt (Fayum Depression), Libya (Zallah Oasis) and Oman (Dhofar Province). The new rodent assemblage from the earliest Oligocene of Dakhla (DAK C2; see Marivaux et al., this meeting), represents therefore the first Oligocene record of rodents from northwestern Saharan Africa, especially from the Atlantic margin of that landmass.

Lower, the C1 level is located in a negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion, most probably corresponding to the carbon isotope excursion observed in the Priabonian (NP19-20 Zones). The B1 and B2 fossil-bearing levels are Priabonian in age based on the selachian, cetacean and sirenian faunas. The B1 level shows negative $\delta^{13}\text{C}$ value, most probably correlated to the negative $\delta^{13}\text{C}$ values in the early Priabonian NP18 Zone.

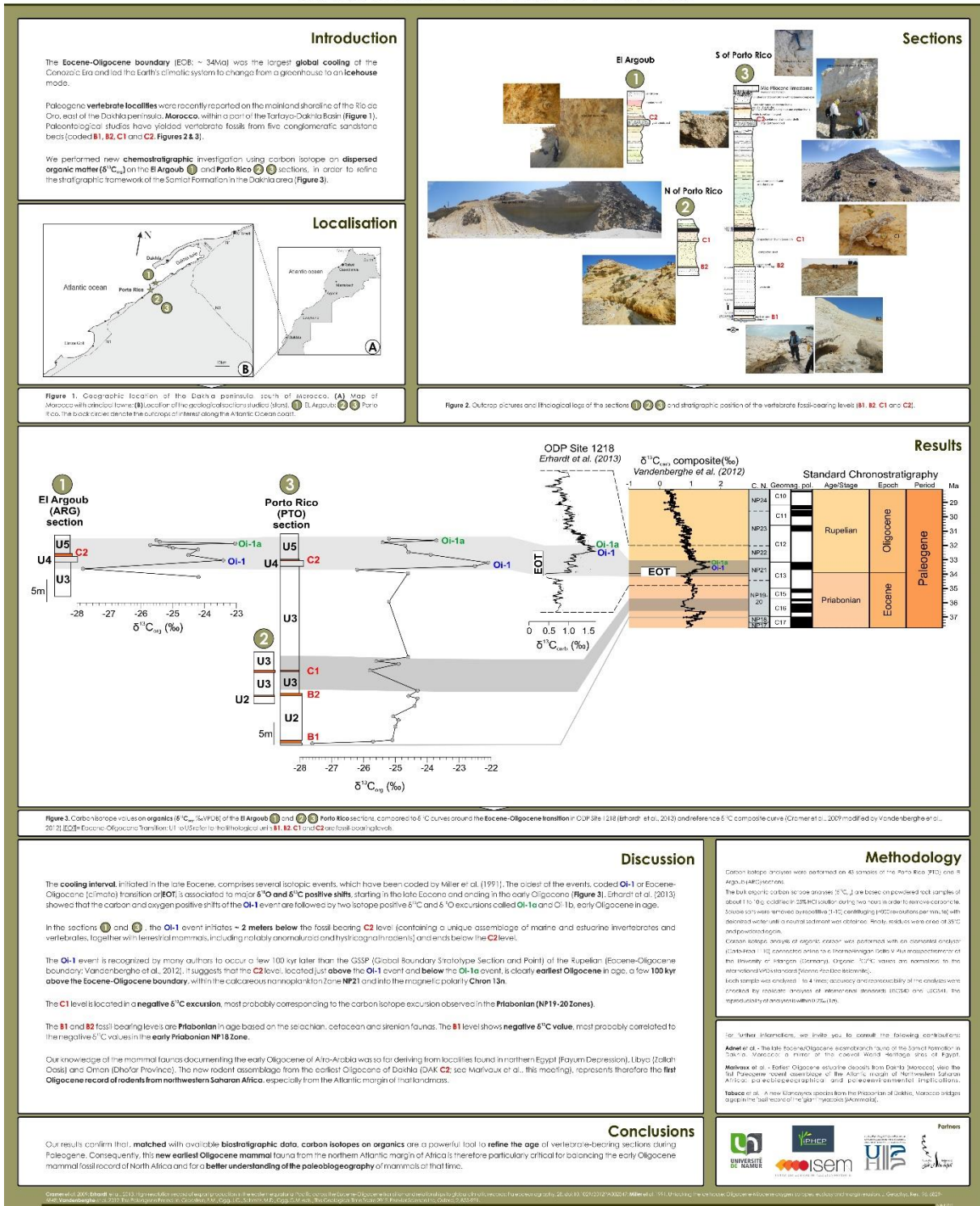
Our results confirm that, matched with available biostratigraphic data, carbon isotopes on organics are a powerful tool to refine the age of vertebrate-bearing sections, during Paleogene.

ANNEXE 3.2.

Carbon isotope chemostratigraphy on organics ($\delta^{13}C_{org}$): a powerful tool to refine the Paleogene age of the fossil-bearing levels in the Dakhla area (Southwestern Moroccan Sahara)

NOIRET Corentin¹, BENAMMI Mouloud², ADNET Sylvain³, MARIVAUX Laurent⁴, TABUCE Rodolphe⁵, SURAULT Jérôme², BAIDDER Lahssen⁴, SADDIQUI Omar⁶, EL KATI Imad⁷, BENAMMI Mohamed⁸ and YANS Johan⁹

Department of Geology, University of Namur (Belgium); ¹ Institut International de Paléoprimatologie, Paléontologie Humaine: Evolution et Paléoenvironnements (iPHEP), Université de Poitiers (France); ² Institut des Sciences de l'Evolution de Montpellier (ISEM), Université de Montpellier (France); ³ Laboratoire Géosciences, Université Hassan II-Casablanca (Morocco); ⁴ Laboratoire de Géologie, Géophysique, Géorisques et Environnement (3GE), Université Ibn Tofail (Morocco).



ANNEXE 5.1.

Ypresian mammalian localities of Fournes, Sainte-Eulalie and Azillanet (Minervois, Southern France): refined biochronology based on organic carbon isotopes chemostratigraphy.

Noiret, C., Tabuce, R., Marandat, B., Yans, J., Storme, J.-Y. and Dekoninck, A.

Noiret, C., Tabuce, R., Marandat, B., Yans, J., Storme, J.-Y. and Dekoninck, A., 2014. Ypresian mammalian localities of Fournes, Sainte-Eulalie and Azillanet (Minervois, Southern France): refined biochronology based on organic carbon isotopes chemostratigraphy. Society of Vertebrate Paleontology, Program and Abstract, 2014, 196.

The Minervois foreland basin (Southern France) is characterized by continental Cenozoic deposits unconformably overlying Paleozoic levels of the Montagne Noire. This study deals with a ~ 290 m thick composite lithological succession including three mammalian localities referred to successive mammal reference levels MP (Mammal Paleogene): Fournes (MP7 in the lacustrine Ventenac Formation), Sainte-Eulalie (MP8+9, in the fluvatile Assignan Formation) and Azillanet (MP10, in the lacustrine Agel Formation). These faunas remain difficult to date due to the continental nature of the sediments, and the relative endemism of mammalian faunas in Southern Europe at the earliest Eocene.

Carbon isotopes on the dispersed organic matter ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) results highlight three major isotopic trends along the section: (1) progressive isotopic $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values decrease from -23.7‰ to -28.2‰, clearly above the ETM1 (Eocene Thermal Maximum 1 or PETM; Paleocene-Eocene Thermal Maximum); (2) quite rapid increase from -28.2‰ to -24.9‰; (3) very slow increase from -24.9‰ to -24.8‰. The carbon isotopic lightest values are observed within the Assignan Formation, and are attributed to the $\delta^{13}\text{C}$ minimum of the hyperthermals ETM2 (~ 53.7 Ma) and ETM3 (~ 52.5 Ma), also called "ETM2-ETM3 interval". Consequently, it can be assumed that the Fournes mammalian locality is located above the PETM (NP9b; Nannoplankton Paleogene) and below the ETM2-ETM3 interval (upper NP11 – lower NP12), most probably early-middle NP11. It implies that (1) the

Fournes fauna is slightly younger than the reference MP7 level of Dormaal (NP9b), and (2) a very high sedimentation rate occurred during the lacustrine deposition of the Ventenac Formation (about 20 cm/ka). The Sainte-Eulalie mammalian locality (MP8+9) is included in the upper part of ETM2-ETM3 interval or just above it, suggesting a NP12 age. The Azillanet mammalian locality (MP10) is located above ETM2-ETM3 interval and could be middle Ypresian in age (middle NP12 - lower NP13). These results constitute a first step toward a global bio-chemo-stratigraphical framework of the early Eocene mammalian chronology in Europe. This study has been partially funded by the project BR/121/A3/PALEURAFRICA of the Belgian Science Policy Office.

ANNEXE 6.1. Données paléontologiques dinoflagellés – Steeman Thomas, non publié

Palynological specimens

Forty-five samples from the Tadkeshwar locality were palynologically analysed and processed at the palynology lab of the department of Geology, Ghent University (Belgium). Initial macerations were conducted using the standard techniques outlined by Wood et al. (1996). After cleaning and oven-drying between 5 and 30 grams of sediment was processed. Carbonates and silicates were respectively removed by the addition of hydrochloric acid (HCl, 2N) and warm hydrofluoric acid (HF, 40%).

The remaining organic residue was subsequently placed in an ultrasonic bath for about 30 seconds and sieved on a nylon screen with a 10 µm and/or 37µm mesh size. The organic fraction >10 µm was mounted on microscope slides using liquid glycerol gelatine and later covered with a coverslip and sealed with colourless nail polish. The microscope slides were systematically scanned in non-overlapping traverses using a Zeiss Aksioskop 2 transmitted light microscope, equipped with a Zeiss Axiocam MRc5 camera.

Initial tests at this point showed that the remaining organic matter was for the most part composed of amorphous organic matter (AOM) particles and microscopic plant fragments. Therefore, it was opted to submit a fraction of the organic residue to several oxidation procedures, as outlined by Green (2001), which are for the most part based on the steps outlined in Evitt (1984).

The first step of the oxidation process entails the addition of fuming nitric acid (HNO₃; > 86%); the mixture is subsequently heated to near boiling. However, initial tests with HNO₃ (68%), heated to about 75 °C, already destroyed all the present organic material. Therefore, it was opted to substantially reduce the reaction time of the residue to HNO₃. As such, only 3 ml of HNO₃ was added for about 15-20 seconds, after which the mixture was flooded with demineralized water and subsequently washed another two times. Even 15-20 seconds was enough to sprout a vigorous reaction in some samples, presumably due to the presence of pyrite.

Next, 25 ml of sodium hypochlorite (NaClO; 3-7% active chlorine) was added. After the initial reaction subsided, alternate drops of NaClO and concentrated HCl were added. The residue was subsequently washed with a detergent solution and demineralized water. Acetylation, as outlined in Green (2001), was the final oxidation step performed on the residues.

Dinoflagellate cysts

Twelve distinct dinoflagellate cysts taxa were recorded during the routine microscopic analysis (TABLE X/APPENDIX X). A systematic listing of the encountered dinoflagellate cyst taxa, as well as some important stratigraphic considerations, can be found in TABLE X/APPENDIX X. The taxonomic listings follow those cited in DINOFLAJ3 (Williams et al., 2017).

The palynologically processed samples from the Tadkeshwar section were flooded by AOM particles and plant fragments. The initial recovery of dinoflagellate cysts was extremely poor with extremely low overall abundances and very low taxon diversity. The additional oxidation procedures that were carried out were successful in significantly enhancing the absolute dinoflagellate cyst yield. However, vigorous oxidation has been shown to have damaging effects on organic material. Zonneveld et al. (2008) for instance reviews several examples dealing with the selective degradation of dinoflagellate cysts due to the use of oxidizing agents in palynological sample preparation. Furthermore, late Quaternary peridinioid cysts, are much more prone to be partially or completely damaged during the preparation procedure than gonyaulacoid cysts; whereas the opposite seems true during the Late Cretaceous (see review in Zonneveld et al., 2008). Since most of the pre-oxidation slides only contained a couple of dinoflagellate cyst specimens it is also difficult to assess whether the pre-oxidation assemblages differ substantially from the post-oxidation ones. Due to all these uncertainties, it was opted to not carry out any quantitative analysis on the recovered 'assemblages'. However, one aspect that clearly stands out in this regard is that for most of the examined samples there is always one omnipresent genus of dinoflagellate cyst, making up significantly more than 50 % of the 'assemblage' (TABLE X/APPENDIX X).

ANNEXE 9.1. Données paléontologiques dinoflagellés – Steeman Thomas, non publié

Albas Palynological Assessment (UNamur)

Palynological Methodology

Seven samples from the Albas locality (samples: 16-COUR-HUITRES, 16-CH-26, 16-CH-26 TER, 14-CF-16B, 14-AL-TH, 14-COUR-200 & 16-ALBAS-PE) were selected for palynological analyses. The samples were processed at the palynology lab of the department of Geology, Ghent University (Belgium) following the standard maceration techniques outlined by Wood et al. (1996). The remaining organic residue was sieved on a nylon screen with a 10 µm and/or 20 µm mesh size. The microscope slides were systematically scanned in non-overlapping traverses using a Zeiss Axioskop 2 transmitted light microscope with a magnification of up to 1000x and equipped with a Zeiss Axiocam MRc5 camera.

Results

Only one of the samples selected for palynological analysis yielded identifiable dinoflagellate cysts, i.e. sample 16-ALBAS-PE. Sample 14-AL-TH contained several small fragments of broken or folded dinoflagellate cysts but none of them could be identified. Sample 16-ALBAS-PE yielded a relatively diverse dinoflagellate cyst assemblage. However, the overall majority of the encountered dinoflagellate cyst specimens are extremely fragmented and damaged. This severely hindered identification and is reflected by many the taxa being left in open nomenclature. A systematic listing of the dinoflagellate cyst taxa encountered in sample 16-ALBAS-PE can be found in below. The taxonomy follows DINOFLAJ3 (Williams et al., 2017).

Peridinioid dinoflagellate cysts are generally considered to be more prone to degradation than gonyalacoid cysts (e.g. Zonneveld et al., 2008). Surprisingly, the degradation that affected the dinoflagellate cyst specimens at Albas seems to have had a much more profound effect on the Gonyalacoid dinoflagellate cysts than on some of their Peridinioid counterparts. For instance, specimens pertaining to the *Apectodinium* and *Phthanoperidinium* genera were only mildly

affected in comparison to the less well-preserved *Homotryblium* and *Hystrichosphaeridium* specimens present in the slides.

Apectodinium species make up roughly 25-50 % of the assemblage whilst *Phthanoperidinium* taxa account for roughly 15-30 %. These numbers are mere visual estimates because of the very poor preservation state of the dinoflagellate cyst specimens, and are also most likely skewed in favour of these taxa, as they seem least affected by the degradation. Another important component of the assemblage are taxa belonging to the genera *Homotryblium* and *Hystrichosphaeridium*, but these are near impossible to separate consistently due their very poor preservation.

Stratigraphic Considerations

The lack of nearby coeval dinoflagellate cyst records and the very poor preservation of the dinoflagellate cysts hampers a detailed stratigraphic analysis of sample 16-ALBAS-PE. However, a few elements clearly stand out. First of is the relatively high abundance (roughly 25-50 %) and diversity of *Apectodinium* taxa (see below), which is otherwise typical for sections that straddle the Paleocene-Eocene boundary (e.g. Powell, 1992). Second is the total absence of any other taxa belonging to the Wetzelielloideae subfamily. Taxa such as *Dracodinium astra*, *Dracodinium lobiscum*, *Sophismatia crassiramosa* and *Stenodinium meckelfeldense* are common shortly after the Paleocene - Eocene boundary interval in Northern Europe (e.g. King et al., 2018), and are often used in zonal schemes for the early Eocene in north-western Europe (e.g. Williams et al., 2016; King et al., 2016, 2018). The absence of any Wetzelielloideae apart from *Apectodinium* as well as their relatively high abundance and diversity seems to suggest an early Ypresian age very close to the Paleocene – Eocene transition which would equate to the “Wetzeliella homomorphum (W1) Zone” in the Wetzeliellaceae zonal scheme for the Paris basin of Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto (1978).

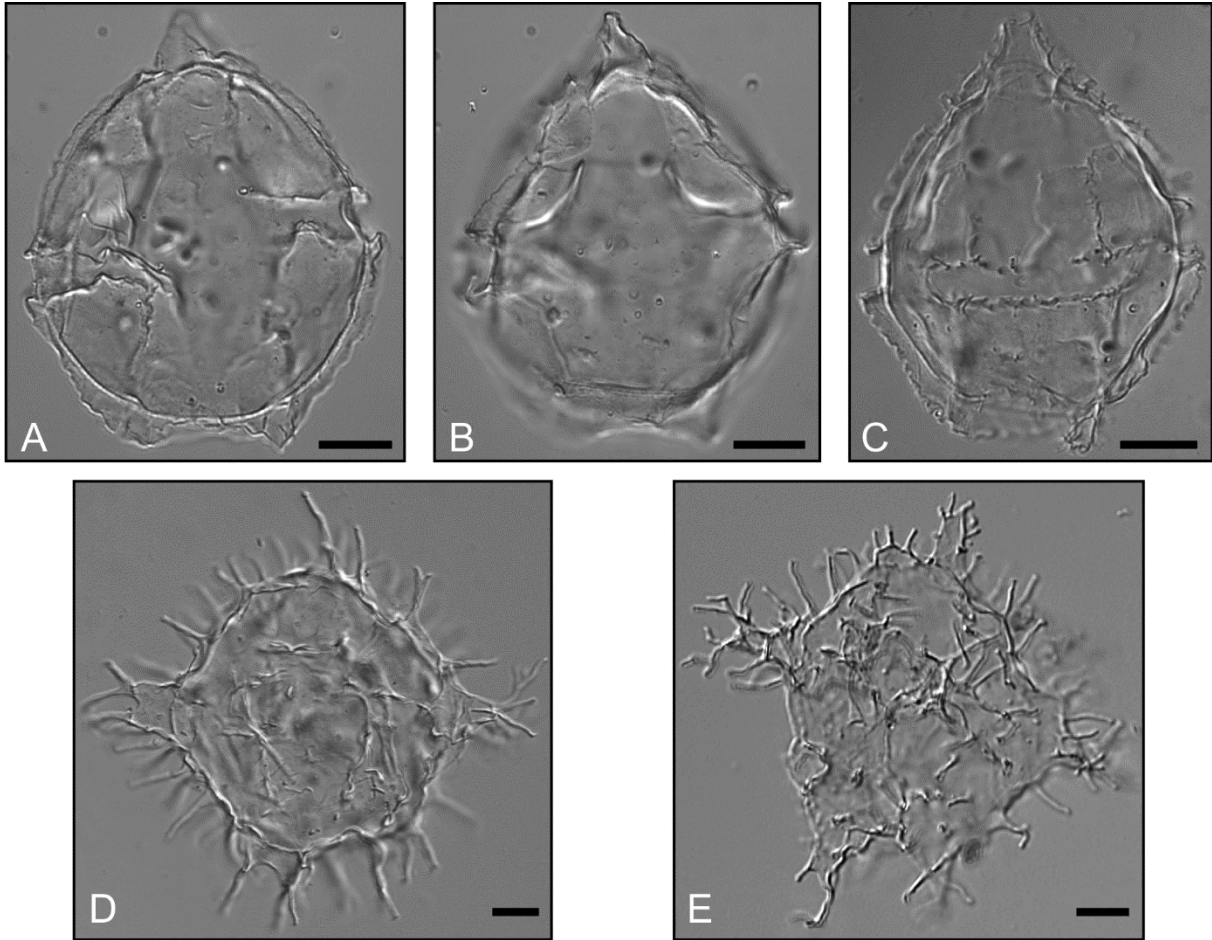


Plate I. Scale bar = 10 μ m. Sample number, slide number, and England Finder coordinates are listed for each of the different specimens. A-B: *Phthanoperidinium* cf. *crenulatum*; Albas-16-Albas-PE; Slide 5; Q35-3. C: *Phthanoperidinium crenulatum*; Albas-16-Albas-PE; Slide 1; J47-3. D: *Apectodinium quinquelatum*; Albas-16-Albas-PE; Slide 4; M31-3. E: *Apectodinium hyperacanthum*; Albas-16-Albas-PE; Slide 6; O38-3.

Alphabetical list of dinoflagellate cyst taxa and complexes

Dinoflagellate cyst taxa encountered in sample 16-ALBAS-PE.

Achomosphaera spp.

?*Adnatosphaeridium vittatum* Williams and Downie, 1966

Amphorosphaeridium? *multispinosum* (Davey and Williams, 1966) Sarjeant, 1981

Apectodinium homomorphum (Deflandre and Cookson, 1955) Lentin and Williams, 1977 emend. Harland, 1979

Apectodinium hyperacanthum (Cookson and Eisenack, 1965) Lentin and Williams, 1977 (Plate 1, E).

Apectodinium cf. *parvum* (Alberti, 1961) Lentin and Williams, 1977

Apectodinium paniculatum (Costa and Downie, 1976) Lentin and Williams, 1977

Apectodinium quinquelatum (Williams and Downie, 1966) Costa and Downie, 1979 (Plate 1, D).

Apectodinium summissum (Harland, 1979) Lentin and Williams, 1981

Apectodinium spp.

Areoligera spp.

Cordosphaeridium gracile (Eisenack, 1954) Davey and Williams, 1966

Cordosphaeridium spp.

Cribroperidinium tenuitabulatum (Gerlach, 1961) Helenes, 1984

?*Diphyes spinula* (Drugg, 1970) Stover and Evitt, 1978

?*Glaphyrocysta divaricata* (Williams and Downie, 1966) Stover and Evitt, 1978

Glaphyrocysta spp.

Homotryblium oceanicum Eaton, 1976

Homotryblium spp.

Hystrichosphaeridium spp.

Hystrichostrogylon spp.

Impagidinium spp.

?*Operculodinium centrocarpum* (Deflandre and Cookson, 1955) Wall, 1967

Operculodinium spp.

Phthanoperidinium crenulatum (de Coninck, 1975) Lentin and Williams, 1977, emend. Heilmann-Clausen, 1985 (Plate 1, C).

Phthanoperidinium cf. *crenulatum* (Plate 1, A-B)

Remarks: specimens of the genus *Phthanoperidinium* that are morphologically intermediary between *Phthanoperidinium crenulatum* and *Phthanoperidinium levimurum* Bujak in Bujak et al. (1980). The specimens have a rounded to oval ambitus with one apical and 1 or 2 antapical horns and possess smooth to undulating sutural crests (Plate 1, A-B) instead of denticulate which are characteristic of *P. crenulatum* (Plate 1, C). *Phthanoperidinium levimurum* also has smooth to undulating crests but has an 1I archeopyle (see original description in Bujak et al., 1980), instead of the 3I archeopyle that is present on the specimens herein referred to as *P. cf. crenulatum* (Plate 1, B).

Phthanoperidinium spp.

?*Polysphaeridium subtile* Davey and Williams, 1966 emend. Bujak et al., 1980

Spiniferites spp.

References

Alberti, G., 1961. Zur Kenntnis mesozoischer und alttertiärer Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen von Nord- und Mitteldeutschland sowie einigen anderen europäischen Gebieten. *Palaeontographica*, Abteilung A, v.116, p.1-58.

Bujak, J.P., Downie, C., Eaton, G.L. & Williams, G.L., 1980. Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Eocene of southern England. *Special Papers in Palaeontology*, no.24, 100 p.

Châteauneuf, J.-J. & Gruas-Cavagnetto, C., 1978. Les zones de Wetzeliellaceae (Dinophyceae) du bassin de Paris. Comparaison et corrélations avec les zones du Paléogène des bassins du nord-ouest de l'Europe. *Bulletin du Bureau des recherches géologiques et minières (Deuxième série)*, Section IV, no.2-1978, p.59-93.

Cookson, I.C. & Eisenack, A., 1965. Microplankton from the Dartmoor Formation, sw. Victoria. Proceedings of the Royal Society of Victoria, v.79, p. 133-137.

Costa, L.I. & Downie, C., 1976. The distribution of the dinoflagellate *Wetzeliella* in the Palaeogene of north-western Europe. Palaeontology, v.19, p.591-614.

Costa, L.I. & Downie, C., 1979. The *Wetzeliellaceae*; Palaeogene dinoflagellates. In: Proceedings of the 4th International Palynological Conference, Lucknow (1976-77), v.2, p.34-46.

Davey, R.J. & Williams, G.L., 1966. V. The genus *Hystrichosphaeridium* and its allies. In: Davey, R.J., Downie, C., Sarjeant, W.A.S. and Williams, G.L., Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts; British Museum (Natural History) Geology, Bulletin, Supplement 3, p.53-106.

De Coninck, J., 1975. Microfossiles à paroi organique de l'Yprésien du Bassin Belge. Service géologique de Belgique, Professional Paper 1975, no.12, p.1-151.

Deflandre, G., & Cookson, I.C., 1955. Fossil microplankton from Australian Late Mesozoic and Tertiary sediments. Australian Journal of Marine & Freshwater Research, v. 6, p. 242-313.

Drugg, W.S., 1970. Some new genera, species, and combinations of phytoplankton from the Lower Tertiary of the Gulf Coast, U.S.A. Proceedings of the North American Paleontological Convention, Chicago, September 1969, part G, p.809-843.

Eaton, G.L., 1976. Dinoflagellate cysts from the Bracklesham Beds (Eocene) of the Isle of Wight, southern England. British Museum (Natural History) Geology, Bulletin, v. 26, p.227-332.

Eisenack, A., 1954. Mikrofossilien aus Phosphoriten des samländischen Unteroligozäns und über die Einheitlichkeit der *Hystrichosphaerideen*. Palaeontographica, Abteilung A, v.105, p. 49-95.

Gerlach, E., 1961. Mikrofossilien aus dem Oligozän und Miozän Nordwestdeutschlands, unter besonderer Berücksichtigung der *Hystrichosphaeren* und Dinoflagellaten. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, v.112, p.143-228.

Harland, R., 1979. The *Wetzeliella* (*Apectodinium*) homomorphum plexus from the Paleogene/earliest Eocene of north-west Europe. Fourth International Palynology Conference, Lucknow, 1976-1977, Proceedings, 2, p. 59-70.

Heilmann-Clausen, C., 1985. Dinoflagellate stratigraphy of the uppermost Danian to Ypresian in the Viborg I borehole, central Jylland, Denmark. *Danmarks Geologiske Undersøgelse, Serie A*, no.7, p.1-69.

Helenes, J., 1984. Morphological analysis of Mesozoic-Cenozoic *Cribroperidinium* (Dinophyceae), and taxonomic implications. *Palynology*, v. 8, p.107-137.

Iakovleva, A.I., 2017. Did the PETM trigger the first important radiation of wetzelielloideans? Evidence from France and northern Kazakhstan. *Palynology*, v. 41(3), p. 311-338. Doi: 10.1080/01916122.2016.1173121

King, C., Iakovleva, A.I., Heilmann-Clausen, C. & Steurbaut, E. 2018. Ypresian (early Eocene) stratigraphy of the Suvlu-Kaya reference section in the Bakhchisaray area (Crimea). *Newsletters on Stratigraphy*, v.51(2), p. 167-208. Doi: 10.1127/nos/2017/0384

King, C., Gale, A.S. & Barry, T.L., 2016. A revised correlation of Tertiary rocks in the British Isles and adjacent areas of NW Europe. *Geological Society of London Special Reports*, London, 724 pp. Doi: 10.1144/SR27

Lentin, J.K. and Williams, G.L., 1977. Fossil dinoflagellates: index to genera and species, 1977 edition. Bedford Institute of Oceanography, Report Series, BI-R-77-8, p. 1–209.

Lentin, J.K. & Williams, G.L., 1981. Fossil dinoflagellates: index to genera and species, 1981 edition. Bedford Institute of Oceanography, Report Series, no.BI-R-81-12, 345 p.

Powell, A.J., 1992. Dinoflagellate cysts of the Tertiary System. In: Powell, A.J. (ed), *A stratigraphic index of dinoflagellate cysts*: p. 155-272.

Sarjeant, W.A.S., 1981. A restudy of some dinoflagellate cyst holotypes in the University of Kiel Collections. II. The Eocene holotypes of Barbara Klumpp (1953); with a revision of the genus *Cordosphaeridium* Eisenack, 1963. *Meyniana*, v.33, p. 97-132.

Sarjeant, W.A.S., 1984: Re-study of some dinoflagellate cysts from the Oligocene and Miocene of Germany. *Journal of Micropalaeontology*, v.3, p.73-94.

Stover, L.E. & Evitt, W.R., 1978. Analyses of pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellates. Stanford University Publications, Geological Sciences, v.15, 300 p.

Wall, D., 1967. Fossil microplankton in deep-sea cores from the Caribbean Sea. *Palaeontology*, v.10, no.1, p.95-123.

Williams, G.L. & Downie, C., 1966. *Wetzeliella* from the London Clay. In: Davey, R.J., Downie, C., Sarjeant, W.A.S. and Williams, G.L., *Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts*; British Museum (Natural History) Geology, Bulletin, Supplement 3, p.182-198.

Williams, G.L., Damassa, S.P., Fensome, R.A. & Guerin, G.R., 2016. *Wetzeliella* and its allies -- the 'hole' story; a taxonomic revision of the Paleogene subfamily *Wetzelielloideae*. *Palynology*, v.39(3), p.289-344, pl.1-5

Williams, G.L., Fensome, R.A., & MacRae, R.A., 2017. *DINOFLAJ3*. American Association of Stratigraphic Palynologists, Data Series no. 2. <http://dinoflaj3.smu.ca/dinoflaj3>

Wood, G.D., Gabriel, A.M. & Lawson, J.C., 1996. Palynological techniques-processing and microscopy. In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: Principles and Application*, Volume 1 Principles. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, pp. 29–50

Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G. & Kodrans-Nsiah, M., 2008. Preservation and organic chemistry of Late Cenozoic organic-walled dinoflagellate cysts: a review. *Marine Micropaleontology*, 68(1-2), pp. 179–197. Doi: 10.1016/j.marmicro.2008.01.015

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES

- Abels, H.A.**, Clyde, W.C., Gingerich, P.D., Hilgen, F.J., Fricke, H.C., Bowen, G.J. and Lourens, L.J., 2012. Terrestrial carbon isotope excursions and biotic change during Palaeogene hyperthermals: Nature Geoscience, 5, 326-329.
- Adatte, K.H.**, Khozyem, H., Spangenberg, J.E., Samant, B., Keller, G., 2014. Response of terrestrial environment to the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM), new insights from India and NE Spain. Rendiconti Online della Società Geologica Italiana, 31, 5-6.
- Adler, M.**, Macouin, M., Trindade, R.I.F., Hadrien, M.-H., Yang, Z., Sun, Z. and Besse, J., 2009. A multilayered water column in the Ediacaran Yangtze platform? Insights from carbonate and organic matter paired $\delta^{13}\text{C}$. Earth Planet. Sci. Lett., 288, 213-227.
- Adnet, S.**, Cappetta, H., Tabuce, R., 2010. A Middle–Late Eocene vertebrate fauna (marine fish and mammals) from southwestern Morocco; preliminary report: age and palaeobiogeographical implications. Geol. Mag., 147, 860–870.
- Adnet, S.**, Capetta, H., Guinot, G., Notarbartolo di Sciara, G., 2012. Evolutionary history of the devilrays (Chondrichthyes: Myliobatiformes) from fossil and morphological inference. Zoological Journal of the Linnean Society, 166, 132-159.
- Agnini, C.**, Muttoni, G., Kent, D.V. & Rio, D., 2006. Eocene biostratigraphy and magnetic stratigraphy from Possagno, Italy: The calcareous nannofossil response to climate variability. Earth and Planetary Science Letters, 241, 815-830.
- Agnini, C.**, Macrì, P., Backman, J., Brinkhuis, H., Fornaciari, E., Giusberti, L., Luciani, V., Rio, D., Sluijs, A. and Speranza, F., 2009. An early Eocene carbon cycle perturbation at ~52.5 Ma in the Southern Alps: Chronology and biotic response. Paleooceanography, 24, PA209, 1-14.
- Aguilar, J.-P.**, Legendre, S. and Michaux, J. (Eds), 1997. Actes du Congrès Biochrom'97. Mémoires et Travaux de l'E.P.H.E., Institut de Montpellier, 21, 1-817.
- Alegret, L.**, Ortiz, N. and Molina, E., 2009. Extinction and recovery of benthic foraminifera across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum at the Alamedia section (Southern Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 279, 186-200.
- Algeo, T.J.**, 1996. Meteoric water/rock ratios and the significance of sequence and parasequence boundaries in the Gobbler Formation (Middle Pennsylvanian) of south-central New Mexico. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 306, 359-371.
- Algeo, T.J.**, Wilkinson, B.H. and Lohmann, K., 1992. Meteoric-burial diagenesis of Middle Pennsylvanian limestones in the Orogrande Basin, New Mexico: water/rock interactions and basin geothermics. J. Sed. Petrol., 62(4), 652-670.
- Ali, J.R.**, 1988. Magnetostratigraphy of Early Palaeogene sediments from N.W. Europe. Unpublished PhD Thesis, University of Southampton, UK, 235 p.
- Ali, J.R.**, King, C. & Hailwood, E.A., 1993. Magnetostratigraphic calibration of early Eocene depositional sequences in the southern North Sea Basin. In Hailwood, E.A. & Kidd, R.B. (eds), High Resolution Stratigraphy. Geological Society, Special Publication, 70, 99-125.

REFERENCES

- Ali, J.R.**, Krause, D.W., 2011. Late Cretaceous bioconnections between Indo-Madagascar and Antarctica: refutation of the Gunnerus Ridge causeway hypothesis. *Journal of Biogeography*, 38 (10), 1855-1872.
- Andrews, C.W.**, 1901. Preliminary note on some recently discovered extinct vertebrates from Egypt (Part II). *Geological Magazine*, 8, 434-444.
- Anka, Z.**, Séranne, M., di Primio, R., 2010. Evidence of a large upper-Cretaceous depocentre across the continent-ocean boundary of the Congo-Angola Basin. Implications for paleo-drainage and potential ultra-deep source rocks. *Marine and Petroleum Geology* 27, 601-611.
- Anonymous**, 1893. Légende de la Carte Géologique dressée par ordre du Gouvernement à l'échelle du 40.000e. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, VI (1892), 217-229.
- Anthonissen, D.E.**, Ogg, J.G., 2012. Appendix 3: cenozoic and Cretaceous biochronology of planktonic foraminifera and calcareous nannofossils. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.), *The Geological Time Scale 2012*. Elsevier Science, Oxford, pp. 1083-1127.
- Antunes, M.T.**, 1964. O neocretácico e o cenozóico do litoral de Angola. *Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa*, 1-255.
- Arambourg, C.**, 1935. Note préliminaire sur les vertébrés fossiles des phosphates du Maroc. *Bulletin de la Société géologique de France* 5, 413-439.
- Arambourg, C.**, 1952. Vertébrés fossiles des Phosphates d'Afrique du Nord (Maroc, Algérie, Tunisie). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc (Rabat)*, 92, 1-372.
- Arenillas, I.**, Molina, E. & Schmitz, B., 1999. Planktic foraminiferal and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic changes across the Paleocene/Eocene boundary at Possagno (Italy). *International Journal of Earth Sciences*, 88, 352-364.
- Arenillas, I.** and Molina, E., 2000. Reconstrucción paleoambiental con foraminiferos plantónicos y cronoestratigrafía del tránsito Paleoceno-Eoceno de Zumaya (Guipúzcoa). *Revista Española de Micropaleontología, Madrid*, 32 (3), 283-300.
- Arenillas, I.**, 2012. Patterns of spatio-temporal distribution as criteria for the separation of planktic foraminiferal species across the Danian-Selandian transition in Spain. *Acta Palaeontologica Polonica* 57, 401-422.
- Aubry, M.-P.**, 1983. Biostratigraphie du Paléogène épicontinental de l'Europe du Nord-Ouest. Etude fondée sur les nannofossiles calcaires. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 89, 317 p.
- Aubry, M.-P.** & Bord, D., 2009. Reshuffling the cards in the photic zone at the Eocene: Oligocene boundary. In Koeberl, C. & Montanari, A. (eds), *The Late Eocene Earth*. The Geological Society of America, Special Paper, 452, 279-301.
- Aubry, M.-P.**, Ouda, K., Dupuis, C., Van Couvering, J.A., and the Members of the Working Group on the Paleocene/Eocene Boundary: Ali, J., Berggren, W.A., Brinkhuis, H., Gingerich, P.H., Heilmann-Clausen, C., Hooker, J., Kent, D.V., King, C., Knox, R.W.O.'B., Laga, P., Molina, E.,

REFERENCES

- Schmitz, B., Steurbaut, E. and Ward, D.R., 2002. Proposal: Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) at the Dababiya section (Egypt) for the Base of the Eocene Series. International Subcommission on Paleogene Stratigraphy, Internal Report, 58p.
- Aubry, M.-P.**, Ouda, K., Dupuis, C., Berggren, W.A., Van Couvering, J.A. and the Members of the Working Group on the Paleocene/Eocene Boundary, 2007. The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt). *Episodes*, 30(4), 271-286.
- Ayan, T.**, 1965. Chemical staining methods used in the identification of carbonate minerals. *Min. Res. Explor. Inst. Turk.*, 65, 133-147.
- Aziz, H.A.**, Hilgen, F.J., van Luijk, G.M., Sluijs, A., Kraus, M.J. et al. 2008. Astronomical climate control on paleosol stacking patterns in the upper Paleocene-lower Eocene Willwood Formation, Bighorn basin, Wyoming. *Geology*, 36, 531-534.
- Bailon, S.**, 1999. Différenciation ostéologique des anoures (Amphibia, Anura) de France. In: Desse, J., Desse-Berset, N. (Eds.), *Fiches d'ostéologie animale pour l'archéologie, Série C: varia*. Centre de Recherches Archéologiques du CNRS, APDCA, Antibes, pp. 1-42.
- Bains, S.**, Corfield, R.M. and Norris, R.D., 1999. Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene: *Science*, 285-724-727.
- Bains, S.**, Norris, R.D., Corfield, R.M., Faul, K.L., 2000. Termination of global warmth at the Palaeocene-Eocene boundary through productivity feedback. *Nature*, 407, 171-174.
- Bains, S.**, Norris, R.D., Corfield, R.M., Bowen, G.J., Gingerich, P.D. and Koch, P.L., 2003. Marine-terrestrial linkages at the Paleocene-Eocene boundary. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, (369), 1-9.
- Bajpai, S.** and Head, J.J., 2007. An Early Eocene palaeopheid snake from Vastan Lignite Mine, Gujarat, India. *Gondwana Geological Magazine*, 22, 85-90.
- Bajpai, S.** and Kapur, V.V., 2008. Earliest Cenozoic frogs from the Indian subcontinent: implications for out-of-India hypothesis. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 53, 65-71.
- Bajpai, S.**, Kapur, V.V., Das, D.P., Tiwari, B.N., Saravanan, N. and Sharma, R., 2005a. Early Eocene land mammals from Vastan Lignite Mine, District Surat (Gujarat), western India. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 50, 101-113.
- Bajpai, S.**, Kapur, V.V., Thewissen, J.G.M., 2009. Creodont and condylarth from the Cambay Shale (early Eocene, w55e54 ma), Vastan Lignite Mine, Gujarat, western India. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 54, 103-109.
- Bajpai, S.**, Kapur, V.V., Thewissen, J.G.M., Das, D.P., Tiwari, B.N., Sharma, R., Saravanan, N. and 2005b. Early Eocene primates from Vastan Lignite Mine, Gujarat, western India. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 50, 43-54.
- Bannikov, A.F.**, 1981. Sistematicallye polozheniya sostav i proiskhozhdenikye semeystva Scombridae. *Voprosy Ikhtiologii*, 21, 200-208. Unknown translator. Transferred to electronic copy and edited by Mark Uhen and Michell Kwon, Smithsonian Institution, 2007.
- Barrabé, L.**, 1922. Sur la présence de nappes de charriage dans les Corbières. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 175, 1081-1083.

- Barrabé, L.**, 1942a. Révision de la feuille de Perpignan à 1/80 000. « La terminaison de la nappe des Corbières orientales au voisinage du Massif de Monthoumet ». Bull. Serv. Carte géol. Fr., C. R. Collab. Campagne 1941, 211, XXXXVIII, 161-165.
- Barrabé, L.**, 1942b. Feuille à 1/80 000 « Narbonne et Marseillan », 2^e ed., Serv. Carte géol. Fr., Paris.
- Bardet, N.**, Falconnet, J., Fischer, V., Houssaye A, Jouve, S., Pereda Suberbiola, X., Pérez-García, A., Rage, J.-C. and Vincent, P., 2014. Mesozoic marine reptile palaeobiogeography in response to drifting plates. *Gondwana Research*, 26 (3-4), 869-887.
- Bardet, N.**, Gheerbrant, E., Noubhani, A., Cappetta, H., Jouve, S., Bourdon, E., Pereda Suberbiola, X., Jalil, N.-E., Vincent, P., Houssaye, A., Sole, F., Elhoussaini Darif, K., Adnet, S., Rage, J.-C., de Lapparent de Broin, F., Sudre, J., Bouya, B., Amaghazaz, M., Meslouh, S., 2017. Les Vertébrés des phosphates crétacé-paléogènes (72.1-47.8 Ma) du Maroc. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 180, 351-452.
- Baudry, M.**, 1992. Les Tillodontes (Mammalia) de l'Eocène inférieur de France. *Bulletin du Muséum national d'histoire naturelle. Section C, Sciences de la terre, paléontologie, géologie, minéralogie* 14 (2), 205e243 (in French with English abstract).
- Beckett, H.T.**, Friedman, M., 2016. The one that got away from Smith Woodward: cranial anatomy of *Microrhynchus* (Acanthomorpha: Scombridae) revealed using computed microtomography. In: Johanson, Z., Barrett, P.M., Richter, M., Smith, M. (Eds.), *Arthur Smith Woodward: His Life and Influence on Modern Vertebrate Palaeontology*. Geological Society, London, Special Publications, 430, 337-353.
- Belben, R.A.**, Underwood, C.J., Johanson, Z., Twitchett, R.J., 2017. Ecological impact of the end-Cretaceous extinction on lamniform sharks. *PLoS One* 12 (6), e0178294. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0178294>.
- Bellanca, A.**, Aghib, F., Neri, R. and Sabatino, N., 2005. Bulk carbonate isotope stratigraphy from CRP-3 core (Victoria Land Basin, Antarctica): evidence for Eocene-Oligocene palaeoclimatic evolution. *Global Planet. Change*, 45, 237-247.
- Benammi, M.**, El Kati, I., Adnet, S., Marivaux, L., Tabuce, R., Surault, J., Baidder, L., Saddiqi, O., Benammi, M., 2014a. Corrélation de coupes lithostratigraphiques le long des falaises côtières dans la région d'El Argoub (Dakhla, Maroc): Second North African. *Vertebrate Palaeontology Congress-NAVEP2, Ouarzazate, Morocco, 1-8 September, Abstracts*, p.37.
- Benammi, M.**, El Kati, I., Adnet, S., Marivaux, L., Tabuce, R., Surault, J., Baidder, L., Saddiqi, O., Benammi, M., 2014b. Preliminary paleomagnetic data in the Dakhla, Southwestern Moroccan Sahara: Second North African *Vertebrate Palaeontology Congress-NAVEP2, Ouarzazate, Morocco, 1-8 September, Abstracts*, p.40.
- Benammi, M.**, Adnet, S., Marivaux, L., Yans, J., Noiret, C., Tabuce, R., Surault, J., El Kati, I., Enault, S., Baidder, L., Saddiqi, O. and Benammi, M., 2019. Geology, biostratigraphy and carbon isotope chemostratigraphy of the Palaeogene fossil-bearing Dakhla sections, southwestern Moroccan Sahara. *Geological Magazine*, 156 (1), 117-132.

REFERENCES

- Benammi, M.**, Adnet, S., Marivaux, L., Yans, J., Noiret, C., Tabuce, R., Surault, J., El Kati, I., Enault, S., Baidder, L. and Saddiqi, O., 2017. Geology, biostratigraphy and Carbon isotope chemostratigraphy of the Paleogene fossil-bearing Dakhla sections, Southwestern Moroccan Sahara. Conference: The First West African Craton and Margins International Workshop (WACMA1).
- Bequaert, J.**, 1920. Végétation du Bas-Chiloango et limite occidentale de la forêt du Mayumbe. *Revue Zoologique Africaine, Supplément Botanique*, p. 21.
- Bequaert, J.**, 1923. Observations géologiques faites au cours d'un voyage dans l'Enclave de Cabinda et la Bas-Congo. *Bulletin de la Société belge de Géologie de Paléontologie et d'Hydrogéologie*, 33, 18-28.
- Berger, G. M.**, Boyer, F., Rey, J., avec la collaboration de Ampert, P., Freytet, P., Marchal, J. P., Vautrelle, C., 1990. Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Lézignan-Corbières (1038). Orléans. Bur. Rech. Géol. Min., 70 p. Carte géologique par Berger G. M. (1990).
- Berger, G.M.**, Alabouvette B., Bessière, G., Bilotte, M., Crochet, B., Dubar, M., Marchal, J.P., Tambareau, Y., Vilatte, J. and Viillard, P. (1997). Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Tuchan (1078). Orléans: BRGM, 113pp. Carte géologique par Berger, G.M., Bessière, G., Bilotte, M., Viillard, P. (1997).
- Berger, W.H.** & Vincent, E., 1981. Chemostratigraphy and biostratigraphic correlation: exercices in systemic stratigraphy. *Oceanologica Acta, Actes 26^e Congrès International de Géologie, colloque Géologie des océans*, Paris, 7-17 juil. 1980, 115-127.
- Berggren, W.A.**, 1969. Paleogene biostratigraphy and planktonic foraminifera of Northern Europe. In: Proc. 1st Intern. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva (Brill, Leiden), 1, 121-160.
- Berggren, W.A.**, Kent, D.V., Swisher III, C.C., Aubry, M.-P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. B, SEPM, Tulsa, Oklahoma, pp. 129-212.
- Berggren, W.A.**, Aubry, M.P., 1998. The Paleocene/Eocene Epoch/Series boundary: Chronostratigraphic framework and estimated geochronology. In: Aubry, M.P., Lucas, S., Berggren, W.A. (Eds.), *Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Records*. Columbia University Press, pp. 18-36.
- Berggren, W.A.**, Pearson, P.N., 2005. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal of Foraminiferal Research*, 35, 279-298.
- Bhatnagar, A.K.**, Rawat, D.S., Gangoo, J., Kausar, H., Pande, H.C., Singh, H. and Singh, R.R., 2011. Fine tuning the petroleum systems in Western Onshore Basin through re-evaluation of source organics, depositional environments and thermal maturities of the oils and source rocks. AAPG, Search and Discovery Article n° 40745 (2011).
- Bigg, P.J.**, 1982. Eocene planktonic foraminifera and calcareous nannoplankton of the Paris Basin and Belgium. *Revue de Micropaléontologie*, 25(2), 69-89.

REFERENCES

- Bignot, G.**, 1989. Les Pseudarcélidés, groupe original de microfossiles *incertae sedis* du Paléogène. Remarques sur sa classification et description de trois espèces nouvelles. *Revue de Micropaléontologie*, 31(4), 211-224.
- Biswas, S.K.**, 1982. Rift Basins in Western Margin of India and their hydrocarbon prospects with special reference to Kutch Basin. *AAPG Bull.*, 66 (10), 1497-1513.
- Bijl, P.K.**, Schouten, S., Sluijs, A., Reichert, G.-J., Zachos, J.C. & Brinkhuis, H., 2009. Early Palaeogene temperature evolution of the southwest Pacific Ocean. *Nature*, 461, 776-779.
- Boetius, A.**, Ravensschlag, K., Schubert, C.J., Rickert, D., Widdel, F., Gieseke, A., Amann, R., Jorgensen, B.B., Witte, U. and Pfannkuche, O., 2000. A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature*, 407, 623-626.
- Boggs, S. Jr.**, Krinsley, D.H., Goles, G.G., Seyedolali, A. and Dypvik, H., 2001. Identification of shocked quartz by scanning cathodoluminescence imaging. *Meteoritics & Planetary Sciences*, 36, 783-791.
- Boggs, S. Jr.** and Krinsley, D., 2006. *Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, 165pp.
- Bohaty, S.M.**, Zachos, J.C. and Delaney, M.L. 2012. Foraminiferal Mg/Ca evidence for Southern Ocean cooling across the Eocene/Oligocene transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 317, 251pp.
- Böhm, J.**, 1926. Über tertiäre Versteinerungen von den Bogenfelsen diamantfeldern. In: Kaiser, E. (Ed.), *Die Diamantwüste Süd-westafrikas*. Dietrich Reimer, Berlin, 55-87.
- Bossuyt, F.** and Milinkovitch, M.C., 2001. Amphibians as indicators of Early Tertiary "out-of-India" dispersal of vertebrates. *Science*, 292, 92-95.
- Bowen, G.J.**, Clyde, W.C., Koch, P.L., Ting, T., Alroy, J., Tsubamoto, T., Wang, Y. and Wang Y., 2002. Mammalian Dispersal at the Paleocene/Eocene Boundary. *Science*, 295, 2062-2065.
- Bowen, G.J.**, 2007. When the world turned cold. *Nature*, 445, 607-608.
- Bowen, G.J.**, Bralower, T.J., Delaney, M.L., Dickens, G.R., Kelly, D.C., Koch, P.L., Kump, L.R., Meng, J., Sloan, L.C., Thomas, E., Wing, S.L. and Zachos, J.C., 2006. Eocene hyperthermal event offers insight into greenhouse warming. *EOS Trans. AGU*, 87, 165-169.
- Bowen, G.J.** & Zachos, J.C., 2010. Rapid carbon sequestration at the termination of the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum. *Nature Geoscience*, 3, 866-869.
- Bowen, G.J.**, Maibauer, B.J., Kraus, M.J., Röhl, U., Westerhold, T., Steimke, A., Gingerich, P.D., Wing, S.L. and Clyde, W.C., 2015. Two massive, rapid releases of carbon during the onset of the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Nature Geoscience*, 8, 44-47.
- Bown, T.M.** and Rose, K.D., 1987. Patterns of dental evolution in early Eocene anaptomorphine primates (Omomyidae) from the Bighorn Basin, Wyoming. *Paleontological Society Memoir*, 23, 1-162 (*Journal of Paleontology* 61, supplement to number 5).
- Bown, P.** & Pearson, P., 2009. Calcareous plankton evolution and the Paleocene/Eocene thermal maximum event: New evidence from Tanzania. *Marine Micropaleontology*, 71, 60-70.

REFERENCES

- Brownfield, M.E.**, 2016. Assessment of undiscovered oil and gas resources of the West-Central Coastal Province, west Africa. In: Brownfield, M.E. (Ed.), *Geologic Assessment of Undiscovered Hydrocarbon Resources of Sub-saharan Africa*. U.S. Geological Survey Digital Data Series 69-GG, p. 41.
- Brownfield, M.E.**, Charpentier, R.R., 2006. Geology and total petroleum systems of the west-Central coastal Province (7203), west Africa. U.S. Geological Survey Bulletin 2207-B, 1-52.
- Boyer, D.M.**, Prasad, G.V.R., Krause, D.W., Godinot, M., Goswami, A., Verma, O. and Flynn, J.J., 2010. New postcrania of Deccanolestes from the Late Cretaceous of India and their bearing on the evolutionary and biogeographic history of euarchontan mammals. *Naturwissenschaften*, 97, 365-377.
- Bresson, A.**, 1898c. Sur la présence de couches à Physes et à Lymnées columnaires dans l'Eocène inférieur des Corbières septentrionales. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 127, 836-839.
- Brodie, C.R.**, Leng, M.J., Casford, J.S.L., Kendrick, C.P., Lloyd, J.M., Yongqiang, Z. and Bird, M.I., 2011a. Evidence for bias in C and N concentrations and $\delta^{13}\text{C}$ composition of terrestrial and aquatic organic materials due to pre-analysis acid preparation methods. *Chemical Geology*, 282, 67-83.
- Brodie, C.R.**, Casford, J. S.L., Lloyd, J.M., Leng, M.J., Heaton, T. H.E., Kendrick, C.P. and Yongqiang, Z., 2011c. Evidence for bias in C/N, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values of bulk organic matter, and on environmental interpretation, from a lake sedimentary sequence by pre-analysis acid treatment methods. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3076-3087.
- Brodie, C.R.**, 2011d. Evidence for bias in C/N, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values of aquatic and terrestrial organic materials due to acid pre-treatment methods. *Science Highlights: Open Section*, 19 (2), 65-67.
- Broin, F. de**, 1987. Lower vertebrates from the early-middle Eocene Kuldana Formation of Kohat (Pakistan): Chelonia. *Contributions from the Museum of Paleontology, University of Michigan*, 27 (7), 169-179.
- Buffetaut, E.**, 1978a. A dyrosaurid (Crocodylia, Mesosuchia) from the Upper Eocene of Burma. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 5, 273-281.
- Buffetaut, E.**, 1978b. Crocodilian remains from the Eocene of Pakistan. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 156, 262-283.
- Buffetaut, E.** and Lauerjat, J., 1978. Un crocodylien d'un type particulier dans le Cénomaniens de Nazaré. *Comptes Rendus Sommaire des Séances de la Société géologique de France* 1978 (2), 79-82.
- Buffetaut, E.**, 1979. *Atlantosuchus coupatezi*, n. g., n. sp., un nouveau Dyrosauride (Crocodylia, Mesosuchia) des phosphates montiens du Maroc. *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 66, 85-90.
- Cahuzac, B.** & Janssen, A., 2010. Eocene to Miocene holoplanktonic Mollusca (Gastropoda) of the Aquitaine Basin, southwest France. *Scripta Geologica*, 141, 1-193.
- Cappetta, H.**, 1972. Les Poissons crétacés et tertiaires du Bassin des Iullemeden (République du Niger). *Palaeovertebrata* 5, 179-251.

REFERENCES

- Cappetta, H.**, 1980. Modification du statut générique de quelques espèces de sélaciens crétacés et tertiaires. *Palaeovertebrata*, 10, 29-42.
- Cappetta, H.**, 1981. Additions à la faune de sélaciens fossiles du Maroc. 1 : sur la présence des genres *Heptranchias*, *Alopias* et *Odontorhynchus* dans l'Yprésien des Ouled Abdoun *Geobios*, 14, 563-575.
- Cappetta, H.**, 1983. Additions à la faune de sélaciens fossiles du Maroc. 2: Révision de *Raja praealba* Arambourg, 1952, espèce de l'Yprésien des Ouled Abdoun. *Tertiary Research*, 5, 1-8.
- Cappetta, H.**, 1984. Découverte du genre *Gymnura* (Batomorphii, Myliobatiformes) dans le Thanétien des Ouled Abdoun, Maroc. Observations sur la denture de quelques espèces actuelles. *Geobios*, 17, 631-635.
- Cappetta, H.**, 1985. Sur une nouvelle espèce de *Burnhamia* (Batomorphii, Mobulidae) dans l'Yprésien des Ouled Abdoun, Maroc. *Tertiary Research*, 7, 27-33.
- Cappetta, H.**, 1987. Chondrichthyes II. Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii. In: Schultze, H.P. (Ed.), *Handbook of Paleichthyology*, vol. 3B. Gustav Fisher Verlag, Stuttgart, pp. 1-193.
- Cappetta, H.**, 1988. Les Torpédiniformes (Neoselachii, Batomorphii) des phosphates du Maroc. Observations sur la denture des genres actuels. *Tertiary Research*, 10, 21-52.
- Cappetta, H.**, 1989. Sélaciens nouveaux ou peu connus du Crétacé supérieur du Maroc. *Mesozoic Research*, 2, 11-23.
- Cappetta, H.**, 1992. Nouveaux Rhinobatoidei (Neoselachii, Rajiformes) à denture spécialisée du Maastrichtien du Maroc. Remarques sur l'évolution dentaire des Rajiformes et des Myliobatiformes. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 187, 31-52.
- Cappetta, H.**, Buffetaut, E., Cuny, G., Suteethorn, V., 2006. A new elasmobranch assemblage from the lower Cretaceous of Thailand. *Palaeontology*, 49, 547-555.
- Cappetta, H.**, 2012. Chondrichthyes (Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii: teeth). In: Schultze, H.-P. (Ed.), *Handbook of Paleichthyology. Chondrichthyes*, 3E., Verlag F. Pfeil, 1-512.
- Caro, Y.**, 1973. Contribution à la connaissance des dinoflagellés du Paléocène-Eocène inférieur des Pyrénées espagnoles. *Revista Española de Micropaleontología*, Madrid, 5, 329-372.
- Case, G.R.**, Cappetta, H., 1990. The eocene selachian fauna from the Fayum depression in Egypt. *Palaeontographica Abt A* 212, 1-30.
- Casier, E.**, 1960. Notes sur la Collection des Poissons Paléocènes et Eocènes de l'Enclave de Cabinda (Congo). *Annales du Musée Royal du Congo Belge Tervuren Belgique A Minéralogie Géologie Paléontologie*, 1, 1-48.
- Cattaneo, A.** and Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth Sci. Rev.* 62, 187-228.
- Cavelier, C.**, (coordinator) et al. 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Vol. 1: Stratigraphie et paléogéographie. Chap. 8: Paleogene. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 125, 388-468.
- Châteauneuf, J.-J.** & Gruas-Cavagnetto, C., 1978. Les zones de *Wetzeliellacea* (Dinophyceae) du bassin de Paris. Comparaison et corrélations avec les zones du Paléogène des bassins du nord-ouest

- de l'Europe. Bulletin du Bureau des recherches géologiques et minières, série 2, section IV, 2, 59-93.
- Chatterjee, S.**, Goswami, A. and Scotese, C.R., 2013. The longest voyage: tectonic, magmatic, and paleoclimatic evolution of the Indian plate during its northward flight from Gondwana to Asia. *Gondwana Research* 23 (1), 238e267.
- Choffat, P.**, 1905. Contribution à la connaissance géologique des Colonies portugaises d'Afrique. Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 1, 1-48.
- Choquette, P.W.** and James, N.P., 1987. Diagenesis #12. Limestone-3. The deep burial environment. *Geosci. Can.*, 14 (1), 3-35.
- Clementz, M.**, Bajpai, S., Ravikant, V., Thewissen, J.G.M., Saravanan, N., Singh, I.B. and Prasad, V., 2011. Early Eocene warming events and the timing of terrestrial faunal exchange between India and Asia. *Geology*, 39, 15-18.
- Clyde, W.C.**, Tong, Y., Snell, K.E., Bowen, G.J., Ting, S., Koch, P.L., Li, Q., Wang, Y. and Meng, J., 2008. An integrated stratigraphic record from the Paleocene of the Chijiang Basin, Jiangxi Province (China): implications for the mammalian turnover and Asian block rotations. *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 553-563.
- Coccioni, R.**, Bancalà, G., Cantanzariti, R., Fornaciari, E., Frontalini, F., Giusberti, L., Jovane, L., Luciani, V., Savian, J. and Sprovieri, M., 2012. An integrated stratigraphic record of the Palaeocene-lower Eocene at Gubbio (Italy): new insights into the early Palaeogene hyperthermals and carbon isotope excursions. *Terra Nova*, 24, 380-386.
- Cohen, K.M.**, Finney, S.C., Gibbard, P.L., and Fan, J.-X. (2013; updated, 2015/1). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36, 199-204.
- 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(3), 259-262.
- Conti, E.**, Eriksson, T., Schönenberger, J., Sytsma, K.J. and Baum, D.A., 2002. Early Tertiary out-of-India dispersal of Crypteroniaceae: evidence from phylogeny and molecular dating. *Evolution*, 56, 1931-1942.
- Cornet, J.**, 1906. Notes sur la Géologie du Mayombe Occidental. *Mémoires et Publications de la Société des Sciences des Arts et des Lettres du Hainaut*, 9, 36-38.
- Costa, L.I.** and Manum, S.B., 1988. The description of the interregional zonation of the Paleogene (D1-D15) and the Miocene (D16-D20). In Vinken, R. (comp.), *The Northwest European Tertiary Basin*. *Geologisches Jahrbuch*, A, 100, 321-332.
- Coster, P.**, Benammi M., Lazzari V., Billet G., Martin T., Salem M., Abolhassan Bilal A., Chaimanee Y., Schuster M., Valentin X., Brunet M. and Jaeger J.-J., 2010. *Gaudeamus lavocati* sp. nov. (Rodentia, Hystricognathi) from the lower Oligocene of Zallah, Libya: First African Caviomorph?. *Naturwissenschaften*, 97 (8), 697-70.

REFERENCES

- Coster, P.**, Benammi, M., Salem, M., Bilal Awad A., Chaimanee, Y., Valentin, X., Brunet M. and Jaeger, J.-J., 2012. New hystricognathous rodent from the Early Oligocene of central Libya, (Zallah Oasis, Sahara Desert): systematic, phylogenetic, and biochronologic implications. *Annals of Carnegie Museum*, 80 (3), 239–259.
- Courtessole, R. & Villatte, J.**, 1964. Sur la présence de gisement à *Ostrea subrepinata* Doncieux dans le Thanétien de la région de Roquetaillade. C.R. somm. Société Géologique de France, 124-125.
- Coxall, H.K.**, Wilson, P.A., Pälike, H., Lear, C.H., and Backman, J., 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature*, 433, 53–57.
- Cramer, B.S.**, Wright, J.D., Kent, D.V. and Aubry, M.-P., 2003. Orbital climate forcing of $\delta^{13}\text{C}$ excursions in the late Paleocene–early Eocene (chrons C24n–C25n). *Paleoceanography*, 18/4, 1097, doi:10.1029/2003PA000909.
- Cramer, B.S.**, Toggweiler, J.R., Wright, J.D., Katz, M.E. and Miller, K.G., 2009. Ocean overturning since the Late Cretaceous: Inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation. *Paleoceanography*, 24 (4), doi:10.1029/2008PA001683.
- Crouch, E.M.**, Heilmann-Clausen, C., Brinkhuis, H., Morgans, H.E.G., Rogers, K.M., Egger, H. and Schmitz, B., 2001. Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum. *Geology*, 29, 315-318.
- Csiki-Sava, Z.**, Buffetaut, E., Ösi, A., Pereda-Suberbiola, X. and Brusatte, S.L., 2015. Island life in the Cretaceous faunal composition, biogeography, evolution, and extinction of land-living vertebrates on the Late Cretaceous European archipelago. *ZooKeys*, 469, 1-161.
- Da Silva, A.-C.** and Boulvain, F., 2008. Carbon isotope lateral variability in a Middle Frasnian carbonate platform (Belgium): Significance of facies, diagenesis and sea-level history. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 269, 189-204.
- Damblon, F.** & Steurbaut, E., 2000. Gobertange: site géologique remarquable. In *La Gobertange – Une Pierre, des hommes*. ASBL Gobertange 2000, Cera Holding, p. 19-48.
- Danilo, L.**, Remy, J.A., Vianey-Liaud, M., Marandat, B., Sudre, J., and Lihoreau, F., 2013. A new Eocene locality in southern France sheds light on the basal radiation of Palaeotheriidae (Mammalia, Perissodactyla, Equoidea). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 33, 195-215.
- Dartevelle, E.**, 1935. Note préliminaire sur l'Eocène de la zone littorale du Congo. *Bulletin de la Société Belge de géologie de paléontologie et d'hydrogéologie*, 44, 25-27.
- Dartevelle, E.**, 1952. Echinidés fossiles du Congo et de l'Angola, introduction historique et stratigraphique. *Annales du Musée du Congo Belge Sciences Géologiques*, 8, 1-70.
- Dartevelle, E.**, 1953. Les Echinides fossiles du Congo et de l'Angola. 2e partie : description systématique des Echinides fossiles du Congo et de l'Angola. *Annales du Musée Royal du Congo Belge*, 13, 1-240.
- Dartevelle, E.**, Casier, E., 1943. Les Poissons fossiles du Bas-Congo et des régions voisines. *Annales du Musée du Congo Belge Sciences Géologiques Série 3 (II)*, 1-200.

REFERENCES

- Dartevelle, E.**, Casier, E., 1949. Les Poissons fossiles du Bas-Congo et des régions voisines. *Annales du Musée du Congo Belge Sciences Géologiques Série 3 (II)*, 201-256.
- Dartevelle, E.**, Brebion, P., 1956. Mollusques du Crétacé de la Côte occidentale d'Afrique du Cameroun à l'Angola. I- Gastéropodes. *Annales du Musée Royal de l'Afrique Centrale Tervuren Belgique*, 15, 1-128.
- Dartevelle, E.**, Freneix, S., 1957. Mollusques du Crétacé de la Côte occidentale d'Afrique du Cameroun à l'Angola. II- Lamellibranches. *Annales du Musée Royal de l'Afrique Centrale Tervuren Belgique*, 20, 1-271.
- Dartevelle, E.**, Casier, E., 1959. Les Poissons fossiles du Bas-Congo et des régions voisines. *Annales du Musée du Congo Belge Sciences Géologiques Série 3 (II)*, 257-568.
- Das, N.**, 1997. Chemostratigraphy of sedimentary sequences: a review of the state-of-the-art. *Journal of the Geological Society of India*, 49, 621-628.
- Davison, I.**, 2005. Central Atlantic margin basins of North West Africa: geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea). *Journal of African Earth Sciences*, 43 (1-3), 254-274.
- Davison, I.** and Dailly, P., 2010. Salt tectonics in the Cap Boujdour Area, Aaiun Basin, NW Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 435-441.
- DeConto, R.M.**, Galeotti, S., Pagani, M., Tracy, D., Schaefer, K., Zhang, T., Beerling, D.J., 2012. Past extreme warming events linked to massive carbon release from thawing permafrost. *Nature*, 48, 87-91.
- De Bast, E.**, Sigé, B. and Smith, T., 2012. Diversity of the adapisoriculid mammals from the early Palaeocene of Hainin, Belgium. *Acta Palaeontologica Polonica*, 57 (1), 35-52.
- De Bast, E.**, Steurbaut, E. and Smith, T., 2013. New mammals from the marine Selandian of Maret, Belgium, and their implications for the age of the Paleocene continental deposits of Walbeck, Germany. *Geologica Belgica*, 16 (4), 236-244.
- De Ceukelaire, M.** & Jacobs, P., 1999. Tertiairgeologische kaart – kaartblad 19-20 Veurne-Roeselare, Universiteit Gent.
- De Coninck, J.**, 1976. Microfossiles à paroi organique de l'Yprésien du Bassin belge. *Professional Paper, Belgische Geologische Dienst (1975)*, 12, 1-151.
- De Coninck, J.**, 1977. Organic walled microfossils from the Eocene of the Woensdrecht borehole, southern Netherlands. *Mededelingen RijksGeologische Dienst, N.S.* 28/3, 33-64.
- De Moor, G.** & Geets, S., 1974. Sedimentologie en litostratigrafie van de Eocene afzettingen in het zuidoostelijk gedeelte van de Gentse agglomeratie. *Natuurwetenschappelijk Tijdschrift*, 55 (1973), 129-192.
- De Putter, T.**, Ruffet, G., Yans, J., Mees, F., 2015. The age of supergene manganese deposits in Katanga and its implications for the Neogene evolution of the African Great Lakes region. *Ore Geology Reviews*, 71, 350-362.
- De Putter, T.**, Bayon, G., Mees, F., Ruffet, G., Smith, T., 2016. Cenozoic Sedimentation History of the Congo Basin Revisited. SGF-asf "Source to Sink" Conference, Rennes, France, 30 Nov - 2 Dec 2016. Accessible online at: <http://www.geosoc.fr/reunion/2016/S2S/workshop-book-abstracts.pdf>.

- De Gea, G.A.**, Castro, J.M., Aguado, R., Ruiz-Ortiz, P.A. and Company, M. 2003. Lower Aptian carbon isotope stratigraphy from a distal carbonate shelf setting: the Cau section, Prebetic zone, SE Spain. *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200, 207-219.
- De Stefano, G.**, 1915. Sopra alcuni ittiodontoliti dei forfati di Kalaa-Derda in Tunisia. *Bolletino Della Societa Geologica Italiana*, 34, 263-272.
- Depéret, C.**, 1910. Etudes sur la famille des Lophiodontidés. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 10, 538-577.
- Deperet, C.**, 1912. Sur l'âge des couches du Rio de Oro. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 13, 123-124
- Deprez, A.**, Tesseur, S., Stassen, P., D'haenens, S., Steurbaut, E., King, C., Claeys, P. & Speijer, R.P., 2015. Early Eocene environmental development in the northern Peri-Tethys (Aktulagay, Kazakhstan) based on benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes (O, C). *Marine Micropaleontology*, 115, 59-71.
- Derry, L.A.**, 2010b. On the significance of $\delta^{13}\text{C}$ correlation in ancient sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 296, 497-501.
- Devi, K.L.**, Sircar, A. and Karmakar, G.P., 2012. Hydrocarbon potential evaluation of lower Cambay Shale and Oldpad Formation in Cambay Basin, India: a review. *International Journal of Geology, Earth and Environmental Sciences*, 2, (3), 137-146.
- D'haenens, S.**, Bornemann, A., Claeys, P., Röhl, U., Steurbaut, E., and Speijer, R.P., 2014. A transient deep-sea circulation switch during Eocene Thermal Maximum 2. *Paleoceanography*, 29, 370-388.
- Dickens, G.R.**, O'Neil, J.R., Rea, D.K., Owen, R.M., 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, 10, 965-971.
- Dickens, G.R.**, 2001. Carbon addition and removal during the late Palaeocene Thermal Maximum: Basic theory with a preliminary treatment of the isotope record at ODP Site 1051, Blake Nose. *Geological Society, London, Special Publications*, 183 (1), 293-305.
- Dickson, J.A.**, 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205, 587.
- Dickson, J.A.**, 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *J. Sed. Petrol.*, 36(2), 491-505.
- Dikouma, M.**, Lang, J., Laurin, B., Pascal, A., Salard-Cheboldaeff, M., 1994. Biostratigraphy of some Maastrichtian and Paleocene formations in the Iullemmeden basin (southern Niger). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 193, 55-79.
- Dollo, L.**, 1912. Sur les premiers restes de tortues fossiles recueillis au Congo. *Bulletin de l'Académie royale de Belgique*, 2, 8-9.
- Dollo, L.**, 1914. Sur la découverte de Téléosauriens tertiaires au Congo. *Bulletin de l'Académie royale de Belgique*, 7, 288-298.
- Dollo, L.**, 1924. *Bantuchelys*, genre nouveau de tortues, découvert dans le Paléocène du Congo. *Bulletin de la Classe des Sciences de l'Académie de Belgique*, 5, 613-635.

- Domingo, L.**, López-Martínez, N., Leng, M.J. and Grimes, S., 2009. The Paleocene-Eocene Thermal Maximum record in the organic matter of the Claret ad Tendrui continental sections (South-central Pyrenees, Lleida, Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 281, 226-237.
- Doncieux, L.**, 1900. Feuille de Narbonne. Bull. Serv. Carte géol. France, Compte rendus Coll. Campagne 1900, 12 (79),44-48.
- Dumont, A.**, 1850. Rapport sur la carte géologique du Royaume. Bulletins de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique, 16(2) (1849), 351-373.
- Dumont, A.**, 1852b. Note sur la position géologique de l'argile rupélienne et sur le synchronisme des formations tertiaires de la Belgique, de l'Angleterre et du nord de la France. Bulletins de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique, 18(2) (1851), 179-195.
- Dunkley Jones, T.**, Manners, H.R., Hogget, M., Kirtland Turner, S., Westerhold, T., Leng, M.J., Pancost, R.D., Ridgwell, A., Alegret, L., Duller, R. and Grimes, S.T., 2018. Dynamics of sediment flux to a bathyal continental margin section through the Paleocene-Eocene Thermal Maximum, *Clim. Past*, 14, 1035-1049.
- Dunn, R.H.**, Rose, K.D., Rana, R.S., Kumar, K., Sahni, A. and Smith, T., 2016. New euprimate postcrania from the early Eocene of Gujarat, India, and the strepsirrhine-haplorhine divergence. *Journal of Human Evolution* (in press).
- Dupuis, C.**, Aubry, M.-P., Steurbaut, E., Berggren, W.A., Ouda, K., Magioncalda, R., Cramer, B.S., Kent, D.V., Speijer, R.P. and Heilmann-Clausen, C., 2003. The Dababiya quarry section: lithostratigraphy, clay mineralogy, geochemistry and paleontology: *In* Ouda, K. and Aubry, M.-P. (eds). The Upper Paleocene-Lower Eocene of the Upper Nile Valley: Part 1, stratigraphy. *Micropaleontology*, 49, 41-59.
- Durand-Delga, M. & Charrière, A.**, 2012. Tectonique tangentielle fini-crétacée au front NE du massif de Monthoumet (Pinède de Durban – Serre de Ginoufré, Corbières, Aude). *Géologie de la France*, 2 (2012), 25-48.
- Dybkjær, K.**, 2004. Morphological and abundance variations in *Homotryblium*-cyst assemblages related to depositional environments; uppermost Oligocene–Lower Miocene, Jylland, Denmark. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 206(1–2), 41–58.
- Eichenseer, H. & Lutherbacher, H.**, 1992. The marine Paleogene of the Tremp Region (NE Spain) – depositional sequences, facies history, biostratigraphy and controlling factors. *Facies*, 27, 119-152.
- Elboudali, N.**, Zouhri, S., Gingerich, P.D., Stambouli, A., Dahrouch, A., Sebti, S. and Khalloufi, B., 2018. Foraminifères planctoniques : clé de la nouvelle datation du membre « Guérran » de la formation Samlat d'Ad-Dakhla (Domaine saharien, maroc). *Bulletin de l'Institut Scientifique*, 40, 21-37.
- Emerson, S. and Hedges, J.**, 2003. Sediment diagenesis and benthic flux. In: *Treatise on Geochemistry: The Oceans and Marine Geochemistry*. (Eds) Holland, H.D. and Turekian, K.K. Elsevier, Amsterdam, 293-319.

REFERENCES

- Engelbrecht, A.**, Mörs, T., Reguero, M.A., Kriwet, J., 2016. Revision of eocene Antarctic carpet sharks (Elasmobranchii, Orectolobiformes) from seymour Island, Antarctic peninsula. *Journal of Systematic Palaeontology*, 15, 969-990.
- Erhardt, A.M.**, Pälke H. and Paytan. A. 2013. High-resolution record of export production in the eastern equatorial Pacific across the Eocene-Oligocene transition and relationships to global climatic records. *Paleoceanography*, 28, 130-142.
- Ericson, P.G.**, Anderson, C.L., Britton, T., Elzanowski, A., Johansson, U.S., Källersjö, M., Ohlson, J.I., Parsons, T.J., Zuccon, D., Mayr, G., 2006. Diversification of Neoaves: integration of molecular sequence data and fossils. *Biology Letters*, 2, 543-547.
- Escarguel, G.**, 1999. Les rongeurs de l'Eocène inférieur et moyen d'Europe Occidentale. Systématique, phylogénie, biochronologie et paléobiogéographie des niveaux-repères MP7 à MP14. *Palaeovertebrata*, 28, 89-351.
- Espitalié, J.**, Deroo, D. and Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications, première partie. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 563-579.
- Estravis, C.**, 2000. Nuevos mamíferos del Eoceno inferior de Silveirinha (Baixo Mondego, Portugal). *Coloquios de Paleontologia*, 51, 281-311.
- Fejfar, O.**, 1987. Oligocene rodents from Zallah Oasis, Libya. *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, A10, 265-268.
- Feist-Castel, M.**, 1975. Répartition des Charophytes dans le Paléocène et l'Eocène du bassin d'Aix-en-Provence. *B.S.G.F. (7)*, 27, 88-97.
- Flügel, E.**, 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks*, 2nd edn. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2010, 984pp.
- Fobe, B.**, 1986. Petrografisch onderzoek van de coherente gesteenten van het Eoceen van Laag- en Midden-België. PhD, Rijksuniversiteit Gent, part I, 215 p., part II, 138 p.
- Fobes, B.**, 1997b. Lithostratigrafische betekenis van een zandlaag tussen de Klei van Merelbeke en de Klei van Pittem (Eoceen-België). *Natuurwetenschappelijk Tijdschrift*, 76, 94-99.
- Folie, A.**, Rana, R.S., Rose, K.D., Sahni, A., Kumar, K., Singh, L. and Smith, T., 2013. Early Eocene frogs from Vastan Lignite Mine, Gujarat, India. *Acta Palaeontologica Polonica*, 58 (3), 511-524.
- Folie, A.**, Mees, F., De Putter, T., Smith, T., 2016. A new large species of the snake *Palaeophis* from the Lutetian marine margin of the Congo Basin, Cabinda, Angola. *Journal of Vertebrate Paleontology Program and Abstracts 2016*, 137.
- Föllmi, K.B.**, 1996. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth-Sci. Rev.*, 40, 55-124.
- Fondevilla, V.**, Dinarès-Turell, J., Villa, B., Le Loeuff, J., Estrada, R., Oms, O. and Galobart, A., 2016. Magnetostratigraphy of the Maastrichtian continental record in Upper Aude Valley (northern Pyrenees, France): placing age constraints on the succession of dinosaur-bearing sites. *Cretaceous Research*, 57, 457-472.
- Foreman, B.Z.**, Heller, P.L. and Clementz, M.T., 2012. Fluvial response to abrupt global warming at the Paleocene/Eocene boundary. *Nature*, 491, 92-95.

REFERENCES

- Foreman, B.Z.**, Clementz, M.T. and Heller, P.L., 2013. Evaluation of paleoclimatic conditions east and west of the southern Canadian Cordillera in the mid-late Paleocene using bulk organic $\delta^{13}\text{C}$ records. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 376, 103-113.
- Freneix, S.**, 1959. Mollusques du Crétacé de la Côte occidentale d'Afrique du Cameroun à l'Angola III.- Conclusions stratigraphiques et paléontologiques. *Annales du Musée Royal de l'Afrique Centrale Tervuren Belgique*, 24, 1-126.
- Freneix, S.**, 1979. Bivalves du Paléocène et de l'Eocène de l'Angola et du Zaïre. *Musée Royal de l'Afrique Centrale Tervuren Belgique Annales*, 8, 53-206.
- Friedman, M.**, 2009. Ecomorphological selectivity among marine teleost fishes during the end-Cretaceous extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106, 5218-5223.
- Friedman, M.**, Sallan, L.C., 2012. Five hundred million years of extinction and recovery: a Phanerozoic survey of large-scale diversity patterns in fishes. *Palaeontology*, 55, 707-742.
- Front Y. and Sague, N.**, 1911. Les formations géologiques du Rio de Oro, Sahara espagnol. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 212-217.
- Gaffney, E.S.**, Krause, D.W. and Zalmout, I.S., 2009. Kinkonychelys, a new side-necked turtle (Pelomedusoides: Bothremydidae) from the Late Cretaceous of Madagascar. *American Museum Novitates*, 3662, 1-25.
- Gaffney, E.S.**, Tong, H. and Meylan, P.A., 2006. Evolution of the side-necked turtles: the families Bothremydidae, Euraxemydidae, and Araripemydidae. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 300, 1-698.
- Galbrun, B.**, 1997. Did the European dinosaurs disappear before the K/T event? Magnetostratigraphic evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 569-579.
- Galeotti, S.**, Krishnan, S., Pagani, M., Lanci, L., Gaudio, A., Zachos, J.C., Monechi, S., Morelli, G., Lourens, L., 2010. Orbital chronology of early eocene hyperthermals from the Contessa road section, central Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 192-200.
- Galeotti, S.**, Moretti, M., Sabatino, N., Sprovieri, M., Ceccatelli, M., Francescone, F., Lanci, L., Lauretano, V., Monechi, S., 2017. Cyclochronology of the early Eocene carbon isotope record from a composite Contessa road-bottaccione section (gubbio, central Italy). *Newsletters on Stratigraphy*, 50, 231-244.
- Garg, R.**, Khowaja-Ateequzzaman Prasad, V., Tripathi, S.K.M., Singh, I.B., Jauhri, A.K. and Bajpai, S., 2008. Age-diagnostic dinoflagellate cysts from lignite-bearing sediments of the Vastan lignite mine, Surat District, Gujarat, western India. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 53, 99-105.
- Gasc, J.P.**, 1974. L'interprétation fonctionnelle de l'appareil musculosquelettique de l'axe vertébral chez les serpents (Reptilia). *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, Série A, Zoologie*, 83, 1-182.
- Gazin, C.L.**, 1953. The Tillodontia: an early Tertiary order of mammals. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 121 (10), 1-110.

REFERENCES

- Geets, S.**, 1992. Sedimentological investigation of the Mont-Panisel boring. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 99/3-4 (1990), 315-323.
- Geets, S.**, Maréchal, R. and Laga, P., 2000. Lithostratigrafie van het Paleogeen (Nl/Fr). Stratigrafische Commissie Tertiair.
- Geets, S.**, 2001. Sedimentologisch onderzoek in de boringen van Oedelem en Gooik-Kesterberg. Geological Survey of Belgium Professional Paper, 2001/1, N. 293.
- Gheerbrant, E.**, 1993. Premières données sur les mammifères "insectivores" de l'Yprésien du Bassin d'Ouarzazate (Maroc: site de N^oTagourt 2). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 187 (2), 225-242.
- Gheerbrant, E.**, Russell, D.E., 1989. Presence of the genus *Afrodon* (Mammalia, Lipotyphla (?), Adapisoriculidae) in Europe; new data for the problem of trans-Tethyan relations between Africa and Europe around the K/T boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 76, 1-15.
- Gheerbrant, E.**, Vasse, D., Abrial, C. and Cuenca-Bescos, G., 1992. First discovery of mammals in the Paleocene of Spain: the microvertebrate locality of Campo (Huesca province, Thanetian). IGCP project 308, International Meeting and field conference in Zaragoza (Spain), 9-13 November 1992, Abstract p.16.
- Gheerbrant, E.**, Abrial, C. and Cuenca, G., 1997. Nouveau mammifère condylarthre du Paléocène supérieur de Campo (Pyrénées aragonaises, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 324, IIa, 599-606.
- Gheerbrant, E.**, Sudre, J., Cappetta, H., Iarochène, M., Amaghazaz, M. and Bouya, B., 2002. A new large mammal from the Ypresian of Morocco: evidence of surprising diversity of early proboscideans. *Acta Palaeont. Polonica*, 47 (3), 493-506.
- Gheerbrant, E.** and Rage, J.C., 2006. Paleobiogeography of Africa: how distinct from Gondwana and Laurasia? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241, 224-246.
- Gibbard, P.L.** & Lewin, J., 2016. Filling the North Sea Basin: Cenozoic sediment sources and river styles. *Geologica Belgica*, 19/3-4, 201-217.
- Gingerich, P.D.**, 1989. New earliest Wasatchian mammalian fauna from the Eocene of northwestern Wyoming: composition and diversity in a rarely sampled high-floodplain assemblage. *University of Michigan Papers on Paleontology*, 28, 1-97.
- Gingerich, P.D.**, 1993. Oligocene age of the Gebel Qatrani Formation, Fayum, Egypt. *Journal of Human Evolution*, 24, 207-218.
- Gingerich, P.D.**, 1995. Sexual dimorphism in earliest Eocene *Cantius torresi* (Mammalia, Primates, Adapoidea). *Contributions from the Museum of Paleontology, University of Michigan*, 29, 185-199.
- Gingerich, P.D.** and Gunnell, G.F., 1979. Systematics and evolution of the genus *Esthonyx* (Mammalia, Tillodontia) in the early Eocene of North America. *Contributions from the Museum of Paleontology, The University of Michigan*, 25, 125-153.
- Gingerich, P.D.**, 2001. Biostratigraphy of the continental Paleocene-Eocene boundary interval on Polecat Bench in the northern Bighorn basin. In: Gingerich, P.D. (Ed), *Paleocene-Eocene*

REFERENCES

- stratigraphy and biotic change in the Bighorn and Clarks Fork basins, Wyoming, University of Michigan Papers on Paleontology, 33, 37-71.
- Gingerich, P.D.**, 2006. Environment and evolution through the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Trends in Ecology and Evolution*, 21, 246-253.
- Giunta, S.**, Negri, A., Morigi, C., Capotondi, L., Combourieu-Nebout, N., Emeis, K.C., Sangiorgi, F., and Vigliotti, L., 2003. Coccolithophorid ecostratigraphy and multi-proxy paleoceanographic reconstruction in the Southern Adriatic Sea during the last deglacial time (Core AD91-17). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 39-59.
- Giusberti, L.**, Rio, D., Agnini, C., Backman, J., Fornaciari, E., Tateo, F., Oddone, M., 2007. Mode and tempo of the Paleocene-Eocene thermal maximum in an expanded section from the Venetian pre-Alps. *GSA Bulletin*, 119, 391-412.
- Godinot, M.**, 1981. Les mammifères de Rians (Eocène inférieur, Provence). *Paleovertebrata*, 10 (2): 43-126.
- Godinot, M.**, 2015. Fossil Record of the Primates from the Paleocene to the Oligocene. In: Henke, W., Tattersall, I., (Eds.), *Handbook of Paleoanthropology*. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 1137-1259.
- Godinot, M.**, Crochet, J.-Y., Hartenberger, J.-L., Lange-Badré, B., Russel, D.E. and Sigé, B., 1987. Nouvelles données sur les mammifères de Palette (Eocène inférieur, Provence). Schmidt-Kittler, N., (Ed.), Verlag Friedrich Pfeil., 273-288.
- Godinot, M.**, Labarrère, H.-P., Erfurt, J., Franzen, J. L., Lange-Badré, B., de Lapparent de Broin, F. and Vidalenc, D., 2018. Un nouveau gisement à vertébrés éocènes, Rouzilhac (MP10-11), dans la série molassique d'Issel (Aude, France). *Revue de Paléobiologie*, 37 (1), 141-333.
- Götze, J.** and Zimmerle, W., 2000. Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. *Contrib. Sed. Geol.*, 21, 1-91.
- Gradstein, F.M.**, Ogg, J.G., Schmitz, M.D., and Ogg, G.M., (eds.), 2012. *The Geologic Time Scale 2012*: Amsterdam, Netherlands, Elsevier, 1144 pp.
- Granpre, R.**, Schauer, A., Samek, K., Veeger, A., Ward, P. and Fastovsky, D., 2013. Testing the terrestrial $\delta^{13}\text{C}$ Cretaceous-Paleogene (K-Pg) chemostratigraphic marker. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 381-382, 67-75.
- Gröcke, D.R.**, 1998. Carbon-isotope analyses of fossil plants as a chemostratigraphic and palaeoenvironmental tool. *Lethaia*, 31, 1-13.
- Guinot, G.**, Cavin, L., 2016. 'Fish' (Actinopterygii and Elasmobranchii) Diversification Patterns through Deep Time: *Biological Reviews*, 91,950-981.
- Guinot, G.**, Adnet, S., Cappetta, H., 2012. An Analytical Approach for estimating fossil record and diversification events in sharks, skates and rays. *PLoS One* 7, e44632. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0044632>.
- Guiraud, R.**, Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of northern and central Africa: an overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 83-143.

- Gulinck, M.** & Hacquaert, A., 1954. L'Eocène. In Fourmarier, P. (ed.), *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. Société géologique de Belgique, Liège, 451-493.
- Gupta, S.** and Kumar, K., 2015. Early Eocene rodents (Mammalia) from the Subathu Formation of type area (Himachal Pradesh), NW sub-Himalaya, India: palaeobiogeographic implications. *Journal of Earth System Science*, 124 (6), 1201-1221.
- Hastings, A.K.**, Bloch, J.I., Cadena, E.A. and Jaramillo, C.A., 2010. A new small shortsnouted dyrosaurid (Crocodylomorpha, Mesoeucrocodylia) from the Paleocene of northeastern Colombia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 30 (1), 139-162.
- Hay, O.P.**, 1908. *The Fossil Turtles of North America*, 75. Publications of the Carnegie Institute of Washington, 1-568.
- Head, J.J.**, Bloch, J., Hastings, A.K., Bourque, J.R., Cadena, E.A., Herrera, F.A., Polly, P.D. and Jaramillo, C.A., 2009. Giant boid snake from the Palaeocene neotropics reveals hotter past equatorial temperatures. *Nature*, 457, 715-718.
- Heilmann-Clausen, C.**, 1985. Dinoflagellate stratigraphy of the uppermost Danian to Ypresian in the Viborg 1 borehole, central Jylland, Denmark. *Danmarks Geologiske Undersøgelse, A*, 7, 1-69.
- Heilmann-Clausen, C.** and Costa, L.I., 1989. Dinoflagellate zonation of the Uppermost Paleocene? to Lower Miocene in the Wursterheide research well, NW Germany. *Geologisches Jahrbuch, A*, 111, 431-521.
- Heilmann-Clausen, C.** and Schmitz, B., 2000. The late Paleocene thermal maximum $\delta^{13}\text{C}$ excursion in Denmark? *GFF*, 122, p.70.
- Heimhofer, U.**, Hochuli, P.A., Burla, S., Andersen, N. and Weissert, H., 2003. Terrestrial carbon-isotope records from coastal deposits (Algarve, Portugal): a tool for chemostratigraphic correlation on an intrabasinal and global scale. *Terra Nova*, 15, 8-13.
- Herman, J.**, Steurbaut, E. and Vandenberghe, N., 2001. The boundary between the Middle Eocene Brussel Sand and the Lede Sand Formations in the Zaventem-Nederokkerzeel area (Northeast of Brussels, Belgium). *Geologica Belgica*, 3/3-4 (2000), 231-255.
- Von Hillebrandt, A.**, 1965. Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Provinz Guipúzcoa, NW-Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. *Bayerichte der Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 123, 1-62.
- Hirayama, R.**, 1997. Distribution and diversity of Cretaceous chelonoids. 225-241. In: Callaway, J.M., Nicholls, E.L. (Eds.), *Ancient Marine Reptiles*. Academic Press, San Diego, CA, 1-501.
- Hoffstetter, R.**, 1961. Nouveaux restes d'un serpent Boidé (*Madtsoia madagascariensis* nov. sp.) dans le Crétacé Supérieur de Madagascar. *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle*, 33, 152-160.
- Holroyd, P.A.**, Wilson, G.P., Hutchinson, G.P., 2014. Temporal changes within the latest Cretaceous and early Paleogene turtle faunas. *GSA Special Papers*, 503, 299-312.
- Holser, W.T.**, 1997. Geochemical events documented in inorganic carbon isotopes. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 132, 173-182.

- Hooker, J.J.**, 1991. The sequence of mammals in the Thanetian and Ypresian of the London and Belgian Basins. Location of the Palaeocene-Eocene boundary. *Newsletters on Stratigraphy*, 25, 75-90.
- Hooker, J.J.**, 1996. Mammalian biostratigraphy across the Paleocene-Eocene boundary in the Paris, London and Belgian basins. In: Knox, R.W.O'B, Corfield, R.M., Dunay, R.E., (Eds), *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe*. Geological Society Special Publication, 101, 205-218.
- Hooker, J.J.**, 1998. Mammalian faunal change across the Paleocene-Eocene transition in Europe, Late Paleocene- early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Records. Columbia University Press, New York, 419-441.
- Hooker, J.J.**, 2010. The mammal fauna of the early Eocene Blackheath Formation of Abbey Wood, London. *Monograph of the Palaeontographical Society London*, 165, 1-162.
- Hooker, J.J.**, Collinson, M.E., Sille, N.P., 2004. Eocene-Oligocene mammalian faunal turnover in the Hampshire Basin, UK: calibration to the global time scale and the major cooling event. *Journal of the Geological Society*, 161, 161-172.
- Hooyberghs, H.J.F.**, 1984a. Planktonic foraminifera from the Lede Sands Formation at Balegem. *Tertiary Research*, 6, 165-175.
- Hooyberghs, H.J.F.**, 1984b. Planktonic foraminifera from the Wemmel Sands Member of the Asse Formation at Strombeek Bever (Belgium). *Tertiary Research*, 6, 93-106.
- Hottinger, L.**, 1960. Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mém. Suisses Paléontol.*, 75-76, 243p.
- Houghton, J.T.**, Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K. and Johnson, C.A., (eds), 2001. *Climate change-2001: The scientific basis*. Cambridge University Press, 881p.
- Houssaye, A.**, Rage, J.-C., Bardet, N., Vincent, P., Amaghazaz, M. and Meslouh, S., 2013. New highlights about the enigmatic marine snake *Palaeophis maghrebianus* (Palaeophiidae; Palaeophiinae) from the Ypresian Phosphates (Middle Eocene) of Morocco. *Palaeontology*, 56 (3), 647-661.
- Houthuys, R.**, 1999. Vergelijkende studie van de afzettingsstructuur van getijdenzanden uit het Eoceen en van de huidige Vlaamse Banken. *Aardkundige Mededelingen*, 5, 137 p.
- Houthuys, R.**, 2011. A sedimentary model of the Brussels Sands, Eocene, Belgium. *Geologica Belgica*, 14(1-2), 55-74.
- Houthuys, R.**, 2014. A reinterpretation of the Neogene emersion of central Belgium based on the sedimentary environment of the Diest Formation and the origin of the drainage pattern. *Geologica Belgica*, 17(3-4), 211-235.
- Hyland, E.G.** & Sheldon N.D., 2013. Coupled CO₂-climate response during the Early Eocene Climatic Optimum. *Palaeogeography, Palaeoecology*, 369, 125-135.
- Iacumin P.**, Bocherens H., Mariotti A. and Longinelli A., 1996. Oxygen isotope analyses of co-existing carbonate and phosphate in biogenic apatite; a way to monitor diagenetic alteration of bone phosphate? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 1-6.

REFERENCES

- Iakovleva, A.I.** & Heilmann-Clausen, C., 2001. Eocene dinoflagellate cyst biostratigraphy of research borehole 011-BP, Omsk Region, southwestern Siberia. *Palynology*, 34(2), 195-232.
- Immenhauser, A.**, Kenter, J.A.M., Ganssen, G., Bahamonde, J.R., Van Vliet, A., Saher, M.H., 2002. Origin and significance of isotope shifts in Pennsylvanian carbonates (Asturias, northwest Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 72, 82-94.
- Jablonski, D.**, Raup, D.M., 1995. Selectivity of end-Cretaceous marine bivalve extinction. *Science*, 268, 389-391.
- Jaeger, J.-J.** & Hartenberger, J.-L., 1975. Pour l'utilisation systématique de niveaux-repères en biochronologie mammalienne. 3^{ème} Réunion Annuelle Des Sciences de La Terre, Montpellier, pp.201.
- Jaekel, O.**, 1895. Unter-Tertiäre Selachier aus Südrussland. *Mémoire du Comité Géologique St-Pétersbourg*, 9, 19-35.
- Jaekel, O.**, 1904. In: Esch, E., Solger, F., Oppenheim, P., Jaekel, O. (Eds.), *Über einen Torpediniden und andere Fischreste aus dem Tertiär von Kamerun. Beiträge zur Geologie von Kamerun*, Stuttgart, 289-291.
- Jalil, N.-E.**, de Lapparent de Broin, F., de Bardet, N., Vacant, R., Bouya, B., Amaghaz, M., Meslouh, S., 2009. *Euclastes acutirostris*, a new species of marine turtle (Cryptodira, Cheloniidae) from the Palaeocene phosphates of Morocco (Oulad Abdoun basin, Danian-Thanetian). *Comptes Rendus Palevol*, 8, 447-459.
- James, N.P.** and Choquette, P.W., 1984. Diagenesis 9: Limestones: the meteoric diagenetic environment. *Geosci. Can.*, 11, 161-194.
- Janis, C.M.**, Gunnell, G.F., Uhen, M.D., (Eds), 2008. *Evolution of Tertiary Mammals of North America*. Cambridge University Press, 2, 795p.
- Janssen, A.W.**, King, C. & Steurbaut, E., 2011. Notes on the systematics, morphology and biostratigraphy of fossil holoplanktonic Mollusca, 21. Early and Middle Eocene (Ypresian-Lutetian) holoplanktonic Mollusca (Gastropoda) from Uzbekistan. *Basteria*, 75(4-6), 71-93.
- Jarvis, I.**, Trabuco-Alexandre, J., Gröcke, D.R., Uličný, D. and Laurin, J., 2016. Intercontinental correlation of organic carbon and carbonate stable isotope records: evidence of climate and sea-level change during the Turonian (Cretaceous). *The Depositional Record*, 1 (2), 53-90.
- Jenkyns, H.C.**, Jones, C.E., Groecke, D.R., Hesselbo, S.P. and Parkinson, D.N., 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society*, 159, 351-378.
- Joachimski, M.M.**, 1994. Subaerial exposure and deposition of shallowing-upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology*, 41, 805-824.
- Joachimski, M.M.**, 1997. Comparison of organic and inorganic carbon isotope patterns across the Frasnian-Famennian boundary. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 132, 133-145.

REFERENCES

- Joachimski, M.M.**, Pancost, R.D, Freeman, K.H., Ostertag-Henning, C. and Buggisch, W., 2002. Carbon isotope geochemistry of the Frasnian-Famennian transition. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 181, 91-109.
- Johnston, D.T.**, Macdonald, F.A., Gill, B.C., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., 2012. Uncovering the Neoproterozoic carbon cycle. *Nature*, 483, 320-U110.
- Joleaud, L.**, 1907. Note sur quelques dents de Poissons fossiles du Rio de Oro (Sahara occidental). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, p.514(?).
- Joomun, S.C.**, Hooker, J.J. and Collinson, M.E., 2008. Dental wear variation and implications for diet: An example from Eocene perissodactyls (Mammalia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 263 (3-4), 92-106.
- Jouve, S.**, 2004. Etude des crocodyliformes fini Crétacé-Paléogène du bassin des Oulad Abdoun (Maroc) et comparaison avec les faunes africaines contemporaines : systématique, phylogénie et paléobiogéographie. Unpublish. Ph.D. Thesis. Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 1-232.
- Jouve, S.**, 2005. A new description of the skull of *Dyrosaurus phosphaticus* (Thomas, 1893) (Mesoeucrocodylia: Dyrosauridae) from the Lower Eocene of North Africa. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42, 323-337.
- Jouve, S.**, Bouya, B., Amaghazaz, M., 2005a. A short-snouted dyrosaurid (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia), from the palaeocene of Morocco. *Palaeontology*, 48, 359-369.
- Jouve, S.**, Iarochene, M., Bouya, B., Amaghazaz, M., 2005b. A new crocodyliform dyrosaurid from the Palaeocene of Morocco and a phylogenetic analysis of Dyrosauridae. *Acta Palaeontologica Polonica*, 50, 581-594.
- Jouve, S.** and Schwarz, D., 2004. *Congosaurus bequaerti*, a Paleocene dyrosaurid (Crocodyliformes: Mesoeucrocodylia) from Landana (Angola). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 74, 129-146.
- Jouve, S.**, Bardet, N., Jalil, N.-E., Suberbiola, X., Bouya, B. and Amaghazaz, M., 2008a. The oldest African crocodylian: phylogeny, paleobiogeography, and differential survivorship of marine reptiles through the Cretaceous-Tertiary boundary. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 28 (2), 409-421.
- Jouve, S.**, Bouya, B. and Amaghazaz, M., 2008b. A long-snouted dyrosaurid (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia) from the Paleocene of Morocco: phylogenetic and palaeobiogeographic implications. *Palaeontology*, 51, 281-294.
- Jouve, S.**, Iarochene, M., Bouya, B. and Amaghazaz, M., 2006. A new species of *Dyrosaurus* (Crocodylomorpha, Dyrosauridae) from the early Eocene of Morocco: phylogenetic implications. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 148, 603-656.
- Joyce, W.G.**, 2014. A review of the fossil record of turtles of the Clade Pan-Carettochelys. *Bulletin of the Peabody Museum of Natural History*, 55 (1), 3-33.
- Jubb, R.A.**, Gardiner, B.G., 1975. A preliminary catalogue of identifiable fossil fish material from Southern Africa. *Annals of the South African Museum*, 67, 381-440.
- Kaasschieter, J.P.M.**, 1961. Foraminifera of the Eocene of Belgium. *Mémoires de l'Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique*, 147, 1-271.

- Kabanov, P.**, Anadón, P. and Krumbein, W.E., 2008. *Microcodium*: An extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. *Sed. Geol.*, 205, 79-99.
- Kahn, A.** & Aubry, M.-P., 2004. Provincialism associated with the Paleocene/Eocene thermal maximum: temporal constraint. *Marine Micropaleontology*, 52, 117-131.
- Katz, M.E.**, Miller, K.G., Wright, J.D., Wade, B.S., Browning, J.V., Cramer, B.S. and Rosenthal, Y., 2008. Stepwise transition from the Eocene greenhouse to the Oligocene icehouse. *Nature Geosciences*, 1, p. 329–334.
- Keen, M.C.**, 1978. The Tertiary: Palaeogene. In Bate, R. & Robinson, E. (eds), *A stratigraphical index of British Ostracoda*. Seel House Press, Liverpool, Geological Journal Special Issue, 385-450.
- Keij, A.J.**, 1957. Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium. *Mémoires de l'Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique*, 136, 1-210.
- Keith, M.L.** and Parker, R.H., 1965. Local variations of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ content of mollusc shells and relatively minor temperature effect in marginal marine environment. *Mar. Geol.*, 3, 115-129.
- Kelechi, O.F.**, 2017. The southern benue trough and Anambra basin, southeastern Nigeria: a stratigraphic review. *Journal of Geography Environment and Earth Science International*, 12, 1-16.
- Keller, G.**, Adatte, T., Bajpai, S., Mohabey, D.M., Winddowson, M., Khosla, A., Sharma, R., Khosla, S.C., Gertsch, B., Fleitmann, D. and Sahni, A., 2009. K-T transition in Deccan Traps of central India marks major marine seaways across India. *Earth Planet Sci. Lett.*, 282, 10-23.
- Kennedy, P.**, Kennedy, H. and Papadimitriou, S., 2005. The effect of acidification on the determination of organic carbon, total nitrogen and their stable isotopic composition in algae and marine sediment. *Rapid Commun. Mass. Spectrom.*, 19, 1063-1068.
- Kennett, J.P.** and Stott, L.D., 1991. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene. *Nature*, 353, 225-229.
- Khan, S.D.**, Walker, D.J., Hall, S.A., Burke, K.C., Shah, M.T. and Stockli, L., 2009. Did Kohistan-Ladakh island arc collide first with India? *Geological Society of America Bulletin*, 121, 366-384.
- Khosla, A.**, Sertich, J.J.W., Prasad, G.V.R. and Verma, O., 2009. Dyrosaurid remains from the intertrappean beds of India and the Late Cretaceous distribution of the Dyrosauridae. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 29 (4), 1321-1326.
- King, C.**, 1989. Cenozoic of the North Sea. In Jenkins, D. & Murray, J. (eds), *Stratigraphical atlas of fossil foraminifera* (2nd ed.). Ellis Horwood, Chichester, British Micropalaeontological Society Series, 418 - 489.
- King, C.**, 1990. Eocene stratigraphy of the Knokke borehole (Belgium). In Laga, P. & Vandenberghe, N. (eds), *The Knokke well (11E/138) with a description of the Den Haan (22W/276) and Oostduinkerke (35E/142) wells*. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 29, 67-102.
- King, C.**, 1991. Stratigraphy of the Ieper Formation and Argile de Flandres (Early Eocene) in western Belgium and northern France. In Dupuis, C., De Coninck, J. & Steurbaut, E. (eds), *The Ypresian stratotype*. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 97(3-4) (1988), 349-372.

- King, C.**, 2016. A revised Correlation of Tertiary Rocks in the British Isles and adjacent areas of NW Europe. The Geological Society Special Reports, 27, 719p.
- King, C.**, Iakovleva, A., Steurbaut, E., Heilmann-Clausen, C. & Ward, D., 2013. The Aktulagay section, west Kazakhstan: a key site for northern mid-latitude Early Eocene stratigraphy. *Stratigraphy*, 10(3), 171-209.
- Kirschvink, J.L.**, 1980. The least-square line and plane and analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.
- Kirtland Turner, S.**, Sexton, P.F., Charles, C.D. & Norris, R.D. (2014). Persistence of carbon release events through the peak of early Eocene global warmth. *Nature Geoscience*, 7(10), 748-751.
- Klingelhofer, F.**, Labails, C., Cosquer, E., Rouzo, S., Géli, L., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Sahabi, M., Nouzé, H. and Unternehr, P. 2009. Crustal structure of the SW-Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment) Part A: Wide-angle seismic models. *Tectonophysics*, 468, 63–82.
- Knauth, L.P.** and Kennedy, M.J., 2009. The late Precambrian greening of the Earth. *Nature*, 460, 728-732.
- Knoll, A.H.**, Hayes, J.M., Haufman, A.J., Sweet, K. and Lambert, I.B., 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 321, 832-838.
- Knoll, A.H.** & Walter, M.R., 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, 356, 673-678.
- Koch, P.L.**, Zachos, J.C. and Gingerich, P.D., 1992. Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Palaeocene/Eocene boundary. *Nature*, 358, 319-322.
- Kocsis L.**, Gheerbrant E., Mouflih M., Cappetta H., Yans J. and Amaghazaz M., 2014. Comprehensive stable isotope investigation of marine biogenic apatite from the late Cretaceous–early Eocene phosphate series of Morocco. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 394, 74-88.
- Koenigswald, W.v.** and Rose, K.D., 2005. The enamel microstructure of the early Eocene pantodont *Coryphodon* and the nature of the zigzag-enamel. *Journal of Mammalian Evolution*, 12 (3-4), 419-432.
- Kolonie, S.**, Sinningh-Damsté, J.S., Böttcher, M.E., Kuypers, M.M.M., Kuhnt, W., Beckmann, B., Scheeder, G. and Wagner, T., 2002. Geochemical characterization of Cenomanian/Turonian black shales from the tafaya Basin (SW Morocco). *Journal of Petroleum Geology*, 25, 325-350.
- Könitzer, S.F.**, Leng, M.J., Davies, S.J. and Stephenson, M.H., 2012. An assessment of geochemical preparation methods prior to organic carbon concentration and carbon isotope ratio analyses of fine-grained sedimentary rocks. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q0AI02, doi: 10.1029/2012GC004094.
- Köthe, A.**, 2012. A revised Cenozoic dinoflagellate cyst and calcareous nannoplankton zonation for the German sector of the southern North Sea Basin. *Newsletters on Stratigraphy*, 45(3), 189-220.
- Krause, D.W.** and Maas, M.C., 1990. The biogeographic origins of late Paleocene-early Eocene mammalian immigrants to the Western Interior of North America. In: Bown, T.M., Rose, K.D.

REFERENCES

- (Eds.), Dawn of the Age of Mammals in the Northern Part of the Rocky Mountain Interior, North America. Geological Society of America Special Paper, pp. 71-105.
- Kraus, M.J.**, McInerney, F.A., Wing, S.L., Secord, R., Baczynski, A.A. and Bloch, J.I., 2013. Paleohydrologic response to continental warming during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum, Bighorn basin, Wyoming. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 370, 196-208.
- Kristensen, H.V.**, Cuny, G., Rasmussen, A.R., Madsen, H., 2012. Earliest record of the fossil snake *Palaeophis* from the Paleocene/Eocene boundary in Denmark. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 183, 621-625.
- Kriwet, J.**, 2005. Addition to the eocene selachian fauna of Antarctica with comment on antarctic selachian diversity. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 25, 1-7.
- Kriwet, J.**, Benton, M.J., 2004. Neoselachian (Chondrichthyes, Elasmobranchii) diversity across K-Pg boundary. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 214, 181-194.
- Kumar, K.**, Rose, K.D., Rana, R.S., Singh, L., Smith, T. and Sahni, A., 2010. Early Eocene artiodactyls (Mammalia) from western India. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 30, 1245-1274.
- Kump, L.R.** and Arthur, M.A., 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: Carbonates and organic matter. *Chem. Geol.*, 161, 181-198.
- Kundu, J.**, Prasad, B. and Prakash, A., 1997. Structural framework and distribution of synrift depocentres in Cambay Rift Basin, Western India. *AAPG Bull.*, 81 (1), 1392-1393.
- LaDuke, T.C.**, Krause, D.W., Scanlon, J.D., Kley, N.J., 2010. A Late Cretaceous (Maastrichtian) snake assemblage from the Maevarano Formation, Mahajanga Basin, Madagascar. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 30, 109-138.
- Laga, P.**, Louwye, S. and Geets, S., 2002. Paleogene and Neogene lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4 (2001), 135-152.
- Land, L.S.**, 1995. Comment on "Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: Implications for coeval seawater" by Qing, H and Veizer, J. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59(13), 2843-2844.
- Landmann, N.H.**, Goolaerts, S., Jagt, J.W.M., Jagt-Yazykova, E.A., Machalski, M., 2015. Ammonites on the brink of extinction: diversity, abundance, and Ecology of the order Ammonoidea at the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary. *Topics in Geobiology*, 44, 497-553.
- Lange-Badré, B.**, 1979. Les créodontes (Mammalia) d'Europe occidentale de l'Éocène supérieur à l'Oligocène supérieur. *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle C* 42, 1-252 (in French with English abstract).
- Lauretano, V.**, Littler, K., Polling, M., Zachos, J.C. and Lourens, L.J., 2015. Frequency, magnitude and character of hyperthermal events at the onset of the Early Eocene Climatic Optimum. *Clim. Past.*, 11, 1313-1324.
- Lauretano, V.**, Hilgen, F.J., Zachos, J.C. and Lourens, L.J., 2016. Astronomically tuned age model for the early Eocene carbon isotope events: A new high-resolution $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthic}}$ record of ODP Site 1263 between ~49 and ~54Ma. *Newsletters on Stratigraphy*, 49/2, 383-400.

- Lear, C.H.**, Elderfield, H. and Wilson, P.A., 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science*, 287, 269-272.
- Lear, C.H.**, Bailey, T.R., Pearson, P.N., Coxall, H.K. and Rosenthal, Y., 2008. Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. *Geology*, 36, 251–254.
- Lebeau, O.**, Busigny, V., Chaduteau, C. and Ader, M., 2014. Organic matter removal for the analysis of carbon and oxygen isotope compositions of siderite. *Chemical Geology*, 372, 54-61.
- Lecoindre, G.**, 1962. Sur la géologie de la presqu'île de villa Cisneron, Rio de Oro. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 254, 1121-1122.
- Lecoindre, G.**, 1966. Néogène et Quaternaire du Rio de Oro (Maroc Espagnol). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 10, 404-405.
- Legendre, S.** & Lévêque, F., 1997. Etalonnage de l'échelle biochronologique mammalienne du Paléogène d'Europe occidentale: vers une intégration à l'échelle globale. In: Aguilar, J.-P., Legendre, S. and Michaux, J. (Eds). *Actes du Congrès Biochron'97. Mém. Trav. E.P.H.E., Inst., Montpellier*, 21, 461-473.
- Leichliter, J.**, Sandberg, P., Passey, B., Codron, D., Avenant, N., Paine, O. C.C., Codron, J., de Ruiter, D. and Sponheimer, M., 2017. Stable carbon isotope ecology of small mammals from the Sterkfontein Valley : implications for habitat reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 485, 57-67.
- Lenz, O.**, 1877. Petrefakten von der Loango-Küste (West-Afrika). *Verhandlungen der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt 1877*, 278-279 .
- Lenz, O.**, 1878. Geologische Mittheilungen aus West-Afrika. *Verhandlungen der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt 1878*, 148-153.
- Leriche, M.**, 1913. Les poissons paléocène de Landana (Congo). Les gisements de Poissons paléocènes et éocènes de la côte occidentale d'Afrique. *Annales du Musée du Congo Belge Sciences Géologiques Série 3 (1)*, 67-92.
- Leverenz, H.W.**, 1968. *An introduction to Luminescence of Solids*, New York, NY, Dover Publications.
- Lingham-Soliar, T.**, 1994. First record of mosasaurs from the Maastrichtian (upper Cretaceous) of Zaire. *Paläontologische Zeitschrift*, 68, 259-265.
- Linol, B.**, de Wit, M.J., Guillocheau, F., de Wit, M.C.J., Anka, Z., Colin, J.-P., 2015. Formation and collapse of the Kalahari duricrust ['African Surface'] across the Congo Basin, with implications for changes in rates of Cenozoic off-shore sedimentation. In: de Wit, M.J., Guillocheau, F., de Wit, M.C.J. (Eds.), *Geology and Resource Potential of the Congo Basin, Regional Geology Reviews*, 193-210.
- Littler, K.**, Röhl, U., Westerhold, T. & Zachos, J.C. (2014). A high-resolution benthic stable-isotope record for the South Atlantic: implications for orbital-scale changes in late Paleocene-early Eocene climate and carbon cycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 401, 18-30.

REFERENCES

- Liu, Z.**, Tuo, S., Zhao, Q., Cheng, X. and Huang, W. 2004. Deep-water Earliest Oligocene Glacial Maximum (EOGM) in South Atlantic. *Chinese Science Bulletin*, 49, 2190-2197, doi:10.1007/BF03185787.
- Lofgren, D.L.**, Lillegraven, J.A., Clemens, W.A., Gingerich, P.D. and Williamson, T.E., 2004. Paleocene biochronology: the Puercan through Clarkforkian Land Mammal Ages. In: Woodburne, M.O. (Ed). *Late Cretaceous and Cenozoic Mammals of North America, biostratigraphy and geochronology*. Columbia University Press, New-York, 2004, 392p.
- Lohmann, K.C.**, 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: *Paleokarst* (Eds James, P.N. and Choquette, W.P.), Springer, 58-80.
- Longbottom, A.E.**, 1984. New Tertiary pycnodonts from the Tilemsi valley, republic of Mali. *Bulletin of the british Museum of natural history. Geological Series*, 38, 1-26.
- Longman, M.W.**, 1980. Carbonate diagenetic textures from neosurface diagenetic environments. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 64, 461-487.
- Longrich, N.R.**, Bhullar, B.-A.S., Gauthier, J.A., 2012. Mass extinction of lizards and snakes at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, 21396-21401.
- López-Martínez, N.** and Peláez-Campomanes, P., 1999. New mammals from South-Central Pyrenees (Trempe Formation, Spain) and their bearing on Late Paleocene marine-continental correlations. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 170, 681-686.
- López-Martínez, N.**, Smith, R., Peláez-Campomanes, P. and Smith, T., 2006. The acme of the micromammal *Paschatherium* across the Paleocene-Eocene boundary in continental Europe. *Micropaleontology* 52, 267-280.
- López-Martínez, N.**, Smith, R., Peláez-Campomanes, P. and Smith, T., 2017. The acme of the micromammal *Paschatherium* across the Paleocene-Eocene boundary in continental Europe. *Micropaleontology*, 52 (3), 267-280.
- Lourens, L.J.**, Sluijs, A., Kroon, D., Zachos, J.C., Thomas, E., Röhl, U., Bowles, J. & Raffi, I., 2005. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. *Nature*, 435, 1083-1087.
- Lowrie, W.**, 1990. Identification of ferrimagnetic minerals in rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17, 159-162.
- Lucas J.** and Prevôt-Lucas L., 1995. Tethyan phosphates and bioproductites. In: Nairn, A.E., et al. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins: The Tethys Ocean*, 8. Plenum Press, 367-391.
- Luciani, V.**, Backman, J., Fornaciari, E., Giusberti, L., Agnini, C. & D'Onofrio, R., 2015. Massive and permanent decline of symbiont bearing morozovellids and $\delta^{13}\text{C}$ perturbations across the Early Eocene Climatic Optimum at the Possagno section (Southern Alps of northeastern Italy). *Climate of the Past*, 11(2), 671-712.
- Luterbacher, H.**, 1969. Remarques sur la position stratigraphique de la Formation d'Ager (Pyrénées méridionales). *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans*, 69, 225-232.

- Luterbacher, H.-P.**, Hardenbol, J., Schmitz, B., 2000. Decision of the voting members of the International Subcommission on Paleogene Stratigraphy on the criterion for the recognition of the Paleocene/Eocene boundary. *Newsl. Int. Subcomm. Paleogene Stratigr.*, 9, 13p.
- Luterbacher, H.-P.**, Ali, J.R., Brinkhuis, H., Gradstein, F.M., Hooker, J.J., Monechi, S., Ogg, J.G., Powell, J., Röhl, U., Sanfilippo, A. & Schmitz, B., 2004. The Paleogene period. In Gradstein, F.M., Ogg, J.G. & Smith, A. (eds), *A geologic time scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 384-408.
- Lys, M.**, Meijer, M., Glaçon, G., 1979. Etude micropaléontologique des échantillons du Paléocène de la coupe de Landana, enclave de Cabinda, Angola. *Musée Royal de l'Afrique Centrale Tervuren Belgique Annales*, 8, 1-52.
- Lyson, T.R.**, Joyce, W.G., Knauss, G.E., Pearson, D.A., 2011. Boremys (Testudines, Baenidae) from the latest Cretaceous and early Paleocene of North Dakota: an 11-million-year range extension and an additional K/T survivor. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 31, 729-737.
- Macey, J.R.**, Schulte, J.A., Larson, A., Ananjeva, N.B., Wang, Y., Pethiyagoda, R., Rastegar-Pouyani, N. and Papenfuss, T.J., 2000. Evaluating trans-tethys migration: an example using acrodont lizard phylogenetics. *Systematic Biology*, 49, 233-256.
- Machel, H.G.**, 2000. Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P. and Ohnenstetter, D. (eds). *Cathodoluminescence in Geosciences*, Berlin, Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH, 271-301.
- Macouin, M.**, Ader, M., Moreau, M.-G., Poitou, C., Yang, Z. and Sun, Z., 2012. Deciphering the impact of diagenesis overprint on negative $\delta^{13}\text{C}$ excursions using rock magnetism: Case study of Ediacaran carbonates, Yangjiaping section, South China. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 351-352, 281-294.
- Mahboudi, M.**, Ameer, R., Crochet, J.-Y., Jaeger, J.-J., 1984. Implications paléobiogéographiques de la découverte d'une nouvelle localité Eocène à vertébrés continentaux en Afrique nord-occidentale : El Kohol (Sud-Oranais, Algérie). *Geobios*, 17, 625-629.
- Manners, H.R.**, Grimes, S.T., Sutton, P.A., Domingo, L., Leng, M.J., Twitchett, R.J., Hart, M.B., Jones, T.D., Pancost, R.D., Duller, R. and Lopez-Martinez, N. 2013. Magnitude and profile of organic carbon isotope records from the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Evidence from northern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 376, 220-230.
- Mannion, P.D.**, Benson, R.B.J., Carrano, M.T., Tennant, J.P., Judd, J., Butler, R.J., 2015. Climate constrains the evolutionary history and biodiversity of crocodylians. *Nature Communication* 6, 8438. <https://doi.org/10.1038/ncomms9438>.
- Magioncalda, R.**, Dupuis, C., Blamart, D., Fairon-Demaret, M., Perreau, M., Renard, M., Riveline, J., Roche, M. and Keppens, E., 2001. L'excursion isotopique du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) dans les paléoenvironnements continentaux de l'intervalle Paléocène/Eocène de Varangeville (Haute-Normandie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 172, 349-358.
- Magioncalda, R.**, 2004. Chémostratigraphie de la limite Paléocène-Eocène (CIE) fondée sur l'étude de la composition isotopique du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ PDB). Application pour la mise en

corrélation de successions continentales, lagunaires et marines. Thèse, Faculté Polytechnique de Mons.

Magioncalda, R., Dupuis, C., Smith, T., Steurbaut, E. and Gingerich, P.D., 2004. Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in organic carbon and pedogenic carbonate: direct comparison in a continental stratigraphic section. *Geology*, 32, 553-556.

Marandat, B., 1986. Découverte d'une faune de micromammifères d'âge cuisien supérieur dans les marno-calcaires d'Agel à Azillanet (Minervois, Hérault). *Géologie de la France*, 2, 197-204.

Marandat, B., 1991. Mammifères de l'Ilerdien moyen (Eocène inférieur) des Corbières et du Minervois (Bas-Languedoc, France). *Systématique, Biostratigraphie, Corrélations. Palaeovertebrata*, 20, 55-144.

Marandat, B., 1997. La disparité des faunes mammaliennes du niveau MP-7 (Eocène inférieur) des domaines péri-mésogéens et nordiques. Investsigation d'un provincialisme intra-européen. *Newsletters on Stratigraphy*, 35, 63-82.

Marandat, B., Adnet, S., Marivaux, L., Martinez, A., Vianey-Liaud, M. and Tabuce, R., 2012. A new mammalian fauna from the earliest Eocene (Ilerdian) of the Corbières (Southern France): palaeobiogeographical implications. *Swiss Journal of Geosciences*, 105, 417-434.

Maréchal, R. & Laga, P. (eds) 1988. Voorstel Lithostratigrafische indeling van het Paleogeen. Nationale Commissie Stratigrafie. Commissie Tertiair.

Marivaux, L., Adnet, S., Benammi, M., Tabuce, R., and Benammi, M., 2017a. Anomaluroid rodents from the earliest Oligocene of Dakhla, Morocco, reveal the long-lived and morphologically conservative pattern of the Anomaluridae and Nonanomaluridae during the Tertiary in Africa. *Journal of Systematic Palaeontology*, 15(7), 539-569.

Marivaux, L., Adnet, S., Benammi, M., Tabuce, R., Yans, J. and Benammi, M., 2017b. Earliest Oligocene hystricognathous rodents from the Atlantic margin of Northwestern Saharan Africa (Dakhla, Morocco): systematic, paleobiogeographical and paleoenvironmental implications. *Journal of Vertebrate Paleontology*, published online September 2017, doi: 10.1080/02724634.2017.1357567.

Marshall, D.J., 1988. *Cathodoluminescence of Geological Materials*, Boston, Unwin Hyman.

Marshall, D.J., 1992. Climatic and oceanic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geol. Mag.*, 129, 143-160.

Martín-Martín, M., Rey, J., Alcalá-García, F.J., Tosquella, J., Deramond, J., Lara-Corona, E., Duranthon, F. and Antoine, P.-O., 2001. Tectonic controls on the deposits of a foreland basin: an example from the Eocene Corbières-Minervois basin, France. *Basin Res.*, 13, 419-433.

Martini E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proceedings 2nd Planktonic Conference (Roma, 1970)*, Ed. Technoscienza, 2, 739-785.

Massieux, M., 1973. Micropaléontologie stratigraphique de l'Eocène des Corbières orientales (Aude). *Cahiers de paléontologie*, 146p.

Mateer, N.J., Wycisk, P., Jacobs, L.L., Brunet, M., Luger, P., Arush, M.A., Hendriks, F., Weissbrod, T., Gvirtzman, G., Mbede, E., Dina, A., Moody, R.T.J., Weigelt, G., El-Nakhal, H.A., Hell, J., Stets,

REFERENCES

- J., 1992. Correlation of nonmarine Cretaceous strata of Africa and the Middle East. *Cretaceous Research*, 13, 273-318.
- Mathur, L.P.**, Rao, K.L.N. and Chaube, A.N., 1968. Tectonic framework of Cambay Basin, India. *ONGC Bull.*, 5, 7-28.
- Mathuria, T.K.**, Julka, A.C., Dimri, P.K. and Pandey, P.B., 2011. Hydrocarbon perspectivity in stratigraphic Traps within Cambay Shale, Broach Sub Block, Cambay Bassin, India. AAPG, Search and Discovery Article n°10326.
- Matthijs, J. & Buffel, P.**, 2001. Korrelgrootte analyse van de gekernde boring 73E359 te Zemst. Rapport voor Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap (ANRE), 8 p.
- Mayr, G.**, Rana, R.S., Rose, K.D., Sahni, A., Kumar, K., Singh, L. and Smith, T., 2010. Quercypsitta-like birds from the early Eocene of India (Aves, ?Psittaciformes). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 30, 467-478.
- Mayr, G.**, Rana, R.S., Rose, K.D., Sahni, A., Kumar, K. and Smith, T., 2013. New Specimens of the Early Eocene Bird *Vastanavis* and the Interrelationships of Stem Group Psittaciformes. *Paleontological Journal*, 47 (11), 1308-1314.
- Mayr, G.**, Rana, R.S., Sahni, A. and Smith, T., 2007. Oldest fossil avian remains from the Indian subcontinental plate. *Current Science*, 92, 1266-1269.
- McCann, T.**, 2010. Chenier plain sedimentation in the Palaeogene-age lignite-rich successions of the Surat area, Gujarat, western India. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 161 (3), 335-351.
- McCartney, J.A.** and Seiffert, E.R., 2015. A late Eocene snake fauna from the Fayum Depression, Egypt. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 35 (6), DOI: 10.1080/02724634.2015.1029580.
- McInerney, F.A.**, Wing, S.L., 2011. The Paleocene-Eocene thermal maximum: a perturbation of carbon cycle, climate, and biosphere with implications for the future. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 489-516.
- Medlin, W.L.**, 1963. Emission centers in thermoluminescent calcite, dolomite, magnesite, aragonite and anhydrite. *J. Optic. Soc. Amer.*, 53 (11), 1276-1285.
- Meyer, K.M.**, Yu, M., Lehrmann, D., van de Schootbrugge, B. and Payne, J.L., 2013. Constraints on Early Triassic carbon cycle dynamics from paired organic and inorganic carbon isotope records. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 361, 429-435.
- Miller, A.K.**, 1951. Tertiary Nautiloids of west-Costal Africa. *Annales du Musée du Congo Belge*, 8, 7-89.
- Miller, K.G.**, Fairbanks, R.G. and Mountain, G.S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history and continental margin erosion, 2(1), 1-19.
- Miller, K.G.**, Wright, J.D. and Fairbanks, R.G., 1991. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy and margin erosion. *Journal of Geophysical Research*, 96, 6829-6848.
- Mishra, S.**, Mani, D., Kavitha, S., Patil, D.J., Kalpana, M.S., Vyas, D.U. and Daval, A.M., 2015. Pyrolysis results of shale from South Cambay Basin, India: implications for gas generation potential. *Journal Geological Society of India*, 85, 647-656.

- Missiaen, P.**, Quesnel, F., Dupuis, C., Storme, J.-Y. & Smith, T., 2013. The earliest Eocene mammal fauna of the Erquelinnes Sand Member near the French-Belgian border. *Geologica Belgica*, 16(4), 262-273.
- Missiaen, P.** and Gingerich, P.D., 2014. New basal Perissodactyla (Mammalia) from the lower Eocene Ghazij formation of Pakistan. *Contributions from the Museum of Paleontology, University of Michigan*, 32, 139-160.
- Mohabey, D.M.**, Head, J.J. and Wilson, J.A., 2011. A new species of the snake *Madtsoia* from the Upper Cretaceous of India and its paleobiogeographic implications. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 31, 588-595.
- Mohan, M.** 1995. Cambay Basin – a promise of oil and gas potential. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 40, 41-47.
- Molina, E.**, Angori, E., Arenillas, I., Brinkhuis, H., Crouch, E.M., Luterbacher, H., Monechi, S. and Schmitz, B., 2003. Correlation between the Paleocene/Eocene boundary and the Ilerdian at Campo, Spain. *Revue de micropaléontologie*, 46 (2003), 95-109.
- Molina, E.**, Alegret, L., Apellaniz, E., Bernaola, G., Caballero, F., Dinarès-Turell, J., Hardenbol, J., Heilmann-Clausen, C., Larrasoana, J.C., Luterbacher, H., Monechi, S., Ortiz, S., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Pujalte, V., Rodríguez-Tovar, F.J., Tori, F., Tosquella, J. & Uchman, A., 2011. The Global Standard Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage at the Gorrondatxe section (Spain). *Episodes*, 34(2), 86-108.
- Murphy, B.H.**, Farley, K.A. and Zachos, J.C., 2010. An extraterrestrial He-3-based timescale for the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) from Walvis Ridge, IODP Site 1266. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(17), 5098-5108. DOI:10.1016/j.gca.2010.03.039.
- Murray, A.M.**, 2000. The palaeozoic, mesozoic and early cenozoic fishes of Africa. *Fish and Fisheries*, 1, 111-145.
- Murray, J.M.**, Curry, D., Haynes, J.R. and King, C., 1981. Palaeogene. In Jenkins, D.G. & Murray, J.W. (eds), *Stratigraphical atlas of fossil foraminifera*. Ellis Horwood, Chichester, British Micropalaeontological Society Series, 228-267.
- Myers, T.S.**, Polcyn, M.J., Mateus, O., Vineyard, D.P., Olímpio Gonçalves, A., Jacobs, L.L., 2017. A new durophagous stem cheloniid turtle from the lower Paleocene of Cabinda, Angola. *Papers in Palaeontology* 1-16. <https://doi.org/10.1002/spp2.110>. Online version.
- Nagori, M.L.**, Khosla, S.C. and Jakhar, S.R., 2013. Middle Eocene Ostracoda from the Tadkeshwar lignite mine, Cambay Basin, Gujarat. *Journal of the Geological Society of India*, 81, 514-520.
- Nel, A.**, De Ploëg, G., Dejax, J., Dutheil, D., De Franceschi, D., Gheerbrant, E., et al., 1999. Un gisement sparnacien exceptionnel à plantes, arthropodes et vertébrés (Eocène basal, MP7) : Le Quesnoy (Oise, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 329, 65-72.
- Nicolo, M.J.**, Dickens, G.R., Hollis, C.J., Zachos, J.C., 2007. Multiple early Eocene hyperthermals: their sedimentary expression on the New Zealand continental margin and in the deep sea. *Geology*, 35, 699-702.

- Noiret, C.**, Steurbaut, E., Tabuce, R., Marandat, B., Schnyder, J., Storme, J.-Y. and Yans, J., 2016. New bio-chemostratigraphic dating of a unique early Eocene sequence from southern Europe results in precise mammalian biochronological tie-points. *Newsl. Stratigr.*, 49 (3), 469-480.
- Noiret, C.**, Benammi, M., Adnet, S., Marivaux, L., Tabuce, R., Surault, J., Lahssen, B., Saddiqi, O., El Kati, I., Benammi, M. and Yans, J. (2017). Carbon isotope chemostratigraphy on organics ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$): a powerful tool to refine the Paleogene age of the fossil-bearing levels in the Dakhla area (Southwestern Moroccan Sahara). Conference: The First West African Craton and Margins International Workshop (WACMA1). DOI: 10.13140/RG.2.2.35246.72007.
- Nolf, D.**, Rana, R.S. and Singh, H., 2006. Fish otoliths from the Ypresian (early Eocene) of Vastan, Gujarat, India. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 76, 105-118.
- Nolf, D.** and Steurbaut, E., 1990. Stratigraphie de l'Eocène en Flandre Occidentale et dans les régions limitrophes. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 27(3), 9-36.
- Nordt, L.**, Tubbs, J. and Dworkin, S., 2016. Stable carbon isotope record of terrestrial organic materials for the last 450 Ma yr. *Earth-Sci. Rev.*, 159, 103-117.
- Noubhani, A.**, 1993. Les sélaciens des bassins à phosphate du Maroc (Maastrichtien-Lutétien). Systématique, biostratigraphie, évolution et dynamique des faunes. Ph.D. Université de Montpellier II, 1-293.
- Noubhani, A.**, 2010. The selachians faunas of the Moroccan phosphate deposits and the KT mass-extinctions. *Historical Biology*, 22, 71-77.
- Noubhani, A.**, Cappetta, H., 1994. Révision des Rhombodontidae (Neoselachii, Batomorphii) des bassins à phosphate du Maroc. *Palaeovertebrata*, 23, 1-49.
- Noubhani, A.**, Cappetta, H., 1995. Batoïdes nouveaux ou peu connus (Neoselachii: rajiformes, Myliobatiformes) des phosphates maastrichtiens et paléocènes du Maroc. In: Herman, J., Van Waes, H. (Eds.), *Elasmobranches et Stratigraphie*. Belgian Geological Survey, Professional Papers, 278, 157-183.
- Noubhani, A.**, Cappetta, H., 1997. Les Orectolobiformes, Carcharhiniformes et Myliobatiformes (Elasmobranchii, Neoselachii) des bassins à phosphate du Maroc (Maastrichtien-Lutétien basal). Systématique, biostratigraphie, évolution et dynamique des faunes. *Palaeco Ichthyologica*, 8, 1-327.
- Nuñez-Betelu, K.**, Pujalte, V., Payros, A., Baceta, J.I. and Bernaloa, G., 2000. The Iberian parastratotype at Campo (central South Pyrenean Basin, Spain): A palynological re-study of the uppermost Paleocene and lowermost Eocene. *GFF*, 122, 119-120.
- O'Leary, M.A.**, Bloch, J.I., Flynn, J.J., Gaudin, T.J., Giallombardo, A., Giannini, N.P., Goldberg, S.L., Kraatz, B.P., Luo, Z.X., Meng, J., Novacek, M.J., Perini, F.A., Randall, Z.S., Rougier, G.W., Sargis, E.J., Silcox, M.T., Simmons, N.B., Spaulding, M., Velazco, P.M., Weksler, W., Wible, J.R., Cirranello, A.L., 2013. The placental mammal ancestor and the post K-Pg radiation of placentals. *Science*, 339, 662-667.
- Ortlieb, L.**, 1975. Recherches sur les formations plio-quadernaire du littoral Ouest Saharien (28°30'-20°40'), [PhD thesis], Pierre et Marie-Curie University, Paris VI. Published thesis (Travaux et Documents de l'ORSTOM, 48, 267pp).

REFERENCES

- Orue-Etxebarria, X.**, Pujalte, V., Bernaloa, G., Apellaniz, E., Baceta, J.I., Payros, A., Nuñez-Betulu, K., Serra-Kiel, J. and Tosquella, J., 2001. Did the Late Paleocene thermal maximum affect the evolution of larger foraminifers? Evidence from calcareous plankton of the Campo section (Pyrenees, Spain). *Marine Micropaleontol.* 41, 45-71.
- Ounis A.**, Kocsis L., Chaabani F. and Pfeifer H.-R., 2008. Rare earth element and stable isotope geochemistry ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of phosphorite deposits in the Gafsa Basin, Tunisia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 268, 1-18.
- Pagani, M.**, Zachos, J.C., Freeman, K.H., Tipple, B. and Bohaty, S., 2005. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentration during the Paeogene. *Science*, 309, 600-603.
- Parmley, D.** and Devore, M., 2005. Palaeopheid Snakes from the Late Eocene HardieMine Local Fauna of Central Georgia. *Southeastern Naturalist*, 4, 703-722.
- Patterson, W.P.** and Walter, L.M., 1994a. Depletion of ^{13}C in seawater CO_2 on modern carbonate platforms: significance for the carbon isotopic record of carbonates. *Geology*, 22 (10), 885-888.
- Patterson, W.P.** and Walter, L.M., 1994b. Syndepositional diagenesis of modern platform carbonates: evidence from isotopic and minor element data. *Geology*, 22 (2), 127-130.
- Payros, A.**, Pujalte, V., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., Caballero, F. and Ferrandez, C., 2000. Lithostratigraphy and sequence stratigraphy of the upper Thanetian to middle Ilerdian strata of the Campo section (southern Pyrenees, Spain): revision and new data. *Rev. Soc. Geol. España*, 13(2), 213-226.
- Pearson, P.N.**, Olsson, R.K., Huber, B.T., Hemleben, C., Berggren, W.A., 2006. Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera, 41. Cushman Foundation Special Publication, 1-513.
- Pechuel-Loesche, E.**, 1876. Loango und die Loangoküste. *Mitteilungen des Vereins für Erdkunde zu Leipzig* 1876, 37-67.
- Perch-Nielsen, K.**, 1971. Elektronenmikroskopische Untersuchungen an coccolithen und verwandten Formen aus dem Eozän von Dänemark. *Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskab Biologiske Skrifter*, 18(3), 1-76.
- Perch-Nielsen, K.**, 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Earth Science Series, 11, 427-554.
- Pérez-García, A.**, 2016. A new turtle confirms the presence of Bothremydidae (Pleurodira) in the Cenozoic of Europe and expands the biostratigraphic range of Foxemydina. *The Science of Nature* 103, 1-14.
- Peterson, B.J.** and Fry, B., 1989. Stable isotopes in ecosystem studies. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 18, 293-320.
- Petters, S.**, 1981. Stratigraphy of Chad and Iullemeden basins west Africa. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 74, 139-159.
- Piérard, H.**, 1956. Observations sur le Crétacé supérieur de la région située entre Bulu-Zambi et Bololo sur la rive nord du fleuve Congo (territoire du Bas-Fleuve, Congo belge). *Musée Royal du Congo Belge Sciences Géologiques*, 17, 1-80.

- Pirkenseer, C.M.**, Steurbaut, E., Abels, H.A., King, C. and Speijer, R.P., 2013. An expanded lower Eocene shelf sequence from the eastern Aquitaine Basin, SW France: biostratigraphy, biofacies, and stable carbon and oxygen isotopes. *Newsletters on Stratigraphy*, 46, 339-361.
- Plaziat, J.-C.**, 1961. Présence d'œufs de Dinosauriens dans le Crétacé supérieur des Corbières et existence d'un niveau marin dans le Thanétien aux environs d'Albas (Aude). *C.R. somm. Soc. géol. France*, 7 (3), 196-197.
- Plaziat, J.-C.**, 1966. Contribution à l'étude stratigraphique, paléontologique et sédimentologique du sparnacien des Corbières septentrionales (Aude). Thèse de 3^e cycle. Paris.
- Plaziat, J.-C.**, 1970a. Contribution à l'étude de la faune et de la flore du Sparnacien des Corbières septentrionales. *Cahiers de Paléontologie*. Edition du CNRS, 121p.
- Plaziat, J. C.**, 1972. Les transgressions éocènes sur la bordure méridionale de la Montagne Noire à l'Ouest de Minerve. Stratigraphie, paléoécologie et paléogéographie. (Feuilles de Carcassonne et Lézignan à 1/50000). *Bulletin du B.R.G.M.*, I, 3, 21-44.
- Plaziat, J.-C.**, 1984. Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. Thèse Etat, Paris-Sud (Orsay), 1362p.
- Plaziat, J. C.**, 1972. Les transgressions éocènes sur la bordure méridionale de la Montagne Noire à l'Ouest de Minerve. Stratigraphie, paléoécologie et paléogéographie. (Feuilles de Carcassonne et Lézignan à 1/50000). *Bulletin du B.R.G.M.*, I, 3, 21-44.
- Prasad, G.V.R.** and Bajpai, S., 2008. Agamid lizards from the early Eocene of western India: oldest Cenozoic lizards from South Asia. *Palaeontographica Electronica*, 11, 4a, 19p.
- Prasad, G.V.R.** and Singh, V., 1991. Microvertebrates from the intertrappean beds of Rangareddi District, Andhra Pradesh and their biostratigraphic significance. *Bulletin of the Indian geologic Association*, 24, 1-20.
- Prasad, G.V.R.**, Jaeger, J.-J., Sahni, A., Gheerbrant, E. and Khajuria, C.K., 1994. Eutherian mammals from the Upper Cretaceous (Maastrichtian) intertrappean beds of Naskal, Andhra Pradesh, India. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 14, 260-277.
- Prasad, G.V.R.**, Verma, O., Gheerbrant, E., Goswami, A., Khosla, A., Parmar, V. and Sahni, A., 2010. First mammal evidence from the Late Cretaceous of India for biotic dispersal between India and Africa at the KT transition. *Comptes Rendus Palevol*, 9, 63-71.
- Prasad, V.**, Singh, I.B., Bajpai, S., Garg, R., Thakur, B. and Singh, A., 2013. Palynofacies and sedimentology based high resolution sequence stratigraphy of the lignite bearing muddy coastal deposits of early Eocene age, Vastan lignite mine, Gujarat, India. *Facies*, 59, 737-761.
- Premoli-Silva, I.** and Jenkins, D.G., 1993. Decision on the Eocene-Oligocene boundary stratotype. *Episodes*, 16, 379-382.
- Priem, M.F.**, 1903. Sur les Poisson fossiles des phosphates d'Algérie et de Tunisie. Extrait du *Bulletin de la société Géologique de France série 4* (3), 393-406.
- Pritchard, A.C.**, McCartney, J.A., Krause, D.W. and Kley, N.J., 2014. New snakes from the Upper Cretaceous (Maastrichtian) Maevarano Formation, Mahajanga Basin, Madagascar. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 34, 1080-1093.

- Prothero, D.R.** and Heathon, T.H., 1996. Faunal stability during the Early Oligocene climatic crash. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 127, 257-283.
- Puértolas-Pascual, E.**, Blanco, A., Brochu, C.A., Canudo, J.I., 2016. Review of the late Cretaceous-early paleogene crocodylomorphs of Europe: extinction patterns across the K-PG boundary. *Cretaceous Research*, 57, 565-590.
- Pujalte, V.**, Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X. and Schmitz, B., 2000. Upper Paleocene-lower Eocene strata of the western Pyrenees, Spain: a shelf-to-basin correlation. *GFF*, 122, 129-130.
- Pujalte, V.**, Schmitz, B., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Bernaloa, G., Dinarès-Turell, J., Payros, A., Apellaniz, E. and Caballero, F., 2009. Correlation of the Thanetian-Ilerdian turnover of larger foraminifera and the Paleocene-Eocene thermal maximum: confirming evidence from the Campo area (Pyrenees, Spain). *Geol. Acta*, 7, 161-175.
- Pujalte, V.**, Schmitz, B. and Baceta, J.I., 2014. Sea-level changes across the Paleocene-Eocene interval in the Spanish Pyrenees, and their possible relationship with North Atlantic magmatism. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 393, 45-60.
- Pujalte, V.**, Baceta, J.I. and Schmitz, B. A. Massive Input of Coarse-Grained Siliciclastics in the Pyrenean Basin during the PETM: The Missing Ingredient of a Coeval Abrupt Change in Hydrological Regime. *Climate of the Past Discussions*, 11 (4), 2889–2931. doi:10.5194/cpd-11-2889-2015.
- Punekar, J.** and Saraswati, P.K., 2010. Age of the Vastan Lignite in context of some oldest Cenozoic fossil mammals from India. *Journal Geological Society of India*, 76, 63-68.
- Qie, W.**, Liu, J., Chen, J., Wang, X., M., H.-S., Zhang, X., Huang, X., Yao, L., Algeo, T.J. and Luo, G., 2014. Local overprints on the global carbonate $\delta^{13}\text{C}$ signal in Devonian-Carboniferous boundary successions of South China. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 418, 290-303.
- Rabi, M.**, Sebók and N., 2015. A revised Eurogondwana model: Late Cretaceous notosuchian crocodyliforms and other vertebrate taxa suggest the retention of episodic faunal links between Europe and Gondwana during most of the Cretaceous. *Gondwana Research*, 28, 1197-1211.
- Rage, J.-C.**, Wouters, G., 1979. Découverte du plus ancien Palaeopheidé (Reptilia, Serpentes) dans le Maestrichtien du Maroc. *Geobios*, 12, 293-296.
- Rage, J.-C.**, Werner, C., 1999. Mid-cretaceous (Cenomanian) snakes from Wadi Abu Hashim, Sudan: the earliest snake assemblage. *Palaeontologia Africana*, 35, 85-110.
- Rage, J.C.**, 2001. Fossil snakes from the Palaeocene of São José de Itaboraí, Brazil. Part II. Boidae. *Palaeovertebrata*, 30, 111-150.
- Rage, J.C.** and Augé, M., 2010. Squamate reptiles from the middle Eocene of Lissieu (France). A landmark in the middle Eocene of Europe. *Geobios*, 43, 253-268.
- Rage, J.C.** and Danilov, I.G., 2008. A new Miocene fauna of snakes from eastern Siberia, Russia. Was the snake fauna largely homogenous in Eurasia during the Miocene? *Comptes Rendu Palevol*, 7, 383-390.
- Rage, J.C.**, Bajpai, S., Thewissen, J.G.M. and Tiwari, B.N., 2003. Early Eocene snakes from Kutch, Western India, with a review of the Palaeophiidae. *Geodiversitas*, 25, 695-716.

REFERENCES

- Rage, J.C.**, Folie, A., Rana, R.S., Singh, H., Rose, K.D. and Smith, T., 2008. A diverse snake fauna from the early Eocene of Vastan Lignite Mine, at Gujarat, India. *Acta Palaeontologica Polonica*, 53, 391-403.
- Rage, J.C.**, Métais, G., Bartolini, A., Brohi, I.A., Lashari, R.A., Marivaux, L., Merle, D. and Solangi, S.H., 2014. First report of the giant snake *Gigantophis* (Madtsoiidae) from the Paleocene of Pakistan: Paleobiogeographic implications. *Geobios*, 47, 147-153.
- Ramkumar, M.**, 1999. Role of Chemostratigraphic Technique in Reservoir Characterisation and Global Stratigraphic Correlation. *Indian Journal of Geochemistry*, 14, 33-45.
- Ramkumar, Mu.** (Ed.), 2015. Chemostratigraphy, concepts, techniques, and applications. Elsevier. 507p.
- Rana, R.S.**, 1987. Dyrosaurid crocodile (*Mesosuchia*) from the infratrappean beds of Vikarabad, Hyderabad District, Andhra-Pradesh. *Current Science*, 56, 532-534.
- Rana, R.S.** and Sati, K.K., 2000. Late Cretaceous-Palaeocene crocodylians from the Deccan Trap-associated sedimentary sequences of peninsular India. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 45, 123-136.
- Rana, R.S.**, Augé, M., Folie, A., Rose, K.D., Kumar, K., Singh, L., Sahni, A. and Smith, T., 2013. High diversity of acrodontan lizards in the Early Eocene Vastan Lignite Mine of India. *Geologica Belgica*, 16 (4), 290-301.
- Rana, R.S.**, Kumar, K., Escarguel, G., Sahni, A., Rose, K.D., Smith, T., Singh, H. and Singh, L., 2008. An ailuravine rodent from the lower Eocene Cambay Formation at Vastan, western India, and its palaeobiogeographic implications. *Acta Palaeontologica Polonica*, 53, 1-14.
- Rana, R.S.**, Kumar, K. and Singh, H., 2004. Vertebrate fauna from the subsurface Cambay Shale (Lower Eocene), Vastan Lignite Mine, Gujarat, India. *Current Science*, 87, 1726-1732.
- Rana, R.S.**, Kumar, K., Zack, S., Solé, F., Rose, K.D., Missiaen, P., Singh, L., Sahni, A. and Smith, T., 2015. Craniodental and postcranial morphology of *Indohyaenodon raoi* from the early Eocene of India, and its implications for ecology, phylogeny, and biogeography of hyaenodontid mammals. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 35 (5). DOI: 10.1080/02724634.2015.965308.
- Rana, R.S.**, Singh, H., Sahni, A., Rose, K.D. and Saraswati, P.K., 2005. Early Eocene chiropterans from a new mammalian assemblage (Vastan lignite mine, Gujarat, Western Peninsular margin): oldest known bats from Asia. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 50, 93-100.
- Ranke, U.**, Von Raad, U. and Wissmann, G., 1982. Stratigraphy, facies, and tectonic development of on- and offshore Aaiun-Tarfaya Basin-a review. In: Von Raad, U., eds., *Geology of the North West African Continental Margin*. Springer-Verlag, 86-104.
- Rao, M.R.**, Sahni, A., Rana, R.S. and Verma, P., 2013. Palynostratigraphy and depositional environment of Vastan Lignite Mine (Early Eocene), Gujarat, western India. *Journal of Earth System Science*, 122 (2), 289-307.
- Rasmussen, D.T.** & Gutiérrez, M., 2010. Hyracoidea. In: Werdlin, L., Sanders, W.J. eds., *Cenozoic Mammals of Africa*, Berkeley: University of California Press, Berkeley, 123-146.

REFERENCES

- Rasser, M.W.**, Scheibner, C. and Mutti, M., 2005. A paleoenvironmental standard section for Early Eocene tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). *Facies*, 51, 217-232.
- Ratschiller, L.K.** 1967. Sahara, correlazioni geologico-litostratigrafiche fra Sahara Centrale ed Occidentale. *Mem. Mus. Tridentino Sc. Nat.*, 16, 55-190.
- Raup, D.M.**, Jablonski, D., 1993. Geography of end-Cretaceous marine bivalve extinctions. *Science*, 260, 971-973.
- Reyment, R.A.**, 1980. Paleo-oceanography and paleobiogeography of the Cretaceous South-Atlantic Ocean. *Oceanologica Acta*, 3, 127-133.
- Richard, M.**, 1946. Contribution à l'étude du bassin d'Aquitaine. Les gisements de mammifères tertiaires. *Mémoires de la Société Géologique de France (nouvelle série)*, 52, 1-380.
- Rjimati, E.**, Zemouri, A., Benlakhdim, A., Amzaehou, M., Essalmani, B., Mustaphi, H., Haimouk, M. and Hamidi, F., 2008. Carte Géologique du Maroc: Ad-Dakhla, 1/100 000. Notes et Mémoires Service Géologique du Maroc, 487
- Robador, A.**, 1991. Early Paleogene stratigraphy. In: Barnolas, A., Robador, A., Serra-Kiel, J., Caus, E. (eds). Introduction to the Early Paleogene of the South Pyrenean Basin. Field-trip guidebook. 1st Meet. IGCP Proj. 286, Jaca 1990. *Inst. Tecnol. Geomin. España, Barcelona*, 41-87.
- Röhl, U.**, Westerhold, T., Monechi, S., Thomas, E., Zachos, J.C. & Donner, B., 2005. The third and final early Eocene thermal maximum: characteristics, timing, and mechanisms of the 'X' event, *Geological Society of America Annual Meeting - Abstracts*, 37 (7): 264.
- Röhl, U.**, Westerhold, T., Bralower, T.J., Zachos, J.C., 2007. On the duration of the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM). *Geochemistry Geophysics Geosystem*, 8(12).
- Rose, K.D.** and Chinnery, B.J., 2004. The postcranial skeleton of early Eocene rodents. *Bulletin of Carnegie Museum of Natural History*, 36, 211-244.
- Rose, K.D.** (Ed.) 2006. *The Beginning of the Age of Mammals*. The Johns Hopkins University Press, Baltimore, 447p.
- Rose, K.D.**, Chew, A.E., Dunn, R.H., Kraus, M.J., Fricke, H.C. and Zack, S.P., 2012. Earliest Eocene mammalian fauna from the Paleocene-Eocene Thermal Maximum at Sand Creek Divide, Southern Bighorn Basin, Wyoming. *University of Michigan, Papers on Paleontology*, 36, 122p.
- Rose, K.D.**, DeLeon, V.B., Missiaen, P., Rana, R.S., Sahni, A., Singh, L. and Smith, T., 2008. Early Eocene lagomorph (Mammalia) from Western India and the early diversification of Lagomorpha. *Proceedings of the Royal Society B* 275, 1203-1208.
- Rose, K.D.**, Holbrook, L.T., Rana, R.S., Kumar, K., Jones, K.E., Ahrens, H.E., Missiaen, P., Sahni, A. and Smith, T., 2014. Early Eocene fossils suggest that the mammalian order Perissodactyla originated in India. *Nature Communications*, 5, 5570. DOI.org/10.1038/ncomms6570.
- Rose, K.D.**, Kumar, K., Rana, R.S., Sahni, A., Smith, T., 2013. New hypsodont tillodont (Mammalia, Tillodontia) from the Early Eocene of India. *Journal of Paleontology*, 87 (5), 842-853.
- Rose, K.D.**, MacPhee, R.D.E. and Alexander, J.P., 1999. Skull of early Eocene *Cantius abditus* (Primates: Adapiformes) and its phylogenetic implications, with a reevaluation of "Hesperolemur" actius. *American Journal of Physical Anthropology*, 109, 523-539.

REFERENCES

- Rose, K.D.**, Rana, R.S., Sahni, A., Kumar, K., Missiaen, P., Singh, L. and Smith, T., 2009a. Early Eocene primates from Gujarat, India. *Journal of Human Evolution*, 56, 366-404.
- Rose, K.D.**, Rana, R.S., Sahni, A., Kumar, K., Singh, L. and Smith, T., 2009b. First tillodont from India: additional evidence for an early Eocene faunal connection between Europe and India? *Acta Palaeontologica Polonica*, 54, 351-355.
- Rose, K.D.**, Rana, R.S., Sahni, A. and Smith, T., 2007. A new adapoid primate from the Early Eocene of India. *Contribution from the Museum of Paleontology – The University of Michigan*, 31 (14), 379-385.
- Rose, K.D.**, Smith, T., Rana, R.S., Sahni, A., Singh, H., Missiaen, P. and Folie, A., 2006. Early Eocene (Ypresian) continental vertebrate assemblage from India, with description of a new anthracobunid (Mammalia, Tethytheria). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 26, 219-225.
- Russell, D.E.** and Sigé, B., 1970. Révision des chiroptères lutétiens de Messel (Hesse, Allemagne). *Palaeovertebrata*, 3, 83-182.
- Russell, D.E.**, Hartenberger, J.-L., Pomerol, C., Sen, S., Schmidt-Kittler, N. and Vianey-Liaud, M., 1982. Mammals and stratigraphy: the Paleogene of Europe. *Palaeovertebrata Mémoire Extraordinaire*, 1-77.
- Rutot, A.**, 1882. Résolution de la question du Tongrien et du Wemmélien. Création du Système Asschien. *Annales de la Société royale malacologique de Belgique*, 3e sér., 17, 181-185.
- Rutot, A.**, 1887. Course géologique à Calevoet, Uccle et St-Gilles. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 1, 118-126.
- Rutot, A.**, 1890. La constitution de l'étage Panisélien. *Procès-Verbaux de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie (Bruxelles)*, IV, 1, 252-255.
- Sachse, V.F.**, Littke, R., Heim, S., Kluth, O., Schober, J., Boutib, L., Jabour, H., Perssen, F. and Sindern, S., 2011. Petroleum source rocks of the Tarfaya Basin and adjacent areas, Morocco. *Organic Geochemistry*, 42, 209-227.
- Sachse, V.F.**, Heim, S., Jabour, H., Kluth, O., Schümann, T., Aquit, M. and Littke, R., 2014. Organic geochemical characterization of Santonian to Early Campanian organic matter-rich marls (Sondage No. 1 cores) as related to OAE3 from the Tarfaya Basin, Morocco. *Marine and Petroleum Geology*, 56, 290-304.
- Saddiqi, O.**, Rjimati, E., Michard, A., Soulaïmani, A. and Ouanaimi, H., 2015. Recommended Geoheritage Trails in Southern Morocco: A 3 Ga Record Between the Sahara Desert and the Atlantic Ocean, in E. Errami et al. eds., *From Geoheritage to Geoparks. Case Studies from Africa and Beyond*, 91-108.
- Sahni, A.** and Bajpai, S., 1991. Eurasiatic elements in the Upper Cretaceous non-marine biotas of peninsular India. *Cretaceous Research*, 12 (2), 177-183.
- Sahni, A.**, Saraswati, P.K., Rana, R.S., Kumar, K., Singh, H., Alimohammadian, H., Sahni, N., Rose, K.D., Singh and L., Smith, T., 2006. Temporal constraints and depositional palaeoenvironments of the Vastan Lignite Sequence, Gujarat: Analogy for the Cambay shale hydrocarbon source rock. *Indian Journal of Petroleum Geology*, 15 (1), 1-20.

REFERENCES

- Sallam, H.M.**, Seiffert, E.R. and Simons, E.L., 2011. Craniodental morphology and systematics of a new family of hystricognathous rodents (Gaudeamuridae) from the Late Eocene and Early Oligocene of Egypt. *PLoS ONE*, 6, e16525eol.
- Sallam, H.M.** & Seiffert, E.R., 2016. New phiomorph rodents from the latest Eocene of Egypt, and the impact of Bayesian “clock”-based phylogenetic methods on estimates of basal hystricognath relationships and biochronology. *PeerJ*, 4, e1717, doi:10.7717/peerj.1717.
- Salomons, W.** and Mook, W.G., 1986. Isotope geochemistry of carbonates in weathering zone. In: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* (Eds Fritz, P. and Fontes, J.C.), pp. 239-269. Elsevier, Amsterdam.
- Samanta, A.**, Bera, M.K. and Sarkar, A., 2016. Climate modulated sequence development in a tropical rift basin during the Late Palaeocene to Early Eocene super greenhouse Earth. *Sedimentology*, 63 (4), 917-939. DOI.org/10.1111/sed.12243.
- Samanta, A.**, Sarkar, A., Bera, M.K., Rai, J and, Rathore, S.S., 2013. Late Paleocene-early Eocene carbon isotope stratigraphy from a near-terrestrial tropical section and antiquity of Indian mammals. *Journal of Earth System Science*, 122, 163-171.
- Sarkar, A.**, Sarangib, S., Ebiharac, M., Bhattacharyad, S.K. and Raye, A.K., 2003. Carbonate geochemistry across the Eocene/Oligocene boundary of Kutch, western India: implications to oceanic O₂-poor condition and foraminiferal extinction. *Chemical Geology*, 201 (3–4), 281–293.
- Scanlon, J.D.**, 1992. A new large madtsoiid snake from the Miocene of the Northern Territory. *The Beagle, Records of the Northern Territory Museum of Arts and Sciences*, 9, 49-60.
- Scanlon, J.D.**, 2005. Australia's oldest known snakes: Patagoniophis, Alamitophis, and cf. Madtsoia (Squamata: Madtsoiidae) from the Eocene of Queensland. *Memoirs of the Queensland Museum*, 51, 215-235.
- Scanlon, J.D.**, 2006. Skull of the large non-macrostromatan snake Yurlunggur from the Australian Oligo-Miocene. *Nature*, 439, 839-842.
- Scanlon, J.D.** and Lee, M.S.Y., 2000. The Pleistocene serpent Wonambi and the early evolution of snakes. *Nature*, 403, 416-420.
- Schaub, H.**, 1969. L'Ilerdien, état actuel du problème. *Mémoire de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, 69, 259-266.
- Schaub, H.**, 1973. La sección de campo (provincia de Huesca), XIII Coloquio Europ. Micropaleont., CNG, ENADMISA, Madrid, Field guide, 151-170.
- Schaub, H.**, 1981. Nummulites et Assilines de la Tethys Paléogène. *Taxonomie, phylogénèse et biostratigraphie*. *Mémoires suisses de Paléontologie*. Bâle, 104-105-106, 236 pp (in French with English abstract).
- Schmidt-Kittler, N.**, (Ed.), 1987. *International Symposium on Mammalian Biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene*, Mainz, February 18th - 21th 1987. *Müncher Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Munich, (A), 10, 312 p.
- Schmitz, B.**, Heilmann-Clausen, C., King, C., Steurbaut, E., Andreasson, F.P., Corfield, R.M. & Cartlidge, J.E. (1996). Stable isotope and biotic evolution in the North Sea during the early Eocene:

- the Albaek Hoved section, Denmark. In Knox, R.W.O'B., Corfield, R.M. & Dunay, R.E. (eds), Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. Geological Society, Special Publication, 101, 275-306.
- Schmitz, B.**, Asaro, F., Molina, E., Monechi, S., von Salis, K. and Speijer, R., 1997. High-resolution iridium, $\delta^{13}\text{C}$, ^{18}O , foraminifera and nannofossil profiles across the latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133, 49-68.
- Schmitz, B.**, Pujalte, V. and Núñez-Betelu, K., 2001. Climate and sea-level perturbations during the Initial Eocene Thermal Maximum: evidence from siliciclastic units in the Basque Basin (Ermua, Zumaia and Trabakua Pass), northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165, 299-320.
- Schmitz, B.** and Pujalte, V., 2003. Sea-level, humidity, and land-erosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental-marine transect in northern Spain. *Geology*, 31, 689-692. Doi: 10.1130/G19527.1.
- Schmitz, B.** and Pujalte, V., 2007. Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary. *Geology*, 35, 215-218.
- Schmitz, B.**, Pujalte, V., Molina, E., Monechi, S., Orue-Etxebarria, X., Speijer, R.P., Alegret, L., Apellaniz, E., Arenillas, I., Aubry, M.-P., Baceta, J.-I., Berggren, W.A., Bernaola, G., Caballero, F., Clemmensen, A., Dinarès-Turell, J., Dupuis, C., Heilmann-Clausen, C., Orús, A.H., Knox, R., Martín-Rubio, M., Ortiz, S., Payros, A., Petrizzo, M.R., von Salis, K., Sprong, J., Steurbaut, E., Thomsen, E., 2011. The global stratotype section and points for the bases of the selandian (middle Paleocene) and Thanetian (upper Paleocene) stages at Zumaia Spain. *Episodes*, 34, 220-243.
- Schobben, M.**, Ullmann, C.V., Leda, L., Korn, D., Struck, U., Reimold, W.U., Ghaderi, A., Algeo, T.J. and Korte, C., 2015. Discerning primary versus diagenetic signals in carbonate carbon and oxygen isotope records: An example from the Permian-Triassic boundary of Iran. *Chem. Geol.*, 422, 94-107.
- Scholle, P.A.**, Arthur, M.A., 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64, 67-87.
- Schrag, D.P.**, Higgins, J.A., Macdonald, F.A. and Johnston, D.T., 2013. Authigenic carbonate and the history of the global carbon cycle. *Science*, 339, 540-543.
- Schuler, M.**, Cavelier, C., Dupuis, C., Steurbaut, E. & Vandenberghe, N. 1992. The Paleogene of the Paris and Belgian Basins. Standard Stages and regional stratotypes. *Cahiers de Micropaléontologie*, N.S. 1992, 7(1/2), 29-92.
- Scotese, C.R.**, 2013. The PALEOMAP Project PaleoAtlas for ArcGIS. In: *Cenozoic Paleogeographic and Plate Tectonic Reconstructions*, vol. 1. PALEOMAP Project, Arlington, Texas.
- Secord, R.**, Gingerich, P.D., Lohmann, K.C. and MacLeod, K.G., 2010. Continental warming preceding the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Nature*, 467, 955-958. Doi: 10.1038/nature09441.

REFERENCES

- Seiffert, E.R.**, 2006. Revised age estimates for the later Paleogene mammal faunas of Egypt and Oman. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, 103, 5000–5005.
- Seiffert, E.R.**, 2012. Early primate evolution in Afro-Arabia. *Evolutionary Anthropology*, 21, 239–253.
- Serra-Kiel, J.**, Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferràndez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. and Zakrevskaya, E., 1998. Larger foraminifera biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. Géol. France*, 169, 2, 281–299.
- Sexton, P.F.**, Wilson, P.A. & Norris, R.D., 2006. Testing the Cenozoic multisite $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ curves: New monospecific Eocene records from a single locality, Demerara Rise (Ocean Drilling Program Leg 207). *Paleoceanography*, 21, PA2019, 17 p.
- Shackleton, N.J.** & Kennett, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of the Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 281. *Initial Reports. Deep Sea Drilling Project*, 29, 743–756.
- Shackleton, N.J.**, 1986. Paleogene stable isotope events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 57, 91–102.
- Shanmukhappa, M.**, 2011. Source Potential Evaluation of Paleogene-Neogene Sediments in Cambay-Tarapur Area, Cambay Basin, India. AAPG Search and Discovery Article #90118_2011 GEO India 2011, 2nd South Asian Geoscience Conference, Greater Noida, New Delhi, India, 12–14 January 2011.
- Shamrock, J.L.**, 2010. Eocene calcareous nannofossil biostratigraphy, paleoecology and biochronology of ODP Leg 122 hole 762C, eastern Indian Ocean (Exmouth Plateau). University of Nebraska – Lincoln, USA, Dissertations & Theses in Earth and Atmospheric Sciences, Paper 42, I–V, 1–152.
- Shcherbinina, E.A.**, 2000. Middle Eocene nannofossils and geological events of the northeastern peri-Tethys. *GFF*, 122, 143–145. Siesser, W.G., 1983. Paleogene calcareous nannoplankton biostratigraphy: Mississippi, Alabama and Tennessee. *Bulletin of Mississippi Bureau of Geology*, 125, 1–61.
- Sibert, E.C.**, Norris, R.D., 2015. New age of fishes initiated by the Cretaceous-Paleogene mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112, 8537–8542.
- Simons, E.L.** & Rasmussen, D.T., 1996. Skull of *Catopithecus browni*, an early Tertiary Catharrhine. *American Journal of Physical Anthropology*, 100, 261–292.
- Simons, E.L.**, Holroyd, P.A. and Bown, T.M., 1991. Early Tertiary elephant shrews from Egypt and the origin of the Macroscelidea: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, 88, 9734–9737.
- Simpson, G.G.**, 1933. A new fossil snake from the Notostylops beds of Patagonia. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 67, 1–22.

- Singh, H.**, Prasad, M., Kumar, K., Rana, R.S. and Singh, S.K., 2010. Fossil fruits from early Eocene Vastan Lignite, Gujarat, India: taphonomic and phytogeographic implications. *Current Science*, 98 (12), 1625-1632.
- Singh, H.**, Samant, B., Adatte, T. and Khozyem, H., 2014. Diverse palynoflora from amber and associated sediments of Tarkeshwar lignite mine, Surat district, Gujarat. *India Current Science*, 106 (7), 930-932.
- Sluijs, A.**, Pross, J. and Brinkhuis, H., 2005. From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene. *Earth-Science Reviews*, 68, 281-315.
- Sluijs, A.**, Röhl, U., Schouten, S., Brumsack, H.J., Sangiorgi, F., Sinninghe Damsté, J.S. and Brinkhuis, H., 2008a. Arctic late Paleocene–early Eocene paleoenvironments with special emphasis on the Paleocene–Eocene Thermal Maximum (Lomonosov Ridge, Integrated Ocean Drilling Program Expedition 302). *Paleoceanography* 23, PA1S11, 17 p.
- Sluijs, A.**, Brinkhuis, H., Crouch, E.M., John, C.M., Handley, L., Munsterman, M., Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Reichart, G.-J., Schouten, S., Pancost, R.D., Sinninghe Damsté, J.S., Welters, N.L.D., Lotter, A.F. and Dickens, G.R., 2008b. Eustatic variations during the Paleocene–Eocene greenhouse world. *Paleoceanography*, 23, PA4216, 18 p.
- Sluijs, A.**, Schouten, S., Donders, T.H., Schoon, P.L., Röhl, U., Reichart, G.-J., Sangiorgi, F., Kim, J.-H., Sinninghe Damsté, J.S. and Brinkhuis, H., 2009. Warm and wet conditions in the Arctic region during Eocene Thermal Maximum 2. *Nature Geoscience*, 2(11), 1-4.
- Sluijs, A.**, & Dickens, G. R., 2012. Assessing offsets between the $\delta^{13}\text{C}$ of sedimentary components and the global exogenic carbon pool across early Paleogene carbon cycle perturbations. *Global Biogeochem. Cycles*, 26, GB4005, 14p.
- Smith, J.V.** and Stenstrom, R.C., 1965. Electron-excited luminescence as a petrologic tool. *Journal of Geology*, 73, 627-635.
- Smith, A.G.**, Smith, D.G., Funnell, B.M., 1994. *Atlas of Mesozoic and Cenozoic Coastlines*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Smith, M.E.**, Carroll, A.R., Scott, J.J. and Singer, B.S., 2014. Early Eocene carbon isotope excursions and landscape destabilization at eccentricity minima: Green River Formation of Wyoming. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 393-406.
- Smith, M.J.**, 1976. Small fossil vertebrates from Victoria Cave, Naracoorte, South Australia. IV. Reptiles. *Transactions of the Royal Society of South Australia*, 100, 39-51.
- Smith, T.**, 1997. Les insectivores s.s. (Mammalia, Lipotyphla) de la transition Paléocène-Eocène de Dormaal (MP7, Belgique): implications biochronologiques et paléogéographiques. In: Aguilar, J.P., Legendre, S., Michaux, J. (Eds.), *Actes du Congrès BiochroM'97. Mémoires et Travaux de l'École Pratique des Hautes Etudes, Montpellier*, 21, pp. 687-696.
- Smith, T.**, De Wilde, B. and Steurbaut, E., 2004. Primitive Equoid and Tapiroid mammals: keys for interpreting the Ypresian-Lutetian transition in Belgium. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 74-Suppl, 165-175.

- Smith, T.**, Rose, K.D. and Gingerich, P.D., 2006. Rapid Asia-Europe-North America geographic dispersal of earliest Eocene primate *Teilhardina* during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Proceedings of the National Academy of Science*, 103 (30), 11223-11227.
- Smith, T.**, Rana, R., Missiaen, P., Rose, K.D., Sahni, A., Singh, H. and Singh, L., 2007. High bat (Chiroptera) diversity in the Early Eocene of India. *Naturwissenschaften*, 94, 1003-1009.
- Smith, T.**, De Bast, E. and Sigé, B., 2010. Euarchontan affinity of Paleocene Afro-European adapisoriculid mammals and their origin in the late Cretaceous Deccan Traps of India. *Naturwissenschaften*, 97, 417-422.
- Smith, T.**, Dupuis, C., Folie, A., Quesnel, F., Storme, J.-Y., Iacumin, P., Riveline, J., Missiaen, P., Ladevèze, S. and Yans, J., 2011. A new terrestrial vertebrate site just after the Paleocene-Eocene boundary in the Mortemer Formation of Upper Normandy, France. *Comptes Rendus Paleovol.*, 10, 11-20.
- Smith, T.**, Habersetzer, J., Simmons, N.B. and Gunnell, G.F., 2012. Chapter 2. Systematics and paleobiogeography of early bats. In: Gunnell, G.F., Simmons, N.B. (Eds.), *Evolutionary History of Bats: Fossils, Molecules and Morphology*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 23-66.
- Smith, T.** & Smith, R., 2013. A land micro-mammal fauna from the Early Eocene marine Egem deposits (NP12, Belgium) and the first occurrence of the peradectid marsupial *Armintodelphys* outside North America. *Geologica Belgica*, 16(4), 302-310.
- Smith, T.**, Quesnel, F., De Plöeg, G., De Franceschi, D., Métais, G., De Bast, E., Solé, F., Folie, A., Boura, A., Claude, J., Dupuis, C., Gagnaison, C., Iakovleva, A., Martin, J., Maubert, F., Prieur, J., Roche, E., Storme, J.-Y., Thomas, R., Tong, H., Yans, J. and Buffetaut, E., 2014. First Clarkforkian Equivalent Land Mammal Age in the Latest Paleocene Basal Sparnacian Facies of Europe: Fauna, Flora, Paleoenvironment and (Bio)stratigraphy. *PLoS ONE*, 9(1): e86229.
- Smith, T.**, Solé, F., Missiaen, P., Rana, R., Kumar, K., Sahni, A. and Rose, K.D., 2015. First early Eocene tapiroid from India and its implication for the paleobiogeographic origin of perissodactyls. *Palaeovertebrata* 39 (2), doi: 10.18563/pv.39.2.e5.
- Smith, T.**, Kumar, K., Rana, R.S., Folie, A., Solé, F., Noiret, C., Steeman, T., Sahni, A., Rose, K.D., 2016. New early Eocene vertebrate assemblage from western India reveals a mixed fauna of European and Gondwana affinities. *Geoscience Frontiers*, 7, 969-1001.
- Solé, F.**, Smith, T., Tabuce, R. and Marandat, B., 2015. New dental element of the oldest proviverrine mammal from the early Eocene of Southern France support possible African origin of the subfamily. *Acta Palaeontologica Polonica*, 60 (3), 527-538.
- Solé, F.**, Noiret, C., Desmares, D., Adnet, S., Taverne, L., De Putter, T., Mees, F., Yans, J., Steeman, T., Louwye, S., Folie, A., Steevens, N.J., Gunnell, G.F., Baudet, D., Kitambala Yaya, N., and Smith, T., 2019. Reassessment of historical sections from the Paleogene marine margin of the Congo Basin reveals an almost complete absence of the Danian deposits. *Geoscience Frontiers*, 10, 1039-1063.
- Sommer, S.E.**, 1972a. Cathodoluminescence of carbonates: 1. Characterization of cathodoluminescence from carbonate solid solutions. *Chem. Geol.*, 9, 257-273.

REFERENCES

- Stap, L.**, Lourens, L.J., Thomas, E., Sluijs, A., Bohaty, S. and Zachos, J.C., 2010. High-resolution deep-sea carbon and oxygen isotope records of Eocene Thermal Maximum 2 and H2. *Geology*, 38(7), 607-610.
- Steeman, T.**, 2020. Paleocene-Eocene dinoflagellate cysts from Africa, India and Belgium. A taxonomic, stratigraphic and paleoecological analysis. PhD thesis, Ghent University, Ghent, Belgium.
- Stehlin, H.G.**, 1910. Remarques sur les faunules de Mammifères des couches Eocènes et Oligocènes du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologiques de France*, 9 (4), 488-520.
- Steurbaut, E.**, 1986. Late Middle Eocene to Middle Oligocene calcareous nannoplankton from the Kallo well, some boreholes and exposures in Belgium, and a description of the Ruisbroek Sand Member. *Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie*, 23(2), 49-83.
- Steurbaut, E.**, 1988. New Early and Middle Eocene calcareous nannoplankton events and correlations in middle to high latitudes of the northern hemisphere. *Newsletters on Stratigraphy*, 18(2), 99-115.
- Steurbaut, E.**, 1990. Calcareous nannoplankton assemblages from the Tertiary in the Knokke borehole. In Laga, P. & Vandenberghe, N. (eds), *The Knokke well (11E/138) with a description of the Den Haan (22W/276) and Oostduinkerke (35E/142) wells. Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 29, 47-62.
- Steurbaut, E.**, 1991. Ypresian calcareous nannoplankton biostratigraphy and palaeogeography of the Belgian Basin. In Dupuis, C., De Coninck, J. & Steurbaut, E. (eds), *The Ypresian stratotype. Bulletin de la Société belge de Géologie*, 97(3-4) (1988), 251-285.
- Steurbaut, E.**, 1998. High-resolution holostratigraphy of middle Paleocene to early Eocene strata in Belgium and adjacent areas. *Palaeontographica Abt. A*, 247, 91-156.
- Steurbaut, E.**, 2006a. Paniselian. In De Geyter et al., *Disused Paleogene regional stages from Belgium: Montian, Heersian, Landenian, Paniselian, Bruxellian, Laekenian, Ledian, Wemmelian and Tongrian*. In Dejonghe, L. (ed.), *Current status of chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent areas. Geologica Belgica*, 9(1-2), 203-213.
- Steurbaut, E.**, 2006b. Ypresian. In Dejonghe, L. (ed.), *Current status of chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent areas. Geologica Belgica*, 9(1-2), 73-93.
- Steurbaut, E.**, 2011. New calcareous nannofossil taxa from the Ypresian (Early Eocene) of the North Basin and the Turan Platform in West Kazakhstan. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 81, 247-277.
- Steurbaut, E.** and Nolf, D., 1986. Revision of Ypresian stratigraphy of Belgium and Northern France. *Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie*, 23(4), 115-172.
- Steurbaut, E.** and Nolf, D., 1989. The stratotype of the Aalter Sands (Eocene of NW Belgium): stratigraphy and calcareous nannoplankton. *Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie*, 26(1), 11-28.

- Steurbaut, E.** and King, C., 1994. Integrated stratigraphy of the Mont-Panisel borehole section (151E340), Ypresian (Early Eocene) of the Mons Basin, SW Belgium. *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie*, 102(1-2) (1993), 175-202.
- Steurbaut, E.**, Magioncalda, R., Dupuis, C., Van Simaey, S., Roche, E. and Roche, M., 2003. Palynology, paleoenvironments, and organic carbon isotope evolution in lagoonal Paleocene-Eocene boundary settings in North Belgium. *Geological Society of America Special Paper*, 369, 291-317.
- Steurbaut, E.**, De Coninck, J. and Van Simaey, S., 2016. Micropalaeontological dating of the Prémontré mammal fauna (MP10, Prémontré Sands, EECO, early late Ypresian, Paris Basin). *Geologica Belgica*, 19 (3-4), doi.org/10.20341/gb.2016.006.
- Steurbaut, E.**, De Ceukelaire, M., Lanckacker, T., Matthijs, J., Stassen, P., Van Baelen, H. and Vandenberghe, N. 2016. Lithostratigraphy Ieper Group.
- Stevens, N.J.**, Eastman, J.T., Odunze, S.O., Cooper, L.N., Obi, G.C., 2011. Paleocene ichthyofaunal and paleoenvironmental setting, Imo Formation, southeastern Nigeria. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 260, 289-296.
- Storey, M.**, Mahoney, J.J., Saunders, A.D., Duncan, R.A., Kelley, S.O. and Coffin, M.F., 1995. Timing of hot-spot related volcanism and the breakup of Madagascar and India. *Science*, 267, 852-855.
- Storme, J.-Y.**, Devleeschouwer, X., Schnyder, J., Cambier, G., Baceta, J.I., Pujalte, V., Iacumin, P. and Yans, J., 2012. Paleocene/Eocene boundary section at Zumaia (Basque-Catubric Basin) revisited: new insights from high resolution magnetic susceptibility and carbon isotope chemostratigraphy on organic matter ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$). *Terra Nova*, 24, 310-317.
- Storme, J.-Y.**, 2013. Organic carbon and nitrogen isotopes of the Paleocene-early Eocene : implications on stratigraphy, paleoenvironment and paleoclimatology. Thèse, Université de Namur.
- Storme, J.-Y.**, Steurbaut, E., Devleeshouwer, X., Dupuis, C., Iacumin, P., Rochez, G. and Yans, J., 2014. Integrated bio-chemostratigraphical correlations and climatic evolution across the Danian–Selandian boundary at low latitudes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 414, 212-224.
- Storrs, G.W.**, 1986. A dyrosaurid crocodile (Crocodylia: Mesosuchia) from the Paleocene of Pakistan. *Postilla (Peabody Museum of Natural History, Yale University)* 197, 1-16.
- Stott, L.**, Sinha, A., Thiry, M., Aubry, M.P. and Berggren, W., 1996. Global $\delta^{13}\text{C}$ changes across the Paleocene-Eocene boundary: criteria for terrestrial-marine correlations. *In*: Knox, R., Corfield, R., Dunay, R. (eds). *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe*. Geological Society Special Publication, 101, 381-399.
- Strasser, A.**, 2016. Hiatuses and condensation: an estimation of time lost on a shallow carbonate platform. *The Depositional Record*, 1(2), 91-117.
- Strehle, C.**, Andre, F., Jelinowska, A., Tucholka, P., Guichard, F., Lericolais, G. and Panin, N., 2002. Magnetic minerals as indicators of major environmental change in Holocene Black Sea sediments: preliminary results. *Physics Chemistry Earth*, 27, 1363–1370.

- Stromer, E.**, 1910. Reptilien-und Fischreste aus dem marinen Alttertiär von Süd-Togo (Westafrika). *Monatseerschten für Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 39, 478-507.
- Swinton, W.E.**, 1950. On *Congosaurus bequaerti* Dollo. *Annales du Musée du Congo Belge, Tervuren (Belgique), Série 8, Sciences Géologiques*, 4, 1-35 (in French with English abstract).
- Szalay, F.S.** and Delson, E., 1979. *Evolutionary History of the Primates*. Academic Press, New York, 580 pp.
- Szyndlar, Z.** and Böhme, W., 1996. Redescription of *Tropidonotus atavus* von Meyer, 1855 from the upper Oligocene of Rott (Germany) and its allocation to *Rottophis* gen. nov. (Serpentes, Boidae). *Palaeontographica (Abteilung A)*, 240, 145-161.
- Szyndlar, Z.** and Rage, J.-C., 2003. Non-Erycine Booidea from the Oligocene and Miocene of Europe. *Institute of Systematics and Evolution of Animals, Polish Academy of Sciences, Kraków*, 111 pp.
- Tabuce, R.**, Clavel, J., and Antunes, M.T., 2011. A structural intermediate between triisodontids and mesonychians (Mammalia, Acreodi) from the earliest Eocene of Portugal. *Naturwissenschaften*, 98, 145-155.
- Tambareau, Y.** and Villatte, J., 1974. Le passage Thanétien-Ilerdien dans la région de Campo : comparaison avec les Petites Pyrénées. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle*, 110 (3-4), 340-361.
- Tambareau, Y.**, Russell, D.E., Sigogneau-Russell, D. and Villatte, J., 1992. Découverte de vertébrés dans le Paléocène de Campo (Pyrénées aragonaises). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 128, 73-76.
- Taverne, L.**, 2009. *Ridewoodichthys*, a new genus for *Brychaetus caheni* from the marine Paleocene of Cabinda (Africa): re-description and comments on its relationships within the Osteoglossidae (Teleostei, Osteoglossomorpha). *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique Sciences de la Terre*, 79, 147-153.
- Taverne, L.**, 2017. New data on the osteoglossid fishes (Teleostei, Osteoglossiformes) from the marine Danian (Paleocene) of Landana (Cabinda enclave, Angola). *Geo-Eco-Trop*, 40, 297-304.
- Thomas, E.**, 1989. Development of Cenozoic deep-sea benthic foraminiferal faunas in Antarctic waters. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 47, 283-296.
- Thomas, E.** & Shackleton, N.J., 1996. The Paleocene-Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 101, 401-441.
- Thomas, E.**, (1998). Biogeography of the Late Paleocene benthic foraminiferal extinction. In M.P. Aubry, S. Lucas & W.A. Berggren (Eds.). *Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Records* (214-243). New York: Columbia University Press.
- Thomas, E.**, Brinkhuis, H., Huber, M. & Röhl, U., 2006. An ocean view of the early Cenozoic greenhouse world. *Oceanography*, 19, 94-103.
- Thomsen, E.**, Abrahamsen, N., Heilmann-Clausen, C., King, C. and Nielsen, O.B., 2012. Middle Eocene to earliest Oligocene development in the eastern North Sea Basin: Biostratigraphy, magnetostratigraphy and paleoenvironment of the Kysing-4 borehole, Denmark. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 350-352, 212-235.

- Tomczik, D.W.**, 2014. Fish Production and Diversity across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Evidence for Enhanced Export Production and Community Resilience. PhD. University of California.
- Tong, H.**, Hirayama, R., 2002. A new species of *Tasbacka* (Testudines: Cryptodira: Cheloniidae) from the Paleocene of the Oulad Abdoun phosphate Basin, Morocco. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 5, 277-294.
- Tong, Y.S.** and Wang, J.W., 2006. Fossil Mammals from the Early Eocene Wutu Formation of Shandong Province. *Palaeontologica Sinica* Whole number 192, New Series C, Number 28, 195 pp.
- Tong, H.**, Hirayama, R., 2008. A new species of *Argillochelys* (Testudines: Cryptodira: Cheloniidae) from the Ouled Abdoun phosphate Basin, Morocco. *Bulletin de la Société géologique de France*, 179, 623-630.
- Tong, H.**, Meylan, P., 2013. Morphology and relationships of *Brachyopsemys tingitana* gen. et sp. nov. from the Early Paleocene of Morocco and recognition of the New Eucryptodiran turtle family: Sandownidae. In: Brinkman, D.B., Holroyd, P.A., Gardner, J.D. (Eds.), *Morphology and Evolution of Turtles, Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology* 13, Springer Science Dordrecht, 187-201.
- Torfstein, A.**, Winckler, G., Tripali, A., 2010. Productivity feedback did not terminate the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM). *Clim. Past. Discuss.*, 5, 2391-2410.
- Tramoy, R.**, Salpin, M., Schnyder, J., Person, A., Sebilo, M., Yans, J., Vaury, V., Fozzani, J. and Bauer, H., 2016. Stepwise paleoclimate change across the Eocene-Oligocene transition recorded in continental NW Europe by mineralogical assemblages and $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ (Rennes Basin, France). *Terra Nova*, 28, 212-220.
- Tudryn, A.** & Tucholka, P., 2004. Magnetic monitoring of thermal alteration for natural pyrite and greigite. *Acta Geophysica Polonica*, 52(4), 509–520.
- Tyler, J.C.**, 1980. Osteology, phylogeny, and higher classification of the fishes of the order Plectognathi (Tetraodontiformes). NOAA Technical Report NMFS Circular, 434, 1-422.
- Tyler, J.C.** and Santini, F., 2002. Review and reconstructions of the tetraodontiform fishes from the Eocene of Monte Bolca, Italy, with comments on related Tertiary taxa. *Studi e Ricerche sui Giacimenti Terziari di Bolca. Museo Civico di Storia Naturale di Verona*, 9, 47-119.
- Tyson, R.V.**, 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Chapman & Hall, London, 615 p.
- Underwood, C.J.**, Ward, D.J., King, C., Antar, S.M., Zalmout, I.S., Gingerich, P.D., 2011. Shark and ray faunas in the middle and late Eocene of the Fayum area, Egypt. *Proceedings of the Geologists Association*, 122, 47-66.
- Underwood, C.J.**, King, C. and Steurbaut, E., 2013. Eocene initiation of Nile drainage due to East African uplift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 392, 138–145.
- Valladares, I.**, Recio, C. and Lendinez, A., 1996. Sequence stratigraphy and stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of the Late Cretaceous carbonate ramp of the western margin of the Iberian Chain (Soria, Spain). *Sedimentary Geology*, 105 (1-2), 11-28.

- Vandenbergh**, N., Laga, P., Steurbaut, E., Hardenbol, J. & Vail, P.R., 1998. Tertiary Sequence Stratigraphy at the southern border of the North Sea Basin in Belgium. In de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquín, T., & Vail, P.R. (eds), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication, 60, 119-154.
- Vandenbergh**, N., Hilgen, F.J., and Speijer, R. 2012. The Paleogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., and Ogg, G.M. (Eds.), *The Geological Time Scale 2012*. Elsevier Science Ltd, Oxford, 2, p.855-921.
- Vanhove**, H. & De Coninck, J., 1992. Microfossiles à paroi organique de l'Ypresien à Steenhuizen-Wijnhuizen et Ronse-Waaienberghe. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 99(3-4) (1990), 355-360.
- Varol**, O., 1998. Palaeogene. In Bown, P.R. (ed.), *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Chapman and Hall, Kluwer Academic, London, British Micropalaeontological Society Publications Series, 200-224.
- Vasile**, Ş., Csiki-Sava, Z., Venczel, M., 2013. A new madtsoiid snake from the Upper Cretaceous of the Hat, eg Basin, Western Romania. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 33 (5), 1100-1119.
- Vasseur**, G., 1898. Sur la découverte de fossiles dans les assises qui constituent en Provence la formation dite : étage de Vitrolles et sur la limite des terrains crétacés et tertiaire dans le bassin d'Aix (Bouches-Rhône). *C. R. Ac. Sc.*, 127, 890.
- Verbeek**, J., Steurbaut, E. & Moorkens, T. 1988. Belgium. In Vinken, R. (comp.), *The Northwest European Tertiary Basin*, I.G.C.P. Project 124. *Geologisches Jahrbuch*, A, 100, 267-273.
- Vianey-Liaud**, M. & Marivaux, L., 2016. Autopsie d'une radiation adaptative : Phylogénie des Theridomorpha, rongeurs endémiques du Paléogène d'Europe – histoire, dynamique évolutive et intérêts biochronologique. *Palaeovertebrata*, 40(3), 1-68.
- Villatte**, J. (1962). Etude stratigraphique et paléontologique du Montien des Petites Pyrénées et du Plantaurel. Thèse Sci., Toulouse, 197, 331p.
- Vincent**, E., Dollo, L., Leriche, M., 1913. Matériaux pour la Paléontologie du Bas- et du Moyen-Congo. *Annales du Musée du Congo Belge Géologie Paléontologie Minéralogie Série III* 1, 1-92.
- Wade**, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A., Pälike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth Science Reviews*, 104, 111-142.
- Weissert**, H., Joachimski, M. and Sarnthein, M., 2008. Chemostratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy*, 42, 145-179.
- Wendler**, I., 2013. A critical evaluation of carbon isotope stratigraphy and biostratigraphic implications for Late Cretaceous global correlation. *Earth-Sci. Rev.*, 126, 116-146.
- Werne**, J.P. and Hollander, D.J., 2004. Balancing supply and demand: controls on carbon isotope fractionation in the Cariaco Basin (Venezuela) Younger Dryas to present. *Mar. Chem.*, 92, 275-293.
- Westerhold**, T. & Röhl, U., 2009. High resolution cyclostratigraphy of the early Eocene-new insights into the origin of the Cenozoic cooling trend. *Clim. Past*, 5, 309-327.

REFERENCES

- Westerhold, T.**, Röhl, U., Donner, B., McCarren, H.K. & Zachos, J.C., 2011. A complete high-resolution Paleocene benthic stable isotope record for the central Pacific (ODP Site 1209), *Paleoceanography*, 26, PA2216, 13 p.
- Westerhold, T.**, Röhl, U., Donner, B. & Zachos, J.C., 2018. Global Extent of Early Eocene hyperthermal events: a new Pacific benthic foraminiferal isotope record from Shatsky Rise (ODP Site 1209). *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 33, 626-642.
- White, E.I.**, 1926. Eocene fishes from Nigeria. *Bulletin of the Geological Survey of Nigeria*, 10, 1-82.
- White, E.I.**, 1934. Fossil fishes of Sokoto Province. *Bulletin of the Geological Survey of Nigeria* 14, 1-78.
- White, E.I.**, 1955. Notes on African Tertiary sharks. *Bulletin of the Geological Survey of Nigeria*, 5, 319-325.
- Wilcoxon, J.A.**, 1973. Paleogene calcareous nannoplankton from the Campo and Tremp sections of Iberian stage in NE Spain. *Revista Española de Micropaleontología*, 5, 107-112.
- Wilson, P.A.** and Dickson, A.D., 1996. Radial calcite: Alteration product of and petrographic proxy for magnesian calcite marine cement. *Geology*, 24, 945-948.
- Wilson, J.A.**, Mohabey, D.M., Peters, S.E. and Head, J.J., 2010. Predation upon hatchling dinosaurs by a new snake from India. *PLoS Biology* 8 (3), e1000322. [Doi.org/10.1371/journal.pbio.1000322](https://doi.org/10.1371/journal.pbio.1000322).
- Wing, S.L.**, Harrington, G.J., Smith, F.A., Bloch, J.I., Boyer, D.M., Freeman, K.H., 2005. Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary. *Science*, 310, 993-996.
- Wood, A.E.**, 1968. Part II: The African Oligocene Rodentia; in J.E. Remington, ed., *Early Cenozoic Mammalian Faunas Fayum Province, Egypt*. Peabody Museum of Natural History Yale University, New Haven, Connecticut, 23-105.
- Wood, R.C.**, 1973. Fossil marine turtle remains from the Paleocene of the Congo. *Annales du Musée Royal de l'Afrique Centrale Tervuren Belgique Sciences Géologiques*, 75, 2-35.
- Wood, A.E.**, 1976. The paramyid rodent *Ailuravus* from the middle Eocene of Europe and its relationships. *Palaeovertebrata*, 7 (1-2), 117-149.
- Wood, G.D.**, Gabriel, A.M., Lawson, J.C., 1996. Palynological techniques-processing and microscopy. In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: Principles and Application*, Volume 1 Principles. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, 29-50.
- Yans, J.**, Strait, S.G., Smith, T., Steurbaut, E. and Gingerich, P.D., 2006. High-resolution carbon isotope stratigraphy and mammalian faunal change at the Paleocene-Eocene boundary in the Honeycombs area of the Southern Bighorn basin, Wyoming. *Am. J. Sci.* 306, 712-735.
- Yans, J.**, Gerards, T., Gerrienne, P., Spagna, P., Dejax, J., Schnyder, J., Storme, J.-Y. and Keppens, E., 2010. Carbon-isotope of fossil wood and dispersed organic matter from the terrestrial Wealden facies of Hautrage (Mons basin, Belgium). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291, 85-105.

- Yans, J.**, Amaghazaz, M., Bouya, B., Cappetta, H., Iacumin, P., Kocsis, L., Mouflih, M., Selloum, O., Sen, S., Storme, J.-Y. and Gheerbrant, E., 2013. First carbon isotope chemostratigraphy of the Ouled Abdoun phosphate Basin, Morocco; implications for dating and evolution of earliest African placental mammals. *Gondwana Res.*, 25(1), 257-269.
- Yans, J.**, Amaghazaz, M., Bouya, B., Cappetta, H., Iacumin, P., Kocsis, L., Mouflih, M., Selloum, O., Sen, S., Storme, J.-Y., and Gheerbrant, E., 2014a. First carbon isotope chemostratigraphy of the Ouled Abdoun phosphate Basin, Morocco; implications for dating and evolution of earliest African placental mammals. *Gondwana Research*, 25, 257-269.
- Yans, J.**, Marandat, B., Masure, E., Serra-Kiel, J., Schnyder, J., Storme, J.-Y., Marivaux, L., Adnet, S., Vianey-Liaud, M. and Tabuce, R., 2014b. Refined bio-(benthic foraminifera, dinoflagellate cysts) and chemostratigraphy ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) of the earliest Eocene at Albas-Le Clot (Corbières, France): implication for mammalian biochronology in Southern Europe. *Newsletters on Stratigraphy*, 47, 331-353.
- Young, J.R.** and Bown, P.R., 1997. Cenozoic calcareous nannoplankton classification. *Journal of Nannoplankton Research*, 19(1), 36-47.
- Yuan, J.**, Huang, C., Zhao, F. and Pan, X., 2015. Carbon and oxygen isotopic compositions, and palaeoenvironmental significance of saline lacustrine dolomite from the Qaidam Basin, Western China. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 135, 596-607.
- Zachos, J.C.**, Stott, L.D. and Lohmann, K.C., 1994. Evolution of early Cenozoic marine temperatures. *Paleoceanography*, 9, 353-387.
- Zachos, J.C.**, Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686-693.
- Zachos, J.C.**, Röhl, U., Schellenberg, S.A., Sluijs, A., Hodell, D.A., Kelly, D.C., McCarren, H., 2005. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science*, 308, 1611-1615.
- Zachos, J.C.**, Bohaty, S.M., John, C.M., McCarren, H., Kelly, D.C., Nielsen, T., 2007. The Palaeocene-Eocene carbon isotope excursion: constraints from individual shell planktonic foraminifer records. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 365, 1829-1842.
- Zachos, J.C.**, Dickens, G.R. and Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451, 279-283.
- Zachos, J.C.**, McCarren, H., Murphy, B., Röhl, U. and Westerhold, T., 2010. Tempo and scale of late Paleocene and early Eocene carbon isotope cycles: Implications for the origin of hyperthermals. *Earth and Planetary Science Letters*, 299, 242-249.
- Zanazzi, A.**, Kohn, M.J., MacFadden, B.J. and Terry Jr. D.O., 2007. Large temperature drop across the Eocene-Oligocene transition in central North America. *Nature*, 445, 639-642.
- Zeebe, R.E & Zachos, J.C.**, 2007. Reversed deep-sea carbonate ion basin gradient during Paleocene-Eocene thermal maximum. *Paleoceanography*, 22, PA3201.

REFERENCES

- Zhang, Z.**, Liu, Y., Kaakinen, A., Wang, J., Mao, F. and Tong, Y., 2015. Lithostratigraphic context of Oligocene mammalian faunas from Ulanatal, Nei Mongol, China. *Comptes Rendus Palevol*, 15 (7), 903-910.
- Zhifei, L.**, Shouting, T., Quanhong Z., Xinrong, C. and Wei, H., 2004. Deep-water Earliest Oligocene Glacial Maximum (EOGM) in South Atlantic. *Chinese Science Bulletin*, 49 (20), 2190-2197.
- Zhuang, G.**, Najman, Y., Guillot, S., Roddaz, M., Antoine, P.O., Métais, G., Carter, A., Marivaux, L. and Solangi, S.H., 2015. Constraints on the collision and the precollision tectonic configuration between India and Asia from detrital geochronology, thermochronology, and geochemistry studies in the lower Indus basin, Pakistan. *Earth and Planetary Science Letters*, 432, 363-373.
- Zijderveld, J.D.A.**, 1967. AC demagnetization rocks: Analyses of results, in Collinson, D. W., et al., eds., *Methods in paleomagnetism*: Amsterdam, Netherlands, Elsevier Scientific, 254-286.
- Zouhri, S.**, Gingerich, P.D., El boudali, N., Sebti, S., Noubhani, A., Rahali, M. and Meslouh, S., 2014. New marine mammal faunas (Cetacea and Sirenia) and sea level change in the Samlat Formation, upper Eocene, near Ad-Dakhla in southwestern Morocco. *Comptes Rendus Palevol*, 13, 599-610.