THESE DE DOCTORAT DES ETABLISSEMENTS

UNIVERSITE BOURGOGNE EUROPE (UBE) et UNIVERSITE DE MONS (UMONS)

Ecole doctorale n°554 Environnement-Santé (UBE) et Ecole doctorale thématique UNITER (UMONS)

Doctorat de Géodynamique des enveloppes supérieures (UBE) et de Sciences de l'Ingénieur (UMONS)

Par **TALON Julien**

Enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur et moyen (Yprésien à Bartonien) dans le Bassin parisien (France) et le Bassin de Mons (Belgique) : Impact climatique sur la dynamique sédimentaire en milieu littoral à continental

Thèse présentée lors d'une soutenance privée à Mons le 23 avril 2025 et lors d'une soutenance publique à Dijon le 19 juin 2025

Composition du Jury :

Attention, en cas d'absence d'un des membres du Jury le jour de la soutenance, la composition ne comprend que les membres présents et les rapporteurs.

VENNIN Emmanuelle	Professeur, Université Bourgogne Europe	Présidente
AUBRY Marie-Pierre	Distinguished Professor, Rutgers University, USA	Rapporteure
FRONTEAU Gilles	Professeur, Université de Reims Champagne-Ardenne	Rapporteur
FAGEL Nathalie	Professeur, Université de Liège	Examinatrice
LE CALLONNEC Laurence	Maître de Conférences, Sorbonne Université	Examinatrice
GODERNIAUX Pascal	Professeur, Université de Mons	Examinateur
PELLENARD Pierre	Professeur, Université Bourgogne Europe	Directeur de thèse
BAELE Jean-Marc	Professeur, Université de Mons	Directeur de thèse
QUESNEL Florence	Docteur, Expert senior, BRGM	Invitée (co-encadrante)

Remerciements

Je voudrais commencer par remercier **Marie-Pierre Aubry**, **Gilles Fronteau**, **Nathalie Fagel**, **Laurence Le Callonnec**, **Emmanuelle Vennin** et **Pascal Goderniaux** qui ont accepté d'évaluer mon travail.

Ce travail a été financé à la fois par la **Région Bourgogne Franche-Comté**, l'**Université de Mons** et le **BRGM** (programme RGF Bassin parisien), que je tiens également à remercier ici.

On pourrait parfois penser qu'une thèse c'est un travail solitaire, ce ne fut pas le cas de la mienne. Le temps est venu de remercier tous ceux qui m'ont aidé et supporté (dans tous les sens du terme) pendant un peu plus de 3 ans et demi.

Tout d'abord un immense merci au trio de choc qui m'a encadré : **Pierre**, **Jean-Marc** et **Florence**. Pierre, dont j'ai soumis le bureau à un siège en règle pendant plus de 3 ans. Merci pour ton accueil, ton soutien et ton exigence (notamment graphique) qui m'a parfois poussé dans mes retranchements. Merci aussi pour avoir su parfois me faire accepter des choix difficiles (repousser le dépôt de mon manuscrit aura été l'une des meilleures décisions de cette thèse). Jean-Marc, merci pour ton accueil, à Mons et au moulin (merci également à Séverine et Lou-Eline), pour ton soutien constant, même à distance, et pour tes conseils. Et enfin Florence, merci pour ton enthousiasme, ton soutien et pour le partage de tes connaissances de la géologie et de la stratigraphie de l'Eocène du Bassin parisien. Un immense merci également à **Christian**, mine d'information sur la géologie du Bassin parisien et du Bassin de Mons, merci pour nos longues discussions et pour l'accès à ta bibliothèque, pleine de références difficilement trouvables ailleurs et pourtant si importantes. C'est un pari de se lancer pour un projet de 3 ans avec des personnes que l'on ne connaît pas, mais je suis très bien tombé et ne je regrette pas un instant de l'avoir fait.

Lors de nos premières discussions sur la thèse, Pierre m'a rassuré sur les opportunités d'aller sur le terrain, ce qui me tenait à cœur. Et du terrain on en a fait… plus d'une dizaine de missions dans les carrières et carothèques. Un grand merci aux carrières de Trocy-en-Multien (**CLAMENS**), de Saint-Maximin (**BPE Lecieux**) et de Vierzy (**carrière Génard**), qui nous ont permis d'accéder aux affleurements, ainsi qu'à Justine Briais et Olivier Serrano (**BRGM**) et au **SIARCE** pour l'accès aux carottes. Également un immense merci à **l'AESSFG** et à ses bénévoles passionnés (tout particulièrement **Arnaud, Fabrice, Xavier** et **Olivier**) pour nous avoir guidé et montré certains sites, ainsi que pour nos riches discussions.

Une fois l'échantillonnage fait sur le terrain, il est temps de partir au labo ! Ceux qui n'ont jamais travaillé avec Pierre ne peuvent pas imaginer ce qu'il veut dire lorsqu'il parle de « beaucoup de labo » …. Et même si j'adore ça, je n'aurais jamais pu traiter seul tous les échantillons qui ont été analysés dans le cadre de ce travail. Un immense merci à toutes celles et ceux qui m'ont aidé, à un moment ou un autre, dans le cadre d'un stage ou d'un autre type de contrat, pour la DRX, les analyses isotopiques ou les préparations LIBS : **Clara, Justine, Léo, Elyes, Coralie, Léa, Mélina, Victor, Théo, Séverine**… et j'espère n'avoir oublié personne. Ces analyses je les ai principalement réalisées sur 3 plateformes analytiques que je tiens à remercier : **ARCEN**, **DImaCell** et surtout **GISMO**. Un grand merci à l'ensemble du personnel de ces plateformes et en

particulier à **Rémi** et **Régis** pour ces journées au MET et au MEB, à **Anne-Lise** aux manettes du spectro pour le $\delta^{13}C$, à **Lucie** au litholamellage (qui a fait un travail remarquable avec des échantillons souvent récalcitrants) et surtout à **Ludo**, qui fait tourner la DRX et la XRF, qui m'a bien aidé dans les préparations et que j'ai probablement le plus enquiquiné avec un don pour arriver avec une question pile au moment de la pause-café.

L'une des difficultés à travailler dans les environnements peu profonds c'est d'obtenir des âges. Un grand merci aux biostratigraphes qui ont tenté d'obtenir ces calages si précieux : **C. Bourdillon, M.-P. Aubry E. Shcherbinina**, et **Florence** bien sûr. Merci tout particulièrement à **Alina** pour les déterminations des dinokystes, pour nos longs et nombreux échanges sur tel ou tel aspect des datations et de la stratigraphie, ainsi que pour ton incroyable réactivité.

Un grand merci également **Emmanuelle**, pour ton aide à l'interprétation des lames minces et toutes nos discussions ; à **Carmela**, pour nos longues heures à travailler sur l'anglais du papier et la sémantique ; ainsi qu'à **Johann**, **Sylvain** et **François** pour leur aide sur l'étude de la MO, que ce soit en palynofaciès ou en Rock-Eval et pour nos discussions sur les interprétations.

Au cours d'une thèse on a quand même pas mal d'administratif, surtout quand on a la bougeotte… et entre les terrains, les congrès, la cotutelle et les formations, j'ai pas mal bougé. En grand merci à toute l'équipe gestion pour son aide, et tout particulièrement à **Isabelle** pour ces innombrables ordres missions, et ton aide pour naviguer dans les méandres de Notilus. Un grand merci également à **Christelle** et **Christelle**, au secrétariat de l'ED qui m'ont vu débarquer bien trop souvent pour des questions de bourses ED, en lien avec ADUM ou avec l'organisation du FJC, et qui m'ont malgré tout toujours accueilli avec le sourire.

Être rattaché à deux labos, ça fait rencontrer beaucoup de monde ! Un immense merci à tous les copains de Dijon, les soutiens au quotidien : **Pierre, Camille, Clément, Julie, Thomas, Margot, Sarah, Mélissa, Nathan, Quentin, Tristan, Estéban, Marlisa, Aline, Pauline et Nicolas, Alice, Agathe, Alexandrine Justine, Chris, Louis, Ophélie, Robin**, … Également un très grand merci à tous les copains de Mons : **Séverine**, **Joris**, **Louis** (merci pour l'aide sur Python !), **Nicolas**, **Guillaume**, et tous les autres, merci pour votre accueil et les parties endiablées de rikiki !

Ça peut être stressant une thèse, et de temps en temps il faut se défouler ! Un immense merci à **Sandrine** (je crois qu'on peut dire qu'on s'est bien trouvé ^^) et à tous les copains du Bad au SUAPS, au club de Badminton de Saint-Ghislain, et bien sûr au **Talant Sport Orientation**, merci pour votre accueil !

Il y a les copains qu'on se fait en route et ceux qui étaient déjà là et continuent d'apporter leur soutien même à distance, merci aux copains d'école d'ingé : **Adri, Elo, Marine, Benjam, Thibaud**, … ; à ceux de Prépa : **Hugo, Alix, Aymeric, Cecilia et Tintin, Carmen, Adrien, Bixente,** et **Alice** ; et ceux qui étaient déjà là avant et qui le sont toujours : **Clément** et **Geoffrey**.

Enfin, un IMMENSE merci à mes **parents**, à **Baptiste**, **Hélène et Gilles, et Mamie** qui m'ont toujours soutenu, depuis le début.

Merci à toutes et tous.

Table des matières

Introduction *1*

CHAPITRE I : Contexte géologique et climatique *9*

I. Contexte géodynamique **10**

II. Contexte climatique **15**

A. Le *Paleocene-Eocene Thermal Maximum* (PETM) 19
B. Les évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur (ETM2-3, EECO) 21
C. Les évènements chauds de l'Eocène moyen (LLTM et MECO) 24
D. Processus à l'origine des évènements hyperthermiques 25

III. Contexte stratigraphique du Bassin parisien **26**

A. Le Thanétien du Bassin parisien 30
B. L'Yprésien du Bassin parisien 32
C. Le Lutétien et Bartonien inférieur du Bassin parisien 41
D. Identification des évènements hyperthermiques de l'Eocène dans le Bassin parisien 48

IV. Contexte géologique du Bassin de Mons **49**

CHAPITRE II : Matériel et méthodes *55*

I. Matériel étudié **56**

A. Sites étudiés dans le Bassin parisien 59
B. Sites étudiés dans le Bassin de Mons 77

II. Les traceurs paléoenvironnementaux **82**

A. Les minéraux argileux, traceurs des conditions d'altération 82
B. Etude des perturbations du cycle du carbone et identification d'évènements climatiques à l'aide de l'isotopie du carbone de la matière organique des sédiments ($\delta^{13}C_{org}$) 91
C. Palynologie 94

III. Techniques analytiques **96**

A. Analyses pétrographiques 96
B. Analyses minéralogiques 97
C. Analyses isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) 101
D. Palynofaciès et Rock-Eval 102

CHAPITRE III : Les évènements hyperthermiques de l'Yprésien dans le Bassin parisien 103

I. Le *Paleocene–Eocene Thermal Maximum* (PETM) dans le Bassin parisien **107**

A. Présentation des résultats obtenus 107
B. Enregistrement du PETM au sud et centre du Bassin parisien – Comparaison avec le Bassin belge ... 119
C. Impact du PETM sur les conditions d'altération dans le Bassin parisien 125

II. Enregistrement de l'EECO dans le Bassin parisien **134**

A. Présentations des résultats obtenus 135
B. Environnements de dépôts associés aux sables de l'Yprésien inférieur 154
C. Quel enregistrement climatique au sein des sables de l'Yprésien du Bassin parisien ? 156

CHAPITRE IV : Les évènements hyperthermiques de l'Yprésien dans le Bassin de Mons ... 165

I. Présentations des résultats obtenus et environnements de dépôt ... 169

A. Havré ... 169
B. Mont-Panisel ... 180
C. Environnements de dépôts de l'Yprésien du Bassin de Mons ... 183

II. Enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Yprésien dans le Bassin de Mons ..185

A. Enregistrement du PETM dans le Bassin de Mons ... 185
B. Enregistrement de l'ETM2 dans le Bassin de Mons ... 192
C. Enregistrement des évènements hyperthermiques postérieurs à l'ETM2 dans le Bassin de Mons…196

CHAPITRE V : Enregistrement climatique de la fin du Lutétien et début du Bartonien dans le Bassin parisien ... 203

I. Un modèle combinant la formation précoce d'argiles fibreuses et de dolomite en milieu marin côtier ... 205

A. Introduction ... 205
B. Article accepté par *Sedimentology* ... 206
C. Synthèse ... 247

II. Comparaison entre le centre du bassin et sa bordure sud ... 249

A. Résultats obtenus pour le forage de Maisse ... 249
B. Processus de formation de dolomite et d'argiles fibreuses sur les bordures du bassin ... 255
C. Continuité de l'enregistrement minéralogique et géochimique entre le centre du Bassin parisien et sa bordure sud ... 260

CHAPITRE VI : Enregistrement et impact du MECO dans le Bassin parisien ... 267

I. Présentation des coupes et résultats obtenus ... 271

A. Le Tillet ... 271
B. Trocy-en-Multien ... 273

II. Enregistrement du MECO dans les sables bartoniens du Bassin parisien ... 280

A. Environnements de dépôts associés aux sables bartoniens ... 280
B. Corrélation des sites étudiés ... 280
C. Enregistrement du MECO et influence sur la dynamique sédimentaire dans le Bassin parisien ... 287

CHAPITRE VII : Utilisation de la LIBS pour des études paléoenvironnementales et paléoclimatiques – exemple de l'Eocène du Bassin parisien ... 293

I. Méthodologie mise en œuvre ... 295

A. Principe de la LIBS ... 295
B. Dispositif expérimental utilisé ... 297
C. Montage des échantillons et acquisition des données ... 297
D. Minimisation des projections ... 298
E. Traitement des données ... 299

II. Résultats ... 300

A. Profils LIBS élémentaires du forage du Tillet ... 301
B. Profils de rapports LIBS dans les forages du Tillet et d'Ussy-sur-Marne ... 303

CHAPITRE VIII : Synthèse - Enregistrement d'évènements hyperthermiques en milieu littoral à continental dans les facies yprésiens à bartoniens du Bassin parisien et du Bassin de Mons et leurs conséquences sur la dynamique sédimentaire 311

I. Synthèse des données minéralogiques et isotopiques pour l'Eocène du Bassin parisien pour les reconstitutions climatiques 312

A. Synthèse des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) 312
B. Synthèse des données minéralogiques 313
C. Un nouveau proxy des conditions d'hydrolyse : le *Clay Mineral Hygrometry Index* (CMHI) 314

II. Enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène dans le Bassin parisien et le Bassin de Mons 318

A. Représentativité du signal isotopique 318
B. Enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène dans le Bassin parisien et le Bassin de Mons 321

III. Evolution des conditions d'hydrolyse à l'Eocène : conséquences sur la dynamique sédimentaire dans les environnements littoraux à continentaux du Bassin parisien et du Bassin de Mons 326

A. Facteurs de contrôle des conditions d'hydrolyse dans les milieux littoraux à continentaux 327
B. Conditions d'hydrolyse et conséquences sur la dynamique sédimentaire 330

Conclusions et perspectives 335

I. Conclusions générales 336

II. Perspectives 340

Références 343

Annexes 377

Liste des figures

Introduction

Figure 1 : Evolution des températures de surface globales et de la pCO_2 au cours des 66 derniers millions d'années, et estimations futures à l'horizon 2300……**3**

Figure 2 : Boucle de rétrocontrôle négatif de l'altération des silicates sur la concentration atmosphérique en CO_2 et la température. ……..…**5**

Figure 3 : Utilisation des argiles détritiques comme indices des conditions climatiques passées. …..……**6**

Chapitre I :

Figure I.1 : Organisation géodynamique du NE de l'Europe au Paléocène. ……..……**11**

Figure I-2 : Localisation du Bassin parisien et des massifs environnants et situation paléogéographique du Bassin parisien à la fin du Lutétien-début du Bartonien. ……..……**12**

Figure I-3 : Principaux cycles sédimentaires et évènements géodynamiques de l'Eocène du Bassin parisien.**14**

Figure I-4 : Principaux paramètres orbitaux (forçages astronomiques). …..……..……**16**

Figure I-5 : Evolution de la température, du $\delta^{18}O_{benthic}$, du $\delta^{13}C_{benthic}$ et de la pCO_2 lors des 66 derniers millions d'années. ……...…**18**

Figure I-6 : Caractéristiques de la CIE du PETM. ……..……..…….……**20**

Figure I-7 : Carte non-exhaustive des sites où la CIE associée au PETM a été identifiée. …..……...……**21**

Figure I-8 : Enregistrement des isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans l'Atlantique et dans le Pacifique, et définition de la durée de l'EECO et de la position des évènements hyperthermiques.…..……**23**

Figure I-9 : Synthèse des unités lithostratigraphiques cénozoïques du Bassin parisien d'après Gély (2016)….**27**

Figure I-10 : Cadre litho-biostratigraphique du Thanétien au Bartonien inférieur du Bassin parisien, construit et utilisé dans le cadre de ce travail. ……..……**29**

Figure I-11 : Reconstitutions paléogéographiques du Bassin parisien à l'Yprésien inférieur (Mt Bernon Gr.)..**36**

Figure I-12 : Reconstitutions paléogéographiques du Bassin parisien à l'Yprésien supérieur (Montagne de Laon Gr.)……...**40**

Figure I-13 : Cartes des *onlaps* du Lutétien-Bartonien inférieur dans le Bassin parisien. …..……....**41**

Figure I-14 : Reconstitutions paléogéographiques du Bassin parisien au Lutétien et au Bartonien inférieur….**45**

Figure I-15 : Reconstitutions paléogéographiques du Bassin parisien au Bartonien inférieur (Unité des Sables d'Auvers et de Beauchamp). ……..……..…..……**47**

Figure I-16 : Carte géologique simplifiée du Bassin de Mons. …..……....**49**

Figure I-17 : Cadre litho-biostratigraphique de l'Yprésien du Bassin de Mons et du Bassin belge, comparaison avec la synthèse litho-biostratigraphique du Bassin parisien et corrélation avec le cadre chronostratigraphique global…….. …..……....**51**

Figure I-18 : Cartes paléogéographiques du sud de la Mer du Nord à l'Yprésien. …..……...**54**

Chapitre II :

Figure II-1 : Récapitulatif des sites étudiés et de leur emprise stratigraphique. …..……...**57**

Figure II-2 : Localisation des sites étudiés. …..……..……...**58**

Figure II-3 : Position des sites étudiés dans le cadre litho-biostratigraphique du Bassin parisien. ……...**59**

Figure II-4 : Cadre lithostratigraphique et récapitulatif des analyses réalisées sur le site de Cuise-la-Motte. Légende des logs. ……..…**61**

Figure II-5 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le site de Vierzy (Carrière Génard). ……....**62**

Figure II-6 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le site de Septmonts (Lieu-dit « le Pavillon »). ……...….**63**

Figure II-7 : Cadre litho-biostratigraphique et récapitulatif des analyses réalisées sur le forage du Tillet. ……**66**

Figure II-8 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le site de Saint-Maximin (Carrière « Les Longères des Haies », BPE Lecieux). ……...……..…**67**

Figure II-9 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le site de Trocy-en-Multien (« Sablière de la Marguerite », CLAMENS). ……...……..……**68**

Figure II-10 : Cadre lithostratigraphique et récapitulatif des analyses réalisées sur le site d'Isles-les-Meldeuses (« Sablière Capoulade »). ……...……..……**70**

Figure II-11 : Cadre lithostratigraphique et récapitulatif des analyses réalisées sur le forage d'Ussy-sur-Marne. ……...……**71**

Figure II-12 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le forage de Neuilly-sur-Seine. ……**74**

Figure II-13 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le forage de Cachan. ……**75**

Figure II-14 : Cadre litho-biostratigraphique et récapitulatif des analyses réalisées sur le forage de Maisse…**76**

Figure II-15 : Contexte du forage d'Havré dans l'Yprésien inférieur du Bassin de Mons. ……...…**78**

Figure II-16 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le forage d'Havré. ……...…...…**79**

Figure II-17 : Cadre litho-biostratigraphique et récapitulatif des analyses réalisées sur le forage du Mont-Panisel..……...……..……**81**

Figure II-18 : Structures cristallines des principaux groupes de minéraux argileux. ……....…**85**

Figure II-19 : Concepts d'argiles authigènes et détritiques. ……..……..……...…**86**

Figure II-20 : Processus de formation, transport et transformation des minéraux argileux dans les environnements continentaux et marins. ……..……..……...…...…**90**

Figure II-21 : Cycle du carbone simplifié. ……..……..……...…...…...…**92**

Figure II-22 : Exemple de la variabilité des valeurs du $\delta^{13}C$ de la matière organique et des processus pouvant affecter le $\delta^{13}C_{org}$ des végétaux supérieurs. ……..……..……...…...…**94**

Figure II-23 : Illustration du principe de diffraction et des paramètres de la loi de Bragg. ……...…**98**

Figure II-24 : Pics de diffraction et coefficients correcteurs utilisés pour les semi-quantifications des poudres (roche totale). ……...……...……..……**99**

Figure II-25 : Pics de diffraction et coefficients correcteurs utilisés pour les semi-quantifications des argiles……..**100**

Chapitre III :

Figure III-1 : Evolution paléoclimatique de l'Eocène et intervalle étudié dans le Chapitre III. ……..…**105**

Figure III-2 : Localisation des sites étudiés dans le Chapitre III. ……..……...…**106**

Figure III-3 : Résultats obtenus sur la partie yprésienne du forage de Maisse. ……..……...…**111**

Figure III-4 : Faciès du forage de Cachan. ……..…..……...…**113**

Figure III-5 : Identification des KS dans le forage de Cachan……..……...…**116**

Figure III-6 : Position (°2θ CuKα) de la réflexion (002) d'un interstratifié kaolinite-smectite après saturation à l'éthylène-glycol en fonction des proportions estimées des feuillets de kaolinite et de smectite. ……**117**

Figure III-7 : Résultats obtenus sur le forage de Cachan. ……..……..……...…**118**

Figure III-8 : Corrélations isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) dans le Vexin, partie occidentale du Bassin parisien. …...…**121**

Figure III-9 : Comparaison et tentative de corrélation du signal isotopique ($\delta^{13}C_{org}$) des forages de Maisse et Cachan avec la coupe de Therdonne et avec les forages de Doel et Kallo (Nord de la Belgique). ……...…**123**

Figure III-10 : Figure III-10 : Changements des conditions hydrologiques lors du PETM à l'échelle globale.**126**

Figure III-11 : Comparaison des données géochimiques ($\delta^{13}C_{org}$) et minéralogiques des forages de Maisse et de Cachan (ce travail) avec la coupe de Therdonne. ……..……..……...…**129**

Figure III-12 : Observations en microscopie électronique à balayage d'un niveau argileux dans l'Yprésien du forage de Maisse. ……..……..……...…**132**

Figure III-13 : Observation MET des argiles yprésiennes du forage de Maisse. ……..…...…**133**

Figure III-14 : Comparaison de la proportion de kaolinite et de la teneur en carbone organique dans l'Yprésien du forage de Maisse. ……..……..……...…**133**

Figure III-15 : Résultats obtenus sur la partie yprésienne du forage du Tillet. ……..…...…**136**

Figure III-16 : Coatings argileux autour des grains détritiques dans les sables yprésiens du forage du Tillet...**138**

Figure III-17 : Résultats obtenus sur la partie yprésienne du forage de Neuilly-sur-Seine. ……...…**142**

Figure III-18 : Faciès et structures sédimentaires de l'affleurement de Vierzy. ……..……...…**144**

Figure III-19 : Résultats des analyses réalisées sur l'affleurement de Vierzy. ……....……...…**146**

Figure III-20 : Glauconie des sables yprésiens du Bassin parisien (Vierzy). ……....……...…**147**

Figure III-21 : Affleurement de Septmonts. ……....……...…**149**

Figure III-22 : Résultats des analyses réalisées sur l'affleurement de Septmonts. ……....…...…**150**

Figure III-23 : Affleurement de Cuise-la-Motte (Géosite du Cuisien) – Faciès et structures sédimentaires. ...**152**

Figure III-24 : Résultats des analyses réalisées sur l'affleurement de Cuise-la-Motte. ……..…...…**153**

Figure III-25 : Reconstitution paléogéographique du Bassin parisien à l'Yprésien et emplacement des sites étudiés. ……..……..……...…**155**

Figure III-26 : Comparaison des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) et minéralogiques obtenues dans l'Yprésien (faciès cuisien) du Bassin parisien. ……....……...…**159**

Figure III-27 : Sédimentation différentielle des argiles en contexte estuarien……..……...…..…**162**

Chapitre IV :

Figure IV-1 : Evolution paléoclimatique de l'Eocène et intervalle étudié dans le Chapitre IV. ……..…...…**167**

Figure IV-2 : Localisation des sites étudiés dans le Chapitre IV. ……..……...…...…...…**168**

Figure IV-3 : Faciès du forage d'Havré. ……..…..……...…...…...…**170**

Figure IV-4 : Etude minéralogique du forage d'Havré. ……..……...……...…...…...…**171**

Figure IV-5 : Emprise des forages d'Havré et du Mont-Panisel dans le cadre lithostratigraphique du Bassin belge. ……..……...……...…...…...…**173**

Figure IV-6 : Etude de la matière organique du forage d'Havré. ……..……...……...…**175**

Figure IV-7 : Palynofaciès du forage d'Havré. ……...……...……...…**176**

Figure IV-8 : Pseudo-diagramme de Van Krevelen représentant les types de matière organique identifiés dans le forage d'Havré. ……...……...……...…...…...…**177**

Figure IV-9 : Résultats obtenus sur le forage du Mont-Panisel. ……..……...……...…**182**

Figure IV-10 : Proposition de modèle de dépôt pour la bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord (Bassin belge et Bassin de Mons) à l'Yprésien. ……..……..……...……...…**183**

Figure IV-11 : Comparaison de l'enregistrement isotopique ($\delta^{13}C_{org}$) du PETM dans les dépôts côtiers de la bordure sud du Bassin de la Mer du Nord avec l'enregistrement continental fluviatile de Claret. ……..…...…**186**

Figure IV-12 : Comparaison de l'enregistrement isotopique ($\delta^{13}C_{org}$) des dépôts continentaux et ligniteux de la Formation de Leval dans le forage d'Havré avec différents enregistrements du PETM en environnement continental à margino-littoral, parfois marqués par la présence de lignite. ……..…...…**188**

Figure IV-13 : Reconstitution paléogéographique de la bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord à la transition Paléocène-Eocène……**191**

Figure IV-14 : Comparaison de l'enregistrement isotopique ($\delta^{13}C_{org}$), de la minéralogie et du pourcentage de carbonates mesurés dans le forage de Havré avec l'enregistrement isotopique ($\delta^{13}C_{carb}$ (bulk)), le pourcentage de carbonates et la diversité en nannofossiles calcaires mesurés sur la coupe de Terche (NE Italie), où l'ETM2 est enregistré. ……..……...……...…...…...…**194**

Figure IV-15 : Evolution de la cristallinité des smectites dans le forage d'Havré. ……..…...…**195**

Figure IV-16 : Possible enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur dans le Bassin belge. Comparaison entre le Bassin de Mons (ce travail) et le nord de la Belgique (forage de Kallo). ……..…**198**

Figure IV-17 : Evolution paléoclimatique de l'Eocène et intervalle étudié dans les Chapitres V et VI. ...…**202**

Chapitre V :

Figure V-1 : Localisation des sites étudiés dans le Chapitre V. ……..…….…...…**204**

Figure V-2 : Palaeogeographic map of the Paris Basin and surrounding areas and geological map showing the studied sections in the Paris Basin. ……..…….…….....…**209**

Figure V-3: Late Ypresian–early Bartonian lithostratigraphy and chronostratigraphy in the Paris Basin……**211**

Figure V-4: Field-views of the 'Marnes et Caillasses' Formation. ……..…….....…**212**

Figure V-5: Summary of analyses performed in this study. ……...……...……....…**213**

Figure V-6: Microfacies described in Fig. V-8. ……...……..…..……....…**219**

Figure V-7: Pedogenetic and microbial features described in Fig. V-8. ……..……**220**

Figure V-8: Facies associations, facies description and interpretation in terms of sedimentary processes and depositional environments. ……...……...……..…..……....…**221-223**

Figure V-9: Sedimentological log with organic carbon isotopes ($\delta^{13}C_{org}$), bulk and clay mineralogy (XRD) of the cores Le Tillet (A) and Ussy-sur-Marne (B). ……..……...……**225**

Figure V-10: Sedimentological log with organic carbon isotopes ($\delta^{13}C_{org}$), bulk and clay mineralogy (XRD) of the outcrops Isles-les-Meldeuses (A) and Saint-Maximin (B). ……..……..……**226**

Figure V-11: NW-SE correlation transect of the four studied sections. ……..……..……**227**

Figure V-12: Dolomite from the coastal bay (FA3) and restricted coastal bay (FA4) environments. ……...…**229**

Figure V-13: X-ray diffraction patterns (A) and TEM images (B to D) of selected clay samples. ….……...…**231**

Figure V-14: SEM images of selected clay samples. ……..……..……**232**

Figure V-15: Depositional model proposed for the Paris Basin during the late Lutetian–early Bartonian, with average bulk and clay mineralogies, representative of the marine-influenced bay and the coastal bay. …...…**235**

Figure V-16: A comprehensive model for the concomitant early formation of palygorskite and dolomite in coastal marine environments: mechanisms and favourable conditions. ……..……..……**237**

Figure V-17: SEM data illustrating the mechanisms described in Fig. V-16. ….……...…..…**239**

Figure V-18: Clay mineralogy and carbon isotope ($\delta^{13}C_{org}$) correlation between the studied sections, and proposed correlation with global-scale data. ….……...…..…**244**

Figure V-19 : Comparaison de la proportion d'argiles fibreuses dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm dans la Formation des Marnes et Caillasses et dans l'intervalle attribué au LLTM. ….……...…**248**

Figure V-20 : Résultats obtenus sur la partie lutétienne et bartonienne du forage de Maisse. ….……...…**253**

Figure V-21 : Observations MEB des relations entre dolomite et argiles fibreuses dans le forage de Maisse..**254**

Figure V-22 : Observations en microscopie électronique des niveaux argileux du Lutétien-Bartonien du forage de Maisse. ….……...…..…**256**

Figure V-23: Enregistrement du LLTM dans le forage de Maisse. Deux hypothèses sont étudiées. ……..…**259**

Figure V-24 : Relations entre le centre et la bordure sud du Bassin parisien à la fin du Lutétien – début du Bartonien. ….……...…..…**262**

Figure V-25 : Transect de corrélation permettant la comparaison des enregistrement isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) et minéralogiques entre le centre et la bordure sud du Bassin parisien. ……..……...……..…**263**

Chapitre VI :

Figure VI-1 : Evolution paléoclimatique de l'Eocène et intervalle étudié dans le Chapitre VI. **269**

Figure VI-2 : Localisation des sites étudiés dans le Chapitre VI. **270**

Figure VI-3 : Résultats obtenus dans les sables bartoniens du forage du Tillet. **272**

Figure VI-4 : Bioturbations et bioclastes de la carrière de Trocy-en-Multien. **274**

Figure VI-5 : Structures sédimentaires observées dans la carrière de Trocy-en-Multien. **275**

Figure VI-6 : Sommet de la carrière de Trocy-en-Multien. **276**

Figure VI-7 : Résultats obtenus dans la carrière de Trocy-en-Multien. **278**

Figure VI-8 : Glauconie des sables bartoniens du Bassin parisien (Trocy-en-Multien). **279**

Figure VI-9 : Transect de corrélation permettant la comparaison des enregistrements isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) et minéralogiques entre les coupes du Tillet, Trocy-en-Multien et Maisse. **282**

Figure VI-10 : Remplissage de l'érosion du toit de la Formation des Marnes et Caillasses par les sables bartoniens **285**

Figure VI-11 : Observations MET des palygorskites et illites du niveau surmontant le toit de la Formation des Marnes et Caillasses dans le forage de Maisse. **286**

Figure VI-12 : Tentative de corrélation entre l'enregistrement isotopique ($\delta^{13}C_{org}$) dans le Bassin parisien et l'enregistrement du MECO dans l'Atlantique sud. **288**

Figure VI-13 : Observations MEB et MET des sables bartoniens du forage du Tillet. **290**

Chapitre VII :

Figure VII-1 : Séquence des processus opérant lors de l'interaction d'une impulsion laser focalisée avec une surface solide. **296**

Figure VII-2 : Plaque métallique ajourée utilisée pour placer les échantillons du forage du Tillet afin de les analyser automatiquement par LIBS. **298**

Figure VII-3 : Comparaison des résultats LIBS et XRF obtenus pour le calcium et le silicium **300**

Figure VII-4 : Profils LIBS de Si, Al, Mg et Ca normalisés par rapport à l'argon obtenus sur le forage du Tillet **302**

Figure VII-5 : Comparaison et corrélation des profils LIBS Al/Si des forages du Tillet et d'Ussy-sur-Marne **304**

Figure VII-6 : Comparaison et corrélation des profils LIBS Mn/Fe des forages du Tillet et d'Ussy-sur-Marne **307**

Figure VII-7 : Comparaison et corrélation des profils LIBS Li/K des forages du Tillet et d'Ussy-sur-Marne **308**

Chapitre VIII :

Figure VIII-1 : Nombre d'échantillons et sites utilisés dans la synthèse des données isotopiques. ….....…**313**

Figure VIII-2 : Nombre d'échantillons et sites utilisés dans la synthèse des données minéralogiques…....…**314**

Figure VIII-3 : Nombres d'échantillons et sites utilisés pour l'application du CMHI. …….…....…**316**

Figure VIII-4 : Synthèse des données isotopiques et minéralogiques (minéralogie des argiles) obtenues dans l'Eocène du Bassin parisien, et interprétations en termes d'enregistrement des évènements hyperthermiques et de l'évolution des conditions d'altération…...……..……..……...……..…**317**

Figure VIII-5 : Enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène dans le Bassin parisien.....…**325**

Figure VIII-6 : Facteurs de contrôle et processus gouvernant la formation et la répartition des minéraux argileux dans les milieux continentaux à littoraux. ….……..……..……...……..…**329**

Conclusion et perspectives :

Figure 1 : Synthèse des principaux évènements hyperthermiques de l'Eocène, de leur enregistrement et de leur impact sur les conditions d'altération dans le Bassin parisien et le Bassin de Mons……..…….....…**339**

Introduction

INTRODUCTION

Le Bassin parisien est l'une des premières régions économiques d'Europe. Dans ce bassin intensément urbanisé, de nombreux enjeux socio-économiques dépendent du sous-sol et notamment de la zone critique du proche sous-sol, majoritairement constituée de dépôts sédimentaires cénozoïques : réservoirs aquifères d'importance nationale, ressources minérales (pierre de construction, calcaires, sables, gypse, argiles, etc.), aléas et risques géotechniques (retrait-gonflement des argiles, karstification liée à la dissolution d'évaporites, etc.), … Répondre à ces problématiques nécessite une compréhension fine du système géologique, passant par la réalisation de cartes et modèles 3D-multi-échelle comportant des informations sur la nature, l'extension et les propriétés physico-chimiques des roches. La création d'un tel modèle est portée par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) dans le cadre du projet « Référentiel Géologique de la France – Bassin parisien » (RGF BP), dans la lignée des projets RGF – Vosges-Fossé Rhénan et Pyrénées (https://rgf.brgm.fr/page/bassin-parisien).

Dans les bassins sédimentaires tel le Bassin parisien, la compréhension fine des géométries des corps sédimentaires et de leurs propriétés physico-chimiques, pétrologiques et pétrophysiques passe dorénavant par une lecture fine du registre sédimentaire, impliquant une approche à haute résolution et un cadre stratigraphique le mieux contraint possible. Cette approche « *Source-to-sink* » (Sømme et al., 2009 ; Romans et al., 2016) nécessite la compréhension de l'ensemble des processus, notamment tectoniques et climatiques, gouvernant la formation, le transport et le dépôt des sédiments, depuis les bassins versants (« *source* ») jusqu'aux bassins sédimentaires (« *sink* »). La lecture des climats passés est de première importance pour comprendre la dynamique et le remplissage de ces bassins sédimentaires. En effet, les processus climatiques actionnent notamment les mécanismes d'altération chimique et les dynamiques d'érosion mécanique des surfaces continentales émergées, conduisant à la production et au transport des sédiments.

L'évolution climatique du Paléogène (66 à 23,03 Ma) se marque par une diminution progressive des températures à l'échelle de la dizaine de millions d'années. Toutefois, elle est ponctuée par de brefs évènements climatiques chauds et extrêmes (dits évènements hyperthermiques), qui sont liés à l'émission massive de gaz à effet de serre dans l'atmosphère (Fig. 1). Ces évènements hyperthermiques, initialement identifiés en milieu marin profond, sont de durée et amplitude variables. Ils comprennent le *Paleocene-Eocene Thermal Maximum* (PETM), d'une durée estimée inférieure à 200 000 ans, suivi des *Eocene Thermal Maximum* 2 et 3 (ETM2 et 3), deux évènements encore plus brefs et de durée individuelle estimée à moins de 100 000 ans, l'*Early Eocene Climatic Optimum* (EECO) d'une durée estimée à environ 4 millions d'années, le *Late Lutetian Thermal Maximum* (LLTM) d'une durée estimée à environ 30 000 ans, ainsi que le *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO) dont la durée est estimée à plus de 400 000 ans (Zachos et al., 2001 ; Stap et al., 2010 ; Abels et al., 2012 ; Sluijs et al., 2013 ; Westerhold et al., 2018a,b ; Henehan et al., 2020 ; Westerhold et al., 2020). Ces perturbations climatiques ont un fort impact sur le cycle hydrologique global, impact parfois hétérogène à une échelle régionale, et qui entraîne des variations importantes des conditions d'hydrolyse et de ruissellement

(Carmichael et al., 2017 ; Tierney et al., 2022 ; Ma et al., 2024). Ces évènements hyperthermiques affectent ainsi fortement les conditions de formation, de transport et de dépôt des sédiments et doivent impérativement être pris en compte dans les modèles géologiques 3D et les modèles *source-to-sink*.

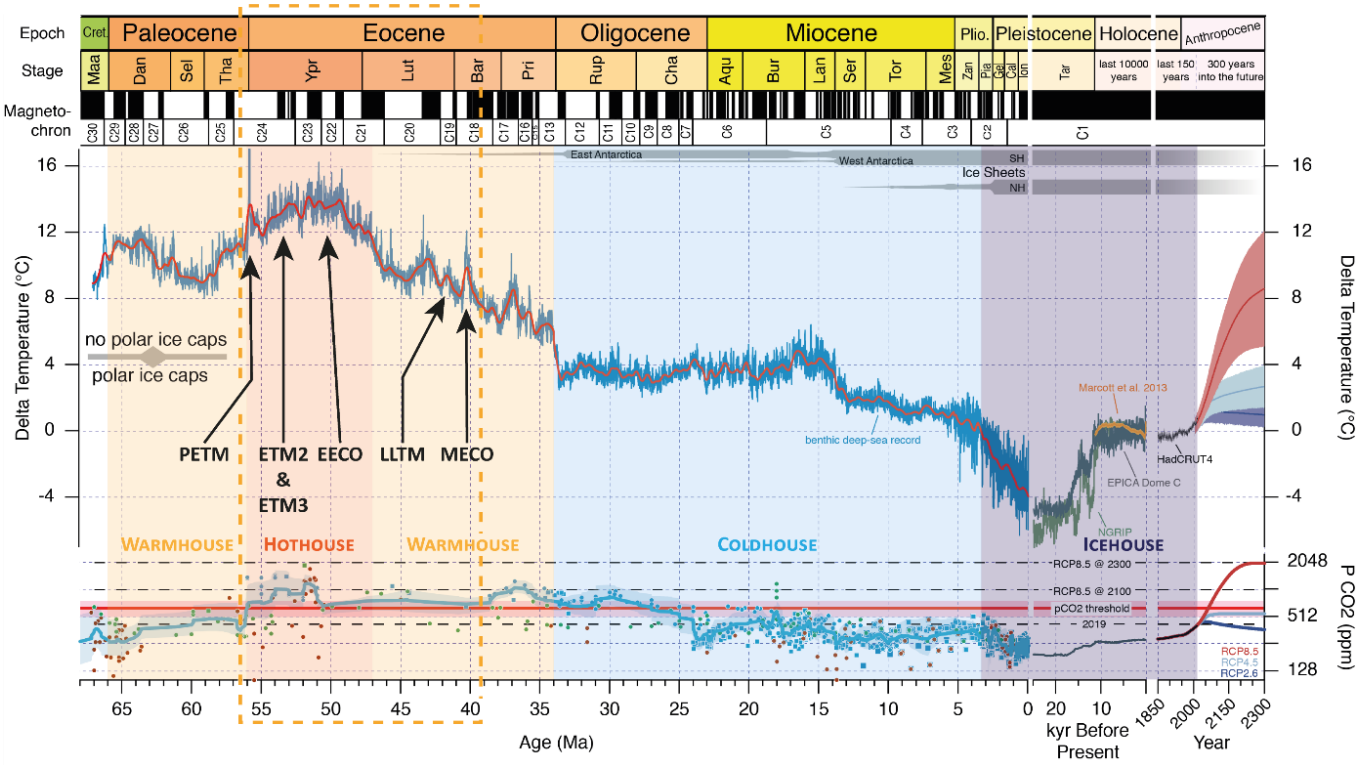


*Figure 1 : Evolution des températures de surface globales et de la pCO_2 au cours des 66 derniers millions d'années, et estimations futures à l'horizon 2300 (modifié d'*après Westerhold et al., 2020 (*supplementary material*, fig. S34)*). L'intervalle étudié dans le cadre de ce travail est encadré en pointillés. PETM : Paleocene-Eocene Thermal Maximum ; ETM2 & 3 : Eocene Thermal Maximum 2 & 3 ; EECO : Early Eocene Climatic Optimum ; LLTM : Late Lutetian Thermal Maximum ; MECO : Middle Eocene Climatic Optimum.*

L'Eocène (56 à 34 Ma) représente une période particulière de l'histoire de la Terre, la plus chaude des derniers 66 millions d'années et lors de laquelle la concentration atmosphérique en CO_2 (pCO_2) a été la plus élevée (Fig. 1 ; Westerhold et al., 2020 ; CenCO_2PIP consortium, 2023). Les sédiments déposés au cours de l'Eocène représentent ainsi l'opportunité d'étudier la réponse environnementale et climatique à l'élévation de la pCO_2 et des températures, et sont utilisés comme analogues au réchauffement climatique actuel d'origine anthropique (Pancost, 2017 ; Tierney et al., 2020 ; Gulev et al., in IPCC AR6, 2021). Ces évènements, relativement bien caractérisés en domaine océanique, le sont beaucoup moins en domaine littoral à continental. Les environnements peu profonds sont marqués par un enregistrement plus lacunaire et par une grande diversité des milieux de dépôts, rendant leur étude plus complexe. Ces environnements peu profonds sont cependant particulièrement sensibles aux fluctuations climatiques auxquelles ils sont soumis, présentant une forte biodiversité et étant le lieu privilégié de la formation et du transit des sédiments. Une meilleure compréhension de l'impact des perturbations climatiques sur ces environnements peu profonds est donc essentielle, comme le montre

la fragilité de tels systèmes face au changement global moderne, tant sur le plan écologique et sédimentaire que physico-chimique (Harley et al., 2006 ; Day et al., 2008 ; Ranasinghe, 2016).

Les évènements, hyperthermiques de l'Eocène sont le résultat de la libération abrupte (quelques milliers à quelques dizaines de milliers d'années) de grandes quantités de carbone dans l'atmosphère, liée à une intense activité volcanique et/ou à la déstabilisation périodique de réservoirs géologiques de carbone (hydrates de méthane, matière organique des sols et du permafrost, etc.). Cette dernière résulte de modifications des paramètres orbitaux de la Terre (Dickens et al., 1995 ; Cramer et al., 2003 ; Kurtz et al., 2003 ; Lourens et al., 2005 ; DeConto et al., 2012). Lors de périodes de réchauffement, une boucle de rétrocontrôle négatif impliquant l'altération des silicates se met en place, qui conduit à la formation de minéraux argileux et consomme du CO_2, ensuite piégé lors de la précipitation de carbonates marins ou continentaux (Raymo & Ruddiman, 1992). Lors des périodes de réchauffement, l'augmentation de la pCO_2 et des températures entraîne une accélération du cycle hydrologique, pouvant favoriser l'altération des silicates, qui en retour capture plus de CO_2, réduisant ainsi la concentration de CO_2 atmosphérique et par voie de conséquence la température (Fig. 2 ; Penman et al., 2020). Les minéraux argileux, principalement formés soit sur les continents par altération des silicates, soit dans les bassins sédimentaires par des processus de précipitation directe ou indirecte (sous influence biologique), vont jouer un rôle essentiel sur le cycle du carbone (Fig. 2 ; Warr, 2022). Ils reflètent les conditions climatiques, en particulier les conditions d'humidité/aridité, qui conditionnent leur formation sur les surfaces continentales au cours de la pédogenèse ou lors de leur précipitation dans des milieux à forte concentration ionique (Millot, 1964 ; Chamley, 1989). Suite à leur formation dans les bassins versants, les minéraux argileux sont exportés vers les zones d'accumulation des bassins sédimentaires marins ou lacustres. Dans ces bassins, l'étude de l'évolution des assemblages de minéraux argileux détritiques permet ainsi d'interpréter quelles étaient les conditions d'altération ayant conduit à leur formation sur les continents (Fig. 3 ; Fagel, 2007, 2024).

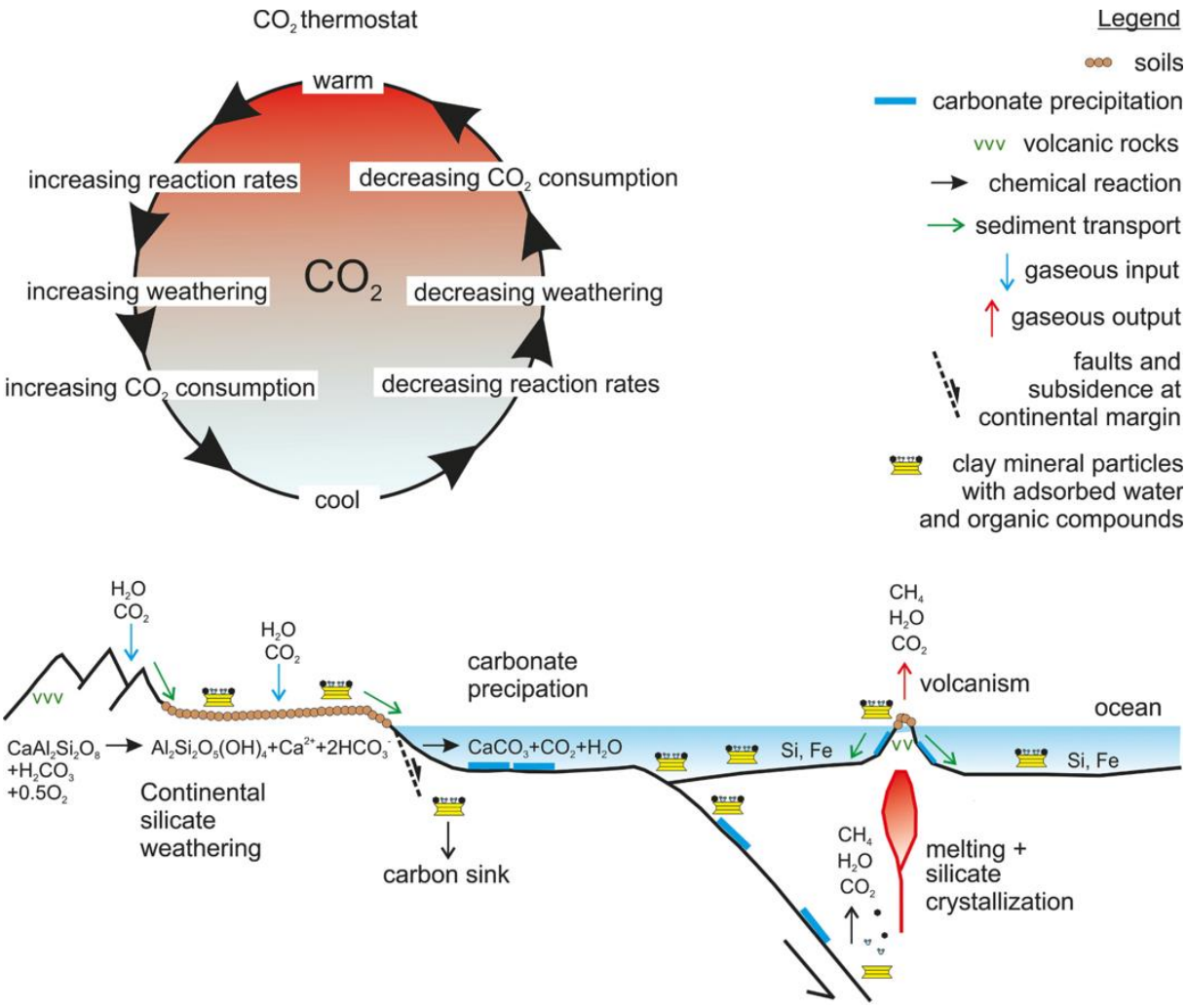


Figure 2 : Boucle de rétrocontrôle négatif de l'altération des silicates sur la concentration atmosphérique en CO_2 et la température (d'après Warr, 2022).

L'évolution des climats de l'Eocène a donné lieu depuis une trentaine d'années à plusieurs synthèses à l'échelle globale (Zachos et al., 2001,2010 ; Cramer et al., 2009 ; Westerhold et al., 2020 ; CenCO$_2$PIP consortium, 2023). Au cours de l'Eocène, le Bassin parisien et le Bassin belge constituaient la bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord. Bien que ces deux bassins sédimentaires aient eu une importance historique pour la définition de certains étages géologiques de l'Eocène (Dollfus, 1880 ; Lapparent, 1883 ; Steurbaut & Nolf, 1986, 2021 ; Aubry et al., 2005 ; Merle, 2008), ils ont paradoxalement été peu étudiés du point de vue des paléoclimats. Ce manque d'études paléoclimatiques peut s'expliquer par un manque d'affleurements en lien avec une forte urbanisation, ainsi que par une stratigraphie complexe, marquée par de nombreux hiatus et variations latérales de faciès, passant des sédiments silicoclastiques aux carbonates et évaporites, en lien avec une sédimentation dans des environnements à l'interface entre les domaines marins et continentaux (Gély & Lorenz, 1991 ; Gély, 2016 ; Steurbaut et al., 2016b). Néanmoins, certains évènements hyperthermiques de l'Eocène pourraient y être préservés. En effet, le PETM a été identifié à l'aide de l'isotopie du carbone des carbonates ($\delta^{13}C_{carb}$) et de la matière organique dispersée dans les sédiments ($\delta^{13}C_{org}$), à la fois dans le

Bassin parisien (Sinha et al.,1996 ; Stott et al., 1996 ; Thiry et al., 2006 ; Quesnel et al., 2016 ; Garel, 2013), dans le Bassin de Dieppe-Hampshire (Magioncalda et al., 2001 ; Storme et al., 2012 ; Garel et al., 2013, 2020) et dans le nord du Bassin belge (Steurbaut et al., 2003). De plus, des analyses isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) ainsi que l'utilisation de *clumped isotopes* (Δ_{47}) sur des fossiles de mollusques, d'algues, voire de coraux, suggèrent l'enregistrement de l'EECO et du MECO dans le Bassin parisien (Huyghe et al., 2015, 2017 ; Brachert et al., 2022 ; Marlot, 2023). De même, des analyses isotopiques du carbone ($\delta^{13}C_{org}$ et $\delta^{13}C_{carb}$) menées dans le nord du Bassin belge suggèrent l'enregistrement de la majorité des évènements hyperthermiques de l'Yprésien (Stassen et al., 2014). Le potentiel enregistrement de ces évènements hyperthermiques est cependant bien moins connu dans le Bassin de Mons, qui représente la partie proximale du Bassin belge.

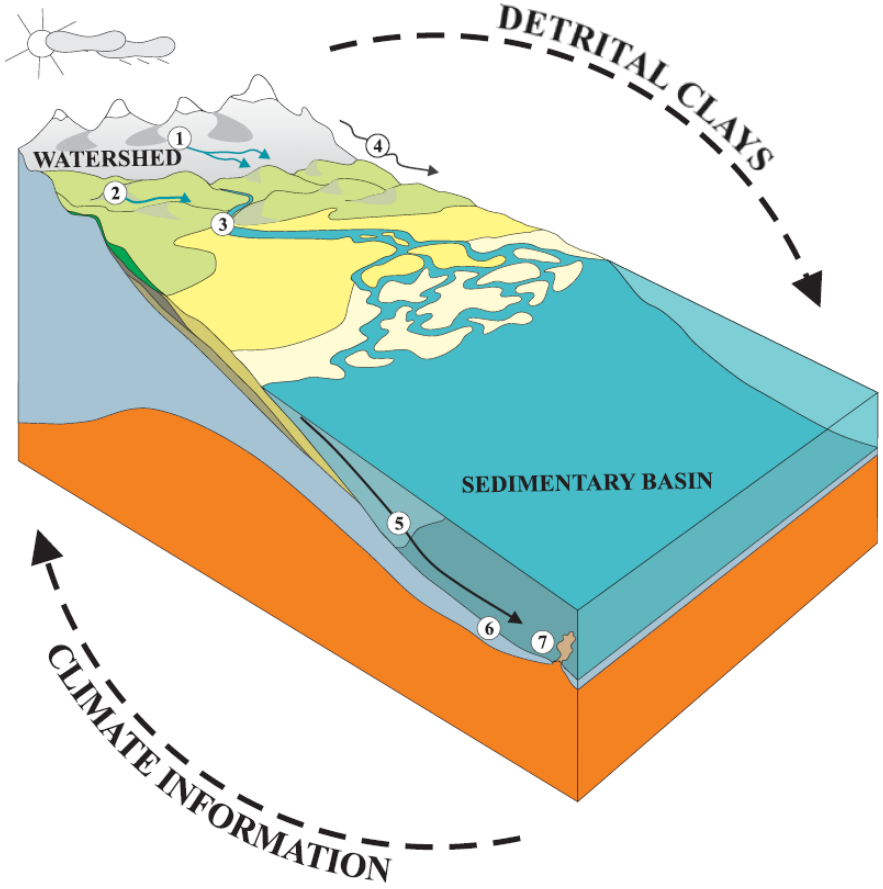


Figure 3 : Utilisation des argiles détritiques comme indices des conditions climatiques passées (Fagel, 2024). Dans les bassins versants, l'érosion et l'altération (1 et 2) forment des minéraux argileux sous différentes conditions climatiques. Ces minéraux argileux sont transportés (3, 4 et 5) jusque dans les bassins sédimentaires adjacents (lacs ou bassins océaniques), où ils se déposent (6). Des minéraux argileux peuvent également se former directement sur les fonds océaniques, du fait de l'activité hydrothermale ou volcanique sous-marine (7).

Finalement, si certains des évènements hyperthermiques de l'Eocène ont été identifiés à partir de données isotopiques et paléontologiques dans le Bassin parisien et le Bassin de Mons, leurs potentiels impacts sur les conditions d'humidité/aridité, c'est-à-dire sur les conditions d'hydrolyse et de

ruissellement, et donc sur la sédimentation, restent mal contraints. La meilleure compréhension de ces potentiels impacts constitue par ailleurs l'un des objectifs du RGF BP. Cette compréhension peut notamment s'acquérir grâce à la lecture des indices minéralogiques et géochimiques en parallèle des données faciologiques et paléoécologiques.

Ce travail de thèse, en cotutelle entre l'Université Bourgogne Europe (UBE) et l'Université de Mons (UMONS), s'inscrit ainsi pleinement dans le cadre du RGF Bassin parisien du BRGM, et plus particulièrement dans le volet consacré à l'étude des forçages sédimentaires en lien avec les évolutions climatiques. Les questions scientifiques posées par ce travail sont les suivantes :

(1) Quels sont les évènements hyperthermiques de l'Eocène enregistrés dans le Bassin parisien et dans le Bassin de Mons et comment en améliorer la connaissance ? Cette question sera traitée à partir de l'étude isotopique de la matière organique des sédiments et d'analyses biostratigraphiques (e.g., palynologie) pour établir de nouvelles contraintes d'âges ;

(2) Quel est l'impact de ces évènements hyperthermiques sur les conditions d'hydrolyse et de ruissellement, ainsi que sur la dynamique sédimentaire, des environnements littoraux à continentaux des bassins de la bordure sud de la Mer du Nord ?

Dans le cadre du chantier « Grand Paris Express » (GPE), plus grand projet urbain en Europe, de nouveaux et nombreux forages permettent d'accéder au sous-sol du Bassin parisien. Il s'agit d'une formidable opportunité d'accéder à la couverture sédimentaire cénozoïque (Paléogène) du bassin qui, à l'heure actuelle, affleure mal en surface, empêchant les corrélations avec les bassins voisins et avec les grandes coupes de références à l'échelle globale. Lors du montage du projet de thèse et du partenariat avec le BRGM dans le cadre du RGF Bassin parisien, il était envisagé de pouvoir travailler sur une sélection de ces forages issus du GPE. Des retards administratifs dans la signature des conventions entre le BRGM et les commanditaires du GPE (RATP et Société du Grand Paris), ont malheureusement empêché l'accès à ces forages pendant la thèse. Finalement, seul un des forages du GPE a pu être échantillonné et analysé très tardivement en juillet 2024 dans le cadre de ce travail. Les zones initialement ciblées ont alors été changées pour des forages historiques et des forages récents en dehors du Grand Paris Express, ainsi que pour des affleurements du Soissonnais et du Multien, à l'emprise stratigraphique le plus souvent limitée, mais permettant de couvrir l'entièreté de la période ciblée (entre environ 56 et 39 Ma). Au total, 5 forages et 6 affleurements du Bassin parisien ont ainsi pu être étudiés. En l'absence d'accès aux forages du GPE, il est apparu intéressant d'élargir le champ d'investigation au Bassin de Mons, à l'interface entre le Bassin parisien et le Bassin belge au cours de l'Eocène, et dans lequel très peu d'études paléoclimatiques ont été menées pour cette période. Dans ce but, un projet de recherche (SRO d'envergure) a été déposé auprès de l'OSU THETA, permettant la réalisation d'un forage carotté de 25 mètres à Havré, dans le Bassin de Mons, en août 2023. L'étude de ce forage a pu

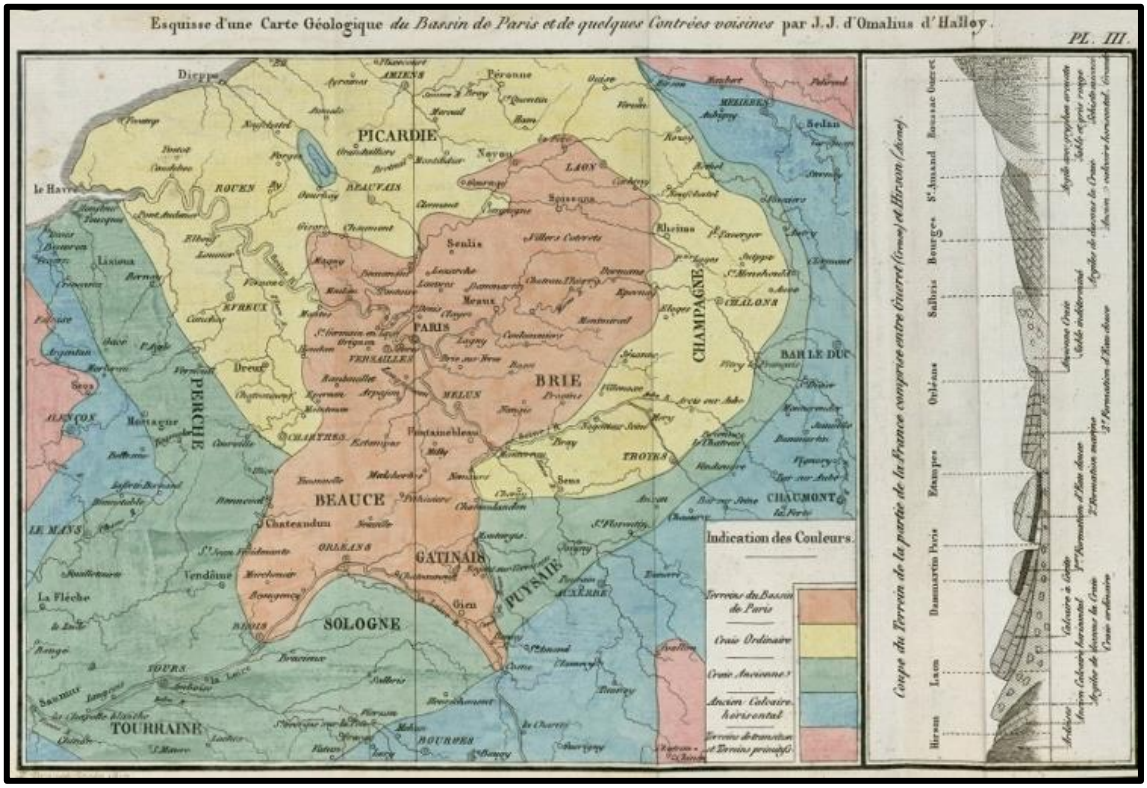
être couplée avec l'analyse d'échantillons provenant du forage historique du Mont-Panisel, disponibles à l'UMONS.

Les méthodes analytiques mises en œuvre pendant ce travail de thèse sont principalement (1) l'isotopie du carbone de la matière organique dispersée dans les sédiments ($\delta^{13}C_{org}$), utilisée pour identifier les évènements hyperthermiques à la fois dans les faciès silicoclastiques et carbonatés ; et (2) la minéralogie, notamment de la fraction argileuse, qui permet de remonter aux conditions d'altération et de lessivage. Ces analyses ont été complétées par des analyses pétrographiques (lames minces, cathodoluminescence, épifluorescence, microscopie électronique à balayage et en transmission) afin de préciser les environnements et processus rencontrés. Des analyses de géochimie élémentaire par spectrométrie plasma induite par laser (LIBS), une méthode innovante permettant l'acquisition rapide de données à haute résolution disponible à l'UMONS, ont également été menées, afin de fournir des proxies géochimiques paléoenvironnementaux. Finalement, afin de préciser le cadre stratigraphique des sites étudiés, des échantillons ont été confiés à des spécialistes pour analyses biostratigraphiques : dinokystes (A. Iakovleva, Russian Academy of Science), pollen et spores (F. Quesnel, BRGM), nannofossiles calcaires (M.-P. Aubry, Rutgers University, USA et E. Shcherbinina, Russian Academy of Science) et foraminifères (C. Bourdillon, Stratigraphie et biochronologie, Angers).

Ce manuscrit s'organise en 8 chapitres. Le chapitre I présente le contexte géodynamique et climatique de l'étude, ainsi que les contextes géologiques et stratigraphiques du Bassin parisien et du Bassin de Mons. Les différents sites étudiés et les méthodes utilisées sont détaillés dans le chapitre II, les résultats obtenus sont ensuite discutés par intervalle stratigraphique d'intérêt, en relation avec les évènements hyperthermiques ciblés. Ainsi, les chapitres III et IV s'intéressent à l'enregistrement de l'Yprésien (PETM, ETM2 et EECO), respectivement dans le Bassin parisien et dans le Bassin de Mons. Le chapitre V s'intéresse à un épisode particulier de sédimentation en contexte carbonaté évaporitique, ayant eu lieu dans le Bassin parisien à la fin du Lutétien et au début du Bartonien, ainsi qu'au possible enregistrement du LLTM. Le chapitre VI est consacré au Bartonien inférieur et à l'enregistrement du MECO dans le Bassin parisien, tandis que les premiers résultats, exploratoires, obtenus par LIBS sont présentés dans le chapitre VII. Finalement, les données obtenues sont synthétisées dans le chapitre VIII, qui discute de l'impact des évènements hyperthermiques sur les conditions d'altération en milieu littoral à continental.

CHAPITRE I :

Contexte géologique et climatique



"Esquisse d'une carte géologique du Bassin de Paris et de quelques contrées voisines"

(Omalius d'Halloy, 1816).

I. Contexte géodynamique

Les principaux évènements géodynamiques ayant affecté le NW de l'Europe au cours de l'Eocène, sont (1) l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord et (2) la convergence Afrique-Eurasie, impliquant les plaques ibérique, apulienne et eurasiatique (Dercourt et al., 2000 ; Coward et al., 2003).

À partir du Crétacé inférieur, l'Océan Atlantique Nord s'ouvre du sud vers le nord, débutant dans le Golfe de Gascogne, puis remontant vers le nord avant de bifurquer vers le NW et la Mer du Labrador (Roberts et al., 1999 ; Hay et al., 1999). Le début du Cénozoïque est marqué par l'initiation du panache mantellique islandais et l'ouverture de l'Océan Atlantique NE, entre le Groenland et la Norvège (Fig. I-1 ; Roberts et al., 1999 ; Le Breton, 2012). Cette importante activité géodynamique est la cause de plusieurs épisodes volcaniques et phases de soulèvement affectant l'Europe du NW (Knox, 1996 ; White & Lovell, 1997 ; Anell et al., 2009, Conway-Jones & White, 2022). Une première phase de volcanisme, il y a environ 61 Ma, est associée à la mise en place du panache proto-islandais et une seconde, autour de la limite Paléocène-Eocène (56 Ma), est associée à l'ouverture océanique de l'Atlantique du NE (Sinton & Duncan, 1998 ; Storey et al., 2007a,b ; Anell et al., 2009).

Le mouvement de la plaque africaine vers la plaque eurasiatique débute au Crétacé supérieur et se traduit par l'inversion des bassins pyrénéens (Dewey et al., 1989 ; Rosenbaum et al., 2002). Ce mouvement ralentit au Paléocène avant de reprendre à l'Yprésien, avec les plus forts taux de raccourcissement enregistrés dans les Pyrénées qui perdurent jusqu'au Lutétien moyen (Dewey et al., 1989 ; Vergès et al., 1995 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Vissers & Meijer, 2012 ; Mouthereau et al., 2021). De plus, un épisode de rifting aurait débuté dans le graben du Rhin à la transition Yprésien-Lutétien, se propageant vers le nord jusqu'au Priabonien (Sissingh, 2003). Le rifting du Bassin des Limagnes aurait débuté au cours du Priabonien (Michon, 2000), bien que les premiers dépôts y soient mal datés.

Dans ce contexte, le Bassin parisien est un bassin intracratonique d'environ 180 000 km² délimité par le Massif armoricain à l'ouest, le Massif Central au sud et les massifs des Vosges et de l'Ardenne à l'est et au nord-est (Fig. I-2A). Entre le Permien et le Miocène, une phase de rifting permo-triasique, relayée par une subsidence thermique au Mésozoïque, ont permis l'accumulation de plus de 3 km de sédiments sur un socle cadomo-varisque (Brunet et Le Pichon, 1982). Ce socle est composé de nombreux blocs structuraux délimités par des failles et structures héritées de l'orogenèse varisque et de la fermeture de l'océan rhéïque, dont la réactivation a influencé les dépôts sédimentaires méso-cénozoïques (Mascle & Cazes, 1987 ; Lacombe & Obert, 2000 ; Autran et al., 1994 ; Ballèvre et al., 2009 ; Averbuch & Piromallo, 2012 ; Baptiste, 2016). Au Permo-Trias, un large bras de mer peu profond, centré sur l'Allemagne, relie la Téthys à la Mer du Nord. Le Bassin parisien forme alors une large baie ouverte vers l'est sur ce passage, dans laquelle environ 500 m de sédiments sont préservés. Environ 1,5 km de sédiments jurassiques sont préservés dans le Bassin parisien. Ils se sont déposés dans

une mer épicontinentale à l'interface entre les eaux de la Téthys, de la Mer du Nord et du proto-océan Atlantique Nord. Cette situation perdure au cours du Crétacé, pendant lequel approximativement 1 km de sédiments sont accumulés dans le bassin. Au Cénozoïque, le Bassin parisien n'est plus connecté qu'à la Mer du Nord et à l'Océan Atlantique, et ce, de façon discontinue (Fig. I-2B ; Pomerol, 1978 ; Doornenbal & Stevenson, 2010).

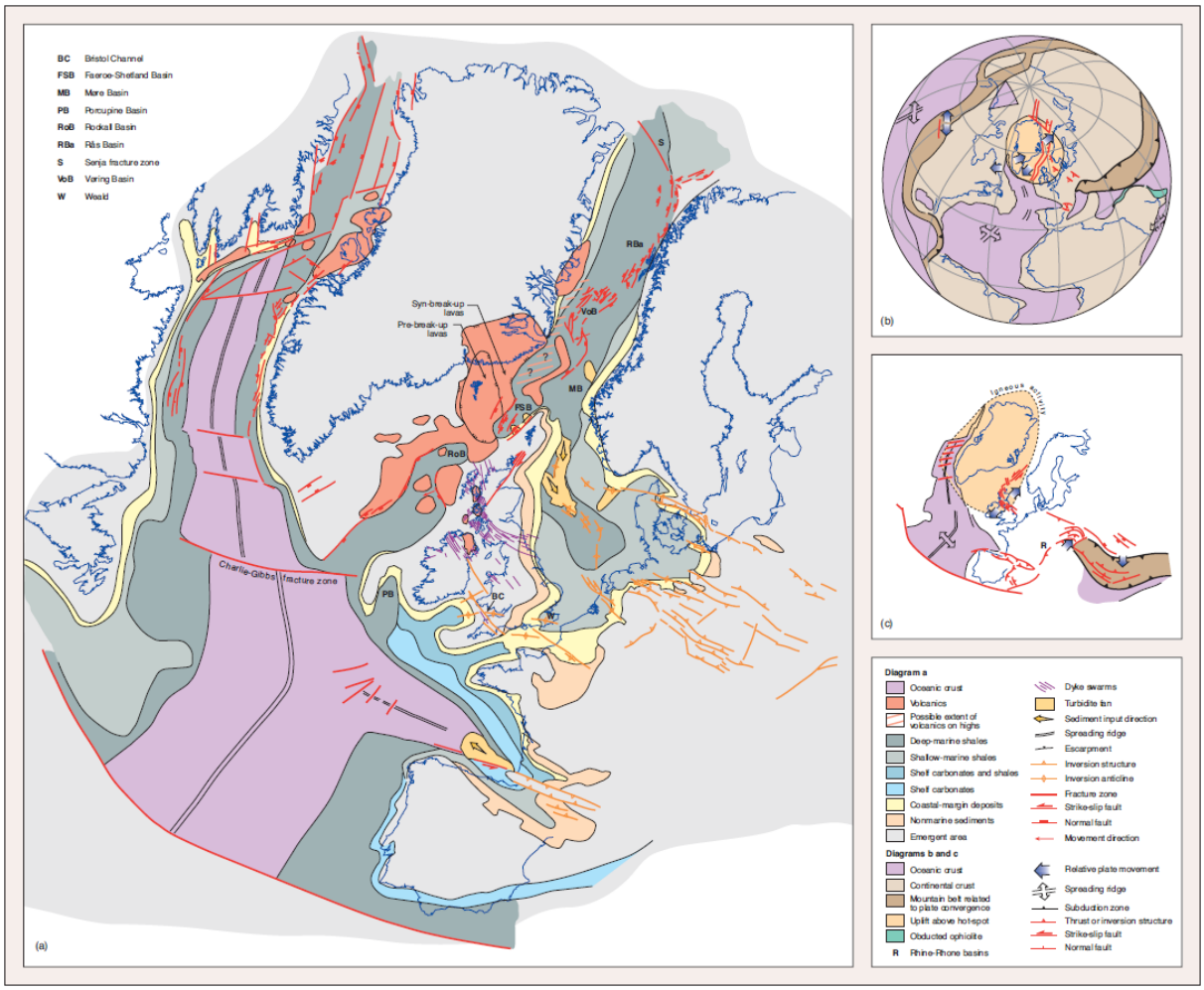


Figure I-1 : Organisation géodynamique du NE de l'Europe au Paléocène (Coward et al., 2003). a) Reconstitution de l'Atlantique Nord au Paléocène montrant les structures actives, les faciès sédimentaires et les roches volcaniques associées au panache mantellique de l'Atlantique Nord. b) Tectonique globale au Paléocène (~60-55 Ma). c) Structures tectoniques paléocènes d'Europe du Nord et de la Méditerranée.

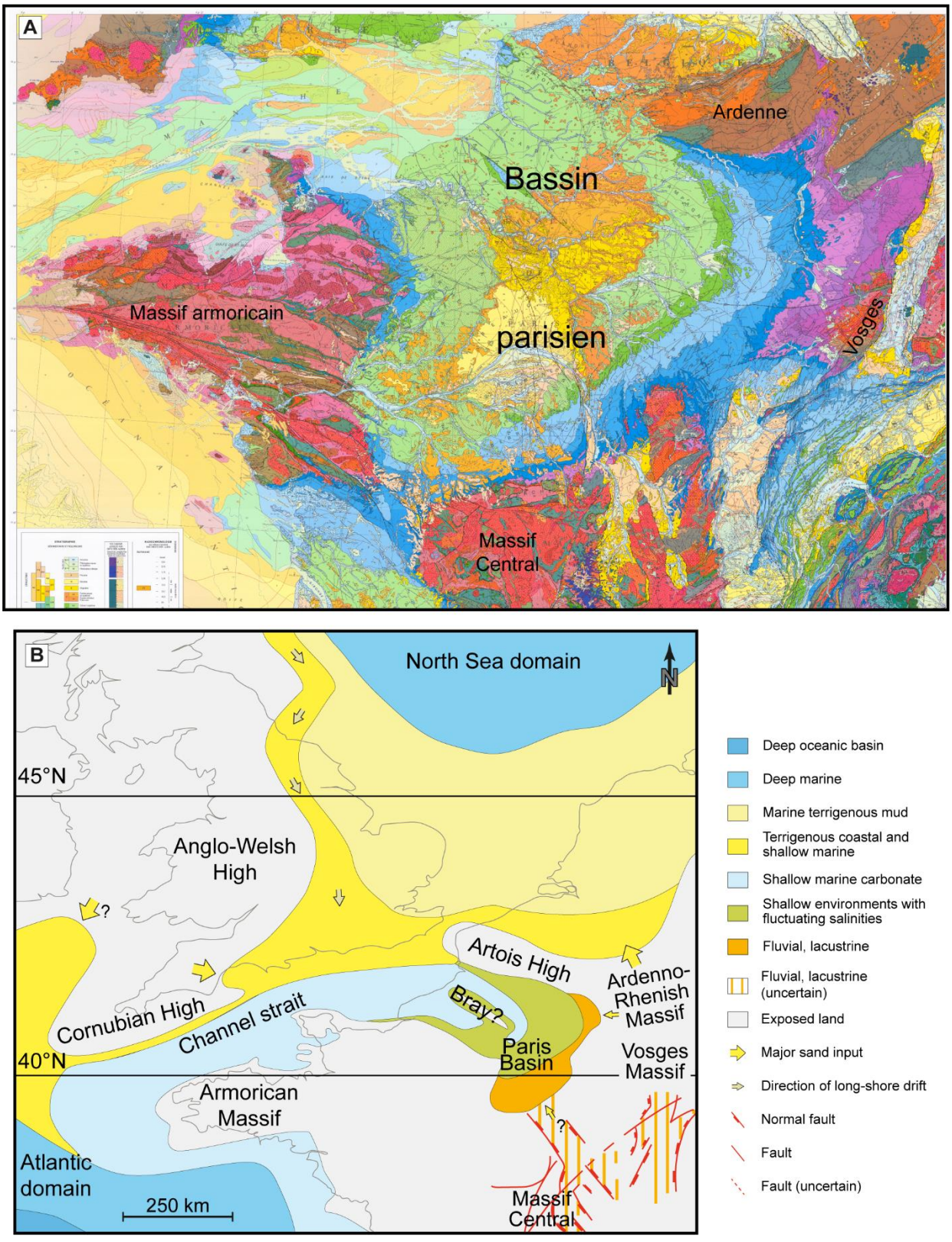


Figure I-2 : Localisation du Bassin parisien et des massifs environnants (A) et situation paléogéographique du Bassin parisien à la fin du Lutétien-début du Bartonien (B). A) Extrait de la carte géologique de France à 1/1 000 000 (Chantraine et al., 2003). B) Carte paléogéographique du NW de l'Europe à la fin du Lutétien-début du Bartonien (Talon et al., *in press*, modifié de Meulenkamp et al., 2000, d'après Bignot et al., 1968 et Knox et al., 2010).

Dans le Bassin parisien, l'intervalle Paléocène-Eocène peut être subdivisé en 4 grands cycles sédimentaires de second ordre (Haq et al., 1988 ; Catuneanu et al., 2009), délimités par des émersions majeures, conséquences d'importants épisodes géodynamiques (Fig. I-3 ; Pomerol, 1989 ; Briais, 2015 ; Briais et al., 2016) : un cycle Maastrichtien-Danien, un cycle Thanétien-Yprésien, un cycle Lutétien-Bartonien inférieur et un cycle Bartonien inférieur-Priabonien. Seul les 3 derniers, cadres de ce travail, sont brièvement présentés ici et seront détaillés dans le contexte stratigraphique (Chap. I. III). Le cycle Thanétien-Yprésien est à dominante silicoclastique, constitué d'environnements principalement littoraux à continentaux de plaine alluviale et de chenaux au sud, et de dépôts littoraux à marins, incluant quelques épisodes fluviatiles ou lacustres, au nord. Il se termine par une émersion généralisée du bassin, conséquence d'une déformation lithosphérique de grande longueur d'onde liée à la convergence Ibérie-Eurasie, qui se traduit par une surface d'érosion majeure et un hiatus sédimentaire important, le plus long de l'Eocène du Bassin parisien, et dont la durée minimale est estimée entre 2 et 4 millions d'années (Aubry, 1985 ; Pomerol, 1989 ; Briais *et al.*, 2016 ; Steurbaut *et al.*, 2016a). Au cours du cycle suivant, du Lutétien au Bartonien inférieur, l'envahissement progressif du bassin depuis le nord permet la mise en place d'une plateforme carbonatée. Ce cycle est marqué par une grande tendance régressive, débutant dans des environnements marins au Lutétien inférieur et se terminant dans des environnements peu profonds à tendance évaporitique au Bartonien inférieur. Paradoxalement, la plus grande extension géographique des dépôts s'observe lors de cet épisode évaporitique (Abrard, 1925, Blondeau, 1965, Briais, 2015). Au cours de ce cycle, le soulèvement progressif du dôme de l'Artois en lien avec une phase de déformation pyrénéenne, isole progressivement le Bassin parisien des influences de la Mer du Nord (Fig. I-2B ; Pomerol, 1978 ; Gély, 1996, 2016 ; Briais, 2015). Ce cycle se termine par une surface d'émersion quasi-généralisée à l'échelle du bassin, localement karstifiée, et l'incision de paléo-vallées dans la partie nord (Pomerol, 1989 ; Briais, 2015 ; Moreau, 2023 ; Marie, 2023 ; Moreau et al., 2024). Seul le début du troisième cycle est étudié dans le cadre de ce travail. Il est représenté par la mise en place d'un système estuarien à marin silicoclastique, localisé dans le nord du bassin et remplissant notamment les paléo-vallées incisées à la fin du cycle précédent (Morellet & Morellet, 1948 ; Marie, 2023). Ce système estuarien à marin est suivi par la mise en place d'un système carbonaté lacustre, puis par une série évaporitique marquée par le développement d'importantes masses de gypses au cours du Priabonien (Mégnien & Mégnien, 1980).

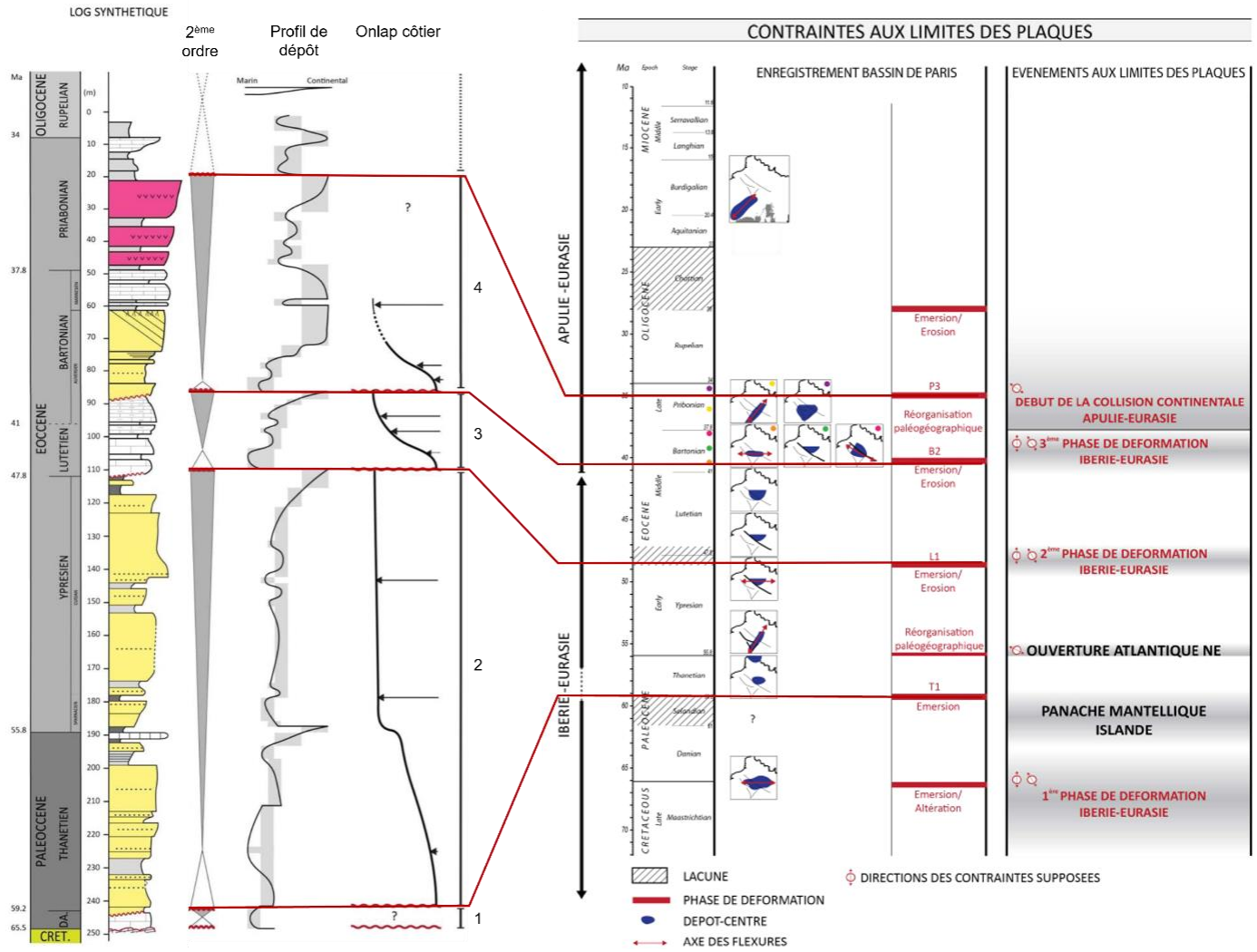


Figure I-3 : Principaux cycles sédimentaires et évènements géodynamiques de l'Eocène du Bassin parisien (d'après Briais, 2015).

II. Contexte climatique

À l'échelle de quelques dizaines ou centaines de milliers d'années, les variations climatiques sont principalement contrôlées par les changements cycliques des paramètres orbitaux de la Terre (excentricité, obliquité et précession), également appelés cycles de Milankovitch, qui régulent la quantité et la distribution de l'énergie solaire atteignant la surface du globe (Milankovitch, 1941). L'excentricité correspond à la légère variation de la forme de l'orbite terrestre autour du soleil, qui change de quasi-circulaire à elliptique avec une double périodicité d'environ 405 000 et 100 000 ans (Fig. I-4A). Elle n'a qu'un faible effet sur l'insolation terrestre, mais module l'expression de la précession. L'obliquité correspond à l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de son orbite, qui varie entre 22,1° et 24,5° avec une périodicité d'environ 41 000 ans. Cette variation de l'inclinaison terrestre a un effet sur le contraste saisonnier, particulièrement aux hautes latitudes (Fig. I-4B). La précession désigne l'oscillation de l'axe de rotation de la Terre, qui décrit un cercle avec une périodicité de 26 000 ans. Modulée par l'excentricité, la précession accroît le contraste saisonnier dans un hémisphère et le diminue dans l'autre avec une double périodicité de 23 000 et 19 000 ans (Fig. I-4C). Ainsi, la précession modulée par l'excentricité influence la quantité d'énergie solaire reçue, tandis que l'obliquité a un effet sur la répartition latitudinale de cette insolation (Zachos et al., 2001). Ces fluctuations climatiques d'origine astronomique, qui sont considérées comme stables à l'échelle de plusieurs dizaines de milliers d'années (Laskar et al., 2011), oscillent autour d'un état climatique terrestre moyen défini à un moment donné par (1) la tectonique des plaques qui, à l'échelle de plusieurs millions d'années, régit la répartition et la topographie des continents ainsi que l'ouverture, la position et la profondeur des passages océaniques et (2) la concentration atmosphérique en gaz à effets de serre (Zachos et al., 2001).

L'Eocène (56 à 34 Ma) représente la période la plus chaude des 66 derniers millions d'années, caractérisée par des températures de 5 voire 10°C supérieures aux températures actuelles (conditions « *Warmhouse* » et « *Hothouse* » *sensu* Westerhold et al., 2020 ; Fig. I-5) et des valeurs de pCO_2 pouvant dépasser 750 ppm, compatibles avec des valeurs atteignables d'ici à 2100 dans les scénarii SSP3-7.0 et SSP5-8.5 du GIEC (Fig. I-5). L'évolution à long-terme des températures montre une forte augmentation entre le milieu du Paléocène et le début de l'Eocène, suivie par un plateau de températures maximales à l'Eocène inférieur correspondant à l'*Early Eocene Climatic Optimum* (EECO), avant une diminution progressive des températures jusqu'à la fin de l'Eocène (Fig. I-5 ; Zachos et al., 2001 ; Anagnostou et al., 2016 ; Westerhold et al., 2020). Le Paléocène et l'Eocène, et particulièrement l'Eocène inférieur, sont considérés comme des périodes avec peu voire aucune glace aux pôles. Cependant, l'apparition de glaces éphémères en Antarctique et/ou dans l'Arctique est évoquée dès l'Eocène moyen, voire dès le Lutétien (Fig. I-5 ; Tripati et al., 2005, 2008 ; St John, 2008 ; Stickley et al., 2009 ; Dawber & Tripati, 2011 ; Gulick et al., 2017), avant la diminution abrupte des températures associée à

l'établissement de larges calottes glaciaires pérennes en Antarctique à la transition Eocène-Oligocène (Fig. I-5 ; Zachos et al., 2001 ; Westerhold et al., 2020). L'Eocène est également ponctué par de nombreux épisodes de réchauffement abrupts et de relativement courte durée (10 000 à 200 000 ans environ) appelés évènements hyperthermiques (Thomas & Zachos, 2000 ; Nicolo et al., 2007 ; Zachos et al., 2010 ; Kirtland Turner et al., 2014 ; Westerhold et al., 2020). Ces évènements hyperthermiques sont caractérisés par de faibles valeurs du $\delta^{18}O$ dans les carbonates et des excursions négatives du $\delta^{13}C$, à la fois dans les sédiments marins et continentaux (Magioncalda et al., 2004 ; Nicolo et al., 2007 ; Abels et al., 2012, 2016 ; Lauretano et al., 2015 ; D'Onofrio et al., 2016), indiquant l'émission massive de carbone appauvri en ^{13}C dans le système océan-atmosphère. Ces apports massifs de carbone dans l'atmosphère favorisent ainsi l'effet de serre (Lourens et al., 2005 ; Zachos et al., 2008). La plupart de ces évènements hyperthermiques sont à l'origine de perturbations environnementales dans les océans et la biosphère (Sluijs et al., 2007a-b, 2009 ; Zachos et al., 2008 ; Sexton et al., 2011) et sont considérés comme des éléments de comparaison et de référence pour les projections climatiques dans le cadre du réchauffement d'origine anthropique actuel (Fig. I-5 ; Gulev et al., *in* IPCC AR6, 2021).

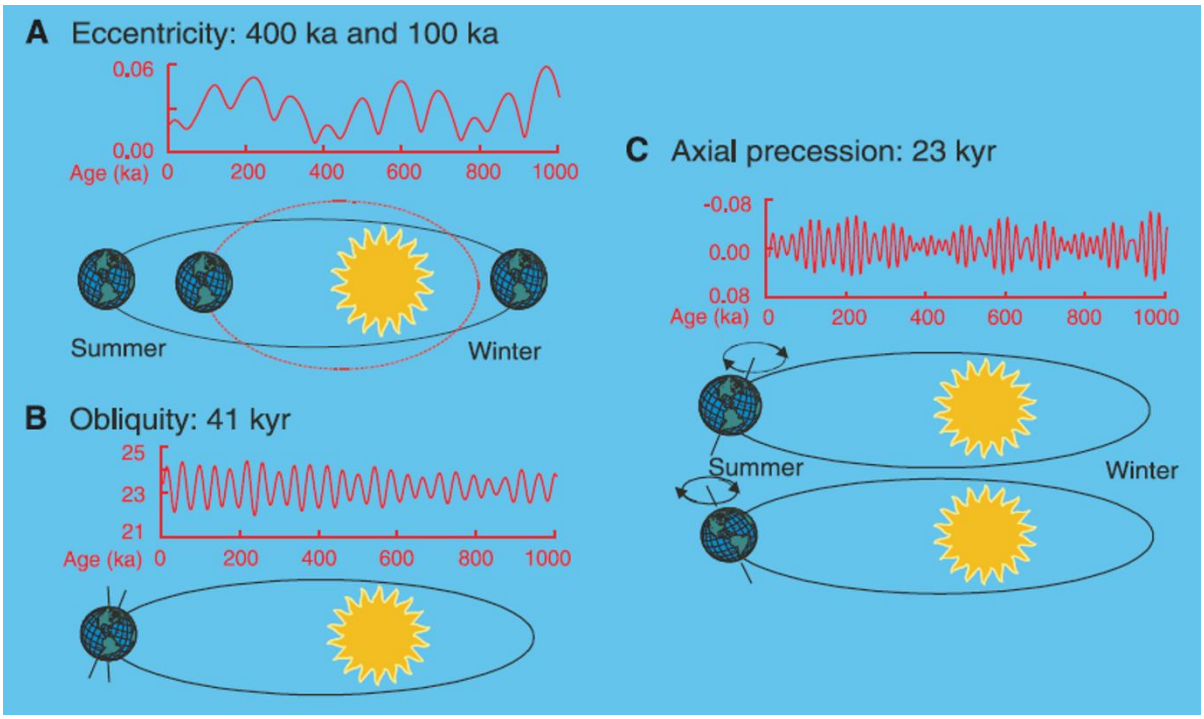
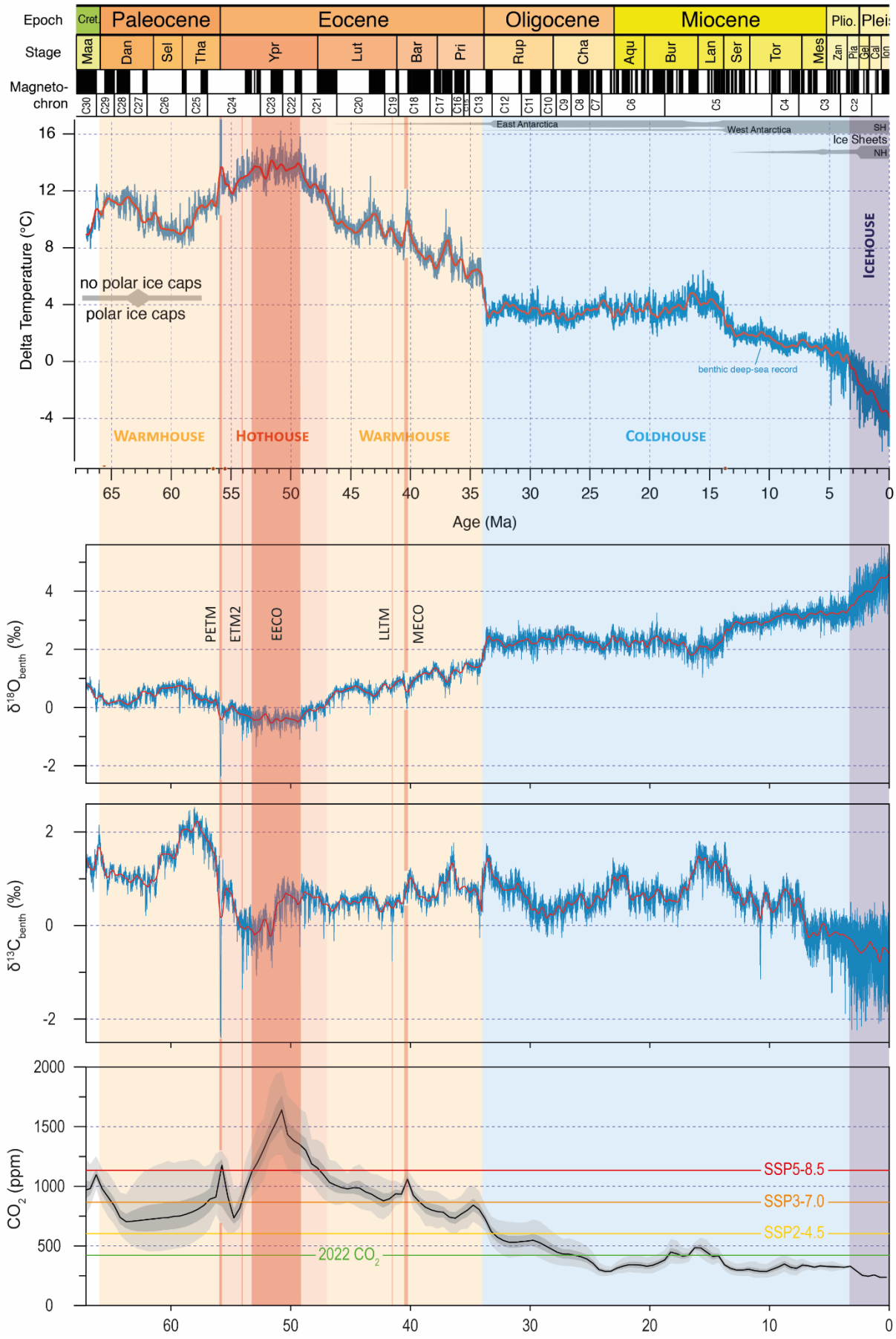


Figure I-4 : Principaux paramètres orbitaux (forçages astronomiques) d'après Zachos et al. (2001). A : L'excentricité fait référence à la forme de l'orbite terrestre et varie avec une double périodicité de 400 000 et 100 000 ans. B : L'obliquité correspond à la variation de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'orbite et varie avec une périodicité de 41 000 ans. C : La précession correspond à l'oscillation de l'axe de rotation de la Terre, modulée par l'excentricité elle a une double périodicité de 19 000 et 23 000 ans.

Parmi ces évènements de réchauffement éocènes, le *Paleocene-Eocene Thermal Maximum* (PETM) est sans conteste le plus étudié (McInerney & Wing, 2011). Il est suivi par un grand nombre d'évènements de moindre ampleur désignés par des lettres (H, I, etc.) ou nommés *Eocene Thermal Maximum* (ETM) 2 & 3 pour les plus importants d'entre eux (Cramer et al., 2003). Cette période de forte instabilité climatique culmine lors de l'EECO, d'une durée estimée à environ 4 millions d'années, qui regroupe nombre de ces évènements hyperthermiques, et caractérisée par une forte pCO_2 et un maximum des températures à l'échelle globale (Zachos et al., 2008 ; Westerhold et al., 2018b). Bien qu'un peu moins étudiés, d'autres évènements de réchauffement ont eu lieu lors de la diminution progressive des températures suivant l'EECO (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018 ; Henehan et al., 2020 ; Westerhold et al., 2020), notamment le *Late Lutetian Thermal Maximum* (LLTM) et le *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO).

Figure I-5 (Page suivante) : Evolution de la température, du $\delta^{18}O_{benthic}$, du $\delta^{13}C_{benthic}$ et de la pCO_2 lors des 66 derniers millions d'années. Variations de la température de surface globale moyenne, rapportée à la moyenne globale entre 1961 et 1990, obtenues à partir des valeurs isotopiques du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques d'eau marine profonde (d'après Westerhold et al., 2020 (supplementary material, fig. S34)). Données cénozoïques mondiales de référence pour les isotopes stables du carbone et de l'oxygène issus des foraminifères benthiques (CENOGRID, Westerhold et al., 2020). Estimation de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère pour les 66 derniers millions d'années (valeur médiane et intervalles de confiance à 50 % et 95% : ligne noire, surfaces gris foncé et gris clair respectivement; d'après CenCO2PIP consortium, 2023) ; quelques valeurs de référence sont projetées pour comparaison : Valeur moyenne mesurée pour l'année 2022 (419 ppm), ainsi que les valeurs estimées pour l'année 2100 dans le cadre de 3 scénarios SSP (Shared Socio-economic Pathways) du GIEC (Jones et al., 2023 in IPCC AR6, 2021). Le SSP2-4,5 (603 ppm) correspond à un scenario où les émissions de CO_2 et gaz à effet de serre resteraient équivalentes au niveau actuel jusqu'en 2050, le SSP3-7 (866 ppm) correspond à un scenario où ces émissions doublent d'ici à 2100 et le SSP5-8,5 (1134 ppm) correspond à un doublement de ces émissions d'ici à 2050. Les états climatiques (Hothouse, Warmhouse, Coldhouse et Icehouse) définis par Westerhold et al. (2020) sont également reportés, ainsi que certains évènements hyperthermiques ou périodes de réchauffement clés de l'Eocène : PETM = Paleocene-Eocene Thermal Maximum, ETM2 = Eocene Thermal Maximum 2, EECO = Early Eocene Climatic Optimum, LLTM =Late Lutetian Thermal Maximum et MECO = Middle Eocene Climatic Optimum.


Epoch
Stage
Magneto-chron
Cret.
Paleocene
Eocene
Oligocene
Miocene
Plio.
Plei.
Maa
Dan
Sel
Tha
Ypr
Lut
Bar
Pri
Rup
Cha
Aqu
Bur
Lan
Ser
Tor
Mes
Zan
Pia
Gel
Cal
Ion
East Antarctica
West Antarctica
SH
Ice Sheets
NH
Delta Temperature (°C)
no polar ice caps
polar ice caps
benthic deep-sea record
ICEHOUSE
WARMHOUSE
HOTHOUSE
WARMHOUSE
COLDHOUSE
Age (Ma)
PETM
ETM2
EECO
LLTM
MECO
δ18Obenth (‰)
δ13Cbenth (‰)
CO2 (ppm)
SSP5-8.5
SSP3-7.0
SSP2-4.5
2022 CO2

A. Le *Paleocene-Eocene Thermal Maximum* (PETM)

La double excursion isotopique (C et O) maintenant associée au PETM a initialement été identifiée dans l'Atlantique sud, à partir de l'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone sur tests de foraminifères (Kennett & Stott, 1990 ; Stott et al., 1990), où elle a été associée à un réchauffement d'environ 5°C de la température des océans. Cette augmentation des températures a entrainé une grande extinction des foraminifères benthiques (Kennett & Stott, 1991). L'excursion isotopique du carbone (CIE) négative associée au PETM a ensuite rapidement été identifiée dans des nodules pédogénétiques et dents de mammifères par Koch et al. (1992), mettant ainsi en évidence le caractère global et le potentiel de corrélation entre milieux marins et continentaux de cet évènement. A l'issue d'un long travail mené par le Groupe de Travail sur la limite Paléocène/Eocène (Aubry, 2000 ; Aubry et al., 2002), le début de l'excursion isotopique du PETM (*onset*) a été choisi pour définir la limite Paléocène/Eocène (correspondant à la limite Thanétien/Yprésien), son caractère global en faisant un critère de corrélation inégalé (Stott et al., 1996), et devenant ainsi le premier évènement isotopique utilisé comme critère principal de définition d'un GSSP (Dupuis et al., 2003 ; Aubry et al., 2007).

Ainsi, la CIE du PETM a été identifiée à la fois en domaine marin, avec une amplitude d'environ -3 ‰ (Fig. I-6 ; Kennett & Stott, 1991 ; Dupuis et al., 2003 ; Zachos et al., 2005 ; Kirtland Turner et al., 2017), et en domaine continental, avec une amplitude d'environ -4 à -5 ‰ (Fig. I-6 ; Koch et al., 1992 ; Cojan et al., 2000 ; Magioncalda et al., 2004 ; Chen et al., 2014 ; Garel et al., 2020 ; Lenz et al., 2022 ; Reinhardt et al., 2022). Si le PETM est identifié à la fois en milieu marin et en milieu continental, il demeure majoritairement étudié en milieu marin, permettant généralement un enregistrement plus complet. Les études menées en milieu continental à littoral sont cependant de plus en plus en nombreuses, portées par la volonté de mieux caractériser les effets d'un évènement de réchauffement brusque sur ces environnements et écosystèmes (Fig. I-7). La durée de la CIE du PETM a principalement été estimée par cyclostratigraphie (Röhl et al., 2007 ; Abdul Aziz et al., 2008) et à l'aide des flux de ^{3}He extraterrestres (Murphy et al., 2010), produisant des durées totales respectives comprises entre 150 000-220 000 ans et 120 000-220 000 ans. Néanmoins, cette durée pourrait être plus importante (environ 270 000 ans ; Piedrahita et al., 2025). Cette CIE est asymétrique et peut être divisée en trois phases (Fig. I-6 ; Bowen et al., 2006 ; Sluijs et al., 2007a ; McInerney & Wing, 2011) : (1) une phase d'initiation, ou *onset*, qui correspond à la brusque diminution des valeurs du $\delta^{13}C$ et dont la durée est estimée à moins de 5 000 ans (Kirtland Turner et al., 2017) ; (2) une phase de plateau, ou *body*, lors de laquelle les valeurs du $\delta^{13}C$ restent relativement stables avant de progressivement réaugmenter lors de la phase (3), dite de *recovery*, jusqu'à retrouver des valeurs similaires à celles précédant l'*onset*. La phase de plateau a une durée estimée de 115 000 ans et la durée estimée de la *recovery* est d'environ 40 000 ans (Abdul Aziz et al., 2008 ; Murphy et al., 2010), bien qu'elle pourrait avoir duré plus de 145 000 ans (Piedrahita et al.,2025).

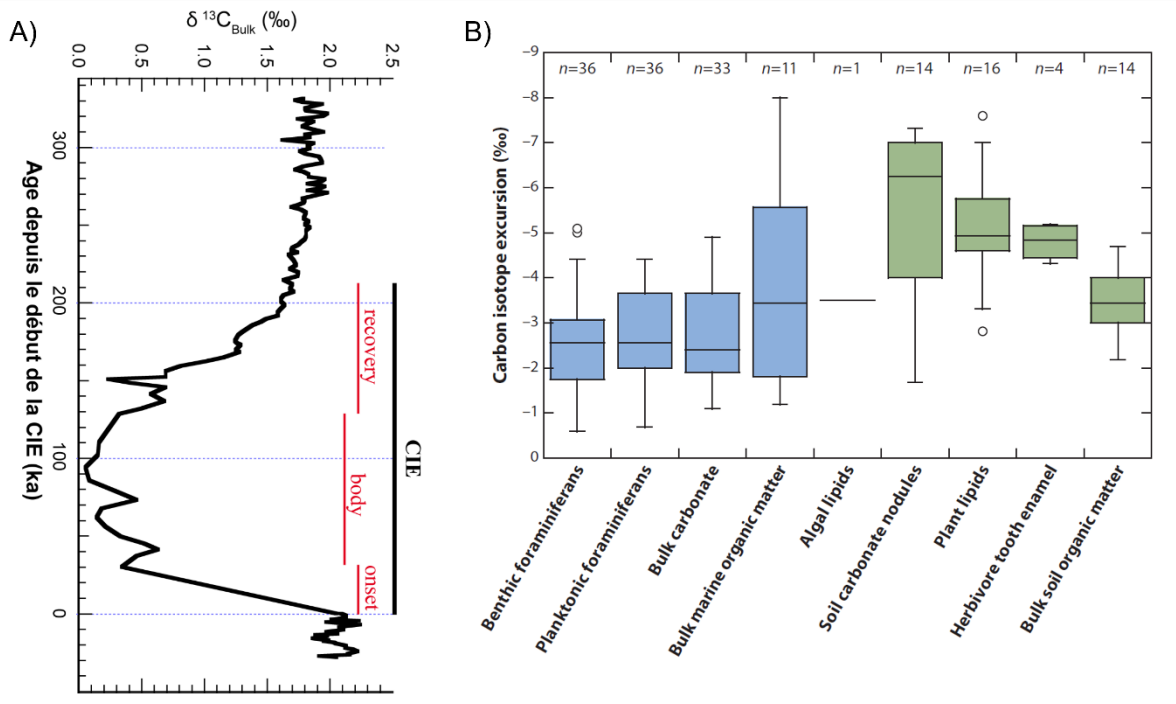


Figure I-6 : Caractéristiques de la CIE du PETM. A) Les différentes phases de la CIE : Evolution du $\delta^{13}C$ des carbonates totaux au site ODP 1266 par rapport au temps estimé par la méthode d'estimation du flux extraterrestre de ^{3}He (Murphy et al., 2010, modifiée par Garel, 2013). B) Comparaison de l'amplitude de la CIE entre proxies marins (bleu) et continentaux (vert). La ligne horizontale représente la médiane, les boîtes représentent les quartiles inférieurs et supérieurs et contiennent 50% des données, les moustaches correspondent aux valeurs minimales et maximales et les cercles des outliers (McInerney & Wing, 2011).

La perturbation climatique engendrée par le relargage massif de carbone léger (enrichi en ^{12}C) expliquant une telle perturbation du signal isotopique se traduit notamment par (1) une augmentation globale de la température estimée entre 4°C et 8°C des eaux profondes et de surface, à la fois dans les hautes et basses latitudes (Sluijs, 2006 ; Sluijs et al., 2007a ; McInerney & Wing, 2011), (2) une augmentation du niveau marin en lien notamment avec l'expansion thermique des océans (Sluijs et al., 2008 ; Handley et al., 2011 ; Harding et al., 2011), (3) une acidification des océans marquée par un niveau de dissolution des carbonates océaniques profonds, en lien avec une remontée de la limite de compensation des carbonates (*Carbonate Compensation Depth* – CCD ; Zachos et al., 2005 ; Sluijs et al., 2007a), ainsi que par (4) des perturbations du cycle hydrologique (Handley et al., 2012 ; Storme et al., 2012 ; Garel et al., 2013 ; Kemp et al., 2016 ; Carmichael et al., 2017 ; Rush et al., 2021 ; Walters et al., 2022) et de la biosphère. Le PETM correspond notamment à l'une des trois grandes perturbations de la faune des foraminifères benthiques du Cénozoïque (Thomas, 1998, 2007). Il est associé (1) au développement de faunes particulières chez les foraminifères planctoniques (Kelly *et al.*, 1998), (2) à de nouvelles formes de nannoplancton justifiant selon certains auteurs l'introduction d'une nouvelle subdivision biozonale (sous-zone NP9b ; Kahn & Aubry, 2004 ; Aubry et al., 2007), (3) à l'apparition et à la dispersion des plus anciennes formes de mammifères modernes (Gingerich, 2003 ; Smith et al.,

2006), (4) à des déplacements floristiques intra- et intercontinentaux (Wing et al., 2005) et (5) à l'explosion et la radiation du genre *Apectodinium* chez les dinoflagellés (Crouch et al., 2003 ; Sluijs et al., 2007a).

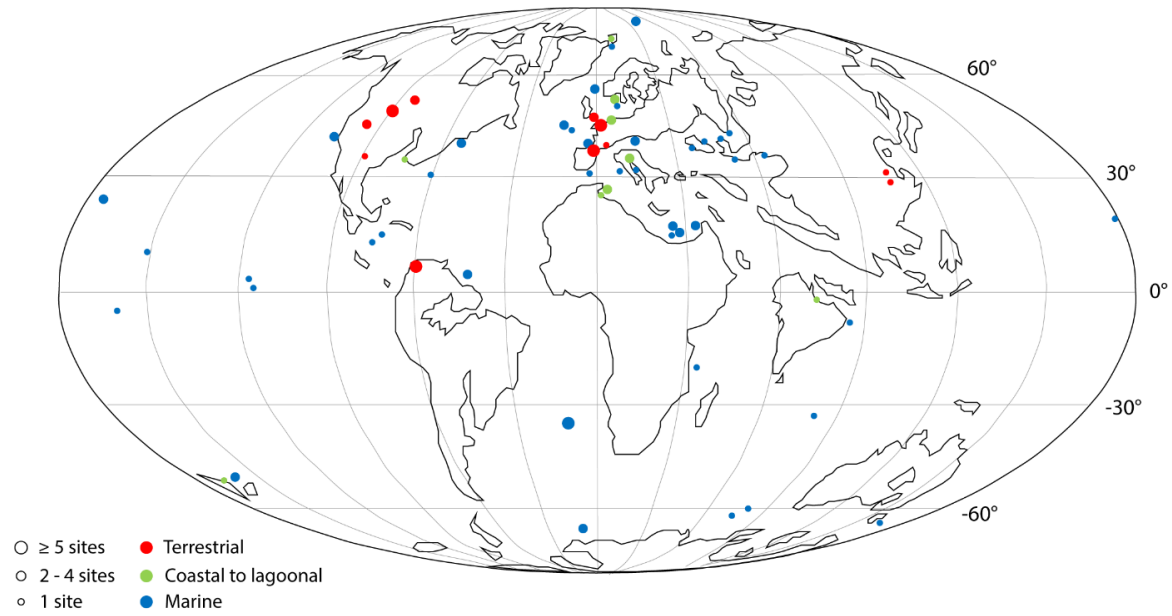


Figure I-7 : Carte non-exhaustive des sites où la CIE associée au PETM a été identifiée (modifiée d'après McInerney & Wing, 2011 et Carmichael et al., 2017).

B. Les évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur (ETM2-3, EECO)

L'augmentation des températures initiée au milieu du Paléocène se poursuit après le PETM, jusqu'à culminer lors de l'EECO à la fin de l'Yprésien (Fig. I-5 ; Anagnostou et al., 2016 ; Westerhold et al., 2020). Cette augmentation des températures est marquée par de nombreuses perturbations des isotopes stables du carbone et de l'oxygène, correspondant à des évènements hyperthermiques, appelés *Eocene Thermal Maximum* (ou ETM) 2 et 3 ou numérotés de B à W pour les moins importants (Fig. I-8 ; Cramer et al., 2003 ; Sexton et al., 2011 ; Kirtland Turner et al., 2014 ; Westerhold et al., 2018b). Ces évènements se caractérisent eux aussi par une durée courte (40 000 à 200 000 ans), des excursions négatives couplées des isotopes de l'oxygène et du carbone, d'amplitude variable mais qui reste inférieure à celle du PETM, et des niveaux enrichis en argile correspondant à une dissolution des carbonates des eaux océaniques profondes liée à une acidification et une remontée de la CCD (Lourens et al., 2005 ; Zachos et al., 2005, 2008 ; Stap et al., 2010 ; Kirtland Turner et al., 2014 ; Westerhold et al., 2018b). Ces évènements hyperthermiques sont principalement identifiés dans les sondages océaniques profonds (Cramer et al., 2003 ; Lourens et al., 2005 ; Stap et al., 2010 ; Zachos et al., 2010 ; Sexton et al., 2011 ; Kirtland Turner et al., 2014 ; Lauretano et al., 2015, 2018 ; Westerhold et al., 2018b ; Tanaka et al., 2022), et dans des sédiments marins maintenant exposés sur les continents

(Nicolo et al., 2007 ; Payros et al., 2015 ; D'Onofrio et al., 2016 ; Jiang et al., 2022 ; Shcherbinina et al., 2022). Ces évènements commencent également à être identifiés en milieu côtier à continental (Abels et al., 2012, 2016 ; Chen et al., 2014 ; Garel et al., 2020 ; Honegger et al., 2020 ; Lenz et al., 2022 ; Li et al., 2022a). L'*Early Eocene Climatic Optimum* (EECO) correspond à la période durant laquelle la température globale a atteint son maximum (à l'exception du PETM), à la fois dans les fonds marins et sur les continents, et il est également associé aux plus fortes valeurs de pCO_2 des 66 derniers millions d'années (Fig. I-5 ; Zachos et al., 2008 ; Hyland et al., 2017). La définition précise de ses limites est restée assez floue pendant longtemps, mais celle actuellement acceptée place le début de l'EECO à l'évènement J (53,26 Ma) et la fin de l'EECO est considérée au début de la phase de refroidissement suivant l'évènement C22nH5 (49,12 Ma), pour une durée totale de 4,12 millions d'années (Fig. I-8 ; Luciani et al., 2016 ; Westerhold et al., 2018b).

Les multiples évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur sont à l'origine de nombreux changements environnementaux et perturbations de la biosphère, résultant d'un cycle global du carbone particulièrement dynamique. Ces évènements correspondent ainsi à des périodes d'acidification des océans et de dissolution des carbonates, à des augmentations de température à toutes les latitudes (Sluijs et al., 2009) et à d'importantes perturbations du cycle hydrologique et donc des conditions d'altération et d'érosion sur les continents (Carmichael et al., 2016 ; Tanaka et al., 2022). Ces conditions extrêmes ont eu un impact important sur la biosphère, marqué notamment par de nombreux changements dans les faunes de foraminifères benthiques (Arreguín-Rodríguez et al., 2022) et planctoniques (Luciani et al., 2016) et par l'établissement de mangroves et forêts quasi-tropicales en Antarctique et en Arctique, comme l'indiquent les données palynologiques et les fossiles d'alligators, tortues, primates, tapirs et *Coryphodon* qui y ont été retrouvés (Francis et al., 2008 ; Eberle & Greenwood, 2012 ; Pross et al., 2012 ; Suan et al., 2017).

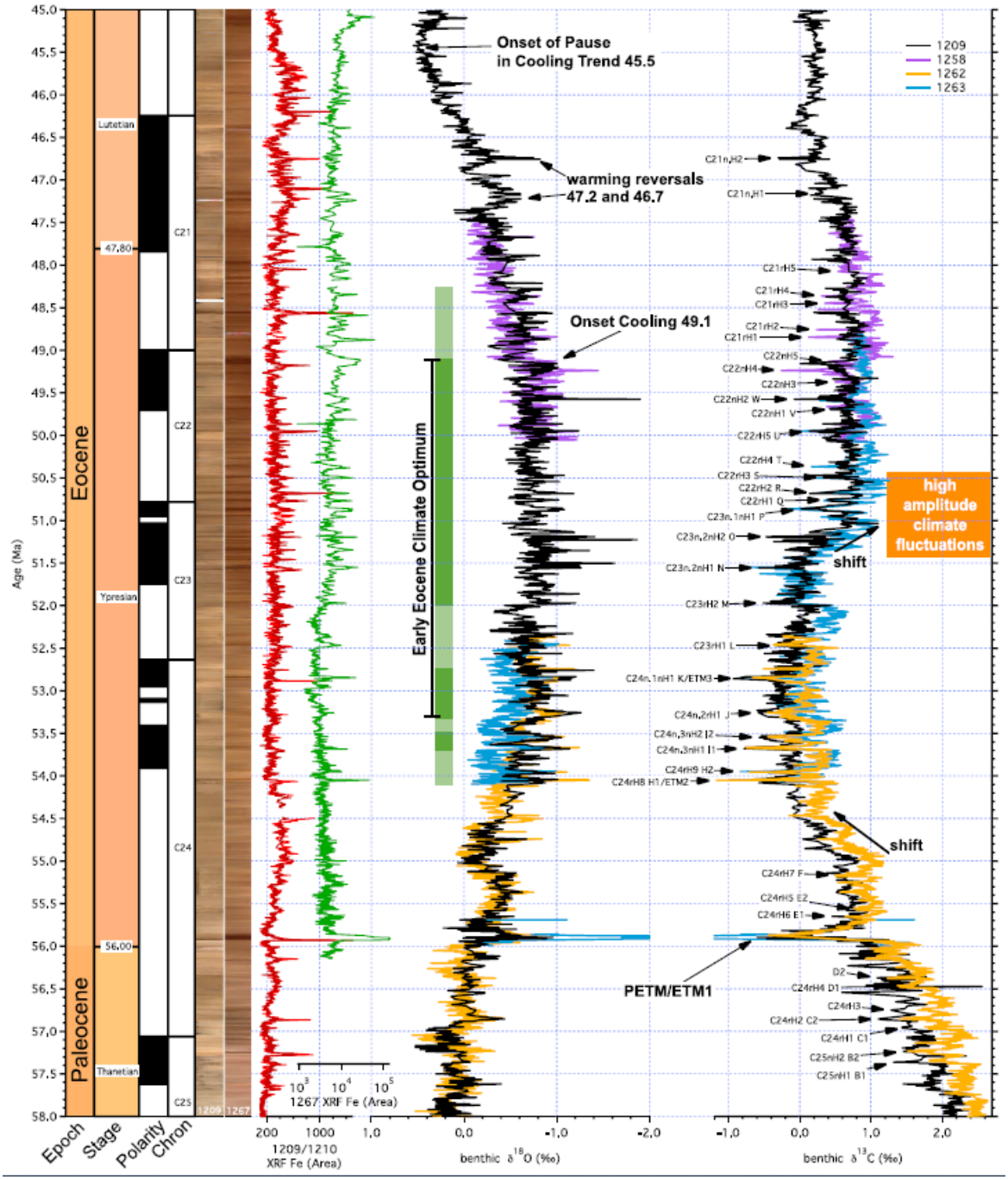


Figure I-8 : Enregistrement des isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans l'Atlantique (sites 1258, 1262 et 1263) et dans le Pacifique (site 1209) et définition de la durée de l'EECO et de la position des évènements hyperthermiques (Westerhold et al., 2018b).

C. Les évènements chauds de l'Eocène moyen (LLTM et MECO)

Le refroidissement de l'Eocène moyen et supérieur initié à la fin de l'EECO est interrompu par quelques rares évènements de réchauffement relativement courts (Westerhold et al., 2020), parmi lesquels se distinguent le *Late Lutetian Thermal Maximum* (LLTM ; Westerhold et al., 2018a), parfois qualifié de « dernier évènement hyperthermique » (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018), et le *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO ; Bohaty & Zachos, 2003).

Le LLTM (ou *Chron C19r event* du fait de sa position dans ce magnétochron) a été daté à 41,52 Ma dans les sédiments marins et correspond à un évènement de réchauffement bref (~30 000 ans), identifié dans la tendance globale au refroidissement qui suit l'EECO (Speijer et al., 2020 ; Westerhold et al., 2020). Il est marqué par un niveau de dissolution des carbonates marins profonds associé à une excursion négative des isotopes du carbone et de l'oxygène (≈0,8 ‰ $\delta^{13}C$ et ≈0,5 ‰ $\delta^{18}O$), interprétées comme reflétant un réchauffement d'environ 2°C des eaux marines profondes (Edgar et al., 2007 ; Westerhold et al., 2018a). Cet évènement, qui correspond aux plus fortes valeurs d'insolation de ces 45 derniers millions d'années, est probablement la conséquence d'une configuration orbitale exceptionnelle (Westerhold & Röhl, 2013 ; Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018 ; Westerhold et al., 2018a). Ces conditions auraient eu pour conséquences des modifications modérées des assemblages de foraminifères benthiques (Rivero-Cuesta et al., 2020), ainsi qu'un contraste saisonnier extrêmement fort, avec des saisons sèches prolongées et des augmentations ponctuelles mais intenses des précipitations et du ruissellement (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018 ; Westerhold et al., 2018a). Du fait de sa courte durée, cet évènement, difficile à identifier, reste relativement peu étudié. Il n'a pour l'instant pas été identifié en milieu continental ou côtier.

Le MECO a été formellement identifié pour la première fois par Bohaty & Zachos (2003), dans l'Océan austral, bien que de petites anomalies isotopiques pouvant lui être associées avaient précédemment été rapportées dans des enregistrements de faible résolution (Barrera & Huber, 1993 ; Diester-Haas & Zahn, 1996). Le MECO correspond à une excursion négative des isotopes de l'oxygène des carbonates marins d'environ 1‰, interprétée comme une période de réchauffement global d'environ 4°C à 6°C des eaux de surface et profondes, relativement progressive, datée entre environ 40,5 Ma et 40 Ma, et dont la durée est estimée entre 270 000 et 500 000 ans (Bohaty & Zachos, 2003 ; Bohaty et al., 2009 ; Boscolo Galazzo et al., 2014 ; Rivero-Cuesta et al., 2019, Henehan et al., 2020). Du fait de sa durée plus longue, de l'apparent découplage des signaux isotopiques de l'oxygène et du carbone (certains sites n'enregistrent pas d'excursion isotopique négative du carbone parallèlement à celle de l'oxygène), et de son asymétrie plutôt caractérisée par un réchauffement progressif avant un refroidissement rapide, le MECO n'est pas réellement considéré comme un évènement hyperthermique (Bohaty et al., 2009). Le MECO est associé à une remontée de la CCD estimée entre 500 m et 1 500 mètres, résultant en une importante dissolution des carbonates des fonds océaniques, qui demeure

énigmatique du fait de la plus longue durée du MECO et de l'absence de CIE bien marquée (Bohaty et al., 2009 ; Sluijs et al., 2013 ; Henehan et al., 2020). Cet évènement a également été associé à des perturbations du cycle hydrologique (Rego et al., 2018 ; Krause et al., 2023 ; Ma et al., 2024).

D. Processus à l'origine des évènements hyperthermiques

La plupart des évènements hyperthermiques de l'Eocène sont très certainement le produit de déstabilisations périodiques de réservoirs de carbone léger, contrôlées par les variations des paramètres orbitaux de la Terre et plus particulièrement par les variations de l'excentricité à court (100 000 ans) et long (400 000 ans) termes (Cramer et al., 2003 ; Lourens et al., 2005 ; Zachos et al., 2010 ; Kirtland Turner et al., 2014 ; Lauretano et al., 2015, 2018 ; Westerhold et al., 2018a-b ; Barnet et al., 2019). Différentes sources de carbone ont été proposées pour expliquer ces excursions négatives du $\delta^{13}C$:

(1) Le relargage d'importantes quantités de méthane provenant soit de la déstabilisation d'hydrates de méthane induite par le réchauffement océanique (Dickens et al., 1995), soit de la libération de méthane thermogénique causée par des intrusions volcaniques dans des sédiments riches en matière organique (Svensen et al., 2004, 2010).

(2) L'oxydation d'importantes quantité de matière organique (MO) contenues dans les sols ou d'origine marine (Kurtz et al., 2003 ; Higgins & Schrag, 2006).

(3) La décomposition de MO contenue dans le permafrost (DeConto et al., 2012).

(5) La redistribution océanique (Sexton et al., 2011).

Contrairement à la plupart des autres évènements hyperthermiques de l'Eocène, le PETM ne semble pas être entièrement en phase avec les cycles orbitaux, ce qui nécessite l'intervention de mécanismes complémentaires pouvant expliquer son déclenchement et/ou son amplification (Zachos et al., 2010). Le regain d'activité volcanique de la *North Atlantic Igneous Province* (NAIP ; Svensen et al., 2004, 2010 ; Gutjahr et al., 2017 ; Kender et al., 2021 ; Mariani et al., 2024), ainsi que l'impact d'une météorite d'environ 10 km de diamètre (Kent et al., 2003) font parties des causes évoquées comme pouvant être à l'origine d'une telle perturbation. Du fait de la plus longue durée du MECO, les processus à l'origine de cet évènement restent encore mal définis. La combinaison d'un forçage climatique très long-terme (cycle d'excentricité de 2,4 millions d'années) et d'injection de CO_2 d'origine volcanique dans l'atmosphère a également été proposée, mais reste à démontrer (Henehan et al., 2020). Récemment, la formation d'argiles authigènes a été proposée comme mécanisme tampon à la consommation de CO_2 par l'altération des silicates (effet dit de « *reverse weathering* »), qui aurait permis une durée plus longue du MECO (Krause et al., 2023).

III. Contexte stratigraphique du Bassin parisien

Etudiés depuis le milieu du XVIII^{ème} siècle, les dépôts cénozoïques du Bassin parisien constituent l'un des berceaux de la géologie, où les premières coupes et cartes géologiques ont été élaborées (Guettard, 1746 ; Guettard & Monnet, 1780 ; Cuvier & Brongniart, 1811, 1832 ; Omalius d'Halloy, 1816 ; Prévost, 1838 ; Dollfus, 1905). De nombreux étages historiques y ont été définis dont certains, le Lutétien par exemple, sont encore utilisés dans l'échelle internationale (Lapparent, 1883 ; De Wever et al., 2002 ; Merle, 2008 ; Molina et al., 2011). Du fait d'une forte diminution de la subsidence (Brunet et Le Pichon, 1982 ; Guillocheau et al., 2000), seule une faible épaisseur de sédiments cénozoïques est préservée : environ 300 mètres cumulés au maximum. Discordants sur le sommet de la craie du Crétacé, les dépôts cénozoïques sont constitués de sédiments tantôt silicoclastiques, tantôt carbonatés, évaporitiques ou organiques (lignites), oscillant entre des environnements marins à continentaux. Les variations de subsidence, la réactivation de structures varisques et le rejeu de failles NW-SE et NE-SW sous l'effet des compressions pyrénéenne et alpine (Mascle & Cazes, 1987 ; Quesnel, 1997 ; Lacombe & Obert, 2000 ; Briais et al., 2016), associés à la présence de nombreux anticlinaux et synclinaux, résultent en des géométries complexes avec d'importantes variations latérales d'épaisseurs et de faciès dans ces environnements peu profonds impactés par les changements du niveau marin et marqués par de nombreux hiatus (Pomerol, 1989).

Après plus de deux siècles d'études où la notion « d'étage » a prédominé face à l'utilisation des unités litho- (et bio-)stratigraphiques formelles (Aubry et al., 2005) et malgré de grands travaux de synthèse (Abrard, 1925 ; Morellet & Morellet, 1948 ; Soyer, 1953 ; Feugueur, 1963 ; Blondeau, 1965 ; Pomerol, 1965 ; Mégnien & Mégnien, 1980 ; Schuler et al., 1992), la lithostratigraphie du Bassin parisien demeure particulièrement complexe (Fig. I-9) et marquée par l'existence d'un très grand nombre d'unités lithostratigraphiques, dont certaines ne semblent se distinguer que par leur situation géographique (Mégnien & Mégnien, 1980 ; Aubry et al., 2005 ; Egal, 2023). La grande variabilité des environnements de dépôt, depuis des milieux marins à des milieux continentaux, engendre des biocénoses très diversifiées qui complexifient l'utilisation conventionnelle de la biostratigraphie pour les corrélations. Ainsi, un cadre biostratigraphique complexe s'est développé en parallèle de la lithostratigraphie détaillée du Bassin parisien. Le cadre biostratigraphique est ainsi établi sur différents groupes de fossiles marqueurs dont les correspondances entre biozones ne sont pas toujours évidentes : nannofossiles calcaires (Aubry, 1983, 1986), foraminifères benthiques (Cavelier & Le Calvez, 1965 ; Le Calvez, 1968 ; Bignot & Neumann, 1991 ; Serra-kiel et al., 1998), kystes de dinoflagellés (Châteauneuf & Gruas-Cavagnetto, 1978 ; Iakovleva et al., 2021), charophytes (Grambast, 1972a-b, 1977 ; Riveline, 1984 ; Riveline et al., 1996) et mammifères (Schmidt-Kittler, 1987 ; Lecomte, 1994 ; Hooker, 1996 ; Hooker & Millbank, 2001 ; Smith et al., 2014)

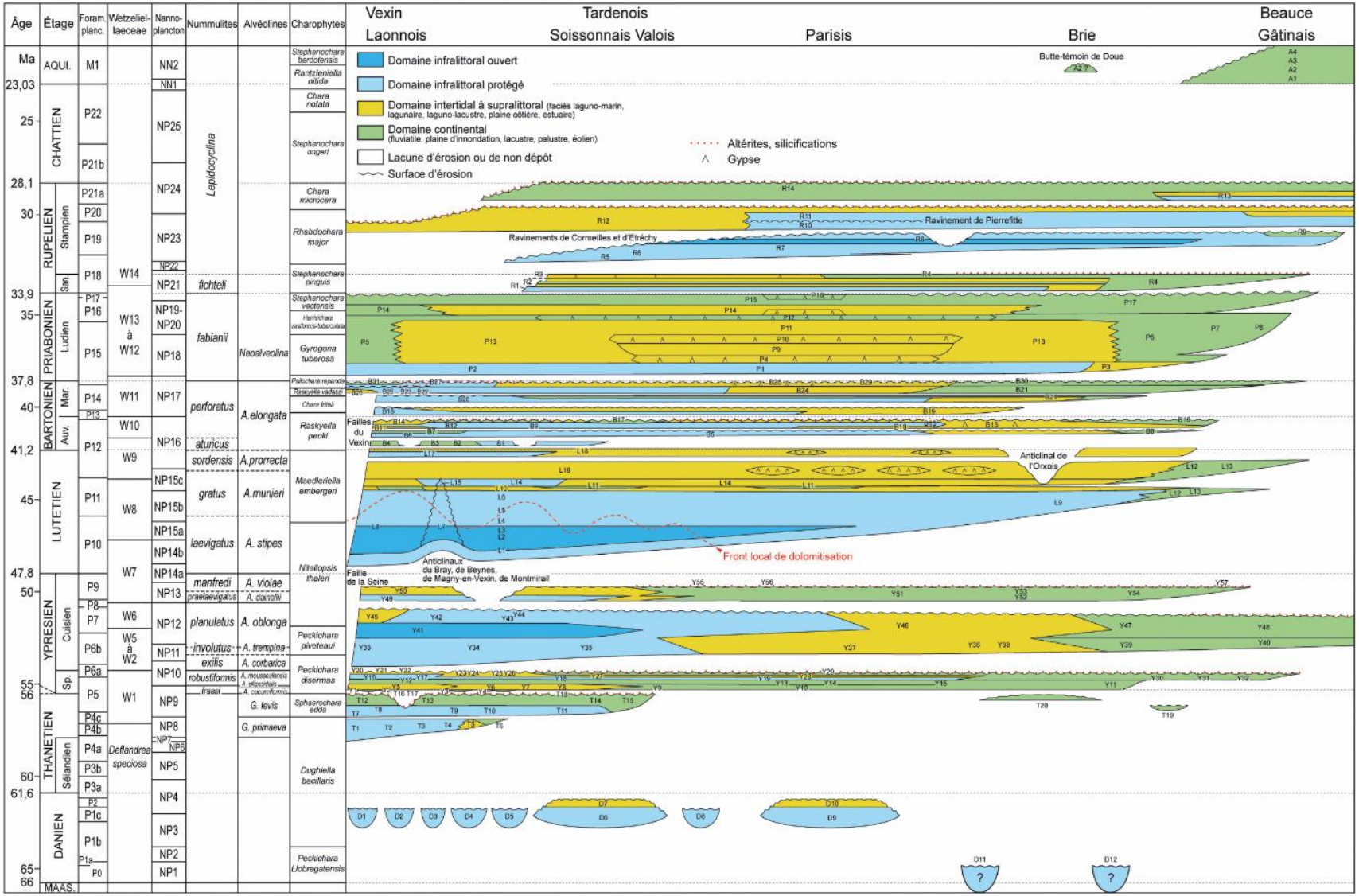


Figure I-9 : Synthèse des unités lithostratigraphiques cénozoïques du Bassin parisien proposée par Gély (2016). Les différents numéros reportés correspondent à des unités lithostratigraphiques différentes (51 pour l'Yprésien par exemple).

Le cadre lithostratigraphique synthétique qui sera utilisé dans la suite de ce travail (Fig. I-10), détaillé ci-dessous, a été construit à partir des synthèses de Mégnien & Mégnien (1980), Aubry et al. (2005) et King (2016), ainsi que des travaux de Quesnel et al. (2018) et Iakovleva et al. (2021) pour le Thanétien et l'Yprésien ; et à partir des travaux d'Abrard (1925), Blondeau (1965), Mégnien & Mégnien (1980), Broekman (1984), Briais (2015) et King (2016) pour le Lutétien et le Bartonien. Il s'appuie sur la représentation de Gély (2016) (Fig. I-9) et une corrélation au cadre chronostratigraphique global est proposée sur bases des données biostratigraphiques disponibles (Fig. I-10).

Le découpage lithostratigraphique proposé par Aubry et al. (2005) pour le Thanétien et l'Yprésien est remis en cause par Briais et al. (2016). Ces auteurs considèrent que le cadre lithostratigraphique proposé par Aubry et al. (2005) a été défini sur les bordures du bassin, incluant ainsi d'importantes lacunes. En conséquence, Briais et al. (2016) proposent un nouveau cadre stratigraphique homogénéisé entre le bassin et ses bordures en se basant sur des corrélations, notamment diagraphiques et séquentielles. Cependant, les formations utilisées dans ce dernier n'étant pas clairement définies, le choix a été fait d'utiliser le découpage proposé par Aubry et al. (2005), plus explicite, et également repris par King (2016).

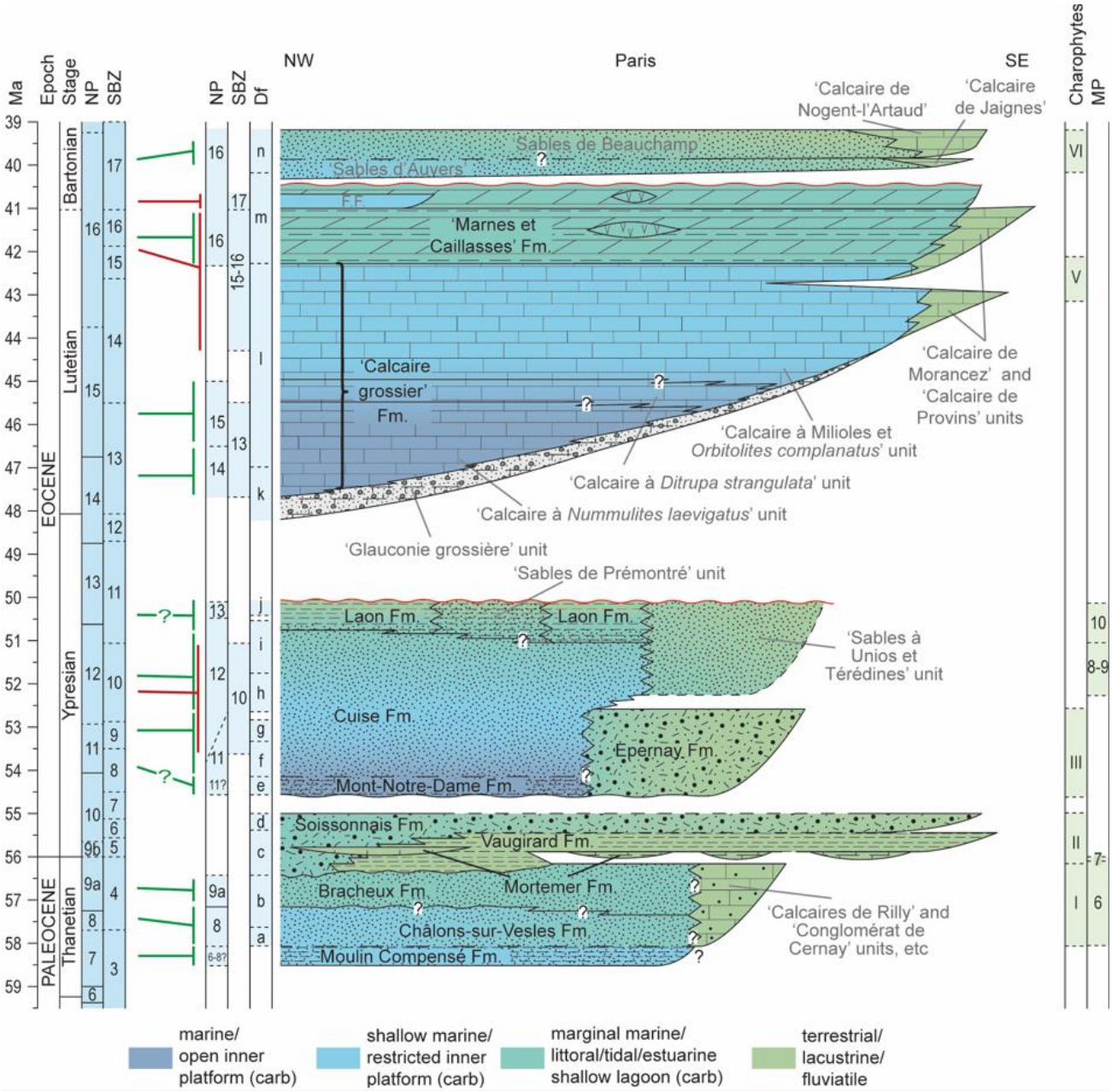


Figure I-10 : Cadre litho-biostratigraphique du Thanétien au Bartonien inférieur du Bassin parisien, construit et utilisé dans le cadre de ce travail. Cadre chronostratigraphique global issu de la GTS2020 (Speijer et al., 2020). NP = biozones de nannoplancton (Martini, 1971 modifiée d'après Aubry, 1999) ; SBZ = biozones de foraminifères benthiques (Shallow benthic foraminifera Zones ; Serra-Kiel et al., 1998). Df : Biozones de dinokystes (Iakovleva pers.comm.; a to f and j: Iakovleva et al., 2021; g to m: Châteauneuf & Gruas-Cavagnetto, 1978) : a : Alisocysta margarita ; b : Apectodinium hyperacanthum; c : Apectodinium-acme ; d : Biconidinium longissimum-acme ; e : Dracodinium astra ; f : Axiodinium lunare/Stenodinium meckelfeldense ; g : Dracodinium simile ; h : Dracodinium varielongitudum ; i : Kisselevia coleothrypta ; j : Aerosphaeridium diktyoplokum ; k : Kisselevia coleothrypta subsp. rotundata ; l : Kisselevia fasciata ; m : Wetzeliella aff. articulata ; n : Rhombodinium draco. Biozones de Charophytes (Riveline, 1984 ; Riveline et al., 1996) : I : Sphaerochara edda ; II : Peckichara disermas ; III : Peckichara piveteaui ; V : Nitellopsis (Tectochara) thaleri ; V : Maedleriella embergeri ; VI : Raskyella pecki. MP : Biozones de mammifères. Une distinction est faite entre les biozones ayant été identifiées dans le Bassin parisien (contre la colonne lithostratigraphique) et le cadre global et des corrélations sont proposées à partir des biozones de nannoplancton (traits verts) et des biozones de foraminifères (traits rouges). Se référer au texte pour le détail des biozones identifiées par formations.

A. Le Thanétien du Bassin parisien

Dans le Bassin parisien, les dépôts thanétiens sont majoritairement localisés dans les régions nord et est du bassin où ils peuvent atteindre 50 à 60 m d'épaisseur. Issus d'une transgression provenant de la Mer du Nord, ces dépôts reposent en discordance soit sur du Danien soit sur le sommet de la craie du Crétacé. Ils sont principalement constitués de sédiments détritiques marins à littoraux au nord et littoraux à continentaux à l'est. Il existe également des sables et cailloutis fluviatiles ligniteux d'âge Thanétien, datés par exemple à Rivecourt dans l'Oise (Smith et al., 2014). Les relations entre les dépôts à dominante marine et les dépôts continentaux demeurent mal contraintes. Les sédiments thanétiens ont été regroupés dans le « *Vesles Group* », subdivisé en trois formations (Formation du Moulin Compensé, Formation de Châlons-sur-Vesles et Formation de Bracheux) par Aubry et al. (2005).

1. Formation du Moulin Compensé

Reprise par Aubry et al. (2005), cette formation repose en discordance sur la Craie ou localement sur du Danien. Elle est composée de silts ou sables fins, glauconitiques, argilo-calcaires et contient souvent des petits graviers de silex. Ces dépôts sont interprétés comme correspondant à un environnement marin peu profond, pouvant être soumis à une influence fluviatile. Cette formation comprend les unités lithologiques de l'Argile de Vaux-sous-Laon, du Tuffeau de la Fère, de l'Argile de Clary et des Marnes de Bouffignereux (voir également Mégnien & Mégnien, 1980 et Laurain & Meyer, 1986). Elle passe progressivement à la formation de Châlons-sur-Vesles sus-jacente.

Janin & Bignot (1993) ont attribué la base de la Formation du Moulin Compensé à la biozone de nannoplancton NP6, notamment du fait de la présence de *Heliolithus kleinpellii*, *Discoaster drieveri* et *Bomolithus conicus* ainsi que de l'absence de *D. mohleri*. En se basant sur la présence de *D. mohleri*, *D. nobilis* et *D. megastypus*, ainsi que sur l'absence de *D. multiradiatus*, ces mêmes auteurs attribuent le sommet de la formation à la partie supérieure de la zone NP8. Steurbaut (1998), repris par Hooker & Millbank (2001), met en doute l'appartenance à la zone NP6 et attribue plutôt la base de la Formation du Moulin Compensé à la zone NP7 suite à l'identification de *Heliolithus knoxii.* Il attribue lui aussi le sommet de la formation à la zone NP8, qui serait marquée par la présence de *H. riedelii*. En se basant sur les publications précédemment citées et sur des données non publiées, Aubry et al. (2005) attribuent la Formation du Moulin Compensé aux zones NP6 et NP7.

2. Formation de Châlons-sur-Vesles

Elevée au rang de formation par Aubry et al. (2005), l'unité des Sables de Châlons-sur-Vesles est constituée de sables fins, glauconieux, à stratifications entrecroisées marquées par des coquilles de mollusques. Ces sables, contenant des terriers, s'organisent en chenaux aggradants. Ils deviennent plus

grossiers vers le sommet et sont interprétés comme reflétant des conditions marines peu profondes (principalement au nord et à l'ouest) à estuariennes voire fluviatiles (surtout à l'est), l'influence continentale se faisant de plus en plus sentir vers le sommet. Cette formation comprend les unités lithologiques suivantes : Sables de Dieppe, Sables de Montjavoult, Sables du Tillet, Sables de Rilly et Sables de Berru (voir également Mégnien & Mégnien, 1980 et Laurain & Meyer, 1986). La Formation de Châlons-sur-Vesles est surmontée par la Formation de Bracheux, de lithologie similaire, dont elle est séparée par une surface érosive en plusieurs localités.

Par la présence de *Heliolithus riedelii* et en l'absence de *Discoaster multiradiatus*, la Formation de Châlons-sur-Vesles est datée de la biozone NP8 dans les forages du Tillet et de Cuise-la-Motte (Aubry, 1983, 1986), ainsi que dans les Sables de Dieppe à proximité du Cap d'Ailly (Dupuis & Steurbaut, 1987). La présence simultanée de *Heliolithus riedelii* et *Hornibrooknia arca* à proximité de Châlons-sur-Vesles (Hooker & Millbank, 2001 ; King, 2016) indiquerait la partie supérieure de la zone NP8. Iakovleva et al. (2021) ont identifié la biozone de dinokystes à *Alisocyta margarita* dans la Formation de Châlons-sur-Vesles dans le forage de Noyon (Oise), et la biozone à *Apectodinium hyperacanthum* au sommet de la formation dans le forage du Tillet. La présence d'*Apectodinium homomorphum* et *A. parvum* dans les Sables de Rilly à Montchenot (Gruas-Cavagnetto, 1974 *in* Hooker & Millbank, 2001) indiquerait la base de la biozone à *A. hyperacanthum* (Iakovleva et al., 2021).

3. Formation de Bracheux

La Formation de Bracheux et la Formation de Châlons-sur-Vesles sont formellement distinguées pour la première fois par Aubry et al. (2005). Elles présentent en effet des lithologies et des réponses diagraphiques assez similaires et ont pu être considérées comme des équivalents latéraux par le passé. La Formation de Bracheux est décrite comme constituée de sables grossiers, glauconieux et calcaires par Aubry et al. (2005). King (2016) y distingue deux unités, séparées par une surface érosive dans la partie nord du bassin et décrites comme un sable fin à moyen, à stratifications entrecroisées, peu glauconieux et souvent riche en coquilles, surmonté par un sable bioturbé fin à moyen, peu glauconieux, et dont la partie basale est généralement riche en coquilles. La Formation de Bracheux est interprétée en environnement marin littoral à estuarien. Elle comprend les unités lithologiques des Sables de Criel, Rosières et Gannes, les Sables de Bourguillemont et les Marnes de Marquéglise (voir également Mégnien & Mégnien, 1980).

La présence de *Discoaster multiradiatus*, *D. helianthus*, *D. delicatus* et *Fasciculithus tympaniformis* dans cette formation indiquent la biozone NP9 (Aubry, 1983, 1986), qui serait restreinte à sa partie inférieure (sous-zone NP9a ; Steurbaut, 1998 ; Aubry et al., 2005). La biozone de dinokystes à *Apectodinium hyperacanthum* a été identifiée dans la Formation de Bracheux par Iakovleva et al. (2021).

4. *Equivalents continentaux aux Formations de Châlons-sur-Vesles et de Bracheux*

Bien que les relations entre les dépôts marins et continentaux thanétiens soient assez mal contraintes, les Formations de Chalôns-sur-Vesles et de Bracheux sont considérées comme étant des équivalents latéraux des unités lithologiques continentales à lacustres des Sables de Rivecourt, Marnes de Montchenot, Marnes de Chenay, Marnes de Breuil-sur-Vesles, Marnes de Saint-Thierry, Marnes et Calcaire de Rilly et du Conglomérat de Cernay (Mégnien & Mégnien, 1980 ; Laurain & Meyer, 1986 ; Aubry et al., 2005).

Les Marnes de Chenay à Saint-Thierry et le Calcaire de Rilly sont datés de la biozone de charophytes *Sphaerochara edda* par la présence de *Nitellopsis (Campaniella) helicteres*, *Harrisichara tougnetensis* et *Microchara berruensis* (Riveline, 1984 ; Aubry et al., 2005). *Nitellopsis (Campaniella) helicteres*, *Harrisichara tougnetensis*, *Peckichara varians* et *Sphaerochara edda* indiquent cette même biozone dans le Calcaire de Rilly à Montchenot (Riveline, 1984 ; Aubry et al., 2005). Des faunes de mammifères permettent de dater la Formation de Châlons-sur-Vesles et certains de ses équivalents latéraux (Marnes de Montchenot et Calcaire de Rilly) de la biozone MP6 (Cernaysien) dont le Conglomérat de Cernay constitue la localité type (Hooker & Millbank, 2001 ; Jehle et al., 2012, 2019).

B. L'Yprésien du Bassin parisien

Les dépôts yprésiens du Bassin parisien sont principalement constitués de sédiments continentaux à littoraux argilo-sableux ligniteux et calcaires d'une part, et de sédiments marins à estuariens détritiques d'autre part. Ces deux ensembles ont été séparés en deux étages par Dollfus (1880), le Sparnacien (d'après la ville d'Epernay) regroupant les unités continentales à littorales, surmonté par les unités marines à estuariennes du Cuisien (d'après la localité de Cuise-la-Motte). Les importantes variations latérales de faciès et les difficultés à les expliquer par la notion de « cycles sédimentaires » (Broekman, 1978) ont conduit à d'importantes discussions sur la réelle valeur chronostratigraphique de ces « étages régionaux » et leur relations et équivalence avec les autres « étages régionaux » des bassins avoisinants (Landénien, Yprésien, Londinien, Ilerdien…) pendant plus d'un siècle (voir Feugueur, 1963 ; Mégnien & Mégnien, 1980 ; Berggren & Aubry, 1996). La solution est venue par la biostratigraphie, qui a mis en évidence le diachronisme entre les Argiles et Lignites du Soissonnais et celles de la région d'Epernay. Ces dernières ayant été prouvées équivalentes aux faciès de la base du « Cuisien » sont ainsi plus jeunes que les Argiles et Lignites du Soissonnais. Aubry et al. (2005) ont ainsi pu proposer un cadre lithostratigraphique formel pour l'Yprésien, et plus particulièrement pour les faciès « sparnaciens ».

Deux groupes sont établis par Aubry et al. (2005) : Le Groupe du Mont-Bernon et le Groupe de la Montagne de Laon. Le premier comprend l'ensemble des dépôts argileux et ligniteux de la base de l'Yprésien (Fig. I-11), ainsi que les marnes et carbonates lacustres à continentaux intercalés, et correspond approximativement au « Sparnacien » défini par Dollfus (1880). Le Groupe du Mont-Bernon a formellement été divisé en quatre formations (Formation de Mortemer, Formation de Vaugirard, Formation du Soissonnais et Formation d'Epernay) par Aubry et al. (2005). Il couvre l'ensemble du Bassin parisien, surmontant les sables marins thanétiens au nord et à l'ouest et reposant directement sur la craie du Crétacé au sud et à l'est. Il est surmonté par le Groupe de la Montagne de Laon, sauf dans sa partie sud où il est directement en contact avec les dépôts lacustres du Lutétien. Le Groupe de la Montagne de Laon est principalement constitué des sables marins calcaires et glauconieux de l'Yprésien (Fig. I-12), et passe latéralement aux dépôts continentaux à fossiles de mammifères des Sables à Unios et Térédines et du Pisé de Sézanne vers le sud-est, correspondant ainsi au « Cuisien » de Dollfus (1880). Ces dépôts sont séparés de ceux du Groupe du Mont-Bernon par une discontinuité et sont surmontés par les dépôts carbonatés du Lutétien. Aubry et al. (2005) divisent ce groupe en trois formations (Formation du Mont-Notre-Dame, Formation de Cuise et Formation de Laon), mais sans les définir aussi précisément et formellement que celles du Groupe du Mont-Bernon, ce qui a conduit King (2016) à ne pas les considérer comme « établies de façon adéquate ». Toutefois, ces formations étant discutées par King (2016), et leur usage semblant relativement aisé, les propositions faites par Aubry et al. (2005) sont réutilisées dans le cadre stratigraphique de ce travail (Fig. I-10).

1. Formation de Mortemer

La Formation de Mortemer définie par Aubry et al. (2005) correspond à l'ensemble des dépôts carbonatés continentaux compris entre les sables thanétiens (ou localement la craie du Crétacé) et les formations argilo-sableuses sus-jacentes. Ces dépôts correspondent à des calcaires lacustres ou palustres ou à des marnes riches en nodules carbonatés marquant des niveaux de paléosols. La Formation de Mortemer comprend les unités lithologiques du Calcaire d'Ailly, du Calcaire de Mortemer, du Calcaire de Clairoix, des Marnes à rognons, des Marnes Blanches, des Marnes de Dormans, des Marnes de Sinceny, ainsi que les Sables et Marnes à *Microcodium*.

La base et le sommet de cette formation sont datés de la biozone de dinokystes *Apectodinium-acme* (Iakovleva et al., 2021). En de nombreuses localités, la Formation de Mortemer a pu être datée de la biozone de charophytes à *Peckichara disermas* (parfois restreinte à sa partie inférieure, moyenne ou supérieure) par la présence de *Peckichara disermas, Peckichara sp., P. microcarpa, Nitellopsis (Campaniella) helicteres, Nitellopsis (Tectochara) dutemplei, Harrisichara leptocera, Maedleriella cristellata, M. lehmani, Grovesichara boureaui* (Grambast, 1972a,b ; Laurain

et al., 1983 ; Riveline, 1984 ; Riveline et al., 1996 ; Riveline *in* Lecomte, 1994 ; Dupuis & Riveline *unpublished data in* Aubry et al., 2005 (Appendix 1)).

2. *Formation de Vaugirard*

Sous ce nom, Aubry et al. (2005) désignent les « Argiles Plastiques » de Cuvier & Brongniart (1811). Cette formation est localisée dans des synclinaux d'orientation varisque ou hercynienne (NW-SE) et repose en discordance sur la craie du Crétacé, les sédiments thanétiens ou la Formation de Mortemer et parfois sur celle du Soissonnais. Sa limite supérieure est soit concordante avec la Formation du Soissonnais dont elle est par ailleurs un équivalent latéral, soit une discontinuité avec la Formation d'Epernay sus-jacente (Fig. I-10). La Formation de Vaugirard est constituée d'argiles, bariolées à l'ouest sous l'effet de la pédogenèse et marquée par des conditions lacustres réductrices à l'est, qui alternent au niveau de Paris. Ces argiles sont souvent silteuses et organiques à la base et deviennent sableuses au sommet et peuvent par ailleurs être incisées par des chenaux sableux, très organiques et pyriteux, notamment dans la région parisienne. Elles correspondent à des dépôts continentaux réputés lacustres ou de plaine alluviale, marqués par la pédogenèse et la formation de paléosols (Thiry, 1981). La Formation de Vaugirard comprend le Membre de Limay (équivalent des « Argiles plastiques bariolées » de Thiry, 1981), le Membre de Provins correspondant aux « Argiles plastiques de Provins » (ou « Argiles plastiques kaoliniques » de Thiry, 1981) et le Membre de Meudon formé par le conglomérat fluviatile du même nom, associé au « Cendrier de Paris ».

L'unité du « Cendrier de Paris » est datée de la biozone de characées à *Peckichara disermas* à Paris par la présence de *Peckichara disermas* et *Nitellopsis (Campaniella) helicteres* (Riveline, 1984). La faune de mammifères découverte dans le Conglomérat de Meudon caractérise la biozone MP7 (Russell et al., 1993 ; Hooker, 1996 ; Aubry et al., 2005 ; King, 2016).

3. *Formation du Soissonnais*

Cette formation définie par Aubry et al. (2005) correspond aux « Argiles à lignites du Soissonnais » (Dollfus, 1880 ; Mégnien & Mégnien, 1980). Elle est constituée de silts, sables, argiles organiques, lignites, parfois marnes litées, organiques ou non, et niveaux coquilliers entremêlés, lumachelliques ou non, correspondant à des milieux littoraux saumâtres, palustres ou lacustres. Cette formation comprend notamment les unités lithologiques des Fausses Glaises, des Sables de Sinceny et des Sables de Rivecourt, ainsi que les « Sables à argile, ostracodes et mollusques » de la région du Cap d'Ailly.

La Formation du Soissonnais est datée de la biozone de dinokystes à *Apectodinium-acme* (Iakovleva et al., 2021). Le Membre de Sinceny, comportant des petits galets de silex et des

accumulations de coquilles de mollusques formant une malacofaune distincte de celle des Sables et argiles à lignites du Soissonnais dans des sables et argiles silteuses, situé au sommet de la Formation du Soissonnais (F. Quesnel, *pers. comm.*) est attribué à la biozone de dinokystes *Biconidinium longissimum-acme* dans les forages de Sinceny et du Tillet (Quesnel et al., 2011 ; Iakovleva et al., 2021). La présence de *Nitellopsis (Campaniella) helicteres*, *Nitellopsis (Tectochara) dutemplei* et de *Harrisichara leptocera*, identifiés à Soissons, et de *Nitellopsis (Campaniella) helicteres*, *Harrisichara leptocera* et *H. sparnaciensis*, identifiés à Vauxbuin, indique la biozone de characée à *Peckichara disermas* (Bignot et al., 1981 ; Riveline, 1984 *in* Aubry et al., 2005 (Appendix 1)). Les Sables de Rivecourt sont des dépôts fluviatiles qui érodent la Formation de Bracheux sous-jacentes et ont été datés de la biozone de mammifère MP6b (Smith et al., 2014), et sont donc d'âge Thanétien et non Yprésien.

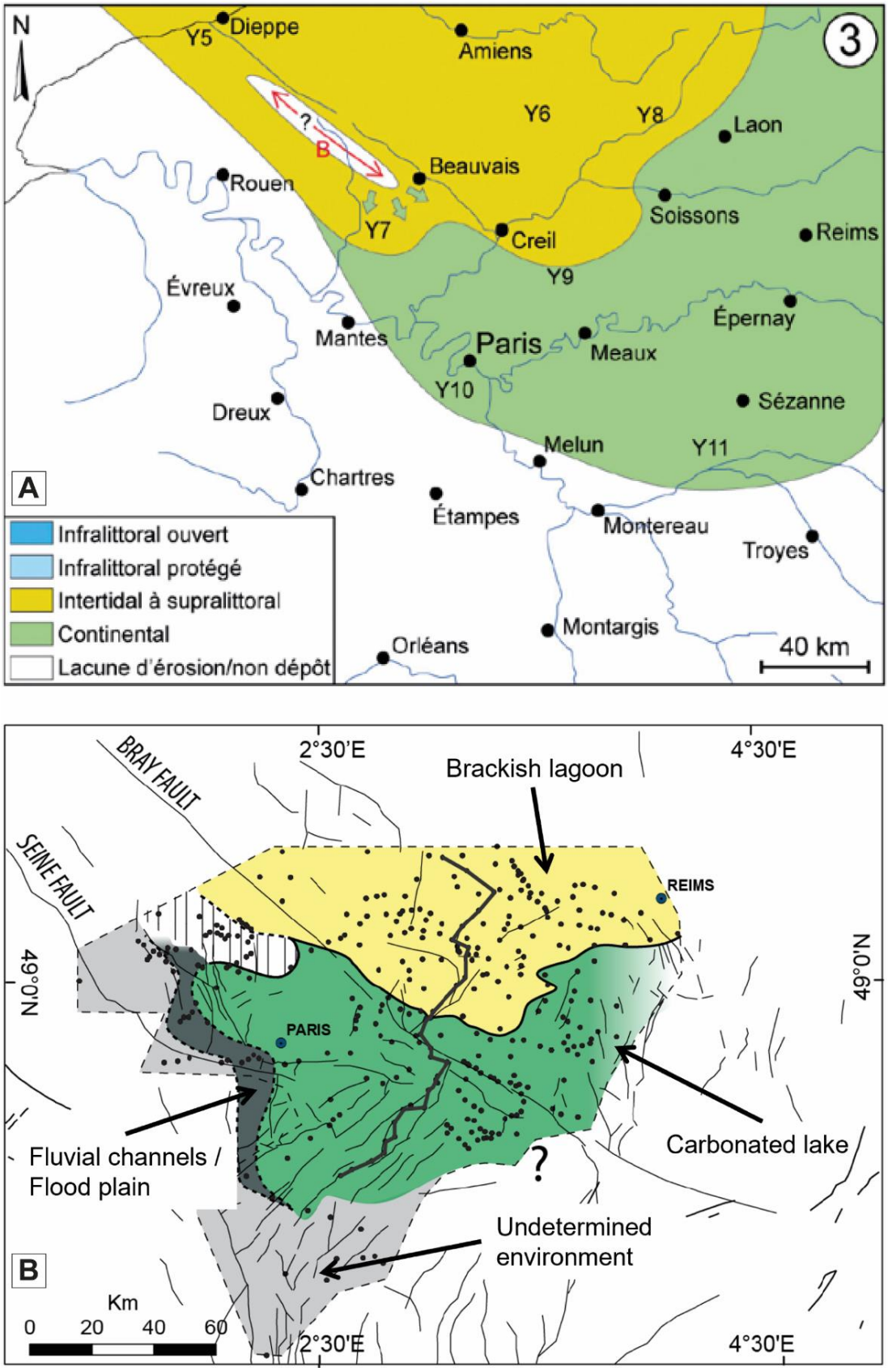


Figure I-11 : Reconstitutions paléogéographiques du Bassin parisien à l'Yprésien inférieur (Groupe du Mont-Bernon). A) D'après Gély (2016). B) D'après Briais et al. (2016).

4. *Formation d'Epernay*

Les Formations d'Epernay et du Soissonnais ont une lithologie très similaire, elles ont été formellement distinguées pour la première fois par Aubry et al. (2005), principalement sur base biostratigraphique, la Formation d'Epernay étant plus jeune que la Formation du Soissonnais. La Formation d'Epernay comprend les unités lithologiques des Argiles à lignite d'Epernay, des Sables d'Auteuil et des Fausses Glaises de Paris (voir également Mégnien & Mégnien, 1980 et Laurain et al., 1983). C'est un équivalent latéral des Formations du Mont-Notre-Dame et de Cuise et elle est surmontée par l'unité des Sables à Unios et Térédines, bien que la nature du contact ne soit pas précisée.

La Formation d'Epernay est datée de la biozone de dinokystes à *Axiodinium lunare/Stenodinium meckelfeldense* (Iakovleva et al., 2021). La présence de *Peckichara rillyensis, P. piveteaui, P. torulosa, Maedleriella lehmani* et *Nitellopsis (Campaniella) helicteres* assigne cette formation à la biozone de characées à *Peckichara piveteaui* (Riveline, 1984, Riveline *in* Lecomte, 1994 ; Aubry et al., 2005 (Appendix 1)).

5. *Formation du Mont-Notre-Dame*

Aubry et al. (2005) assimilent cette formation à un niveau « étendu, épais et presque non-calcaire » qui regroupe le Tuffeau de Mont-Notre-Dame défini par Munier-Chalmas & de Lapparent (1893) et les Sables de Laon définis par Châteauneuf & Gruas-Cavagnetto (1978). Ce dépôt repose généralement en discordance sur les dépôts du Groupe du Mont-Bernon, et passe de façon progressive à la Formation de Cuise. Pour King (2016) le Tuffeau du Mont-Notre-Dame est une unité localisée, décrite comme des « sables grossiers analogues au tuffeau » par Munier-Chalmas (1895), et ne peut pas être considérée comme synonyme des Sables de Laon, décrits comme des « sables fins à très fins, silteux, bioturbés et glauconieux » (King, 2016), beaucoup plus étendus. Par conséquent, le nom de la Formation du Mont-Notre-Dame semble inapproprié pour King (2016). Comme la Formation de Laon est déjà définie (voir ci-après) et en l'absence d'un autre nom plus approprié, ce nom est néanmoins temporairement conservé dans le présent cadre stratigraphique.

Les Sables de Laon et la Formation du Mont-Notre-Dame sont attribués à la biozone de dinokystes à *Dracodinium astra* (Iakovleva et al., 2021). En s'appuyant sur les travaux de Aubry (1983) et Steurbaut (1988), King (2016) attribue la partie supérieure des Sables de Laon (et donc de la Formation de Mont-Notre-Dame) à la biozone de nannoplancton NP11, cependant cette attribution n'est pas compatible avec la biozone à *Dracodinium astra* déterminée par les dinokystes, ces deux biozones n'étant pas synchrones.

6. *Formation de Cuise*

La Formation de Cuise a été proposée par Aubry et al. (2005) pour regrouper l'ensemble des sables d'affinité marine, calcaires et glauconieux, parfois riches en coquilles et microfossiles, particulièrement en grands foraminifères benthiques (entre autres *Nummulites planulatus* et *Alveolina oblonga*), qui constituent la plus grande partie du « Cuisien » historique. Ces sables fins à moyens peuvent être marqués par des stratifications entrecroisés, soulignées par des fossiles d'affinité marine ou saumâtre, et se sont déposés dans des milieux marins peu profonds à estuariens (Feugueur, 1963 ; Mégnien & Mégnien, 1980 ; Briais, 2016). Cette formation regroupe les Sables (ou Niveaux) d'Aizy, de Pierrefonds, de Cuise et d'Hérouval. Le passage entre la Formation du Mont-Notre-Dame et la Formation de Cuise est progressif, principalement marqué par un enrichissement en (micro)fossiles et plus particulièrement en grands foraminifères. La nature du contact entre les Formations de Cuise et de Laon n'est pas très claire, une « surface bioturbée » pouvant correspondre à une lacune de sédimentation à la base de la Formation de Laon est néanmoins mentionnée dans la localité type par King (2016).

La Formation de Cuise est datée par les biozones de dinokystes à *Axiodinium lunare/Stenodinium meckelfeldense* (base des Sables d'Aizy, Iakovleva et al., 2021) et des biozones à *Dracodinium simile* (sommet des Sables d'Aizy) et à *Dracodinium varielongitudum* (Sables de Cuise) dans le forage du Tillet (Châteauneuf & Gruas-Cavagnetto, 1978, A. Iakovleva, *pers. comm.*). La présence de *Nummulites planulatus* et *Alveolina oblonga* indique la biozone de foraminifères benthiques SBZ10 (Serra-Kiel et al., 1998). La présence conjointe de *Tribrachiatus orthostylus* et *Discoaster kuepperi*, parfois associés à *Rhabdosphaera truncata* et *D. distinctus* marque l'appartenance de cette formation aux biozones de nannoplanctons NP11 et NP12 (Aubry, 1983, 1986 ; Steurbaut, 1988).

7. *Formation de Laon*

La Formation de Laon est introduite par Aubry et al. (2005), mais n'y est pas explicitement définie. Elle correspond à une couche argileuse pouvant être silteuse et contenir des passées sableuses et étant parfois glauconieuse à sa base. Elle est surmontée par la Glauconie grossière lutétienne, le contact est net, le plus souvent érosif, et la Formation de Laon est par endroits entièrement érodée par les dépôts lutétiens. Cette formation, qui inclut les unités lithologiques de l'Argile de Laon, des Sables de Prémontré et des Sables de Glennes est parfois considérée comme l'équivalent latéral des Grès de Belleu (Mégnien & Mégnien, 1980 ; Steurbaut et al., 2016a). Les dépôts argileux constitueraient l'équivalent lagunaire à palustre du système fluvio-estuarien des Sables de Glennes et de Prémontré (Steurbaut et al., 2016a).

Dans les forages du Tillet et de Cuise-la-Motte, la Formation de Laon peut être rattachée à la biozone de dinokystes à *Kisselevia coleothrypta* (Châteauneuf & Gruas-Cavagnetto, 1978 ; A.

Iakovleva, *pers. comm.*). Châteauneuf & Gruas-Cavagnetto (1978) ont également défini une biozone de dinokystes à l'aide de l'apparition des formes de *K. coleothrypta* attribuées à la sous-espèce *rotundata*, qu'ils auraient observée dans la Formation de Laon et dans la Glauconie grossière et le calcaire gréseux formant la base de la Formation lutétienne du Calcaire grossier. Les Sables de Prémontré ont livré une faune de mammifères indiquant la biozone MP10 et ont été rattachés à la partie inférieure de la biozone de nannoplanctons NP13 par analogie avec la *Merelbeke Clay Formation*, et notamment du fait de la présence de dinokystes attribués à l'espèce *Aerosphaeridium diktyoplokum* (Steurbaut et al., 2016a *and references therein*).

8. Les Sables à Unios et Térédines

Cette unité semble être considérée comme un équivalent proximal des sédiments marins du Groupe de la Montagne de Laon (Aubry et al., 2005). Il s'agit de sables moyens à grossiers mal triés, argileux et coquilliers, contenant des graviers et caractérisés par la présence de fossiles de mammifères et de mollusques d'eau douce à saumâtre (Lecomte, 1994 ; King, 2016). Les assemblages de mammifères identifiés indiqueraient les biozones MP8/9 et MP10 (Louis et al., 1983 ; Lecomte, 1994 ; and Hooker, 1996 *in* King, 2016).

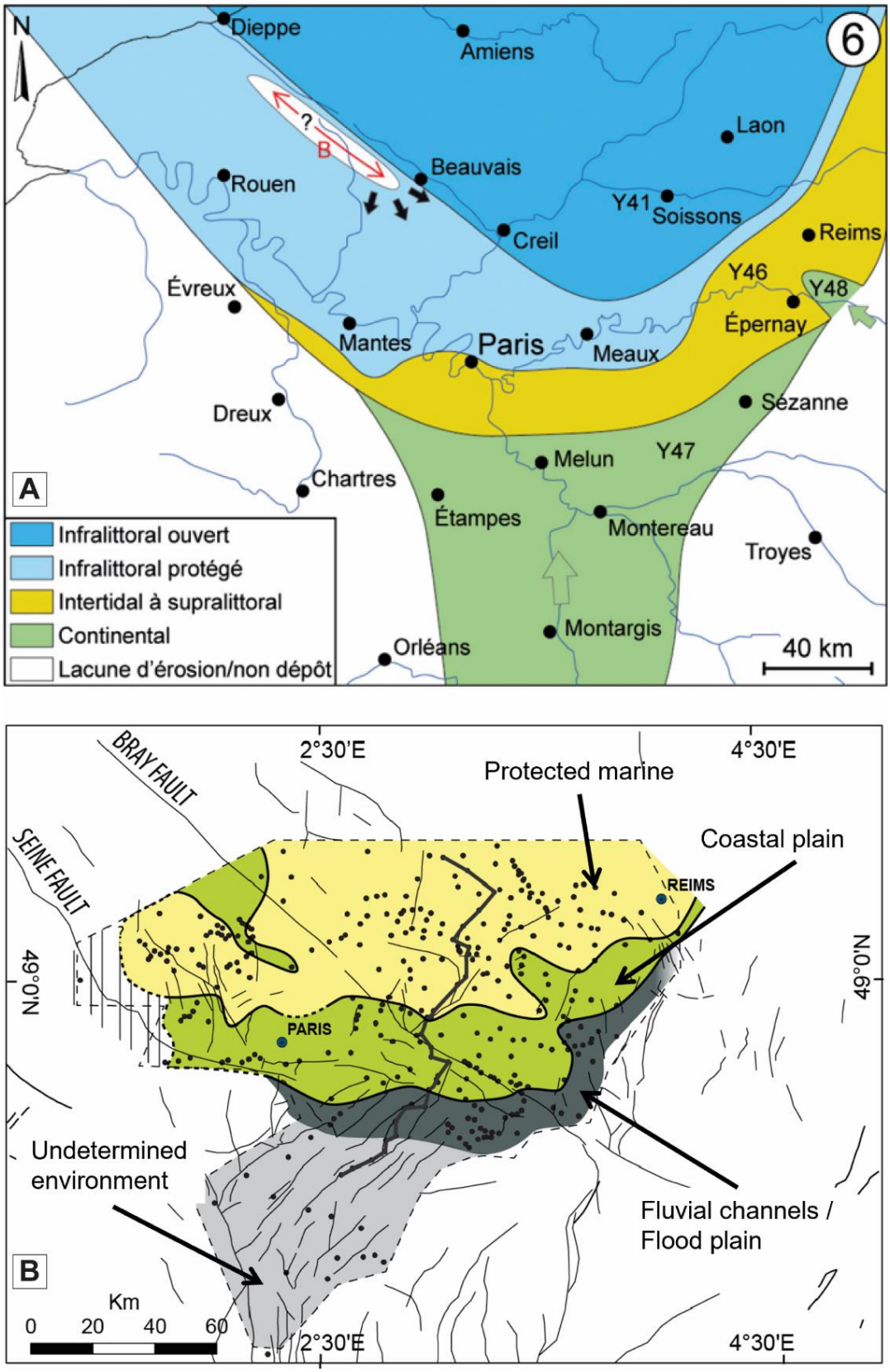


Figure I-12 : Reconstitutions paléogéographiques du Bassin parisien à l'Yprésien (Groupe de la Montagne de Laon). A) D'après Gély (2016). B) D'après Briais et al. (2016).

C. Le Lutétien et Bartonien inférieur du Bassin parisien

A. de Lapparent introduit le terme de Lutétien dans son *Traité de Géologie* de 1883 (Lapparent, 1883) avec valeur de sous-étage, avant de l'élever au rang d'étage en 1893 dans la troisième édition de ce traité. Sous ce terme, il reprend le « Calcaire Grossier » défini en 1835 par Cuvier comme l'ensemble des niveaux carbonatés compris entre les sables yprésiens et bartoniens (Mégnien & Mégnien, 1980). Les calcaires lutétiens sont utilisés comme matériaux de construction depuis l'Antiquité (Merle, 2008 ; Gély & Leroux, 2019) et leur important contenu fossilifère (mollusques, foraminifères, plantes, coraux, échinodermes, poissons, tortues, etc. ; Merle, 2008) en ont fait un objet d'étude privilégié depuis près de 300 ans (Guettard, 1756 ; Cuvier and Brongniart, 1811 ; Lapparent, 1883 ; Abrard, 1925 ; Blondeau, 1965 ; Mégnien & Mégnien, 1980 ; Gély, 1996 ; Huyghe et al., 2012 ; Briais, 2015 ; Gély & Leroux, 2019). Cette longue exploitation a donné lieu à une importante nomenclature dans laquelle les appellations des géologues et des carriers se mélangent (Egal, 2023). Abrard (1925) est le premier à avoir proposé un découpage biostratigraphique du Lutétien, le divisant en quatre zones. Les carbonates du Lutétien sont transgressifs vers le sud, les dépôts de la base étant principalement localisés dans le Soissonnais, tandis que ceux du sommet sont présents jusque dans les environs de Provins (Fig. I-13). Ils se sont principalement déposés dans un environnement marin relativement peu profond à lagunaire (Fig. I-14) et peuvent être répartis en deux formations : les dépôts marins sont regroupés dans la Formation du Calcaire grossier et les dépôts lagunaires dans la Formation des Marnes et Caillasses (Michelot, 1855 ; Mégnien & Mégnien, 1980 ; Egal, 2023 ; Moreau et al., 2024).

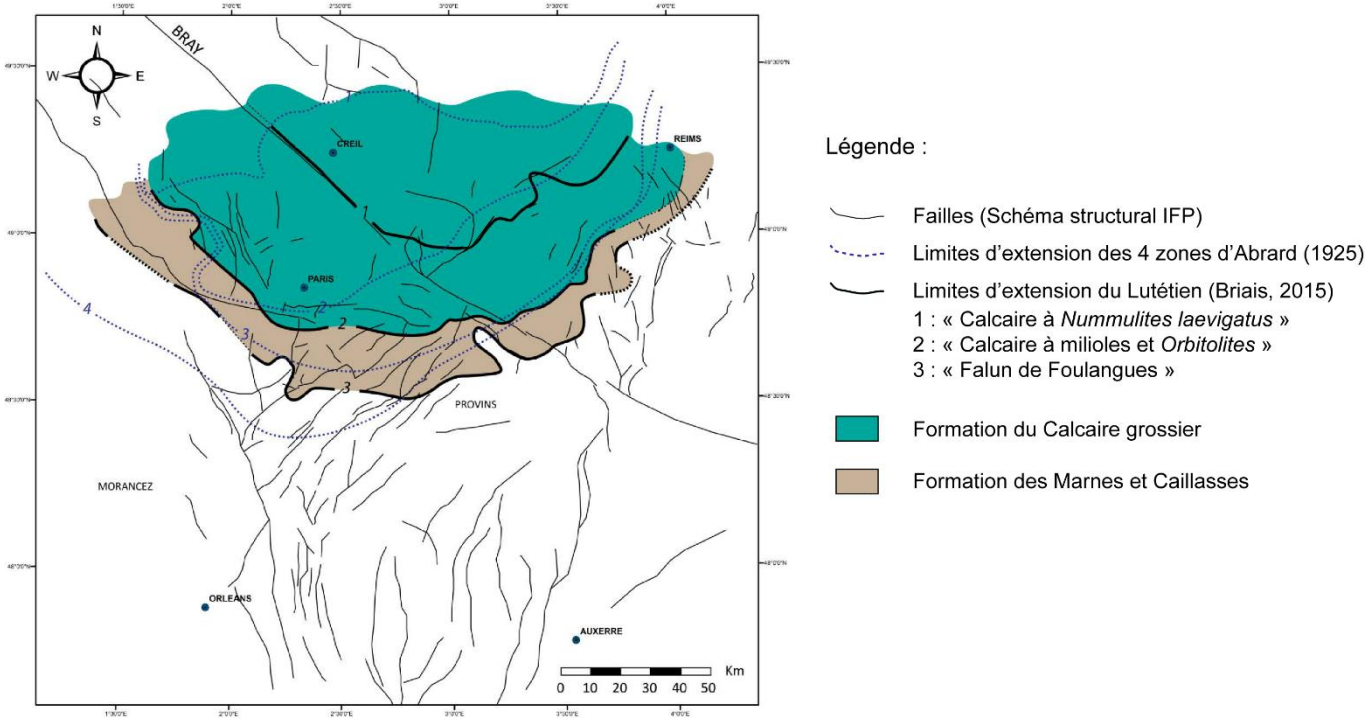


Figure I-13 : Cartes des onlaps du Lutétien-Bartonien inférieur dans le Bassin parisien (Briais, 2015)

1. *Formation du Calcaire grossier*

La base du Lutétien consiste en un niveau transgressif, diachrone à l'échelle du Bassin parisien, et constitué de sables calcaires grossiers et mal triés, caractérisés par la présence de nombreux grains de glauconie et fossiles (mollusques, bryozoaires, ostracodes, coraux, dents de squales, etc.), ainsi que des éléments yprésiens voire crétacés remaniés (Blondeau, 1965 ; Mégnien & Mégnien, 1980 ; Broekman, 1984 ; Merle, 2008 ; King, 2016). Ce niveau, appelé « Glauconie grossière », érode les sédiments sous-jacents du Groupe de la Montagne de Laon, du Groupe du Mont-Bernon, voire de la craie et est associé au Lutétien inférieur au nord du bassin et au Lutétien moyen au sud. Dans la partie nord du bassin, ce niveau transgressif est surmonté par une unité mixte carbonatée et silicoclastique. Le matériel détritique relativement grossier à la base est plus fin au sommet et peut encore contenir des grains de glauconie. Cette unité, appelée « Calcaire à *Nummulites laevigatus* » correspond aux Zone I et II d'Abrard (1925), est caractérisée par l'apparition et la prolifération du foraminifère benthique *Nummulites laevigatus*, au point que son accumulation peut former une couche individualisée (« Pierre à liards ») au sommet de l'unité (Blondeau, 1965 ; Mégnien & Mégnien, 1980 ; Broekman, 1984). Elle correspond aux faciès les plus profonds du Lutétien et a été interprétée par Briais (2015) comme représentant un environnement de plateforme interne ouverte. L'unité du « Calcaire à *Nummulites laevigatus* » est surmontée par un calcaire bioclastique à foraminifères (dont de rares *Nummulites laevigatus*, potentiellement remaniées à la base) et coquilles dans lequel les *Ditrupa strangulata* sont communs, notamment à la base (Banc de Saint-Leu). Ce « Calcaire à *Ditrupa strangulata* » contient encore des grains détritiques de quartz et de glauconie, les mollusques et échinodermes y sont abondants, et des traces de plantes ont localement pu y être observées. Il correspond à la Zone III d'Abrard (1925), et a été interprété comme se développant dans un environnement un peu plus proximal que le « Calcaire à *Nummulites laevigatus* » par Broekman (1984), bien que Briais (2015) le considère toujours comme représentatif d'un environnement de plateforme interne ouverte. La Formation du Calcaire grossier se termine par une unité composée de plusieurs bancs calcaires bioclastiques très riches en grands foraminifères benthiques (avec notamment d'abondants *Miliolidae* et *Orbitolites complanatus*, des *Alveolina* et quelques *Nummulites*), fragments ou traces de mollusques, bryozoaires, algues, échinodermes et ostracodes. Cette unité du « Calcaire à Milioles et *Orbitolites complanatus* », qui correspond à la Zone IVa d'Abrard (1925), est considérée comme reflétant des conditions marines peu profondes de plateforme interne, mais plus confinée que celle des unités précédentes (Broekman, 1984 ; Briais, 2015). Les calcaires de la Formation du Calcaire grossier ont pu localement subir une certaine dolomitisation et parfois dédolomitisation, dont l'ampleur est probablement sous-estimée et l'origine est encore mal comprise (Fontes et al., 1970 ; Gély & Leroux, 2019).

La présence de *Discoaster nonaradiatus*, *D. saipanensis* et *Helicosphaera seminulum* associés à *D. sublodoensis* et *Rhabdosphaera inflata* et l'absence de *Nannotetrina fulgens* indiquent l'appartenance de la Zone I du Lutétien (base du « Calcaire à *Nummulites laevigatus* ») à la partie supérieure de la

biozone de nannoplancton NP14 (Aubry, 1983 ; 1986). La présence de *Nannotetrina fulgens* et l'absence de *Discoaster sublodoensis, Rhabdosphaera inflata, Rh. gladius, Reticulofenestra samodurovi* et *R. umbilica* ont permis à Aubry (1983,1986) d'attribuer la Zone II du Lutétien (sommet du « Calcaire à *Nummulites laevigatus* ») à la partie inférieure de la biozone NP15 (Fig. I-10). La biozone NP15 est également suggérée dans la Zone III (« Calcaire à *Ditrupa strangulata* ») par la co-occurrence de *Discoaster sublodoensis* et de plusieurs spécimens du genre *Nannotetrina* mal préservés associée à l'absence de *Rhabdosphaera inflata* (Aubry, 1983, 1986). Ces attributions sont cohérentes avec la présence de *Nummulites laevigatus* dans les Zones I et II, qui indique la biozone de foraminifères benthiques SBZ13 (Serra-Kiel et al., 1998). De plus, les foraminifères de la Zone IVa seraient équivalents aux biozones SBZ15 et SBZ16 (Le Calvez, 1970 *in* Moreau, 2023). Châteauneuf & Gruas-Cavagnetto (1978) définissent une biozone de dinokystes à *Kisselevia fasciata*, qui coïnciderait avec la Formation du Calcaire grossier, et notamment sa partie supérieure (Calcaire à Milioles et Orbitolites). Le sommet de l'unité du « Calcaire à Milioles et *Orbitolites complanatus* » est localement marqué par un niveau lenticulaire à affinité lagunaire à continentale appelé « Banc vert », qui est attribué à la biozone de charophytes à *Maedleriella embergeri* par Riveline (1984).

La surface érosive de la base du Lutétien sépare donc la Formation de Laon, datée de la base de la biozone de nannoplanctons NP13, et le « Calcaire à *Nummulites laevigatus* », dont la base a été datée de la partie supérieure de la biozone NP14. Cette surface majeure correspond ainsi à un important hiatus (Cavelier & Pomerol, 1979 ; Aubry, 1983 ; Pomerol, 1989), dont l'origine a été associée à la convergence entre la plaque ibérique et la plaque eurasiatique (Gély, 1996, 2016 ; Briais et al., 2016) et dont la durée est estimée à environ 2,5 millions d'années mais peut être localement plus importante (Aubry, 1985 ; Steurbaut et al., 2016a).

2. Formation des Marnes et Caillasses

La Formation des Marnes et Caillasses est constituée par une alternance de niveaux carbonatés durs, le plus souvent dolomitiques, de niveaux moins indurés qualifiés de « marnes » et de niveaux d'argiles. Des lentilles de gypse (parfois jusqu'à près de 20 m d'épaisseur cumulée) peuvent s'intercaler dans la formation le plus souvent en subsurface, sous Paris (Soyer, 1960 ; Mégnien & Mégnien, 1980 ; Toulemont, 1987). Ces niveaux gypseux peuvent être pseudomorphosés en calcite (Caillère et al., 1966 ; Fontes & Toulemont, 1987) ou en silice. La composition minéralogique similaire des niveaux indurés et marneux (Arnould et al., 1971 ; Gigan, 1974) a pu conduire certains auteurs (e.g., Egal & Piraud, 2018) à considérer l'appellation « Marnes et Caillasses » comme inadaptée. Cependant, l'usage généralisé de ce terme depuis le XIX^{ème} siècle rend compliqué son abandon. Les Marnes et Caillasses du centre du bassin ont pendant longtemps été rapportées à un milieu de dépôt mal défini allant du lacustre au lagon en passant par des environnements de type sebkhas (Fontes & Toulemont, 1987). Ceci

peut s'expliquer par leur position à l'interface entre un domaine marin dans la Manche, d'où provenaient des incursions marines comme le « Falun de Foulangues » (Cavelier & Le Calvez, 1965 ; Mathelin & Bignot, 1989) et un domaine lacustre représenté par les Calcaires de Morancez et de Provins (Mégnien & Mégnien, 1980 ; Moreau et al., 2024). Le sommet de la Formation des Marnes et Caillasses correspond à une surface d'émersion régionale, localement karstifiée (Pomerol, 1989 ; Briais, 2015 ; Marie, 2023 ; Moreau, 2023).

L'assemblage de *Chiasmolitus solitus*, *Discoaster tanii nodifer* et *Reticulofenestra hillae*, en l'absence de *R. reticulata* indique la partie inférieure de la biozone de nannoplanctons NP16 dans la Formation des Marnes et Caillasses (Aubry, 1983, 1986). Les foraminifères présents dans la partie inférieure de cette formation dans le forage du Tillet correspondraient aux biozones de foraminifères SBZ15-16 (C. Bourdillon, *pers. comm.*). De plus, l'identification d'*Alveolina elongata* dans le « Falun de Foulangues » par Le Calvez (1968) permet d'attribuer cette unité à la biozone de foraminifères benthiques SBZ17. La biozone SBZ17 correspond au début du Bartonien (Serra-Kiel et al., 1998), ce qui implique que, dans le Bassin parisien, la transition Lutétien-Bartonien est enregistrée dans la Formation des Marnes et Caillasses. Châteauneuf & Gruas-Cavagnetto (1978) ont défini la biozone de dinokystes à *Wetzeliella aff. articulata* qui correspond à la Formation des Marnes et Caillasses et à l'extrême base des sables auversiens (bartoniens).

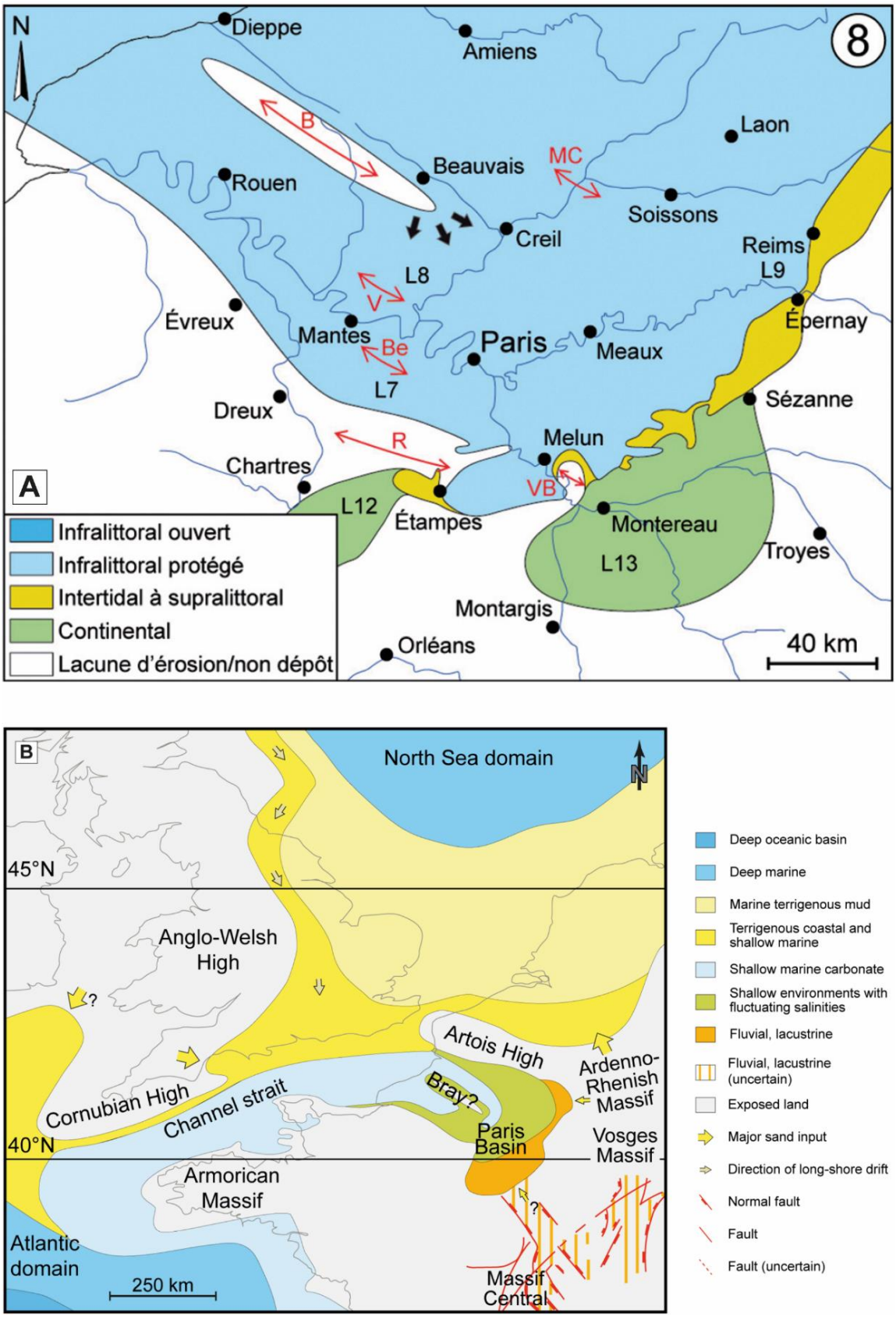


Figure I-14 : Reconstitutions paléogéographiques du Bassin parisien au Lutétien et au Bartonien inférieur. A) Lutétien moyen (Formation du Calcaire grossier) d'après Gély (2016). B) Lutétien terminal-Bartonien inférieur (Formation des Marnes et Caillasses ; Talon et al., in press (modifié de Meulenkamp et al., 2000, d'après Bignot et al., 1968 et Knox et al., 2010)).

3. *Les sables bartoniens (« Auversien ») du Bassin parisien : Sables d'Auvers et Sables de Beauchamp*

Historiquement, les dépôts bartoniens du Bassin parisien ont été divisés en deux systèmes : un système « Auversien » à la base, à dominante silicoclastique, surmonté par un système « Marinésien », à dominante carbonatée (Morellet & Morellet, 1948 ; Pomerol, 1965 ; Mégnien & Mégnien, 1980). Les faciès silicoclastiques de l'« Auversien » correspondent à des milieux marins peu profonds à estuariens ou littoraux, voire éoliens (Fig. I-15), et présentent d'importantes variations latérales de faciès et d'hydrodynamisme, qui ont conduit à la création de nombreux horizons et membres dont les relations stratigraphiques ne sont pas toujours claires. Les deux unités principalement différenciées étaient (1) les Sables d'Auvers présentant un faciès « charrié » de sable fin à grossier, à galets et coquilles abondants et souvent remaniés, et caractérisé par des stratifications obliques ou entrecroisées ; et (2) les Sables de Beauchamp constitués de sables fins à moyens, bien triés, pouvant présenter des stratifications planes et dont les faunes de mollusques, non usées, marquent une tendance à la dessalure. (Morellet & Morellet, 1948 ; Pomerol, 1965 ; Mégnien & Mégnien, 1980 ; King, 2016). Le sommet des Sables de Beauchamp peut localement présenter un paléosol. Cavelier & Pomerol (1962) regroupent ces deux unités en une même formation, la Formation des Sables d'Auvers-Beauchamp, considérant qu'il s'agit de faciès pouvant passer latéralement de l'un à l'autre, sans différence stratigraphique marquée. Plus récemment, Briais (2015) et Marie (2023) différencient de nouveau les Sables d'Auvers, qui correspondraient à des dépôts estuariens dominés par la marée, des Sables de Beauchamp se développant dans un système estuarien dominé par la houle et prolongé par des dunes éoliennes côtières. Marie (2023) identifie également un épisode de continentalisation, au sommet des Sables d'Auvers, et qui les séparerait des Sables de Beauchamp. Cet épisode de continentalisation est marqué par des paléosols au sommet des « Sables d'Ermenonville », par les argiles lagunaires de Villeneuve-sur-Verberie et par le système lacustre du Calcaire de Jaignes. Les Calcaires de Jaignes et Calcaires de Nogent l'Artaud constituent des équivalents latéraux laguno-lacustres des systèmes estuariens des Sables d'Auvers et des Sables de Beauchamp (Mégnien & Mégnien, 1980 ; Marie, 2023).

Dans les Sables d'Auvers, la présence de *Discoaster bifax, D. distinctus, D. tanii nodifer, Chiasmolitus solitus, Reticulofenestra hillae* et *Neococcolithites dubius* permettent d'attribuer la biozone de nannoplanctons NP16 (Aubry, 1983, 1986). Dans les Sables de Beauchamp, la présence de *Reticulofenestra reticulata*, associée à *Neococcolithites dubius* et en l'absence de *N. minutus* serait indicatif de la partie supérieure de la biozone NP16 (Aubry, 1983, 1986). Dans les sables bartoniens d'Auvers et de Beauchamp, Châteauneuf & Gruas-Cavagnetto (1978) ont défini la biozone de dinokystes à *Rhombondinium draco*. Les calcaires laguno-lacustres équivalents latéraux des Sables d'Auvers et des Sables de Beauchamp ont été rattachés à la biozone de charophytes à *Raskyella pecki* par Riveline (1984).

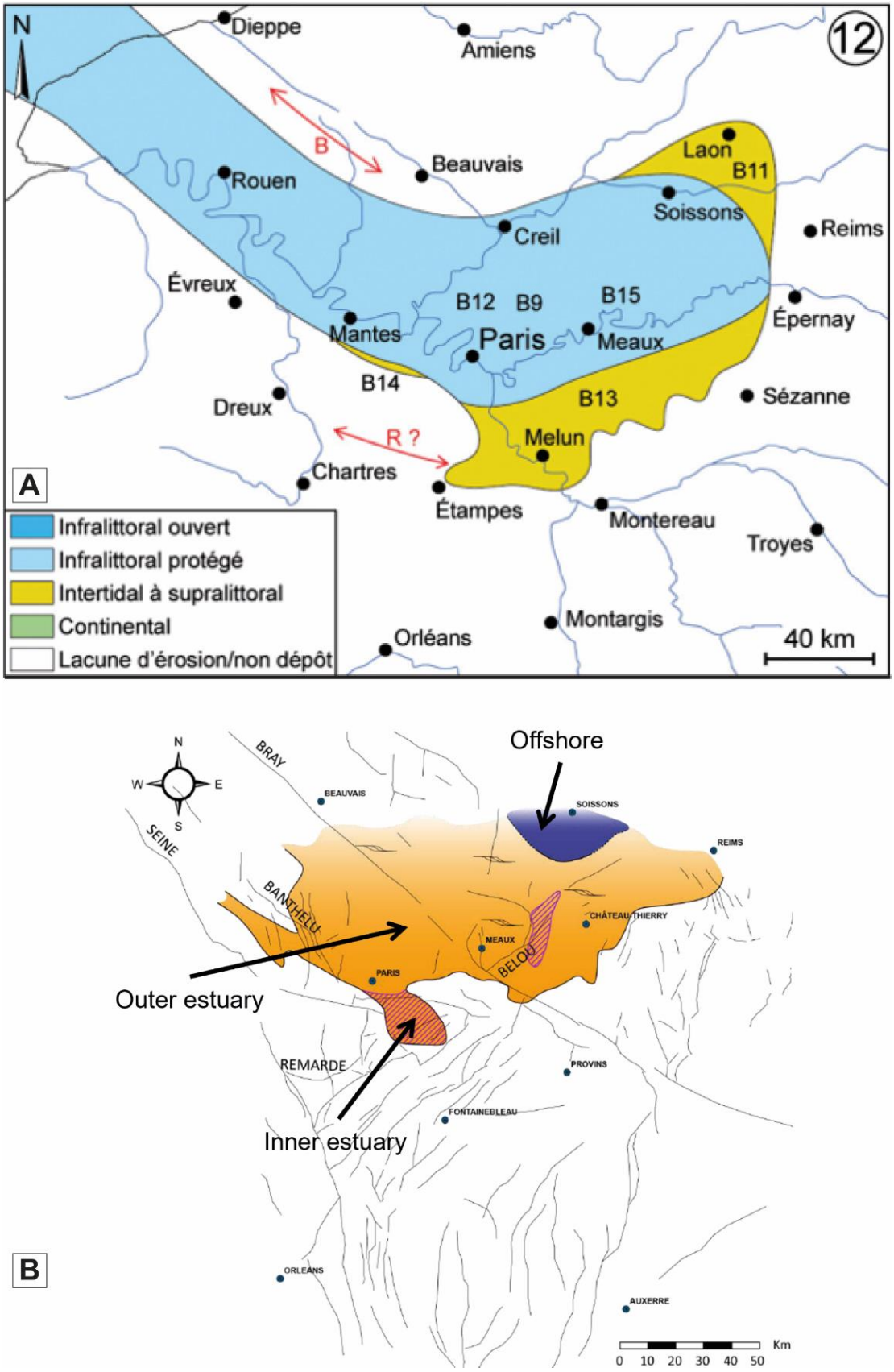


Figure I-15 : Reconstitutions paléogéographiques du Bassin parisien au Bartonien inférieur (Unité des Sables d'Auvers et de Beauchamp). A) D'après Gély (2016). B) D'après Briais (2015).

D. Identification des évènements hyperthermiques de l'Eocène dans le Bassin parisien

A l'heure actuelle, l'excusrion isotopique du carbone associée au PETM a été identifiée dans les Formations de Mortemer, de Vaugirard et du Soissonnais (Sinha et al., 1996 ; Thiry et al., 2006 ; Garel, 2013 ; Quesnel et al., 2011, 2014, 2016). De plus, des analyses isotopiques de l'oxygène réalisées sur des fossiles d'algues et de mollusques pourraient suggérer l'enregistrement de l'EECO dans les sables de l'Yprésien (Huyghe et al., 2015, 2017). Les données palynologiques et paléobotaniques disponibles dans le Bassin parisien suggèrent également la présence de l'EECO dans l'Yprésien du Bassin parisien, avec la préservation de fruits et pollen de palmiers *Nypa* et de Bombacaceae, Sapotaceae, sans oublier des spores tropicales (Gruas-Cavagnetto, 1976 ; Gruas-Cavagnetto et al., 1980 ; F. Quesnel *pers. comm.*). Finalement, la présence du MECO a été suggérée dans les Sables d'Auvers sur base d'analyses palynologiques (Gruas-Cavagnetto, 1978 ; Châteauneuf, 1980) ainsi que par des analyses isotopiques ($\delta^{18}O$) réalisées sur des fossiles de coraux (Brachert et al., 2022) et d'algues (Huyghe et al., 2017), et sur des coquilles de mollusques ($\delta^{18}O$ et Δ_{47}, Huyghe et al., 2015 ; Marlot, 2023).

IV. Contexte géologique du Bassin de Mons

L'extension du Bassin de Mons, localisé au sud-ouest de la Belgique, est relativement limitée : environ 20 km d'est en ouest et 5 à 10 km du nord au sud. Il se situe sur le parautochtone brabançon, au niveau du front varisque, avec l'allochtone ardennais au sud. Le Bassin de Mons se connecte au nord du Bassin parisien vers le sud et l'ouest, et au sud du Bassin belge vers le nord et l'est (Dupuis & Robazynski, 1986). Les formations sédimentaires du Bassin de Mons, datées du Crétacé moyen à l'Eocène inférieur, reposent en discordance sur un substrat sédimentaire dévono-carbonifère (Fig. I-16). Dans ce bassin la sédimentation débute au Barrémien avec des faciès continentaux dits « wealdiens » (Iguanodons de Bernissart ; Yans et al., 2002), qui sont recouverts dès l'Albien par des faciès marins (Marlière, 1939). La subsidence, complexe, résulte de la combinaison de processus de karstifications souterraines de couches évaporitiques d'anhydrites datées du Carbonifère inférieur (Viséen) en contexte de bas niveau eustatique au Crétacé inférieur, et du jeu du Cisaillement Nord-Artois. Ce dernier a entraîné des extensions locales de type « *pull-apart basin* » à la fin du Crétacé et au cours de l'Eocène inférieur (Dupuis & Vandycke, 1989). Cette subsidence localisée est très différente de celles des grands bassins voisins (Bassin Belge, Bassin parisien), dont la subsidence est d'origine thermique. Elle est à l'origine d'une sédimentation complexe, qui a pu permettre de conserver des intervalles stratigraphiques peu ou pas préservés dans ces grands bassins.

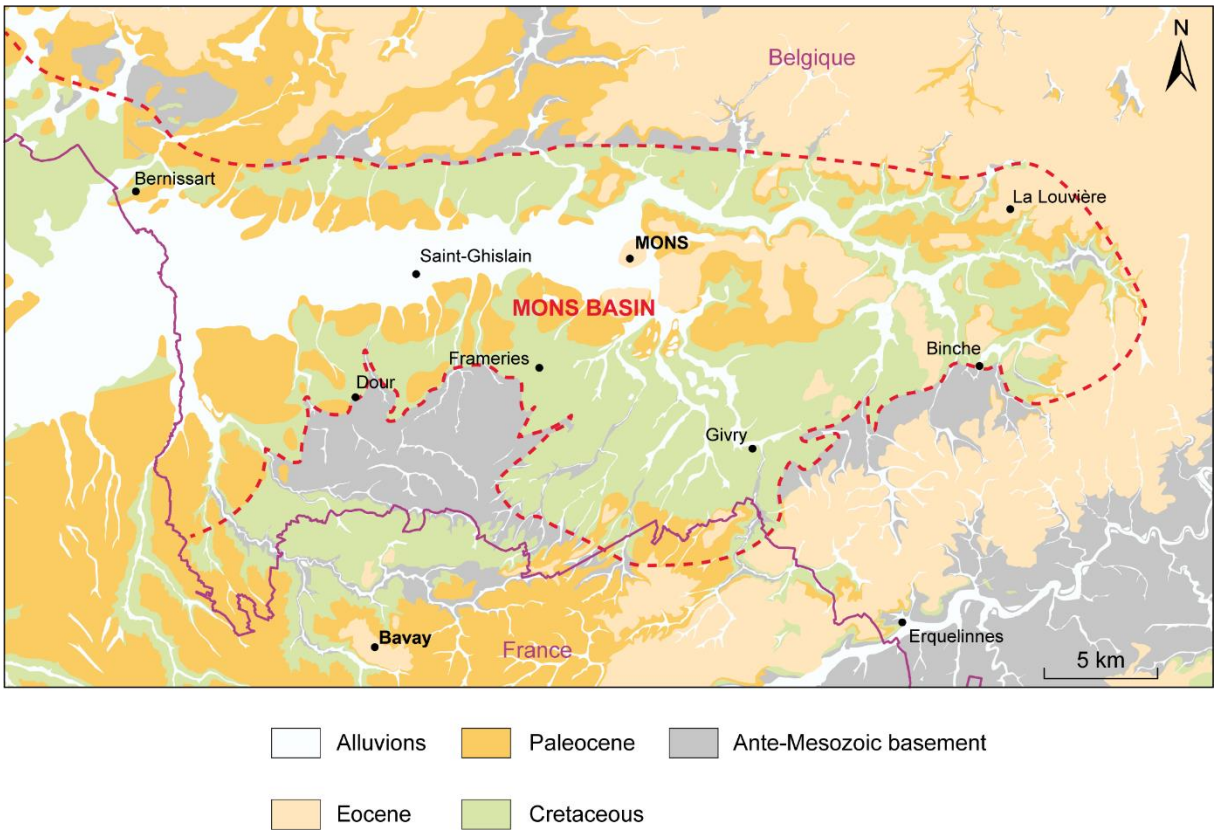
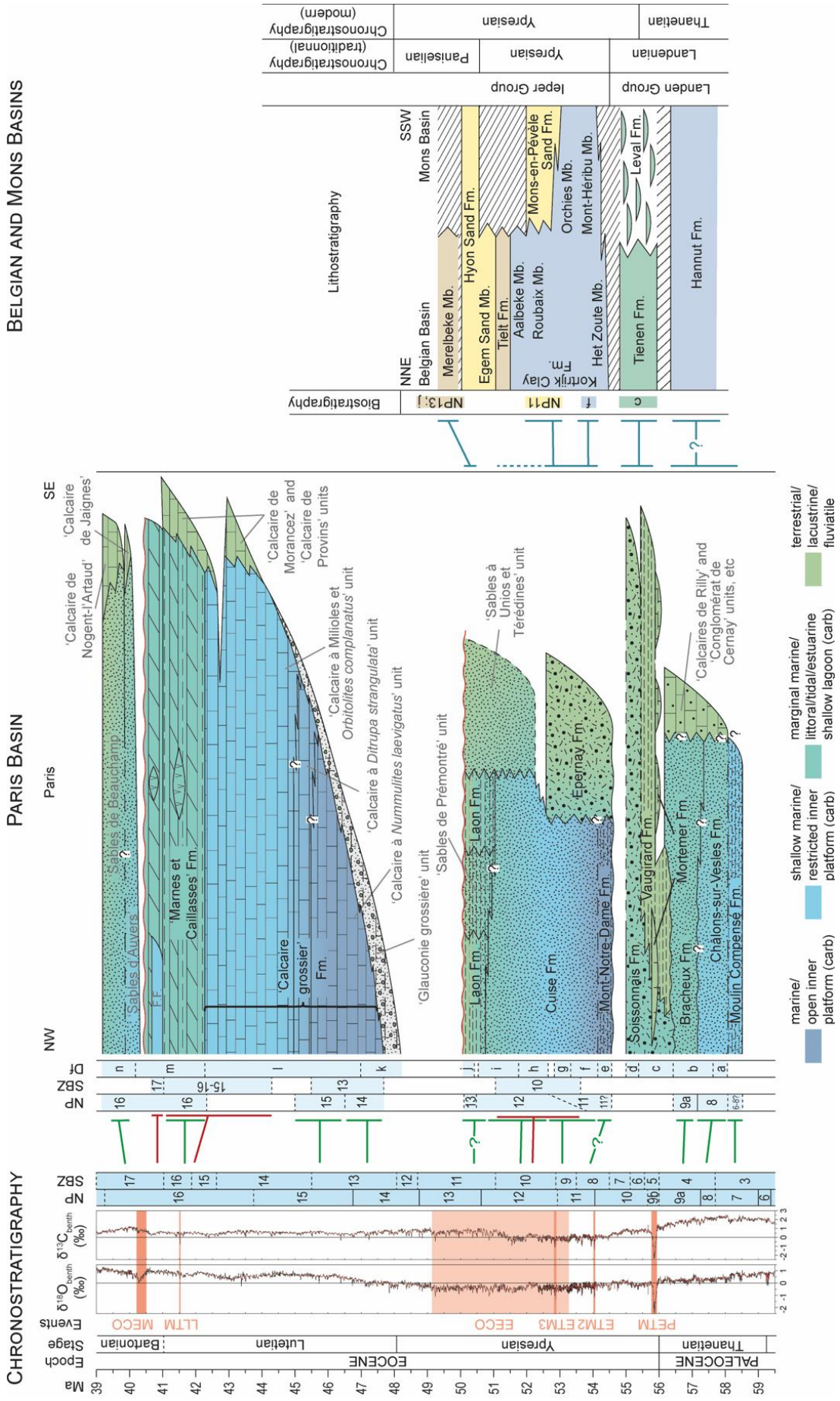


Figure I-16 : Carte géologique simplifiée du Bassin de Mons (modifiée d'après Dupont, 2021).

La lithostratigraphie de l'Eocène belge en général, et du Bassin de Mons en particulier, est issue d'une longue histoire et a été, entre autres, fortement impactée par la révision internationale de la base de la limite Paléocène-Eocène, coïncidant avec la base de l'Yprésien (Aubry et al., 2007). Seules les principales formations impliquées dans le cadre de ce travail seront présentées (Fig. I-17). Pour plus de détails, le lecteur est invité à se référer notamment aux travaux de Dupuis, De Coninck & Steurbaut (1991), Steurbaut (2006), De Geyter et al. (2006), Steurbaut et al. (2016b), ainsi qu'au site internet de la commission belge de stratigraphie (National Commission for Stratigraphy – Belgium : https://ncs.naturalsciences.be/lithostratigraphy/paleogene-neogene/).

Le Groupe de Landen (*Landen Group*) correspond au « Système landénien » de Dumont (1839), et est composé de deux formations (De Geyter et al., 2006) : la Formation de Hannut (*Hannut Fm.*) et la Formation de Tienen (*Tienen Fm.*). La première est une unité marine constituée d'argiles, silts ou sables plus ou moins argileux ou encore de calcaires siliceux (Laga et al., 2001), attribuée au Thanétien (Fig. I-17 ; De Geyter et al., 2006). La seconde est une unité continentale à laguno-marine, constituée principalement d'argiles organiques et de bancs de lignites, de sables blancs et pouvant contenir des lits coquilliers (Laga et al., 2001). Néanmoins, ces derniers ne semblent pas être présents dans le Bassin de Mons (Gulinck, 1973). Localement, la Formation de Tienen contient des traces de racines, du bois (voire des troncs) silicifiés et des fossiles de vertébrés (Laga et al., 2001 ; Fairon-Demaret et al., 2003). Suite à l'identification du PETM dans les forages de Doel et Kallo situés dans le nord de la Belgique (Steurbaut et al., 2003) sur base de la composition isotopique du carbone ($\delta^{13}C_{org}$) et de la présence de l'acmé à *Apectodinium*, cette formation a été attribuée à la base de l'Yprésien inférieur (De Geyter et al., 2006 ; Steurbaut, 2006).

Figure I-17 (Page suivante) : Cadre litho-biostratigraphique de l'Yprésien du Bassin de Mons et du Bassin belge (modifié d'après Steurbaut, 2006 ; Steurbaut et al., 2016b, unpublished data), comparaison avec la synthèse litho-biostratigraphique du Bassin parisien (Fig. I-10) et corrélation avec le cadre chronostratigraphique global (GTS2020 : Speijer et al., 2020) et les courbes isotopiques de référence ($\delta^{18}O_{benth}$ et $\delta^{13}C_{benth}$) de Westerhold et al., (2020). Les épaisseurs des formations ne sont pas respectées. NP = biozones de nannoplancton (Martini, 1971 modifiée d'après Aubry, 1999) ; SBZ = biozones de foraminifères benthiques (Shallow benthic foraminifera Zones ; Serra-Kiel et al., 1998). Df : Biozones de dinokystes (Iakovleva pers.comm.; a to f and j: Iakovleva et al., 2021; g to m: Châteauneuf & Gruas-Cavagnetto, 1978) : a : Alisocysta margarita ; b : Apectodinium hyperacanthum; c : Apectodinium-acme ; d : Biconidinium longissimum-acme ; e : Dracodinium astra ; f : Axiodinium lunare/Stenodinium meckelfeldense ; g : Dracodinium simile ; h : Dracodinium varielongitudum ; i : Kisselevia coleothrypta ; j : Aerosphaeridium diktyoplokum ; k : Kisselevia coleothrypta subsp. rotundata ; l : Kisselevia fasciata ; m : Wetzeliella aff. articulata ; n : Rhombodinium draco. Une distinction est faite entre les biozones ayant été identifiées dans le Bassin parisien (contre la colonne lithostratigraphique) et le cadre global et des corrélations sont proposées à partir des biozones de nannoplancton (traits verts) et des biozones de foraminifères (traits rouges). Se référer au texte pour le détail des biozones identifiées par formations.


BELGIAN AND MONS BASINS
PARIS BASIN
CHRONOSTRATIGRAPHY
Lithostratigraphy
Biostratigraphy
Chronostratigraphy (traditionnal)
Chronostratigraphy (modern)
NNE
Belgian Basin
SSW
Mons Basin
Merelbeke Mb.
Egem Sand Mb.
Tielt Fm.
Aalbeke Mb.
Roubaix Mb.
Kortrijk Clay Fm.
Het Zoute Mb.
Hyon Sand Fm.
Mons-en-Pévèle Sand Fm.
Orchies Mb.
Mont-Héribu Mb.
Tienen Fm.
Leval Fm.
Hannut Fm.
Ypresian
Thanetian
Landenian
Panselian
Ieper Group
Landen Group
NW
Paris
SE
'Sables de Beauchamp'
'Sables d'Auvers'
'Marnes et Caillasses' Fm.
'Calcaire grossier' Fm.
'Calcaire de Nogent-l'Artaud'
'Calcaire de Jaignes'
'Calcaire de Morancez' and 'Calcaire de Provins' units
'Calcaire à Milioles et Orbitolites complanatus' unit
'Calcaire à Ditrupa strangulata' unit
'Calcaire à Nummulites laevigatus' unit
'Glauconie grossière' unit
'Sables de Prémontré' unit
Laon Fm.
Cuise Fm.
'Sables à Unios et Térédines' unit
Epernay Fm.
Mont-Notre-Dame Fm.
Soissonnais Fm.
Vaugirard Fm.
Bracheux Fm.
Mortemer Fm.
Châlons-sur-Vesles Fm.
'Calcaires de Rilly' and 'Conglomérat de Cernay' units, etc
Moulin Compensé Fm.
marine/ open inner platform (carb)
shallow marine/ restricted inner platform (carb)
marginal marine/ littoral/tidal/estuarine shallow lagoon (carb)
terrestrial/ lacustrine/ fluviatile
Df
SBZ
NP
Ma
Epoch
Stage
Events
EOCENE
PALEOCENE
Bartonian
Lutetian
Ypresian
Thanetian
MECO
LLTM
EECO
ETM3
ETM2
PETM
$\delta^{18}O_{benth}$ (‰)
$\delta^{13}C_{benth}$ (‰)

Le Groupe d'Ypres (*Ieper Group*) constitue l'Yprésien historique défini par Dumont (1850), dont la base est séparée des sables thanétiens par un hiatus. Pour cette raison, il ne représente pas la totalité de l'étage Yprésien tel que défini par la Commission Internationale de Stratigraphie (ICS), qui a choisi le début de l'excursion isotopique du PETM comme critère global de définition pour la base de l'Eocène (= base de l'étage Yprésien ; Dupuis et al., 2003 ; Aubry et al., 2007). En Belgique, cette définition positionne ainsi la limite Paléocène-Eocène au sein de la Formation de Tienen (Steurbaut, 2006). Au-dessus, la base du Groupe d'Ypres est représentée par la Formation de l'Argile de Kortrijk (*Kortrijk Clay Fm.*), composée de sédiments marins argileux (Steurbaut, 2006 ; Steurbaut et al., 2016b). Cette formation argileuse est subdivisée en cinq membres (*Het Zoute Mb.*, *Mont-Héribu Mb.*, *Orchies Mb.*, *Roubaix Mb.* et *Aalbeke Mb.* ; Fig. I-17). La Formation des Sables de Mons-en-Pévèle (*Mons-en-Pévèle (Sand) Fm.*) est constituée de sables fins à très fins, argileux, micacés et glauconieux, souvent bioturbés et en partie carbonatés. Cette formation est l'équivalent latéral du Membre de l'Argile de Roubaix (*Roubaix Mb.* ; Steurbaut & Nolf, 1986) sur la bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord, c'est-à-dire au sud du Bassin belge et au nord du Bassin parisien, où ils se rattachent partiellement aux sables de la Formation de Cuise (Dupuis et al., 1984 ; Steurbaut, 2006 ; Steurbaut et al., 2016b). Dans le Bassin de Mons, la Formation des Sables de Mons-en-Pévèle repose sur le Membre de l'Argile d'Orchies (*Orchies Mb.*) et/ou sur le Membre du Mont-Héribu (*Mont-Héribu Mb.*), ses relations stratigraphiques sont mal connues, de même que celles avec les autres unités proximales du bord est du bassin (e.g., Argilite de Morlanwelz). Dans le forage du Mont-Panisel (151E-340), la Formation des Sables de Mons-en-Pévèle a livré une nannofaune attribuée à la biozone NP11 et l'ensemble des données biostratigraphiques indique une équivalence avec les niveaux des Sables de Pierrefonds et des Sables d'Aizy (Formation de Cuise) du Bassin parisien (Fig. I-17 ; Steurbaut & King, 1993). Dans le nord et l'ouest de la Belgique, la Formation de l'Argile de Kortrijk est surmontée par la Formation de Tielt (*Tielt Fm.*), également marine et argileuse mais plus riche en sables et silts. Cette dernière n'a pas été reconnue dans le Bassin de Mons (Steurbaut, 2006 ; Steurbaut et al., 2016b). Dans le Bassin de Mons, la Formation des Sables de Mons-en-Pévèle est surmontée par la Formation des Sables d'Hyon, formée de deux unités (les Membres de Bois-la-Haut et du *Mont Panisel Sand*) de sables fins, à glauconie plus grossière, plus ou moins argileux et à concrétions et lits silicifiés caractéristiques. La Formation des Sables d'Hyon, qui constitue la dernière unité yprésienne enregistrée dans le Bassin de Mons, est notamment représentée par le Membre des Sables d'Egem dans le Bassin belge (Fig. I-17). En outre, sa base nette, sous le membre du Bois-la-Haut, est interprétée comme un hiatus majeur d'une durée estimée à 1 million d'années et correspondant partiellement à la lacune du Membre de l'Argile d'Aalbeke, de la Formation de Tielt, et d'une partie du Membre d'Egem (Steurbaut & King, 1993 ; Steurbaut, 2006 ; Steurbaut et al., 2016b).

Paléogéographiquement, le Bassin de Mons se situe à la transition entre le Bassin parisien et le sud de la Mer du Nord. À la fin du Thanétien, les faciès laguno-marins (faciès « sparnaciens ») de l'Yprésien inférieur (*Tienen Fm.* et équivalents latéraux, Sables et argiles à Ostracodes et Mollusques du Cap d'Ailly, Argiles et Lignites de la Formation du Soissonnais) envahissent le Bassin parisien en contournant la région émergée qui s'appuie sur les axes structuraux de l'Artois et du Brabant, prolongements occidentaux du massif ardennais. Le Bassin de Mons est disposé dans l'axe de zones basses et/ou subsidentes qui s'alignent en une gouttière laguno-continentale entre le sud de la Mer du Nord et le Bassin parisien (Fig.I-18A ; Gulinck, 1973). La subsidence généralisée de la région au début de l'ouverture de l'Atlantique Nord (57-58 Ma) induit la transgression de la plateforme boueuse (*muddy shelf*) à l'origine des argiles et sables yprésiens recouvrant l'ensemble des bassins en masquant les zones hautes (e.g., *Kortrijk Fm.*, *Mons-en-Pévèle Sand Fm.* ; Fig. I-18B ; Dupuis, 2024)

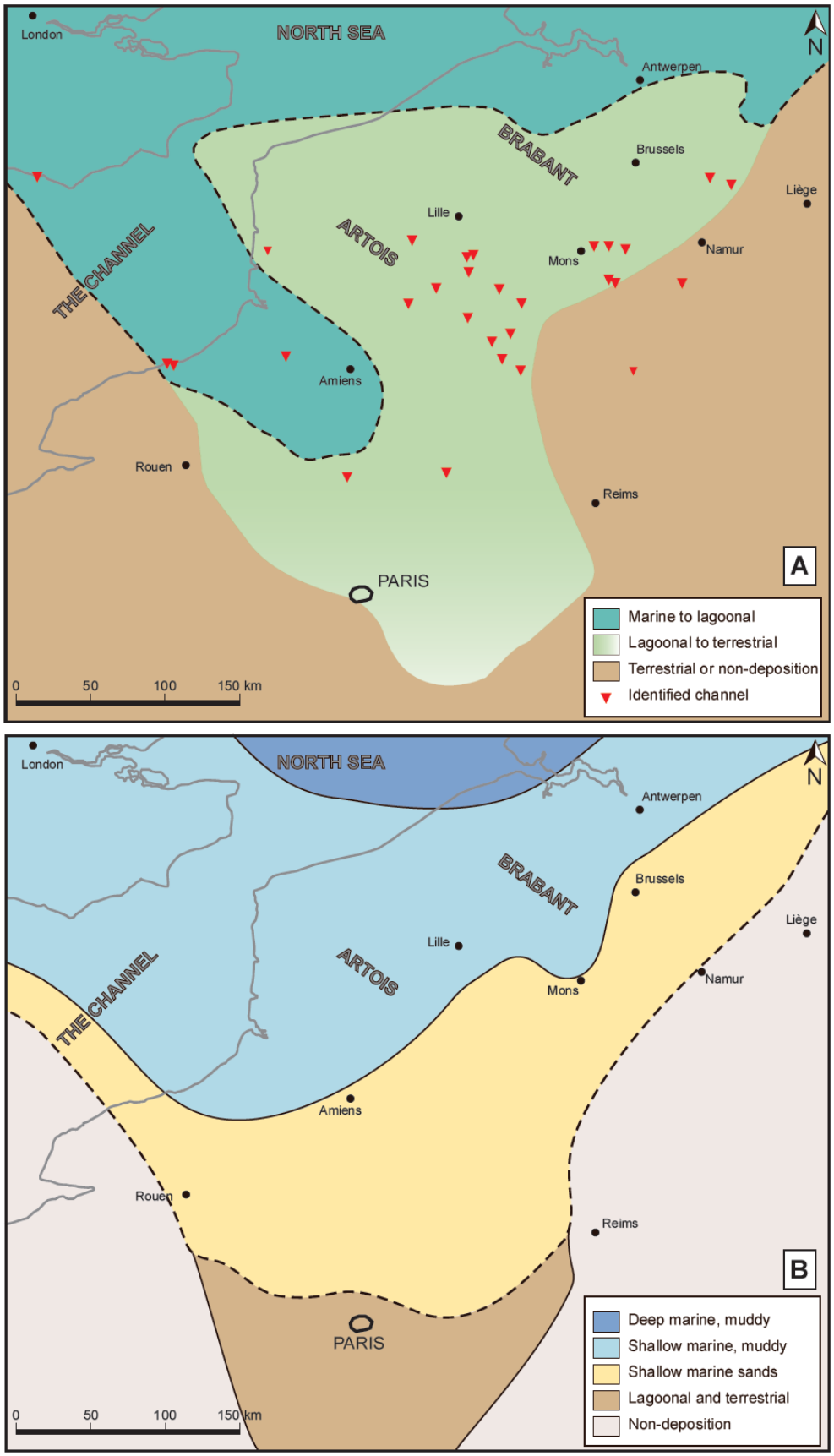


Figure I-18 : Cartes paléogéographiques du sud de la Mer du Nord à l'Yprésien. A) Lors du dépôt de la Tienen Fm. (Base Yprésien/PETM ; Dupuis et al., 1984 ; Dupuis, 2024 ; Dupuis and Quesnel, unpublished data). B) Lors du dépôt des Kortrijk Fm. et Mons-en-Pévèle Sand Fm. (Yprésien historique, modifiée d'après Steurbaut, 2006).

CHAPITRE II :

Matériel et méthodes



Réalisation du forage d'Havré (Bassin de Mons, Belgique), Août 2023.

I. Matériel étudié

Lors du montage du projet de thèse et du partenariat avec le BRGM (RGF chantier Bassin parisien), il était envisagé de travailler sur une sélection de forages à faire parmi ceux, très nombreux, réalisés dans le cœur du Bassin parisien dans le cadre du projet « Grand Paris Express ». Ces forages donnent ainsi accès à la série éocène du Bassin parisien, dont les formations sédimentaires très étudiées historiquement, affleurent relativement mal de nos jours.

Malheureusement, des retards administratifs dans les signatures de convention avec la SGP et la RATP ont ralenti l'accès à ces forages. Finalement, il n'a été possible d'échantillonner et de traiter qu'un seul de ces forages, et ce tardivement (forage de Cachan échantillonné en juin 2024 et analysé entre juillet et septembre 2024). Ce travail de thèse s'est ainsi essentiellement reporté sur l'étude de forages réalisés dans le cadre de travaux relativement anciens (Le Tillet, Neuilly-sur-Seine, Mont-Panisel) ou un peu plus récents (Maisse, Ussy-sur-Marne) et d'affleurements ayant une emprise stratigraphique le plus souvent limitée (Cuise-la-Motte, Isles-les-Meldeuses, Saint-Maximin, Septmonts, Vierzy, Trocy-en-Multien). Grâce à un financement obtenu dans le cadre d'un projet SRO de l'OSU THETA, il a également été possible de réaliser un forage carotté de 25 mètres à Havré, dans le Bassin de Mons (Belgique).

Dans le cadre de ce travail, treize sites ont donc été étudiés, et sont présentés ci-après. Ces treize sites comprennent sept forages et six affleurements dont les emprises stratigraphiques complémentaires permettent d'étudier l'intervalle Yprésien à Bartonien inférieur (Fig. II-1). Onze de ces sites sont localisés dans le Bassin parisien et deux sont situés dans le Bassin de Mons (Fig. II-2).

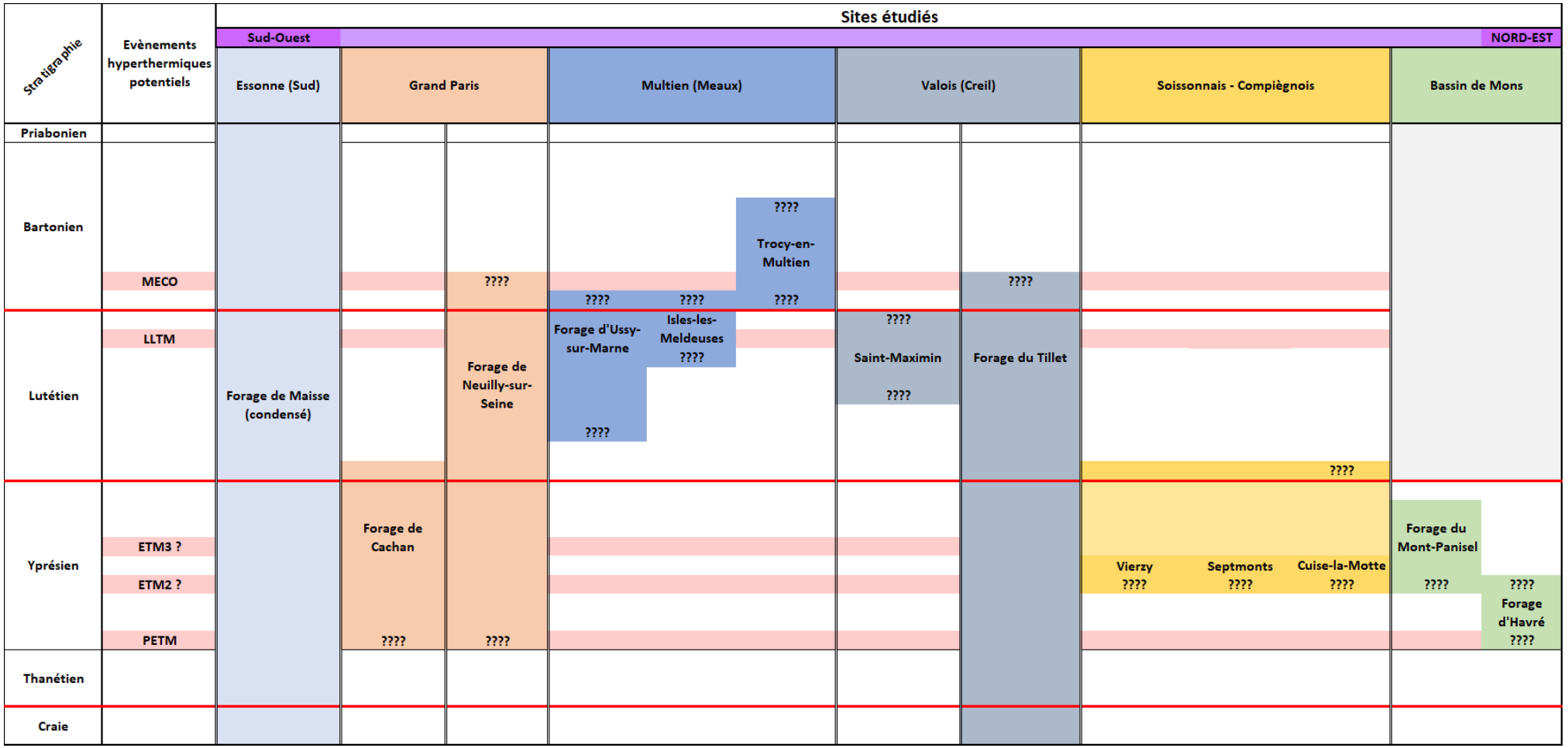
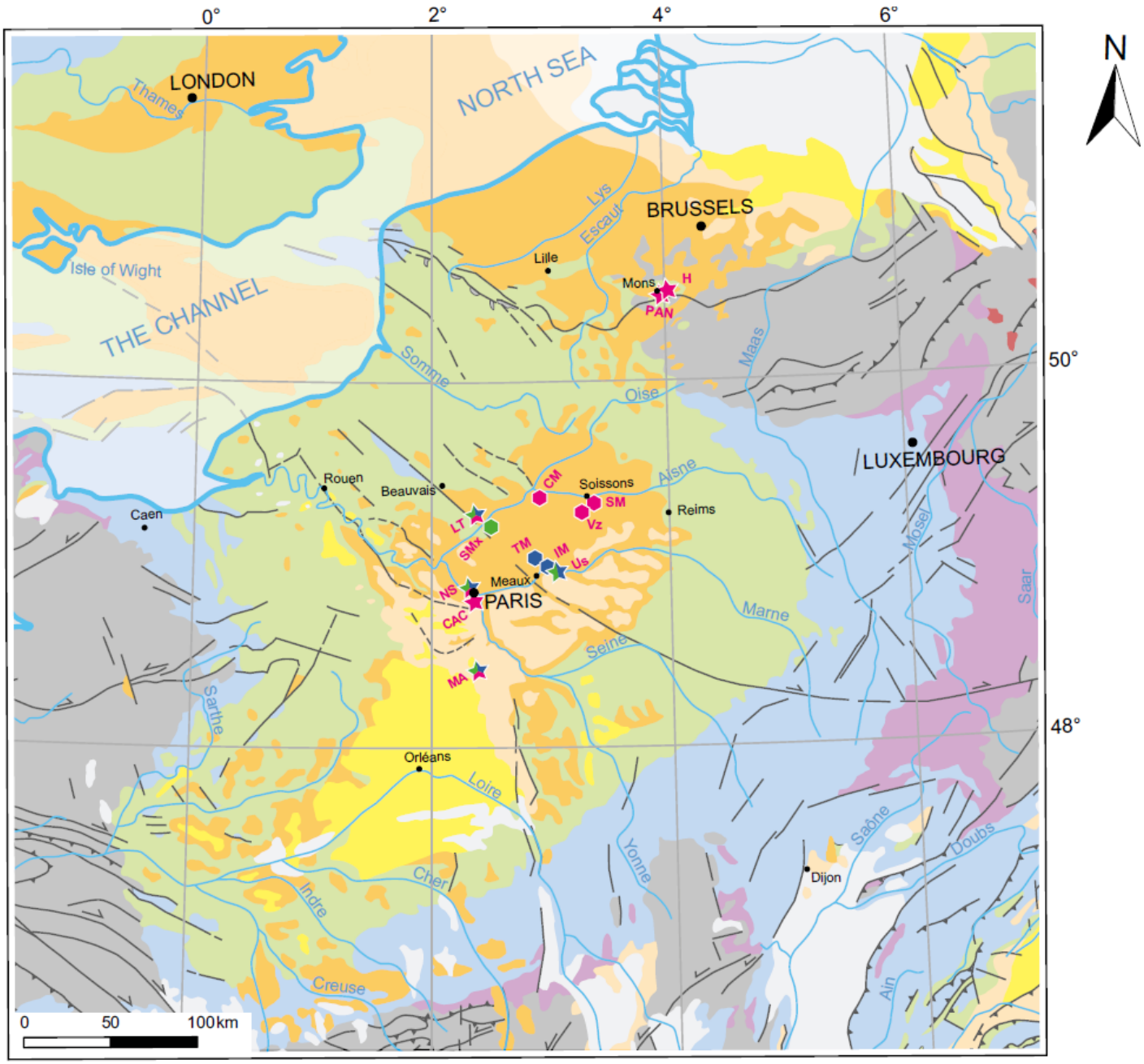


Figure II-1 : Récapitulatif des sites étudiés et de leur emprise stratigraphique.



LEGEND

Geography

- Coast lines
- Main rivers
- Main / CAPITAL cities

Stratigraphy

Cenozoic Sedimentary rocks
- Pliocene
- Miocene
- Oligocene
- Eocene and Paleocene

Mesozoic Sedimentary rocks
- Cretaceous
- Jurassic
- Triassic

Cenozoic volcanic and Ante Mesozoic Basement rocks
- Cenozoic volcanic rocks
- Ante Mesozoic basement (magmatic, metamorphic and sedimentary rocks)

Tectonics
- Thrust
- Strike slip fault
- Fault
- Hidden fault

Studied sites

H: Havré (Belgium); PAN: Mont-Panisel (Belgium) ; CM: Cuise-la-Motte; LT: Le Tillet; SMx: Saint-Maximin; SM: Septmonts; VZ: Vierzy; TM: Trocy-en-Multien; IM: Isles-les-Meldeuses; Us: Ussy-sur-Marne; NS: Neuilly-sur-Seine; CAC: Cachan; MA: Maisse

- Borehole
- Outcrop

- Bartonian
- Lutetian
- Ypresian

Figure II-2 : Localisation des sites étudiés (Fond de carte modifié d'après Asch, 2005 (IGME) ; Quesnel et al., 2014 ; Iakovleva et al., 2021).

A. Sites étudiés dans le Bassin parisien

Les 11 sites étudiés dans le Bassin parisien sont présentés selon leur position géographique (Fig. II-2), du nord vers le sud. Les sites du Soissonnais (Cuise-la-Motte, Vierzy et Septmonts) sont présentés les premiers, suivis par ceux de la région de Creil (Le Tillet et Saint-Maximin), puis de la région de Meaux (Trocy-en-Multien, Isles-les-Meldeuses et Ussy-sur-Marne), et des environs de Paris (Neuilly-sur-Seine et Cachan), avant de finir par la bordure sud du bassin (Maisse).

Les unités lithostratigraphiques utilisées pour la description sont celles qui ont été présentées dans le Chapitre I. III (Fig. I-10 ; Fig. II-3), et les cadres lithostratigraphiques disponibles sur certains sites ont été adaptés dans la mesure du possible.

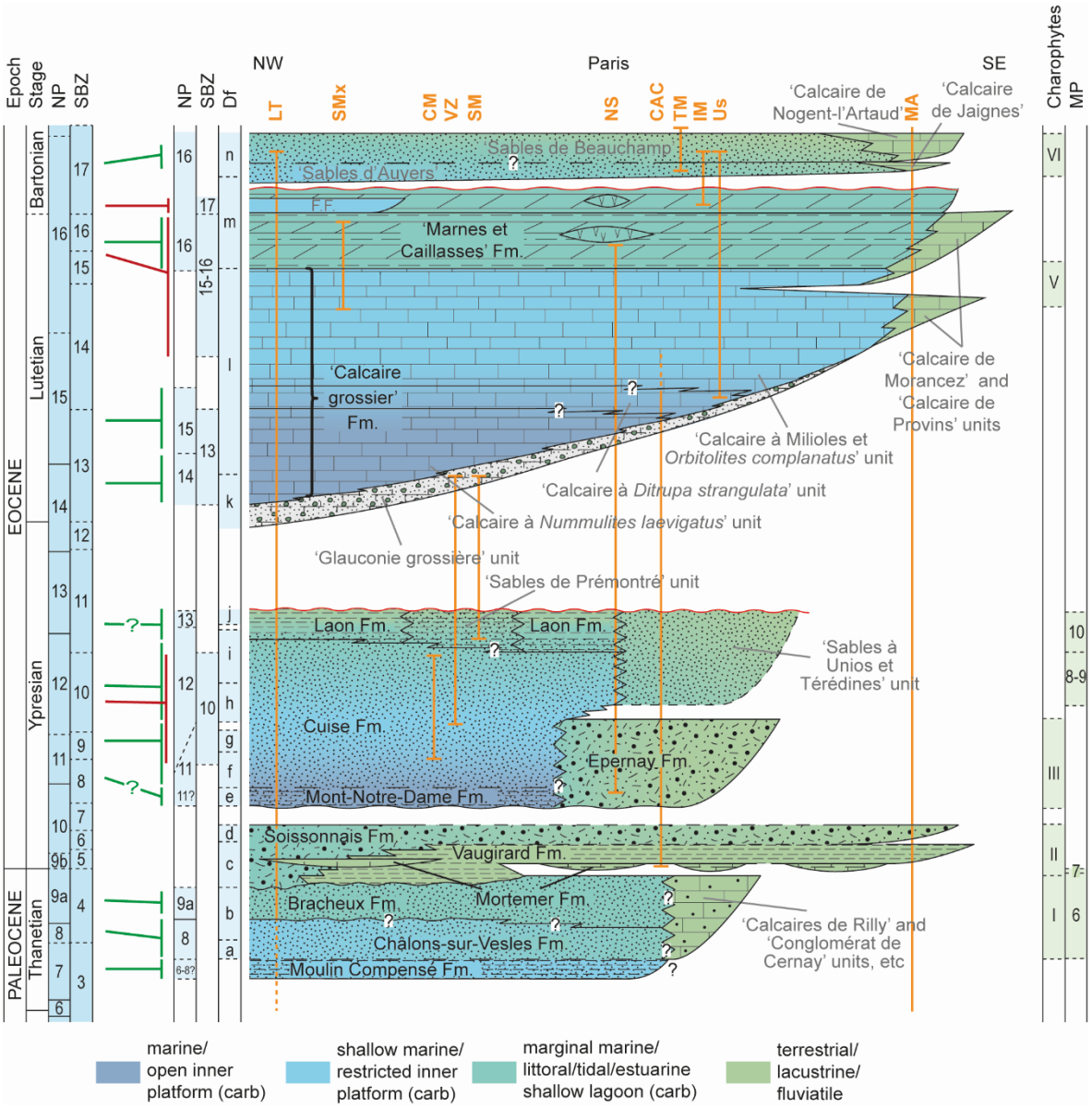


Figure II-3 : Position des sites étudiés dans le cadre litho-biostratigraphique du Bassin parisien (d'après Fig. I-10).

1. *Cuise-la-Motte (CM)*

La localité de Cuise-la-Motte, entre Compiègne et Soissons, a été rendue célèbre par G. F. Dollfus lorsqu'il a introduit l'étage « Cuisien » (Dollfus, 1880), sans que la coupe de référence ne soit explicitement localisée (« la localité bien connue de Cuise-la-Motte sur laquelle tout le monde est d'accord » *in* Dollfus, 1905). L'affleurement de la « Butte des Usages », situé au lieu-dit « la Montagne » (49°23'0.61"N ; 3° 0'0.18"E), fait l'objet d'une protection en tant que « monument scientifique » depuis 1969 et est considéré comme le stratotype de cet ancien étage régional, correspondant à la partie supérieure de l'Yprésien (Bignot, 1980). Grâce aux bénévoles (A. Leroy, F. Moreau et X. Vrinat) de l'Association pour l'Etude et la Sauvegarde des Sites Fossilifères et Géologiques (AESSFG) qui gèrent le site depuis 2013, il a été possible de lever une coupe d'environ 7 m sur l'ancien front de taille du géosite de Cuise-la-Motte et d'y prélever 37 échantillons lors de missions de terrain effectuées en mars et juillet 2022 (Fig. II-4). Du fait de la présence de nombreuses racines au sommet des affleurements, seules des analyses minéralogiques (DRX sur roche totale et fraction argileuse, n = 19) ont été menées et deux échantillons ont été observés en frottis sédimentaires.

2. *Vierzy et Septmonts (Vz et SM)*

Au sud de Soissons, le contact discordant entre l'Yprésien et le Lutétien affleure en plusieurs endroits. C'est notamment le cas dans la « carrière Génard » située sur la commune de Vierzy (49°17'28.57"N ; 3°16'3.55"E). Dans cette carrière, il a été possible de lever une coupe d'environ 10 m de sables glauconieux azoïques à litages obliques et surmontés par la Glauconie grossière de la base du Lutétien. La base de cette coupe est marquée par la présence d'un niveau argileux. Un total de 62 échantillons a été prélevé entre juin et novembre 2022 le long de cette coupe pour analyse minéralogique par DRX (n = 58) et pour les isotopes stables du carbone de la matière organique dispersée dans les sédiments ($\delta^{13}C_{org}$; n = 32). De plus, des frottis sédimentaires ont été réalisés sur 4 échantillons pour confirmer la présence de glauconie, et complétés par l'observation de 2 échantillons au mini-MEB (Fig. II-5).

Autour de la commune de Septmonts, environ 5 km au sud de Soissons, de petits affleurements permettent de voir le contact entre la Formation du Calcaire grossier et des argiles traditionnellement associées à la Formation de Laon. Une coupe a été levée sur un de ces petits affleurements (environ 1 m), au lieu-dit « Le Pavillon » (49°20'19.08"N ; 3°21'35.97"E) et 18 échantillons y ont été prélevés en mars 2022. Des analyses isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) ont été réalisées sur 12 échantillons et 5 d'entre eux ont également été analysés pour la minéralogie de la roche totale et de la fraction argileuse (Fig. II-6).

Des analyses palynologiques sont également en cours pour ces deux sites (6 échantillons pour Vierzy et 4 échantillons pour Septmonts), afin d'essayer d'en préciser le cadre biostratigraphique.

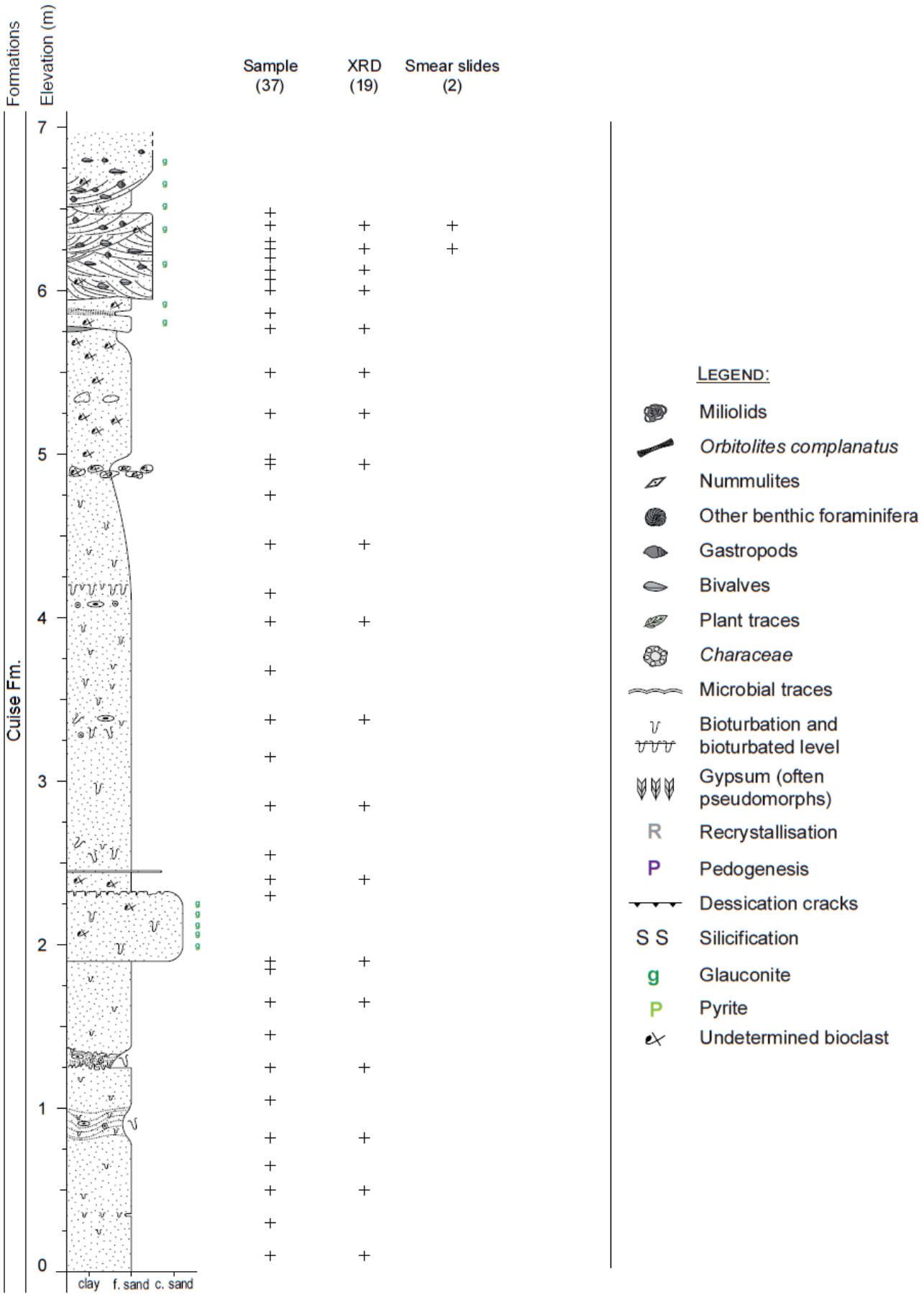


Figure II-4 : Cadre lithostratigraphique et récapitulatif des analyses réalisées sur le site de Cuise-la-Motte. Légende des logs utilisée dans ce travail (également disponible en Annexe 1).

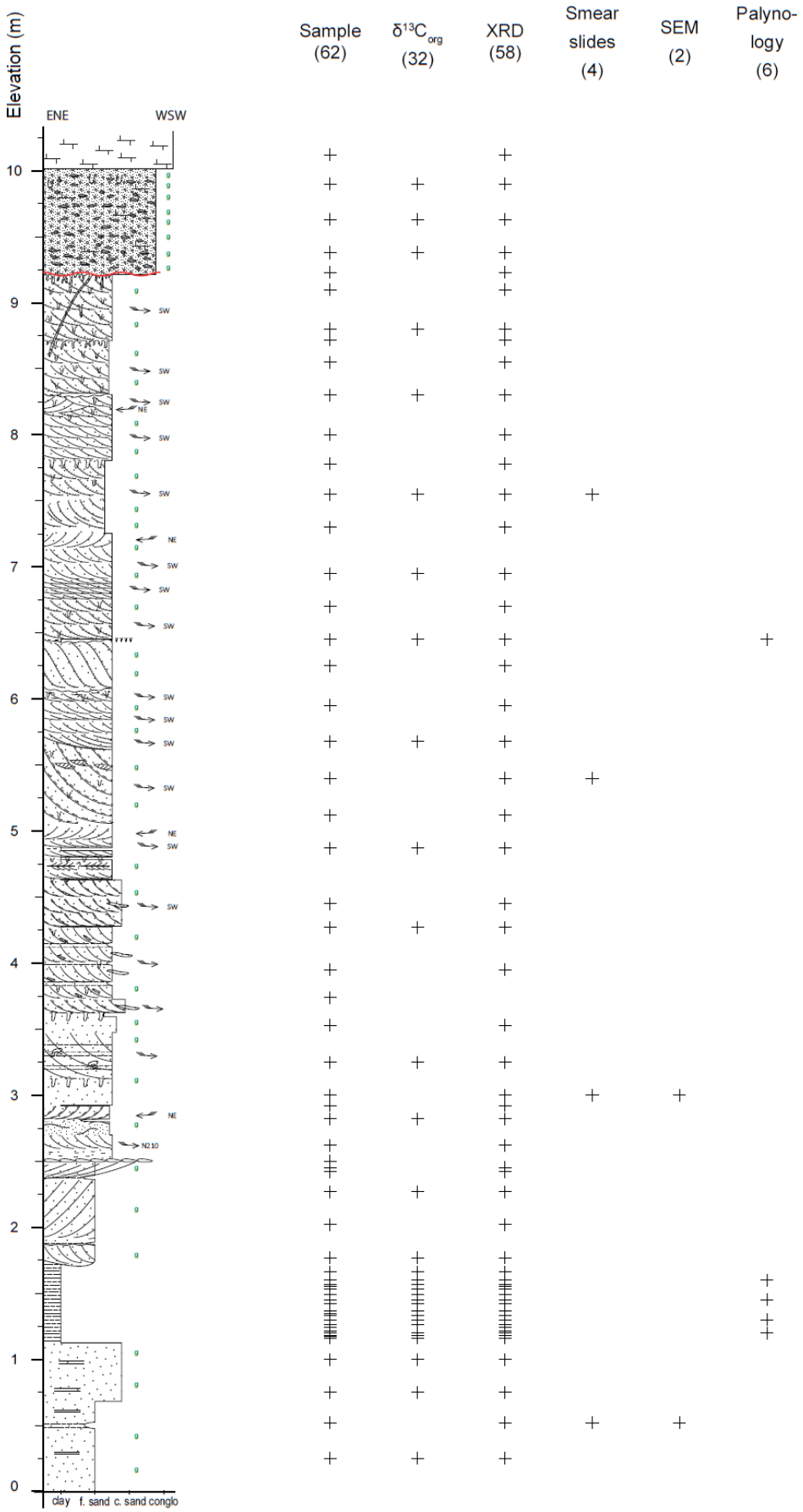


Figure II-5 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le site de Vierzy (Carrière Génard).

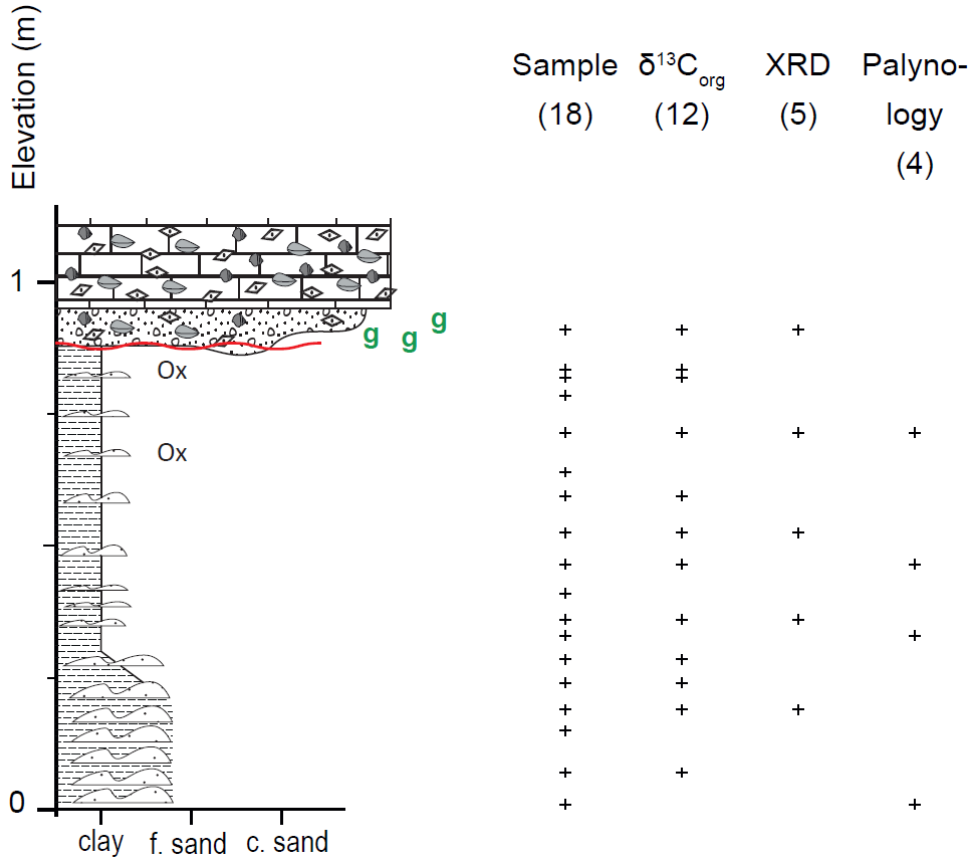


Figure II-6 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le site de Septmonts (Lieu-dit « le Pavillon »).

3. *Le Tillet (LT)*

Le forage du Tillet est un forage stratigraphique historique qui a été réalisé par le BRGM en février-mars 1966 dans le cadre d'une campagne de quatre forages (Chaignes, Montjavoult, Le Tillet et Ludes). L'objectif de cette campagne était de préciser les connaissances de l'Eocène du Bassin parisien en vue du colloque sur l'Eocène organisé en mai 1968 à Paris (Mémoires du BRGM n°58-59, 1968). Ces quatre forages ont fait l'objet d'études lithologiques, minéralogiques et paléontologiques (mollusques, nummulites, foraminifères, ostracodes, pollen et charophytes) publiées dans le numéro 59 des Mémoires du BRGM (Cavelier, 1968). Le forage du Tillet (Code BSS : BSS000JTDU ; ancien code : 01272X0123/TILLET) est localisé à 45 km au nord de Paris « dans la partie septentrionale du 'Bois de Mello', au carrefour des chemins vicinaux n°10 et 12 » (Cavelier, 1968), ce qui correspond aux coordonnées 49°15'9.59"N ; 2°20'0.07"E. Il s'agit d'un forage intégralement carotté de 193,35 mètres de profondeur, dont la description détaillée réalisée par Cavelier (1968) a servi de base au dessin du log du forage. Cette description ne contient malheureusement pas d'informations concernant les potentielles figures sédimentaires des formations rencontrées. Ce forage début dans les sables bartoniens et atteint la Craie du Crétacé. Il traverse les « Sables de Beauchamp » (entre 0 et 32 m) et « Sables d'Auvers » (entre 34 et 38,50 m) qui sont séparés entre 32 et 34 m par l'« Argile de

Villeneuve-sur-Verberie » selon Cavelier (1968). La Formation des Marnes et Caillasses est traversée entre 42 et 56,40 m, puis la Formation du Calcaire grossier est ensuite décrite jusqu'à une profondeur de 93,75 m. Dans cette formation, Cavelier (1968) identifie les unités du « Calcaire à Cérithes et Milioles » (entre 56, 40 et 60 m), du « Calcaire à Milioles et *Orbitolites complanatus* » (entre 60 et 77 m) et du « Calcaire à *Nummulites laevigatus* » (entre 77 et 93,75 m). Sous cette épaisse série carbonatée, 60 cm correspondent à la Formation de Laon et sont suivis par la Formation de Cuise jusqu'à 137 mètres de profondeur. Dans le cadre d'une révision lithostratigraphique en cours (Quesnel et al., 2018 ; F. Quesnel, *pers. comm.*) l'intervalle situé entre 137 et 141,30 m, constitué de sables très fins et silteux associés à la biozone de dinoflagellés *Dracodinium astra* (Iakovleva et al., 2021), est attribué à la Formation du Mont-Notre-Dame (faciès des « Sables de Laon »). Ces sables passent ensuite à des argiles associées à la Formation du Soissonnais dans laquelle se terminent les 149 m de ce forage étudiés dans le cadre de cette thèse.

Des prélèvements de carotte ont été conservés au BRGM et 182 d'entre eux, répartis dans les 149 mètres supérieurs du forage, ont pu être étudiés dans le cadre de cette thèse (Fig. II-6). Des analyses minéralogiques sur la roche totale et la fraction argileuse (DRX ; n = 164) et de géochimie élémentaire sur plasma induit par laser (LIBS ; n = 156) ont été menées à haute résolution sur ce forage. Une comparaison des analyses minéralogiques réalisées dans le cadre de ce travail avec celles de Trauth et al. (1968) est proposée en Annexe 2, et confirme les résultats précédemment obtenus tout en améliorant leur résolution. De plus, des analyses isotopiques du carbone de la matière organique dispersée dans les sédiments ($\delta^{13}C_{org}$; n = 177), débutées au BRGM en amont de la thèse (F. Quesnel, *unpublished data*), ont été poursuivies dans le cadre de la thèse (plateforme GISMO, Laboratoire Biogéosciences, UMR 6282 CNRS/UBE). Ces analyses ont été complétées par des observations en lames minces (n = 22) et de frottis sédimentaires (n = 6), par des observations par microscopie électronique à balayage (MEB et mini-MEB de paillasse ; n = 11) et en transmission (MET ; n = 10), ainsi que par des analyses géochimiques par XRF (n = 28). Finalement, 27 échantillons ont été confiés à Sylvain Garel (ISTEP, Sorbonne Université) pour analyse des palynofaciès.

4. Saint-Maximin (SMx)

Depuis le XIV^{ème} siècle, la commune de Saint-Maximin est connue pour l'exploitation des calcaires du Lutétien supérieur, utilisés comme pierres de construction, et largement étudiés (Feugueur, 1955 ; Merle, 2008 ; Gély & Leroux, 2019). La Formation des Marnes et Caillasses est, en revanche, souvent considérée comme des « morts-terrains ». Une coupe d'environ 7 m a été levée dans la carrière « Les Longères des Haies » (BPE Lecieux ; 49°13'43.03"N ; 2°27'56.73"E ; Fig. II-2), permettant d'étudier le passage de la Formation du Calcaire grossier à celle des Marnes et Caillasses, visibles sur environ 5 m. Au total, 41 échantillons ont été prélevés sur cette coupe (Fig. II-8) en novembre 2022. Ils ont tous été analysés en DRX (roche totale et fraction argileuse) et 19 d'entre eux ont fait l'objet d'analyses isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$). Des observations pétrographiques ont également été

menées sur lames minces (n = 16) et par microscopie électronique à balayage (n = 14) et en transmission (n = 5).

Afin d'essayer de préciser le cadre biostratigraphique, 35 échantillons ont été transmis à Marie-Pierre Aubry pour l'analyses des nannofossiles calcaires et 4 échantillons ont été confiés à Chantal Bourdillon pour l'étude des foraminifères.

5. Trocy-en-Multien (TM)

La « sablière de la Marguerite » (49° 1'55.26"N ; 2°57'10.91"E), située entre Trocy-en-Multien et Etrépilly, à environ 9 kilomètres au nord de Meaux (Fig. II-2) est exploitée par la société CLAMENS pour les sables bartoniens qui y sont exposés sur environ 25 m et surmontés par des calcaires lacustres. Un total de 103 échantillons a été collecté le long de cette coupe en juin 2022 et 2023, dont 48 ont été traités en isotopie du carbone ($\delta^{13}C_{org}$) et 59 en DRX, à la fois en roche totale et en argile. Des observations MEB ont été réalisées sur un échantillon induré et 6 échantillons sableux ont été observés en frottis sédimentaires (Fig. II-9). Pour essayer de préciser le cadre biostratigraphique, des analyses palynologiques ont été réalisées sur 6 échantillons.

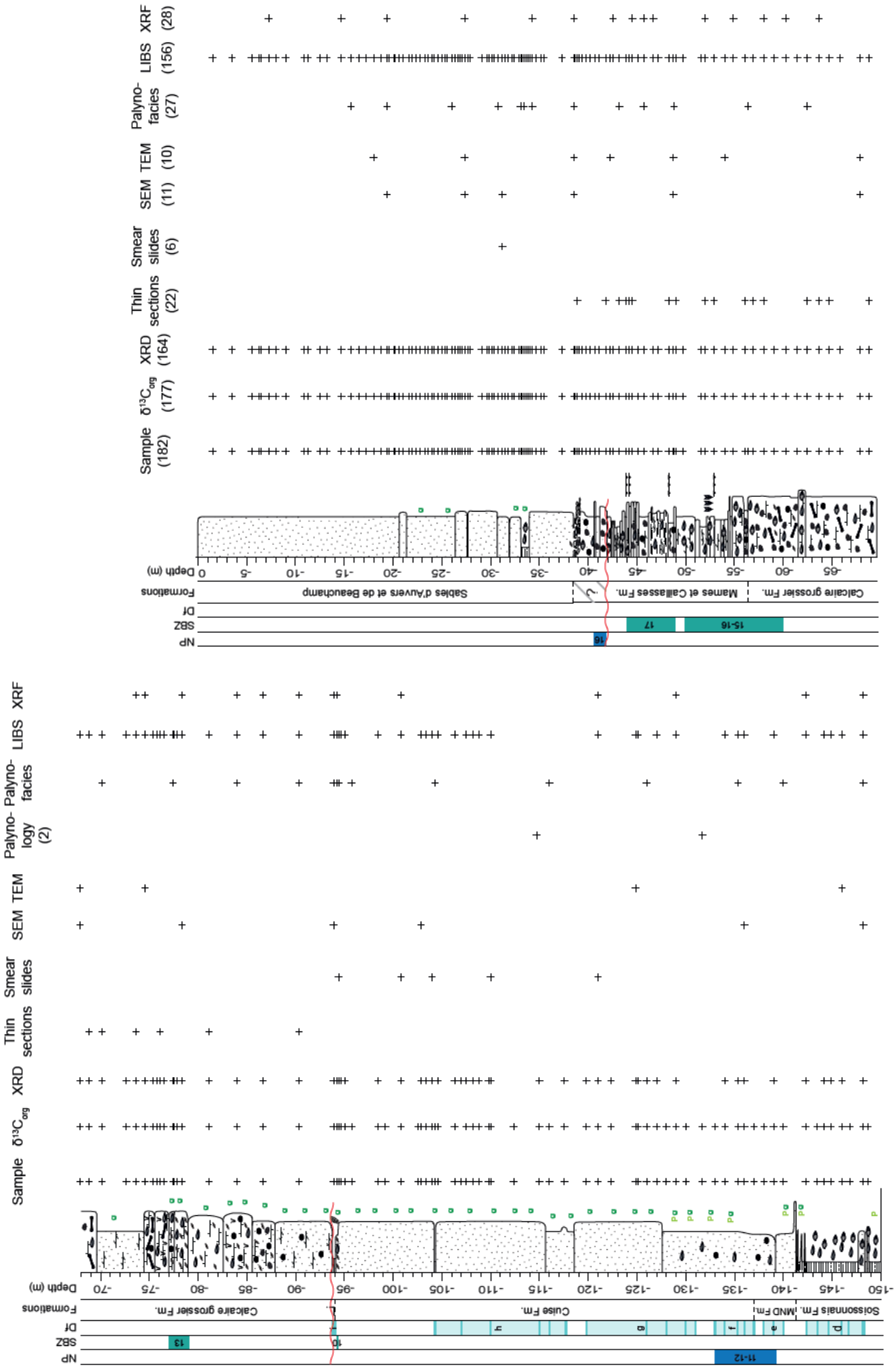


Figure II-7 : Cadre litho-biostratigraphique et récapitulatif des analyses réalisées sur le forage du Tillet.

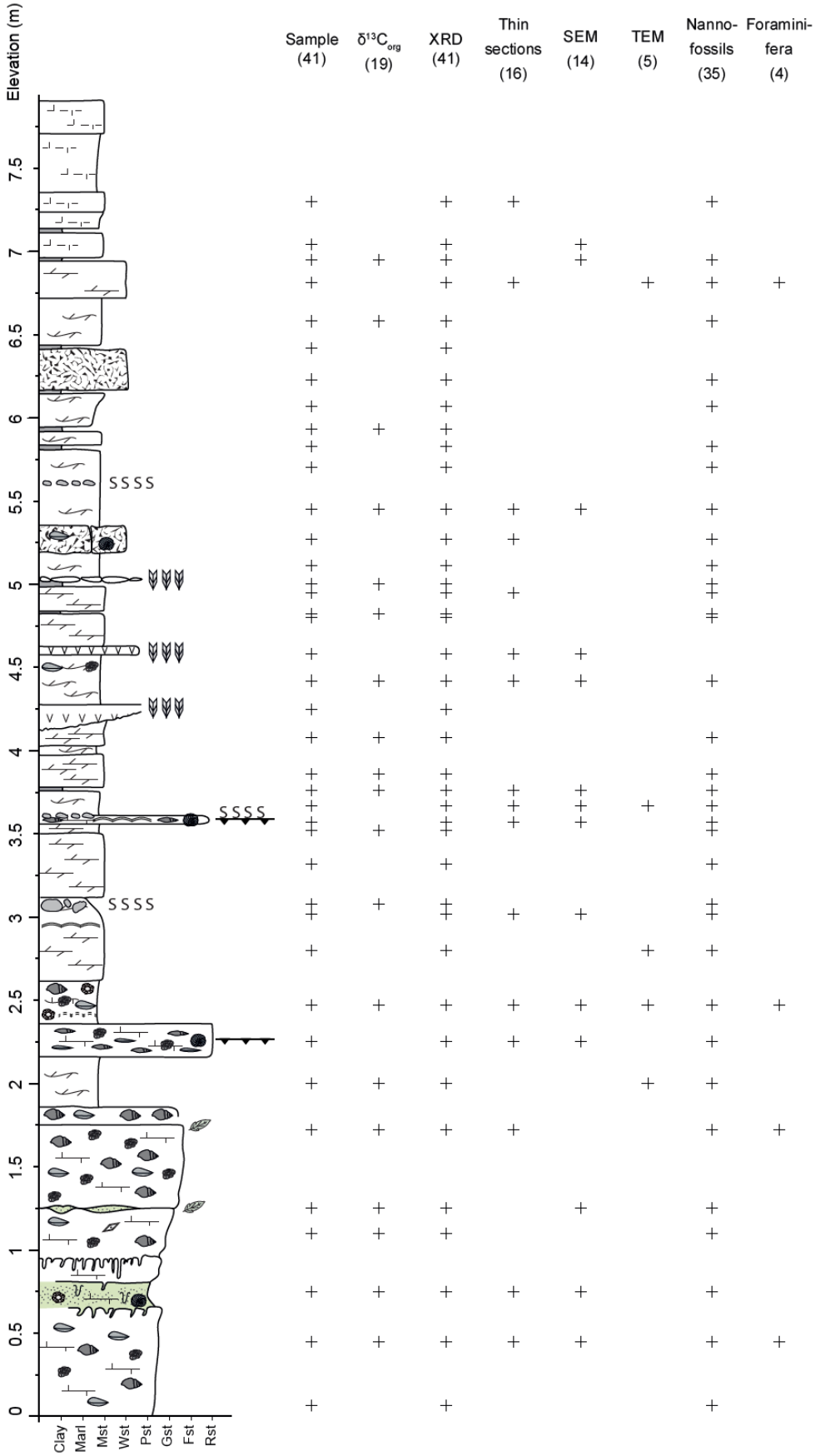


Figure II-8 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le site de Saint-Maximin (Carrière « Les Longères des Haies », BPE Lecieux).

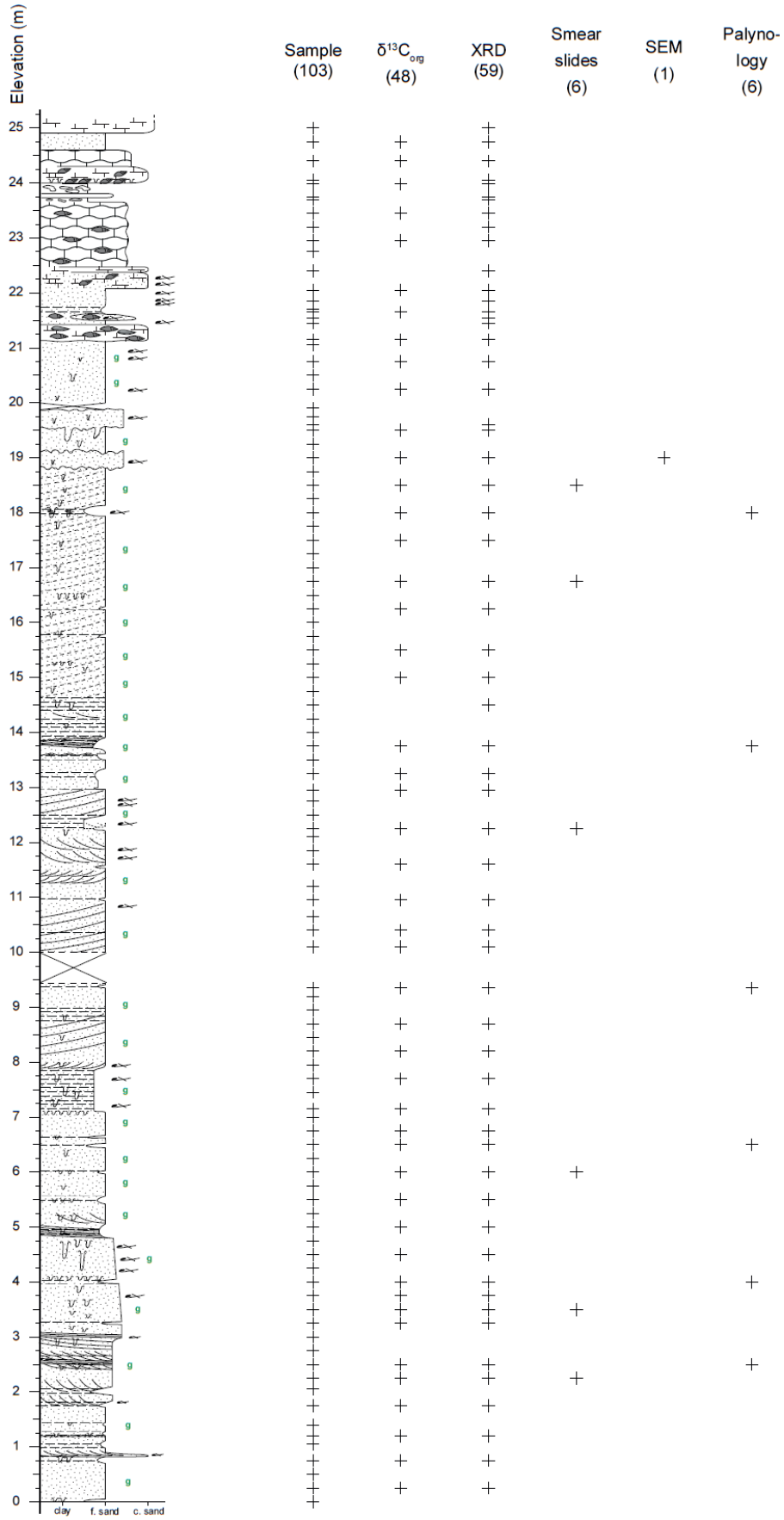


Figure II-9 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le site de Trocy-en-Multien (« Sablière de la Marguerite », CLAMENS).

6. *Isles-les-Meldeuses (IM)*

La « sablière Capoulade » (48°59'47.38"N ; 3° 1'4.18"E) se trouve sur la commune d'Isles-les-Meldeuses, à environ 50 km au NE de Paris et environ 6 km au SE de la coupe de Trocy-en-Multien. Cet affleurement, qui n'est malheureusement plus accessible, présentait l'avantage d'exposer une succession verticale de plus de 20 m montrant la transition entre la Formation des Marnes et Caillasses et les sables bartoniens sus-jacents. Il a été possible de travailler sur 29 échantillons prélevés en 2013 dans le cadre de la thèse de Justine Briais (Briais, 2015), dont 16 ont été analysés en $\delta^{13}C_{org}$ et 23 ont fait l'objet d'analyses minéralogiques par DRX, complétées par l'observation de 4 échantillons au MEB et de 7 échantillons au MET (Fig. II-10). De plus, afin d'essayer de préciser le cadre biostratigraphique, 19 échantillons ont été transmis à M.P. Aubry pour l'analyses des nannofossiles calcaires, 4 échantillons ont été confiés à Chantal Bourdillon pour l'étude des foraminifères, et 3 échantillons ont été analysés en palynologie (F. Quesnel & A. Iakovleva).

7. *Ussy-sur-Marne (Us)*

Le forage carotté d'Ussy-sur-Marne (48°57'59.62"N ; 3° 4'30.06"E), localisé environ 5 km au SE de la coupe d'Isles-les-Meldeuses, a été réalisé en 2013 dans le cadre de la thèse de Justine Briais (Briais, 2015). Il débute dans les sables bartoniens jusqu'à 16 mètres de profondeur, traverse la Formation des Marnes et Caillasses entre 16 et 39,50 m et se termine à 49 mètres de profondeur dans la Formation du Calcaire grossier. Un total de 68 échantillons a été prélevé et analysé par DRX et pour les isotopes stables du carbone de la matière organique dispersée dans les sédiments (Fig. II-11). Des analyses de géochimie élémentaire par spectroscopie induite par laser (LIBS) ont été menées sur 67 de ces échantillons. De plus, 8 échantillons ont été étudiés en lames minces et 9 ont été observés en microscopie électronique à balayage. Finalement, afin d'essayer de préciser le cadre biostratigraphique de ce forage, 20 échantillons ont été transmis à M.-P. Aubry pour l'analyses des nannofossiles calcaires et 3 échantillons ont été analysés en palynologie (F. Quesnel et A. Iakovleva).

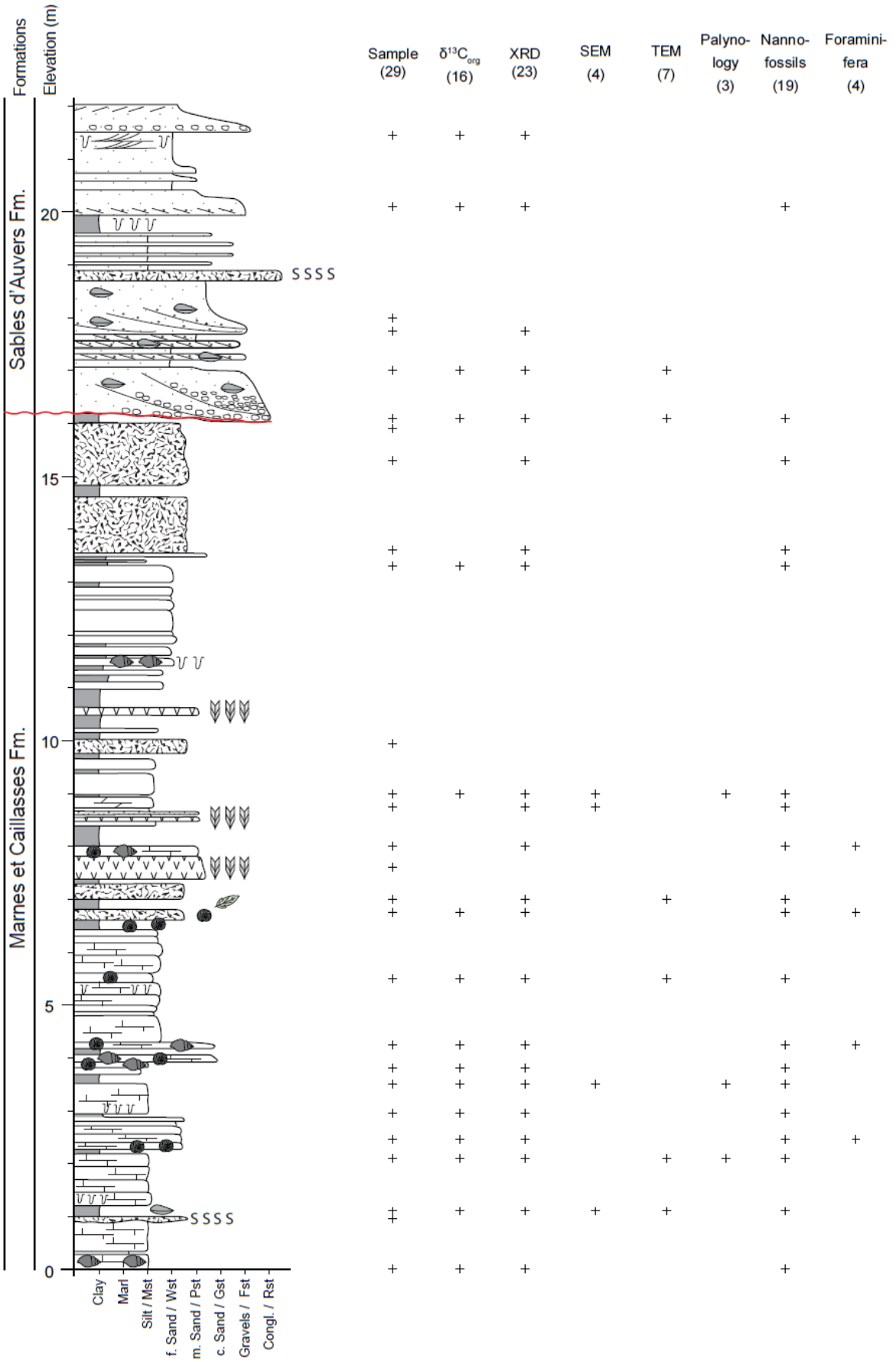


Figure II-10 : Cadre lithostratigraphique (Briais, 2015) et récapitulatif des analyses réalisées sur le site d'Isles-les-Meldeuses (« Sablière Capoulade »).

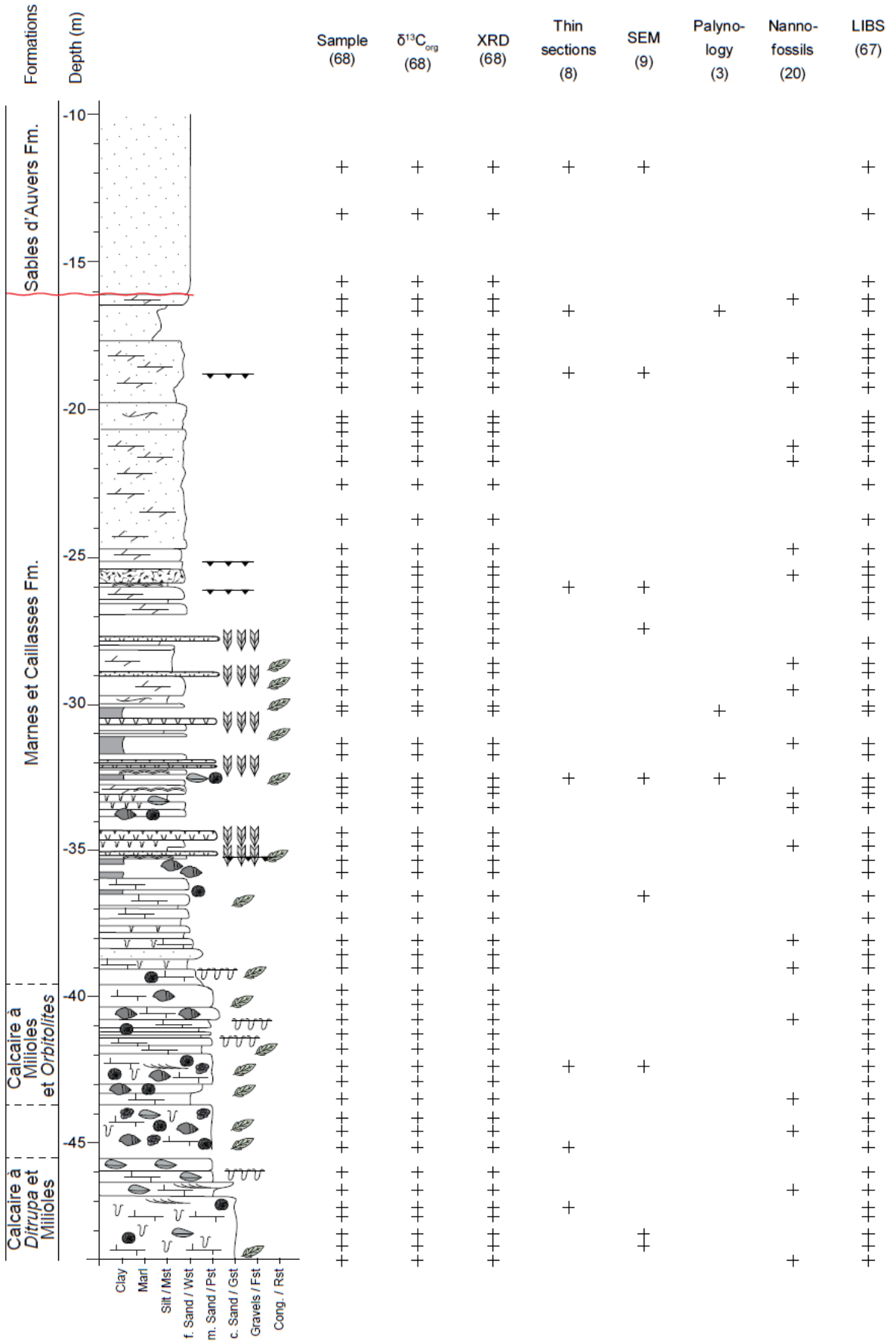


Figure II-11 : Cadre lithostratigraphique (Briais, 2015) et récapitulatif des analyses réalisées sur le forage d'Ussy-sur-Marne.

8. Neuilly-sur-Seine (NS)

Le forage de Neuilly-sur-Seine (Code BSS : BSS000NCDB ; ancien code : 01832C0118/F1) est un forage d'exploitation d'eau réalisé par battage en juillet 1965 et dont les échantillons ont été récupérés par intervalles et conservés dans 94 boîtes au BRGM. Il est localisé 57 rue de Villiers à Neuilly-sur-Seine (48°53'29.04"N ; 2°16'39.68"E) et atteint une profondeur de 51 m, débutant dans la Formation des Marnes et Caillasses et se terminant dans des sables ligniteux yprésiens. Des analyses isotopiques du carbone organique dispersé dans les sédiments ($\delta^{13}C_{org}$) ont été effectuées sur 43 échantillons et des analyses minéralogiques par DRX sur la roche totale et la fraction argileuse ont été réalisées sur 78 échantillons (Fig. II-12). De plus, 8 échantillons sont en cours d'analyses palynologiques pour essayer de préciser le cadre stratigraphique de ce forage (F. Quesnel et A. Iakovleva).

9. Cachan (CAC)

Le forage de Cachan (CAC-AVP-SC0769 ; code BSS : BSS004ACVW) a été réalisé dans le cadre du projet « Grand Paris Express ». Il est localisé dans le parc de Raspail, à côté de la mairie de Cachan (48°47'41.44"N ; 2°19'59.35"E). Ce forage de 50 mètres de profondeur traverse le Lutétien et l'Yprésien et présente majoritairement un faciès d'argiles bariolées. Un total de 197 échantillons a été prélevé dans les 25 mètres les plus profonds du forage. Parmi ces échantillons, 57 ont été analysés en $\delta^{13}C_{org}$ et 54 l'ont été en DRX (Fig. II-13). Afin d'essayer de préciser le cadre biostratigraphique de ce forage, 8 échantillons sont en cours d'analyses palynologiques (F. Quesnel et A. Iakovleva).

10. Maisse (MA)

Le forage de Maisse (Maisse SC-1) est un sondage de prospection d'eau de 122 mètres de profondeur, entièrement carotté, réalisé en 2016 sur la commune de Maisse (48°22'57.33"N ; 2°22'43.34"E). Ce forage, qui débute dans le Rupélien et atteint la Craie du Crétacé, est conservé à Itteville, au Syndicat Intercommunal d'Aménagement, de Rivières et du Cycle de l'Eau (SIARCE). Moreau (2023) a mené une étude pétrographique, sédimentologique et biostratigraphique de l'ensemble de ce forage, accompagnée de quelques analyses minéralogiques sur la fraction argileuse et d'analyses des isotopes du carbone et de l'oxygène des carbonates. À partir des données ainsi obtenues, il a pu proposer de premières interprétations en termes de calages bio-lithostratigraphiques et d'évolutions paléoenvironnementale et paléoclimatique sur la bordure sud du Bassin parisien. La position du forage de Maisse sur la bordure méridionale du bassin (Fig. II-2), où les dépôts sont majoritairement formés de faciès marginaux qui sont des équivalents latéraux des formations définies majoritairement dans le centre et la partie septentrionale du bassin, rend néanmoins difficile l'identification et/ou la corrélation avec les unités caractéristiques du Bassin parisien. Moreau (2023) associe l'intervalle situé entre 85 et

89,90 m au « Calcaire de Neauphle », un équivalent latéral des « Sables d'Auvers ». Si la Formation des Marnes et Caillasses est présente dans le forage de Maisse, elle pourrait correspondre à l'intervalle compris entre 89,90 et 95 m, tandis que les sédiments carbonatés compris entre 95 et 101,40 m sont attribués au sommet de la Formation du Calcaire grossier par Moreau (2023). Ce dernier introduit la « Formation des Calcaires, marnes et sables de l'Hurepoix », afin de désigner les alternances de sables, marnes, calcaires et niveaux riches en matière organique situés entre 101,40 et 108 m, et qui enregistreraient la transition Yprésien-Lutétien à 106,20 mètres de profondeur. Les dépôts principalement argilo-silteux, riches en matière organique observés entre 108 et 111,50 m correspondent à la Formation du Soissonnais. Jusqu'à 119,20 m, le forage traverse des dépôts sableux et conglomératiques attribués au « Poudingue de Nemours » avant de traverser deux mètres de Craie du Crétacé et se terminer à 122 mètres de profondeur (Moreau, 2023).

Une convention de partenariat scientifique a été signée entre le BRGM et le SIARCE pour étudier de nouveau ce forage plus en détails à l'occasion du chantier RGF Bassin parisien. Dans le cadre du présent travail, la partie inférieure du forage a été investiguée avec une plus haute résolution afin de pouvoir en préciser l'évolution minéralogique et géochimique. Pour ce faire, 160 échantillons ont été prélevés dans l'intervalle Bartonien à Crétacé, entre 74,70 et 120 m. Les analyses ont été menées à partir de 84,80 mètres de profondeur et comprennent des analyses isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$; n = 75), minéralogiques (n = 58), des observations en microscopie électronique à balayage (n = 13) et en transmission (n = 10), ainsi que des compléments (n = 18) aux analyses palynologiques réalisées dans le cadre de la thèse de K. Moreau (Fig. II-14).

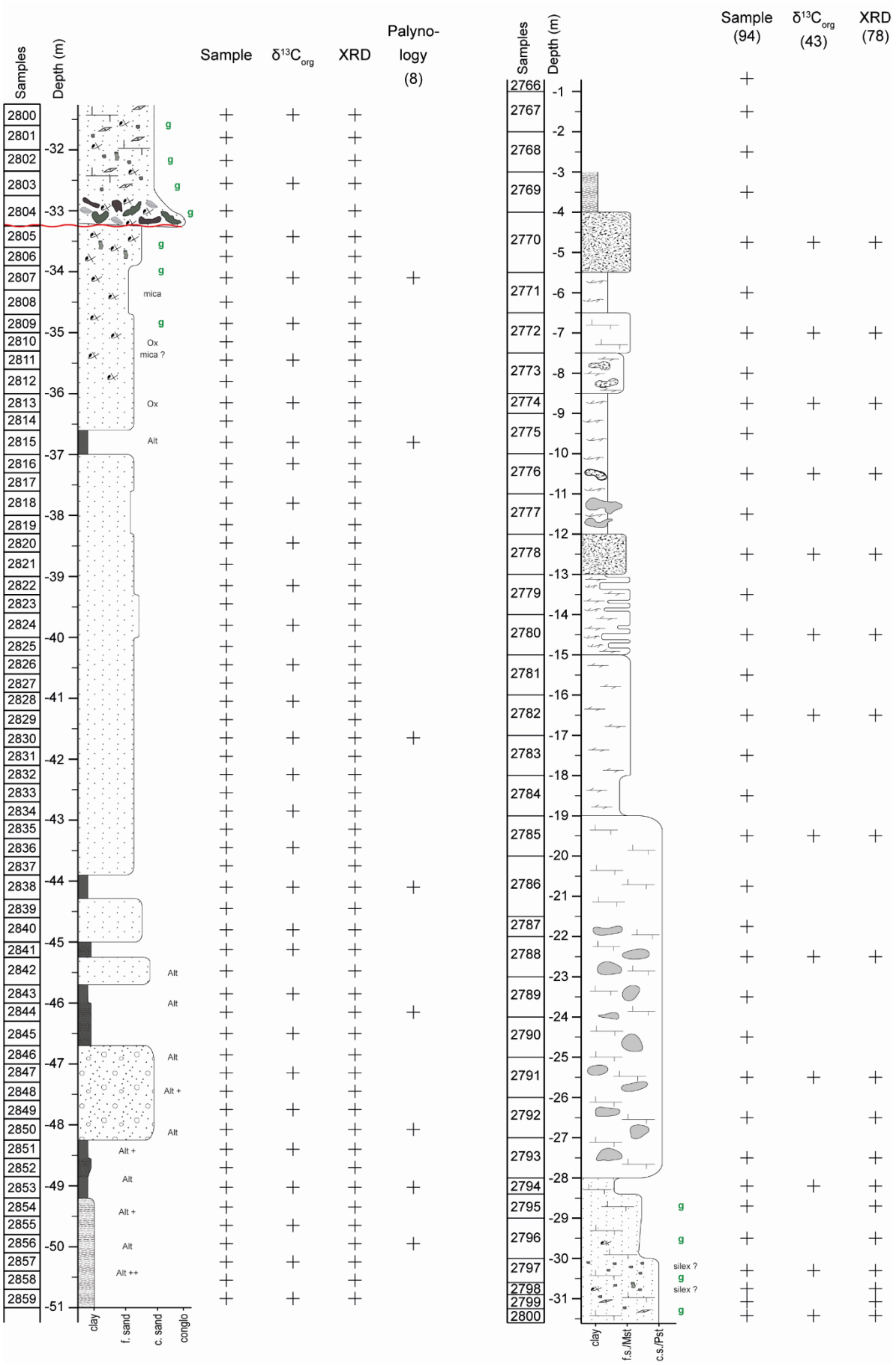


Figure II-12 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le forage de Neuilly-sur-Seine.

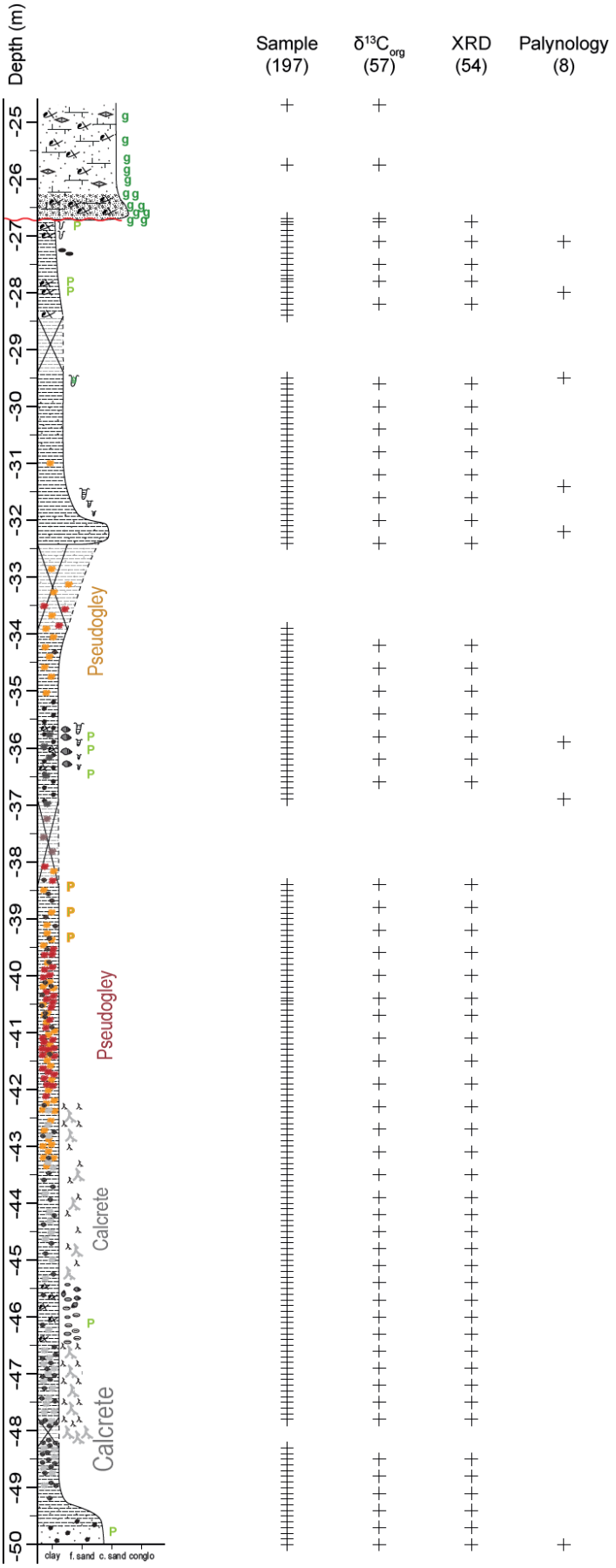


Figure II-13 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le forage de Cachan.

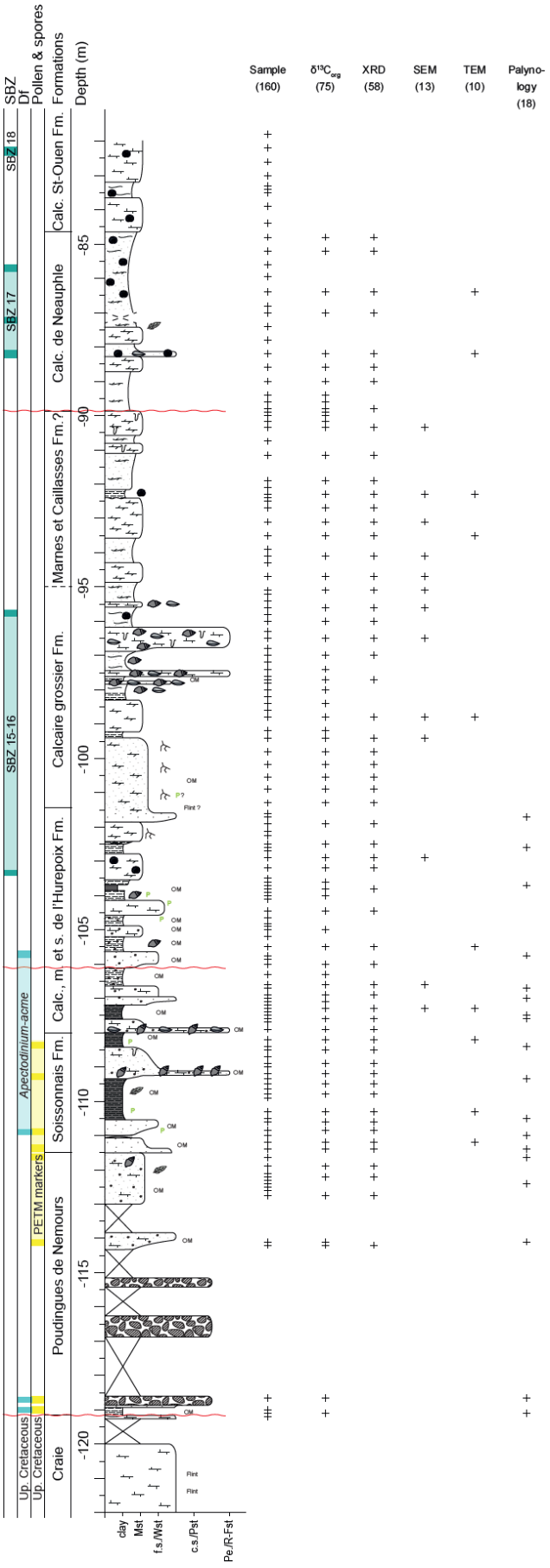


Figure II-14 : Cadre litho-biostratigraphique (Moreau, 2023) et récapitulatif des analyses réalisées sur le forage de Maisse.

B. Sites étudiés dans le Bassin de Mons

Grâce à un financement SRO de l'OSU THETA obtenu dans le cadre de cette thèse, il a été possible de réaliser en août 2023 un forage carotté de 25,55 mètres de profondeur dans l'Yprésien du Bassin de Mons, à Havré. Il a également été possible de travailler sur des échantillons du forage du Mont-Panisel, conservés à l'Université de Mons.

1. Havré (H)

L'emplacement du forage de Havré (50°27'26.91"N ; 4°03'15.87"E), dans le Bois du Rapois, a été choisi après une étude des données historiques (Passau, 1909 et archives de la Direction des Risques Industriels Géologiques et Miniers du Service Public de Wallonie (SPW-DRIGM) situées à Charleroi) et une étude géophysique réalisées en 2022-2023 par N. Dupont (Université de Mons). Dans cette zone, une couche de sable blanc d'épaisseur irrégulière atteignant parfois plus d'1 mètre et surmontée par un banc de lignite pouvant atteindre 6 mètres d'épaisseur, a été intensivement exploitée en souterrain pour la verrerie à la fin du XIX^{ème} et au début du XX^{ème} siècle. Ces dépôts sableux et ligniteux (chenaux fluvio-lagunaires ; Gulinck, 1973) sont attribués à l'Yprésien inférieur et, bien que connus régionalement, restent relativement peu étudiés (Fig. II-15). Leur étude est toutefois importante, car elle permet de couvrir un intervalle du Thanétien à l'Yprésien moyen, souvent marqué par un hiatus dans d'autres secteurs du Bassin de Mons. Ces faciès fluvio-lagunaires pourraient avoir enregistré la base de l'Yprésien, ainsi que les évènements hyperthermiques qui lui sont associés, dont le PETM. En effet, le PETM a par exemple été identifié par une excursion négative du $\delta^{13}C_{org}$ associée à l'acmé à *Apectodinium* dans des dépôts équivalents, dans le nord de la Belgique (forages de Doel et de Kallo ; Steurbaut et al., 2003). Les plans d'exploitation issus de Passau (1909) et des archives ont été repositionnés dans un Système d'Information Géographique (SIG) et contrôlés à l'aide des données LiDAR (Laser imaging detection and ranging) du SPW par N. Dupont, ce qui a permis de choisir un emplacement de forage évitant les anciennes exploitations souterraines.

L'objectif initial du forage était de traverser les séries yprésiennes jusqu'à atteindre le toit de la craie du Crétacé, attendu vers 25-30 mètres de profondeur. Après avoir traversé une succession yprésienne de sables, argiles et lignites, le forage a dû être arrêté pour des raisons techniques à 25,55 mètres de profondeur, sans avoir atteint le toit de la craie. En parallèle du creusement du forage (alors tubé entre 0 et 21 m de profondeur), deux analyses diagraphiques ont été réalisées par N. Dupont : (1) un Gamma-ray total (GR), acquis en continu le long du forage, à l'aide d'une sonde Natural Gamma (Geovista International, Conwy, UK) avec une vitesse d'environ 3 m/min et une période d'intégration de 100 millisecondes ; (2) une spectrométrie gamma (U, K, Th et gamma total), réalisée tous les 50 cm avec un temps d'acquisition de 3 minutes par mesure, à l'aide d'un Gamma Surveyor Vario (GF Instruments, Brno, Czech Republic) muni d'un détecteur au germanate de bismuth de 103 cm^3.

Le forage, conservé à l'Université de Mons, a été échantillonné à très haute résolution à raison d'un échantillon tous les 2 cm à la base, puis d'un échantillon tous les 5 cm, soit 522 échantillons au total. L'étude de la matière organique de ce forage, incluant des analyses isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$; n = 187) ainsi que des analyses Rock-Eval (n = 49) et palynofaciès (n = 20) menées en partenariat avec le Laboratoire ISTEP (Johann Schnyder et François Baudin, Sorbonne Université), ont été réalisées dans le cadre du stage de master 2 de Clara Rusch (Fig. II-16). Des analyses minéralogiques par DRX (n = 80) et des observations par microscopie électronique à balayage (n = 5) ont également été réalisées. De plus, 27 échantillons ont été analysés par granulométrie laser à l'aide d'un Bettersizer ST (Bettersize Instruments) en partenariat avec la société SOCNA Sols (C. Bougeault). Afin d'essayer de préciser le cadre biostratigraphique de ce forage, 7 échantillons ont été transmis à E. Shcherbinina pour l'analyses des nannofossiles calcaires et des analyses palynologiques (F. Quesnel et A. Iakovleva) sont en cours sur 24 échantillons.

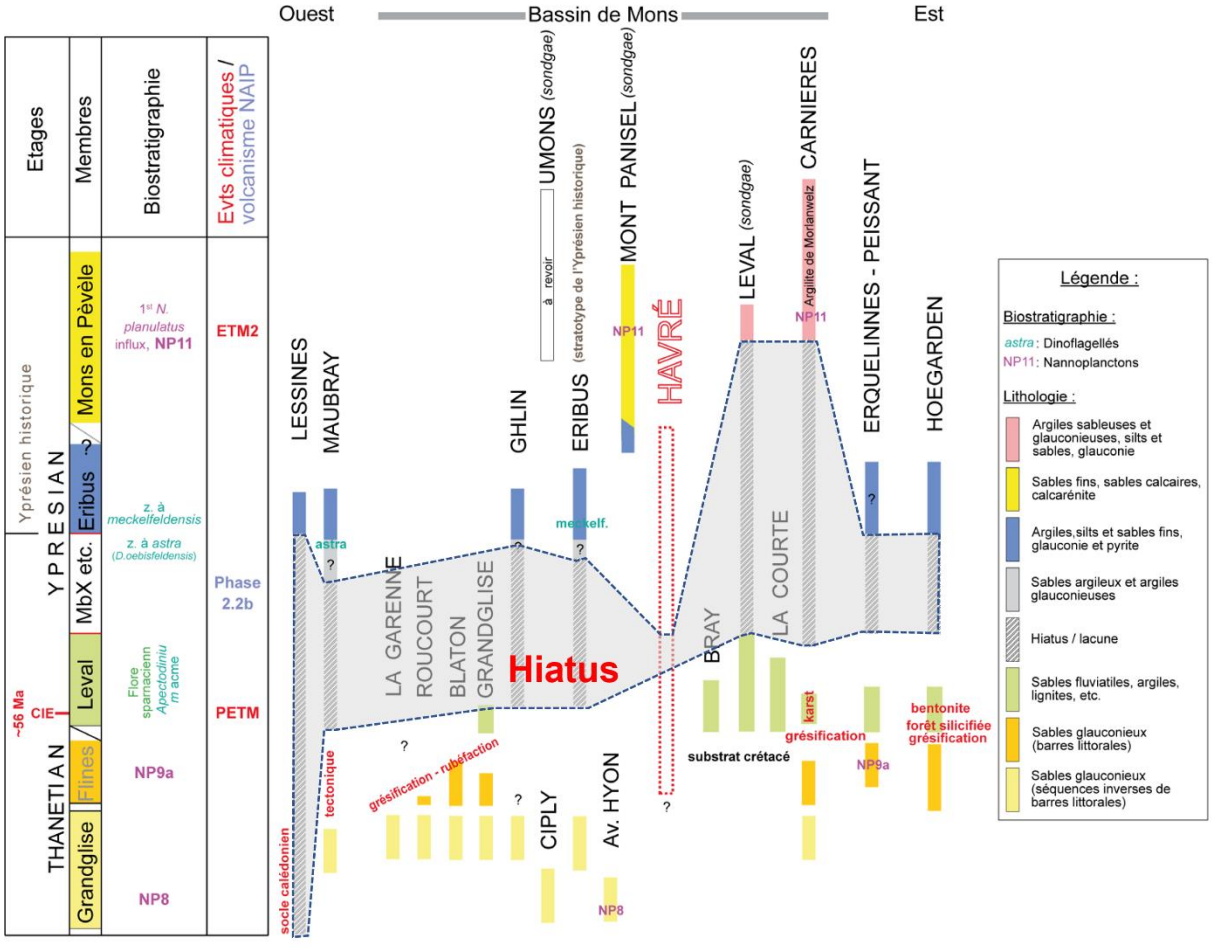


Figure II-15 : Contexte du forage d'Havré dans l'Yprésien inférieur du Bassin de Mons (Dupuis, unpublished data)

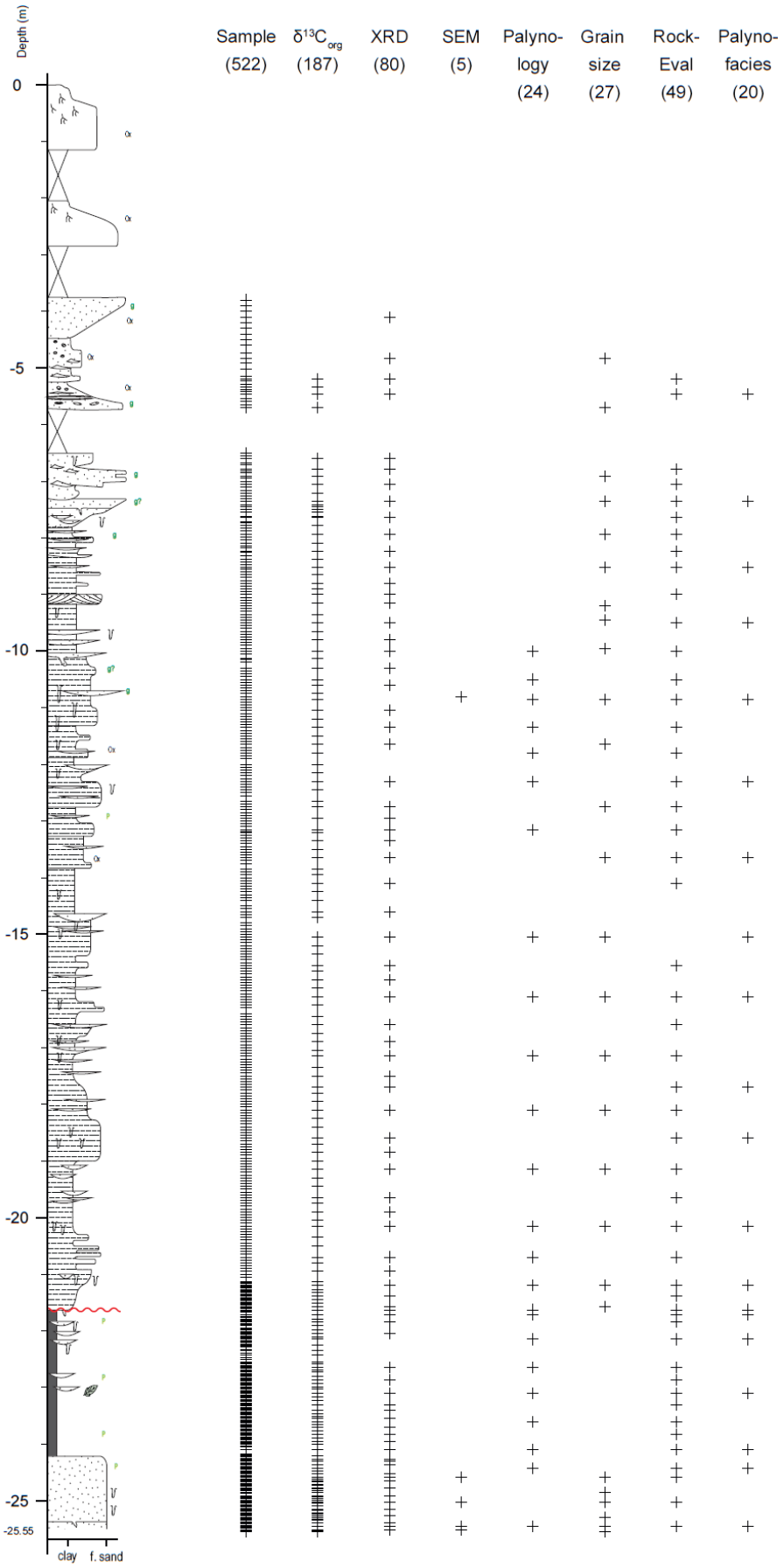


Figure II-16 : Récapitulatif des analyses réalisées sur le forage d'Havré.

2. *Mont-Panisel (PAN)*

Le forage du Mont-Panisel (151E-340 ; 50°26'18.39"N ; 3°58'42.67"E), localisé à environ 6 km à l'ouest du forage de Havré, est un forage intégralement carotté de 65,5 mètres qui a été réalisé en 1986 par le *Geological Survey of Belgium*. Il a fait l'objet d'études sédimentologiques et paléontologiques (dinoflagellés, foraminifères, ostracodes et nannofossiles calcaires) permettant l'établissement d'un bon cadre litho-biostratigraphique (Steurbaut & King, 1993). Ce forage débute dans la Formation des Sables d'Hyon, dans laquelle la présence de *Nummulites planulatus* (Dupuis et al.,1988 *in* Steurbaut & King, 1993) indique la biozone de foraminifères benthiques SBZ 10 de Serra-Kiel et al. (1998). À 21,58 mètres de profondeur, un hiatus sépare la Formation des Sables d'Hyon de la formation sous-jacente des Sables de Mons-en-Pévèle. Dans cette dernière, la biozone NP 11 a été identifiée (Steurbaut & King, 1993), de même que les biozones de dinokystes à *Dracodinium simile* et à *Eatonicysta ursulae* (De Coninck, 1990). Afin de pouvoir servir de comparaison au forage de Havré, 51 échantillons du forage du Mont-Panisel ont été analysés dans le cadre de ce travail pour les isotopes stables du carbone de la matière organique dispersée dans les sédiments, et 18 échantillons ont été analysés en DRX, à la fois sur la roche totale et sur la fraction argileuse (Fig. II-17).

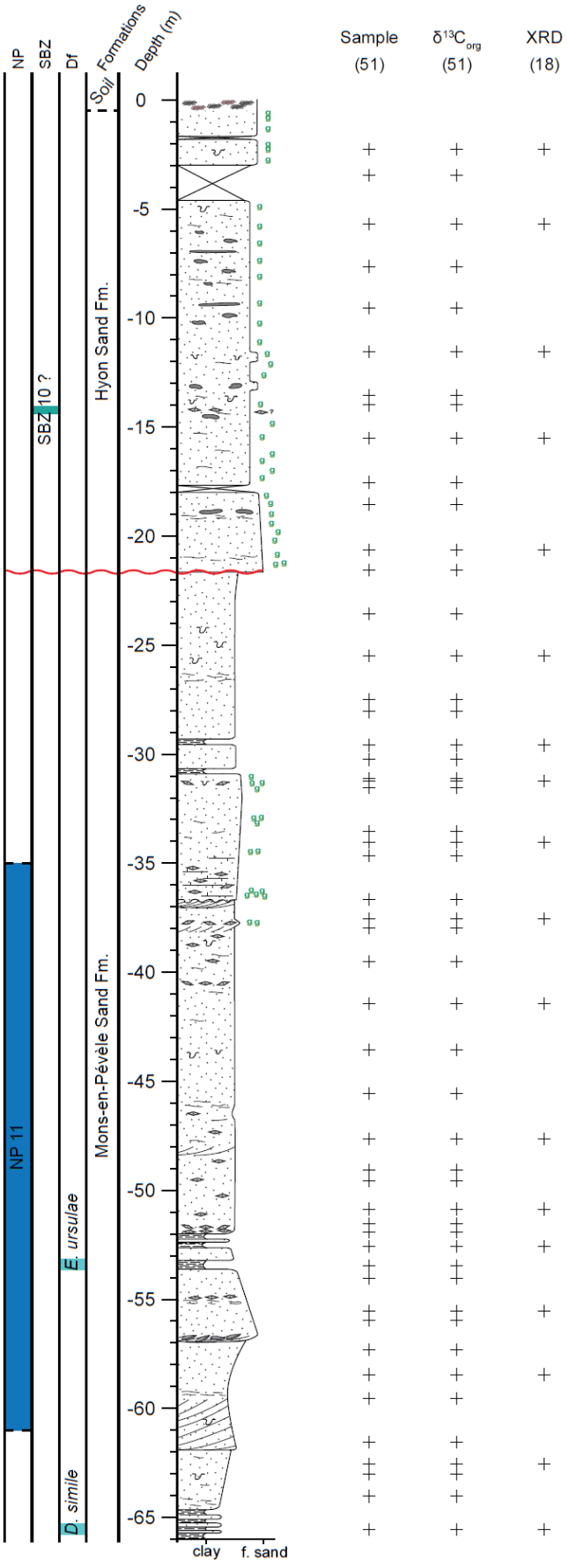


Figure II-17 : Cadre litho-biostratigraphique (De Coninck, 1990 ; Steurbaut & King, 1993) et récapitulatif des analyses réalisées sur le forage du Mont-Panisel.

II. Les traceurs paléoenvironnementaux

A. Les minéraux argileux, traceurs des conditions d'altération

Les minéraux argileux sont des phyllosilicates hydratés, sous forme de cristallites dont la taille est le plus souvent inférieure à 2 µm et ayant ainsi donné leur nom à la plus petite fraction granulométrique (fraction argileuse). Les phyllosilicates ont une structure en feuillets, constituée de l'alternance de couches tétraédriques (T) et octaédriques (O), dont le nombre définit les principaux groupes de phyllosilicates (feuillets TO ou 1:1, TOT ou 2:1, et TOT(O) ou 2:1:1 ; Fig. II-18). Certains minéraux argileux, comme les argiles fibreuses se distinguent par la structure particulière de leur feuillet qui engendre une morphologie en fibres (e.g., palygorskite et sépiolite). Les couches T sont constituées d'un ensemble de tétraèdres formés par un atome de silicium (pouvant être substitué par de l'aluminium ou du fer) au centre, et 4 atomes d'oxygène aux sommets ; tandis que les couches O sont constituées d'un ensemble d'octaèdres formés par un atome d'aluminium (pouvant être substitué par du fer ou du magnésium) au centre et 6 atomes d'oxygène aux sommets (Brindley & Brown, 1980 ; Moore & Reynolds, 1997 ; Meunier, 2005 ; Warr, 2022). Les minéraux argileux sont communs dans les sols, sédiments et roches à la surface de la Terre : ils représentent environ 13% des matériaux constituant les 12 km supérieurs de la croûte continentale, environ 8% des dépôts sédimentaires et sont présents à la fois dans des dépôts silicoclastiques, carbonatés et évaporitiques (Warr, 2022).

Les minéraux argileux peuvent avoir soit une origine authigène, soit une origine détritique (Fig. II-19 ; Galán & Pozo, 2011). Les minéraux argileux authigènes résultent de processus de formation *in situ*, soit par précipitation directe (néoformation), soit par réaction avec des gels amorphes, soit par transformation d'un minéral précurseur. Les minéraux argileux détritiques résultent des processus d'altération, d'érosion et de dépôt. Dans le cas de processus authigènes, le minéral formé dépend principalement des conditions physico-bio-géochimiques du milieu. L'altération correspond à l'ensemble des processus physiques (variations de température et d'humidité, gélifraction, etc.), biologiques (bioturbations, racines, etc.) ou chimiques (hydrolyse, oxydation, etc.) qui altèrent et fragmentent les roches à la surface de la Terre, conduisant à la production de sédiments et d'ions ainsi qu'au développement du régolithe* (Chamley, 1989 ; Scott & Pain, 2009 ; Orme, 2013). La fragmentation des roches par altération physique et biologique (racines des végétaux) augmente les surfaces réactives favorisant ainsi l'altération chimique (Chamley, 1989 ; White & Blum, 1995 ; Dixon & von Blanckenburg, 2012). L'érosion correspond à l'ensemble des processus de transport (gravitaire, hydrodynamique, éolien, etc.) des produits de l'altération, sous forme particulaire (sédiments détritiques) ou sous forme ionique (Binnie & Summerfield, 2013). Un taux d'érosion modéré et une

* Régolithe : Couverture, non-consolidée ou indurée secondairement, formée par altération, érosion, transport et/ou dépôt d'un matériel plus ancien et qui constitue l'interface entre l'atmosphère, l'hydrosphère et le substrat rocheux. Le régolithe comprend par exemple les sols, les accumulations superficielles de matière organique, les colluvions et alluvions, ainsi que les dépôts glaciaires et éoliens ou les sédiments évaporitiques (Scott & Pain, 2009).

altération chimique poussée permettent le développement d'un régolithe épais. En revanche, lorsque le taux d'érosion est élevé, le renouvellement des apports minéraux est plus rapide que leur altération et celle-ci est limitée (White & Blum, 1995 ; Gaillardet et al. 1999 ; Gabet & Mudd, 2009 ; Dixon & von Blanckenburg, 2012). Le processus d'altération chimique principal est l'hydrolyse, qui correspond à l'interaction d'une roche ou d'une surface minérale avec l'eau, le plus souvent appauvrie en ions. Par cette interaction, la roche formée de minéraux primaires (quartz, feldspaths, amphiboles, pyroxènes, micas, etc.) s'altère en un assemblage des minéraux primaires, constitués des minéraux les plus résistants à l'altération (e.g., quartz), et de minéraux secondaires, qui sont le plus souvent des minéraux argileux et des (oxy)hydroxydes (Chamley, 1989). Le processus d'hydrolyse consiste principalement en une soustraction progressive des ions (et notamment des cations) constituant les minéraux primaires, s'attaquant d'abord aux surfaces les plus exposées ou qui facilitent la circulation des fluides (faces externes, plans de clivage, fissures et fractures). Les éléments les plus mobiles (Na, K, Ca, Mg, et Sr) sont lessivés en premier, suivis par les éléments de transition (Mn, Ni, Cu, Co, Fe), puis par Si et finalement Al qui est l'élément le moins mobile lors de l'hydrolyse (Chamley, 1989 ; Canfield, 1997). L'intensité et les produits de l'altération chimique dépendent notamment de la lithologie et de la taille des particules soumises à l'altération, mais sont principalement contrôlés par des paramètres climatiques, particulièrement par les précipitations et la température (Singer, 1980 ; Lasaga et al., 1994 ; White & Blum, 1995 ; Gaillardet et al., 1999 ; Lyu & Lu, 2024). L'intensité des précipitations influence les conditions de drainage, de ruissellement et de lessivage qui permettent une bonne évacuation des ions soustraits lors du processus d'hydrolyse (Chamley, 1989). Ainsi, selon les conditions climatiques, le processus d'altération est plus ou moins poussé et conduit à la formation de minéraux, et particulièrement de minéraux argileux, différents. Par exemple, les climats froids et secs, dominés par l'altération physique et l'érosion mécanique et ainsi peu propices à l'hydrolyse, favorisent les illites et chlorites issues de la dégradation des feldspaths et micas plutôt que la précipitation de nouveaux minéraux argileux (Chamley, 1989 ; Warr et al., 2024). En revanche, les climats chauds et humides permettent une altération chimique poussée, un drainage important et donc la remobilisation des cations et du silicium, favorisant la formation de smectites et kaolinites (Chamley, 1989 ; Warr et al., 2024). Ces processus sont aujourd'hui responsables de la répartition des minéraux argileux dans les sols et sédiments continentaux et océaniques à l'échelle mondiale (Fagel, 2024 ; Lyu & Lu 2024).

De ce fait, les minéraux argileux ont régulièrement été utilisés comme des marqueurs des conditions d'hydrolyse et par extension des conditions climatiques, au moment de leur formation pour l'étude des climats anciens (Singer, 1980, 1984 ; Robert & Chamley, 1991 ; Fagel, 2007, 2024 ; Dera et al., 2009 ; Hermoso & Pellenard, 2014 ; Bougeault et al., 2017 ; Xu et al., 2017 ; Deconinck et al., 2019 ; Dinis et al., 2020 ; Corentin et al., 2020 ; Munier et al., 2021). En milieu marin, l'utilisation de minéraux argileux comme traceurs paléoclimatiques nécessite (1) que les minéraux argileux soient d'origine détritique et représentent le produit d'une altération plus ou moins poussée et (2) que leur zone source

soit connue ou facilement identifiable (Singer, 1984 ; Chamley, 1989 ; Fagel, 2007, 2024). En milieu continental, les minéraux peuvent être détritiques, et représenter les conditions d'hydrolyse des bassins versants, ou authigènes et représenter les conditions d'hydrolyse sous lesquelles ils se sont formés, dans les sols ou dans des environnements sédimentaires spécifiques (plaine d'inondation, sebkha, etc. ; Singer, 1984). Différents facteurs peuvent cependant compliquer l'interprétation paléoclimatique de l'évolution des cortèges de minéraux argileux, particulièrement en milieu marin (Thiry, 2000 ; Fagel , 2007) : (1) les minéraux argileux sont sensibles à la diagenèse, et particulièrement à la diagenèse d'enfouissement, qui peut générer des transformations minérales (Chamley, 1989 ; Lanson et al., 2009) ; (2) une série sédimentaire est susceptible de contenir des minéraux argileux issus du remaniement de dépôts antérieurs (Dera et al., 2009 ; Bougeault et al., 2017) ; (3) les processus d'érosion et de transport peuvent induire des mélanges entre des sédiments provenant de différentes sources et environnements (Dinis et al., 2020) ; (4) les processus de sédimentation peuvent induire un tri des minéraux argileux en fonction de leur propriétés physiques (Gibbs, 1977 ; Chamley, 1989 ; Pellenard et al., 1999 ; Ruffell et al., 2002 ; Godet et al., 2008). Finalement, le temps de formation des minéraux argileux dans les sols sur les continents, ainsi que le temps nécessaire à leur érosion et export jusqu'au bassin de sédimentation, tend à induire un délai entre leur formation et leur dépôt qui est d'autant plus important que la distance source-bassin est grande (Thiry, 2000 ; Fagel, 2007). Néanmoins, l'évolution des cortèges de minéraux argileux peut être utilisée comme marqueur des conditions d'hydrolyse et permettre d'identifier des variations à l'échelle de quelques dizaines de milliers d'années, comme le suggèrent les nombreuses études entre variations des cyclicités orbitales et évolution des minéraux argileux (Fagel et al., 1992 ; Moiroud et al., 2012 ; Boulila et al. 2022 ; Fagel, 2024).

Ainsi, les différents minéraux argileux sont issus de divers processus, en particulier l'altération chimique, et l'étude de l'évolution des cortèges de minéraux argileux constitue l'une des rares méthodes permettant de déterminer les conditions d'hydrolyse (humidité et aridité) dans le passé géologique (Dera et al., 2009 ; Kemp et al., 2016 ; Bougeault et al., 2017 ; Munier et al., 2021 ; Fagel, 2024). La suite de cette partie est consacrée à la présentation des principaux groupes de minéraux argileux, de leur structure, ainsi que des processus, conditions et milieux dans lesquels ils se forment.

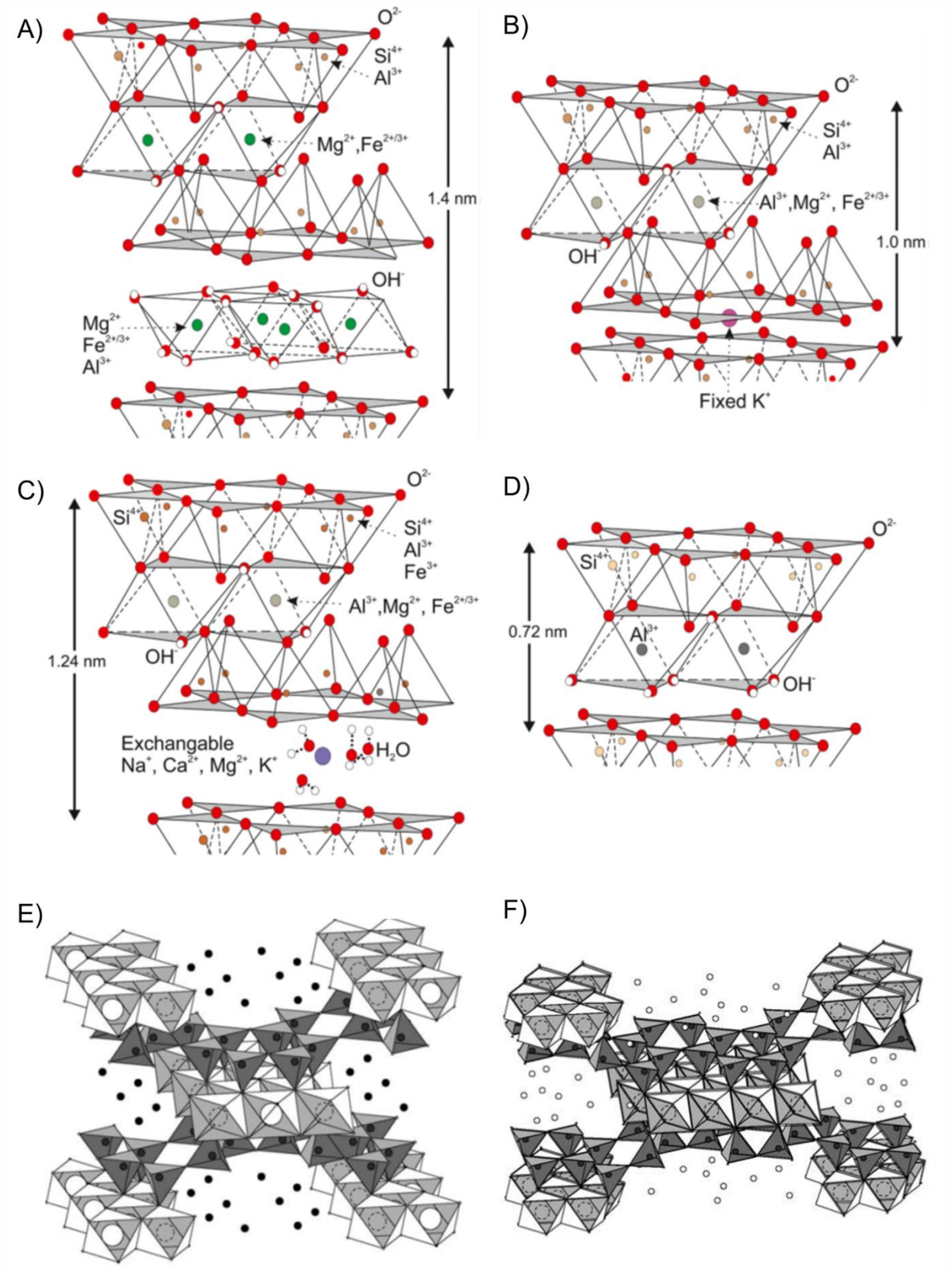


Figure II-18 : Structures cristallines des principaux groupes de minéraux argileux. A) TOT(O) ou 2:1:1 (Chlorites). B) TOT ou 2:1 (Illites/Micas). C) TOT ou 2:1 gonflants (Smectites). D) TO ou 1:1 (Kaolinites). E) Palygorskite et F) Sépiolite. Le centre des octaèdres peut être vacant ou être occupé par un atome de magnésium ou d'aluminium pour la palygorskite tandis que tous les octaèdres de la sépiolite ont un atome de magnésium en leur centre. La position centrale des tétraèdres des palygorskites et des sépiolites est toujours occupée par un atome de silicium. A à D d'après Warr (2022) et E et F d'après Sanchez del Rio et al. (2005).

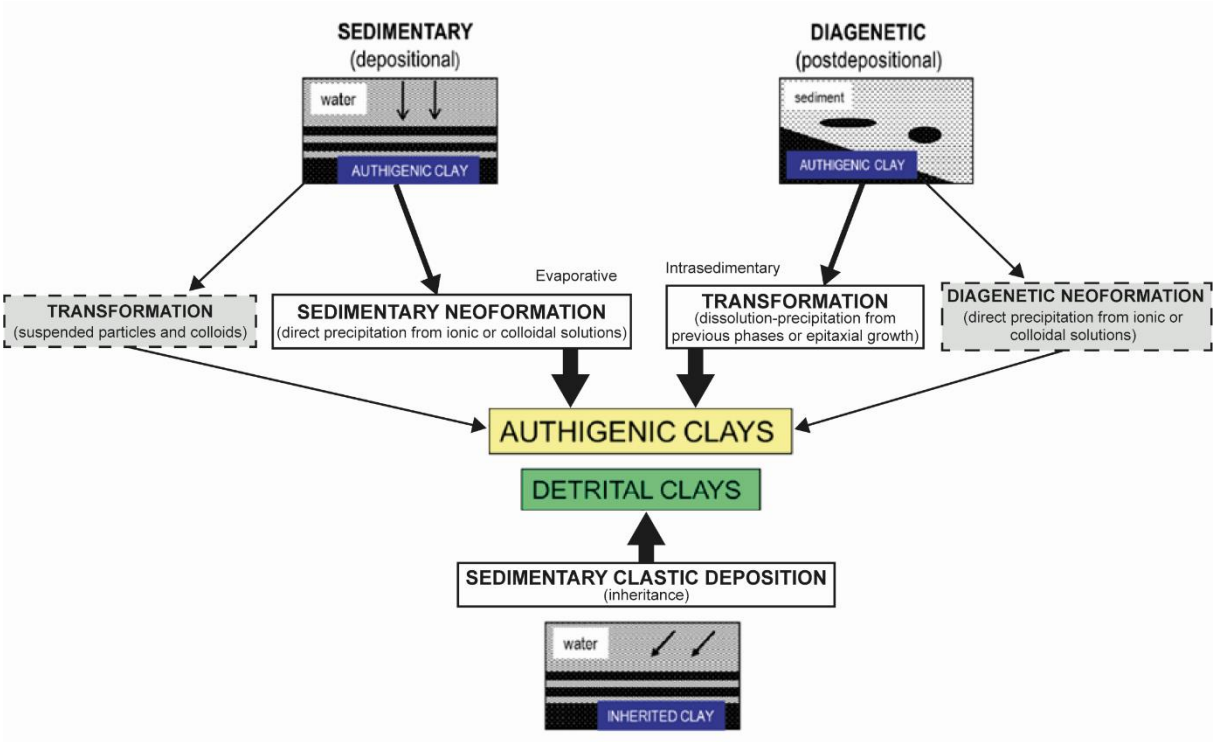


Figure II-19 : Concepts d'argiles authigènes et détritiques (modifié d'après Pozo & Calvo, 2018).

1. Chlorite

Les chlorites sont des minéraux argileux constitués de feuillets formés par deux couches tétraédriques et une couche octaédrique, et dont l'espace interfoliaire est occupé par une couche octaédrique supplémentaire. Il en résulte une structure stable qui n'est généralement pas affectée par la solvatation ou le chauffage, et caractérisée par un espacement de 14 Å. Le cation des couches octaédriques est le plus souvent du magnésium, mais de nombreuses substitutions sont possibles (Fig. II-18A ; Chamley, 1989 ; Moore & Reynolds, 1997 ; Fagel, 2007 ; Warr, 2022).

Les chlorites sont le produit de l'altération des roches plutoniques, métamorphiques ou volcaniques, et plus particulièrement des minéraux ferromagnésiens qu'elles contiennent (biotite, amphibole). Elles se forment lorsque les conditions d'hydrolyse sont minimales et que les processus d'érosion dominent. Des conditions froides et sèches (milieux polaires ou subglaciaires) ou chaudes et sèches (déserts et environnements péridésertiques), ainsi que les milieux montagneux sont donc particulièrement favorables à la formation des chlorites (Fig. II-20 ; Chamley, 1989). En effet, les chlorites sont sensibles à l'hydrolyse qui, par soustraction ionique, favorise leur transformation en minéraux interstratifiés puis en smectites dans des conditions plus tempérées. Les chlorites sont par conséquent assimilées à une altération chimique limitée et sont considérées, au même titre que les illites, comme des argiles primaires.

2. *Illite*

Le terme « illite », issu de l'état de l'Illinois (Etats-Unis), désigne l'ensemble des minéraux micacés présents dans la fraction argileuse (Grim et al., 1937 ; Chamley, 1989). Les illites sont constituées de deux couches tétraédriques séparées par une couche octaédrique, et l'espace interfoliaire est marqué par la présence d'un cation K^+ non hydraté et fortement lié. Celui-ci compense le déficit de charge généré par la substitution pratiquement stœchiométrique de Si^{4+} par Al^{3+} dans la couche tétraédrique (1 Si substitué sur 4), et est à l'origine d'une structure stable, résistante à la glycolation et au chauffage, et caractérisée par un espacement de 10 Å (Fig. II-18B ; Chamley, 1989 ; Moore & Reynolds, 1997 ; Fagel, 2007 ; Warr, 2022).

Les illites se forment dans des conditions très proches de celles des chlorites, c'est-à-dire lorsque l'hydrolyse est faible et que l'érosion domine. Les milieux froids et secs ou chauds et secs, ainsi que les milieux montagneux où l'érosion l'emporte sur l'altération chimique, constituent donc des environnements particulièrement favorables à leur formation. En effet, les illites sont les premiers produits de la dégradation des micas et de l'altération des feldspaths. Bien qu'elles soient plus résistantes que les chlorites, les illites tendent à se transformer en minéraux interstratifiés puis en smectites sous l'action de l'hydrolyse, particulièrement dans les environnements faiblement drainés (Fig. II-20 ; Chamley, 1989).

3. *Smectite*

Le terme de « smectites » est utilisé pour désigner l'ensemble des minéraux argileux dits « gonflants », qui ont une épaisseur d'environ 17 Å après imprégnation à l'éthylène-glycol (Brindley & Brown, 1980 ; McKinley et al., 2003 ; Fagel, 2007). Ces minéraux sont formés de deux couches tétraédriques encadrant une couche octaédrique et les substitutions sont communes, parfois à charge égale (e.g. Mg^{2+} et Al^{3+} qui substituent respectivement Fe^{2+} ou Fe^{3+} dans la couche octaédrique), et parfois avec un déficit de charge (e.g. substitution de Si^{4+} par Al^{3+} dans les couches tétraédriques et substitution de Al^{3+} par Mg^{2+} ou de Fe^{3+} par Fe^{2+} dans la couche octaédrique). L'espace interfoliaire contient des cations (le plus souvent Na^{2+} ou Ca^{2+}), des molécules d'eau, et parfois des composés organiques qui compensent ces déficits de charge induits par les nombreuses substitutions (Fig. II-18C ; Brindley & Brown, 1980 ; Moore & Reynolds, 1997 ; McKinley et al., 2003 ; Fagel, 2007 ; Warr, 2022). Les smectites forment souvent des minéraux interstratifiés, c'est-à-dire des minéraux composés de l'alternance, régulière ou non, de feuillets de smectites et d'autres minéraux argileux. Les interstratifiés les plus fréquents sont les interstratifiés illite-smectite (IS) et chlorite-smectite (CS). Le degré d'organisation de ces minéraux interstratifiés est décrit par l'indice de 'Reichweite' : R = 0 correspond à une interstratification aléatoire de feuillets de smectite et d'un autre minéral argileux et, dans le cas des IS, est généralement associé à au moins 50% de feuillets smectitiques ; R = 1 et R = 3 correspondent

à des interstratifications de plus en plus ordonnées, et généralement de plus en plus riches en feuillets d'illite dans le cas des IS (Moore & Reynolds, 1997 ; McKinley et al., 2003). Dans le cadre de cette thèse, le terme « smectite » est utilisé au sens large pour désigner un interstratifié contenant plus ou moins de feuillets de smectites et d'illite.

Les smectites sont un produit de l'altération de la plupart des roches plutoniques et volcaniques, lorsque l'hydrolyse est importante mais incomplète. En effet, le lessivage de la majorité des ions, et particulièrement des cations, induit par une hydrolyse et un drainage trop importants est défavorable à la préservation des smectites (Borchardt, 1989 ; Chamley, 1989 ; Wilson, 1999 ; McKinley et al., 2003). Les smectites se forment soit par néoformation dans des sols (bisiallitisation), soit par l'altération des roches magmatiques qui forme des illites et des chlorites, ensuite dégradées en interstratifiés IS et CS puis en smectites (pseudo-bisiallitisation). Les smectites se forment notamment sous des climats tempérés à subtropicaux à saisons contrastées (avec une saison sèche marquée) ou subarides, qui favorisent la libération des ions par hydrolyse mais également leur capture du fait d'un drainage modéré (Fig. II-20 ; Borchardt, 1989 ; Chamley, 1989 ; Ruffel et al., 2002 ; McKinley et al., 2003). De plus, les environnements de plaines alluviales, généralement faiblement drainés, sont particulièrement favorables à la formation des smectites (Thiry, 2000). Les smectites peuvent également se former par authigenèse en milieu marin, par altération de produits volcaniques, ou en contexte hydrothermal (Borchardt, 1989 ; Chamley, 1989 ; McKinley et al., 2003). Finalement, les smectites sont particulièrement sensibles à la diagénèse, notamment d'enfouissement, se transformant en IS R1 puis en R3 voire en illite à partir de 70-80°C (Pytte & Reynolds, 1989 ; Šucha et al., 1993).

4. Kaolinite

Les kaolinites sont des minéraux argileux formés d'une couche tétraédrique et d'une couche octaédrique. Le cation de la couche octaédrique est trivalent, il s'agit le plus souvent d'Al^{3+} qui peut parfois être substitué par Fe^{3+}. La kaolinite est riche en groupements hydroxyles qui sont perdus après chauffage à 450-550°C, entrainant l'effondrement de la structure cristalline et la disparition des raies de diffraction, notamment la réflexion principale autour de 7,15 Å caractéristique de ce minéral (Fig. II-18D ; Brindley & Brown, 1980 ; Chamley, 1989 ; Moore & Reynolds, 1997 ; Fagel, 2007 ; Warr, 2022).

Les kaolinites sont le produit de l'altération des silicates lorsque l'hydrolyse est intense et le lessivage important, permettant une bonne évacuation des cations. Des conditions chaudes et humides sont particulièrement favorables et la kaolinite représente le principal minéral argileux formé sous climat tropical ou tempéré humide, associé aux oxydes et (oxy)hydroxydes de fer ou d'aluminium (Fig. II-20 ; Chamley, 1989 ; Fagel, 2007, 2024 ; Warr, 2022). Les kaolinites sont les minéraux argileux issus de l'altération chimique par hydrolyse la plus poussée (monosiallitisation), et peuvent ainsi être formées

par la transformation d'autres minéraux argileux comme les smectites. Cette transformation peut se faire via des interstratifiés kaolinite-smectite (Brindley et al., 1983 ; Amouric & Olives, 1998 ; Dudek et al., 2006 ; Ryan & Huertas, 2009).

5. *Argiles fibreuses : palygorskite et sépiolite*

La palygorskite (anciennement appelée attapulgite) et la sépiolite sont composées de deux couches tétraédriques et d'une couche octaédrique. Elles diffèrent des minéraux argileux en feuillets par leur structure en fibres, issues de l'inversion des couches tétraédriques toutes les cinq ou huit positions octaédriques respectivement pour la palygorskite et la sépiolite (Fig. II-18E-F ; Brindley & Brown, 1980 ; Moore & Reynolds, 1997 ; Sánchez del Río et al., 2005 ; Guggenheim & Krekeler, 2011).

Bien que relativement rares ces argiles sont présentes dans des environnements très divers, depuis des environnements marins profonds aux environnements lacustres ou encore certains sols (Singer & Norrish, 1974 ; Tazaki et al., 1986 ; Chamley, 1989 ; Lopez-Galindo et al., 1996). La palygorskite et la sépiolite sont le plus souvent interprétées comme des marqueurs de conditions arides à semi-arides et d'environnements évaporitiques (Fig. II-20 ; Trauth, 1977 ; Weaver & Beck, 1977 ; Singer, 1984 ; Inglès & Anadón, 1991 ; Jones & Conko, 2011), bien qu'une origine hydrothermale ait pu être proposée dans certaines conditions (Fulginati, 2020). Ces argiles fibreuses peuvent se former soit par précipitation directe en conditions alcalines, soit par transformation d'un minéral précurseur (Trauth, 1977 ; Singer, 1979 ; Suarez et al., 1994 ; Chen et al., 2004 ; Xie et al., 2013). Une origine détritique, notamment par transport éolien, est également possible (Fagel et al., 1992).

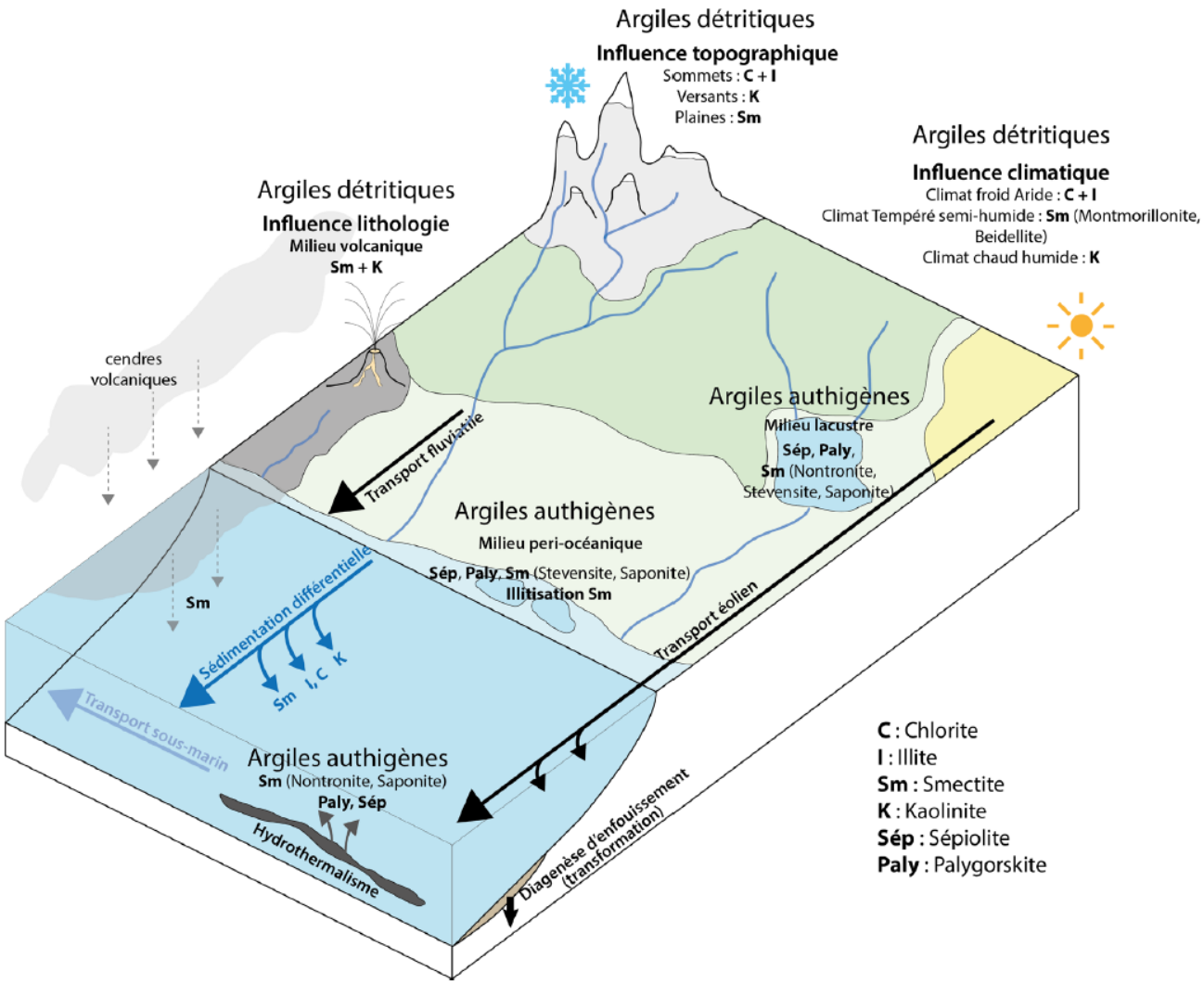


Figure II-20 : Processus de formation, transport et transformation des minéraux argileux dans les environnements continentaux et marins (Munier, 2023).

B. Etude des perturbations du cycle du carbone et identification d'évènements climatiques à l'aide de l'isotopie du carbone de la matière organique des sédiments ($\delta^{13}C_{org}$)

À une échelle de plusieurs dizaines de milliers d'années, la concentration en CO_2 dans l'atmosphère, ainsi que son impact sur le climat *via* l'effet de serre, est influencée par le cycle du carbone. Celui-ci représente l'ensemble des processus et transferts de carbone entre (1) un réservoir superficiel constitué de l'atmosphère, de la biosphère, des sols et de l'hydrosphère (principalement les océans) et (2) un réservoir géologique constitué des roches et sédiments (Fig. II-21 ; Berner & Caldeira, 1997). Les principales sources de carbone dans l'atmosphère sont le dégazage volcanique et l'oxydation de la matière organique, qui sont principalement compensées par (1) l'altération des silicates et (2) le stockage de matière organique dans les sédiments (Berner & Caldeira, 1997 ; Sluijs et al., 2013). L'altération des silicates consomme du dioxyde de carbone et produit des ions hydrogénocarbonates utilisés pour la précipitation de carbonates continentaux ou marins, constituant ainsi un puit de carbone. En effet, l'altération des silicates consomme deux moles de CO_2, dont une sera à terme précipitée sous forme de carbonate tandis que la seconde est relarguée dans l'atmosphère (Walker et al., 1981 ; Raymo & Ruddiman, 1992 ; Ridgwell & Zeebee, 2005 ; Sluijs et al., 2013). Le dioxyde de carbone est également assimilé par des organismes autotrophes, notamment lors du processus de photosynthèse, et transformé en matière organique. Cependant, l'oxydation de la matière organique libère le carbone qui y était piégé. Sur le long terme, la matière organique ne peut donc constituer un puit de carbone que si elle est préservée de l'oxydation, ce qui est notamment le cas lorsqu'elle est piégée durablement dans des sédiments (Arndt et al., 2013).

Le carbone existe sous la forme de deux isotopes stables (^{12}C et ^{13}C) et d'un isotope radioactif (^{14}C) qui a une demi-vie d'environ 6 000 ans et ne peut donc pas être utilisé à l'échelle géologique. L'évolution de la composition isotopique en isotopes stables, exprimée en notation delta*, est en revanche couramment utilisée dans les études paléoclimatiques (McInerney & Wing, 2011 ; Bodin et al., 2020 ; Cramer & Jarvis, 2020 ; Westerhold et al., 2020). En effet, chaque réservoir de carbone a une valeur de $\delta^{13}C$ qui lui est propre et qui peut varier au cours du temps sous l'effet de processus favorisant un isotope par rapport à l'autre (Fig. II-21). Ainsi, les variations du $\delta^{13}C$ au cours du temps sont utilisées pour retracer des perturbations du cycle du carbone, et notamment les variations de la quantité de CO_2 dans l'atmosphère (pCO_2) ou de carbone dissous dans les océans (Schubert & Jahren, 2013 ; Cui & Schubert, 2018). Dès les années 1960, les isotopes du carbone inorganique des carbonates $\delta^{13}C_{carb}$ ont

* $\delta^{13}C\ (‰) = \left(\frac{\left({}^{13}C/{}_{12}C\right)_{mesure} - \left({}^{13}C/{}_{12}C\right)_{standard}}{\left({}^{13}C/{}_{12}C\right)_{standard}} \right) \times 1\,000$. La valeur standard utilisée provient d'une *Belemnitella americana* de la formation Pee Dee et est notée PDB ou VPDB (pour Vienna-PDB suite à l'épuisement du matériel originel)

été utilisées pour essayer de reconstituer la composition isotopique des océans et identifier des changements du cycle du carbone à l'échelle géologique (Keith & Weber, 1964 ; Veizer & Hoefs, 1976 ; Kump & Arthur, 1999). Assez rapidement, les isotopes du carbone organique ($\delta^{13}C_{org}$) ont également été identifiés comme d'importants vecteurs d'informations sur le cycle biogéochimique du carbone (Hayes, 1993, 2001 ; Hayes et al., 1999) et la combinaison du $\delta^{13}C_{carb}$ et du $\delta^{13}C_{org}$ a été utilisée comme un traceur de la pCO_2 (Kump & Arthur, 1999). Au cours des temps géologiques, des perturbations majeures du cycle du carbone ont affecté la Terre et peuvent être enregistrées dans le carbone, organique ou inorganique, préservé dans les sédiments. L'identification de ces évènements est à la base de la chimiostratigraphie qui permet des corrélations à l'échelle globale (Jenkyns et al., 2002 ; Jenkyns, 2010 ; Cramer & Jarvis, 2020).

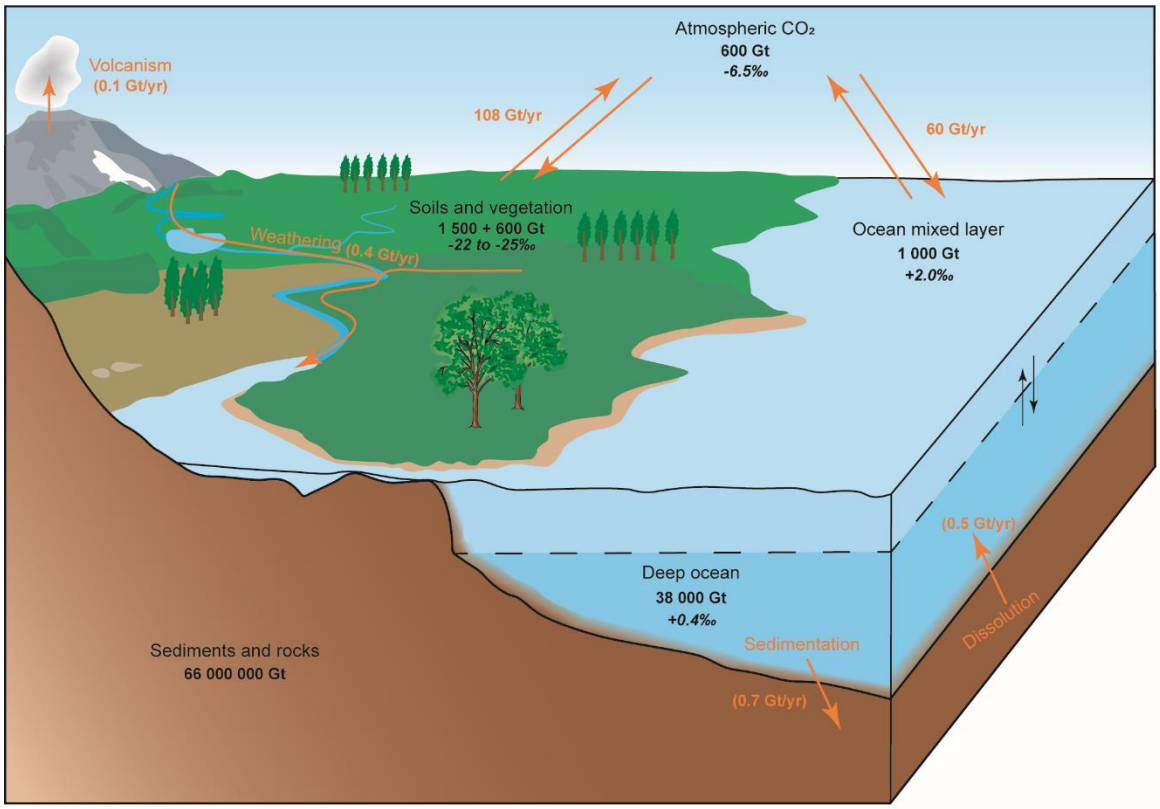


Figure II-21 : Cycle du carbone simplifié (Sluijs et al., 2013, modifié d'après Cramer & Jarvis, 2020). La taille des différents réservoirs de carbone est donnée en gigatonnes et une valeur approximative du $\delta^{13}C$ est indiquée en italique. Les principaux flux sont représentés en orange et exprimés en gigatonne de carbone par an.

Quel que soit le support (i.e. organique ou inorganique) et la période de temps considérés, l'interprétation d'un enregistrement du $\delta^{13}C$ en termes d'évolution du cycle du carbone global peut être influencée par trois paramètres principaux (Sluijs & Dickens, 2012) :

(1) Le mélange de plusieurs sources de carbone ayant une composition isotopique différente. Les analyses sur carbone total (bulk) sont les plus courantes et les plus faciles à mettre en place mais le $\delta^{13}C$ mesuré correspond le plus souvent à un mélange de sources de carbone (e.g. différents producteurs de carbonates ou différents types de matière organique pouvant avoir

des compositions isotopiques différentes et toute variation de l'abondance relative des constituants entraînera une modification du $\delta^{13}C$ (Stoll, 2005 ; Schouten et al., 2007). Le mélange de matériel d'âge différent issu du remaniement (Leithold et al., 2006) et ayant donc une composition isotopique ne reflétant pas les conditions du dépôt peut également impacter le signal isotopique mesuré (Clark et al., 2013).

(2) Le fractionnement isotopique entre le réservoir de carbone local et le support utilisé. Souvent contrôlé par les conditions environnementales, il est susceptible de changer si les conditions changent, par exemple en réponse à une perturbation du stress hydrique (Bowen et al., 2004 ; Diefendorf et al., 2010 ; Tappert et al., 2013).

(3) La composition isotopique du réservoir local à partir duquel se forme le composé carboné analysé, qui peut varier au cours du temps.

Dans le cadre de ce travail, les isotopes du carbone ont été analysés sur la matière organique dispersée dans les sédiments ($\delta^{13}C_{org}$) afin (1) d'essayer d'identifier les évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur et moyen sur différentes coupes du Bassin parisien et du Bassin de Mons, et (2) afin d'établir des corrélations entre les coupes étudiées et avec les données provenant d'autres bassins. L'étude isotopique du carbone de la matière organique est généralement possible à la fois dans les sédiments silicoclastiques et carbonatés, contrairement à l'isotopie du carbone des carbonates qui n'aurait pas été possible dans les lithologies silicoclastiques et aurait été plus sensible à la diagenèse. Cependant, de nombreux paramètres peuvent influencer la composition isotopique de la matière organique (Fig. II-22 ; Hayes, 1993, 2001 ; Hayes et al., 1999 ; Kump & Arthur, 1999 ; Sluijs & Dickens, 2012 ; Tappert et al., 2013). L'étude des isotopes du carbone sur un type de composé organique particulier (fragment de bois ou certains lipides par exemple) est possible afin d'essayer de limiter les biais, mais est souvent beaucoup plus coûteuse, complexe à mettre en place et nécessite de plus grandes quantités d'échantillons, ce qui explique que l'étude de la matière organique totale dispersée dans les sédiments ($\delta^{13}C_{org}$) reste largement utilisée (McInerney & Wing, 2011). Certains auteurs considèrent par ailleurs qu'un signal moyenné, issu du mélange de différents composés organiques, est plus fiable pour représenter un signal global (Magioncalda et al., 2004). Sur la coupe éocène du Cap d'Ailly, au nord-ouest du Bassin parisien, Garel et al. (2020) ont obtenu des évolutions isotopiques similaires en comparant le $\delta^{13}C_{org}$ au $\delta^{13}C$ mesuré sur les *n*-alkanes, ce qui confirme que le $\delta^{13}C_{org}$ peut être utilisé de façon fiable dans le Bassin parisien.

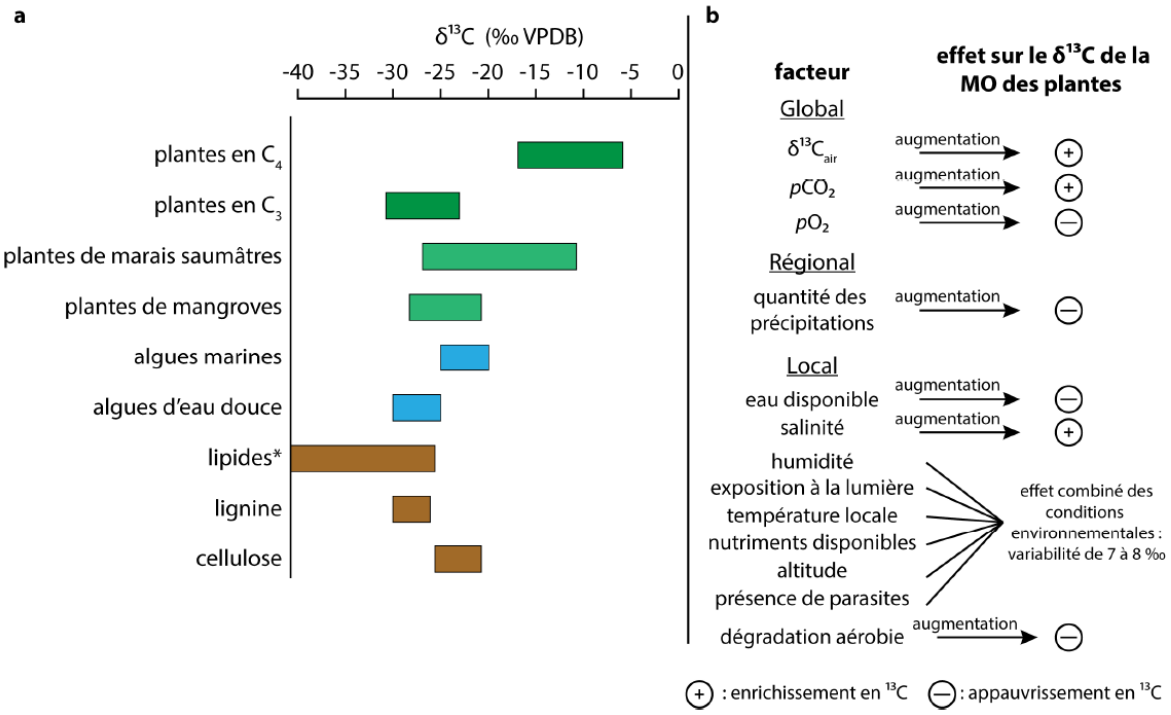


Figure II-22 : Exemple (a) de la variabilité des valeurs du $\delta^{13}C$ de la matière organique et (b) des processus pouvant affecter le $\delta^{13}C_{org}$ des végétaux supérieurs (Garel,2013).

C. Palynologie (en collaboration avec F. Quesnel et A. Iakovleva)

La paléopalynologie est la science paléontologique s'intéressant aux palynomorphes, qui sont des microorganismes fossiles invisibles à l'œil nu, de taille généralement comprise entre 5 et 500 µm et à paroi organique suffisamment résistante pour avoir pu être préservée dans les roches et sédiments de tous âges, parfois très anciens (Javaux et al., 2001, 2010). Certains palynomorphes sont d'origine continentale (algues d'eau douce, spores de bryophytes, ptéridophytes ou de champignons, cryptospores et pollen de gymnospermes et d'angiospermes, etc.), d'autres d'origine marine (acritarches, dinoflagellés, algues marine, etc.), et d'autres encore peuvent être remaniés (débris d'arthropodes, de cuticules, etc.).

Certains palynomorphes sont des marqueurs stratigraphiques, plus souvent parmi les dinokystes que parmi les pollen et spores, et permettent ainsi d'attribuer les échantillons étudiés à un intervalle stratigraphique (Iakovleva et al., 2021). Les remaniements de dinokystes, pollen et spores sont parfois décelés dans les lames, notamment par des teintes ou patines différentes ou des formes abîmées, déchirées ou « érodées ». Lorsque le nombre de dinokystes observés dans un échantillon est suffisant, la réalisation de comptages permet d'obtenir des éléments statistiques, pouvant apporter des informations sur les milieux de dépôt des échantillons (lagune à mer plus ou moins ouverte), la température de l'eau et sa richesse en nutriments (provenant souvent d'apports du continents), ainsi que leur évolution dans le temps dans les successions étudiées (Frieling & Sluijs, 2018).

Parmi les pollen et spores, il existe également quelques marqueurs stratigraphiques, notamment dans le groupe des Normapolles. Les taxons identifiés peuvent correspondre à des plantes vivant dans des sols secs, humides ou mixtes, voire pouvant supporter une saisonnalité marquée et/ou sous des climats chauds (tropicaux) à tempérés. Les comptages et regroupement de taxons aux écologies proches permettent d'approcher les conditions environnementales et climatiques, et de reconstituer une partie de la végétation des abords immédiats du milieu de dépôt et de son voisinage plus ou moins lointain en fonction du type d'environnement (lacustre, fluviatile, estuarien, côtier) et de la taille du bassin versant associé, ainsi que les évolutions au cours du temps, parfois avec des changements très abrupts (Roche, 1973 ; Châteauneuf, 1980 ; Jaramillo et al., 2010). Les pics en certaines algues comme les Pediastrum indiquent très souvent des phénomènes d'eutrophisation des eaux. L'abondance de spores de champignon révèle souvent des conditions très humides dans les paléopaysages. Certains éléments du palynofaciès apportent enfin d'autres informations pertinentes comme les microcharbons de bois ou les particules de résinite, indiquant des incendies pour les premiers et la présence d'arbres à résine ou copal, etc. pour les seconds.

Des biais peuvent toutefois exister dans les données issues des comptages de pollen et spores, notamment du fait des différences interspécifiques dans leur production, transport et préservation. De plus, des plantes très différentes peuvent émettre des pollen morphologiquement proches voire identiques, ce qui conduit à la plus grande prudence dans la phase d'interprétation des données.

Dans le cadre de ce travail, seuls les pollen, spores et dinokystes ont été examinés. Les échantillons sont prélevés avec précaution dans les faciès favorables, en évitant les pollutions par la boue de forage, par d'autres terrains géologiques et par les pollen actuels, notamment lors des saisons de floraison. Dans le cas des terrains paléogènes des bassins du sud du Bassin de la Mer du Nord, les argiles, certaines marnes, les silts et sables argileux ou silteux et les faciès ligniteux ou organiques sombres sont les faciès les plus favorables. Un total de 81 échantillons a été préparé pour effectuer des analyses palynologiques, encore en cours, suivant le protocole décrit dans Erdtman (1960) et actualisé par Roche et al. (2008), Garel et al. (2014) et Iakovleva et al. (2021). L'étude des grains de pollen et spores est réalisée par Florence Quesnel. Il s'agit pour l'instant d'un travail préliminaire de contrôle de la présence et d'une première identification des taxons en suivant Pflug (1952, 1953), Krutzsch (1957), Roche (1973), Roche & Schuler (1976, 1980), Schuler & Ollivier-Pierre (1981) et Krutzsch & Vanhoorne (1977). Ce contrôle est réalisé en balayant 3 à 7 lignes par lame à des grossissement variables (x100, x400 et x1 000) à l'aide d'un microscope Zeiss Primostar (Carl Zeiss MicroImaging GmbH, Jena, Germany) ; il est préalable à des comptages précis qui seront effectués ultérieurement sur les lames les plus riches. L'étude des kystes de dinoflagellés est menée par Alina Iakovleva, à l'aide d'un microscope LOMO Mikmed-6 (Medalliance Group, Russia), selon la méthodologie détaillée dans Iakovleva et al. (2021).

III. Techniques analytiques

A. Analyses pétrographiques

Les faciès carbonatés indurés du Lutétien ont fait l'objet d'analyses pétrographiques sur lame mince à partir de trois sites : Le Tillet, Saint-Maximin et Ussy-sur-Marne. Au total, 46 lames minces (Annexe 3) ont été réalisées et observées en microscopie optique (microscope polarisant) et sous épifluorescence à l'aide d'un microscope Axioscope 7 (Carl Zeiss MicroImaging GmbH, Jena, Germany) au Laboratoire Biogéosciences (Plateforme GISMO, Université Bourgogne Europe). Parmi ces 46 lames minces, 40 ont également été observées sous cathodoluminescence à l'aide d'un microscope polarisant (Zeiss, Jena, Germany) au Département de Géologie et Géologie Appliquée de l'Université de Mons. L'émission de cathodoluminescence a été générée par un système de cathode-froide CITL CL (Cambridge Image Technology – model Mk5, UK), travaillant à une tension de 15 kV, avec un courant d'une intensité de 500 µA et une densité de courant d'environ 8 µA/mm². Les photos sous cathodoluminescence ont été prises avec une caméra numérique couleur à capteur CCD (Charge-Coupled Device) refroidit par effet Peltier (Lumenera model Infinity 3, Canada). Le temps d'exposition a été réglé de 0,1 seconde à quelques secondes selon l'intensité de la cathodoluminescence et le grossissement utilisé. Afin de réduire encore le bruit du capteur CCD, 5 images sont acquises consécutivement puis moyennées. La calibration couleur de la caméra (balance des blancs) a été réalisée à l'aide de la source lumineuse halogène au tungstène du microscope, filtrée dans le bleu. Les spectres de cathodoluminescence dans le visible et le proche-infrarouge ont été acquis avec un spectromètre Czerny-Turner équipé d'un capteur CCD refroidi par effet Peltier à -25°C sous la température ambiante (Avantes ULS 2048). Le temps d'intégration est de 1 à quelques secondes et 3 à 5 spectres différents sont capturés, puis moyennés et enfin corrigés du bruit ambiant (*dark*) après son acquisition dans les mêmes conditions.

Afin de préciser la morphologie et l'organisation des minéraux, et notamment les interactions entre minéraux argileux et minéraux carbonatés, 50 échantillons ont été observés en microscopie électronique à balayage (MEB), à l'aide d'un MEB Hitachi SU8230 (Ibariki, Tokyo, Japon) hébergé sur la plateforme ARCEN de l'Université Bourgogne Europe. Ces observations ont été complétées par des analyses chimiques qualitatives réalisées par spectroscopie EDX (Energy Dispersive X-ray) à l'aide d'un appareil Thermo Fisher Scientific UltraDry 30 mm² (Thermo Fisher Scientific, Waltham, Massachusetts, USA), couplé au MEB Hitachi SU8230. Pour réaliser ces observations, de petits fragments d'échantillons ont été nettoyés à l'air comprimé et fixés sur des supports en aluminium avec du scotch conducteur en carbone puis recouvert d'une fine (20 nm) couche de carbone. Tous les échantillons ont été analysés avec une tension de 15 kV et à une distance de travail de 4 millimètres.

Les sables yprésiens des forages de Havré, et du Tillet ainsi que de l'affleurement de Vierzy (9 échantillons ; Annexe 3) ont fait l'objet d'une rapide étude morphoscopique et exoscopique réalisée

par microscopie électronique à balayage à l'aide d'un mini-MEB de paillasse Hitachi TM4000Plus II (Ibariki, Tokyo, Japon), hébergé sur la plateforme GISMO de l'Université Bourgogne Europe. Ces observations ont été complétées par des analyses chimiques qualitatives réalisées par spectroscopie EDX à l'aide d'une sonde EDS AZTec Xplore 65 mm² (Oxford Instruments, Abingdon-on-Thames, UK), couplée au mini-MEB Hitachi TM4000Plus II. Pour réaliser ces observations, quelques grains de sable ont été fixés sur des supports en aluminium avec une pastille double face en carbone. Tous les échantillons ont été analysés avec une tension comprise entre 10 et 15 kV et une distance de travail de 5 à 6,4 millimètres. De plus, 18 échantillons provenant des affleurements de Trocy-en-Multien, Vierzy, Cuise-la-Motte et du forage du Tillet (Annexe 3), ont été observés en frottis sédimentaires, notamment afin de contrôler la présence de glauconie.

B. Analyses minéralogiques

1. *La diffraction des rayons X (DRX)*

Les minéraux sont caractérisés par une organisation atomique en plans cristallins, séparés par des distances inter-réticulaires (espacement entre deux plans parallèles successifs du réseau cristallin), notées *d*, qui est spécifique à chaque minéral. Lorsqu'un faisceau de rayons X atteint un tel réseau cristallin, il est diffracté selon la loi de Bragg (Bragg & Bragg, 1913) : $n\lambda = 2d\ sin\theta$

où λ correspond à la longueur d'onde de la source de rayons X, *d* correspond à la distance inter-réticulaire et θ correspond à l'angle de diffraction entre le faisceau incident et le réseau de plan (Fig. II-23).

Ainsi, la diffraction des rayons X par un réseau cristallin permet de déterminer l'ensemble des distances inter-réticulaires *d* présentes dans un échantillon en le soumettant à un faisceau de rayons X de longueur d'onde λ connue, et en en faisant varier l'angle d'incidence θ, ce qui permet de remonter à l'ensemble des phases cristallisées composant cet échantillon.

Dans le cadre de ce travail, 730 échantillons provenant de 13 sites différents ont été analysés par DRX afin de déterminer la minéralogie à la fois de l'ensemble de l'échantillon (« roche totale » ou « *bulk* ») et de la fraction argileuse inférieure à 2 µm (Annexe 3). Toutes les analyses ont été réalisées au sein de la plateforme GISMO de l'Université Bourgogne Europe, sur un diffractomètre D8 Endeavor (Bruker, Billerica, Massachussetts, USA), utilisant une anode de type CuαK1, un détecteur Lynxeye XE-T et travaillant avec une tension de 40 kV et une intensité de 25 mA.

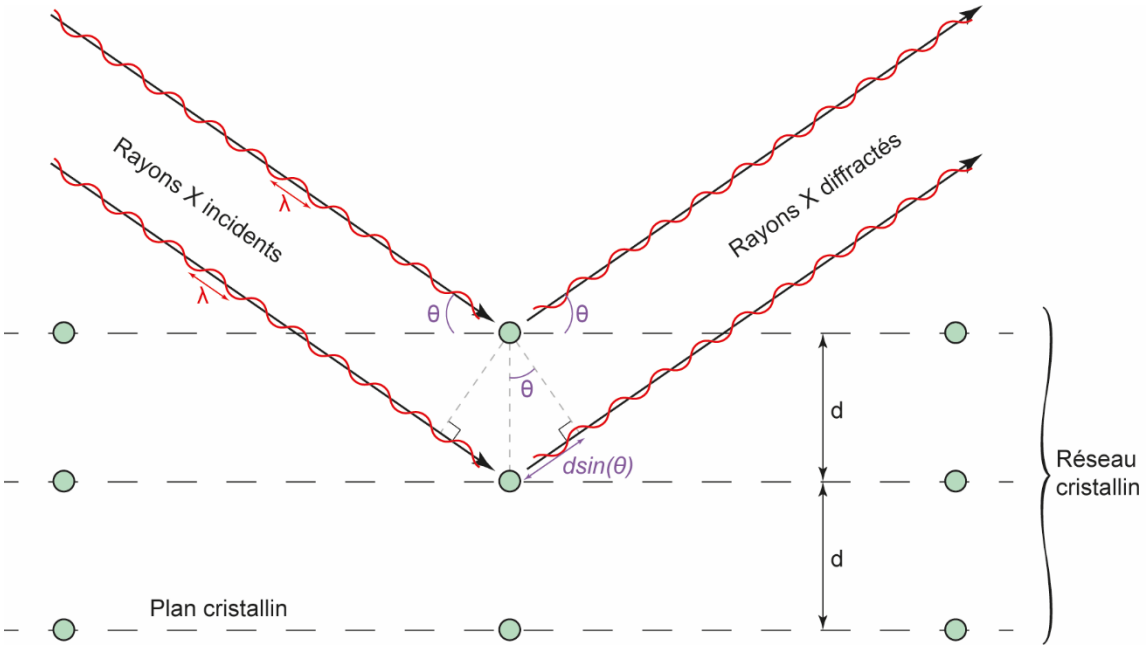


Figure II-23 : Illustration du principe de diffraction et des paramètres de la loi de Bragg. λ : longueur d'onde des rayons X, d : distance inter-réticulaire (espacement entre deux plans successifs du réseau cristallin) et θ l'angle d'incidence des rayons X (qui correspond également à l'angle de diffraction).

2. *Analyse minéralogique de la roche totale*

Pour réaliser les analyses minéralogiques de la roche totale, un fragment d'échantillon est manuellement réduit en une fine poudre à l'aide d'un mortier et d'un pilon avant d'être disposé sur un portoir adapté en prenant garde à ne pas orienter les minéraux. L'analyse est ensuite effectuée sur une fenêtre angulaire comprise entre 2° et 65°, générant un diffractogramme par échantillon. L'identification des principaux minéraux a été réalisée en se basant sur la position et l'intensité des principaux pics de diffraction à partir du logiciel EVA. Les proportions minérales ont été déterminées par semi-quantification à l'aide du logiciel MacDiff 4.2.6 (Petschick, 2010), en calculant l'aire sous le principal pic de diffraction pour chaque minéral (Fig. II-24) et en évitant les superpositions de pics entre deux minéraux ayant des pics de diffractions proches. La proportion totale de minéraux argileux est déterminée en faisant la somme de l'aire sous la courbe entre environ 16,5 Å et 10 Å (groupe des smectites-illites et argiles fibreuses) et du pic à 7 Å (groupe des kaolinites-chlorites). Un coefficient correcteur (x4,5) est appliqué sur le quartz afin de prendre en compte le fait que le pic secondaire à 4,26 Å (22% d'intensité) a été utilisé pour le calcul, plutôt que le pic principal à 3,35 Å (100 % d'intensité), ce dernier pouvant se superposer avec les pics de diffractions des micas/illites. L'incertitude estimée pour les proportions minérales ainsi déterminées est comprise entre 1 et 3% (Hillier, 2000 ; Warr, 2022).

Minéraux	Pic mesuré (Å)	Coefficient correcteur appliqué
« Argiles »	16,5 à 10	-
Clinoptilolite	8,95	-
Gypse	7,56	-
Kaolinite + Chlorite	7	-
« Micas »	4,5	-
Quartz	4,26	x4,5
Aragonite	3,39	-
Feldspaths potassiques	3,25	-
Plagioclase	3,19	-
Calcite	3,035	-
Dolomite	2,88	-
Pyrite	2,7	-

Figure II-24 : Pics de diffraction et coefficients correcteurs utilisés pour les semi-quantifications des poudres (roche totale).

3. Analyse minéralogique de la fraction argileuse (<2 µm)

Différentes étapes sont nécessaires afin d'isoler la fraction argileuse inférieure à 2 µm (Holtzappfel, 1985 ; Moore & Reynolds, 1997). L'échantillon, préalablement réduit en poudre comme pour les analyses sur la roche totale, est décarbonaté à l'aide d'une solution d'HCl à 0,2 mol.l^{-1}, sauf pour les échantillons très carbonatés pour lesquels une solution plus concentrée est utilisée (HCl à 37 %). Pour éviter d'inclure artificiellement du quartz dans la fraction inférieure à 2 µm, les échantillons sableux ne sont pas réduits en poudre avant la décarbonatation, mais légèrement broyés manuellement dans de l'eau à l'aide d'un mortier et d'un pilon, afin de permettre la mise en suspension des particules fines tandis que les frottements entre grains de quartz facilitent le décollement d'éventuels *coatings* argileux. L'acide est ajouté progressivement jusqu'à obtention d'un pH acide (< 3) après quelques minutes de réaction, indiquant que l'ensemble des carbonates présent a été consommé ; puis la solution est rincée pour éliminer le surplus d'acide. L'échantillon est ensuite remis en suspension avant d'être laissé à décanter pendant 1h35, temps après lequel les 2 cm supérieurs sont prélevés à l'aide d'une seringue afin d'isoler la fraction inférieure à 2 µm en se basant sur la loi de Stokes. Il aura été nécessaire d'ajouter quelques gouttes d'une solution d'ammoniac (HNO_3^-) à certains échantillons afin de faciliter la défloculation. La solution prélevée est ensuite centrifugée afin de séparer les sédiments de l'eau, et la pâte ainsi obtenue est étalée sur une lame de verre rainurée afin de favoriser l'orientation des minéraux argileux dans le plan (001). Chaque échantillon est finalement soumis à trois types de traitement avant d'être analysé sur une fenêtre angulaire comprise entre 2,5° et 28° : (1) après séchage à l'air, (2) après saturation à l'éthylène-glycol pendant au moins une nuit et (3) après chauffage à 495°C pendant deux

heures. Pour le forage de Cachan, certains échantillons ont également été chauffés à 375°C pendant deux heures afin de préciser la présence d'interstratifiés kaolinite-smectite. Sur certains échantillons très riches en matière organique, notamment les niveaux ligniteux des forages de Havré et de Neuilly-sur-Seine, des attaques avec quelques gouttes de peroxyde d'hydrogène (concentré à 30 %) ou d'hypochlorite de sodium (concentré à 14 %) ont été menées pour tenter de détruire partiellement la matière organique. L'identification des minéraux argileux se fait ensuite à l'aide de la combinaison des diffractogrammes générés après chaque traitement, en se basant sur la position des principaux pics de diffraction (Brown & Brindley, 1980 ; Moore & Reynolds, 1997). De la même façon que pour l'analyse de la roche totale, les proportions minérales ont été déterminée par semi-quantification à l'aide du logiciel MacDiff 4.2.6 (Petschick, 2010), en calculant l'aire sous le principal pic de diffraction pour chaque minéral sur le diffractogramme obtenu après le traitement à l'éthylène-glycol (Fig. II-25). Du fait de la superposition possible de certains pics, il est parfois nécessaire de déconvoluer le signal pour pouvoir calculer l'aire attribuable à chaque minéral. À cause de leur structure en fibre peu favorable à une bonne diffraction et pouvant affecter leur comportement lors de la décantation, un coefficient correcteur (x2) est appliqué lors du calcul des proportions de palygorskite et de sépiolite (Holtzappfel, 1985). Lors de la semi-quantification, si un échantillon contient à la fois de la kaolinite et de la chlorite, la proportion relative de ces deux minéraux déterminée par leurs harmoniques ($d_{(002)}$ à 3,58 Å pour la kaolinite et $d_{(004)}$ à 3,54 Å pour la chlorite) est rapportée à l'aire totale du pic situé à environ 7 Å. Une fois encore, l'incertitude estimée pour ces semi-quantifications est de l'ordre de 1 à 3 % (Hillier, 2000 ; Warr, 2022).

Minéraux	Pic mesuré (Å)	Coefficient correcteur appliqué
IS R0 / « smectites »	17	-
KS	17	-
Sépiolite	12	x2
IS R1	11	-
Palygorskite	10,4	x2
Illite	10	-
Kaolinite + Chlorite	7	-
Kaolinite	3,58	-
Chlorite	3,52	-

Figure II-25 : Pics de diffraction et coefficients correcteurs utilisés pour les semi-quantifications des argiles.

En complément des analyses DRX, des observations au microscope électronique en transmission (MET) ont été réalisées sur la fraction argileuse de 32 échantillons (Annexe 3) afin notamment d'obtenir des informations sur la morphologie des minéraux argileux en présence. Les 5 premiers échantillons ont été observés à l'aide d'un microscope électronique JEOL JEM-2100F (JEOL (Europe) SAS, Croissy-sur-Seine, France), hébergé sur la plateforme ARCEN de l'Université Bourgogne Europe, travaillant à une tension de 200 kV avec une résolution de 0,19 nm. Ces analyses ont pu être couplées à des analyses chimiques qualitatives de spectroscopie EDX, réalisées à l'aide d'un spectromètre Bruker XFlash Detector 5030 (Bruker, Wissembourg, France) associé au microscope JEM-2100F. Suite à une panne de ce microscope électronique, les autres échantillons ont été observés sur un MET Hitachi HT7800 (Hitachi High Tech Corp., Tokyo, Japan), opérant à une tension de 100 kV avec une résolution de 0,36 nm, hébergé sur la plateforme analytique DImaCell de l'INRAe Dijon. L'ensemble des échantillons ont été préparés en déposant une goutte de la solution contenant la fraction argileuse, diluée dans une solution de butylamine à 2%, sur une grille de cuivre couverte d'une fine membrane de carbone.

C. Analyses isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$)

Les analyses des isotopes stables du carbone organique dispersé dans les sédiments ont été réalisées par EA-IRMS sur 790 échantillons (Annexe 3) au sein de la plateforme GISMO de l'Université Bourgogne Europe. Les échantillons, après avoir été broyés dans un mortier en agate, ont été décarbonatés par réaction avec 15 ml d'une solution d'HCl d'une concentration de 2 $mol.l^{-1}$ pendant 2h, ou par réaction avec 10 ml d'une solution d'HCl de concentration 6 $mol.l^{-1}$ pendant 48 heures si la présence de dolomite avait été mise en évidence par DRX. Après avoir été rincé, le résidu décarbonaté est séché à l'étuve et broyé manuellement dans un mortier en agate avant de pouvoir être encapsulé pour être analysé au spectromètre de masse. De plus, le spectromètre de masse mesure le pourcentage de carbone dans le résidu décarbonaté analysé. La masse de l'échantillon sec est donc pesée avant et après la décarbonatation, ce qui permet d'estimer la teneur globale en carbone de l'échantillon (TOC). Les mesures ont la plupart du temps été faites en duplicats et la composition isotopique obtenue est exprimée en notation delta, en pour mille par rapport au standard Vienna Pee Dee Belemnite (‰ VPDB). La calibration est effectuée à l'aide de standard internationaux de référence (USGS40 ($\delta^{13}C_{org}$ = -26,39 ‰) et caféine IAEA-600 ($\delta^{13}C_{org}$ = -27,77 ‰)) et l'incertitude de la mesure est estimée inférieure à ± 0,2 ‰ (1σ). Selon la disponibilité des machines, deux spectromètres de masse différents ont pu être utilisés : (1) un analyseur élémentaire Vario MICRO Cube (Elementar) couplé en mode flux continu à un spectromètre de masse à ratio isotopique (IsoPrime, Elementar, Hanau, Germany) ; et (2) un analyseur élémentaire Flash Smart EA (Thermo Fisher Scientific) associé à un spectromètre de masse à ratio isotopique Delta V (ThermoFischer Scientific, Waltham, Massachusetts, USA). Le premier

spectromètre utilise un flux d'hélium (« diluteur ») pour véhiculer le gaz analysé jusqu'à l'appareil, qui diminue d'environ 10 % le signal (ce qui permet d'éviter la saturation du signal). Lorsque la quantité de carbone dans l'échantillon est faible (ce qui est souvent le cas dans les lithologies sableuses et parfois dans les lithologies carbonatées) il est possible de couper ce flux d'hélium afin d'analyser le gaz pur et obtenir un signal suffisant pour que le $\delta^{13}C$ puisse être mesuré. Cependant, si l'analyse « sans diluteur » permet d'obtenir une mesure fiable du $\delta^{13}C$, elle ne permet pas de déterminer le %C avec une fiabilité suffisante pour que la valeur puisse être prise en compte. Le second spectromètre fonctionne avec une dilution automatique du flux d'hélium servant à véhiculer le gaz analysé, qui est adapté en fonction du %C de l'échantillon. La majorité des analyses ont été effectuées avec le premier instrument, ce qui aura nécessité une première mesure test afin de déterminer si l'échantillon devait passer avec ou sans diluteur, et quelle masse d'échantillon devait être analysée pour que le signal soit suffisant.

D. Palynofaciès et Rock-Eval (forage de Havré – stage de M2 de Clara Rush)

L'analyse de la matière organique du forage de Havré a été réalisée par Clara Rush dans le cadre de son stage de master 2, en collaboration avec François Baudin et Johann Schnyder du Laboratoire ISTEP (UMR 7193, Sorbonne Université/CNRS), afin de réaliser des analyses de palynofaciès sur 20 échantillons et des analyses Rock-Eval sur 49 échantillons du forage. Les analyses des palynofaciès ont principalement été qualitatives mais des comptages surfaciques sur 10 échantillons ont permis d'amorcer une approche quantitative.

La préparation de lames pour observation des palynofaciès nécessite trois attaques acides successives : une première attaque à l'acide chlorhydrique 35 % pendant 10 minutes, puis une attaque à l'acide fluorhydrique 78 % pendant une nuit, et finalement une attaque à l'acide chlorhydrique à chaud (environ 80°C) pendant 5 minutes. A l'issue de chaque attaque acide les échantillons sont rincés. Une fois les 3 attaques acides effectuées, un aliquot de résidu organique est monté entre lame et lamelle afin de constituer une lame « brute », tandis qu'un second aliquot est filtré à 10 µm avant que le résidu de cette filtration ne soit lui aussi monté entre lame et lamelle, formant ainsi une lame « filtrée » permettant de mieux observer les phytoclastes et palynomorphes.

L'analyse par pyrolyse Rock-Eval ne requiert pas de préparation particulière, si ce n'est un broyage en une poudre fine de l'échantillon qui est ensuite placé dans le pyrolyseur Rock-Eval. Un standard de vérification est passé tous les dix échantillons et un échantillon sur 8 est analysé en duplicat afin de contrôler la calibration de l'appareil.

CHAPITRE III :

Les évènements hyperthermiques de l'Yprésien dans le Bassin parisien



Affleurement de Vierzy (Carrière Génard), Juin 2022

L'Yprésien (56 à 48 Ma) s'inscrit dans une grande tendance d'augmentation des températures ayant débutée il y a environ 60 millions d'années, au milieu du Paléocène, et culminant lors de l'EECO (Fig. III-1). Cet étage correspond à une période caractérisée par une évolution climatique extrêmement dynamique, ponctuée de nombreux évènements brefs (environ 40 000 à 200 000 ans) de réchauffement global (Westerhold et al., 2018b ; Westerhold et al., 2020). Ces évènements hyperthermiques sont marqués par des excursions isotopiques négatives de l'oxygène et du carbone, et le plus connu d'entre eux, le PETM, a été choisi comme critère de définition pour la base de l'Eocène et de l'étage Yprésien (Dupuis et al., 2003 ; Aubry et al., 2003 ; Aubry et al., 2007).

Le cœur du Bassin parisien constitue un bassin de référence dans la définition historique de l'Yprésien (Aubry, 2000 ; Aubry et al., 2003), mais reste peu étudié en termes d'évolution climatique, et seul le PETM y a été formellement identifié à ce jour (Sinha et al., 1996 ; Stott et al., 1996 ; Thiry et al., 2006 ; Quesnel et al., 2011, 2016, 2018 ; Storme et al., 2012 ; Garel, 2013). L'identification d'évènements hyperthermiques postérieurs au PETM a toutefois été discutée à partir des isotopes du carbone ($\delta^{13}C_{org}$, $\delta^{13}C_{benth}$, *n*-alcanes) dans les faciès littoraux du sud du Bassin de la Mer du Nord, notamment sur les bordures du Bassin parisien (Cap d'Ailly, Garel et al., 2020) et dans le Bassin belge adjacent (Stassen et al., 2014 ; Stassen, *unpublished data in* Steeman, 2020). L'enregistrement de l'EECO dans le Bassin parisien a également été suggéré par des analyses isotopiques de l'oxygène sur des algues et des coquilles de mollusques (Huyghe et al., 2015, 2017),

Afin de discuter de l'enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur dans le Bassin parisien et d'investiguer leur potentiel impact sur les conditions d'hydrolyse, 7 sites ont été étudiées dans le cadre de ce travail (Fig. III-2). Le PETM est étudié dans les forages de Maisse et de Cachan, qui sont comparés avec les données de la coupe de Therdonne (données inédites issues des travaux de master 2 et DSER de N. Breillat 2010 et 2011). Les faciès cuisiens, susceptibles d'enregistrer les évènements hyperthermiques postérieurs au PETM, ont été étudiés dans 5 sites : le forage de Neuilly-sur-Seine et le forage du Tillet, ainsi que les affleurements de Vierzy, Septmonts et Cuise-la-Motte.

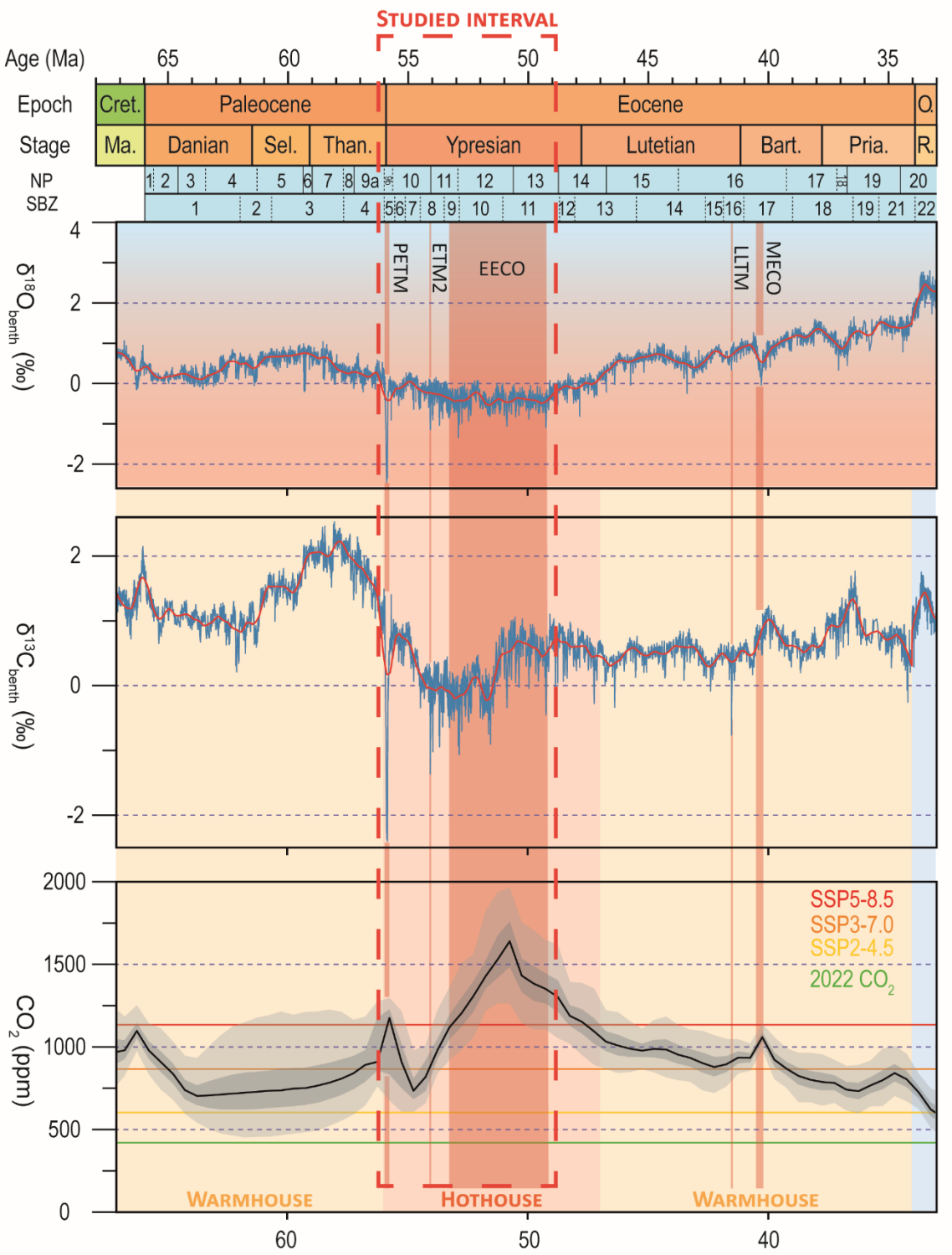


Figure III-1 : Evolution paléoclimatique de l'Eocène et intervalle étudié dans le Chapitre III : Données cénozoïques mondiales de référence pour les isotopes du carbone et de l'oxygène issus des foraminifères benthiques (CENOGRID, Westerhold et al., 2020). Le dégradé sous la courbe du $\delta^{18}O$ indique le sens des variations de température associées : refroidissement en bleu et réchauffement en rouge. Estimation de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère (valeur médiane et intervalles de confiance à 50 et 95% : ligne noire, surfaces gris foncé et gris clair respectivement ; d'après CenCO2PIP consortium, 2023) ; quelques valeurs de référence sont projetées pour comparaison : Valeur moyenne mesurée pour l'année 2022 (419 ppm ; ligne verte), ainsi que les valeurs estimées pour l'année 2100 dans le cadre de 3 scénarios SSP (Shared Socio-economic Pathways) du GIEC (Jones et al., 2023 in IPCC AR6, 2021 ; lignes jaune, orange et rouge).

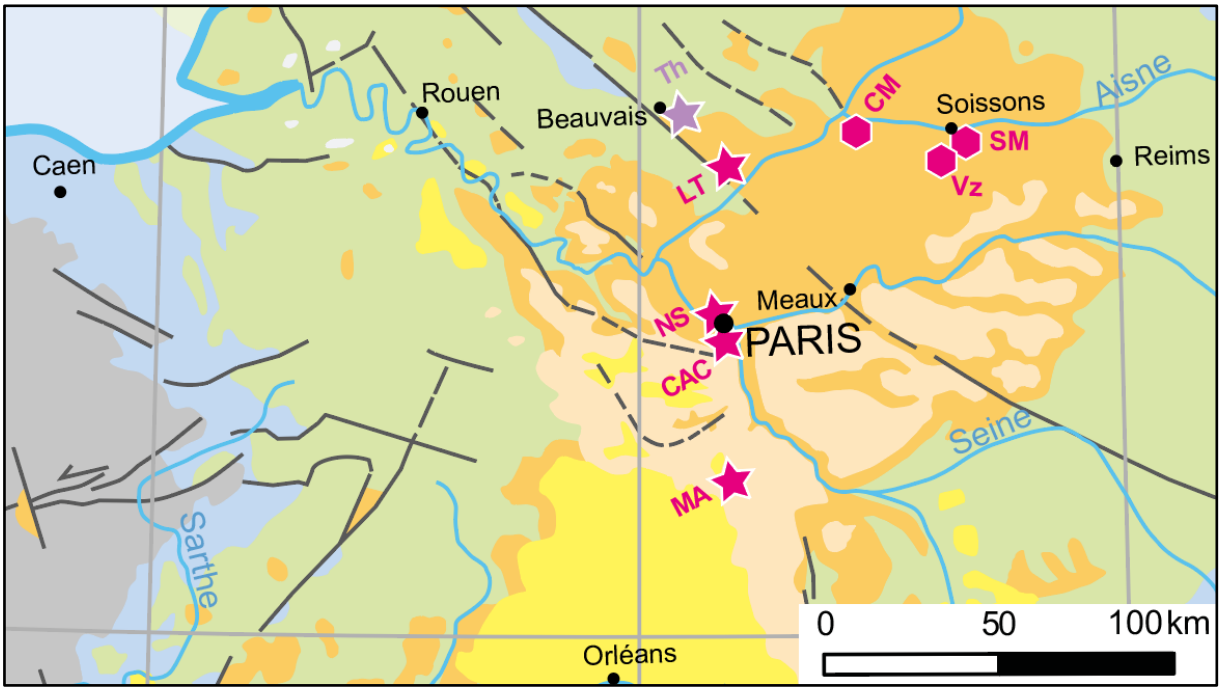


Figure III-2 : Localisation des sites étudiés dans le Chapitre III. Les hexagones indiquent des affleurements et les étoiles des forages. MA : Maisse ; CAC : Cachan ; NS : Neuilly-sur-Seine ; LT : Le Tillet ; CM : Cuise-la-Motte ; VZ : Vierzy ; SM : Septmonts ; Th : Therdonne.

I. Le *Paleocene–Eocene Thermal Maximum* (PETM) dans le Bassin parisien

Dans le Bassin parisien, le PETM a précédemment été identifié dans les formations continentales à lagunaires de Mortemer, Vaugirard et du Soissonnais (Sinha et al., 1996 ; Stott et al., 1996 ; Thiry et al., 2006 ; Quesnel et al., 2011, 2016 ; Storme et al., 2012 ; Iakovleva et al. 2021). Dans ce travail, le forage de Cachan, réalisé dans le cadre du projet Grand Paris Express et qui atteint ces formations, a été analysé afin d'essayer d'identifier cet évènement. Le forage de Maisse, dont les récentes données palynologiques suggèrent la présence de cet événement hyperthermique par la présence de l'acmé à *Apectodinium* et de pollen et spores marqueurs du PETM (Moreau, 2023 ; Moreau et al., *in prep*.), est également étudié. Ces deux forages, respectivement situés sur la bordure sud et au centre du bassin, sont comparés avec les données de la coupe de Therdonne, située dans la partie nord du bassin (Breillat, 2010, 2011).

A. Présentation des résultats obtenus

1. Maisse

Le forage de Maisse débute dans le Rupélien et atteint la Craie du Crétacé. Il se situe sur la bordure sud du Bassin parisien et offre l'opportunité de comparer des faciès rarement rencontrés avec ceux du centre et du nord du bassin. Ces faciès ont été décrits par Moreau (2023) qui en a étudié les aspects pétrographiques et sédimentologiques. Le log présenté dans cette partie est basé sur les descriptions de Moreau (2023), complétées par des observations faites lors de l'échantillonnage et seule la portion yprésienne du forage (entre 114,20 et 103,70 m) est ici traitée.

Description du forage et environnements associés (Fig. III-3)

Entre 114,20 et 111,50 mètres de profondeur, les sédiments du forage de Maisse sont constitués de silts et de sables fins à moyens de couleur crème, relativement indurés, argileux et carbonatés contenant des fragments de matière organique (possibles microcharbons et débris de végétaux). Des niveaux de silts, sables fins et argiles, noirs, riches en matière organique, parfois ligniteux et pouvant contenir des fragments de végétaux et des traces de pyrite sont présents jusqu'à 107,25 m. Ils sont interrompus autour de 109 m par une passée sableuse et carbonatée, plus claire, occasionnellement bioturbée, et contenant des débris de matière organiques ainsi que des moules et débris de coquilles de mollusques, principalement des gastéropodes dont certains encore entiers. Entre 108 et 107,60 m un niveau carbonaté micritique plus clair contenant des débris de matière organique (microcharbons ?) ainsi que de nombreuses coquilles de gastéropodes (ornementées pour certaines) et de lamellibranches interrompt la succession. À partir de 107,20 m et jusqu'à un niveau argilo-silteux très organique voire

ligniteux situé à 103,80 m, des passées de calcaire micritique clair, parfois silto-sableux, contenant généralement des débris de matière organique et pouvant contenir des fragments de coquilles, alternent avec des niveaux d'argile grise à verdâtre contenant des débris de matière organique et parfois de coquilles. Entre 111 et 105, 75 m, 4 échantillons (111, 107,60, 107 et 105,75 m) ont livrés un assemblage de dinokystes pouvant être associé à l'acmé à *Apectodinium*, qui marquent de petites influence marines dans un environnement côtier à estuarien (Annexe 4 ; Moreau, 2023 ; A. Iakovleva *pers. comm.*). Après un petit niveau d'argile silteuse gris-beige, se trouve un niveau de calcaire micritique contenant quelques foraminifères (qui indiqueraient les biozones SBZ15-16 ; Moreau, 2023) auquel succède un niveau d'argile silteuse grise finement laminée. Ce niveau argileux est suivi par un calcaire micritique écru à traces de racines qui précède des sables fins à moyens argilo-silteux, carbonatés, assez mal triés et pouvant contenir quelques petits graviers de quartz et de silex (?) inférieurs à 5 mm ainsi que de possibles traces de racines vers le sommet.

Cette succession est ainsi marquée par des apports détritiques relativement fins et argileux (argiles, silts, sables fins), parfois riches en matière organique, qui reflètent une énergie relativement faible. Quelques niveaux plus carbonatés, le plus souvent riches en coquilles de gastéropodes et de lamellibranches sont également présents. En accord avec Moreau (2023), cette succession est interprétée comme reflétant des environnements de plaine alluviale ou de marais côtiers, voire de mangrove. Les influences du milieu marin sur cette bordure méridionale du Bassin parisien, bien que réduites et limitées, sont notamment montrées par les assemblages de dinokystes. Au-dessus de 103,70 mètres de profondeur, les dépôts plus carbonatés et marqués notamment par la présence de foraminifères benthiques (e.g., Valvulinidae, Miliolidae, Rosalinidae, Discorbidae... ; Moreau, 2023) pourraient indiquer des influences marines plus importantes, bien que la présence de traces de racines montre que le milieu reste peu profond et proche de l'émersion.

Présentation des données minéralogiques (roche totale, calcimétrie et argiles)

L'évolution minéralogique reflète les nombreuses variations lithologiques de la partie yprésienne du forage de Maisse (Fig. III-3) : la proportion d'argiles fluctue entre 3 et 76 %, celle de quartz entre 4 et 91 % tandis que la calcite peut être absente ou représenter jusqu'à 88 % de la minéralogie totale. De la dolomite a également pu être identifiée et peut représenter jusqu'à 25 % de la minéralogie totale. Cette grande variabilité de la proportion de carbonates est également illustrée par les pourcentages de carbonates (%$CaCO_3$) déterminés sur 16 échantillons lors des pesées de la décarbonation, qui varient entre 6 et 89 % (Fig. III-3). Les feldspaths sont souvent présents en traces mais peuvent atteindre jusqu'à 9 %. Des traces de pyrite et de gypse (inférieures à 2 %) ou encore d'aragonite (inférieure à 3 %) ont également pu être occasionnellement identifiées.

Les assemblages de minéraux argileux dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm de la partie yprésienne du forage de Maisse (Fig. III-3) sont dominés par les IS R0 (entre 56 et 96 %, 81 %

en moyenne) associés à de rares occurrences d'illite qui ne dépassent pas 6 % de l'assemblage. La kaolinite est toujours présente, au moins en traces, et peut atteindre 42 % (en moyenne 16 % de l'assemblage). La palygorskite apparaît dans les assemblages à partir de 110,30 m et, bien qu'elle soit présente en faibles proportions (5 % en moyenne), elle peut représenter jusqu'à 11 % de l'assemblage. La présence concomitante de palygorskite et de kaolinite est confirmée en microscopie électronique à 110,30 m, 108,20 m, 107,30 m et 105,50 m. Le quartz représente en moyenne 4,5 % de la fraction granulométrique inférieure à 2 µm mais peut atteindre jusqu'à 18 %.

Présentation des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$)

La partie yprésienne du forage de Maisse est marquée par des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ qui fluctuent entre -26,37 et -20,50 ‰ avec une moyenne de -24,50 ‰ et une médiane de -24,67 ‰ (Fig. III-3). Malgré quelques petites excursions négatives d'une amplitude comprise entre 0,5 et 1 ‰ respectivement situées à 112,2 m (-25,82 ‰), 111,2 m (-25,75 ‰), 109,80 m (-25,27 ‰) et 108,20 m (-24,18 ‰), la tendance générale entre 114 et 108 m est à une augmentation des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$, qui passent de -25,41 à -22, 28 ‰. Entre 107,90 et 106,9 m, deux valeurs plus positives (respectivement -22,28 et -20,50 ‰) sont séparées par une tendance à la diminution qui culmine à 107,10 m avec une valeur de -26,37 ‰. Le $\delta^{13}C_{org}$ se marque ensuite par un retour progressif vers des valeurs plus positives, passant de -25,86 ‰ à 106,30 m à -23,76 ‰ à 104,45 m. Les valeurs fluctuent ensuite fortement entre -21,47 et -24,85 ‰ avant de se stabiliser autour de -22,40 ‰ à partir de 103,60 m. Dans ce forage, le TOC a pu être déterminé sur 16 échantillons dans lesquels il varie entre 0,11 et 4,2 %, avec une moyenne de 1,2 % et une médiane de 0,8 %.

Interprétation des données minéralogiques et géochimiques dans le cadre stratigraphique du Bassin parisien

La base du forage de Maisse, entre environ 117 et 111,50 m, est interprétée par Moreau (2023) comme appartenant au Poudingue de Nemours, une unité conglomératique mal datée et mal définie de la bordure sud du Bassin parisien (Mégnien & Mégnien, 1980). Les niveaux à galets compris entre 117 et 115 m correspondent bien à un poudingue et pourraient être associé à cette unité. En revanche, la lithologie devient sableuse et parfois riche en matière organique à partir d'environ 114,20 m, et ne semble donc pas correspondre à cette unité. Ces niveaux sableux observés à partir de 114,20 m contiennent un assemblage palynologique caractéristique de la seconde partie du PETM dans le Bassin parisien, et sont notamment marqués par la présence de l'acmé à *Apectodinium* (Annexe 4 ; Moreau, 2023 ; F. Quesnel, & A. Iakovleva *pers. comm*.). Moreau (2023) place la limite Yprésien–Lutétien à 106,20 m, au niveau d'un pic de diagraphie Gamma-ray qui serait associé à des fragments d'argile provenant des niveaux sous-jacents, au sein de ce qu'il a nommé la « Formation des Calcaires, marnes et sables de l'Hurepoix ». En faisant cette interprétation, l'échantillon situé à 105,75 m et dans lequel l'acmé à *Apectodinium* a été identifiée est supposé remanié par Moreau (2023). La limite Yprésien–

Lutétien constitue une discordance qui, dans ce forage, pourrait correspondre à un hiatus d'environ 13 millions d'années d'après les arguments biostratigraphiques identifiés : fin de l'*Apectodinium-acme* il y a environ 55,6 Ma (Iakovleva et al., 2021) et début de la SBZ 15 il y a environ 42,6 Ma (Speijer et al., 2020). Cependant, l'emplacement de cette limite choisi à 106,20 m par Moreau (2023) ne présente étonnamment pas de variations minéralogiques ou isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) notables, comme cela aurait pu être attendu pour un hiatus de cette importance (Fig. III-3). Il est par conséquent ici proposé de remonter la limite Yprésien–Lutétien dans le forage de Maisse à 103,70 mètres de profondeur. Ceci placerait la limite Yprésien–Lutétien, et le hiatus associé, lors d'un décalage abrupt des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ qui passent d'une moyenne de -24,5 ‰ à une moyenne de -22,4 ‰, et à un changement minéralogique visible à la fois en roche totale, où la dolomite devient beaucoup plus abondante, et dans la fraction argileuse, où la kaolinite disparaît définitivement au profit de la palygorskite (Fig. III-3). Cette nouvelle position de la limite Yprésien–Lutétien permettrait en outre de ne pas considérer comme remaniés les marqueurs biostratigraphiques identifiés à 105,75 m, qui ne semblent pas présenter d'indices d'un tel remaniement (A. Iakovleva & F. Quesnel, *pers. comm.*). Les faciès présents entre 111,50 et 103,70 m dans le forage de Maisse sont marqués par la présence de l'acmé à *Apectodinium*, qui est identifiée dans les Formations de Mortemer, et Vaugirard, et du Soissonnais dans le Bassin parisien. Les faciès présents dans le forage de Maisse sont plus proches de ceux de la Formation du Soissonnais que de ceux des Formations de Mortemer (carbonatés) ou de Vaugirard (argileux), malgré une composition minéralogique de la fraction argileuse singulière. Le choix est ici fait de ne pas utiliser le terme de Formation des Calcaires, marnes et sables de l'Hurepoix proposé par Moreau (2023) mais d'utiliser le terme de Formation du Soissonnais défini dans le centre et le nord du bassin par Aubry et al. (2005). Les faciès dolomitiques et argileux situés au-dessus de 103,70 m sont considérés comme appartenant à des équivalents latéraux de la Formation du Calcaire grossier ou de la Formation des Marnes et Caillasses, possiblement le Calcaire de Morancez ou le Calcaire de Provins.

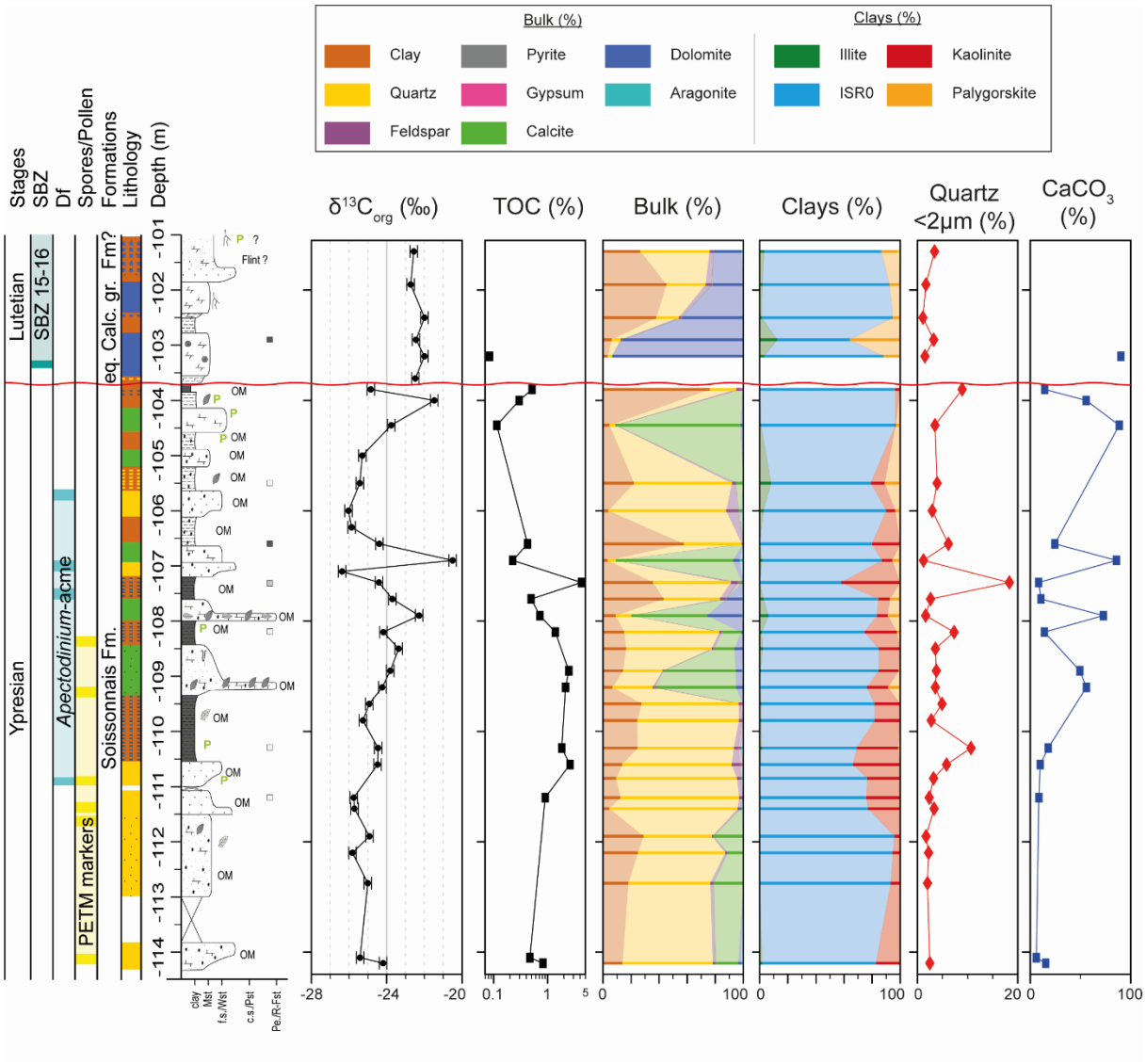


Figure III-3 : Résultats obtenus sur la partie yprésienne du forage de Maisse : $\delta^{13}C_{org}$, TOC (présenté avec une échelle logarithmique), minéralogie de la roche totale (Bulk) et des assemblages de minéraux argileux présents dans la fraction argileuse (Clays) ainsi que les proportions de quartz quantifié par DRX dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm et pourcentages de carbonates déterminés lors de la décarbonatation. Biostratigraphie (Moreau, 2023) comprenant les biozones de foraminifères (SBZ), de dinoflagellés (A. Iakovleva pers. comm.) et pollens et spores (F. Quesnel pers. comm.) indicateurs du PETM.

2. *Cachan*

Le forage de Cachan, issu du Grand Paris Express, présente l'intérêt de traverser les faciès de l'Yprésien basal, qui n'ont pas été rencontrés sur les sites étudiés dans le Soissonnais, et de pouvoir servir de relais entre le forage de Maisse situé sur la bordure sud du bassin et les coupes et forages au nord de Paris (Fig. III-2).

Description du forage et environnements associés (Fig. III-4)

Le forage de Cachan traverse sur environ 23 m des argiles plus ou moins colorées avant de se terminer à 50 mètres de profondeur dans des sables moyens à grossiers silto-argileux, contenant de petits grains noirs probablement pyriteux et/ou correspondant à des débris de matière organique. Plus argileux et silteux vers le haut, ces sables passent progressivement à des argiles carbonatées crèmes, riches en nodules calcaires, traces de racines et manchons racinaires (Fig. III-4A-B), correspondant à un faciès de calcrète pédogénétique (*Nodular* et *Pedotubule calcretes*, Wright & Tucker, 1991). Ce faciès perdure jusqu'à environ 43,50 mètres de profondeur et n'est interrompu qu'autour de 46 m où les traces de racines sont remplacées par des débris coquilliers et des nodules carbonatés sur environ 1 mètre. À partir de 43,50 m, des taches ocres apparaissent dans ces argiles silteuses et deviennent violettes à lie-de-vin à partir de 42 m (Fig. III-4C-D). Les traces de racines disparaissent autour de 42,30 m pour être remplacées par des argiles bariolées de couleur crème, grise, ocre et violette jusqu'à 38,40 m et qui sont marquées par la présence de petits cubes de pyrite altérés en oxydes de fer (goethite) à partir de 39,40 m (Fig. III-4-E). Ces argiles bariolées (Fig. III-4C-F) correspondent à des pseudogley résultant de variations des conditions d'oxydo-réduction en lien avec l'alternance de phase successives d'assèchement et d'humidification d'un sol (PiPujol & Buurman, 1994 ; Kraus et al., 2013). À partir de 36,90 m se trouvent des argiles silteuses et pyriteuses grises, contenant des terriers remplis de silts argileux plus clairs (Fig. III-4F-G), des coquilles de mollusques dont des gastéropodes, et des petits grains noirs correspondant probablement à des charbons. Ces argiles passent à des argiles tachetées ocres à violettes, qui s'enrichissent en quartz et en grains de pyrite vers le haut. Elles sont surmontées à 32,40 m par un sable argileux grossier et mal trié contenant des grains de quartz anguleux et arrondis, ainsi que de petits grains de silex inférieurs à 5 millimètres. Ces sables s'enrichissent en argile vers le haut, devenant une argile silto-sableuse grise pouvant contenir quelques microcharbons et des terriers remplis de sable glauconieux. À partir de 28,40 m se trouvent des argiles sombres dont le sommet est bioturbé, et contenant de petits débris coquilliers, de petits cristaux de pyrite et de petits débris charbonneux, ainsi que des galets de silex. À 26,73 m, ces argiles sont en contact net avec un sable calcaire et glauconieux très grossier gris verdâtre, riches en coquilles de mollusques. Ce sable est mieux cimenté vers le haut et des nummulites y sont observées à partir de 26 m environ.

La succession traversée par le forage de Cachan est ainsi dominée par des environnements pédogénétiques. Les sables moyens à grossiers de la base du forage qui passent progressivement à un faciès de calcrète pourraient correspondre à des dépôts fluviatiles. Les faciès de calcrètes identifiés entre environ 49 et 43,50 mètres de profondeur reflètent des environnements pédogénétiques relativement secs (Wright & Tucker, 1991) tandis que les faciès de pseudogley observés entre environ 43,50 et 32,40 m représentent des sols plus hydromorphes (PiPujol & Buurman, 1994). À partir de 32,40 m, le sable argileux plus grossier pourrait marquer un chenal et la présence de bioturbations avec des sables glauconieux et de petits débris coquilliers dans une argile silto-sableuse grise pourrait indiquer de petites

influences plus marines dans un milieu côtier (platier tidal ou marais côtier par exemple). Ces influences un peu plus marines pourraient se faire sentir dès le niveau d'argiles grise à bioturbations et gastéropodes identifiés à 36,90 m. À 26,73 m, le sable calcaire glauconieux très grossier, riche en coquilles et contenant des *Nummulites* marque un environnement plus marin.

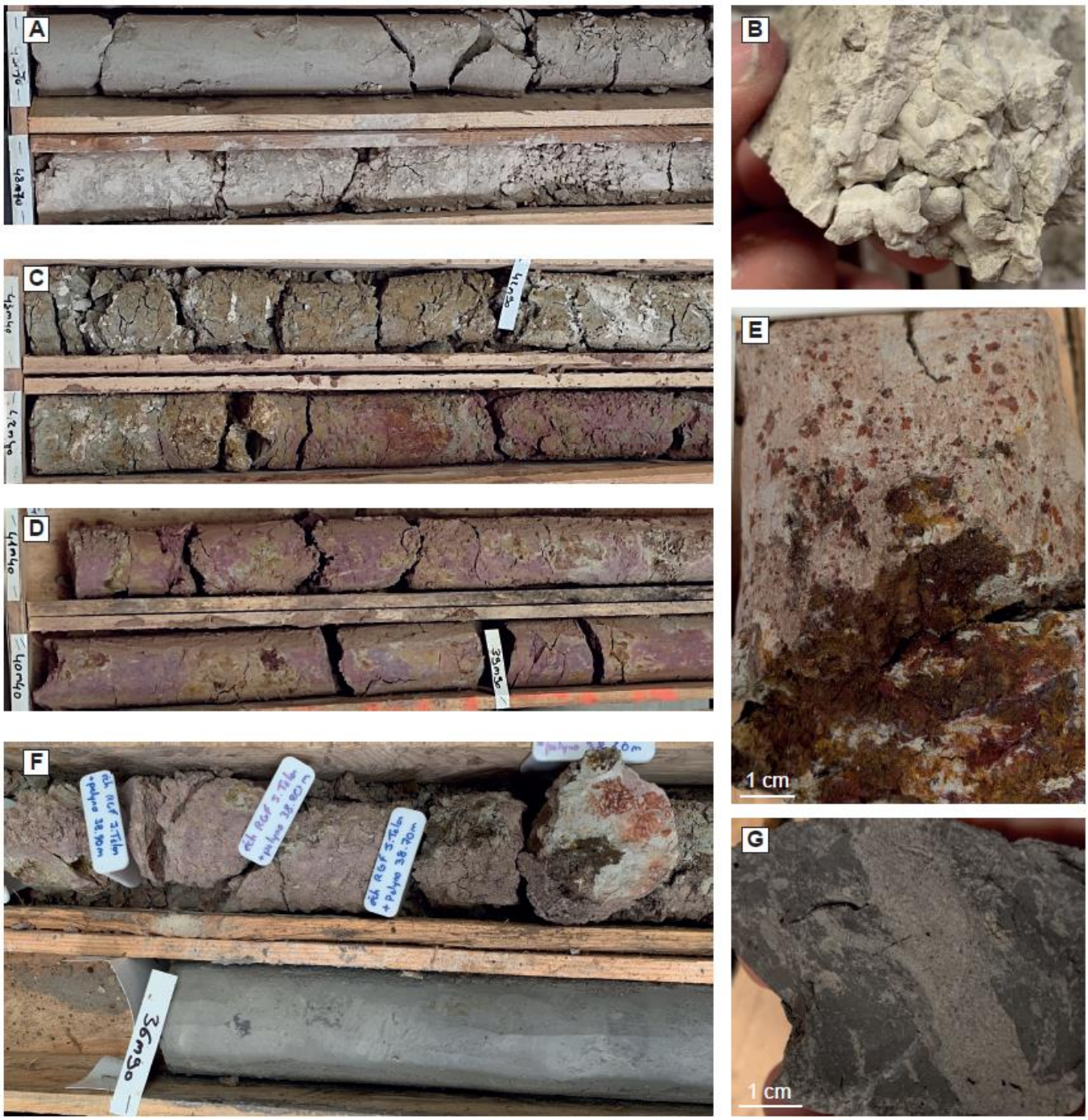


Figure III-4 : Faciès du forage de Cachan. A) Sables argilo-silteux gris passant à des argiles carbonatées crèmes. B) Amas de petits manchons racinaires entremêlés. C) Passage d'argiles grises et blanchâtres à marbrures ocres à des argiles bariolées lie-de-vin. D) Argiles bariolées. E) Petits cubes de pyrite altérés en goethite au sein des argiles bariolées. F) Transition entre argiles bariolées et argiles silteuses grises. G) Terriers remplis de silts argileux gris clair dans les argiles silteuses grises

Présentation des données minéralogiques (roche totale et argiles)

La minéralogie de la roche totale des faciès yprésiens du forage de Cachan est marquée par une forte proportion d'argiles, qui varie entre 4 et 76 % avec une moyenne de 26 %. Ces argiles sont accompagnées de calcite à la base du forage, qui représente entre 4 et 85 % de la minéralogie totale. Du quartz est également présent tout au long du forage, variant entre 5 et 96 %. Des feldspaths sont aussi présents en traces (moins de 5 %), parfois accompagnés de pyrite, gypse et aragonite, également en traces, notamment au sommet des faciès yprésiens.

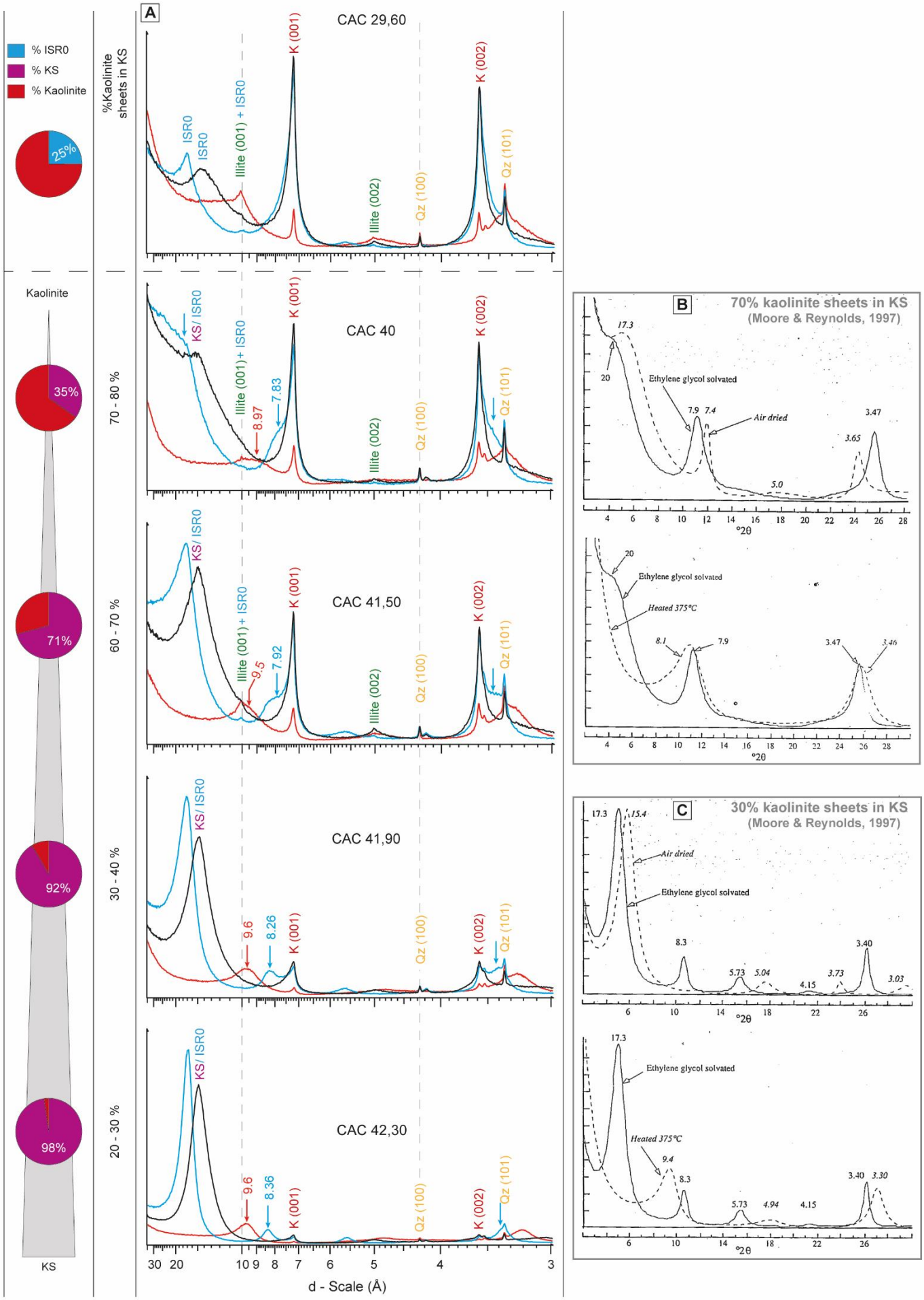
L'assemblage des minéraux argileux du forage de Cachan est particulier du fait du mélange en proportions variées de kaolinite, de smectites (IS R0) et d'interstratifiés Kaolinite-Smectite (KS) contenant des proportions diverses de feuillets de kaolinite ou de smectite (Fig. III-5). Des illites sont également parfois présentes en traces (moins de 5 %). Les interstratifiés KS sont particulièrement intéressants car du fait de la difficulté à les identifier ils sont relativement peu décrits dans la littérature (Moore & Reynolds, 1997), et car ils marquent des conditions de formations spécifiques, notamment pédogénétiques (Righi et al., 1999 ; Ryan & Huertas, 2009). D'après Moore & Reynolds (1997), les KS se définissent par : (1) un gonflement des pics 001 et 002 de la kaolinite après saturation à l'éthylène-glycol, dont la position dépend de la proportion de feuillets de kaolinite, entre environ 7,43 Å et 8,46 Å (respectivement 90 et 10 % de feuillets de kaolinite) d'une part (Fig. III-6) et (2) entre 3,54 Å et 3,39 Å (respectivement 90 et 10 % de feuillets de kaolinite) d'autre part ; ainsi que par (3) un pic au chauffage (490°) localisé entre 8,1 Å et la position « classique » des smectites au chauffage à 10 Å. Des tests, similaires à ceux présentés par Moore & Reynolds (1997), ont également été menés en chauffant les échantillons à 375°C mais ils n'ont pas présenté d'apports significatifs par rapport à un chauffage à 490°C. De plus, (4) lorsque la proportion de feuillets gonflants (smectitiques) dans les KS est faible (i.e. la proportion de feuillets de kaolinite est grande), le pic à 17 Å après saturation à l'éthylène-glycol peut subir un étalement relativement important (Moore & Reynolds, 1997). En cas de mélanges, une dissymétrie des raies (001) et (002) de la kaolinite peut être induite par la présence de KS (Fig. III-5). Les KS sont quantifiés sur la raie de diffraction (001) après saturation à l'éthylène-glycol, qui est située autour de 17 Å soit au même endroit que la réflexion principale (001) des smectites (IS R0). Ainsi, en présence d'un mélange de KS et de smectites il n'a pas été possible de différencier les deux espèces. Dans la partie inférieure du forage (entre 50 m et 38,40 m), les KS dominent et ont été quantifiés préférentiellement, cependant ils sont très certainement mélangés à des smectites comptabilisées au sein des KS. Entre 36,60 m et 26,75 m, les smectites dominent et ont été quantifiées préférentiellement mais des KS sont très certainement présents, au moins en traces, et ont été comptabilisés au sein des smectites. Le mélange KS-smectites (quantifié en tant que KS) domine l'intervalle compris entre 50 m et 42,70 m où il représente entre 89 et 100 % de l'assemblage (Fig. III-7). À partir de 42,30 mètres de profondeur, la proportion de KS diminue progressivement pour ne plus représenter que 11 à 16 % de l'assemblage entre 39,60 et 38,40 m. Entre 36,60 et 31,20 m, le mélange smectite-KS (quantifié comme IS R0)

augmente progressivement, passant de 6 à 85 % de l'assemblage. Entre 31,20 et 30,40 m, la proportion de smectites diminue progressivement, passant de 85 à 17 %, avant de réaugmenter progressivement pour représenter 83 % de l'assemblage au sommet de l'intervalle étudié, à 26,75 m. Des kaolinites sont présentes tout au long du forage. Elles représentent environ 10 % de l'assemblage des minéraux argileux à 50 et 49,70 m puis ne sont plus présentes qu'à l'état de traces (moins de 2 %) jusqu'à 42,30 m. À partir de 41,90 m, la proportion de kaolinite augmente progressivement avant de se stabiliser autour d'une valeur moyenne de 89 % entre 39,60 et 34,60 m. La proportion de kaolinite semble diminuer progressivement jusqu'à 31,20 m où elle ne représente plus que 14 % de l'assemblage. Elle réaugmente ensuite pour atteindre une valeur de 81 % à 30,40 m avant de rediminuer progressivement jusqu'à représenter 17 % de l'assemblage au sommet de l'intervalle étudié (Fig. III-7).

Moore & Reynolds (1997) proposent des valeurs seuils pour estimer la proportion de feuillets de kaolinite et de smectite au sein d'interstratifiés kaolinite-smectite en se basant notamment sur la position de la raie (001/002) après saturation à l'éthylène-glycol. Ces valeurs seuils sont reportées dans la figure III-6 et ont pu être utilisées pour estimer la proportion de feuillets de smectite dans les KS identifiés à la base du forage de Cachan (Fig. III-5 & 7). Les KS des deux premiers échantillons, situés à 50 et 49,70 m, contiendraient environ 20 à 30 % de feuillets de smectites. Ces proportions augmenteraient jusqu'à dépasser 70, voire 80 % entre 49,10 et 42,30 m avant de diminuer progressivement pour retrouver des valeurs comprises entre 20 et 30 % entre 40 et 38,40 m.

Dans le forage de Cachan, la quantité de quartz présente dans la fraction inférieure à 2 µm est relativement faible et ne dépasse pas 13 %. Elle diminue progressivement entre 50 et 47,80 m, jusqu'à atteindre des valeurs inférieures à 2 % entre 47,50 et 42,30 m. Entre 41,90 et 38,40 m, la quantité de quartz dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm semble augmenter progressivement jusqu'à une valeur de 9 %. Cette proportion semble ensuite diminuer très progressivement jusqu'au sommet de l'intervalle étudié, mis à part un échantillon situé à 31,60 m, où elle atteint une valeur de 12 %.

Figure III-5 (Page suivante) : Identification des KS dans le forage de Cachan. A) Diffractogrammes d'échantillons représentatifs du forage de Cachan dans lesquels des KS ont été identifiés et proportion estimée des feuillets de kaolinite qu'ils contiennent. Les différentes couleurs des diffractogrammes correspondent aux différents traitements appliqués : normal (noir), saturation à l'éthylène-glycol (bleu) et chauffage à 490°C (rouge). B) Diffractogrammes de référence pour un KS avec 70% de feuillets de kaolinite (Moore & Reynolds, 1997). C) Diffractogrammes de référence pour un KS avec 30% de feuillets de kaolinite (Moore & Reynolds, 1997).


% ISR0
% KS
% Kaolinite
25%
Kaolinite
35%
71%
92%
98%
KS
%Kaolinite sheets in KS
70 - 80 %
60 - 70 %
30 - 40 %
20 - 30 %
A
CAC 29,60
CAC 40
CAC 41,50
CAC 41,90
CAC 42,30
ISR0
KS/ ISR0
Illite (001) + ISR0
Illite (002)
K (001)
K (002)
Qz (100)
Qz (101)
8.97
7.83
9.5
7.92
9.6
8.26
9.6
8.36
30 20
10 9 8 7 6 5 4 3
d - Scale (Å)
B
70% kaolinite sheets in KS
(Moore & Reynolds, 1997)
17.3
20
Ethylene glycol solvated
7.9 7.4
Air dried
3.47
3.65
5.0
°2θ
Heated 375°C
8.1
7.9
3.47
3.46
C
30% kaolinite sheets in KS
(Moore & Reynolds, 1997)
17.3
15.4
Air dried
Ethylene glycol solvated
8.3
3.40
5.73
5.04
3.73
4.15
3.03
Heated 375°C
9.4
8.3
3.40
3.30
5.73
4.94
4.15

% feuillets kaolinite	% feuillets smectite	*d* (Å)	° 2θ
10	90	8.46	10.46
20	80	8.38	10.56
30	70	8.31	10.65
40	60	8.23	10.75
50	50	8.10	10.92
60	40	7.98	11.10
70	30	7.90	11.19
80	20	7.65	11.57
90	10	7.43	11.91

Figure III-6 : Position (°2θ CuKα) de la réflexion (001/002) d'un interstratifié kaolinite-smectite après saturation à l'éthylène-glycol en fonction des proportions estimées des feuillets de kaolinite et de smectite (Moore & Reynolds, 1997).

Présentation des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$)

A la base du forage de Cachan les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ augmentent progressivement, passant de -27,27 ‰ à 50 mètres de profondeur à une moyenne de -24,47 ‰ entre 40 et 38,80 m, avant un pic positif d'une valeur de -21,59 ‰ à 38,40 m (Fig. III-7). Cette augmentation progressive est ponctuée de petites excursions négatives : une première d'une amplitude d'environ 1,4 ‰ à 45,70 m, une deuxième d'une amplitude d'environ 0,7 ‰ à 43,90 m, une troisième d'une amplitude d'environ 1 ‰ à 42,30 m, une quatrième d'une amplitude d'environ 0,5 ‰ à 41,10 m, et une dernière d'une amplitude d'environ 0,8 ‰ à 39,20 m. L'intervalle situé entre 36,60 et 34,20 m est marqué par une excursion isotopique négative d'une amplitude d'environ 2,2 ‰ avec une valeur minimale de -26,35 ‰ atteinte à 35,80 m. L'intervalle situé entre 32,40 et 29,60 m est caractérisé par des valeurs relativement stables autour d'une moyenne de -26,64 ‰ qui tendent à diminuer à partir de 30,40 m pour atteindre une moyenne de -25,5 ‰. À 26,73 m, la discordance est marquée par une variation abrupte des valeurs qui passent d'une valeur moyenne de -25,02 ‰ dans les faciès yprésiens à une valeur moyenne de -23,84 ‰ dans les faciès lutétiens.

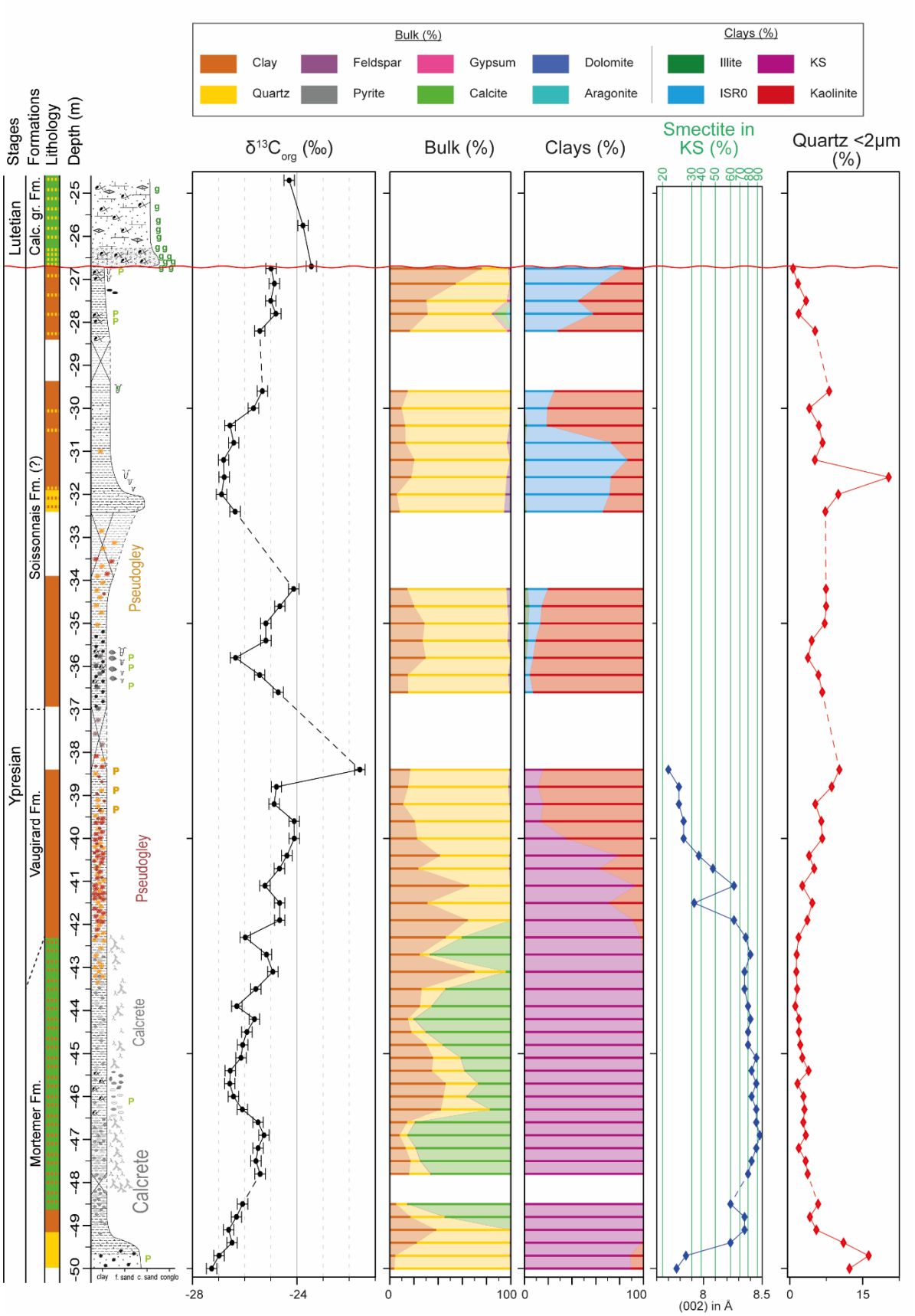


Figure III-7 : Résultats obtenus sur le forage de Cachan : $\delta^{13}C_{org}$, minéralogie de la roche totale (Bulk) et des assemblages de minéraux argileux présents dans la fraction argileuse (Clays) ainsi que les proportions de quartz quantifié par DRX dans la fraction inférieure à 2 µm. Les proportions de feuillets de smectites au sein des KS ont été estimées à l'aide de la position de la raie (002) après saturation à l'éthylène-glycol (Moore & Reynolds, 1997).

Interprétation des données minéralogiques et géochimiques dans le cadre stratigraphique du Bassin parisien

Les 8 échantillons étudiés dans le cadre des analyses palynologiques en cours sur ce forage se sont révélés pauvres voire dépourvus de palynomorphes. Les attributions stratigraphiques proposées ici se basent donc pour l'instant essentiellement sur les faciès rencontrés et le cadre lithostratigraphique du Bassin parisien (Aubry et al., 2005 ; Gély, 2016 ; Chap. I. III). Les niveaux argileux et carbonatés de calcrètes observés à la base du forage, entre 50 et environ 42 m, sont attribués à la Formation de Mortemer. Leur sommet passe progressivement à des argiles colorées qui correspondent à la Formation de Vaugirard (Faciès des Argiles bariolées). Entre 38 et 36,90 m, ces argiles deviennent majoritairement grises, avec des passées plus silto-sableuses et quelques niveaux coquilliers (Fig. III-4). Aubry et al (2005) décrivent la Formation du Soissonnais comme « comprenant des lithologies diverses, les plus typiques étants des bancs d'argiles sombres, de silts, de sables, des lits coquilliers et des lignites », ce qui pourrait correspondre aux niveaux observés entre 36 ,90 et 26,73 m. Les données isotopiques obtenues dans ces faciès correspondent à celles qui sont attendues dans ces formations (Thiry et al., 2006) et seront discutées plus en détail par la suite. À 26,73 m, le contact net entre ces argiles et un sable calcaire et glauconieux, très grossier, gris verdâtre, riches en coquilles de mollusques et contenant des nummulites à partir d'environ 26 m, est interprété comme la base du Lutétien. Ce contact net est également souligné par une variation abrupte du $\delta^{13}C_{org}$, d'environ 1,5 ‰, qui marque ainsi le hiatus de la base du Lutétien.

B. Enregistrement du PETM au sud et centre du Bassin parisien – Comparaison avec le Bassin belge

Dans le Bassin parisien, l'excursion négative des isotopes du carbone (CIE) a été identifiée, à partir du signal isotopique du carbone de la matière organique ($\delta^{13}C_{org}$) et des carbonates ($\delta^{13}C_{carb}$), dans les faciès continentaux à lagunaires des Formations de Mortemer, Vaugirard et du Soissonnais (Sinha et al., 1996 ; Stott et al., 1996 ; Thiry et al., 2006 ; Quesnel et al., 2011, 2016 ; Storme et al., 2012 ; Garel, 2013 ; Iakovleva et al. 2021). Ces dépôts forment une unité transgressive, comprise entre deux hiatus, et correspondent le plus souvent au remplissage de chenaux mis en place en période d'émersion résultant d'un bombement régional en lien avec l'activité de la province magmatique de l'Atlantique Nord (NAIP), à la fin du Paléocène (Knox,1996 ; White & Lovell, 1997 ; Knox, 1998 ; Storey et al., 2007a,b ; Dupuis et al., 2011 ; Wilkinson et al., 2017 ; Dupuis, 2024). La subsidence thermique consécutive au bombement lithosphérique permet l'installation de dépôts fluviatiles puis lagunaires en phase transgressive (Dupuis et al., 2011 ; Dupuis, 2024), avant une seconde période d'émersion régionale, probablement également d'origine volcanique toujours en lien avec l'activité de la NAIP (Knox & Morton, 1988 ; White & Lovell, 1997 ; F. Quesnel, *pers. comm.*).

Principalement menée sur 6 sites de l'ouest de Paris et du Vexin, l'étude de Thiry et al. (2006) a permis d'établir un enregistrement relativement détaillé de l'évolution isotopique ($\delta^{13}C_{org}$) lors du PETM dans le Bassin parisien. Cette étude a été faite avant que le découpage de la CIE du PETM en *onset*, *body* et *recovery*, ne devienne communément employé. Ainsi, Thiry et al. (2006) ont développé une nomenclature basée sur l'identification de pics négatifs (notés N) et positifs (notés P) au sein de la CIE du PETM. Ils identifient principalement un pic négatif (N1), le plus souvent dans la Formation de Mortemer, marqué par un décalage abrupt vers des valeurs négatives (inférieures à -27 ‰ ; Fig. III-8), et qui peut être assimilé à l'initiation et au maximum de la CIE (*onset* puis *body*). Ce pic négatif (N1) pourrait être enregistré à Therdonne compte tenu des valeurs les plus négatives (-29 ‰) observées au sein de la Formation de Mortemer (Fig. III-9). Ces valeurs très négatives ne sont en revanche pas observées dans les forages de Cachan et Maisse (Fig. III-9) qui n'enregistrent donc vraisemblablement pas l'*onset* ou le *body* du PETM associés à ce pic N1. Néanmoins, la base du forage de Cachan est marquée par une augmentation progressive des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$, débutant autour d'une valeur de -27 ‰ ((1) *in* Fig. III-9). Cette tendance est similaire à l'augmentation progressive qui suit le pic N1 à Therdonne, suggérant ainsi la proximité de l'*onset* ou du *body* du PETM à Cachan, qui n'auraient ainsi pas été atteints par le forage. Suite à cette première CIE (pic N1), Thiry et al. (2006) observent une tendance à l'augmentation des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ qui peut être assimilée à la *recovery* du PETM, et qui est ponctuée par 3 « pics positifs » (numérotés P1 à P3), dont le plus proéminent est le P2 (Fig. III-8). Une évolution similaire est observée sur les coupes de Maisse, Cachan et Therdonne (Fig. III-9), suggérant un enregistrement relativement complet de la recovery du PETM dans ces sites. L'enregistrement de cet évènement hyperthermique est confirmé par l'identification de l'acmé à *Apectodinium* à Therdonne (Fig. III-9 ; Breillat, 2010, 2011 ; F. Quesnel & A. Iakovleva *pers.comm.*) et à Maisse, où elle est accompagnée de pollen et spores marqueurs du PETM (Annexe 4 ; Moreau, 2023 ; F. Quesnel & A. Iakovleva *pers.comm.*), en parallèle de cette évolution isotopique.

Le PETM a également été identifié dans les forages de Doel et Kallo (Nord de la Belgique), dans des environnements continentaux à lagunaires similaires à ceux du Bassin parisien (Steurbaut et al., 2003). Dans ces forages, le PETM est marqué par une excursion isotopique négative du $\delta^{13}C_{org}$ d'une amplitude d'environ 3‰, associée à la présence de l'acmé à *Apectodinium* (Steurbaut et al., 2003). Cette excursion isotopique négative correspond au pic N1 identifié dans la Bassin parisien (Fig. III-9). Il est également possible d'identifier les pics P1, P2 et P3 dans la phase de *recovery* du PETM enregistrée dans les forages de Doel et Kallo, qui présente une tendance similaire à celle observée dans le Bassin parisien et notamment à Therdonne, Cachan et Maisse (Fig. III-9). Celle-ci débute en effet par une première phase d'augmentation des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ ((1) *in* Fig. III-9), qui passent de valeurs d'environ -27,5 à -25 ‰. Elle est suivie par un plateau voire un léger retour à des valeurs plus négatives, avant une seconde phase d'augmentation ((2) *in* Fig. III-9) qui culmine au niveau d'un pic positif (P2 *in* Fig. III-9). Suite à ce pic positif, un retour temporaire à des valeurs plus négatives, pourrait également être observé dans les forages de Doel et Kallo.

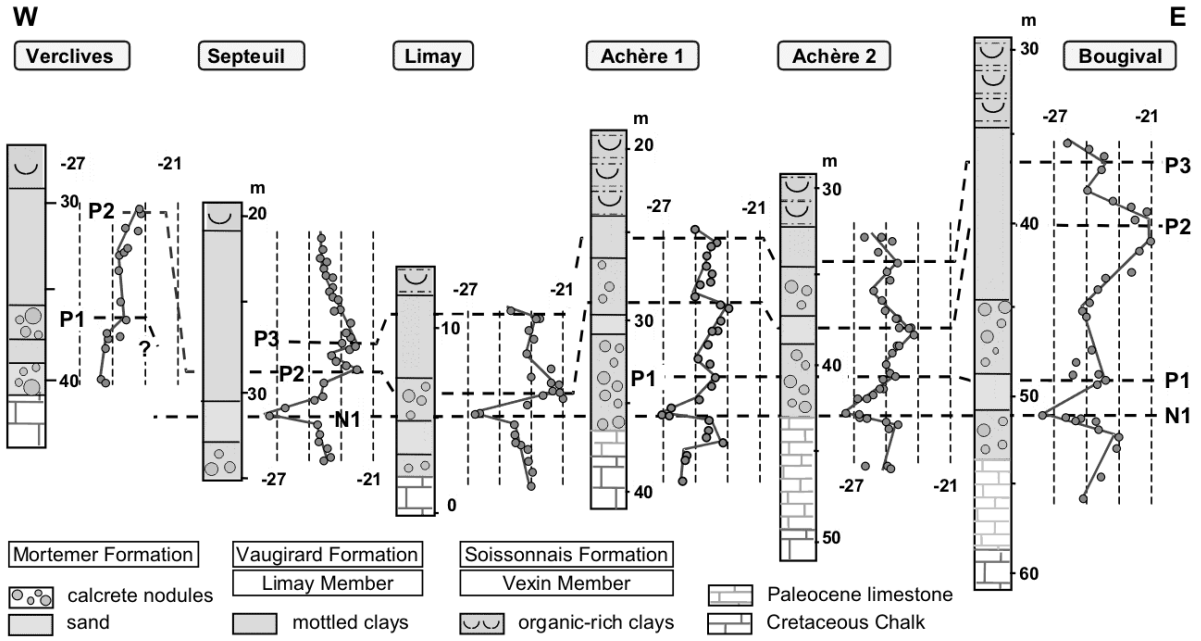
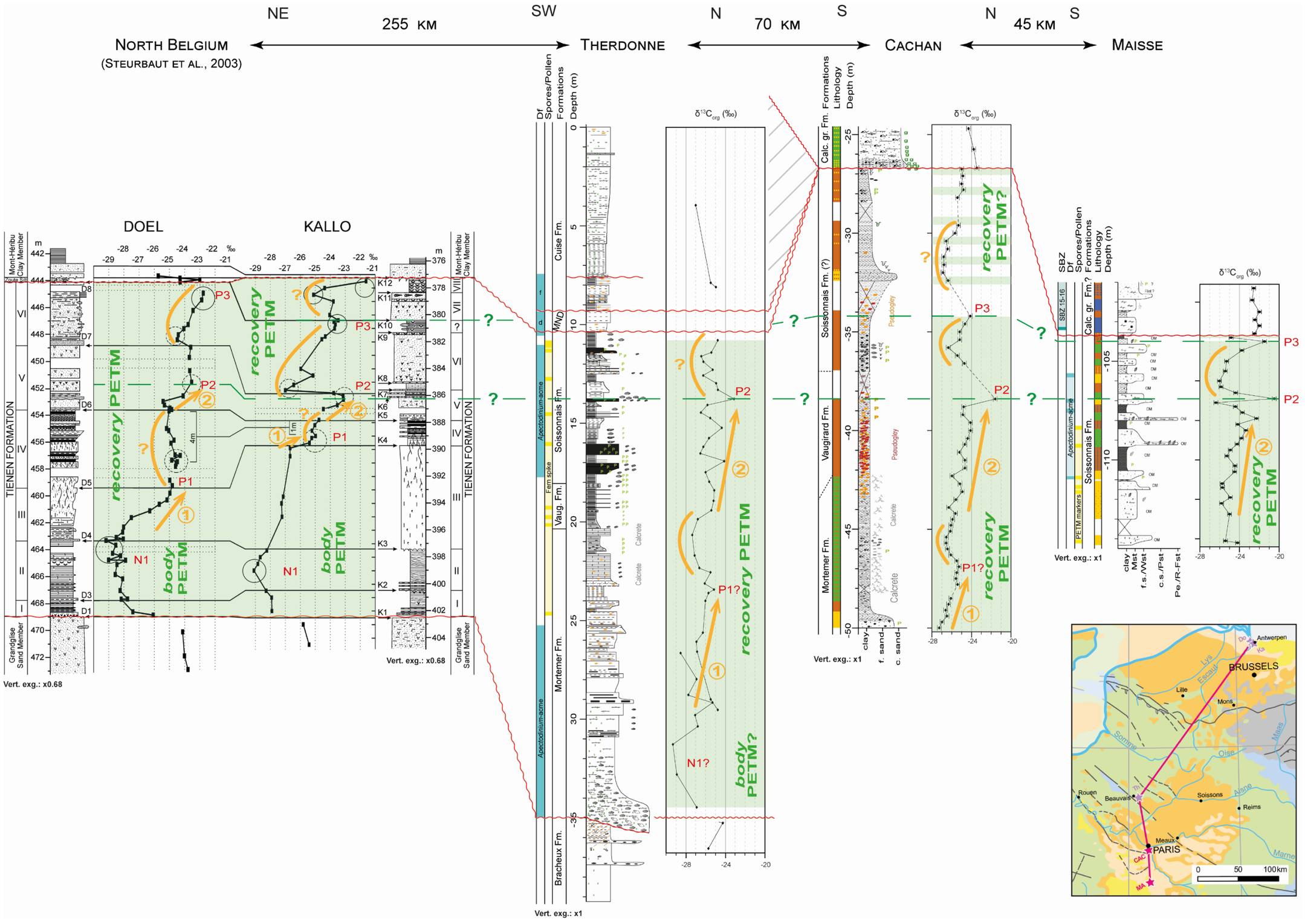


Figure III-8 : Corrélations isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) dans le Vexin, partie occidentale du Bassin parisien (Thiry et al., 2006). Le signal isotopique présente une succession de pics négatifs et positifs (N1, P1, P2, P3) qui sont corrélables à une échelle régionale.

Les nombreuses similitudes entre les courbes isotopiques obtenues à Cachan et à Maisse, celle de Therdonne (Breillat, 2010, 2011), celles précédemment obtenues dans le Bassin parisien (Thiry et al., 2006), et celles obtenues à Doel et à Kallo (Steurbaut et al., 2003), permet de considérer que les deux nouveaux sites étudiés dans ce travail enregistrent également l'évènement hyperthermique du PETM. L'enregistrement semble néanmoins plus complet dans les sites belges qui enregistrent la quasi-totalité du PETM. Dans le forage de Maisse notamment, les analyses isotopiques réalisées indiqueraient que seule la seconde partie de la *recovery* du PETM est préservée (Fig. III-9), ce qui est corroboré par les analyses palynologiques qui présentent des assemblages de dinokystes et de pollen et spores caractéristiques de la fin du PETM (Annexe 4 ; F. Quesnel & A. Iakovleva *pers.comm.*). Dans le forage de Cachan, la *recovery* du PETM est également observée, avec des valeurs plus négatives de -27,5 ‰ ce qui indiquerait que le *body* du PETM pourrait être enregistré plus bas dans le forage, qui n'a pas traversé la totalité des dépôts yprésiens. Cet enregistrement incomplet du PETM dont seule la fin serait préservée sur la bordure sud du Bassin parisien (Maisse), pourrait être lié à la nature transgressive des dépôts enregistrant le PETM sur cette bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord (Dupuis et al., 2011 ; Dupuis, 2024).

Figure III-9 (Page suivante) : Comparaison et tentative de corrélation du signal isotopique ($\delta^{13}C_{org}$) des forages de Maisse (MA) et Cachan (CAC) avec la coupe de Therdonne (Th ; Breillat, 2010, 2011) et avec les forages de Doel et Kallo (Nord de la Belgique, Steurbaut et al., 2003). Les pics positifs et négatifs (notés N1, P1, P2 et P3) pourraient correspondre à ceux identifiés par Thiry et al. (2006) dans le Bassin parisien (Fig. III-8). Les lettres indiquant les biozones de dinokystes (Df) sont les mêmes que pour la Fig. I-10 : d : B. longissimum-acme ; f : A. lunare/S. meckelfeldense.


NE
255 KM
SW
N
70 KM
S
N
45 KM
S
NORTH BELGIUM
(STEURBAUT ET AL., 2003)
THERDONNE
CACHAN
MAISSE
DOEL
KALLO
TIENEN FORMATION
Mont-Hérbu Clay Member
Grandglise Sand Member
recovery PETM
body PETM
P1
P2
P3
N1
Vert. exg.: x0.68
Df
Spores/Pollen
Formations
Depth (m)
Cuise Fm.
Soissonnais Fm.
Vaug. Fm.
Mortemer Fm.
Bracheux Fm.
Fern spike
Apectodinium-acme
Vert. exg.: x1
δ13Corg (‰)
Calc. gr. Fm.
Soissonnais Fm. (?)
Vaugirard Fm.
Mortemer Fm.
Lithology
clay
f. sand
c. sand
Pseudogley
Calcrete
recovery PETM?
P1?
N1?
body PETM?
SBZ
SBZ 15-16
PETM markers
clay
Mst
f.s./Wst
c.s./Fst
Pe./R-Fst
Antwerpen
BRUSSELS
Lille
Mons
Rouen
Beauvais
Soissons
Reims
Meaux
PARIS
Lys
Essaut
Somme
Oise
Aisne
Marne
Mass
0 50 100km

C. Impact du PETM sur les conditions d'altération dans le Bassin parisien

Le PETM est un évènement hyperthermique connu pour avoir fortement impacté le cycle hydrologique à l'échelle globale (Fig. III-10 ; Carmichael et al., 2017). Cet évènement ayant été identifié dans le Bassin parisien, notamment à Maisse, Cachan et Therdonne, il est possible de s'interroger sur son potentiel impact sur les conditions d'hydrolyse et de ruissellement dans le bassin. Cet impact peut être étudié à l'aide de l'évolution des assemblages de minéraux argileux, qui dans les sites étudiés du Bassin parisien, sont dominés par les smectites (IS R0), la kaolinite et les interstratifiés kaolinite-smectite (KS ; Fig. III-11). La coïncidence entre l'évènement hyperthermique du PETM et une augmentation des proportions de kaolinite a également été observée à une échelle globale dans de nombreux sites, aussi bien marins que continentaux (Fig. III-10A ; Robert & Kennet, 1994 ; Kaiho et al., 1996 ; Bolle et Adatte, 2001 ; Kelly et al., 2005 ; White & Schiebout, 2008 ; Dypvik et al., 2011 ; Handley et al., 2012 ; John et al., 2012 ; Bornemann et al., 2014 ; Pujalte et al., 2015 ; Chen et al., 2016 ; Kemp et al., 2016 ; Suan et al., 2017).

Principalement deux interprétations ont été avancées pour expliquer cette augmentation des proportions de kaolinite lors du PETM (e.g., White & Schiebout, 2008). Il a tout d'abord été proposé que la formation pédogénétique contemporaine de kaolinite, suivie de son érosion et de son export dans les bassins, aurait été favorisée par une augmentation de l'altération chimique et une intensification du cycle hydrologique lors du PETM (Robert & Kennett, 1994 ; Bolle & Adatte, 2001 ; Clechenko et al., 2007 ; Dypvik et al., 2011). Par la suite, une origine purement détritique des kaolinites, en lien avec une augmentation de la fréquence des évènements climatiques extrêmes lors du PETM, qui aurait facilité la remobilisation de paléosols ainsi que de potentiels changements des sources sédimentaires, semble avoir été préférée (Thiry & Dupuis, 2000 ; Schmitz & Pujalte, 2003 ; Handley et al., 2012 ; John et al., 2012 ; Bornemann et al., 2014 ; Kemp et al., 2016 ; Carmichael et al., 2017). En effet, les perturbations des conditions climatiques liées au PETM auraient favorisé une augmentation des phénomènes d'érosion et de ruissellement, en lien avec des évènements de précipitations extrêmes plus intenses et plus fréquents (Fig. III-10B ; Carmichael et al., 2017, 2018 ; Ji et al., 2023 ; Jaimes-Gutierrez et al., 2024 ; Prieur et al., 2024, 2025). Plus récemment, en se basant sur l'analyse isotopique des groupements hydroxyles de kaolinites, Walters et al. (2022) ont formulé l'hypothèse de la transformation de smectites en kaolinites dans des sols situés sur les bordures du Bassin de la Mer du Nord lors du PETM.

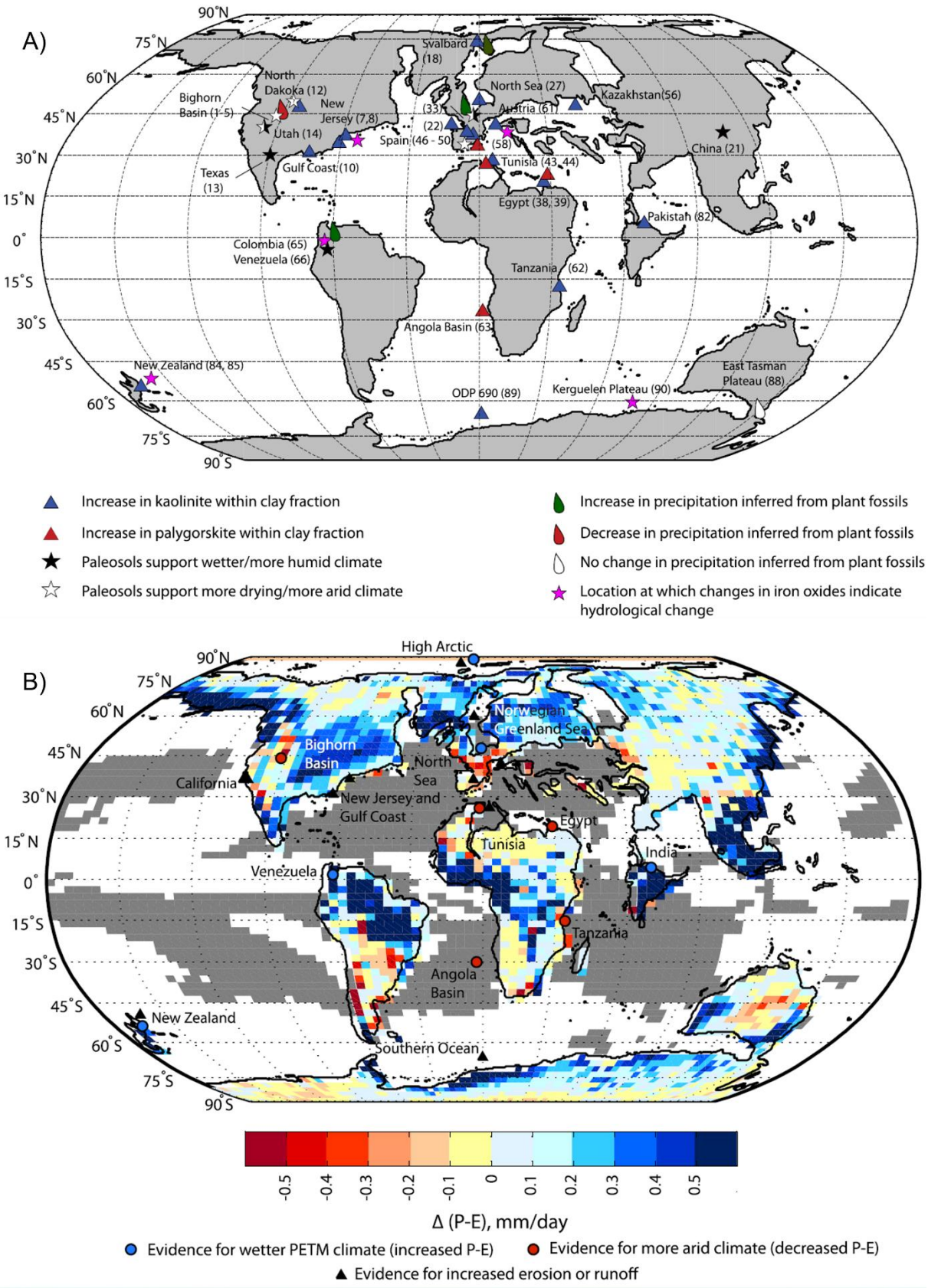


Figure III-10 : Changements des conditions hydrologiques lors du PETM à l'échelle globale (d'après Carmichael et al., 2017). A) Localités où des changements des conditions hydrologiques ont été proposés à partir de la minéralogie des argiles (triangles), des caractéristiques des paléosols ou des oxydes de fer (étoiles) ou à partir des plantes fossiles (feuilles). B) Simulation des changements de la différence entre précipitation et évaporation sur les surfaces continentales au cours du PETM. Les régions masquées en gris correspondent à une évaporation océanique accrue lors du PETM dans la simulation.

1. *Réponse des assemblages de minéraux argileux dans le Bassin parisien*

Les assemblages de minéraux argileux ont été relativement bien étudiés dans l'Yprésien inférieur du Bassin parisien (Pomerol, 1967 ; Trauth et al, 1969 ; Lucas et al., 1974 ; Thiry, 1989). La résolution de ces études reste toutefois assez faible et ces assemblages n'ont pas été précisément discutés en lien avec les variations climatiques et les évènements hyperthermiques. Il était ainsi généralement admis que ces minéraux argileux résultaient de l'érosion et de la remobilisation de sols s'étant formés au cours du Paléocène, voire dès la fin du Crétacé, dans des conditions climatiques chaudes et humides (Trauth et al., 1969 ; Thiry, 1973, 1981, 1989 ; Thiry et al., 1977). Afin de pouvoir évaluer l'impact du PETM sur les conditions d'altération dans le Bassin parisien, il est nécessaire de contraindre l'origine des smectites, kaolinites et KS qui dominent les assemblages de minéraux argileux.

Lorsqu'ils ne sont pas issus du remaniement de dépôts antérieurs (argiles détritiques), différents processus de formation par néoformation, altération ou lors de la diagenèse peuvent expliquer la présence de minéraux argileux dans les sédiments. Dans le cas de l'Eocène du Bassin parisien, l'absence d'hydrothermalisme et le faible enfouissement des dépôts permet de considérer les processus de formation diagenétique comme peu probables. Les smectites résultent généralement de phénomènes de néoformation dans des sols ou de l'altération de minéraux précurseurs (e.g., illite, chlorite). Ces phénomènes sont notamment favorisés lorsque l'hydrolyse est importante mais incomplète, comme cela peut être le cas sous des climats tempérés à subtropicaux voire subarides (Chamley, 1989 ; McKinley et al., 2003 ; Fagel, 2007). Les kaolinites se forment sous des conditions d'hydrolyse et de lessivage importantes, généralement associées à des conditions chaudes et humides, comme cela peut être le cas sous des climats tropicaux à tempérés humides (Chamley, 1989). La formation de KS constitue une étape dans le processus de transformation de smectites en kaolinites. Ce phénomène est observé en climat tempéré méditerranéen à tropical humide (mais néanmoins marqué par la présence d'une saison sèche), dans des sols relativement bien drainés (Herbillon et al., 1981 ; Righi et al., 1999 ; Ryan & Huertas, 2009). Il peut également être intéressant de noter que l'altération de matériel volcanique peut conduire à la formation de smectites (Deconinck & Chamley, 1995 ; Jeans, 2006 ; Pellenard & Deconinck, 2006), de KS (Schultz et al., 1971) et de kaolinites (Spears, 1970, 2012 ; Bohor & Triplehorn, 1993 ; Dill, 2016).

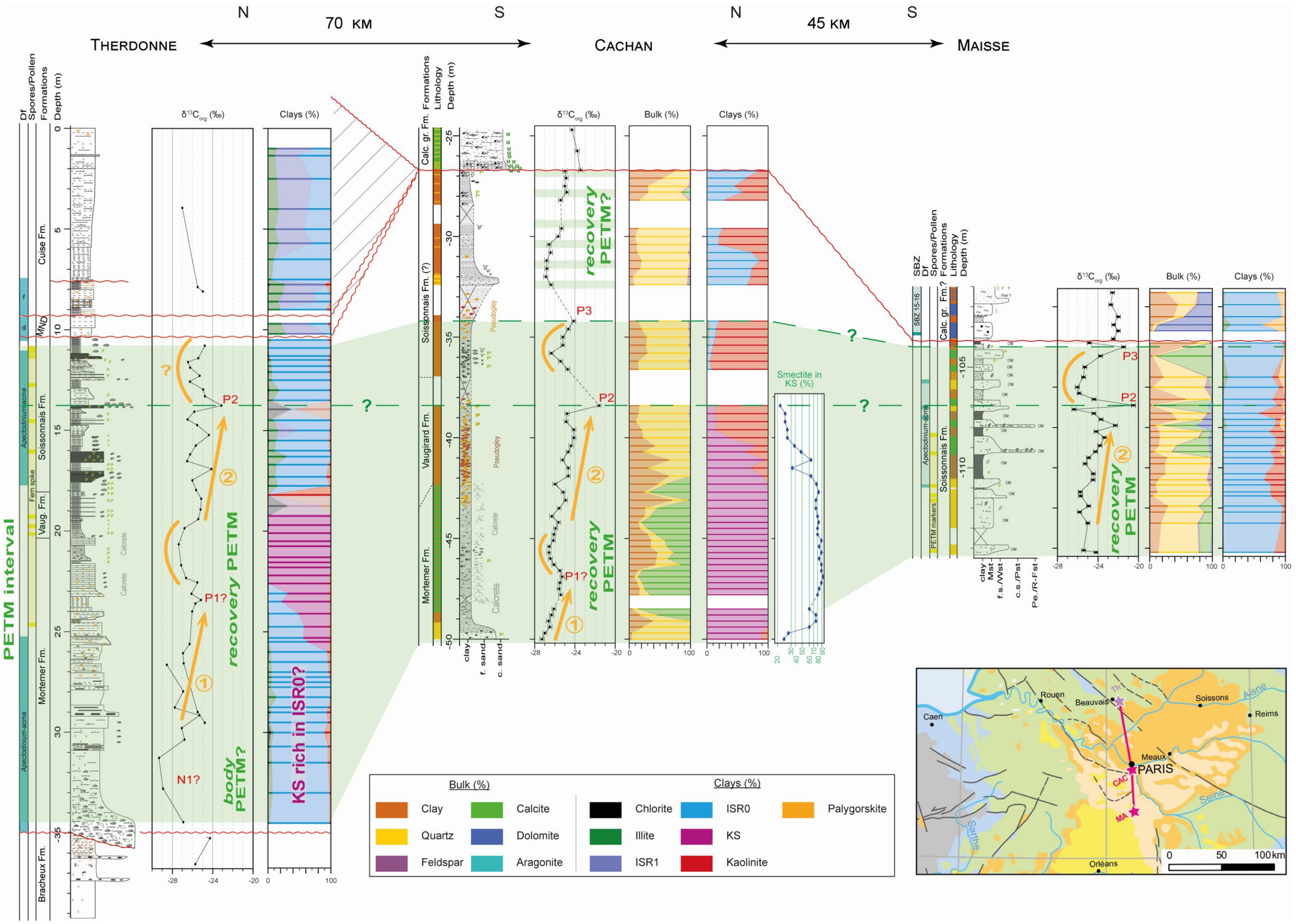
Dans le Bassin parisien, des niveaux de calcrètes sont associés aux proportions maximales de KS observées dans le forage de Cachan et à Therdonne. Dans le forage de Cachan, les dépôts présentant un maximum de KS montrent les KS les plus riches en feuillets de smectites. La proportion des feuillets de smectites dans les KS diminue en parallèle de l'augmentation de la proportion de kaolinite dans les assemblages de minéraux argileux, ainsi qu'en parallèle du passage des calcrètes aux pseudogley (Fig. III-11). La proportion de feuillets de kaolinite dans les KS ainsi que la proportion de kaolinite augmentent donc lors du passage dans les pseudogley, sols plus hydromorphes et mieux drainés que les calcrètes. Ainsi, les minéraux argileux observés dans les faciès pédogénétiques du Bassin parisien

forment une séquence évolutive marquée par la transformation de smectites en KS puis en kaolinites dans des conditions d'hydrolyse accrues lors de la *recovery* du PETM.

Le signal minéralogique de la bordure sud du Bassin parisien, observé dans le forage de Maisse, diffère de celui des autres secteurs. En effet, les KS n'y sont pas observés, les proportions de kaolinite y sont plus faibles et les smectites dominent (Fig. III-11). Cette différence de minéralogie peut probablement s'expliquer par la différence des environnements de dépôts, les phénomènes de pédogenèse étant moins marqués à Maisse. Les observations en microscopie électronique réalisées sur ce forage montrent cependant des smectites avec une morphologie en *rose-shape* et *honeycomb structures*, ce qui suggère une origine néoformée (Fig. III-12 ; Fesharaki et al., 2007 ; Iacoviello et al., 2012). De même, les kaolinites observées présentent une morphologie pseudohexagonale bien préservée (Fig. III-13), ce qui est généralement associé à un faible transport (Laita et al., 2020). Leur petite taille (< 1 µm) pourrait également avoir permis une certaine préservation de leur morphologie au cours d'un transport modéré. De plus, les sédiments de l'Yprésien inférieur du forage de Maisse contiennent de nombreuses particules organiques, et les proportions de kaolinite observées semblent être relativement bien corrélées avec le pourcentage de carbone organique (TOC ; Fig. III-14), ce qui pourrait indiquer la proximité d'un environnement riche en matière organique et donc plus acide, favorable à la formation de kaolinite (Chamley, 1989 ; Spears, 2012 ; Dill, 2016). Une autre particularité minéralogique du sommet de l'intervalle yprésien du forage de Maisse est l'apparition de faibles proportions de palygorskites de petite taille (Fig. III-11 ; Fig. III-13). Celles-ci pourraient indiquer des conditions plus arides, cohérentes avec la présence de sols secs dans l'arrière-pays suggérée par les pollen et spores (Annexe 4). À Maisse, l'absence de réels faciès pédogénétiques pourrait expliquer l'absence de KS. La proximité géographique de ces faciès pédogénétiques est néanmoins suggérée par les morphologies bien préservées des smectites et kaolinites observées dans le forage. Celles-ci suggèrent en effet un faible transport de ces minéraux et donc des milieux de formation proches du lieu de dépôt.

L'observation de minéraux liés au volcanisme (zircons, sanidines) dans des niveaux enregistrant le PETM dans le Bassin parisien (Baele et al., 2016 ; F. Quesnel *pers. comm.*) pourrait suggérer que du matériel lié à l'activité volcanique explosive de la NAIP, ayant vraisemblablement contribué à l'initiation du PETM (Thomas & Bralower, 2005 ; Wieczorek et al., 2013 ; Gutjahr et al., 2017 ; Jones et al., 2023), ai pu atteindre le Bassin parisien. L'altération de ce matériel volcanique pourrait constituer un mécanisme additionnel de formation des smectites, KS et kaolinites dans le Bassin parisien lors du PETM.

Figure III-11 (Page suivante) : Comparaison des données géochimiques ($\delta^{13}C_{org}$) et minéralogiques des forages de Maisse et de Cachan (ce travail) avec la coupe de Therdonne (Breillat, 2010, 2011).


N
70 KM
S
THERDONNE
CACHAN
N
45 KM
S
MAISSE
Df
Spores/Pollen
Formations
Depth (m)
δ13Corg (‰)
Clays (%)
Lithology
Bulk (%)
Cuise Fm.
MND
Soissonnais Fm.
Vaug. Fm.
Mortemer Fm.
Bracheux Fm.
Apectodinium-acme
Fern spike
Calc. gr. Fm.
Soissonnais Fm. (?)
Vaugirard Fm.
Pseudogley
Calcrete
clay
f. sand
c. sand
Smectite in KS (%)
SBZ
SBZ 15-16
PETM markers
Flint
OM
clay
Mst
f.s./Wst
c.s./Pst
Pe./R-Fst
P1?
P2
P3
N1?
recovery PETM
body PETM?
KS rich in ISR0?
PETM interval
Bulk (%)
Clay
Calcite
Quartz
Dolomite
Feldspar
Aragonite
Clays (%)
Chlorite
ISR0
Palygorskite
Illite
KS
ISR1
Kaolinite
Rouen
Beauvais
Caen
Soissons
Reims
Meaux
PARIS
Orléans
Aisne
Seine
Sarthe
TH
CAC
MA
0
50
100 km

2. Rôle du PETM dans la sédimentation terrigène du Bassin Parisien

Ce travail mené dans le Bassin parisien permet ainsi de mettre en évidence (1) la transformation *in situ* de smectites en KS puis en kaolinites dans des sols, en lien avec une hydrolyse accrue lors du PETM (Cachan, Therdonne), ainsi que (2) leur remobilisation rapide par des phénomènes d'érosion contemporains (Maisse). Par ailleurs, le peu de mélanges dans l'assemblage des minéraux argileux (très peu d'illite par exemple) argumente en faveur d'un signal principalement pédogénétique plutôt que pour la forte reprise de sédiments plus anciens. La phase de *body* du PETM identifiée à Therdonne est plutôt caractérisée par les smectites, les KS et les kaolinites apparaissant plus tardivement, lors de la phase de *recovery*, ce qui suggère un certain délai de la réponse sédimentaire marquée dans les assemblages de minéraux argileux. Ce délai est néanmoins plus court que celui généralement admis pour la formation de kaolinite (environ 1 million d'années ; Thiry, 2000), qui se réfère cependant à la formation de kaolinite à partir d'un substrat non-altéré. En effet, la transformation de smectite en KS puis en kaolinite dans des conditions tropicales peut se produire en quelques dizaines de milliers d'années (Ryan & Huertas, 2009, 2013 ; Ryan et al., 2016), à des échelles de temps compatibles avec la durée du PETM. Ainsi, ces résultats obtenus dans le Bassin parisien permettent de corroborer l'hypothèse de Walters et al. (2022). Ces derniers ont observé des variations isotopiques mesurées sur les groupes hydroxyles de kaolinites reflétant les variations isotopiques de l'eau météorique de leur formation, contemporaine du PETM, les conduisant à proposer la transformation de smectites en kaolinites dans des sols situés sur les bordures du Bassin de la Mer du Nord lors du PETM.

Le transport éolien de palygorskite, qui peut se faire sur de longues distances (Fagel, 2024), pourrait expliquer les palygorskites présentes en traces dans le forage de Maisse. Ces palygorskites sont les premières observées dans l'Yprésien inférieur du Bassin parisien* et pourraient ainsi provenir de la remobilisation de matériel en provenance de régions méridionales. Des palygorskites sont par exemple connues dans le Danien de Provence (Colson et al., 1998), dans le Paléogène inférieur d'Espagne (Rodas et al., 1994) ainsi qu'aux basses latitudes, notamment sur le pourtour de la Téthys, lors du PETM (Fig. III-10A ; Bolle & Adatte, 2001). De telles conditions climatiques globales très fluctuantes lors du PETM sont cohérentes avec la position du Bassin parisien à l'Yprésien, situé à environ 45° de latitude Nord, et à la transition entre une zone d'augmentation des précipitations au nord et une zone d'augmentation de l'évaporation au sud selon certains modèles paléoclimatiques (Fig. III-10B ; Carmichael et al., 2017).

*Seule exception, Pomerol (1963) cite, sans précisions supplémentaires, A. Rivière qui mentionnerait la présence d'attapulgite (palygorskite) dans les faciès sparnaciens de Sézanne.

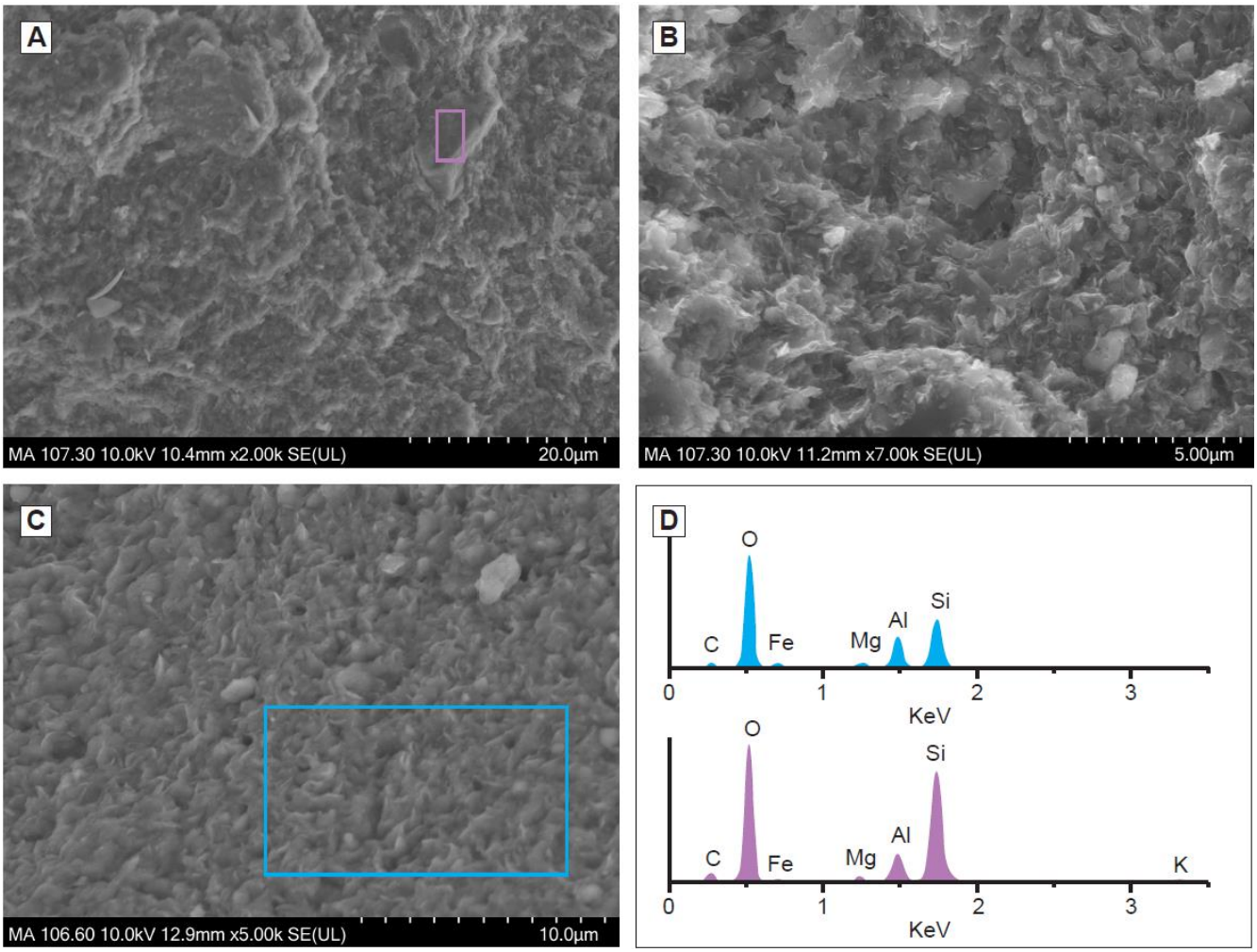
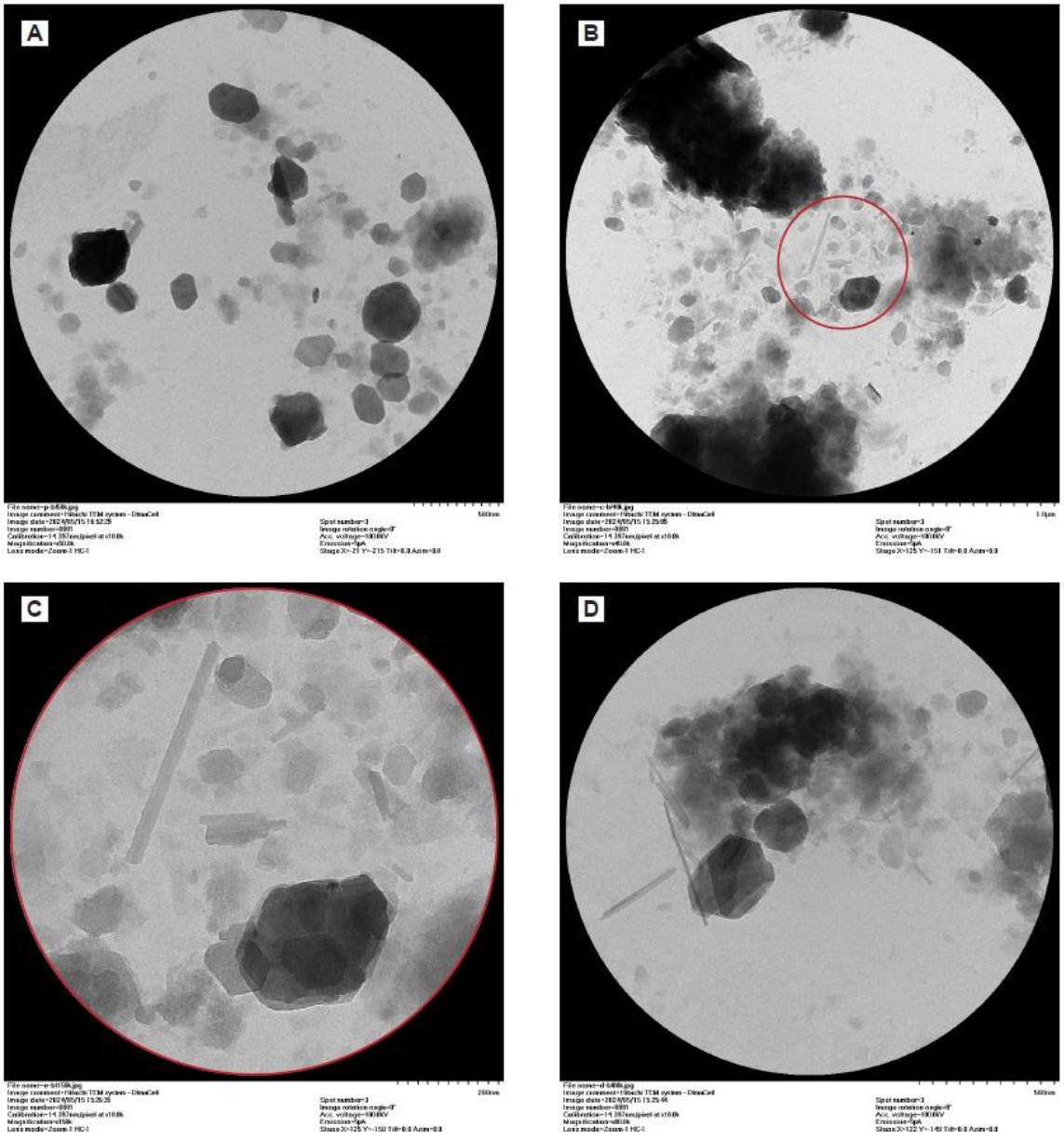


Figure III-12 : Observations en microscopie électronique à balayage d'un niveau argileux dans l'Yprésien du forage de Maisse. Seules des smectites sont observables. A) et B) Texture détritique des smectites qui ne présentent pas d'organisation particulière. C) Possible organisation en rose-shape des smectites, qui pourrait indiquer une origine authigène. D) Spectre EDS des smectites observées en B) et C). L'intensité plus importante de la silice dans le spectre issu de B) est probablement due à un grain de quartz détritique.

Figure III-13 (Page suivante) : Observation MET des argiles yprésiennes du forage de Maisse. A) Mélange de cristaux de kaolinite, certains sont pseudohexagonaux, d'autres plus arrondis, et de smectite (échantillon MA 107,30). B) Mélange de smectites, de cristaux de kaolinite et de fibres de palygorskite (échantillon MA 110,30). Le cercle rouge indique l'emprise de la vue rapprochée C). D) Mélange de smectites, cristaux de kaolinite et fibres de palygorskite (échantillon MA 110,30).



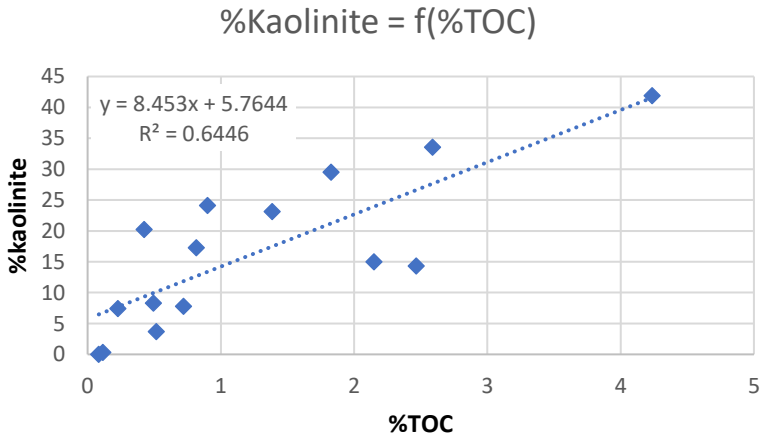


Figure III-14 : Comparaison de la proportion de kaolinite et de la teneur en carbone organique dans l'Yprésien du forage de Maisse.

II. Enregistrement de l'EECO dans le Bassin parisien

Dans le Bassin belge, l'EECO a été identifié dans la Formation des Sables d'Hyon de l'Yprésien, qui serait l'équivalent latéral des Formations de Cuise et de Laon du Bassin parisien (Steurbaut et al., 2015). Le Bassin belge serait par ailleurs susceptible d'avoir préservé la quasi-totalité des évènements hyperthermiques de l'Yprésien (Stassen et al., 2014 ; Stassen, *unpublished data in* Steeman, 2020). L'enregistrement de certains évènements post-PETM (E1, E2, F ou G) a également été suggéré sur les bordures du Bassin parisien (Cap d'Ailly ; Garel et al., 2020). De plus, des analyses isotopiques ($\delta^{18}O$) réalisées à faible résolution sur des algues et des coquilles de mollusques suggèrent l'enregistrement de l'EECO dans le Bassin parisien (Huyghe et al., 2015, 2017), et la Formation de Laon (unité des Sables de Prémontré) a récemment été biostratigraphiquement assimilée à la fin de l'EECO (Steurbaut et al., 2016a). Il existe ainsi un faisceau grandissant d'évidences suggérant le possible enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Yprésien post-PETM sur la bordure sud du Bassin de la Mer du Nord, notamment dans les formations silicoclastiques du cœur du Bassin parisien (faciès cuisiens).

Afin d'essayer d'identifier les évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur et leur potentiel impact sur les conditions d'altération, 5 coupes du cœur du Bassin parisien ont été étudiées (Fig. III-2) : le forage de référence du Tillet (Cavelier, 1968), le forage de Neuilly-sur-Seine, deux affleurements inédits du Soissonnais (Vierzy et Septmonts), ainsi que le stratotype historique du « Cuisien » à Cuise-la-Motte (Bignot, 1980). Dans une première partie, chaque site étudié est présenté avec les résultats (minéralogiques, isotopiques et éventuellement biostratigraphiques) qui y ont été obtenus. Les environnements de dépôts sont discutés dans un second temps, avant d'aborder l'enregistrement climatique et son possible impact sur la sédimentation.

A. Présentations des résultats obtenus

1. *Le Tillet*

Le forage du Tillet est un forage historique de référence dans le Bassin parisien, bénéficiant d'un cadre litho-biostratigraphique relativement bien défini, et recoupant l'entièreté de l'intervalle de temps étudié dans ce travail. Dans ce chapitre, seul l'intervalle yprésien du forage est présenté. La description détaillée du forage du Tillet a été faite par Cavelier (1968). Le log présenté ici (Fig. III-15) est principalement basé sur cette description et sur des observations réalisées sur les portions de carottes conservées au BRGM. Le cadre stratigraphique utilisé se base sur les descriptions de Cavelier (1968) et sur une révision lithostratigraphique, en cours, de l'Yprésien du Bassin parisien (Iakovleva et al., 2021 ; F. Quesnel & A. Iakovleva, *pers. comm.*). Le cadre biostratigraphique du forage est établi à partir des nannofossiles calcaires (Aubry, 1983, 1986), des foraminifères benthiques (Le Calvez, 1968 ; C. Bourdillon *pers. comm.*) et des dinokystes (Iakovleva et al., 2021 ; A. Iakovleva *pers. comm.*).

Description du forage et cadre stratigraphique (Fig. III-15)

La portion yprésienne du forage du Tillet étudiée débute à 150 mètres de profondeur, dans des argiles riches en coquilles de lamellibranches et de gastéropodes entrecoupées de passées de silts ou de sables fins, qui se poursuivent jusqu'à 141,30 m et peuvent être attribuées à la Formation du Soissonnais. La biozone de dinokystes de l'acmé à *Biconidinium longissimum* y est identifiée entre 148,65 et 142,20 m (Iakovleva et al., 2021). Après un petit niveau à graviers de silex, se développent jusqu'à 127,60 m des sables fins, très silteux à la base, glauconieux, micacés et pyriteux, et qui contiennent des bioclastes à partir de 139,20 m. La Formation du Mont-Notre-Dame y est identifiée entre 141,30 et 137 m où elle laisse place à la Formation de Cuise (F. Quesnel, *pers. comm.*). Dans ces sables sont identifiés la biozone de nannofossiles NP11-12 (entre 139,20 et 133 m ; Aubry, 1983) ainsi que les biozones de dinokystes à *Dracodinium astra* (entre 140 et 138 m), à *Axiodinium lunare / Stenodinium meckelfeldense* (entre 137 et 133 m), et à *D. simile* (entre 131 et 119,80 m ; Iakovleva et al., 2021 ; A. Iakovleva, *pers. comm.*). Entre 127,60 et 94,35 m se trouvent des sables généralement moyens mais parfois fins, glauconieux et parfois micacés. À leur sommet, entre 94,45 et 94,35 m, Cavelier (1968) décrit un petit niveau à débris coquilliers et *Nummulites planulatus*, marquant la biozone de foraminifères SBZ10 (Serra-Kiel et al., 1998). Ce niveau marque la fin de la Formation de Cuise dans le forage. La biozone de dinokystes à *D. varielongitudum* est identifiée entre 117,85 et 104,25 m. Au-dessus, entre 94,35 et 93,75 m, se trouvent 60 cm d'argiles glauconieuses, entrecoupées de filets de sables argileux, dans lesquelles Cavelier (1968) décrit des empreintes de végétaux. Ces argiles, dans lesquelles la biozone de dinokystes à *Charlesdowniea (= Kisselevia) coleothrypta* a été identifiée (A. Iakovleva, *pers. comm.*), sont attribuées à la Formation de Laon et sont surmontées par des sables quartzo-dolomitiques glauconieux attribués à la base du Lutétien par Cavelier (1968).

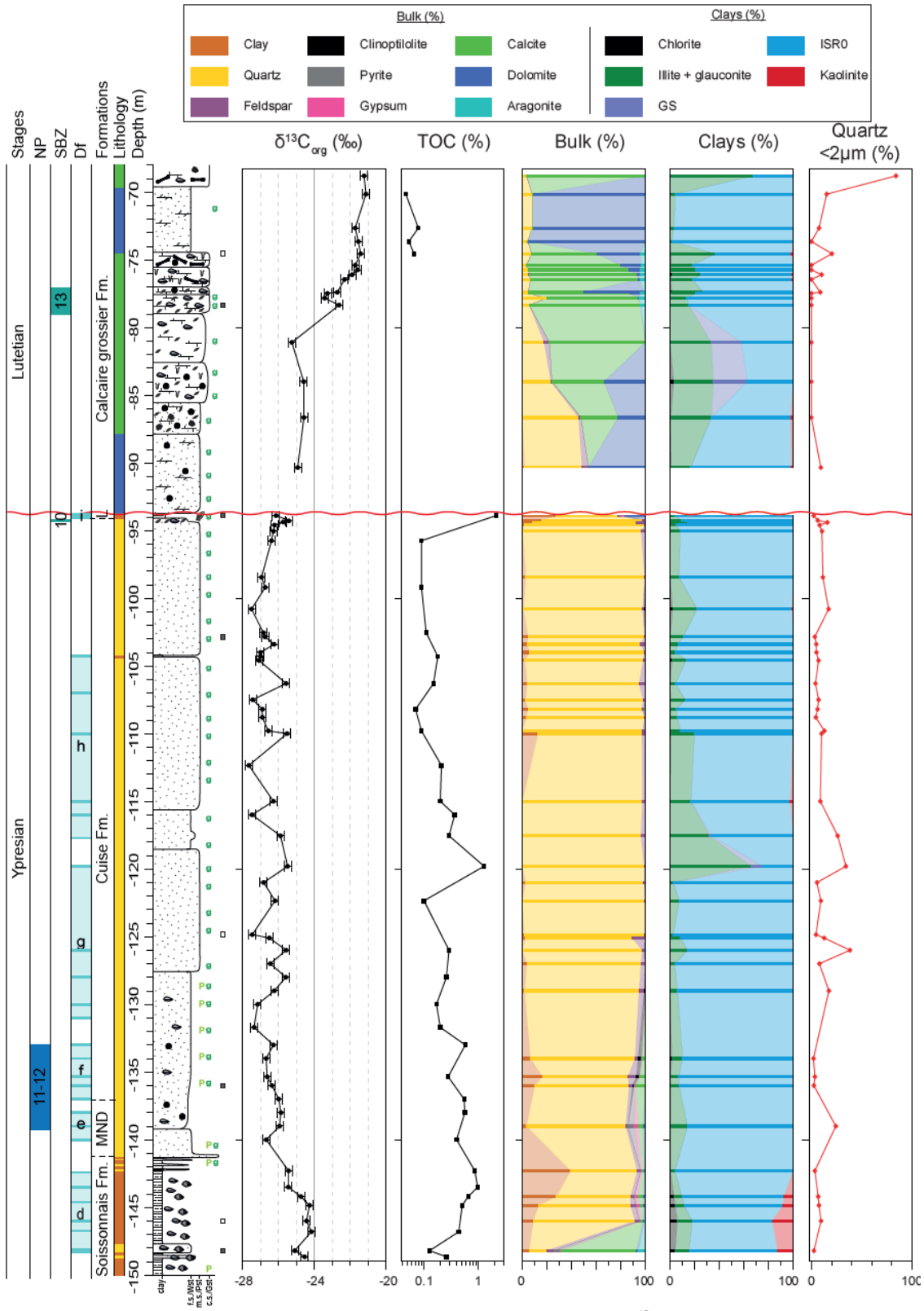


Figure III-15 : Résultats obtenus sur la partie yprésienne du forage du Tillet : $\delta^{13}C_{org}$, TOC (présenté avec une échelle logarithmique), minéralogie de la roche totale (Bulk) et du cortège de minéraux argileux présents dans la fraction argileuse (Clays) ainsi que les proportions de quartz quantifié par DRX dans la fraction inférieure à 2 µm. Dans la colonne « Formations », 'MND' correspond à la Formation du Mont-Notre-Dame et 'L'correspond à la Formation de Laon. Biostratigraphie comprenant les biozones de nannoplanctons (NP ; Aubry, 1983), de foraminifères (SBZ) et de dinoflagellés (Iakovleva et al., 2021 ; A. Iakovleva, pers. comm.). Les lettres utilisées pour les biozones sont les mêmes que sur la figure I-10 : d : Biconidinium longissinum–acme ; e : Dracodinium astra ; f : Axiodinium lunare/Stenodinium meckelfeldense ; g : D. simile ; h : D. varielongitudum ; i : Charlesdowniea (Kisselevia) coleothrypta.

Présentation des données minéralogiques (roche totale et argiles)

Dans l'Yprésien du forage du Tillet, la minéralogie de la roche totale (Fig. III-15) est dominée par le quartz (de 14 à 99 %). Les argiles représentent entre 0 % (dans les sables les plus purs) et 39 % de la minéralogie totale et sont plus importantes dans la Formation du Soissonnais (5 à 39 %) et la Formation de Laon (16 à 28 %) que dans la Formation du Mont-Notre-Dame (3 %) et que dans la Formation de Cuise (0 à 16 %). Mis à part à 148,20 m où elle représente 61 % de l'assemblage, la calcite est principalement présente en traces (entre 0,5 % et 7 %) à la base du forage. C'est également le cas de la clinoptilolite, de la pyrite et du gypse qui représentent au maximum 3, 5 et 3 % de l'assemblage respectivement. Des traces d'aragonite sont également observées à la base du forage. Finalement, les feldspaths sont présents en traces tout au long de l'Yprésien et représentent entre 0,5 et 11% de la minéralogie totale.

Les assemblages de minéraux argileux (Fig. III-15) sont dominés par les smectites (IS R0 ; entre 25 et 97 %) et les illites (entre 2,5 et 65 %), bien que ces dernières puissent être surestimées en présence de glauconie (cf. discussion dans la présentation des résultats de Vierzy). La kaolinite est essentiellement identifiée dans la Formation du Soissonnais, où elle représente entre 7 et 17 % de l'assemblage des minéraux argileux et où elle peut être accompagnée par des traces de chlorite (entre 3 et 6 %). La présence en traces (moins de 10 %) d'interstratifiés Glauconie-Smectite est possible entre 117 et 120 m. Dans ces faciès sableux, les argiles sont présentes sous forme de *coatings* autour des grains détritiques, principalement constitués d'IS R0 mais des illites/glauconies et des kaolinites peuvent être présentes (Fig. III-15). Dans l'Yprésien du forage du Tillet, la quantité de quartz présente dans la fraction inférieure à 2 µm varie entre 2 et 38 %, avec une moyenne de 10 % et une médiane de 7 %.

Présentation des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$)

Dans les faciès yprésiens étudiés sur le forage du Tillet les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ varient entre -27,64 ‰, valeur atteinte dans la Formation de Cuise à 112,35 mètres de profondeur, et -24,16 ‰ atteint à 146,8 m dans la Formation du Soissonnais (Fig. III-16). Le $\delta^{13}C_{org}$ passe d'une valeur moyenne de -24,76 ‰ dans la Formation du Soissonnais (dont seule la partie sommitale a ici été étudiée), a une valeur moyenne de -26,51 ‰ dans les Formations du Mont-Notre-Dame et de Cuise. La résolution du signal isotopique, contrainte par les boîtes d'échantillons conservées au BRGM qui ont pu être étudiées, est plus faible dans la Formation de Cuise (environ 1 échantillon par mètre), qui montre également une plus grande variabilité avec des valeurs réparties entre -27,64 et -25,48 ‰. Le pourcentage de carbone organique total (TOC) a pu être déterminé sur 32 échantillons yprésiens et varie entre 0,07 et 2,14 % avec une moyenne de 0,43 % et une médiane de 0,29 %.

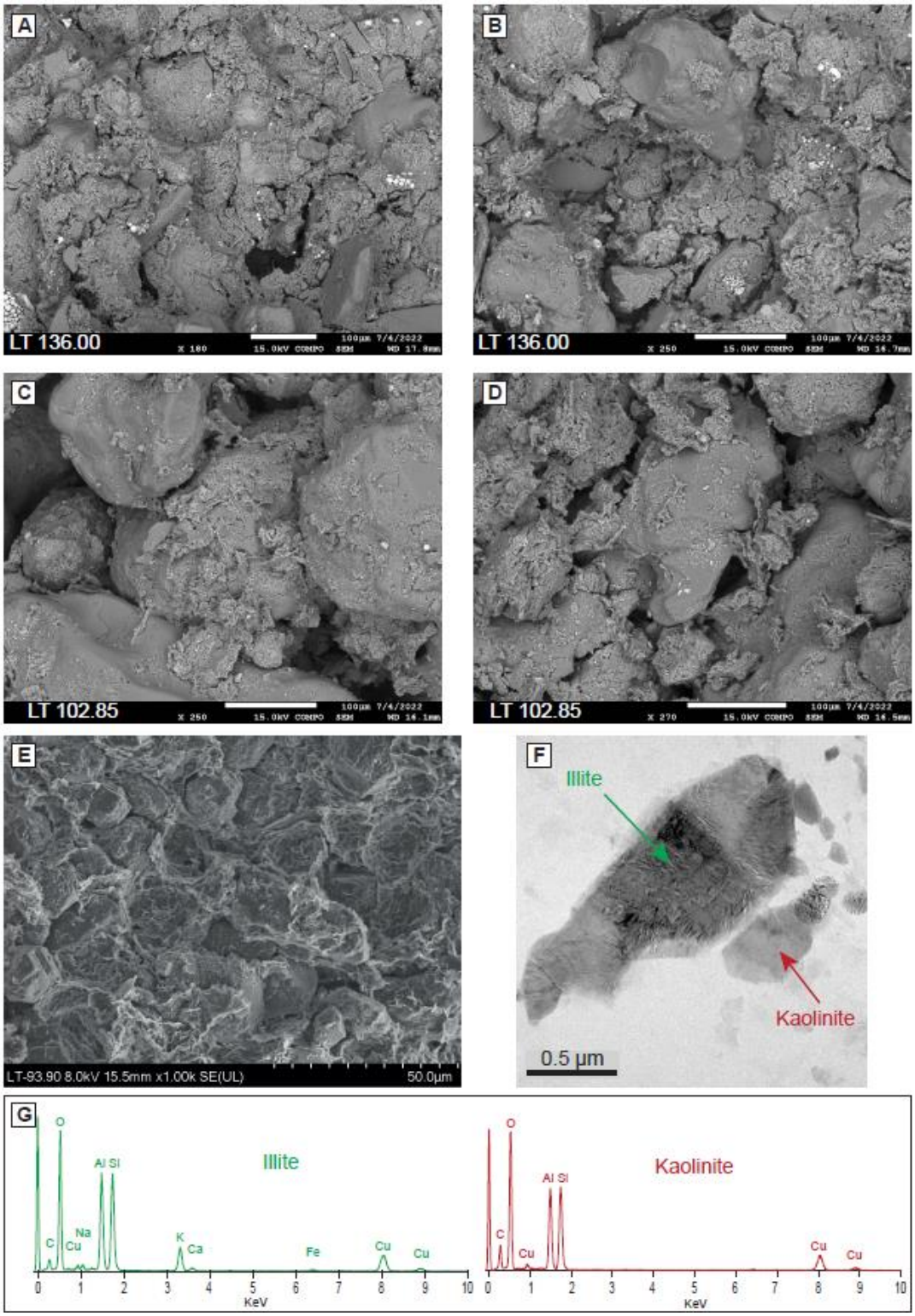


Figure III-16 : Coatings argileux autour des grains détritiques (principalement du quartz) dans les sables yprésiens du forage du Tillet. A) et B) : Coatings dans les sables plus argileux de la base de l'intervalle étudié (échantillon LT 136). Présence de quelques framboïdes de pyrite qui apparaissent en blanc dans les coatings. C) et D) Coatings dans les sables moins argileux du milieu de l'intervalle étudié (échantillon LT 102,85). Allant de pair avec l'argilosité moindre mesurée en DRX, la densité des coatings apparaît plus faible qu'en A) et B). E) Coatings dans les faciès plus argileux de la Formation de Laon (échantillon LT 93,90). Les grains de quartz sont plus fins que dans les faciès inférieurs et entièrement joints par les coatings argileux. F) Cristaux d'illite et de kaolinite observés au MET dans les faciès sableux de l'Yprésien (échantillon LT 124,85). La microscopie électronique en transmission permet d'isoler et identifier plus facilement les minéraux présents en traces qui sont noyés dans la matrice smectitique en microscopie électronique à balayage. G) Analyses EDS des cristaux observés en F) permettant de confirmer leur nature.

2. *Neuilly-sur-Seine*

Suite aux difficultés rencontrées pour accéder aux forages réalisés dans le cadre du Grand Paris Express, il a été décidé de travailler sur le forage de Neuilly-sur-Seine, réalisé en 1965, afin d'accéder aux faciès, données minéralogiques et géochimiques du sous-sol parisien et de les comparer aux faciès du Soissonnais. Les échantillons de ce forage sont répartis dans des boîtes, par intervalles de profondeur parfois irréguliers.

Description du forage (Fig. III-17)

Le forage de Neuilly-sur-Seine débute dans une série se terminant à 43,90 mètres de profondeur, qui est dominée par des argiles silteuses noires riches en matière organique et par des lignites plus ou moins argilo-silteux pouvant contenir des grains de quartz, parfois grossiers. Cette série organique est interrompue entre 48,25 et 46,70 m par un niveau de sable mal trié, fin à très grossier, à grains de quartz subanguleux à arrondis. Un niveau de sable mal trié, fin à grossier, constitué de grains de quartz subanguleux à arrondis est également présent entre 45,70 et 45,25 m. Finalement un dernier niveau de sable moyen, assez bien trié et composé de grains de quartz subanguleux à arrondis, interrompt la série à dominante organique entre 45 et 44,30 m. L'ensemble de cette portion du forage est plus ou moins affectée par des minéralisations récentes (e.g., gypse et jarosite) liées à l'oxydation des sulfures et de la matière organique au cours du temps. Entre 43,90 et 37 m, se trouvent des sables fins à moyens relativement bien triés, composés de grains de quartz subanguleux à arrondis. Un dernier niveau de lignite est identifié entre 37 et 36,60 m. Entre 36,60 et 33,90 m, le forage traverse des sables relativement bien triés, fins à moyens, composés de grains de quartz subanguleux à arrondis, et contenant des paillettes de mica et des débris coquilliers. Entre 33,90 et 33,25 m, les sables deviennent assez mal triés, les grains de quartz sont fins à moyens voire grossiers, et contiennent de nombreux débris bioclastiques dont des tubes de vers. Un niveau conglomératique est identifié entre 33,25 et 32,75 m. Il est composé d'une matrice de sable fin et argileux, et contient des galets verts et noirs ainsi que de grands fragments de lamellibranches (parfois presque entiers). Au-dessus de ce niveau singulier se trouvent des sables calcaires mal triés, fins/moyens à très grossiers, avec des graviers de quartz et des bioclastes (débris coquilliers, nummulites, tubes de vers, etc.).

Correspondance avec le cadre stratigraphique du Bassin parisien

La base du forage, entre 51 et 43,90 m, est composée d'une alternance d'argiles, de lignite et d'argiles ligniteuses dans lesquelles s'intercalent des passées sableuses plus ou moins grossières et généralement assez mal triées. Ces faciès pourraient correspondre soit à la Formation du Soissonnais, soit à la Formation d'Epernay, qui sont similaires lithologiquement mais d'âges différents (Aubry et al., 2005). Parmi les 8 échantillons de ce forage qui ont fait l'objet d'une analyse palynologique, 3 échantillons se sont révélés stériles ou presque mais 5 d'entre eux sont riches à très riches en pollen et spores (Annexe 4) et contiennent une palynoflore typique des faciès lagunaires de l'Yprésien du Bassin

parisien (faciès « sparnacien »), avec des formes mégathermes (*Nypa, Iodes, Pandanus*, Bombacaceae, Dicolpés, …). Cette palynoflore ne permet cependant pas de différencier les Formations du Soissonnais et d'Epernay. Néanmoins, un de ces échantillons, situé à la base du forage (49,95 m), a également fourni un assemblage de dinokystes exploitable. Dans cet assemblage, quelques formes de *Wetzeliella* sp. ou *Dracodinium* sp. indiqueraient que cet échantillon serait postérieur à la Formation du Soissonnais et pourrait donc correspondre à la Formation d'Epernay (Annexe 4 ; Iakovleva et al., 2021 ; A. Iakovleva, *pers. comm.*). Cet assemblage spécifique montre toutefois une association dominée par *Apectodinium* sp. et *Lingulodinium* sp., ce qui indiquerait un environnement côtier, confirmé par les abondants pollen d'angiospermes. Entre 43,90 et 33,25 m, la succession est principalement sableuse et s'enrichie en coquilles et en glauconie vers le sommet. Elle est interrompue par un niveau d'argile ligniteuse entre 37 et 36,60 m. Cette succession sableuse est ici attribuée à la Formation de Cuise, avec un faciès rappelant les « Sables supérieurs » (Egal, 2023). À 33,25 m, un conglomérat à galets, lithoclastes et morceaux de lamellibranches, surmonté par des sables calcaires, est interprété comme représentant la Glauconie grossière de la base du Lutétien.

Présentation des données minéralogiques (roche totale et argiles)

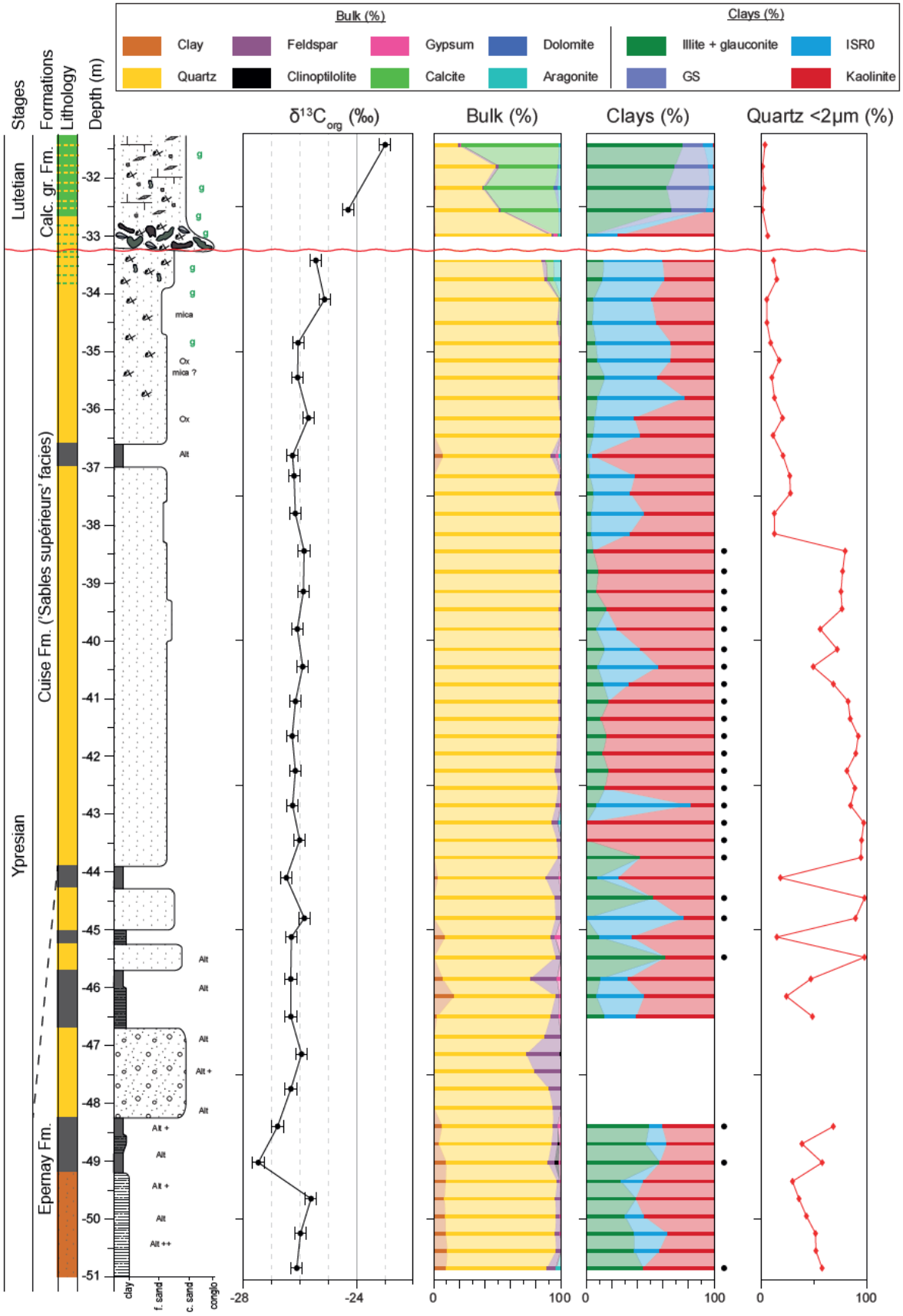
Dans l'Yprésien du forage de Neuilly-sur-Seine, la minéralogie de la roche totale (Fig. III-17) est dominée par le quartz (de 69 à 99 %). Les argiles représentent entre 0 et 16 % de la minéralogie totale et sont plus importantes dans les argiles-ligniteuses de la base du forage. Les feldspaths représentent entre 0 et 27 % de la minéralogie totale, et atteignent leurs valeurs les plus élevées vers la base du forage, notamment dans le niveau de sable mal trié situé entre 46,75 et 48,25 m. Des traces de clinoptilolite (au maximum 3 %) et de gypse (jusqu'à 5%) sont présentes vers la base du forage. Finalement, des traces (environ 5 %) de calcite et d'aragonite sont identifiés sous la base du Lutétien.

Bien que l'interprétation de certains diffractogrammes soit rendue délicate par la faible quantité d'argile, la forte présence de matière organique, et/ou l'importance du quartz dans la fraction argileuse, les assemblages de minéraux argileux de l'Yprésien du forage de Neuilly-sur-Seine (Fig. III-17) sont dominés par la kaolinite (60 % en moyenne). Les autres minéraux identifiés sont les smectites (pouvant atteindre jusqu'à 76 %) et les illites/glauconies (au maximum 62 %). La quantité de quartz présente dans la fraction inférieure à 2 µm varie entre 15 et 98 %, avec une moyenne de 66 % et une médiane de 72 % entre la base du forage et 38,45 m, et entre 2 et 28 % avec une moyenne et une médiane de 12 % entre 38,15 et 31, 43 m. Des minéraux d'altération tels que la jarosite ont également été identifiés conformément, aux observations macroscopiques.

Présentation des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$)

Dans les faciès yprésiens du forage de Neuilly-sur-Seine, les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ varient entre -27,47 et -25,13 ‰, avec une moyenne de -26,10 ‰ et une médiane de -26,11 ‰ (Fig. III-17). Entre 51 et 49,5 m les valeurs sont comprises entre -26,11 et -25, 61 ‰, avant de marquer un pic négatif (-27,47 ‰) à 49,03 m. Les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ augmentent ensuite progressivement jusqu'à 47,15 m où elles atteignent environ -26 ‰, valeur dont elles resteront proche jusqu'à 34,85 m. Entre 34 m et la base de Formation lutétienne du Calcaire grossier située à 33,25 m, le $\delta^{13}C_{org}$ marque un léger retour positif avec des valeurs de -25, 13 et -25, 44 ‰. Le TOC n'a pu être déterminé que sur 10 échantillons localisés dans les niveaux argilo-ligniteux où il varie entre 1,78 et 13,22 % avec une moyenne de 4,39 % et une médiane de 3,79 %.

Figure III-17 (Page suivante) : Résultats obtenus sur la partie yprésienne du forage de Neuilly-sur-Seine : $\delta^{13}C_{org}$, minéralogie de la roche totale (Bulk) et des assemblages de minéraux argileux présents dans la fraction argileuse (Clays) ainsi que les proportions de quartz quantifié par DRX dans la fraction inférieure à 2 µm. Les points noirs à côté de la minéralogie des argiles indiquent les échantillons dont les diffractogrammes sur la fraction argileuse sont difficiles à interpréter du fait de la faible quantité de matière, de l'abondance de matière organique et/ou de la forte présence de quartz dans la fraction inférieure à 2 µm.


Bulk (%)
Clay
Quartz
Feldspar
Clinoptilolite
Gypsum
Calcite
Dolomite
Aragonite
Clays (%)
Illite + glauconite
GS
ISR0
Kaolinite
Stages
Formations
Lithology
Depth (m)
Lutetian
Ypresian
Calc. gr. Fm.
Cuise Fm. ('Sables supérieurs' facies)
Epernay Fm.
δ13Corg (‰)
Bulk (%)
Clays (%)
Quartz <2µm (%)
clay
f. sand
c. sand
conglo

3. *Vierzy*

La coupe de Vierzy (Carrière Génard) expose particulièrement bien le contact de la base du Lutétien, permettant ainsi d'investiguer les relations entre la Formation de Cuise, la Formation de Laon et la base du Lutétien. La Formation de Cuise et la Formation de Laon étant possiblement contemporaines de l'EECO, disposer d'une coupe détaillée est particulièrement pertinent. L'analyse minéralogique de ce site a été réalisée lors du stage de master 1 d'Elyes Ben-Saïd en 2023.

Description de l'affleurement et cadre stratigraphique (Fig. III-18)

La coupe levée sur l'affleurement de Vierzy débute dans des sables fins grisâtres à lamination subhorizontale qui s'oxydent et deviennent plus grossiers vers le haut et contiennent de la glauconie. Ils sont surmontés par environ 60 cm argileux entrecoupés de quelques lits plus sableux et incisés à leur sommet par des sets de sables glauconieux, fins, sombres et à grands litages obliques qui se biseautent latéralement les uns sous les autres (Fig. III-18A). Le sommet de ces sets sableux est érodé par une surface subhorizontale marquée par une croûte de nodules de fer. Cette succession peut se suivre de façon continue le long du front de taille mais ne semble pas être observable sur le front opposé distant d'une trentaine de mètres. Elle est surmontée par environ 50 cm de sables moyens, plus clairs, dans lesquels des litages obliques sont observés dans deux directions et mis en évidence par des drapages argileux (*flaser-bedding*) plus ou moins prononcés et organisés (Fig. III-18B). Ces 50 cm sont coiffés par un niveau pluri-millimétrique continu d'argile rouille pouvant mouler de petites rides. Au-dessus se développent environ 6 m de sables glauconieux clairs, généralement fins à moyens, pouvant contenir des paillettes de mica, et qui s'organisent en de nombreux sets de litages obliques orientés majoritairement vers le sud-ouest bien que quelques-uns soient plutôt orientés vers le nord-est. Les litages sont le plus souvent marqués par des grains sombres et les sets sont souvent délimités par des petits niveaux un peu plus argileux ou bioturbés (Fig. III-18C). À environ 6,25 m de la base de la coupe se trouve un set de litages très pentus, quasiment sigmoïdes (Fig. III-18D). Des bioturbations (dont *Ophiomorpha*) sont présentes tout au long de la coupe mais elles deviennent particulièrement nombreuses vers son sommet (Fig. III-18E-F), notamment dans le mètre précédant le contact avec la Glauconie grossière lutétienne, contact lui aussi très bioturbé. La Glauconie grossière de la base du Lutétien est représentée par un niveau de sable gris-vert, grossier et relativement mal trié, contenant des grains de glauconie, des graviers de quartz, de très nombreux bioclastes (bivalves, gastéropodes, nummulites, petits coraux solitaires, etc.) et quelques silex (Fig. III-18G).

Les analyses palynologiques menées sur 5 échantillons de la coupe de Vierzy, ont permis d'identifier la biozone de dinokystes à *Axiodinium lunare/Stenodinium meckelfeldense* (Annexe 4). Ces nouvelles données palynologiques permettent donc d'attribuer cet affleurement à la partie inférieure de la Formation de Cuise, notamment par analogie avec le forage du Tillet dans lequel la biozone à *A. lunare/S. meckelfeldense* a également été identifiée.

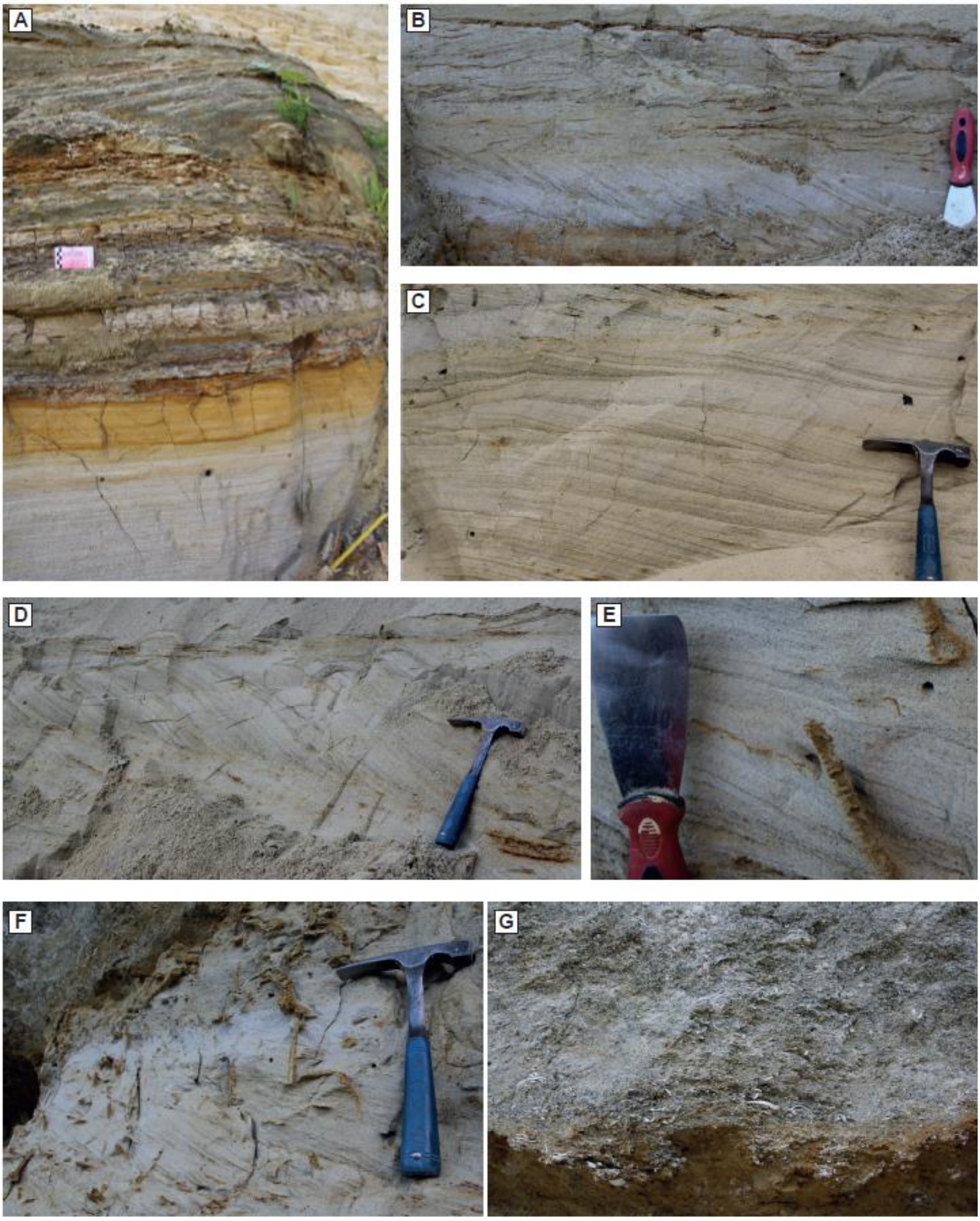


Figure III-18 : Faciès et structures sédimentaires de l'affleurement de Vierzy. A) Base de l'affleurement présentant une succession de : sables gris clair à laminations subhorizontales qui s'oxydent vers le haut ; alternance de niveaux pluricentimétriques d'argile et de sables plus ou moins oxydés ; sables gris foncé à grands litages obliques. B) Petits sets de litages obliques ayant des directions de progradation opposées. C) Série de sets de litages obliques de mégarides (environ 10 cm / set) soulignés par des minéraux plus sombres. D) Set de grands litages obliques très pentus, quasi-sigmoïdes. En C) et D), la succession cyclique de séries de litages plus ou moins riches en minéraux sombres pourrait suggérer des cycles de vives-eaux / mortes-eaux. E) Bioturbations verticales (Ophiomorpha). F) Intense bioturbation (dont Ophiomorpha) au sommet des sables. G) Sable bioclastique grossier, mal trié, à Nummulites et fragments de coquilles attribué à la Glauconie grossière de la base du Lutétien.

Présentation des données minéralogiques (roche totale et argiles)

Le quartz domine la minéralogie de la roche totale, dont il représente entre 38 et 99 %, dans l'Yprésien de la coupe de Vierzy. Les argiles sont présentes en traces, sauf dans l'horizon argileux et à certains niveaux de drapages argileux où elles représentent jusqu'à 55 % de la minéralogie totale (Fig. III-19). Des feldspaths sont également présents en traces, et peuvent atteindre 10 % de la minéralogie totale. Les niveaux sableux sont riches en grains de glauconie, ayant une taille similaire à celle des grains de quartz (Fig. III-20).

L'interprétation de certains diffractogrammes est rendue délicate par la faible quantité d'argile et/ou l'importance du quartz dans la fraction argileuse. Dans les niveaux sableux les assemblages de minéraux argileux sont essentiellement constitués d'illites (40 à 94 %), possiblement surestimées du fait de la présence de glauconie, observée en frottis sédimentaires (Fig. III-20), et de possibles interstratifiés glauconie-smectites (GS ; entre 6 et 60 %). La glauconie et l'illite sont deux phyllosilicates du groupe des micas, riches en potassium, et formés par deux feuillets tétraédriques et un feuillet octaédrique. La richesse en potassium s'explique par la présence de cations K^+ dans l'espace interfoliaire, fortement liés aux feuillets et qui assurent une grande stabilité et résistance à la glycolation ou au chauffage. La principale différence entre l'illite et la glauconie est le cation au centre des octaèdres : Al^{3+} dans le cas de l'illite et Fe^{3+}/ Fe^{2+} dans le cas de la glauconie (Chamley, 1989 ; Moore & Reynolds, 1997 ; Worden & Morad, 2003). De ce fait, ces deux phyllosilicates ont des diffractogrammes similaires, caractérisés par un pic de diffraction principal à 10 Å qui se maintient après chauffage ou saturation à l'éthylène glycol, et sont donc difficiles à différencier en DRX, particulièrement en présence de mélanges (Fig. III-20). Il paraît ainsi raisonnable de considérer que la quantification effectuée sur le pic à 10 Å dans ces faciès représente un mélange de glauconie et d'illite. Dans l'horizon argileux de la base de l'affleurement et les niveaux de drapages argileux, les smectites dominent (IS R0 ; 55 à 97 %), bien que des kaolinite (1 à 4 %), des illites/glauconies (de 3 à 42 %) ou de possibles interstratifiés GS (moins de 3 %) puissent être présents (Fig. III-19). La quantité de quartz présente dans la fraction inférieure à 2 µm varie entre 0 et 99 %, avec une moyenne de 45 % et une médiane de 33 %.

Présentation des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$)

Dans les faciès yprésiens de Vierzy, les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ fluctuent entre -27,60 et -25,90 ‰, avec une moyenne et une médiane égales à -26,75 ‰. Suite à une première valeur mesurée à -27,23 ‰ dans les sables de la base de la coupe, la valeur la plus positive (-25,90 ‰) est observée dans les sables précédant l'horizon argileux. Dans celui-ci, les valeurs sont relativement homogènes et varient entre -26,56 et -26,94 ‰ avant un léger retour positif (-26,23 ‰) au sommet de ce chenal. Les sables situés immédiatement au-dessus de l'horizon argileux correspondent à la valeur la plus négative (-27,60 ‰) puis les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ restent relativement stables jusqu'à la discordance avec la Formation lutétienne du Calcaire grossier.

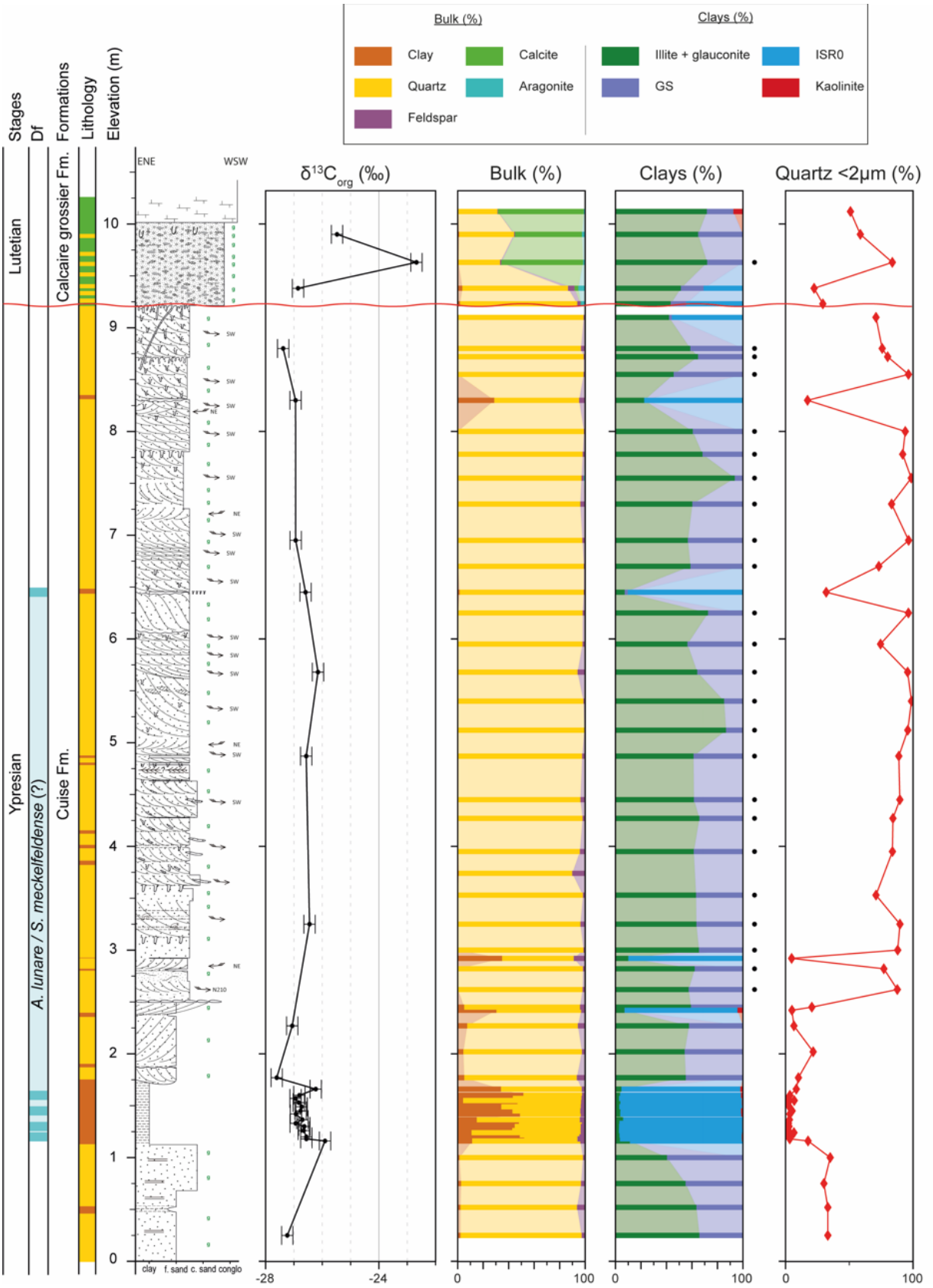


Figure III-19 : Résultats des analyses réalisées sur l'affleurement de Vierzy : $\delta^{13}C_{org}$, minéralogie de la roche totale (Bulk) et du cortège de minéraux argileux présents dans la fraction argileuse (Clays) ainsi que les proportions de quartz quantifié par DRX dans la fraction inférieure à 2 µm. Les points noirs à côté de la minéralogie des argiles indiquent les échantillons dont les diffractogrammes sur la fraction argileuse sont difficiles à interpréter du fait de la faible quantité de matière et/ou de la forte présence de quartz dans la fraction inférieure à 2 µm.

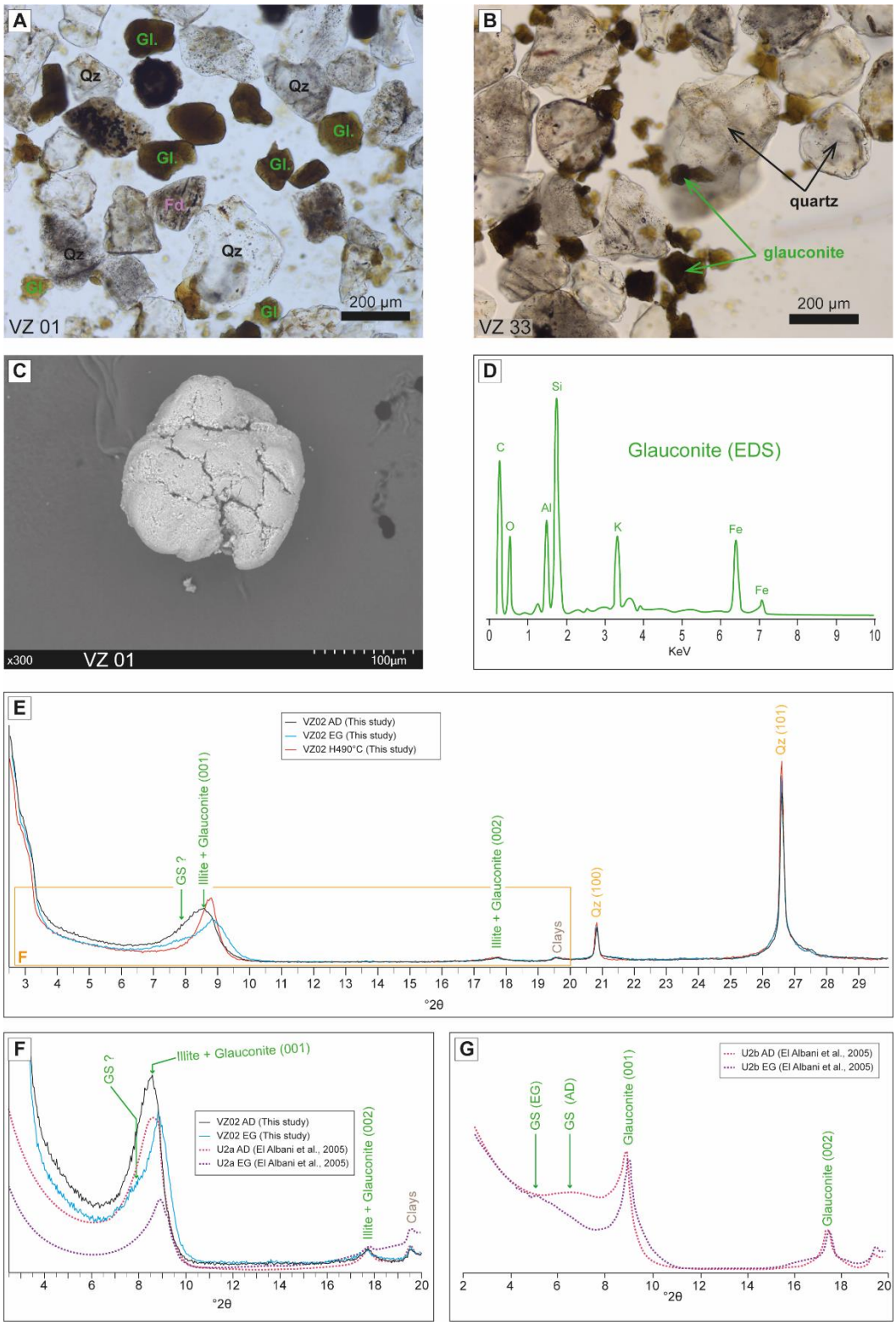


Figure III-20 : Glauconie des sables yprésiens du Bassin parisien (Vierzy). A) et B) Frottis sédimentaires mettant en évidence la présence de glauconie (Gl.) associée aux grains de quartz (Qz) et rares feldspaths (Fd) des sables de Vierzy. C) Observation au microscope électronique à balayage d'un grain de glauconie. D) Spectre EDS obtenu après analyse du grain de glauconie montré en C). E) Diffractogramme obtenu sur la fraction granulométrique inférieure à 2 µm d'un échantillon de Vierzy mettant en évidence la présence de glauconie, la possible présence d'interstratifiés GS et la difficulté à distinguer illite et glauconie en DRX. F) Comparaison d'une portion du diffractogramme présenté en E) avec le diffractogramme d'une glauconie riche en fer et potassium formée sous influence d'eau marine dans un environnement côtier (El Albani et al., 2005). G) Diffractogramme d'une glauconie plus appauvrie en fer et en potassium, présentant une plus grande proportion d'interstratifiés GS gonflants et formée sous l'influence d'une eau plus saumâtre (El Albani et al., 2005).

4. *Septmonts*

L'affleurement de Septmonts, malgré sa faible épaisseur (environ 1 mètre), permet d'étudier la Formation de Laon, et plus particulièrement le faciès dit de « l'Argile de Laon » (horizon argileux sous le contact avec le Lutétien) au sein de cette formation. La position stratigraphique relativement élevée dans l'Yprésien de ce faciès de l'Argile de Laon, par ailleurs caractérisé par des pollen de flores mégathermes (e.g. *Nypa* ; Mégnien & Mégnien, 1980), en fait un bon candidat pour l'enregistrement (au moins partiel) de l'EECO dans le Bassin parisien.

Description de l'affleurement et cadre stratigraphique (Fig. III-21)

La coupe de Septmonts a été levée sur un petit affleurement d'environ 1 mètre de haut. Cet affleurement est composé d'argiles silteuses brunes à noires qui alternent avec de fines passées silto-sableuses grises discontinues. Les passées silto-sableuses sont plus nombreuses à la base, passant progressivement d'une organisation en *wavy-bedding* à une organisation en *lenticular-bedding* (Fig. III-21). Ces argiles sont surmontées par un niveau de sable gris-verdâtre, grossier, glauconieux, carbonaté et bioclastique, précédant une lumachelle à nummulites, qui est attribuée à la Glauconie grossière de la base du Lutétien.

Les 4 échantillons analysés en palynologie pour cet affleurement présentent un assemblage similaire, compatible avec un environnement estuarien (sous influence à la fois marine et d'eau douce), et l'un des échantillons a livré un morceau de dinokyste attribuable à *Aerosphaeridium diktyoplokum*, indiquant la biozone du même nom (Annexe 4). Cette biozone, la plus tardive identifiée dans l'Yprésien du Bassin parisien, n'avait été précédemment identifiée qu'une seule fois dans les faciès sableux de la Formation de Laon (unité des Sables de Prémontré), où elle a été associée à la partie inférieure de la biozone de nannofossiles NP13 (Steurbaut et al., 2016a). L'identification de la biozone à *A. diktyoplokum* sur l'affleurement de Septmonts permet ainsi de confirmer l'attribution de cet affleurement à la Formation de Laon (Fig. III-22).

Présentation des données minéralogiques (roche totale et argiles)

La minéralogie de la roche totale (Fig. III-22) est principalement composée d'argiles (entre 25 et 44 %), de quartz (entre 40 et 52 %) et de clinoptilolite (de 11 à 25 %) et présente des traces de feldspaths (moins de 1 %).

Les assemblages de minéraux argileux de la fraction granulométrique inférieure à 2 µm (Fig. III-22) sont quasi-exclusivement constitués d'IS R0 (environ 99 %) avec des traces d'illites/glauconie (environ 1 %). La clinoptilolite représente environ 10 % de la composition minéralogique de la fraction granulométrique inférieure à 2 µm à la base de la coupe et environ 5 % au sommet. A part pour l'échantillon situé à 53 cm de la base où la proportion est d'environ 10 %, le quartz représente entre 2 et 3 % de la fraction granulométrique inférieure à 2 µm.

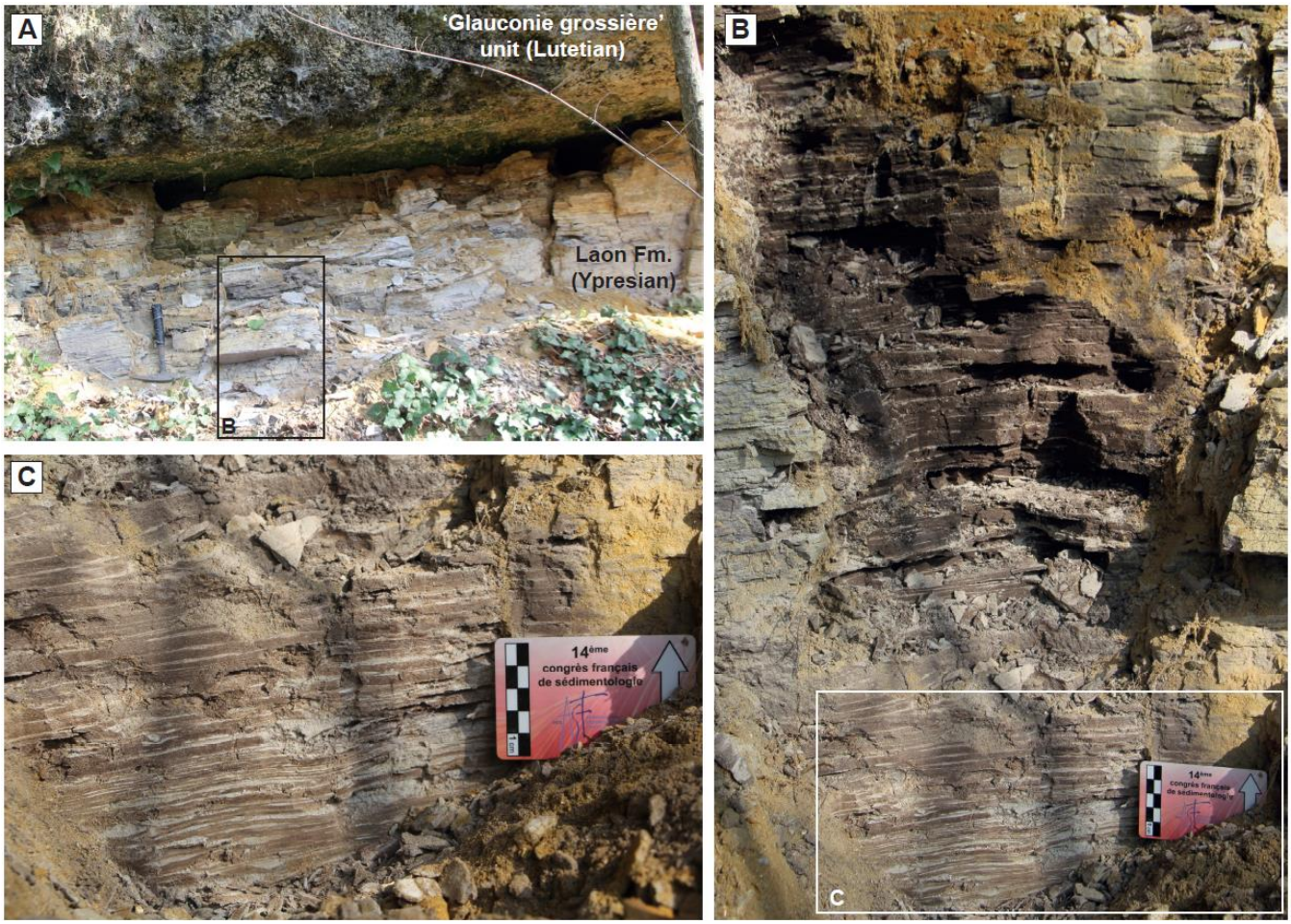


Figure III-21 : Affleurement de Septmonts. A) Vue générale de l'affleurement avant nettoyage et échantillonnage. B) Base de l'affleurement de Septmonts montrant l'alternance de lits d'argile chocolat et de lits sableux gris ainsi que le passage progressif d'une organisation en wavy-bedding (base) à une organisation en lenticular-bedding (sommet). C) Organisation en wavy-bedding de la base de l'affleurement.

Présentation des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$)

À Septmonts, les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ varient entre -26,47 et -25,18 ‰, avec une moyenne de -25,84 ‰ et une médiane de -25,96 ‰ (Fig. III-22). La tendance globale vers des valeurs négatives depuis la base de la coupe vers son sommet est interrompue par trois petits retours plus positifs respectivement situés à 24 cm (-25,18 ‰), 47 cm (-25,28 ‰) et 82 cm (-25,73 ‰) de la base de la coupe.

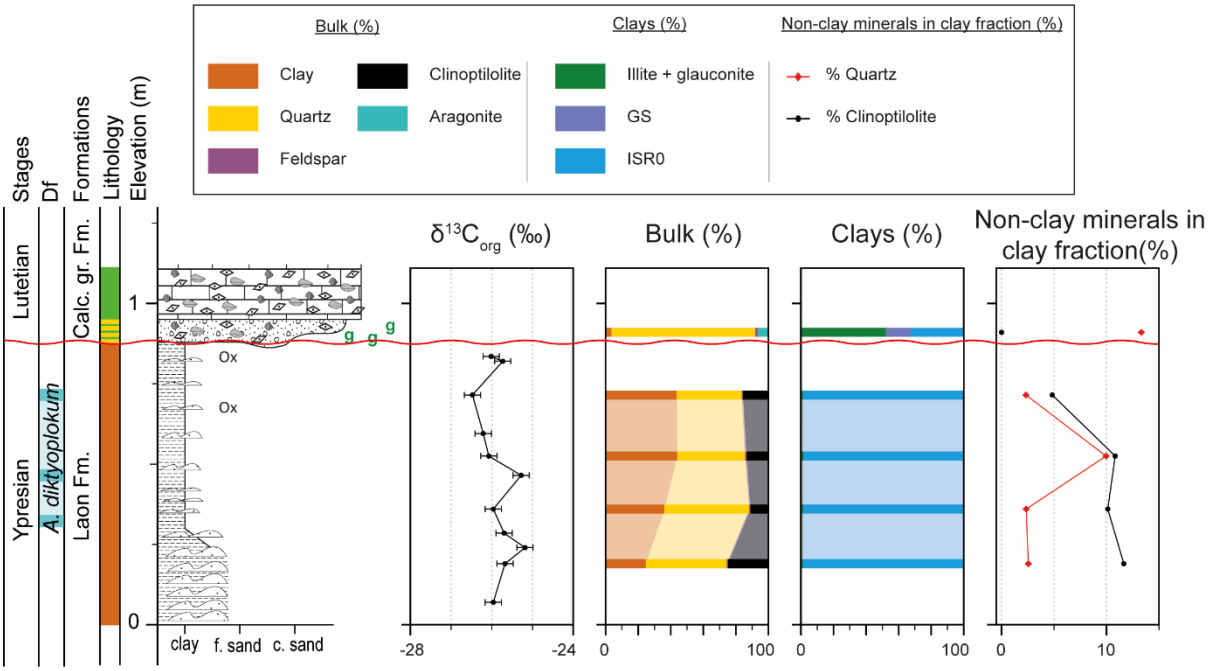


Figure III-22 : Résultats des analyses réalisées sur l'affleurement de Septmonts : $\delta^{13}C_{org}$, minéralogie de la roche totale (Bulk) et du cortège de minéraux argileux présents dans la fraction argileuse (Clays) ainsi que les proportions de quartz quantifié par DRX dans la fraction inférieure à 2 µm.

5. *Cuise-la-Motte*

L'ancienne sablière de la « Butte des Usages » à Cuise-la-Motte constitue le stratotype historique de l'ancien étage régional du Cuisien (Bignot, 1980), correspondant principalement à la Formation de Cuise dans le cadre lithostratigraphique ici utilisé. Elle représente ainsi la possibilité de travailler sur un affleurement de référence pour cette formation historique du Bassin parisien. Malheureusement, du fait de la présence de nombreuses racines et radicelles sur une grande partie de d'affleurement, ce site n'a pas été étudié en $\delta^{13}C_{org}$. Seules des analyses minéralogiques ont été menées et sont présentées dans ce travail, qui a été mené en collaboration avec des bénévoles de l'AESSFG (A., Leroy, F. Moreau et X. Vrinat), association en charge du Géosite (Fig. III-23A).

Description de l'affleurement (Fig. III-23)

Les deux premiers mètres de la coupe de Cuise-la-Motte sont formés de sables fins, blancs et bioturbés, sans structures notables mis à part deux niveaux de sables plus argileux avec des drapages perturbés par des bioturbations situés entre 0,75 et 1 m de haut et entre 1,25 et 1,35 m de haut (Fig. III-23B). Entre 1,90 et 2,30 m se trouve un niveau induré, gréseux et contenant de la glauconie, quelques coquilles et des bioturbations. Son sommet est perforé et présente des fantômes de coquilles. Entre 2,30 et 2,50 m se trouve un petit niveau de sable argileux ocre contenant des paillettes de mica et des coquilles en mauvais état. Il est coiffé par un petit banc induré. Au-dessus, se développe un niveau

de sable gris contenant des terriers verticaux ou obliques, parfois horizontaux, qui semblent pyritisés. À environ 4,20 m, de très nombreux terriers contenant un sable orangé, horizontaux à la base et verticaux au sommet, perturbent le sable gris (Fig. III-23C). À partir de 4,25 m, le sable devient ocre à roux, contient quelques bioturbations et devient plus argileux vers le haut, jusqu'à un niveau de coquilles indurées et agglomérées en rognons, situé à environ 4,80 m. Au-dessus, le sable devient de plus en plus coquillier vers le sommet et contenir quelques petites concrétions gréseuses. Une petite lentille d'argile brunâtre à débris organiques située à 5,75 m, sous deux niveaux de sable fin, gris, bien trié, séparés par un niveau de drapages argileux, et contenant de la glauconie, des paillettes de mica et des petits débris de coquilles (Fig. III-23D). À partir de 6 m, se développe un falun coquillier à corbicules et potamides (A. Leroy, F. Moreau et X. Vrinat, *pers. comm.*). Ces coquilles peuvent parfois être entières et sont prises dans un sable fin à glauconie et paillettes de mica. Ce falun présente des litages obliques mis en évidence par des drapages argileux et les coquilles, qui s'organisent en deux systèmes de progradation de directions opposées, contenant plusieurs faisceaux séparés par des surfaces de réactivation. Au sommet, ce système de falun est coupé par une lentille de sable fin, gris, contenant de la glauconie, des paillettes de mica et des petits débris coquillers qui ne semble pas présenter de litages (Fig. III-23D-E).

Présentation des données minéralogiques (roche totale et argiles)

La minéralogie de la roche totale (Fig. III-24) est dominée par le quartz (entre 36 et 98 %, en moyenne 86 %). Les feldspaths représentent entre 1 et 17 % de la minéralogie totale et les argiles peuvent atteindre 8 %. La calcite est présente à hauteur de 60 % dans le niveau induré situé à 2 mètres de hauteur. Elle est également présente (entre 3 et 9 %) dans certains niveaux où des coquilles ont été observées, de même que l'aragonite qui y varie entre 1 et 12 %.

Les assemblages de minéraux argileux de la fraction granulométrique inférieure à 2 µm (Fig. III-24) sont dominés par les IS R0 (entre 75 et 98 %) entre la base de la coupe et 6,25 mètres de hauteur, où ils sont accompagnés par les illites/glauconies (entre 2 et 17 %). Les faciès à stratifications entrecroisées situés à environ 6 m marquent l'augmentation de la proportion d'illites/glauconies et l'apparition d'interstratifiés GS jusqu'au point où ce sont les deux seuls minéraux argileux de la fraction inférieure à 2 µm. La proportion de quartz dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm varie entre 0 et 22 % et tend à augmenter vers le sommet de la coupe.

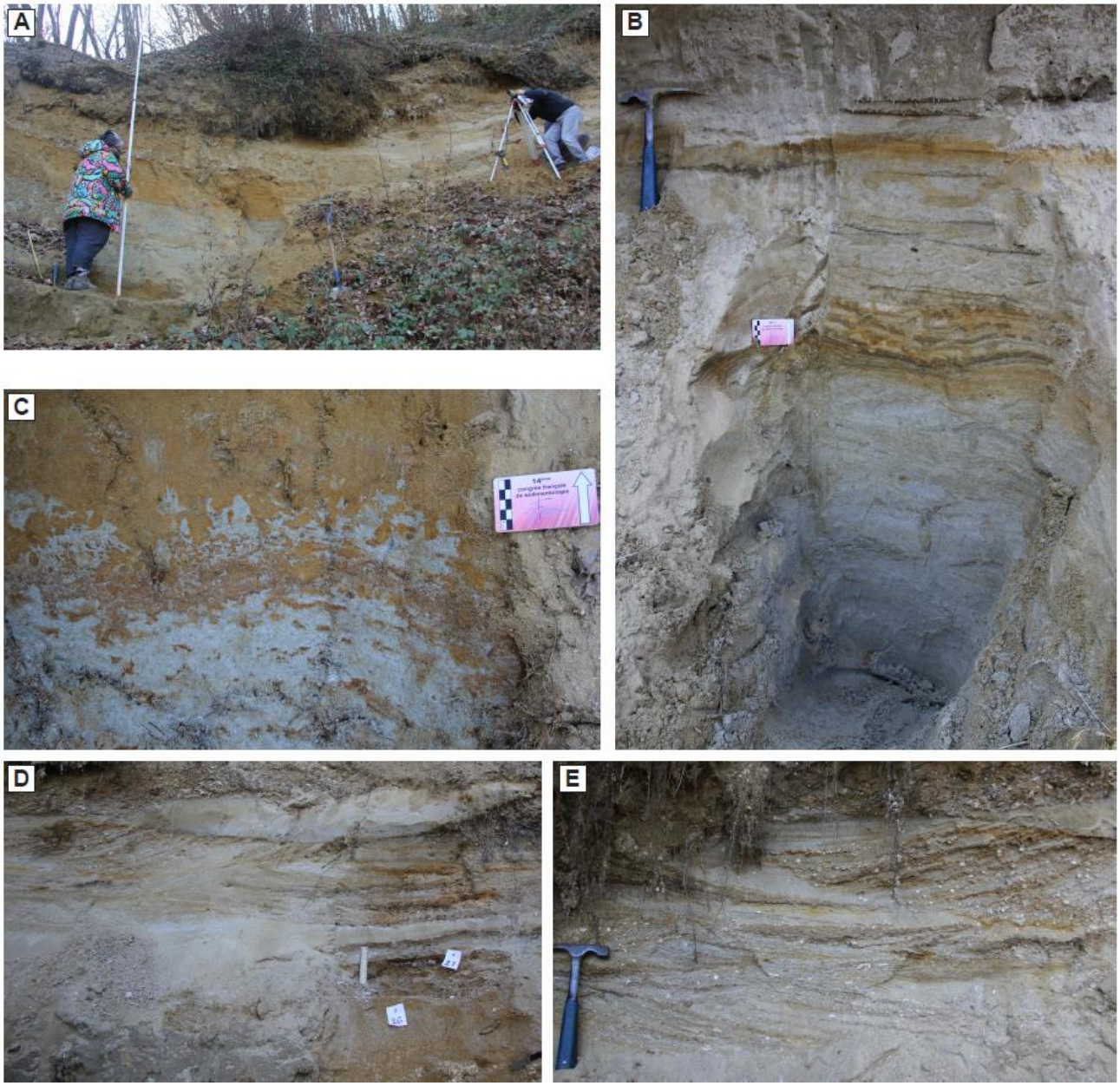


Figure III-23 : Affleurement de Cuise-la-Motte (Géosite du Cuisien) – Faciès et structures sédimentaires. A) Relevés sur le Géosite de Cuise-la-Motte, partie supérieure de la sablière. B) Sables fins et niveaux de drapages perturbés par des bioturbations de la base du log levé dans la sablière. C) Passage des faciès sableux gris à ocres marqué par une bioturbation intensive. D) Sommet de l'affleurement de la sablière du géosite. Lentille d'argile organique (27), falun coquillier à litages obliques entrecroisés tronqué par une lentille sableuse au sommet. E) Détail du falun coquillier à litages obliques et entrecroisés du sommet de l'affleurement.

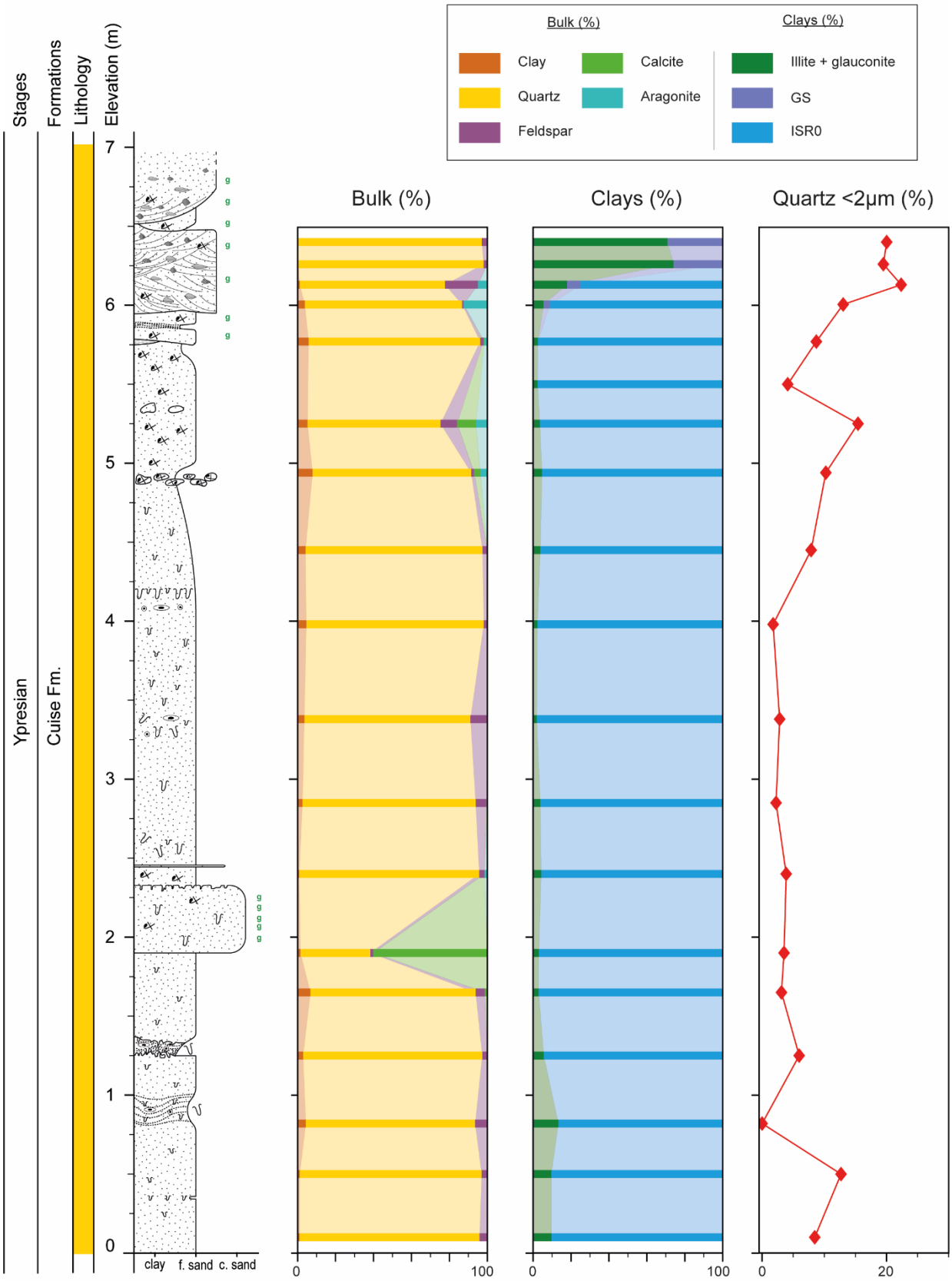


Figure III-24 : Résultats des analyses réalisées sur l'affleurement de Cuise-la-Motte : Minéralogie de la roche totale (Bulk) et du cortège de minéraux argileux présents dans la fraction argileuse (Clays) ainsi que les proportions de quartz quantifié par DRX dans la fraction inférieure à 2 µm.

B. Environnements de dépôts associés aux sables de l'Yprésien inférieur

À Vierzy, les nombreuses figures sédimentaires observées (Fig. III-18) comprennent des litages obliques de mégarides 3D, bidirectionnels avec une direction SW dominante, des drapages argileux et des alternances pouvant suggérer des cycles de vives-eaux/mortes-eaux. Ces indices indiquent une influence tidale et des milieux de dépôts correspondant à un milieu estuarien (Boyd et al., 1992, 2006 ; Dalrymple et al., 1992). Les niveaux sableux, et particulièrement ceux où les litages obliques indiquent une forte énergie, sont marqués par la prédominance de la glauconie et des interstratifiés GS dans l'assemblage des minéraux argileux. Les glauconies sont issues de la transformation d'un précurseur (smectites, pellets, etc.) en conditions peu oxydantes, ou dans des micromilieux réducteurs, par incorporation de fer et de potassium. Ces processus sont notamment favorisés par la dégradation de matière organique et sont généralement considérés comme se produisant en milieu marin, mais ont également été observés en milieux mixtes (côtiers à estuariens), où les influences marines fournissent notamment le potassium (Chamley, 1989 ; El Albani et al., 2005 ; Meunier & El Albani, 2007 ; Hugett et al., 2017 ; Tribovillard et al., 2022). Dans les systèmes estuariens, la grande variabilité spatiale et temporelle de l'hydrodynamisme permet à la fois des dépôts de sables bien triés et des dépôts argileux dans différents sous-environnements (bouchon vaseux, *muddy chute channel*, platiers intertidaux, bras morts, etc. ; Dalrymple et al., 1992 ; Virolle et al., 2019, 2020), ces derniers n'étant que rarement préservés. L'horizon argileux de la base de l'affleurement de Vierzy, qui n'est pas préservé sur le front opposé de la carrière semble par exemple avoir une extension latérale limitée, et correspond vraisemblablement à un chenal de bras mort ou à un *muddy chute channel*. À Septmonts, l'alternance de *wavy-bedding* et de *lenticular-bedding* montre une influence tidale dans un milieu calme, pouvant correspondre à un platier intertidal estuarien (Virolle et al., 2020). La base du géosite de Cuise-la-Motte est constituée de sables sans réelles figures sédimentaires apparentes (Fig. III-23) qui sont généralement considérés comme marins. Le sommet de la coupe est marqué par des stratifications entrecroisées riches en coquilles (Fig. III-23) dans laquelle ont été identifiés des mollusques lagunaires et marins, indicateurs d'un environnement littoral et représentant probablement un chenal tidal d'embouchure d'estuaire.

Les conditions de conservation des forages du Tillet (fragments de carottes) et de Neuilly-sur-Seine (sédiments meubles conservés dans des boîtes), ainsi que l'absence de description des figures sédimentaires dans la description du forage du Tillet (Cavelier, 1968), ne permettent que l'extrapolation des observations réalisées sur les affleurements étudiés. Par analogie avec les environnements observés à Vierzy, Septmonts et Cuise-la-Motte, les sables du forage du Tillet sont considérés comme s'étant déposés dans des environnements peu profonds, en milieu estuarien (<10 mètres de profondeur ; Griffiths et al., 2019 ; Virolle et al., 2020) à marin littoral. Une certaine influence marine est en effet confirmée par la présence de glauconie, de nannofossiles et de foraminifères (*Nummulites*), bien que la profondeur d'eau ne dépassait vraisemblablement pas quelques dizaines de mètres (Gély, 1996). Situé plus au sud, le forage de Neuilly-sur-Seine montre des influences

continentales plus marquées (Fig. III-25), représentées notamment par les niveaux d'argiles ligniteuses traversés par le forage. La palynoflore observée y est par ailleurs caractéristique de milieux lagunaires et de mangroves, indiquant ainsi un milieu très peu profond (<2 mètres de profondeur ; Massel et al., 1999) et proche de l'émersion (Annexe 4). Vers le sommet du forage, la prépondérance des sables, qui contiennent de plus en plus de débris de coquilles et de glauconie, montre le passage à des influences plus marines.

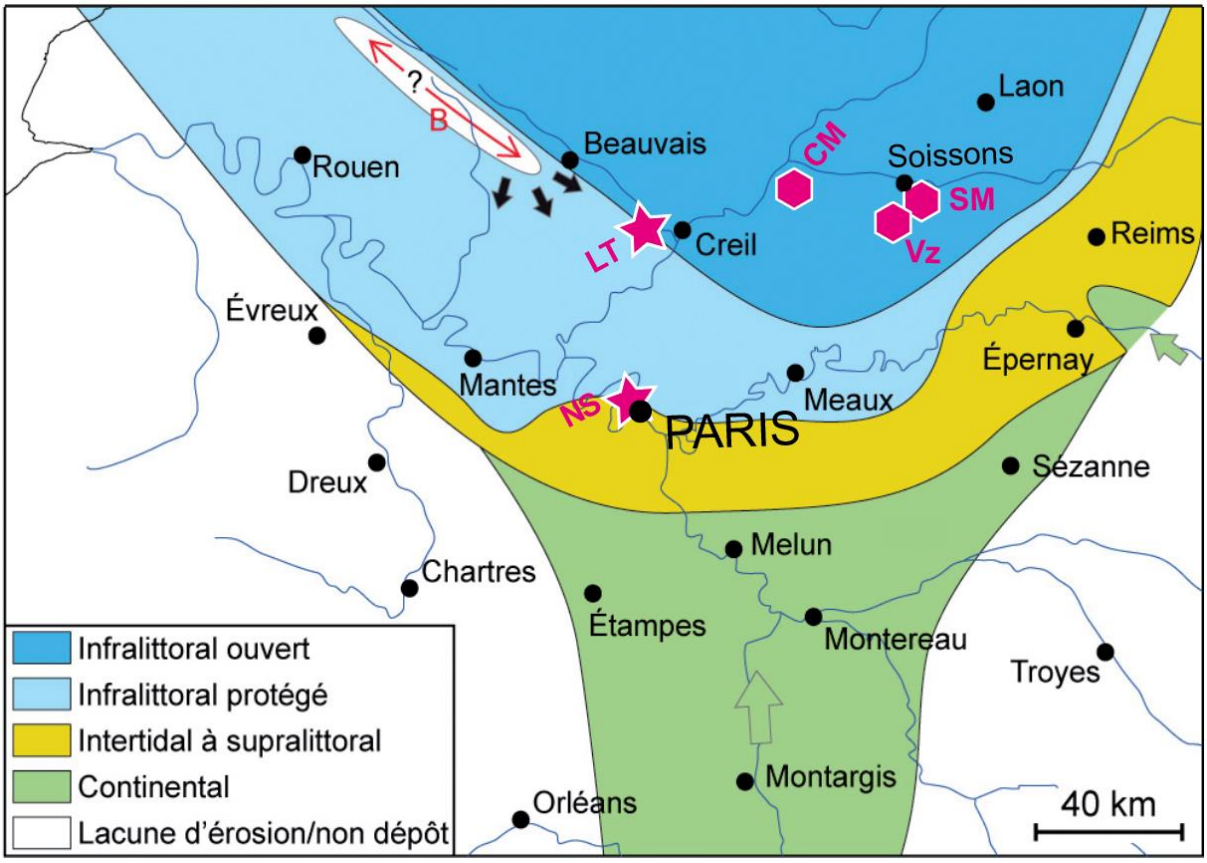


Figure III-25 : Reconstitution paléogéographique du Bassin parisien à l'Yprésien et emplacement des sites étudiés (d'après Gély, 2016). Les hexagones indiquent des affleurements et les étoiles des forages. *NS : Neuilly-sur-Seine ; LT : Le Tillet ; CM : Cuise-la-Motte ; VZ : Vierzy ; SM : Septmonts.*

Lors de la campagne de terrain dans le Soissonnais (2022), l'une des hypothèses émises concernant les affleurements de Septmonts et Vierzy était leur appartenance commune à la Formation de Laon, du fait de leur proximité géographique (moins de 10 km de distance). Il semblait ainsi possible que le chenal argileux de la base de la coupe de Vierzy corresponde au faciès argileux de la coupe de Septmonts (faciès dit de « l'Argile de Laon »). Dans cette optique, les sables situés au-dessus du chenal argileux de Vierzy n'auraient pas été préservés à Septmonts, du fait d'une érosion plus importante sous le Lutétien à Septmonts, en lien avec la position plus septentrionale de la coupe. Toutefois, les résultats des analyses palynologiques réalisées montrent que ces deux affleurements, bien que proches, appartiennent à des biozones de dinokystes très différentes (Annexe 4) et que les dépôts ne sont donc pas contemporains. En effet, la biozone de dinokystes à *Axiodinium lunare/Stenodinium meckelfeldense*

identifiée à Vierzy est séparée de la biozone à *Aerosphaeridium diktyoplokum* identifiée à Septmonts par 3 biozones (*Dracodinium simile, D. varielongitudum et Charlesdowniea (= Kisselevia) coleothrypta*). Ainsi, le site de Vierzy permettrait d'observer un chenal argileux au sein de la Formation de Cuise, conforme aux observations réalisées dans certains forages (par exemple BSS000HCUV : http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=BSS000HCUV), mais qui se rencontre rarement à l'affleurement. L'identification de la biozone à *A. diktyoplokum* identifiée dans la Formation de Laon, à la fois dans l'unité sableuse des Sables de Prémontré localisée à l'ouest de la ville de Laon (Steurbaut et al., 2016a), et dans le faciès classique de l'Argile de Laon à Septmonts, permet de confirmer l'équivalence de ces deux unités au sein de la Formation de Laon (Fig. I-10). Finalement, la Formation de Laon identifiée dans le forage du Tillet (faciès de l'Argile de Laon) est datée de la biozone de dinokystes à *C. coleothrypta*, qui précède celle à *A. diktyoplokum*. Ces résultats mettent ainsi en évidence le diachronisme de ce faciès de l'Argile de Laon, la très grande variabilité de la préservation des dépôts de la fin de l'Yprésien inférieur sous le contact avec le Lutétien, et la possible confusion de chenaux argileux au sein de la Formation de Cuise avec la Formation de Laon. La Formation de Laon, et plus particulièrement le faciès de l'Argile de Laon, constitue une couche imperméable qui peut localement empêcher la communication hydraulique entre les aquifères de l'Yprésien (sables de la Formation de Cuise) et du Lutétien (Manlay & Parmentier, 2023). Une meilleure compréhension et caractérisation fine de cette formation et du contact Yprésien-Lutétien pourrait donc se révéler importante pour la gestion de la ressource en eau à une échelle locale voire régionale.

C. Quel enregistrement climatique au sein des sables de l'Yprésien du Bassin parisien ?

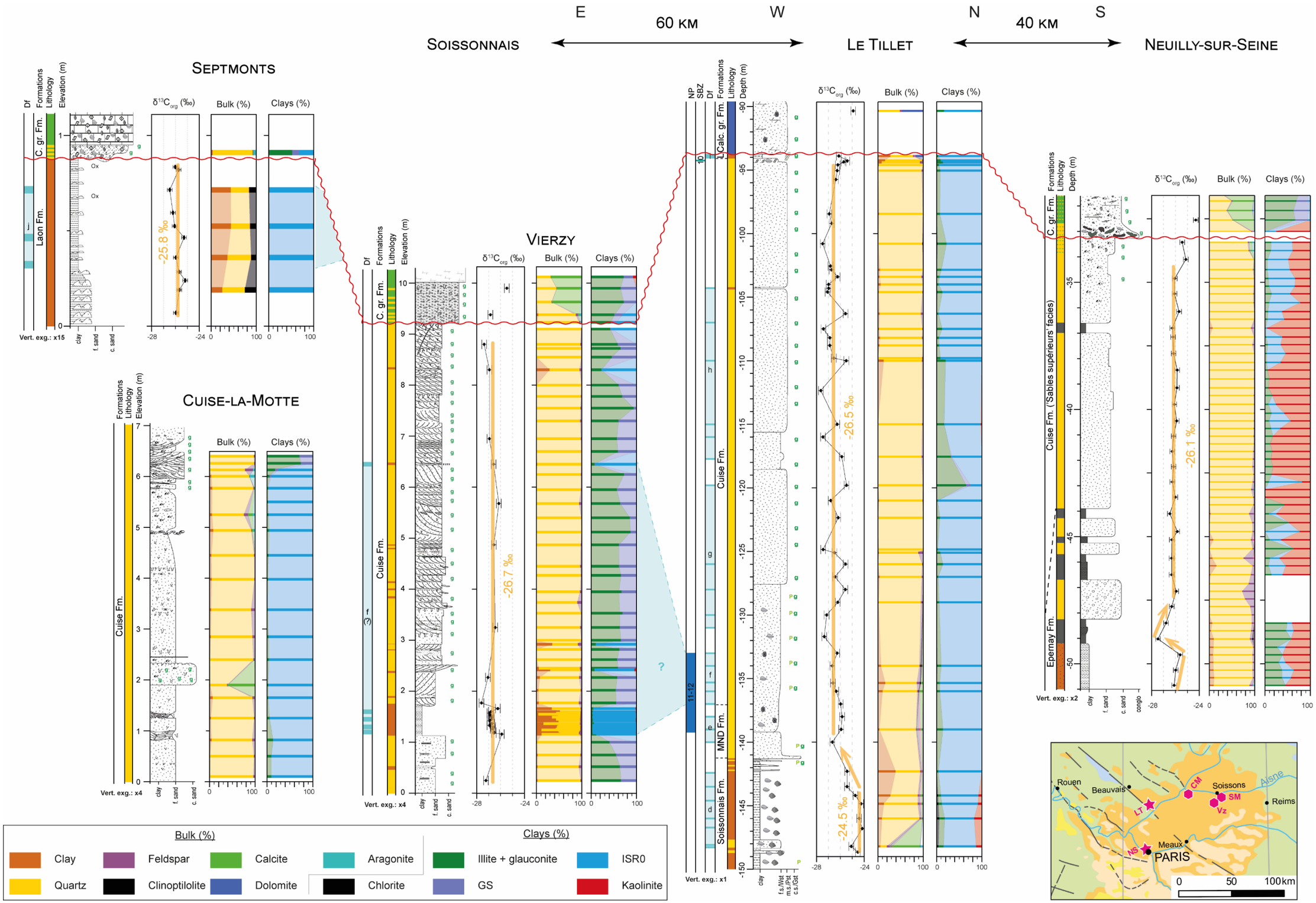
1. Comparaison des sites étudiés et enregistrement climatique

Dans les sables de l'Yprésien (faciès cuisien) il est actuellement complexe de corréler entre eux les différents sites étudiés (Fig. III-26). En effet, les éléments de calage biostratigraphique sont peu nombreux voire absents (forage de Neuilly-sur-Seine, affleurement de Cuise-la-Motte) et/ou indiquent des biozones qui ne sont pas identifiées dans les autres sites (Septmonts). La grande variabilité des faciès dans un système estuarien rend ainsi toute corrélation fine basée uniquement sur les lithofaciès particulièrement risquée dans les faciès cuisiens, pouvant par exemple conduire à la confusion entre des chenaux argileux de la Formation de Cuise et les faciès argileux de la Formation de Laon. De plus, les valeurs observées en $\delta^{13}C_{org}$ sont relativement stables (quoique plus variables au Tillet) et ne présentent pas de pics évidents qui permettraient d'établir des corrélations. Les valeurs observées sur l'ensemble des sites sont relativement négatives et similaires, et sont comprises entre -27 et -26 ‰. De plus, l'enregistrement le plus complet, qui est celui du Tillet, présente un décalage depuis des valeurs un peu plus positives (autour d'une valeur moyenne de -24,5 ‰) à la base, vers des valeurs plus négatives

(environ -26,5 ‰ en moyenne). Ce décalage, observé entre 144 et 140 m, conduit à des valeurs plus négatives similaires à celles observées sur les autres coupes (autour d'une valeur moyenne de -26,5 ‰ ; Fig. III-26). Ce décalage vers des valeurs plus négatives du $\delta^{13}C_{org}$ pourrait correspondre à celui mis en évidence à l'échelle globale par Westerhold et al. (2018b), entre environ 55 et 54,5 Ma (Fig. I-8). À l'échelle globale, ce décalage vers des valeurs plus négatives est suivi par une période d'environ 3,5 millions d'années durant laquelle les valeurs du $\delta^{13}C$ restent les plus négatives et correspondent au début de l'EECO. Cette période est ponctuée de nombreuses excursions isotopiques négatives associées aux évènements hyperthermiques (ETM2, ETM3, etc.), qui reflètent une grande réactivité du système climatique dans un contexte de concentration atmosphérique en CO_2 élevée et du maximum thermique de l'Eocène inférieur (Payros et al., 2015 ; Westerhold et al., 2020). Les valeurs relativement fluctuantes au Tillet pourraient refléter ces multiples variations identifiées à l'échelle globale. Afin d'identifier plus précisément les évènements hyperthermiques pouvant correspondre à ces variations, il serait nécessaire d'effectuer une étude à plus grande résolution, ce qui est malheureusement impossible sur ce forage faute d'échantillons complémentaires disponibles. De plus, le pic négatif observé à la base du forage de Neuilly-sur-Seine pourrait correspondre à l'un de ces évènements hyperthermiques de plus courte durée, sans qu'il soit possible d'identifier cet évènement précisément (Fig. III-26). Ainsi, les courbes isotopiques obtenues dans l'Yprésien du Bassin parisien (faciès cuisiens) pourraient refléter les grandes tendances climatiques globales de cette période.

Les analyses isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) réalisées dans le cadre de ce travail permettent donc de confirmer l'enregistrement de l'EECO dans les faciès cuisiens du Bassin parisien. L'EECO est ainsi identifié par des valeurs relativement négatives du $\delta^{13}C_{org}$ (autour de -26,5 ‰) dans la Formation du Mont-Notre-Dame (Forage du Tillet), dans la Formation de Cuise (Le Tillet, Neuilly-sur-Seine et Vierzy), et dans la Formation de Laon (Le Tillet et Septmonts). Les valeurs un peu plus positives observées dans cette dernière formation sont probablement à mettre en lien avec le retour vers des valeurs plus positives du $\delta^{13}C$ identifié à l'échelle globale dans la seconde partie de l'EECO (Fig. I-8 ; Westerhold et al., 2018b). Du fait de l'hydrodynamisme relativement important caractérisant les environnements du Bassin parisien, ainsi que de la résolution des données et notamment des données biostratigraphiques, il n'est en revanche pas possible d'identifier précisément les évènements hyperthermiques de plus courte durée (quelques dizaines de milliers d'années) qui ponctuent l'EECO.

Figure III-26 (Page suivante) : Comparaison des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) et minéralogiques obtenues dans l'Yprésien (faciès cuisien) du Bassin parisien. NS : Neuilly-sur-Seine ; LT : Le Tillet ; CM : Cuise-la-Motte ; VZ : Vierzy ; SM : Septmonts. A noter : les échelles verticales sont différentes pour chaque site. LT = x1, NS = x2, VZ et CM = x4 et SM = x15


E
60 km
W
N
40 km
S
Soissonnais
Le Tillet
Neuilly-sur-Seine
Septmonts
Cuise-la-Motte
Vierzy
Df
Formations
Lithology
Elevation (m)
Depth (m)
C. gr. Fm.
Laon Fm.
Cuise Fm.
Calc. gr. Fm.
MND Fm.
Soissonnais Fm.
Epernay Fm.
NP
SBZ
δ13Corg (‰)
Bulk (%)
Clays (%)
-25.8 ‰
-26.7 ‰
-26.5 ‰
-24.5 ‰
-26.1 ‰
Ox
Vert. exg.: x15
Vert. exg.: x4
Vert. exg.: x1
Vert. exg.: x2
clay
f. sand
c. sand
conglo
f.s./Vst
m.s./Pst
c.s./Gst
Bulk (%)
Clay
Feldspar
Calcite
Aragonite
Quartz
Clinoptilolite
Dolomite
Chlorite
Clays (%)
Illite + glauconite
ISR0
GS
Kaolinite
Rouen
Beauvais
Soissons
Reims
Aisne
Meaux
PARIS
LT
CM
SM
Vz
NS
0
50
100 km

2. *Impact de la dynamique sédimentaire sur le signal argileux : quelle place pour un signal climatique ?*

Les assemblages de minéraux argileux observés sur les différentes coupes correspondant aux faciès cuisiens du Bassin parisien sont principalement composés de smectite (IS R0), d'illite/glauconie et de possibles interstratifiés GS. Le forage de Neuilly-sur-Seine situé en amont des autres sites, dans un environnement plus proximal et associé à des milieux lagunaires présentant des dépôts enrichis en matière organique (Fig. III-25), dénote cependant par la présence importante de kaolinite qui est quasiment absente sur les autres sites (Fig. III-26).

Dans les environnements estuariens modernes, la répartition relativement hétérogène des minéraux argileux est principalement contrôlée par les variations de l'hydrodynamisme (notamment les variations saisonnières), par les faciès correspondant à différents sous-environnements de dépôts et par les sources sédimentaires (Griffiths et al., 2019 ; Virolle et al., 2019). Particulièrement, il est généralement considéré que la kaolinite flocule relativement facilement, notamment à faible salinité, expliquant pourquoi elle est souvent observée en position plus proximale dans les environnements côtiers (Fig. III-27 ; Whitehouse et al., 1960 ; Edzwald et al., 1974 ; Edzwald & O'Melia, 1975 ; Chamley, 1989 ; Worden & Morad, 2003 ; Griffiths et al., 2019). La kaolinite floculant également plus facilement à pH acide (Kaya et al., 2006), les environnements riches en matière organique, plus acides, identifiés dans le forage de Neuilly-sur-Seine auraient de la même manière favorisé le dépôt de kaolinite dans la partie amont du système. L'absence totale de kaolinite et de niveaux riches en matière organique dans les autres sites, plus distaux, pourrait également suggérer un certain partitionnement du système, avec un diverticule un peu plus isolé au sud où s'accumulent la matière organique et la kaolinite, et des environnements plus ouverts au nord. La position du forage de Neuilly-sur-Seine sur le flanc nord de l'anticlinal de Beynes-Meudon, en bordure du synclinal de la « Fosse de Saint-Denis » (Charles et al., 2020), pourrait expliquer ce partitionnement environnemental du Bassin parisien lors de l'Yprésien.

Dans la partie nord du bassin, les minéraux argileux dominants sont les smectites et l'illite, portée par la glauconie, associée aux possibles GS (Fig. III-26). Du fait de leur taille, en général plus petite, les smectites sont plus facilement exportées vers le milieu marin où elles floculent du fait d'une plus forte salinité (Chamley, 1989 ; Worden & Morad, 2003 ; Virolle et al., 2019), expliquant leur prédominance dans les sables marins de Cuise-la-Motte et du Tillet. À Vierzy, les illites/glauconies et interstratifiés GS dominent dans les niveaux sableux reflétant une forte énergie (mégarides, etc.). Ces niveaux sableux sont riches en grains de glauconie, ayant une taille similaire à celle des grains de quartz (Fig. III-20). En revanche, les smectites dominent dans le chenal argileux de la base de l'affleurement et dans les niveaux de drapage argileux. Les faciès plus argileux observés à Septmonts sont également dominés par la smectite. À Cuise-la-Motte, les niveaux à stratifications entrecroisées du sommet de l'affleurement apparaissent dominés par les illites/glauconies et les possibles interstratifiés GS (Fig. III-26). La différence de minéralogie observée dans les milieux estuariens de Vierzy, Septmonts et du sommet de

l'affleurement de Cuise-la-Motte, semble donc être liée à l'hydrodynamisme. Les particules fines (smectites) se déposent dans les sous-environnements plus calmes (e.g., platiers tidaux) ou lors des périodes de faible énergie (e.g., drapages argileux d'étales de marées) ; tandis que dans les sous-environnements plus énergiques (e.g., barres tidales, chenaux sableux) les phyllosilicates sont représentés par les grains de glauconie, qui ont une granulométrie proche de celle des grains de quartz qui se déposent.

L'EECO enregistré dans les faciès cuisiens correspond à un système silicoclastique relativement énergique d'estuaire pouvant refléter une augmentation des apports détritiques dans le bassin, en lien avec un ruissellement plus important. À l'échelle du bassin, les assemblages de minéraux argileux semblent en revanche plutôt contrôlés par la paléogéographie et l'hydrodynamisme des environnements de dépôts. En effet, la kaolinite qui pourrait indiquer un plus fort ruissellement, n'est observée que dans la partie amont du bassin (Neuilly-sur-Seine). Dans la partie plus distale, les minéraux argileux sont principalement représentés par la glauconie dans les niveaux les plus énergiques et par les smectites lorsque l'hydrodynamisme est plus faible (Le Tillet, Vierzy, Cuise-la-Motte, Septmonts).

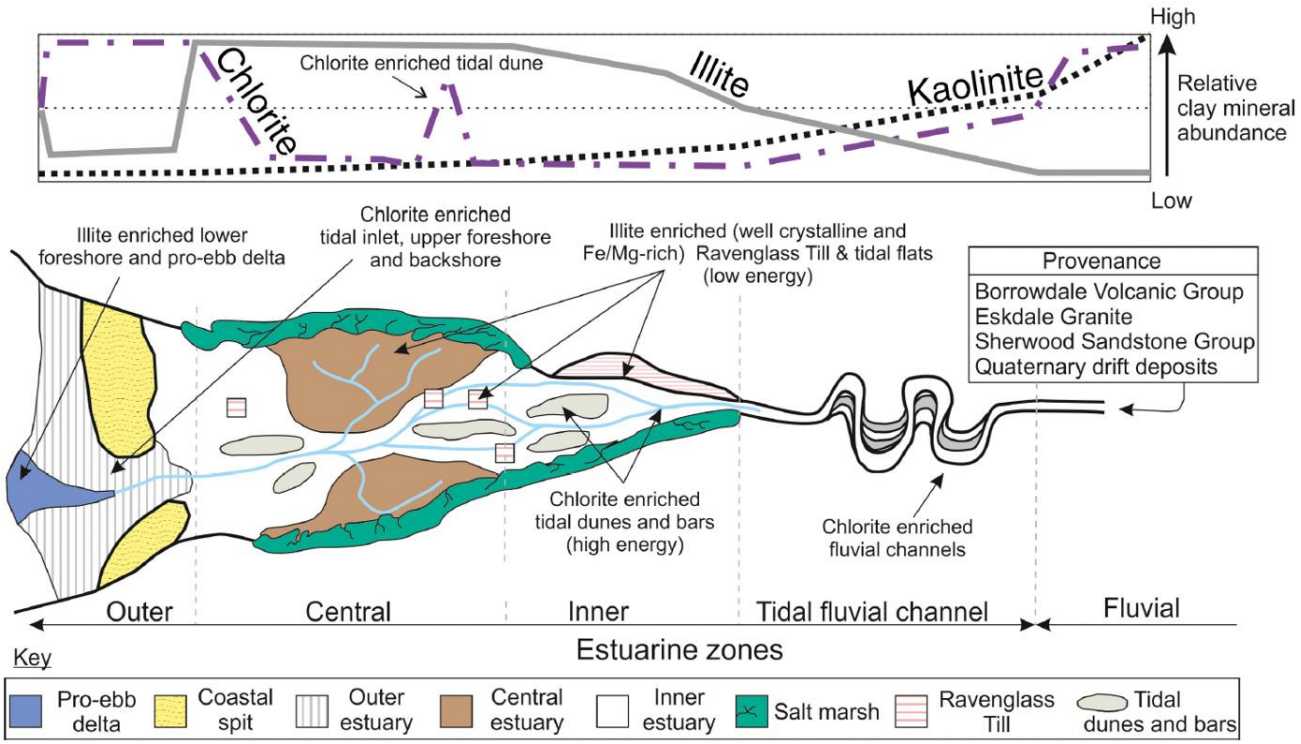


Figure III-27 : Sédimentation différentielle des argiles en contexte estuarien (Griffiths et al., 2019). Ce modèle se base sur un estuaire actuel (Ravenglass estuary, Angleterre), avec des sources sédimentaires et des conditions climatiques différentes de celles de l'Yprésien du Bassin parisien, pouvant expliquer la différence des minéraux argileux impliqués (notamment l'absence de smectites).

Conclusions sur l'Yprésien du Bassin parisien

L'étude réalisée dans l'Yprésien du Bassin parisien a permis :

(1) D'identifier la phase de *recovery* du PETM dans les forages de Maisse et Cachan.

(2) De démontrer une séquence évolutive de transformation entre smectite, interstratifiés kaolinite-smectite et kaolinite dans les profils d'altération et paléosols lors de cette phase de *recovery* du PETM

(3) De remettre en question origine purement détritique des kaolinites (remaniement de profil d'altération anciens) comme antérieurement expliqué pour l'intervalle du PETM dans le Bassin parisien (Trauth et al., 1969 ; Thiry et al., 1977 ; Thiry, 1989), en accord avec les données récentes du Bassin de la Mer du Nord utilisant l'isotopie des groupements hydroxyles (Walters et al., 2022).

(4) De mettre en évidence un délai de réponse entre la formation des argiles lors de la pédogenèse et leur dépôt en conditions très hydrolysantes, mais inférieur à celui généralement admis pour les altérites du Cénozoïque (e.g., Thiry, 2000).

(5) De mettre en évidence des conditions climatiques complexes dans le Bassin parisien lors de la *recovery* du PETM, entre conditions humides et interludes plus secs.

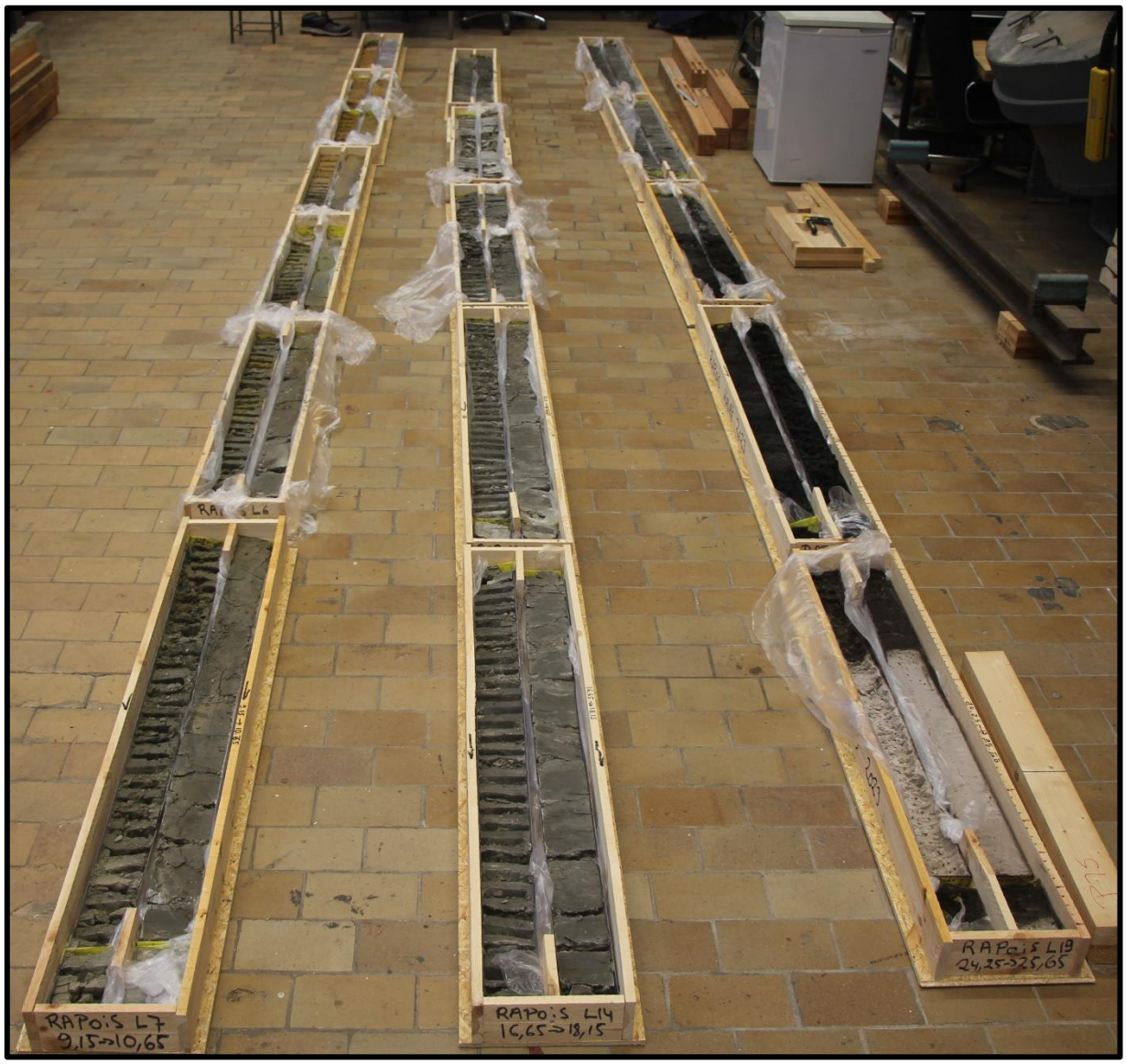
(6) De confirmer l'enregistrement de l'EECO dans les faciès cuisiens du Bassin parisien à l'aide des isotopes du carbone de la matière organique.

(7) De mettre en évidence les importants biais induits par des corrélations sur seule base des lithofaciès dans les environnements côtiers peu profonds, notamment dans les faciès cuisiens.

(8) De montrer le contrôle de la paléogéographie, des conditions environnementales et de l'hydrodynamisme sur la répartition des minéraux argileux dans les faciès cuisiens du Bassin parisien.

CHAPITRE IV :

Les évènements hyperthermiques de l'Yprésien dans le Bassin de Mons



Carottes du forage d'Havré, Février 2024

Le Bassin belge est le bassin historique de la définition de l'Yprésien (Dumont, 1850 ; Steurbaut, 2006 ; Steurbaut et al., 2016b), et revêt donc un intérêt particulier pour l'étude de l'évolution climatique de cette période, caractérisée par une augmentation de la température et de la pCO_2 globales, et ponctuée par des évènements hyperthermiques brefs et intenses (Fig. IV-1 ; Westerhold et al., 2018b ; Westerhold et al., 2020). Dans le nord de la Belgique, l'enregistrement de ces évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur est relativement bien connu. En effet, des études isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) et palynologiques ont permis d'identifier le PETM dans les forages de Doel et Kallo (distants de 7,5 km), à proximité d'Anvers (Steurbaut et al., 2003). Dans ces forages, le PETM a pu être reconnu dans la Formation de Tienen par la présence d'une excursion isotopique marquée (environ 2 à 3‰) associée à l'acmé à *Apectodinium*. De plus, de récent travaux réalisés sur le forage de Kallo permettraient de proposer l'enregistrement de la plupart des évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur dans cette partie méridionale du Bassin de la Mer du Nord (Stassen et al., 2014 ; Steeman, 2020 ; Stassen, *unpublished data in* Steeman, 2020). Situé environ 90 km plus au sud, le Bassin de Mons (Fig. IV-2) manque en revanche cruellement de données concernant ces évènements hyperthermiques ainsi que leur possible impact sur la sédimentation.

Dans le cadre de cette thèse, un forage carotté de 25 mètres de profondeur a été réalisé dans le Bois du Rapois, à Havré, à environ 7 km à l'est de Mons. Il a traversé la plupart des formations yprésiennes connues dans le Bassin de Mons et s'est arrêté au sein de la Formation de Leval, offrant ainsi l'opportunité d'étudier l'enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur, et notamment du PETM, dans ce bassin. Ce forage a fait l'objet au cours de ce travail de nombreuses analyses réalisées à très haute résolution. L'étude de la matière organique ($\delta^{13}C_{org}$, Rock-Eval, palynofaciès) a été réalisée dans le cadre du stage de Master 2 de Clara Rusch et en collaboration avec J. Schnyder et F. Baudin (ISTeP, Sorbonne Université). Elle a été complétée par des analyses minéralogiques, granulométriques et palynologiques réalisées dans le cadre de la thèse. Des analyses minéralogiques et isotopiques ont également été réalisées sur le forage historique du Mont-Panisel, bénéficiant d'un cadre litho-biostratigraphique déjà bien défini et traversant les dernières formations de l'Yprésien présentes dans le Bassin de Mons (Formation des Sables d'Hyon et Formation des Sables de Mons-en-Pévèle ; Dupuis et al., 1988 ; De Coninck, 1990 ; Steurbaut & King, 1993). Les analyses réalisées sur ces deux forages complémentaires du Bassin de Mons constituent ainsi un jeu de données inédit, permettant d'étudier l'enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Yprésien inférieur dans des environnements continentaux à côtiers, où l'impact de ces évènements sur la sédimentation demeure mal contraint.

Dans un premier temps, les résultats obtenus sur ces deux forages sont présentés et interprétés en termes d'environnement de dépôt. L'enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Yprésien dans le Bassin de Mons est ensuite discuté dans une seconde partie.

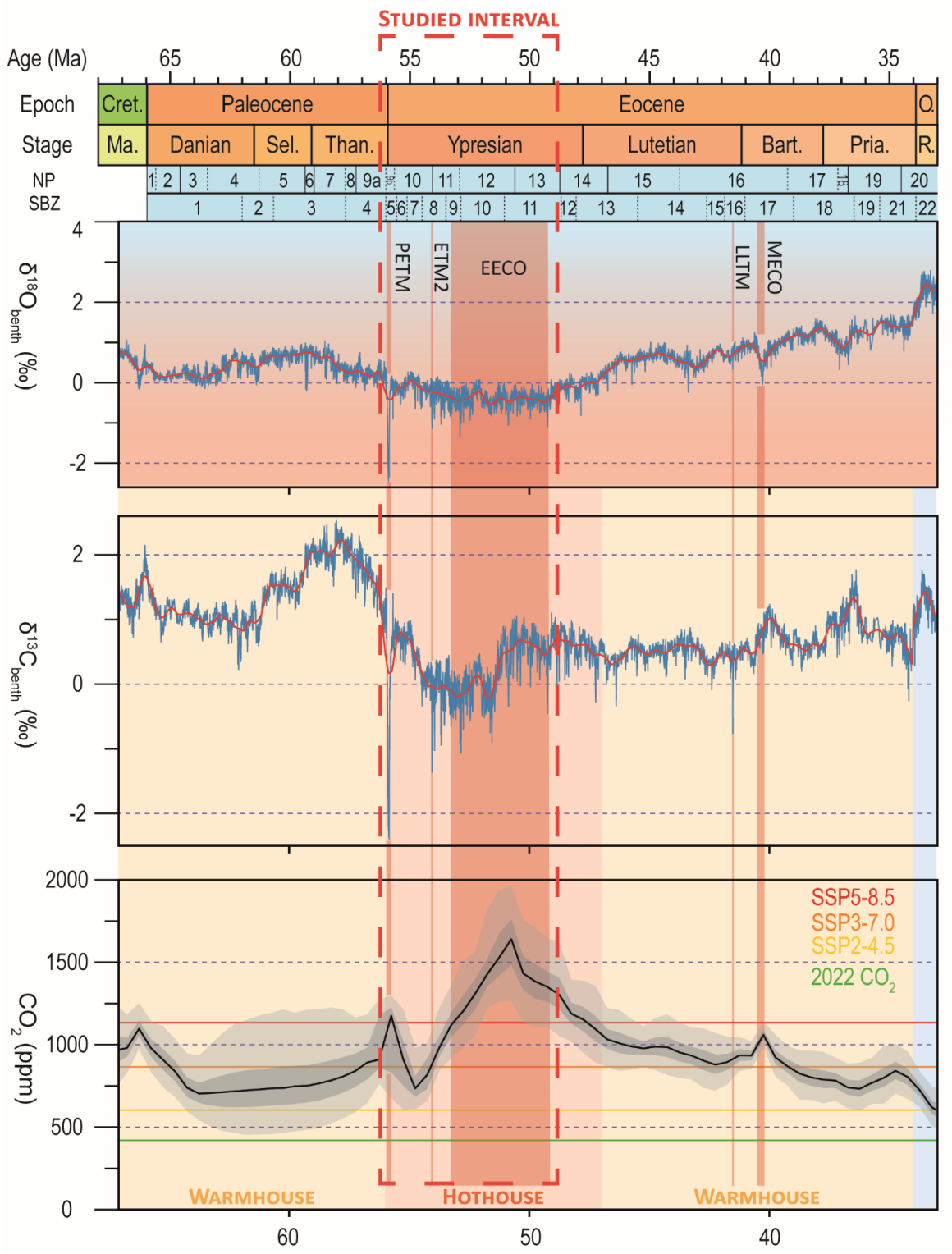


Figure IV-1 : Evolution paléoclimatique de l'Eocène et intervalle étudié dans le Chapitre IV. Données cénozoïques mondiales de référence pour les isotopes du carbone et de l'oxygène issus des foraminifères benthiques (CENOGRID, Westerhold et al., 2020). Le dégradé sous la courbe du $\delta^{18}O$ indique le sens des variations de température associées : refroidissement en bleu et réchauffement en rouge. Estimation de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère (valeur médiane et intervalles de confiance à 50 et 95% : ligne noire, surfaces gris foncé et gris clair respectivement ; d'après CenCO2PIP consortium, 2023) ; quelques valeurs de référence sont projetées pour comparaison : Valeur moyenne mesurée pour l'année 2022 (419 ppm), ainsi que les valeurs estimées pour l'année 2100 dans le cadre de 3 scénarios SSP (Shared Socio-economic Pathways) du GIEC (Jones et al., 2023 in IPCC AR6, 2021).

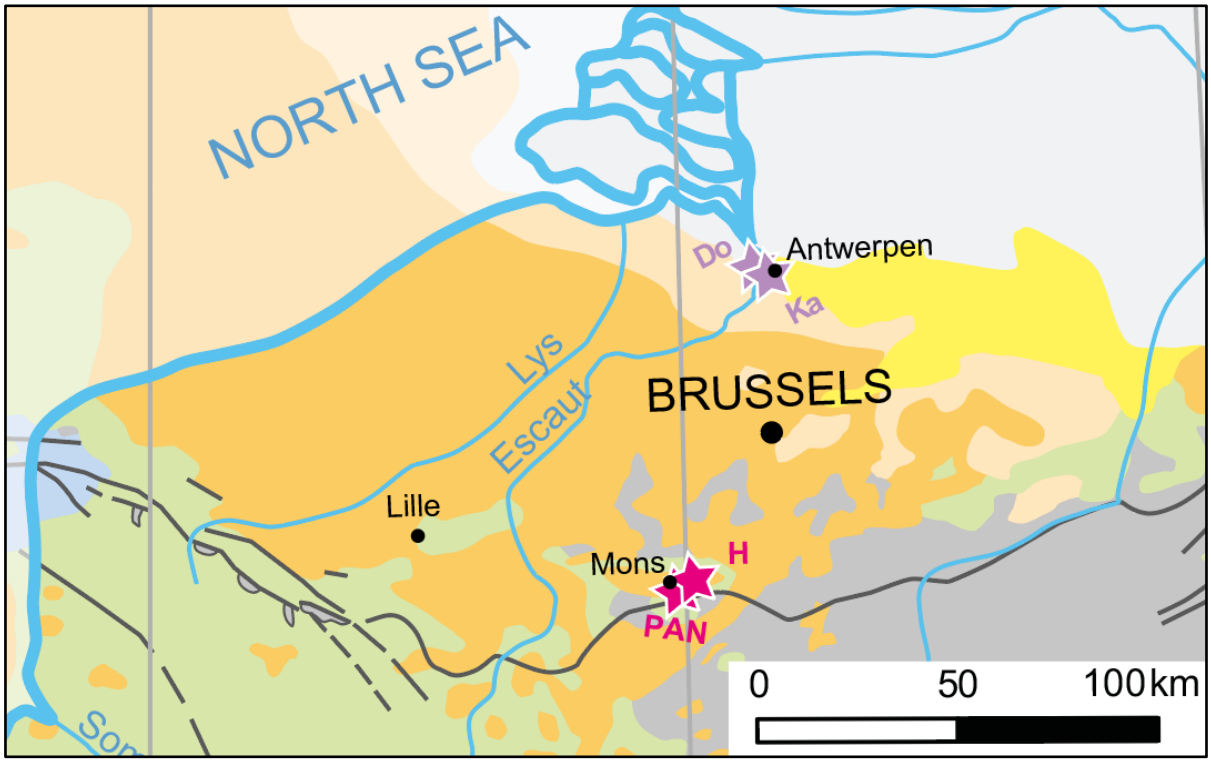


Figure IV-2 : Localisation des sites étudiés dans le Chapitre IV. PAN : Mont-Panisel ; H : Havré ; Ka : Kallo ; Do : Doel.

I. Présentations des résultats obtenus et environnements de dépôt

A. Havré

Description du forage (Fig. IV-3) et interprétation dans le cadre litho-biostratigraphique du Bassin de Mons

Le forage d'Havré débute à 25,55 mètres de profondeur, dans des sables fins, gris à blanc, contenant de possibles traces de bioturbations diffuses. Ces sables se poursuivent jusqu'à 24,32 m, où ils laissent place de façon nette à des lignites. Au sein de ces sables fins, deux niveaux de sables plus sombres à noirs, plus riches en matière organique, sont identifiés entre 25,50 et 25,40 m, et entre 24,58 et 24,32 m (Fig. IV-3A). Les analyses de granulométrie laser réalisées dans ces sables montrent une prédominance des sables (grains supérieurs à 63 µm), avec une moyenne de 96 %, face aux silts (63 à 6,5 µm) et argiles (moins de 6,5 µm) avec des moyennes respectives de 3 % et inférieure à 1 %. Dans les passées sombres plus riches en matière organique la granulométrie est plus fine, composée de 5 % d'argiles, 11 % de silts et 84 % de sables (Fig. IV-4). Entre 24,32 et 21,70 m se développent 2,60 m de lignite relativement compact (*blocky lignite* ; Fig. IV-3B), pouvant contenir des traces de végétaux et des grains de pyrite, et s'enrichissant en passées sablo-argileuses et en bioturbations vers le sommet. Ces sables et lignites sont attribués à la Formation de Leval, équivalent dans le Bassin de Mons de la Formation de Tienen du Bassin belge (Fig. IV-5). À 21,70 m, un contact net sépare le lignite d'argiles plastiques silto-sableuses gris bleuté (Figure IV-3C-D), qui se développent sur près de 14 m jusqu'à environ 7,80 m de profondeur, et qui contiennent à leur base de fragments de lignite remaniés. Ce contact net est également bien visible en diagraphie (Fig. IV-4). En effet, les sables et lignites de la base du forage présentent des valeurs faibles (en moyenne 6 API pour le gamma-ray total ; sauf dans un petit niveau plus radioactif à la base des lignites à environ 24 m) tandis que les valeurs du gamma-ray total sont plus importantes dans les argiles et les sables de la partie supérieure du forage (entre 16 API et 40 API). Ce contact net correspond à un hiatus, connu régionalement, qui sépare la Formation de Leval (sables et lignites) de la Formation des Argiles de Kortrijk (Fig. IV-5). Dans le forage d'Havré, ces argiles peuvent être marquées par de petites bioturbations (Fig. IV-3E) et par des lentilles ou des petits lits plus silto-sableux, ayant parfois une base qui semble érosive, et qui sont plus nombreux vers le haut. Sans réelle limite nette, ces argiles passent progressivement à des sables argileux fins à moyens, assez colorés à leur base avec des intervalles vert-jaune ou gris violacé à lie-de-vin. Ces sables argileux contiennent des lits plus argileux et ont souvent une organisation en *flaser-*, *wavy-* ou *lenticular-bedding* (Fig. IV-3F-G). Ils peuvent également renfermer des petits galets mous d'argiles, de possibles petites rides de houles et sont généralement bioturbés. Vers le haut ils passent à des sables un peu plus grossiers, oxydés et affectés par des racines récentes. Dans ces faciès argileux et sableux qui surmontent les lignites, les proportions d'argiles estimées par granulométrie laser oscillent autour d'une valeur moyenne de 22 %, avec une valeur maximale de 39 % à 8,52 m et une valeur minimale de 7 % à 9,2 m.

Les proportions de silts y varient entre une valeur maximale de 72,95 % à 4,83 m et une valeur minimale de 32 % à 21,19 m, avec une valeur moyenne de 51 %. Les proportions de sables oscillent quant à elles entre une valeur maximale de 53 % à 5,7 m et une valeur minimale de 7 % à 9,95 m, avec une valeur moyenne de 27 % (Fig. IV-4).

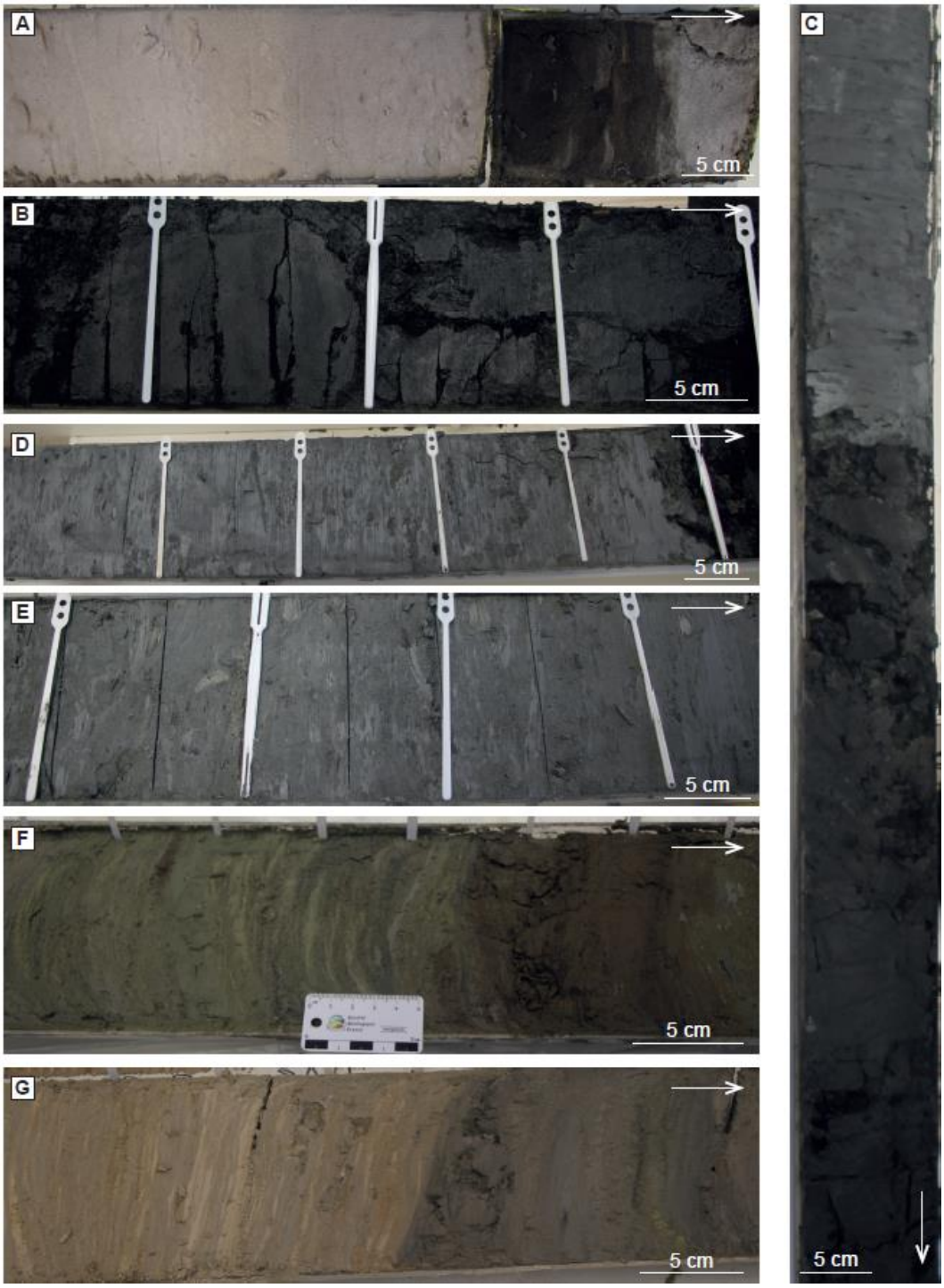


Figure IV-3 : Faciès du forage d'Havré. A) Sables blancs et sombres de la base du forage. B) Lignite compact (blocky). C) Contact net entre le lignite de la Formation de Leval et la Formation des Argiles de Kortrijk. D) Argiles plastiques, grises et homogènes situées immédiatement au-dessus du contact avec le lignite. E) Argiles grises à petites bioturbations sableuses. F) Sable argileux verdâtre à lie-de-vin. Organisation en wavy-bedding. G) Sable argileux qui s'oxyde vers le sommet. Organisation en wavy- voire lenticular-bedding. Les flèches pointent vers la base du forage.

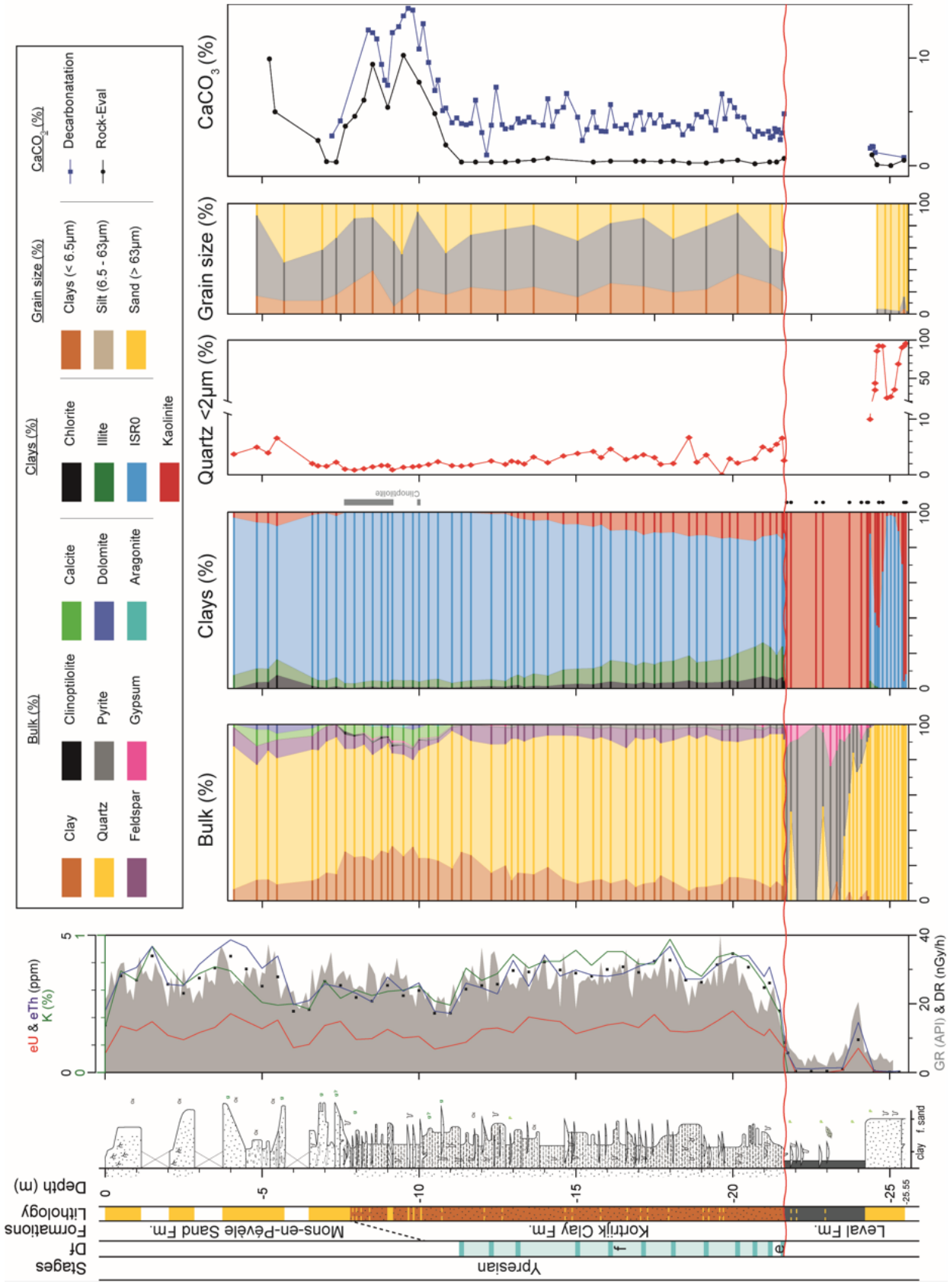

Bulk (%)
Clay
Quartz
Feldspar
Clinoptilolite
Pyrite
Gypsum
Calcite
Dolomite
Aragonite
Clays (%)
Chlorite
Illite
ISR0
Kaolinite
Grain size (%)
Clays (< 6.5µm)
Silt (6.5 - 63µm)
Sand (> 63µm)
CaCO3 (%)
Decarbonatation
Rock-Eval
Bulk (%)
Clays (%)
Clinoptilolite
Quartz <2µm (%)
Grain size (%)
CaCO3 (%)
eU & eTh (ppm)
K (%)
GR (API) & DR (nGy/h)
Depth (m)
Lithology
Formations
Df
Stages
Yprésian
Levai Fm.
Kortrijk Clay Fm.
Mons-en-Pévèle Sand Fm.
clay
f. sand

Figure IV-4 (Page précédente) : Etude minéralogique du forage d'Havré. Diagraphies gamma-ray (GR) et spectro-gamma (Dose rate – DR, équivalent Uranium – eU, équivalent Thorium – eTh, et potassium – K), minéralogie de la roche totale (bulk), cortège de minéraux argileux présents dans la fraction argileuse (Clays), proportions de quartz dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm, granulométrie et pourcentages de carbonate déterminés par Rock-Eval et lors des décarbonatations Les points noirs à côté de la minéralogie des argiles indiquent les échantillons dont les diffractogrammes sur la fraction argileuse sont difficiles à interpréter du fait de la faible quantité de matière et/ou de l'abondance de matière organique. L'intervalle gris reporté indique la présence de clinoptilolite dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm. Df : biozones de dinokystes identifiées. e : biozone à Dracodinium astra et f : biozone à Axiodinium lunare/Stenodinium meckelfeldense.

Les résultats préliminaires des analyses palynologiques permettent la possible identification de la biozone de dinokystes à *Dracodinium astra* à 21,63 mètres de profondeur, immédiatement au-dessus du hiatus. La biozone à *Axiodinium lunare/Stenodinium meckelfeldense* est identifiée entre 21,19 et 11,35 m (Annexe 4). Cette dernière biozone a été identifiée dans le Membre du Mont-Héribu dans sa localité type et dans le Membre d'Orchies dans le nord du Bassin belge (De Coninck et al., 1983 ; De Coninck, 1988 ; Steeman, 2020), confirmant l'attribution des argiles du forage d'Havré à la Formation des Argiles de Kortrijk. Dans le forage d'Havré, entre 10 et 8 m, ces argiles de la Formation de Kortrijk passent progressivement à des niveaux sableux correspondant vraisemblablement à la Formation des Sables de Mons-en-Pévèle. La transition entre la Formation des Argiles de Kortrijk et la Formation des Sables de Mons-en-Pévèle, observée pour la première fois dans le Bassin de Mons grâce à ce forage, serait ainsi une transition progressive. De plus, l'identification de la biozone à *A. lunare/S meckelfeldense* qui indiquerait le Membre d'Orchies avant cette transition, permet vraisemblablement de confirmer que la Formation des Sables de Mons-en-Pévèle est bien un équivalent latéral des Membres de Roubaix et d'Aalbeke, qui représentent la partie supérieure de la Formation des Argiles de Kortrijk dans le nord du Bassin belge (Fig. IV-5).

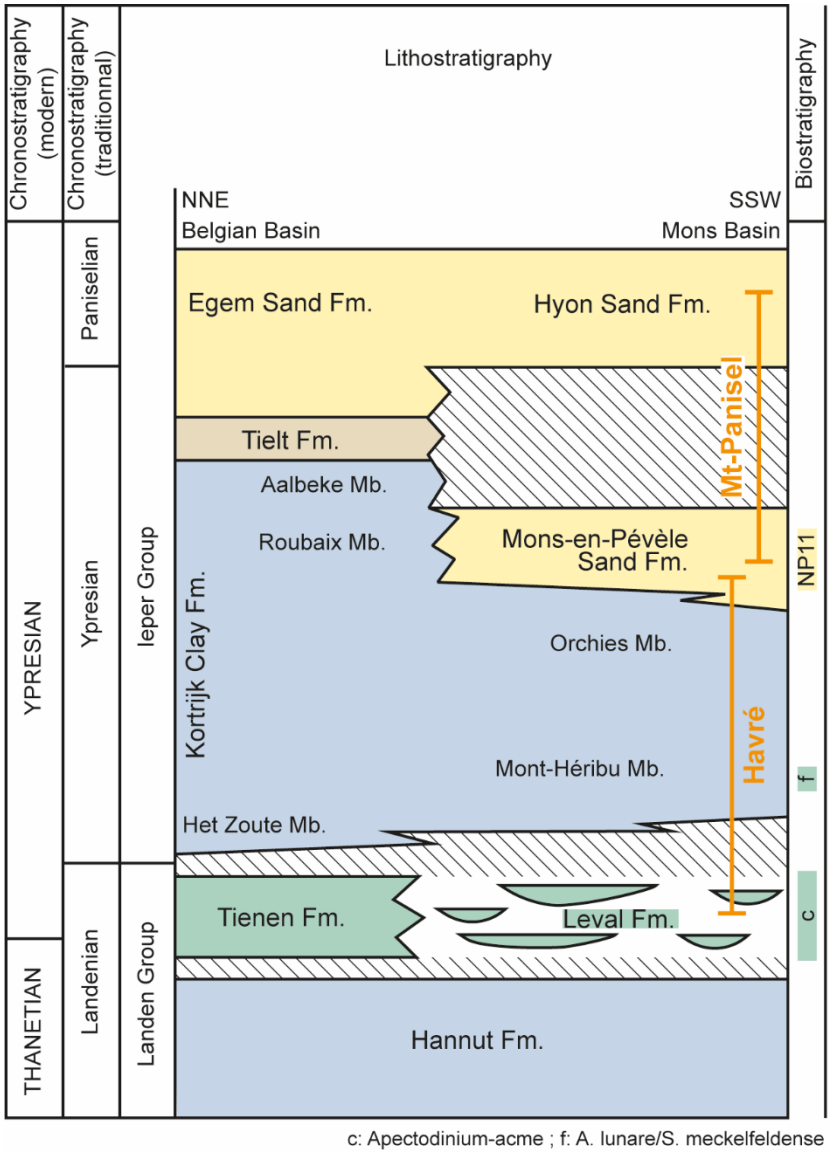


Figure IV-5 : Emprise des forages d'Havré et du Mont-Panisel dans le cadre lithostratigraphique du Bassin belge. c et f : biozones de dinokystes. c : Apectodinium-acme ; f : Axiodinium lunare/Stenodinium meckelfeldense.

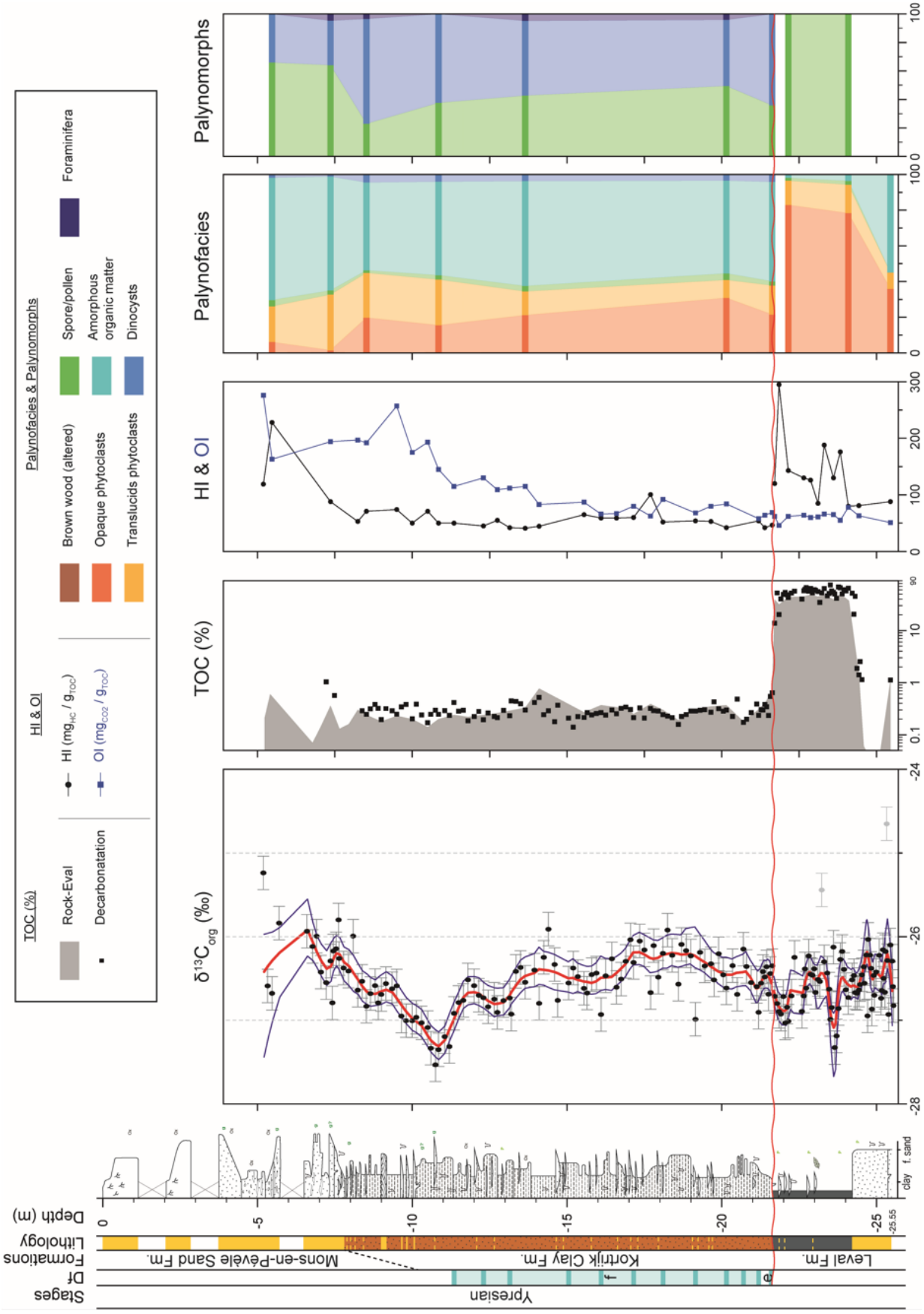
Evolution de la matière organique (TOC, palynofaciès et pyrolyse Rock-Eval)

Dans le forage d'Havré, l'étude de la matière organique a tout d'abord été menée en déterminant le pourcentage de carbone organique total (TOC), et par des analyses des palynofaciès et Rock-Eval (Fig. IV-6). Le TOC a été déterminé par deux techniques, qui ont livré des résultats similaires : la pyrolyse Rock-Eval et le calcul du TOC à partir du %C et des décarbonatations réalisées pour les mesures isotopiques. Les analyses de palynofaciès permettent d'observer la matière organique afin de déterminer son origine (Garel et al., 2013, 2020), tandis que les analyses Rock-Eval permettent de déterminer, entre autres, le TOC et les indices d'hydrogène (HI) et d'oxygène (OI) qui renseignent notamment sur le type de matière organique et sa préservation.

Dans la Formation de Leval située à la base du forage, les valeurs du TOC obtenues dans les sables plus ou moins riches en matière organique fluctuent entre 0,02 % et 2,5 % et entre 40 % à 75 % dans les lignites (Fig. IV-6). Les palynofaciès associés sont dominés par les phytoclastes opaques, dont des charcoals (Fig. IV-7A-B), particulièrement dans les lignites où ils représentent jusqu'à 83 % de l'assemblage. Ils sont accompagnés de phytoclastes translucides (entre 9 et 16 %) et de matière organique amorphe qui représente moins de 4 % de l'assemblage dans les lignites mais presque 55 % dans les sables. Bien que ne représentant qu'au maximum 2 % des palynofaciès, les spores et pollen sont les seuls palynomorphes identifiés (Fig. IV-6 ; Fig. IV-7C). À la base du forage, l'indice d'hydrogène est beaucoup plus variable que l'indice d'oxygène, mais lui reste supérieur avec des valeurs moyennes de 83 mg_{HC}/g_{TOC} dans les sables et 155 mg_{HC}/g_{TOC} dans les lignites contre des valeurs moyennes de 64 mg_{CO2}/g_{TOC} dans les sables et 60 mg_{CO2}/g_{TOC} pour l'OI (Fig. IV-6).

Dans les argiles de la Formation de Kortrijk, les valeurs du TOC sont relativement stables autour d'une moyenne d'environ 0,25 % (Fig. IV-6). Ces argiles sont marquées par la prédominance de la matière organique amorphe (entre 50 % et 59 % ; Fig. IV-7D), accompagnée de phytoclastes translucides (entre 10 % et 25 % ; Fig. IV-7E-F) et opaques (15 % à 30 %), ainsi que de rares dinokystes (moins de 5 % ; Fig. IV-7G) et spores et pollen (1 à 4 %). Les deux échantillons sommitaux, situés dans les faciès sableux, sont marqués par une plus grande proportion de matière organique amorphe et de phytoclastes translucides, et par une diminution de la proportion de phytoclastes opaques et des palynomorphes (Fig. IV-6). Dans les argiles, les dinokystes dominent les palynomorphes (entre 46 % et 74 %), associés aux spores et pollen (entre 23 % et 49 %). La tendance s'inverse dans les sables sommitaux qui sont dominés par les spores et pollen (environ 65 %), alors que les dinokystes ne représentent qu'un peu plus de 30 % des palynomorphes. Des lames basales de foraminifères (Fig. IV-7H) sont présentes en traces (moins de 5 %) dans l'ensemble de ces formations argilo-sableuses (Fig. IV-6).

Figure IV-6 (Page suivante) : Etude de la matière organique du forage d'Havré. $\delta^{13}C_{org}$ avec un lissage LOWESS (α = 0,05 ; valeur moyenne (rouge) et intervalle de confiance à 95 % (bleu)), TOC (échelle logarithmique), indices d'hydrogène et d'oxygène, palynofaciès et palynomorphes au sein des palynofaciès. Df : biozones de dinokystes identifiées. e : biozone à Dracodinium astra et f : biozone à Axiodinium lunare/Stenodinium meckelfeldense


Palynofacies & Palynomorphs
Brown wood (altered)
Opaque phytoclasts
Translucids phytoclasts
Spore/pollen
Amorphous organic matter
Dinocysts
Foraminifera
HI & OI
HI (mg$_{HC}$ / g$_{TOC}$)
OI (mg$_{CO2}$ / g$_{TOC}$)
TOC (%)
Rock-Eval
Decarbonatation
Palynomorphs
Palynofacies
HI & OI
TOC (%)
δ^{13}C$_{org}$ (‰)
Depth (m)
Lithology
Formations
Df
Stages
Ypresian
Mons-en-Pévèle Sand Fm.
Kortrijk Clay Fm.
Leval Fm.
clay
f. sand

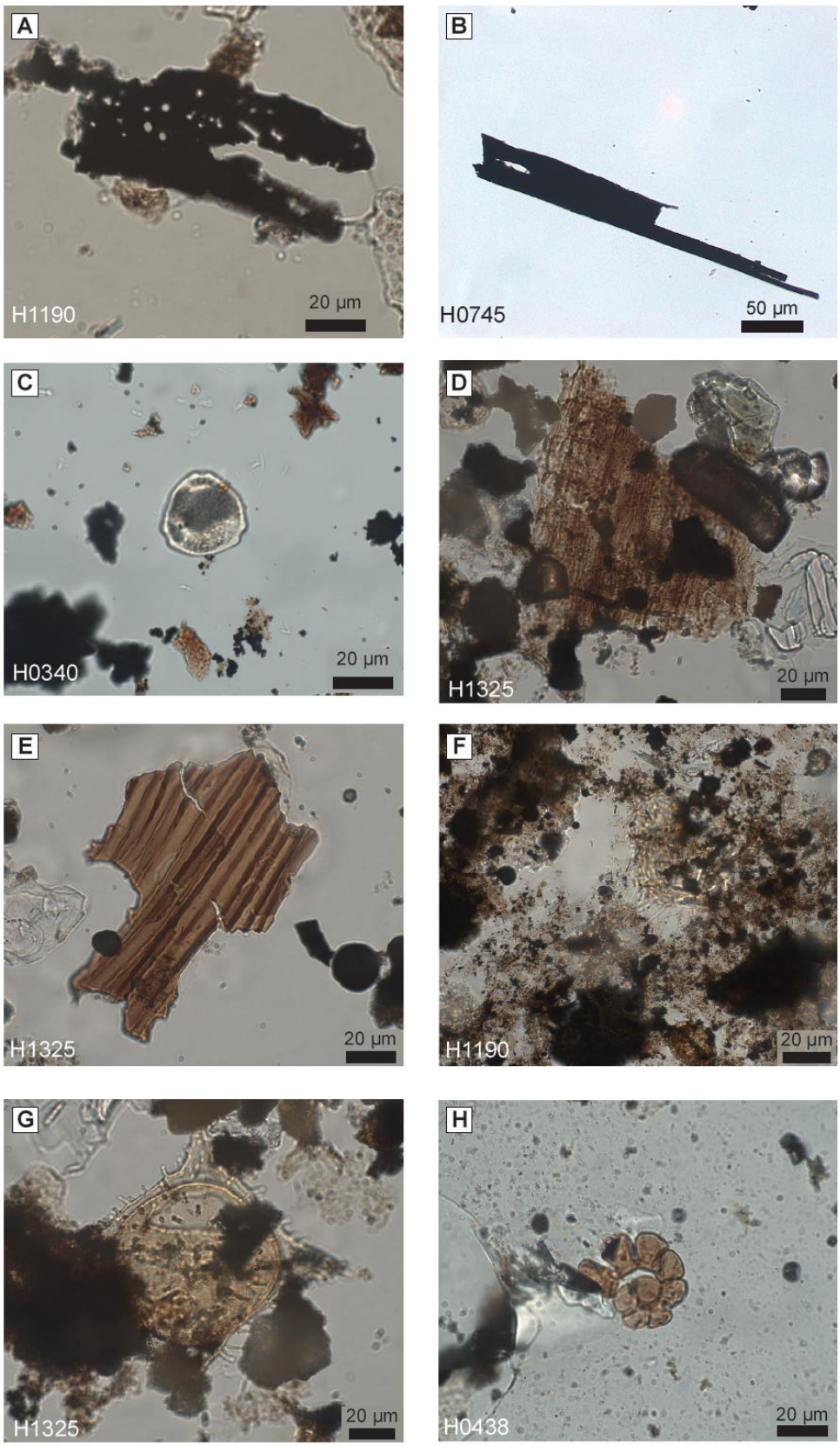


Figure IV-7 : Palynofaciès du forage d'Havré. A) Phytoclastes opaques : fragments de végétaux de plus ou moins grande taille et plus ou moins bien préservés, de couleur noire. B) Charcoal. C) Pollen. D) Matière organique amorphe : macro-restes de matière organique en agrégats, aspect moutonneux et de couleur variable (brun, orange, jaune). E) et F) Phytoclastes translucides : Fragments de végétaux de plus ou moins grande taille et plus ou moins bien préservés, de couleur brune à orangée. G) Kyste de dinoflagellé (Wetzeliella lunaris (=Axiodinium lunare)). H) Lame basale de foraminifère.

À la base des argiles, les valeurs de HI et OI sont relativement similaires mais l'indice d'oxygène est supérieur à l'indice d'hydrogène avec une valeur moyenne de 73 mg_{CO2}/g_{TOC} contre une valeur moyenne de 55 mg_{HC}/g_{TOC}. Entre 21,63 et 14,1 m, les valeurs de OI et HI sont relativement stables, l'OI étant légèrement supérieur à l'HI avec des valeurs moyennes respectives de 74 mg_{CO2}/g_{TOC} et 56 mg_{HC}/g_{TOC}. À partir de 14,1 mètres de profondeur, l'indice d'oxygène augmente relativement progressivement jusqu'à atteindre une valeur moyenne d'environ 200 mg_{CO2}/g_{TOC} entre 10,50 et 7,36 m pendant que l'indice d'hydrogène reste relativement stable avec une valeur moyenne de 55 mg_{HC}/g_{TOC} (Fig. IV-6). Les valeurs des indices d'hydrogène et d'oxygène sont plus variables entre 5,5 et 5 m, et les valeurs d'HI deviennent relativement plus importantes, pouvant atteindre 228 mg_{HC}/g_{TOC}. La représentation de ces échantillons dans un pseudo-diagramme de Van Krevelen (Fig. IV-8) indique une matière organique de type III (terrestre) ou un mélange de types II (marin) et III. Il faut cependant faire attention à ces représentations qui ne permettent pas de bien apprécier l'état de préservation de la matière organique (la valeur de l'indice d'hydrogène diminue avec la dégradation de la matière organique par exemple).

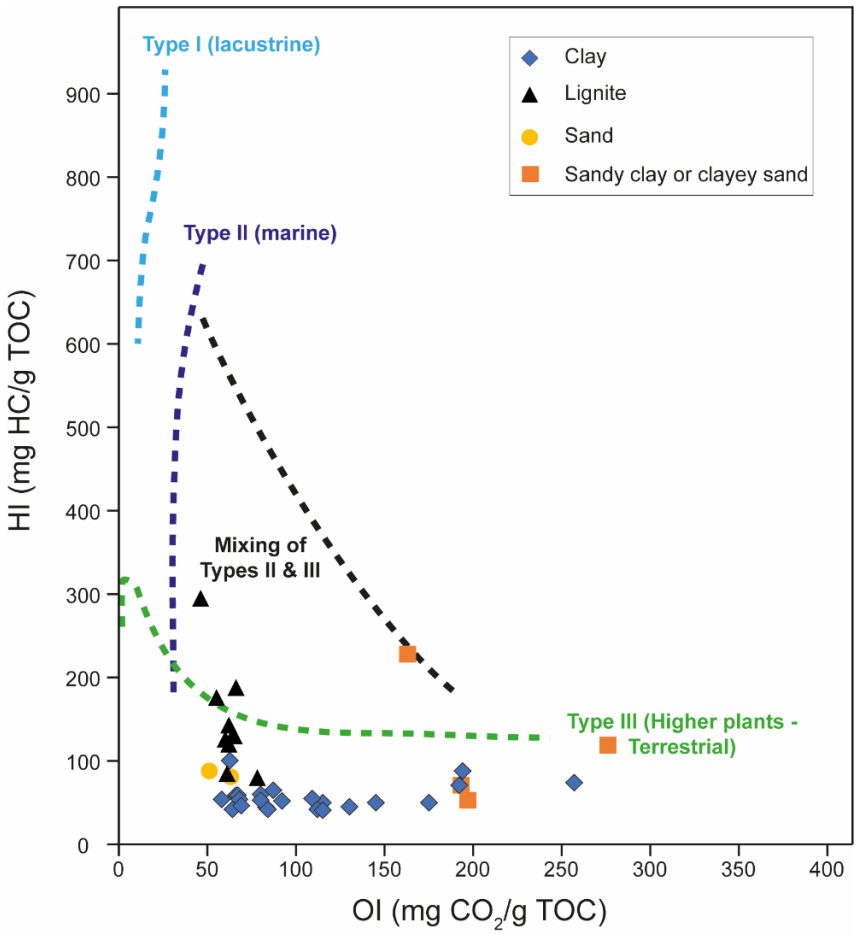


Figure IV-8 : Pseudo-diagramme de Van Krevelen représentant les types de matière organique identifiés dans le forage d'Havré (modifié d'après Garel, 2013)

Présentation des données minéralogiques (roche totale, calcimétrie et argiles)

Le quartz domine la minéralogie de la roche totale du forage d'Havré. Il représente plus de 97 % de l'assemblage dans les sables de la base du forage, avant de diminuer progressivement à la base des lignites, passant de 90 % à 37 % (Fig. IV-4). Ces lignites sont autrement dominés par de la matière organique, amorphe en DRX et qui entraîne un signal très bruité, dans lequel de la pyrite du gypse, et de rares argiles ont cependant pu être identifiés. La base des argiles, de 21,63 à 11,35 m, est dominée par le quartz (entre 65 % et 88 %), accompagné d'argiles (entre 6 % et 28 %) qui semblent progressivement représenter une part plus importante de l'assemblage, de feldspaths (entre 3 % et 11 %) et de traces (moins de 3 %) de pyrite et de gypse. Entre 11,05 et 7,64 m un premier intervalle carbonaté, marqué par la présence de calcite (entre 1 % et 10 %) ainsi que de possible dolomite et aragonite, est identifié (Fig. IV-4). Le quartz y est toujours le minéral dominant (entre 49 % et 78 %), bien que les argiles y soient plus importantes (de 18 % à 31 %). Les feldspaths sont toujours présents (entre 2 % et 8 %) et sont accompagnés de traces (moins de 2 %) de clinoptilolite (zéolite calco-sodo-potassique), de pyrite et de gypse. À partir de 7,36 m, la proportion d'argiles diminue, passant d'environ 15 % à environ 7 % à 4,10 m. Cette diminution s'accompagne d'une légère augmentation des proportions de quartz (environ 75 % en moyenne) et de feldspaths (en moyenne 9 %), ainsi que d'un nouvel épisode carbonaté marqué par des proportions de calcite variant entre 1 % et 9 % ainsi que la probable présence de dolomite. Les deux intervalles plus carbonatés identifiés par DRX (entre 11,05 et 7,64 m et à partir de 7,36 m), sont également bien marqués en calcimétrie (Fig. IV-4). Le pourcentage de carbonate a pu être estimé à l'aide des pesées réalisées lors de la décarbonatation pour les analyses isotopiques et par conversion du pourcentage de carbone inorganique acquis par la méthode Rock-Eval. Bien que les variations et les ordres de grandeur obtenus avec les deux méthodes soient similaires, les valeurs obtenues à partir des décarbonatations sont toujours supérieures à celles obtenues à partir du Rock-Eval (Fig. IV-4). Ces deux méthodes restent approximatives et doivent être utilisées qualitativement en regardant les variations relatives du pourcentage estimé plutôt que la valeur elle-même. Les valeurs obtenues à plus de 10,85 mètres de profondeur sont faibles à très faibles et peuvent être considérées comme nulles, les 7 % estimées au maximum lors des décarbonatations étant probablement liés à la méthode utilisée (perte de matière lors des rinçages par exemple). En revanche, les deux méthodes montrent une augmentation nette des valeurs à partir de 10,85 m, qui culmine entre 10 et 9,5 m. Le niveau situé à 9 m semble être un peu moins carbonaté avant un nouveau pic atteint à environ 8,5 m. Le pourcentage de carbonate estimé diminue ensuite de nouveau jusqu'à environ 7,65 m, avant de marquer une nouvelle augmentation dans les données issues du Rock-Eval à partir de 7 m (Fig. IV-4).

Dans les sables de la base du forage, l'assemblage de minéraux argileux de la fraction granulométrique inférieure à 2 µm est composé de kaolinite (entre 2 % et 96 %), de smectites (IS R0 ; entre 4 % et 98 %) et de traces d'illites (moins de 5 %). La kaolinite est beaucoup plus importante dans les deux niveaux de sables bruns-noirs, plus riches en matière organique, situés à la base du forage et

entre 24,80 et 24,50 m. Il s'agit également du seul minéral argileux qui a pu être identifié dans les faciès ligniteux, pauvres en argiles et dominés par la matière organique (Fig. IV-4). Dans les argiles, l'assemblage de minéraux argileux est plus diversifié et contient des smectites (entre 60 % et 95 %), des illites (entre 5 % et 19 %), des kaolinites (entre 2 % et 16 %) et des chlorites (entre 1 % et 7 %). Depuis 21,70 m, les proportions d'illite, de kaolinite et de chlorite diminuent progressivement jusqu'à 12,95 m (Fig. IV-4). Entre 12, 75 et 7,64 m, le cortège de minéraux argileux est composé de smectites (entre 94 % et 97 %) et de traces d'illites (entre 3 % et 5 %), avec de possibles traces de chlorites. À partir de 7,36 m, les proportions d'illites, de kaolinite et de chlorite, augmentent jusqu'à atteindre les valeurs respectives de 9 %, 8 % et 8 % à 5,47 m avant de diminuer de nouveau. La proportion de quartz dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm est maximale dans les sables de la base du forage (entre 10 % et 96 %), et plus particulièrement dans les sables foncés riches en matière organique et en kaolinite. Cette proportion diminue progressivement entre 21,63 et 13,35 m, passant de 7 % à 2 %. Entre 13,35 et 6,60 m, la proportion de quartz dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm est stabilisée entre 1 % et 2 % avant de réaugmenter pour atteindre des valeurs de 4 % à 7 % entre 5,47 et 4,10 m (Fig. IV-4).

Présentation des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$)

Dans le forage d'Havré, les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ fluctuent entre -27,53 ‰ et -24,65 ‰, avec une moyenne de -26,52 ‰ et une médiane de -26,54 ‰ (Fig. IV-6). À 21,70 mètres de profondeur, le contact net entre les lignites et les argiles se marque par le passage d'une valeur moyenne de -26,85 ‰ au sommet des lignites à une valeur moyenne de -26,47 ‰ à la base des argiles. Au sein des sables et lignites de la base du forage, deux probables "*outliers*" ont été identifiés, respectivement à 23,23 m (-25,44 ‰) et 25,33 m (-24,65 ‰). La très haute résolution des analyses réalisées sur ce forage (187 échantillons pour environ 20 m analysés en $\delta^{13}C_{org}$) permet l'utilisation d'outils statistiques de lissage des courbes de données : régression LOWESS avec un $\alpha = 0,05$ a été employée (PAST software package ; Hammer et al., 2001). Ceci permet de mettre en évidence deux petites excursions isotopiques positives d'une amplitude d'environ 0,3 ‰ situées dans les sables et lignites de la base du forage, à 25,39 et 24,43 m ; ainsi qu'une excursion isotopique négative d'une amplitude d'environ 0,6 ‰ dans les lignites, à 23,65 m (Fig. IV-6). À partir du contact net avec les argiles, les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ augmentent progressivement jusqu'à atteindre une valeur d'environ -26,20 ‰ entre 19 et 18,40 m. Elles diminuent ensuite jusqu'à atteindre une valeur d'environ -27,30 ‰ à 10,85 m, avant de réaugmenter progressivement jusqu'à retrouver des valeurs proches de -25,90 ‰ à environ 6,60 m, marquant ainsi une excursion isotopique négative d'une amplitude d'environ 1,1 ‰ (Fig. IV-6). Cette excursion est marquée par des paliers : un premier à environ 15,8 m avec des valeurs proches de -26,50 ‰, un second à environ 12,65 m avec des valeurs proches de -26,80 ‰, un troisième à environ 8,70 m avec des valeurs proches de -26,70 ‰ et un dernier à environ 7,40 m avec des valeurs proches de -26,40 ‰.

B. Mont-Panisel

Sédimentologie et cadres lithostratigraphique et biostratigraphique du forage

Dans le cadre de ce travail, les descriptions lithologiques et les cadres litho- et biostratigraphiques définis pour le forage du Mont-Panisel par De Coninck (1988, 1990) et Steurbaut & King (1993) ont été utilisés. Le forage traverse deux formations séparées par un hiatus d'une durée estimée à 1 million d'années identifié à 21,58 mètres de profondeur : la Formation des Sables de Mons-en-Pévèle et la Formation des Sables d'Hyon (Fig. IV-5). La Formation des Sables de Mons-en-Pévèle est constituée de sables fins à très fins, argileux et parfois calcaires et glauconieux, généralement bioturbés. La base est un peu plus argileuse et des litages obliques y sont parfois visibles. Elle peut contenir des nummulites et un niveau à huîtres est identifié à environ 57 m. Dans ce forage, les biozones de dinokystes à *Dracodinium simile*, et à *Eatonicysta ursulae* ont été identifiées au sein de cette formation, respectivement à 65,30 m et à 53,50 m (De Coninck, 1990). De plus, Steurbaut & King (1993) identifient la biozone de nannoplancton NP11 dans cette même formation, entre 61 et 35 m. La Formation des Sables d'Hyon est constituée de sables fins à moyens à sa base, plus fins et argileux à son sommet, glauconieux et bioturbés, et pouvant contenir des concrétions siliceuses ou carbonatés. Dans cette formation, la présence de *Nummulites planulatus* à 14,10 m (Dupuis et al., 1988 *in* Steurbaut & King, 1993) indiquerait probablement la présence de la biozone de foraminifères benthiques SBZ10 (Serra-Kiel et al., 1998).

Présentation des données minéralogiques (roche totale et argiles)

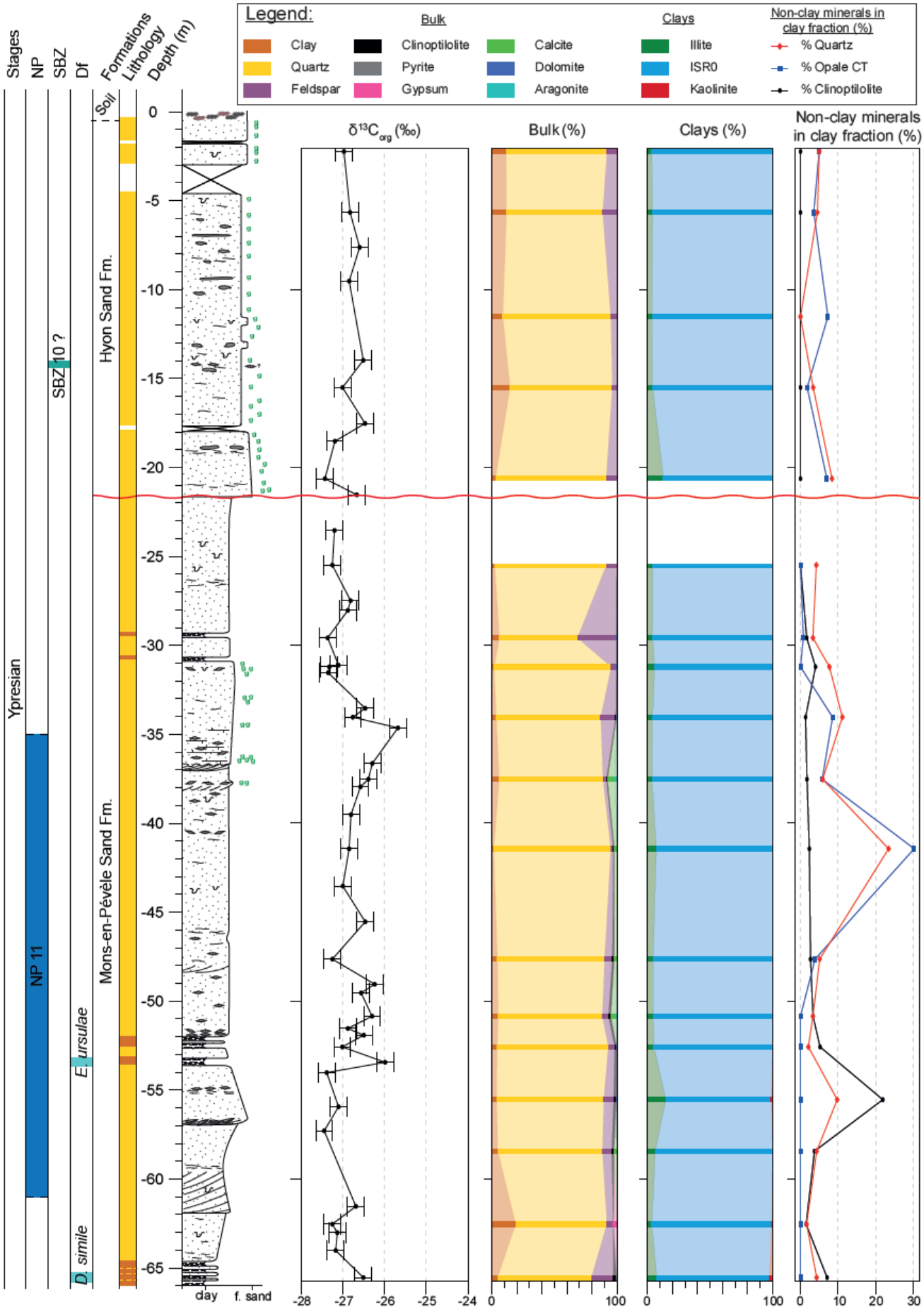
La minéralogie de la roche totale est dominée par le quartz (entre 62 % et 94 %), qui est accompagné de feldspaths (8 % en moyenne mais qui peuvent atteindre 31 %) et d'argiles (en moyenne 7 % mais qui peuvent atteindre 19 % ; Fig. IV-9). De la calcite (moins de 6 %) et de la clinoptilolite (moins de 2 %) sont présentes en traces à la base du forage. De l'aragonite, du gypse, de la pyrite et de la dolomite ont également pu être ponctuellement identifiés.

L'assemblage des minéraux argileux dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm est largement dominé par les smectites (IS R0 ; entre 84 % et 97 %) accompagnés d'illite (en moyenne 6 % mais pouvant atteindre jusqu'à 13 % ; Fig. IV-9). Des traces de kaolinite et de chlorite ont également pu être identifiées ponctuellement mais ne dépassent pas 2 %. La fraction granulométrique inférieure à 2 µm est aussi marquée par la présence de quartz (jusqu'à 23 %), de clinoptilolite (jusqu'à 22 %) et d'opale CT (jusqu'à 30 %). L'opale CT est absente lorsque la clinoptilolite est la plus importante, principalement à la base du forage (Fig. IV-9).

Présentation des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$)

Les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ sont relativement stables le long du forage du Mont-Panisel, variant entre -27,45 ‰ et -25,68 ‰ avec une moyenne de -26,82 ‰ et une médiane de -26,85 ‰ (Fig. IV-9). Une première partie située entre la base du forage et 54 mètres de profondeur est cependant un peu plus négative, avec une moyenne de -27,08 ‰ et contenant la valeur la plus négative (-27,45 ‰) mesurée à 57,30 m. Cette partie est suivie par un intervalle légèrement plus positif qui présente moyenne de -26,61 ‰ et une augmentation progressive des valeurs jusqu'à atteindre la valeur la plus positive (-25,68 ‰) mesurée à 34,65 m (Fig. IV-9). À partir de 34 m, les valeurs redeviennent plus négatives, s'organisant autour d'une valeur moyenne de -26,92 ‰ et ne semblent pas être réellement affectées par le hiatus identifié à 21,58 m par Steurbaut & King (1993).

Figure IV-9 (Page suivante) : Résultats obtenus sur le forage du Mont-Panisel : $\delta^{13}C_{org}$, minéralogie de la roche totale (Bulk) et du cortège de minéraux argileux présents dans la fraction argileuse (Clays) ainsi que les proportions de quartz, clinoptilolite et opale CT quantifiés par DRX dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm. Litho- et biostratigraphie (NP et SBZ) d'après Steurbaut & King (1993), biozones de dinokystes d'après De Coninck (1990).


Legend:
Bulk
Clay
Quartz
Feldspar
Clinoptilolite
Pyrite
Gypsum
Calcite
Dolomite
Aragonite
Clays
Illite
ISR0
Kaolinite
Non-clay minerals in clay fraction (%)
% Quartz
% Opale CT
% Clinoptilolite
Stages
NP
SBZ
Df
Formations
Lithology
Depth (m)
Ypresian
NP 11
SBZ 10 ?
D. simile
E. ursulae
Soil
Hyon Sand Fm.
Mons-en-Pévèle Sand Fm.
δ13Corg (‰)
Bulk (%)
Clays (%)
Non-clay minerals in clay fraction (%)
clay
f. sand

C. Environnements de dépôts de l'Yprésien du Bassin de Mons

Les sables fins de la base du forage d'Havré, associés à la Formation de Leval, ne présentent pas de structures sédimentaires particulières. Ils sont néanmoins interrompus par deux niveaux un peu plus silteux et riches en matière organique, et les palynofaciès y sont dominés par les phytoclastes opaques et translucides. Ces phytoclastes sont généralement associés à des végétaux supérieurs et à des sources continentales de la matière organique. Les sables de la base du forage d'Havré se sont donc probablement déposés en milieu continental et pourraient constituer l'équivalent dans le Bassin de Mons des sables fluviatiles de la base de la Formation de Tienen (Steurbaut., 1998), équivalent de la Formation de Leval dans le nord du Bassin belge (Fig. IV-10). Dans le nord du Bassin belge, les niveaux de lignite la Formation de Tienen sont interprétés comme représentatifs de dépôts palustres côtiers à lagunaires (Steurbaut et al., 2003). Une telle interprétation peut également être proposée pour les lignites de la Formation de Leval traversés par le forage d'Havré (Fig. IV-10). Ceux-ci se sont néanmoins probablement déposés à une plus grande distance de la côte, comme le suggèrent à la fois la position plus méridionale du Bassin de Mons et l'absence d'indices d'influence marine, qu'ils soient sédimentaires ou paléontologiques (absence de dinokystes par exemple).

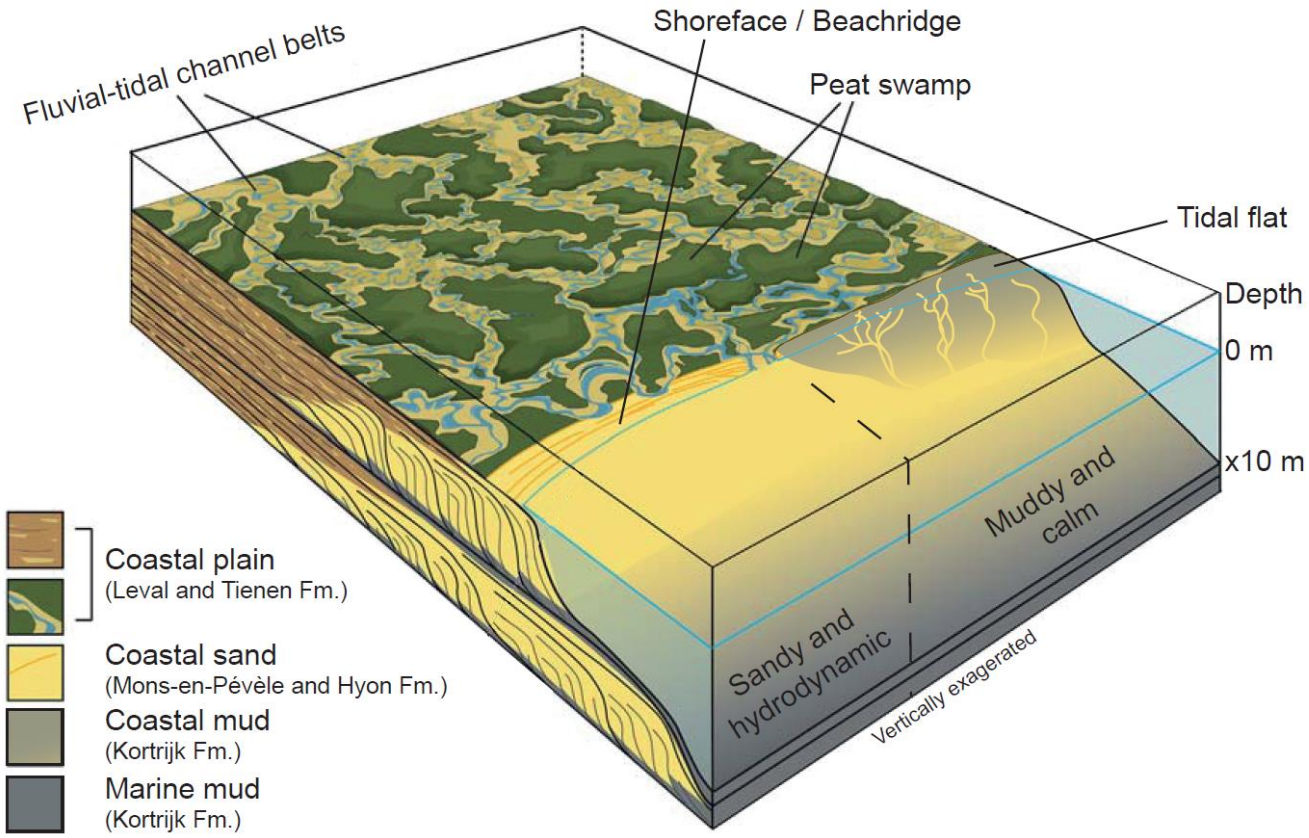


Figure IV-10 : Proposition de modèle de dépôt pour la bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord (Bassin belge et Bassin de Mons) à l'Yprésien (modifié d'après Mahon & Wallace, 2022).

Les argiles de la Formation de Kortrijk sont considérées comme s'étant déposées dans un environnement marin peu profond, les milieux les plus profonds se trouvant au nord du Bassin belge (De Coninck et al., 1983 ; Steurbaut & Nolf, 1986 ; Steurbaut, 1998). Dans le forage d'Havré, les argiles de la Formation de Kortrijk indiquent un milieu calme dans lequel les passées silto-sableuses représentent des périodes de plus forte énergie. La présence de dinokystes et de lames basales de foraminifères dans les palynomorphes (Fig. IV-7) indiquent une influence marine, tandis que les pollen et spores ainsi que les phytoclastes opaques et translucides (Fig. IV-6) montrent une influence continentale. Ces milieux argileux calmes, avec des passées plus hydrodynamiques et marqués par des influences à la fois marines et continentales, pourraient correspondre à un environnement de platier tidal (Fig. IV-10 ; Dalrymple et al., 1992). Dans le forage d'Havré, cette succession argileuse est marquée par la diminution progressive des proportions de chlorite, illite et kaolinite dans l'assemblage des minéraux argileux, dont la covariation suggère une origine détritique. Cette diminution progressive se fait au profit des smectites et culmine entre environ 11 et 8 mètres de profondeur, où elle est associée à de plus grandes proportions d'argiles dans la minéralogie totale (Fig. IV-4), et elle pourrait correspondre à un approfondissement progressif du milieu de dépôt. Cet intervalle reflétant probablement un environnement un peu plus profond correspond également au maximum des proportions de dinokystes observés parmi les palynomorphes en palynofaciès (Fig. IV-6), et à un épisode plus carbonaté (Fig. IV-4), pouvant correspondre à un intervalle plus riche en nannofossiles calcaires (analyses en cours). Le passage progressif aux sables de la Formation de Mons-en-Pévèle marque le retour à un milieu plus hydrodynamique (Fig. IV-10) et la dynamique tidale indiquée par l'organisation en *flaser-*, *wavy-*, voire *lenticular-bedding* (Fig. IV-3) suggère un retour à des environnements plus côtiers. Ce passage aux sédiments plus sableux s'accompagne d'une augmentation de l'indice d'oxygène (Fig. IV-6) qui pourrait indiquer une dégradation un peu plus importante de la matière organique en lien avec des eaux plus oxygénées et agitées. Dans le forage du Mont-Panisel, les sables de la Formation de Mons-en-Pévèle et de la Formation d'Hyon sont interprétés comme représentant des dépôts de plateforme marine relativement ouverte et peu profonde pouvant être notamment soumise à l'action des tempêtes (Steurbaut & King, 1993).

II. Enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Yprésien dans le Bassin de Mons

A. Enregistrement du PETM dans le Bassin de Mons

Le forage d'Havré atteint la Formation de Leval, équivalent latéral de la Formation de Tienen du nord de la Belgique dans laquelle le PETM a été identifié (Steurbaut et al., 2003). Cela permet de s'interroger sur l'enregistrement du PETM, évènement clé du Paléogène, dans le Bassin de Mons.

1. *Enregistrement isotopique ($\delta^{13}C_{org}$) du PETM en milieu continental à littoral sur la bordure sud du Bassin de la Mer du Nord*

Le PETM est un évènement hyperthermique global ayant affecté à la fois les milieux marins profonds et continentaux (Zachos et al., 2005 ; Lenz et al., 2022). Il est marqué par une perturbation majeure du cycle du carbone, qui s'enregistre dans le $\delta^{13}C$ par une excursion isotopique négative (CIE) prononcée et visible à la fois dans les carbonates et la matière organique. L'amplitude de la CIE associée au PETM est plus importante dans les environnements continentaux (4 à 5 ‰) que dans les environnements marins (environ 3 ‰). De plus, les amplitudes diffèrent selon le support des analyses du $\delta^{13}C$: les amplitudes de CIE les plus faibles sont obtenues sur les carbonates marins et les amplitudes les plus fortes sont obtenues lors des analyses réalisées sur l'émail des dents de mammifères, sur les nodules carbonatés pédogénétiques ou sur les lipides. Finalement, lorsque les analyses sont réalisées sur la matière organique, qu'elle soit marine ou continentale, des amplitudes intermédiaires sont obtenues (Fig. I-6 ; McInerney & Wing, 2011). Cette CIE du PETM est polyphasée et débute par un décalage relativement abrupt vers des valeurs négatives (*onset*), suivi par un plateau négatif relativement stable mais pouvant être marqué par des variations (*body*), et par un retour progressif vers des valeurs plus positives, similaires à celles précédant la CIE, aussi appelé *recovery* (e.g. McInerney & Wing, 2011 ; Chap. I. III. A).

L'enregistrement du PETM est particulièrement bien marqué dans les dépôts marins du Bassin de la Mer du Nord, où la CIE enregistrée en $\delta^{13}C_{org}$ a une amplitude d'environ 5 ‰ et atteint des valeurs de -30 ‰ (Kender et al., 2012 ; Jin et al., 2022). La CIE du PETM est également enregistrée dans les environnements côtiers à continentaux de la bordure sud du Bassin de la Mer du Nord, notamment à Cobham (SE de l'Angleterre ; Collinson et al., 2003), à Vasterival (Normandie, France ; Storme et al., 2012) et à Schöningen (Allemagne ; Methner et al., 2019 ; Lenz et al., 2022). Sur ces 3 sites, les valeurs absolues du $\delta^{13}C_{org}$ correspondant à la CIE du PETM ainsi que la plage de ces valeurs absolues (environ 3,2 ‰) sont similaires. De même, la valeur la plus négative du $\delta^{13}C_{org}$ atteinte (28,05 ± 0,5 ‰), ainsi que l'amplitude de la CIE du PETM (environ 1 à 2 ‰) sont relativement proches (Fig. IV-11 ; Methner et al., 2019). Dans ces 3 sites, la CIE du PETM est enregistrée dans des dépôts de milieu côtier

palustre, pouvant subir des influences saumâtres (Schöningen et Vasterival), ou plus continentaux (Cobham). Ces environnements sont riches en matière organique qui est marquée notamment par la présence de niveaux de lignites. L'enregistrement isotopique du PETM, très similaire dans ces trois sites de la bordure sud du Bassin de la Mer du Nord, montre ainsi un signal très cohérent et robuste suggérant une réponse relativement uniforme de ces milieux côtiers palustres riches en matière organique (Methner et al., 2019 ; Lenz et al., 2022). À Havré, les échantillons de la base du forage se sont révélés pauvres en palynomorphes et aucun marqueur biostratigraphique n'a pu être identifié (Annexe 4). Néanmoins, les sables et lignites fluviatiles à palustres de la Formation de Leval sont caractérisés par des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ comprises entre -27,33 et -26,03 ‰ (-26,58 ‰ en moyenne). Ces valeurs sont compatibles avec celles enregistrées lors de la CIE du PETM dans les environnements côtiers palustres du sud du Bassin de la Mer du Nord, et sont particulièrement similaires à celles enregistrées à Cobham (Fig. IV-11). En revanche, les valeurs obtenues dans le forage d'Havré forment un plateau. Aucune réelle excursion négative ou retour à des valeurs plus positives, pouvant respectivement correspondre à l'*onset* et à la *recovery* de la CIE, ne sont observés dans ce forage (Fig. IV-12). L'*onset* n'a vraisemblablement pas été atteint, et la présence d'un important hiatus au sommet des lignites n'aurait pas permis l'enregistrement de la phase de *recovery*, comme c'est également le cas à Cobham. Ainsi, seul le plateau négatif relativement stable de la CIE du PETM (*body*) serait enregistré dans le forage d'Havré.

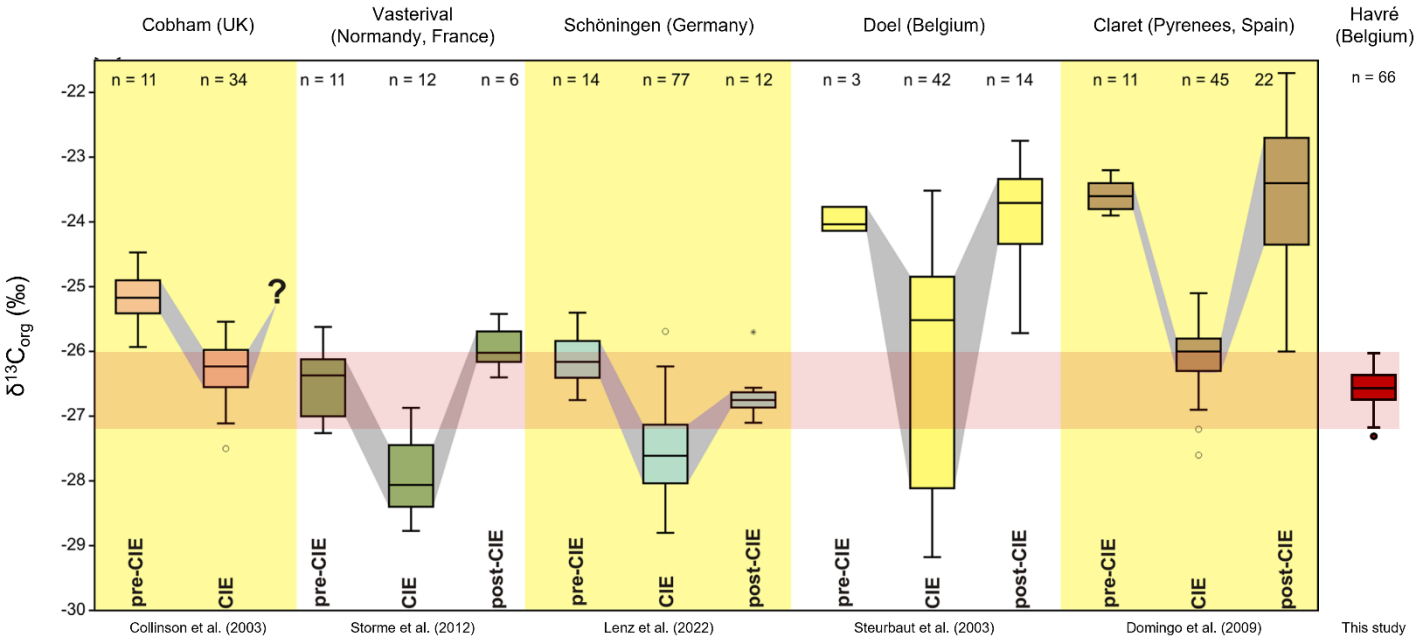


Figure IV-11 : Comparaison de l'enregistrement isotopique ($\delta^{13}C_{org}$) du PETM dans les dépôts côtiers de la bordure sud du Bassin de la Mer du Nord avec l'enregistrement continental fluviatile de Claret (d'après Lenz et al., 2022).

La CIE du PETM enregistrée dans ces lignites de la bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord se marque par des valeurs plus négatives du $\delta^{13}C_{org}$ et par une amplitude de l'*onset* moindre par rapport à d'autres enregistrements continentaux dépourvus de lignite, comme par exemple celui de Claret (Pyrénées espagnoles ; Domingo et al., 2009) qui s'enregistre dans des dépôts fluviatiles (environ 1 à 2 ‰ contre près de 3 ‰ ; Figs. IV-11 & IV-12). L'enregistrement isotopique du forage de Doel (Belgique, Steurbaut et al., 2003), pourtant lui aussi situé sur la bordure sud du Bassin de la Mer du Nord mais qui ne contient que très peu de niveaux ligniteux, présente à la fois des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ plus négatives similaires à celles de Cobham, Havré, Vasterival et Schöningen, et une grande amplitude de l'onset (plus de 3 ‰) similaire à celle de Claret (Figs. IV-11 & IV-12). Ainsi, l'enregistrement isotopique du PETM est marqué par (1) des valeurs isotopiques de la matière organique plus négatives dans le milieu marin que dans le milieu continental, et (2) une atténuation de l'amplitude de la CIE dans les environnements riches en matière organique.

Un gradient des valeurs absolues du $\delta^{13}C_{org}$ est en effet observable entre le milieu marin, caractérisé par des valeurs pouvant atteindre -30 ‰ lors de la CIE (e.g., Bassin de la Mer du Nord ; Kender et al., 2012 ; Jin et al., 2022) et les dépôts purement continentaux, où les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ sont proches de -26 ‰ lors de la CIE (e.g., Claret ; Domingo et al., 2009). Dans les milieux côtiers (e.g., Vasterival, Schöningen), à la fois sous influences continentales et marines, les valeurs observées sont intermédiaires, autour de -28 ‰ lors de la CIE (Fig. IV-11). Ceci s'explique par des valeurs isotopiques du carbone de la matière organique marine bien plus négatives lors du Paléocène et de l'Eocène (en moyenne -26 à -28 ‰) qu'actuellement (environ -20 ‰ ; Hayes et al., 1999 ; Sluijs & Dickens, 2012).

L'atténuation de l'excursion isotopique négative observée dans les environnements côtiers palustres riches en matière organique de la bordure sud du Bassin de la Mer du Nord, qui s'exprime avec une amplitude d'environ 1 à 2 ‰ au lieu de plus de 3 ‰ (Fig. IV-11), pourrait s'expliquer par (1) des phénomènes de mélanges ou dilution de la matière organique, (2) des changements de végétation, ou (3) une dégradation et/ou une préservation différentielle de la matière organique par les communautés microbiennes du sol (Methner et al., 2019). Cette dernière hypothèse est préférée par Methner et al. (2019), du fait du caractère très probablement autochtone de la matière organique dans des dépôts de lignite, de l'absence de changement significatif des paléoflores à Schöningen (Methner et al., 2019) et à Cobham (Collinson et al., 2003, 2009), ainsi que de l'identification d'un changement des communautés microbiennes à Cobham lors du PETM (Pancost et al., 2007). L'augmentation des températures et des conditions plus humides lors du PETM a ainsi pu favoriser les processus microbiens de dégradation de la matière organique (e.g. respiration), facilitant la dégradation de matière organique plus résistante et appauvrie en ^{13}C (Methner et al., 2019).

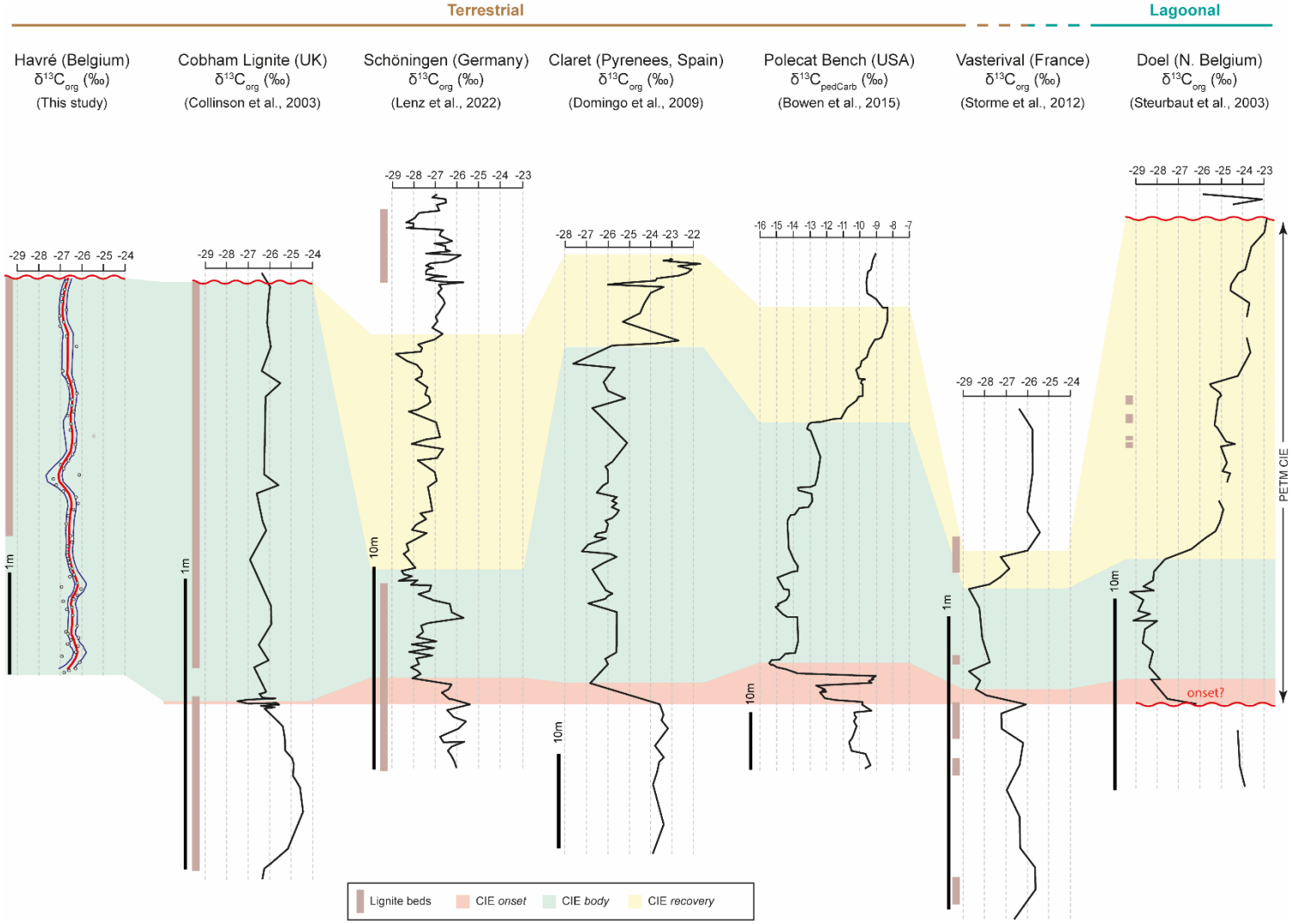


Figure IV-12 : Comparaison de l'enregistrement isotopique ($\delta^{13}C_{org}$) des dépôts continentaux et ligniteux de la Formation de Leval dans le forage d'Havré avec différents enregistrements du PETM en environnement continental à margino-littoral, parfois marqués par la présence de lignite (modifié d'après Lenz et al., 2022). Chaque courbe a sa propre échelle verticale.

2. *Conséquences du PETM sur la sédimentation de la bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord*

Sur la bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord, le PETM s'enregistrent dans les faciès « sparnaciens » des Formations de Mortemer, de Vaugirard et du Soissonnais dans le Bassin parisien (Thiry et al. 2006 ; Storme et al., 2012 ; Chap. III. I), des Formations de Tienen et Leval dans le Bassin belge (Steurbaut et al., 2003) et de la Formation de Reading dans le sud de l'Angleterre (Collinson et al., 2003). Ils correspondent au remplissage transgressif de chenaux par des dépôts peu profonds, laguno-palustres à fluviatiles (Fig. IV-13), en lien avec une phase de subsidence thermique consécutive à un bombement lithosphérique causé par l'activité de la NAIP à la fin du Paléocène (Knox, 1996, 1998 ; Wilkinson et al., 2017), associée à une période d'augmentation du niveau marin lors du PETM (Sluijs et al., 2008 ; Dupuis et al., 2011 ; Denison, 2021 ; Dupuis, 2024). Dans certains sites (e.g., Cobham, Vasterival), ce remplissage débute avant le PETM. En revanche, dans d'autres sites (e.g., Therdonne, Doel, Kallo ; Fig. III-9), les dépôts situés immédiatement au-dessus du hiatus sont caractérisés par des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ correspondant à la CIE du PETM, suggérant que le début de celle-ci pourrait ne pas avoir été enregistré (Denison, 2021).

Dans la Formation de Leval du forage d'Havré, l'enregistrement isotopique ne présente pas d'excursion négative très nette qui pourrait être associée à l'*onset* du PETM. Cependant, les valeurs (en moyenne -26,6 ‰) et tendances observées sont très proches de celles correspondant au plateau suivant l'*onset* à Cobham (Figs. IV-11 & IV-12). Ainsi, il est possible que l'*onset* du PETM n'ai pas été atteint dans le forage d'Havré. De plus, le hiatus au sommet des lignites n'aurait pas permis la préservation de la phase de *recovery*, et seul le plateau du PETM serait ainsi observé dans le forage réalisé à Havré. Un hiatus similaire est présent à la fin de la CIE à Cobham (Collinson et al., 2003), ainsi que dans de nombreux sites du NW de l'Europe (Denison, 2021). Ce hiatus, qui affecte la préservation de tout ou partie de la *recovery* du PETM, est par exemple observé dans le Bassin parisien (e.g., Therdonne, Cachan et Maisse) et dans le nord du Bassin belge, notamment dans les forages de Doel et Kallo (Steurbaut et al., 2003 ; Fig. III-9 ; Chap. III. I. B). Ce second hiatus correspond vraisemblablement à l'expression sur les marges du bassin d'une nouvelle phase de soulèvement régional en lien avec l'activité de la NAIP (King, 2016 ; Jones et al., 2023 ; Dupuis, 2024).

Une nouvelle fois, la reprise de la sédimentation suite à cette phase d'émersion n'est pas synchrone à l'échelle de la bordure sud du Bassin de la Mer du Nord. Dans le nord du Bassin parisien (e.g., Therdonne ; Fig. III-9) et dans le nord du Bassin belge (Doel), la sédimentation reprend lors de l'acmé à *Biconidinium longissimum* (Steurbaut et al., 2003 ; Iakovleva et al., 2021). Dans le Bassin de Mons, la biozone de dinokystes à *Dracodinium astra* est identifiée immédiatement au-dessus de ce hiatus dans le forage d'Havré (Annexe 4) et dans la localité type du Mont-Héribu (De Coninck et al., 1983 ; De Coninck, 1988). L'identification de cette biozone, qui suit l'acmé à *Biconidinium longissimum* dont la durée est estimée à environ 600 000 ans (Iakovleva et al., 2021), indique ainsi une

reprise de la sédimentation plus tardive dans le Bassin de Mons. Dans le sud du Bassin parisien, la sédimentation reprend encore plus tardivement, le hiatus étant surmontés par des dépôts lutétiens à Cachan et à Maisse par exemple (Fig. III-9).

Lors du PETM, la bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord est marquée par la mise en place d'environnements palustres riches en matière organique, caractérisés par le développement de niveaux de lignites (Fig. IV-13). Ces niveaux de lignites, observés notamment à Cobham (Collinson et al., 2003, 2007, 2009), Schöningen (Methner et al., 2019 ; Lenz et al., 2022), Vasterival (Storme et al., 2012 ; Garel et al., 2013) et dans le forage d'Havré sont le plus souvent associés à la présence de charcoals. L'abondance de ces charcoals dans des dépôts ligniteux lors du PETM, également observée en Inde (Kumar et al., 2023), est interprétée comme reflétant un régime d'incendies fréquents et persistant au cours du PETM (Collinson et al., 2007 ; Methner et al., 2019 ; Kumar et al., 2023). Bien que celui-ci soit contesté, un potentiel rôle de ces incendies dans l'initiation et le maintien d'importantes émissions de carbone lors du PETM a pu être proposé (Kurtz et al., 2003 ; Collinson et al., 2007 ; Sluijs et al., 2007b ; Moore & Kurtz, 2008).

Dans le Bassin parisien, il a été possible de mettre en évidence la transformation de smectites en kaolinites dans des sols lors du PETM (Chap. III. I. C). Dans le Bassin de Mons, la Formation de Leval observée dans le forage d'Havré est également marquée par la présence de kaolinite, qui se rencontre dans les lignites et les sables sombres et organiques de la base du forage (Fig. IV-4). Les sables plus clairs et moins riches en matière organique sont, en revanche, dominés par la smectite. Ainsi, dans le forage d'Havré, la kaolinite semble associée aux environnements riches en matière organique, relativement acides (présence d'acides organiques), favorables à la néoformation ou au piégeage de ce minéral (Chamley, 1989 ; Kaya et al., 2006 ; Spears, 2012 ; Dill, 2016). Dans les forages de Doel et Kallo, Steurbaut et al. (2003) rapportent différents épisodes à kaolinite au sein de la CIE du PETM. Cependant, ceux-ci ne correspondent pas à l'onset de la CIE et sont associés soit à une augmentation des proportions d'illites et de chlorite, soit à une faible cristallinité des kaolinites. Ces kaolinites ont été interprétées par Steurbaut et al. (2003) comme issues soit de la remobilisation de couvertures kaolinitiques anciennes, soit d'une néoformation diagenétique précoce en lien avec la circulation d'eaux météoriques acides, mais sans lien avec le PETM. En l'état actuel des données disponibles, il apparaît ainsi difficile d'établir un lien entre les kaolinites observées dans le Bassin belge et le PETM, dont l'occurrence semble plutôt liée aux environnements riches en matière organique.



Figure IV-13 : Reconstitution paléogéographique de la bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord à la transition Paléocène-Eocène (modifiée d'après Newell, 2014). Les étoiles représentent les sites étudiés ou mentionnés dans le texte.

B. Enregistrement de l'ETM2 dans le Bassin de Mons

La très haute résolution des analyses réalisées sur le forage d'Havré permet d'identifier une excursion isotopique négative d'une amplitude d'environ 1 à 1,5 ‰ entre environ 8 et 12 m (Fig. IV-6). Dans ce forage, la biozone de dinokystes à *Axiodinium lunare/Stenodinium meckelfeldense* est identifiée jusqu'à la base de cette excursion (Annexe 4). Dans le nord du Caucase, sur l'affleurement de Kheu, cette biozone à *A. lunare/S. meckelfeldense* est antérieure à l'évènement hyperthermique de l'ETM2 (Shcherbinina et al., 2020, 2022 ; A. Iakovleva *pers. comm.*), évènement qui serait identifié dans la biozone à *Dracodinium simile* dans le nord du Bassin belge (forage de Kallo ; Steeman, 2020). Des analyses biostratigraphiques complémentaires (dinokystes et nannofossiles calcaires) du sommet du forage, encore en cours, devraient permettre de préciser la position stratigraphique de cette excursion isotopique négative. À l'heure actuelle, la présence de la biozone à *A. lunare/S. meckelfeldense*, avant cette excursion, semble être compatible avec un possible enregistrement de l'ETM2.

Dans le forage d'Havré, l'excursion isotopique négative identifiée entre environ 8 et 12 m s'accompagne d'une augmentation du pourcentage de carbonates et de la proportion d'argiles au détriment du quartz (Fig. IV-14). Cette excursion correspond également à un épisode dominé par les smectites, qui est précédé par une diminution progressive des chlorites, illites et kaolinites dont la covariation suggère des apports terrigènes. La quasi-disparition des chlorites, illites et kaolinites lors de l'excursion isotopique négative, pourrait marquer un approfondissement du milieu (Chap. IV.I.C) dans lequel les smectites deviendraient prédominantes par sédimentation différentielle (Chamley, 1989 ; Worden & Morad, 2003). Cet approfondissement pourrait être lié à une augmentation du niveau marin lors de l'ETM2 (Sluijs et al., 2008 ; Mitra et al., 2022).

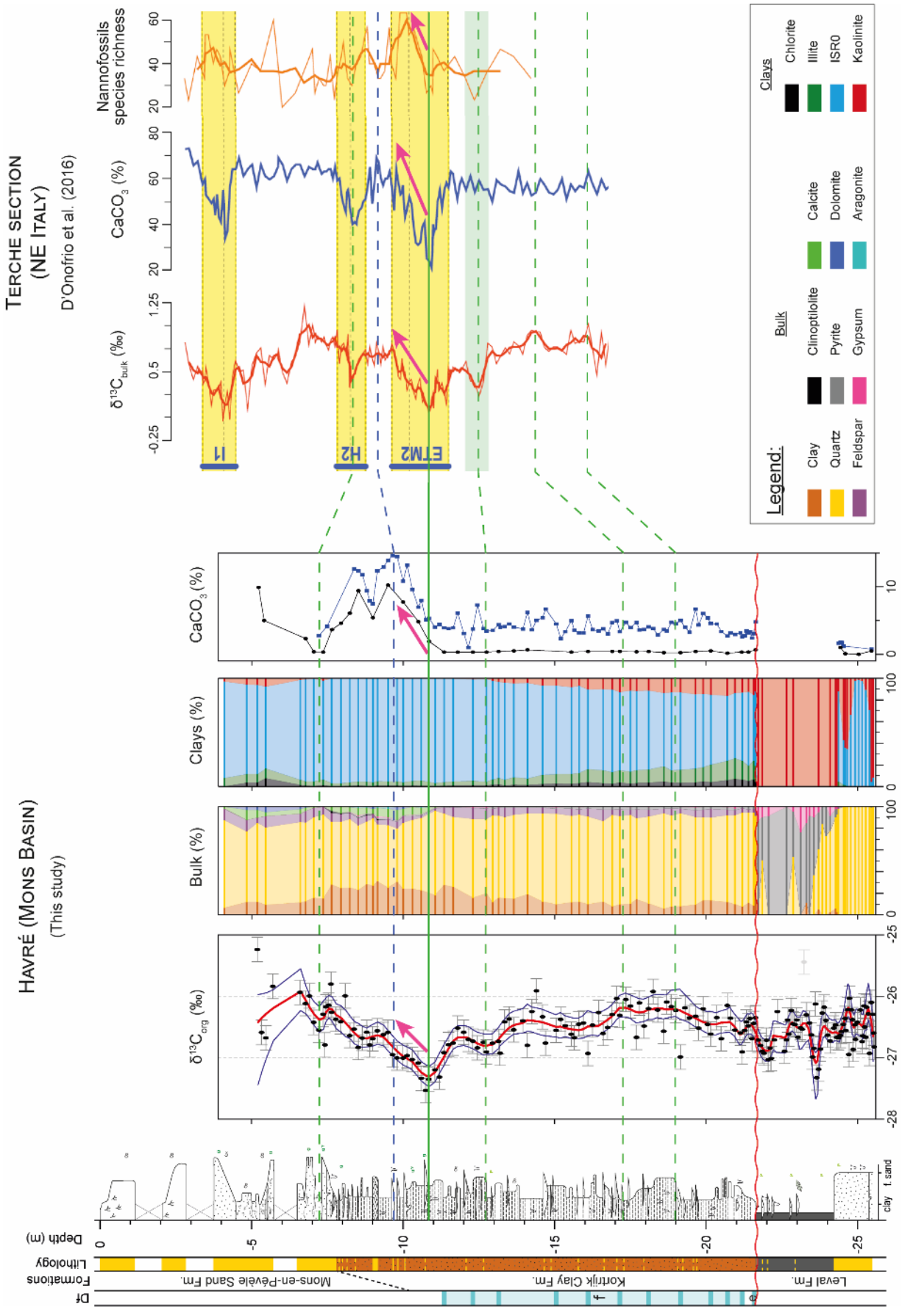
L'altération de cendres volcaniques en milieu marin pourrait également partiellement expliquer la prédominance des smectites lors de l'excursion isotopique. En effet, la province magmatique de l'Atlantique Nord (NAIP) était vraisemblablement encore en activité lors de l'ETM2 (Storey et al., 2007 ; Wilkinson et al., 2017 ; Lisica et al., 2024). Bien que l'origine de l'ETM2 soit vraisemblablement liée aux variations des paramètres orbitaux (Cramer et al., 2003 ; Lourens et al., 2005), une influence partielle du volcanisme reste possible (Harper et al., 2019). Or, l'altération de cendres volcaniques en milieu marin peut produire des smectites authigènes, généralement mieux cristallisées que les smectites détritiques (Deconinck & Chamley, 1995 ; Jeans, 2006 ; Pellenard & Deconinck, 2006). Dans le forage d'Havré, la largeur du pic à mi-hauteur des smectites (IS R0) est la plus faible dans l'intervalle associé à l'excursion isotopique (Fig. IV-15), ce qui pourrait indiquer une meilleure cristallinité. À la fin de cet intervalle, de la clinoptilolite est également observée en trace dans la fraction argileuse, or cette phase minérale peut elle aussi être issue de l'altération marine de cendres volcaniques (Petzing & Chester, 1979). Il est ainsi possible que la prédominance des smectites lors de

l'excursion isotopique négative identifiée dans le forage d'Havré soit à la fois liée à un approfondissement du milieu et à l'altération de cendres volcaniques.

L'excursion isotopique négative identifiée dans le forage d'Havré est asymétrique, avec une diminution des valeurs plus rapide que le retour à des valeurs plus positives (*recovery*). Elle est également précédée et suivie par deux autres excursions négatives de plus faible amplitude, et s'accompagne d'une augmentation du pourcentage de carbonates (Fig. IV-14). Cette dernière est légèrement découplée, débutant au pic de l'excursion négative et atteignant son maximum lors de la *recovery*. Cette évolution est très similaire à celle enregistrée en domaine marin dans le NE de l'Italie (D'Onofrio et al., 2016). En effet, l'excursion isotopique négative de l'ETM2 y présente une certaine asymétrie et y est également précédée et suivie par deux autres excursions isotopiques négatives de moindre amplitude. Cette excursion y est associée à une augmentation de la proportion de carbonates, qui débute lors du pic de l'excursion négative, et est couplée à une augmentation de la diversité des nannofossiles (Fig. IV-14). Les changements observés par ces auteurs dans la composition des assemblages de nannofossiles calcaires reflèteraient une tendance vers des conditions plus chaudes et une eutrophisation du milieu, en lien avec une augmentation des apports terrigènes et de nutriments, du fait d'une intensification du cycle hydrologique lors de ces évènements de réchauffement (D'Onofrio et al., 2016). Une telle augmentation des précipitations, du ruissellement et des apports terrigènes lors de l'ETM2 est rapportée dans les deux hémisphères, à la fois aux moyennes et hautes latitudes (Nicolo et al., 2007 ; Sluijs et al., 2009 ; Slotnick et al., 2012 ; Krishnan et al., 2014 ; Tanaka et al., 2022). De façon similaire, l'apparition des carbonates lors du pic de l'excursion isotopique négatives identifiée dans le forage d'Havré (Fig. IV-14) pourrait correspondre à une augmentation de la productivité primaire et à la présence de nannofossiles (analyses en cours), en lien avec une augmentation du ruissellement lors de l'ETM2. Dans le forage d'Havré, cette augmentation du ruissellement pourrait être marquée par le passage progressif à des dépôts plus sableux lors de l'excursion isotopique négative. De possibles apports de cendres volcaniques auraient également pu constituer un apport de nutriments et ainsi participer à une eutrophisation du milieu.

La très bonne correspondance des courbes isotopiques du forage d'Havré et de la coupe de Terche (D'Onofrio et al., 2016) et les données biostratigraphiques semblent arguer en faveur d'un enregistrement de l'ETM2 dans le Bassin de Mons (Fig. IV-14). Celui-ci serait associé à un approfondissement du milieu en lien avec une transgression, à une plus grande productivité primaire en lien avec une augmentation des apports continentaux marquée par la transition progressive vers des sables, et de possibles apports d'origine volcanique.

Figure IV-14 (Page suivante) : Comparaison de l'enregistrement isotopique ($\delta^{13}C_{org}$), de la minéralogie et du pourcentage de carbonates mesurés dans le forage de Havré avec l'enregistrement isotopique ($\delta^{13}C_{carb}$ (bulk)), le pourcentage de carbonates et la diversité en nannofossiles calcaires mesurés sur la coupe de Terche (NE Italie ; D'Onofrio et al., 2016), où l'ETM2 est enregistré.


Terche section
(NE Italy)
D'Onofrio et al. (2016)
Havré (Mons Basin)
(This study)
Nannofossils species richness
CaCO3 (%)
δ13Cbulk (‰)
I1
H2
ETM2
Legend:
Clay
Quartz
Feldspar
Bulk
Clinoptilolite
Pyrite
Gypsum
Calcite
Dolomite
Aragonite
Clays
Chlorite
Illite
ISR0
Kaolinite
CaCO3 (%)
Clays (%)
Bulk (%)
δ13Corg (‰)
Depth (m)
Lithology
Formations
Df
Mons-en-Pévèle Sand Fm.
Kortrijk Clay Fm.
Leval Fm.
clay
f. sand

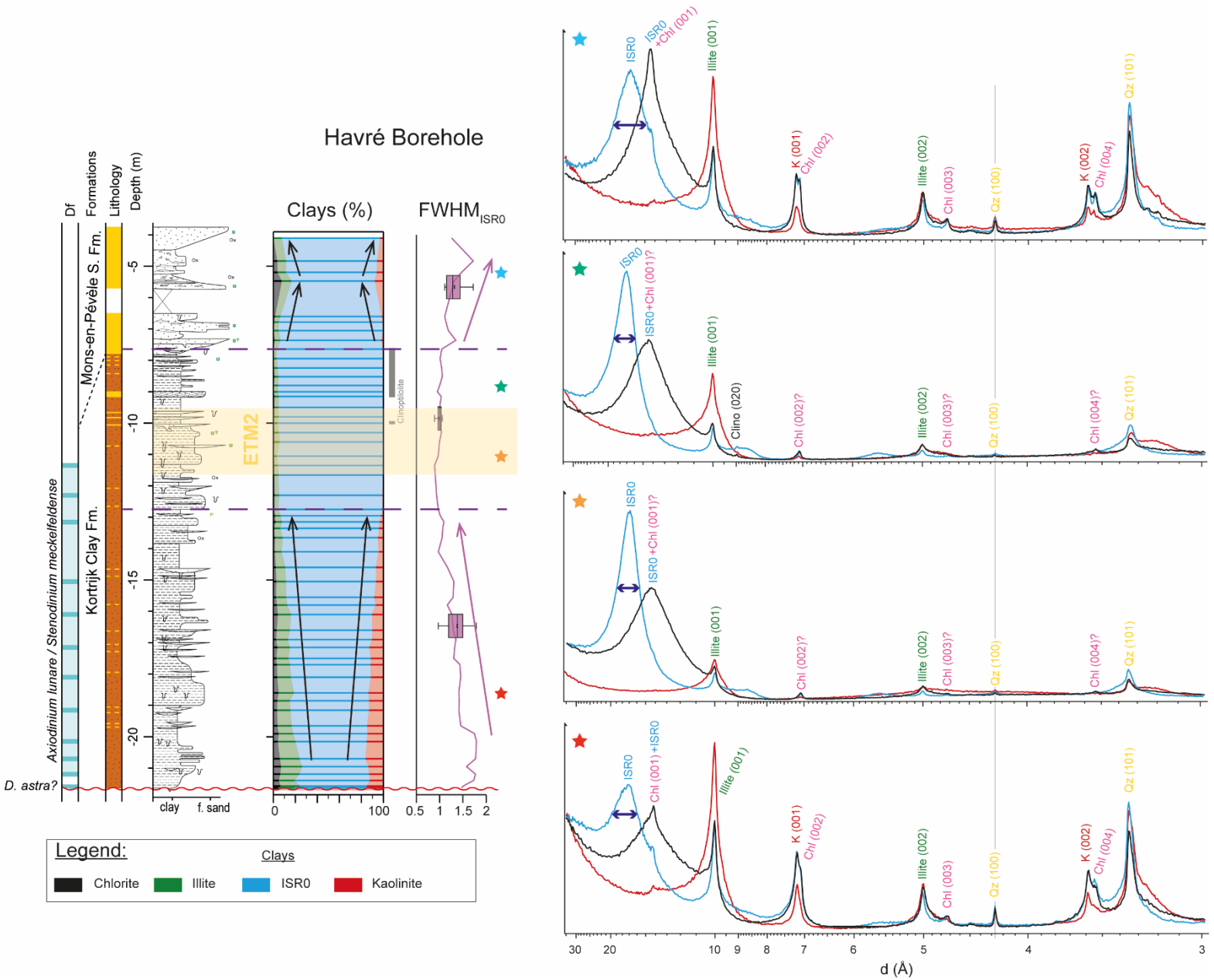


Figure IV-15 : Evolution de la cristallinité des smectites dans le forage d'Havré. FWHM : Full-Width at Half-Maximum (Largeur du pic à mi-hauteur). Les étoiles indiquent la position des échantillons dont les diffractogrammes sont présentés, de haut en bas : H1965 (5,19 m), H1675 (8,80 m), H1450 (11,05 m) et H0695 (18,60 m).

C. Enregistrement des évènements hyperthermiques postérieurs à l'ETM2 dans le Bassin de Mons

La récente identification de nombreux évènements hyperthermiques de l'Eocène dans le forage de Kallo (Stassen et al., 2014 ; Stassen, *unpublished data in* Steeman, 2020), dans le nord du Bassin belge, permet de s'interroger sur le possible enregistrement de ces évènements dans le Bassin de Mons.

1. *Une courbe composite pour l'Yprésien du Bassin de Mons : les forages d'Havré et du Mont-Panisel*

La comparaison des analyses isotopiques et minéralogiques réalisées sur le sommet du forage d'Havré et sur le forage du Mont-Panisel suggère l'absence de recouvrement entre les deux forages (Fig. IV-16). Dans le forage du Mont-Panisel, les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ sont en effet plus négatives que dans celui d'Havré et ne semblent pas présenter l'excursion isotopique négative observée à environ 10 mètres de profondeur dans ce dernier. La minéralogie est également différente, les illites, chlorites et kaolinites observées au sommet du forage d'Havré ne sont présentes qu'en traces dans le forage du Mont-Panisel.

Les cadres lithostratigraphiques et biostratigraphiques des deux forages permet de suggérer que l'enregistrement sédimentaire du forage du Mont-Panisel est immédiatement postérieur à celui du forage d'Havré (Fig. IV-16). En effet, le sommet du forage d'Havré se trouve dans la Formation des Sables de Mons-en-Pévèle, formation qui est également identifiée à la base du forage du Mont-Panisel. De plus, la biozone de dinokystes à *Axiodinium lunare/Stenodinium meckelfeldense* est la dernière identifiée dans le forage d'Havré (en attente des résultats d'analyses complémentaires en cours sur la partie sommitale du forage), tandis que la biozone à *Dracodinium simile*, qui lui est immédiatement postérieure, est identifiée à la base du forage du Mont-Panisel (De Coninck, 1990).

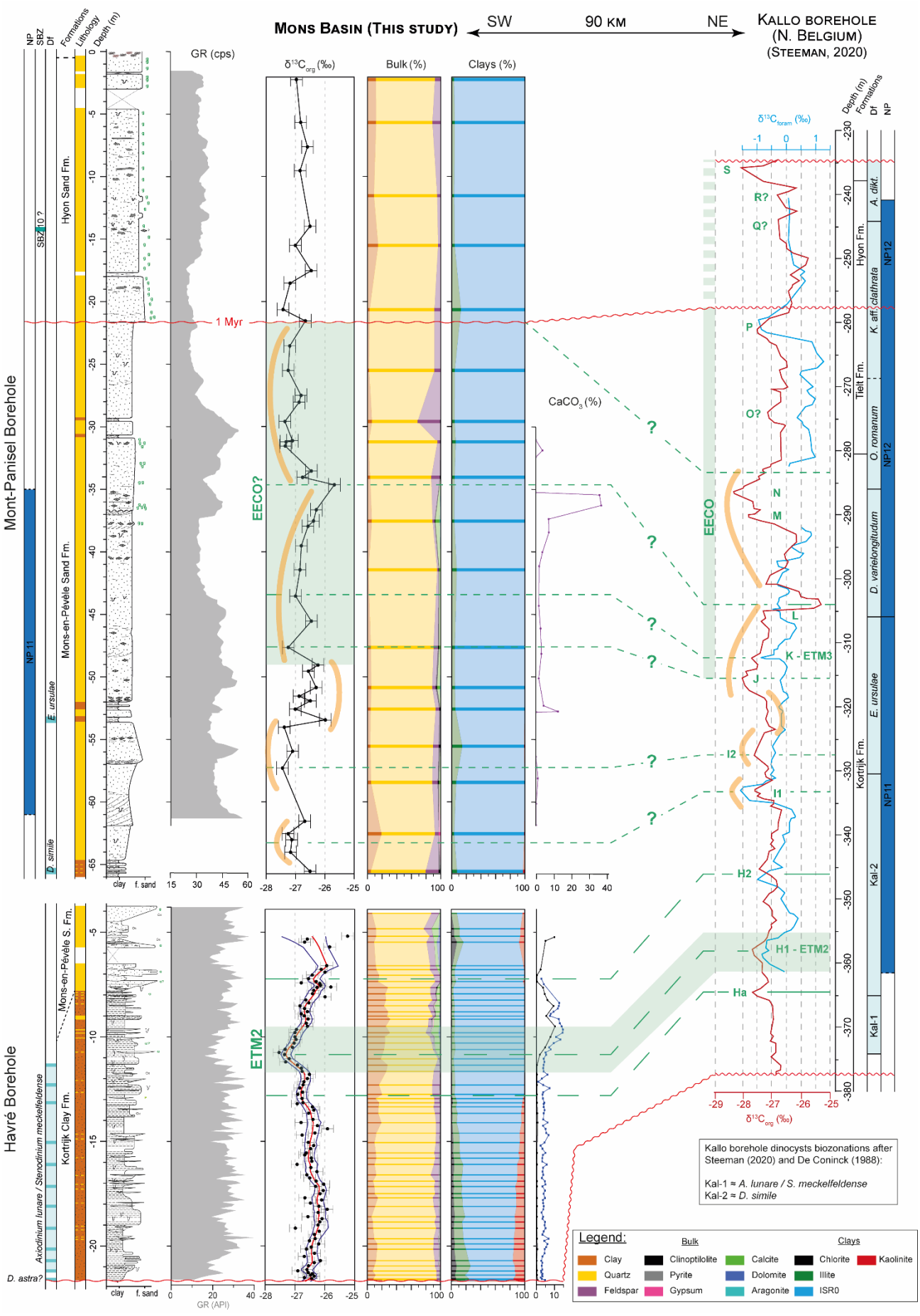
Le sommet du forage d'Havré est caractérisé par une diminution des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$, avec des dernières valeurs autour de -26,5‰, ce qui correspond à la tendance observée à la base du forage du Mont-Panisel. Le sommet du forage d'Havré est également marqué par une tendance à la diminution des proportions de feldspaths, d'illite et de kaolinite. Cette tendance pourrait se poursuivre dans le forage du Mont-Panisel pour les feldspaths et expliquer pourquoi l'illite et la kaolinite n'y sont présentes qu'en traces.

La combinaison des données litho-biostratigraphiques et des analyses réalisées permet de proposer la superposition des séries sédimentaires de ces deux forages. Il apparaît ainsi possible de combiner ces deux forages en une coupe composite quasi-complète de l'Yprésien inférieur dans le Bassin de Mons, permettant la comparaison avec les données isotopiques obtenues dans le nord du Bassin belge (forage de Kallo ; Stassen et al., 2014 ; Stassen, *unpublished data in* Steeman, 2020 ; Fig. IV-16).

2. *Comparaison entre le Bassin de Mons et le nord du Bassin belge*

Des tendances similaires peuvent s'observer entre la courbe isotopique composite construite dans le Bassin de Mons et celle obtenue sur le forage de Kallo (Stassen et al., 2014 ; Stassen, *unpublished data in* Steeman, 2020), ce qui permettrait de suggérer l'enregistrement d'une série d'évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur dans le Bassin de Mons (Fig. IV-16). Le sommet du forage d'Havré semble assez bien se corréler avec l'enregistrement isotopique de l'ETM2 et des évènements associés (Ha et H2) dans le forage de Kallo (Fig. IV-16). Dans le forage du Mont-Panisel, la première petite excursion isotopique d'environ 0,7 ‰ d'amplitude pourrait correspondre à l'évènement I1 du forage de Kallo. Cette corrélation isotopique est de plus confortée par les assemblages de dinokystes, De Coninck (1990) considérant que l'« association [de dinokystes observée à 65,30 mètres de profondeur dans le forage du Mont-Panisel] est à mettre en corrélation avec celle repérée entre -340 et -330 m dans le forage de Kallo ». Les quelques valeurs plus négatives (inférieures à -27 ‰) observées autour de 55 m dans le forage du Mont-Panisel et qui précèdent un retour à des valeurs plus positives entre environ 54 et 49 m pourraient correspondre à l'évènement I2 identifié dans le forage de Kallo (Fig. IV-16). Cette corrélation serait également validée par les associations de dinokystes, De Coninck (1990) mettant en parallèle celle identifiée à 53,5 m dans le forage du Mont-Panisel et celle observée entre 330 et 325 m dans le forage de Kallo. Ensuite, la petite excursion négative qui précède un retour progressif à des valeurs plus positives entre environ 49 et 35 m dans le forage du Mont-Panisel pourrait correspondre à la tendance des évènements J à L dans le forage de Kallo (Fig. IV-16). L'évènement J étant associé à la base de l'EECO (Westerhold et al., 2018b), cette correspondance permet de proposer l'enregistrement de la base de l'EECO dans le Bassin de Mons. Le retour à des valeurs plus négatives observé entre 35 m et environ 21,80 m dans le forage du Mont-Panisel pourrait correspondre à celui observé entre environ 304 et 284 m dans le forage de Kallo, bien qu'il soit plus marqué dans ce dernier. Dans le forage du Mont-Panisel, un hiatus dont la durée est estimée à environ 1 million d'années (Steurbaut & King, 1993) sépare les Formations d'Hyon et de Mons-en-Pévèle, rendant la suite des corrélations difficiles. Cependant, les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ observées de part et d'autre du hiatus sont relativement similaires (Fig. IV-16). L'EECO ayant une durée estimée d'environ 4 millions d'années (Westerhold et al., 2018b), il est possible qu'il soit également enregistré dans la Formation d'Hyon, au-dessus du hiatus, ce qui expliquerait les valeurs relativement négatives, autour de -27 ‰, du $\delta^{13}C_{org}$ dans cette formation. Par ailleurs, Steurbaut et al. (2015) ont rapporté l'enregistrement de l'EECO dans la Formation d'Hyon dans le forage de Zemst, situé environ 30 km au SSE du forage de Kallo. Les résultats obtenus sur le forage du Mont-Panisel suggèreraient ainsi que l'EECO débuterait dès la Formation des Sables de Mons-en-Pévèle dans le Bassin belge.

Figure IV-16 (Page suivante) : Possible enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur dans le Bassin belge. Comparaison entre le Bassin de Mons (ce travail ; Dupuis et al., 1988 ; De Coninck, 1990 ; Steurbaut & King, 1993) et le nord de la Belgique (forage de Kallo, Stassen, unpublished data in Steeman, 2020). Les échelles verticales sont différentes entre le Bassin de Mons et le forage de Kallo.


MONS BASIN (THIS STUDY)
SW
90 KM
NE
KALLO BOREHOLE (N. BELGIUM) (STEEMAN, 2020)
Mont-Panisel Borehole
Havré Borehole
Hyon Sand Fm.
Mons-en-Pévèle Sand Fm.
Kortrijk Clay Fm.
Mons-en-Pévèle S. Fm.
Axiodinium lunare / Stenodinium meckelfeldense
D. astra?
D. simile
E. ursulae
NP 11
SBZ 10 ?
Df
NP
Formations
Lithology
Depth (m)
GR (cps)
GR (API)
clay
f. sand
1 Myr
EECO?
EECO
ETM2
δ13Corg (‰)
Bulk (%)
Clays (%)
CaCO3 (%)
δ13Cforam (‰)
S
R?
Q?
P
O?
N
M
L
K - ETM3
J
I2
I1
H2
H1 - ETM2'
Ha
Hyon Fm.
Tielt Fm.
Kortrijk Fm.
Kal-2
Kal-1
A. dikt.
K. aff. clathrata
O. romanum
D. vanelongitudum
E. ursulae
NP12
NP11
Kallo borehole dinocysts biozonations after Steeman (2020) and De Coninck (1988):
Kal-1 ≈ A. lunare / S. meckelfeldense
Kal-2 ≈ D. simile
Legend:
Bulk
Clays
Clay
Quartz
Feldspar
Clinoptilolite
Pyrite
Gypsum
Calcite
Dolomite
Aragonite
Chlorite
Illite
ISR0
Kaolinite

Conclusions sur l'enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Yprésien inférieur dans le Bassin de Mons

La réalisation et l'étude multi-proxies à haute résolution d'un nouveau forage carotté de 25 mètres de profondeur à Havré, ainsi que des analyses isotopiques et minéralogiques réalisées sur le forage du Mont-Panisel auront permis :

(1) De proposer l'enregistrement vraisemblable d'une partie du PETM dans la Formation de Leval dans le forage d'Havré, dans des environnements continentaux à palustres, riches en matière organique, similaires à ceux observés dans le sud de l'Angleterre et en Allemagne.

(2) De proposer l'enregistrement de l'ETM2 dans le Bassin de Mons, associé à une période de transgression et possiblement en lien avec une altération accrue de cendres volcaniques.

(3) De proposer la préservation d'une partie de l'EECO dans le forage du Mont-Panisel et donc dans le Bassin de Mons.

Suite au maximum thermique de l'EECO, le climat global qui reste chaud, est marqué par une tendance au refroidissement à l'Eocène moyen (Fig. IV-17 ; Westerhold et al., 2020). Cette diminution progressive des températures est ponctuée d'épisodes de réchauffement plus ou moins brefs tels le LLTM (environ 30 000 ans, Westerhold et al., 2018a) à la fin du Lutétien et le MECO (entre 270 000 à 500 000 ans, Bohaty and Zachos, 2003 ; Rivero-Cuesta et al., 2019) au début du Bartonien. La plateforme carbonatée qui se dépose dans le Bassin parisien au cours du Lutétien (Eocène moyen) se confine progressivement, passant des environnements marins relativement agités de la Formation du Calcaire grossier aux environnements plus calmes et à tendance évaporitique de la Formation des Marnes et Caillasses. Ce confinement, probablement d'origine tectonique et associé à une phase pyrénéenne (Briais, 2015), est lié à la surrection de l'anticlinal de l'Artois qui isole le Bassin parisien des influences de la Mer du Nord (Pomerol, 1978 ; Cavelier & Pomerol, 1979 ; Gély, 1996 ; King, 2006). Il culmine lors d'une phase d'émersion quasi généralisée du bassin, marquée par une surface d'érosion localement karstifiée, située entre la Formation des Marnes et Caillasses et les sables bartoniens (Haq et al., 1988 ; Pomerol, 1989 ; Marie, 2023 ; Moreau, 2023 ; Moreau et al., 2024). Cette surface sépare un système carbonaté d'un système estuarien silicoclastique, marquant ainsi un changement majeur dans la dynamique sédimentaire du Bassin parisien. Ce changement majeur a longtemps servi de limite entre les étages Lutétien (carbonaté) et Bartonien (silicoclastique) dans le Bassin parisien, avant la révision des biozonations des foraminifères benthiques de Serra-Kiel et al. (1998) qui associe la base de la biozone de foraminifères benthiques SBZ 17 à la base de l'étage Bartonien. La présence de certains marqueurs de la SBZ 17 (notamment *Alveolina elongata*) dans la Formation des Marnes et Caillasses (Le Calvez, 1968), positionne depuis la transition Lutétien-Bartonien au sein de cette formation dans le Bassin parisien (Briais, 2015).

Les deux prochains chapitres s'intéressent au possible enregistrement du LLTM (Chapitre V) et du MECO (Chapitre VI) dans le Bassin parisien et à leur potentielle influence sur la sédimentation.

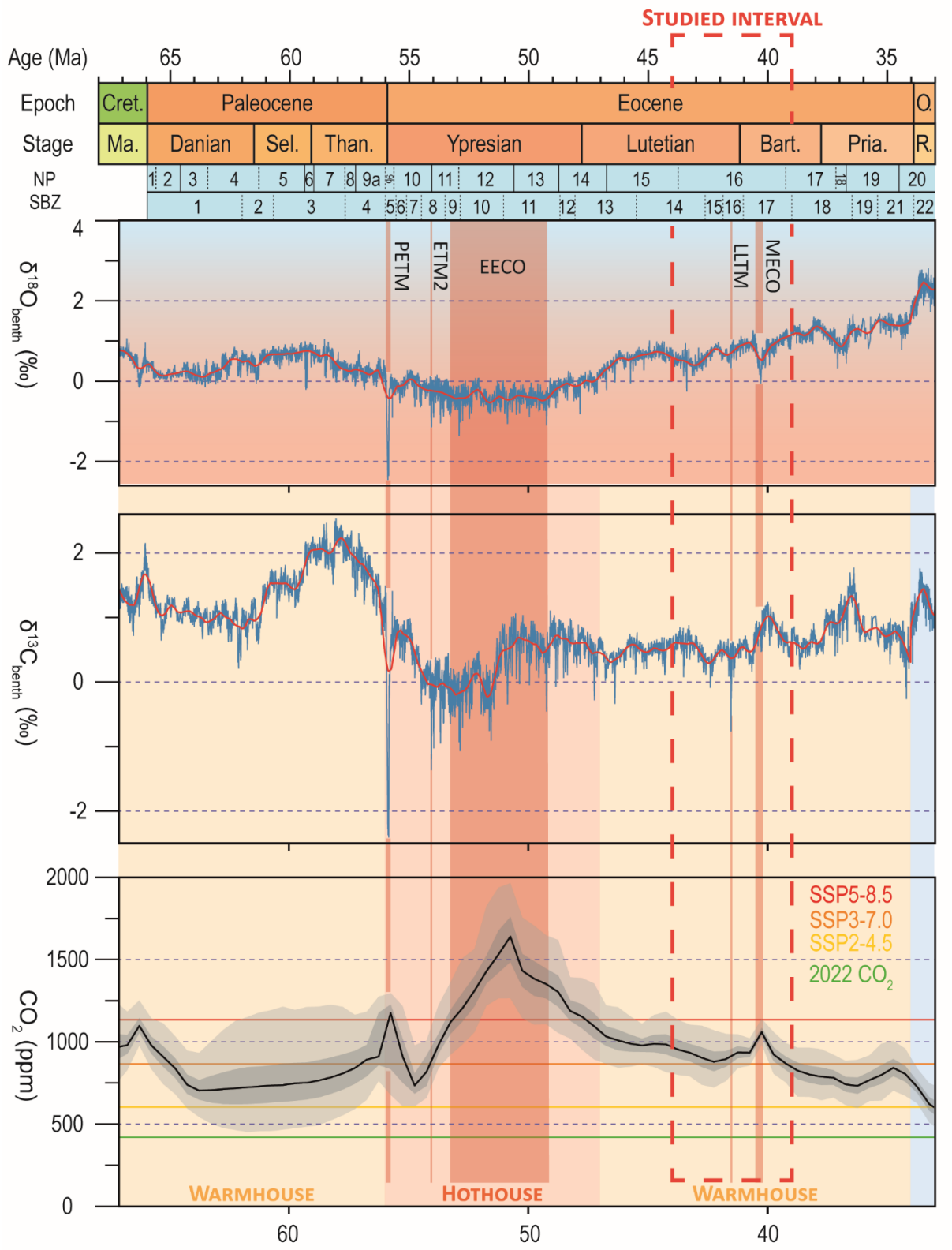


Figure IV-17 : Evolution paléoclimatique de l'Eocène et intervalle étudié dans les Chapitres V et VI. Données cénozoïques mondiales de référence pour les isotopes du carbone et de l'oxygène issus des foraminifères benthiques (CENOGRID, Westerhold et al., 2020). Le dégradé sous la courbe du $\delta^{18}O$ indique le sens des variations de température associées : refroidissement en bleu et réchauffement en rouge. Estimation de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère (valeur médiane et intervalles de confiance à 50 et 95% : ligne noire, surfaces gris foncé et gris clair respectivement ; d'après CenCO2PIP consortium, 2023) ; quelques valeurs de référence sont projetées pour comparaison : Valeur moyenne mesurée pour l'année 2022 (419 ppm), ainsi que les valeurs estimées pour l'année 2100 dans le cadre de 3 scénarios SSP (Shared Socio-economic Pathways) du GIEC (Jones et al., 2023 in IPCC AR6, 2021).

CHAPITRE V :

Enregistrement climatique de la fin du Lutétien et début du Bartonien dans le Bassin parisien



Contact entre la Formation du Calcaire grossier et la Formation des Marnes et Caillasses dans la carrière de Saint-Maximin (« Les Longères des Haies », BPE Lecieux), Novembre 2022.

Ce chapitre s'intéresse au changement minéralogique majeur de la fin du Lutétien – début du Bartonien dans le Bassin parisien. Celui-ci se caractérise par le premier épisode où la sédimentation d'argiles fibreuses (palygorskite et sépiolite) devient importante dans le bassin (Pomerol, 1967 ; Trauth et al., 1968), malgré quelques rares occurrences locales au cours de l'Yprésien (Michel, 1961 ; Cavelier, 1963 ; Pomerol, 1963 ; Chap. III. I.). Cet épisode à argiles fibreuses est associé à la présence de dolomite qui a pu être décrite comme microcristalline (Caillère et al., 1966 ; Arnould et al., 1971). Une première partie s'intéresse aux processus de formation des argiles fibreuses (principalement la palygorskite) et de la dolomite ainsi qu'à l'influence des conditions climatiques et paléoenvironnementales sur ces processus. Elle se base sur l'étude de deux forages (Le Tillet et Ussy-sur-Marne) et deux affleurements (Saint-Maximin et Isles-les-Meldeuses) du centre du bassin, organisés selon un transect NW-SE. Ces travaux ont fait l'objet d'une publication acceptée par la revue *Sedimentology*. Ils sont complétés dans un second temps par l'étude du forage de Maisse qui permet d'étendre la discussion aux faciès de la bordure sud du bassin (Fig. V-1).

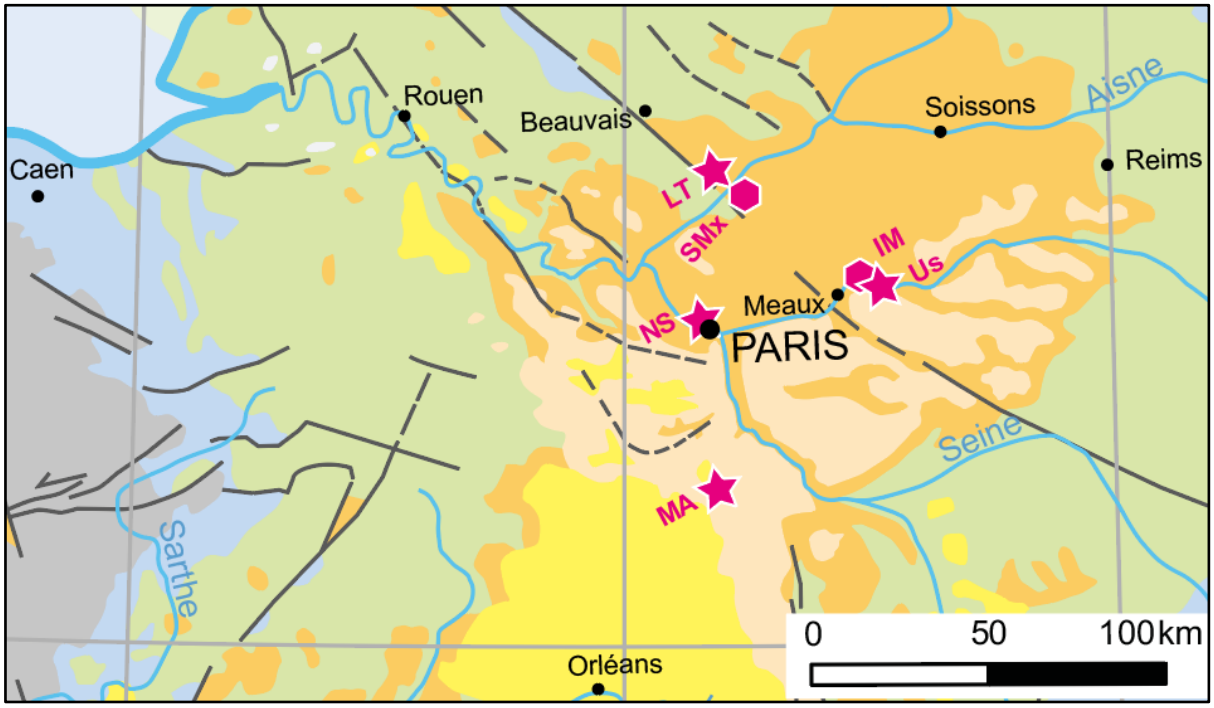


Figure V-1 : Localisation des sites étudiés dans le Chapitre V. Les hexagones indiquent des affleurements et les étoiles des forages. LT : Le Tillet ; SMx : Saint-Maximin ; IM : Isles-les-Meldeuses ; Us : Ussy-sur-Marne ; NS : Neuilly-sur-Seine ; MA : Maisse.

I. Un modèle combinant la formation précoce d'argiles fibreuses et de dolomite en milieu marin côtier

A. Introduction

Les argiles fibreuses sont relativement rares dans l'enregistrement sédimentaire mais ont été identifiées dans des environnements très variés, allant de milieux marins profonds aux environnements lacustres et continentaux (Singer & Galán, 1984 ; Chamley, 1989 ; Galán & Singer, 2011). Ces minéraux sont généralement interprétés comme des marqueurs de conditions géochimiques particulières, et notamment de conditions climatiques arides à semi-arides ou en lien avec de l'hydrothermalisme (Chamley, 1989 ; Weaver, 1989 ; Fagel, 2007 ; Jones & Conko, 2011 ; Fulignati, 2020). Différents processus tels que la néoformation par précipitation, la transformation d'un minéral précurseur ou la dissolution de dolomite, ont été proposés pour expliquer la formation de palygorskite (Singer, 1984 ; Trauth, 1977 ; Weaver & Beck, 1977 ; Suarez et al., 1994 ; Inglès & Anadón, 1991 ; Ryan et al., 2019). La palygorskite et la dolomite étant deux minéraux magnésiens, leur présence simultanée est souvent utilisée comme indicateur d'un environnement évaporitique riche en magnésium, notamment dans les environnements marins côtiers ou lacustres (Weaver & Beck, 1977 ; Singer, 1984 ; Inglès & Anadón, 1991 ; Xie *et al.*, 2013 ; Draidia *et al.*, 2016 ; Kadir *et al.*, 2016). La dolomite observée dans ces environnements est souvent microcristalline et interprétée comme syn-sédimentaire ou issue d'une diagenèse très précoce (Gillhaus *et al.*, 2010 ; Wen *et al.*, 2020 ; Sánchez-Román *et al.*, 2023). Dans ces environnements peu profonds, la formation de dolomite est probablement facilitée par l'activité microbienne (Vasconcelos & McKenzie, 1997 ; Bontognali *et al.*, 2010, 2014 ; Petrash *et al*, 2017 ; DiLoreto *et al.*, 2021), qui pourrait également favoriser la formation d'argiles fibreuses magnésiennes (Del Buey *et al.*, 2018, 2021 ; Perri *et al.*, 2018). Malgré cette intrication des processus de formation des argiles fibreuses magnésiennes et de la dolomite, les modèles de formation de la palygorskite sont encore peu compris et ont surtout été proposés en association avec la précipitation de calcite, dans des milieux lacustres ou continentaux (Pozo & Calvo, 2018). Un modèle complet détaillant les mécanismes à l'origine de la formation concomitante d'argiles fibreuses et de dolomite en milieu marin côtier manquait donc encore à ce jour, ce qui a permis de proposer un nouveau modèle à partir des données de la Formation des Marnes et Caillasses du Bassin parisien.

Cette étude, donnant lieu à l'écriture du premier article de la thèse, propose un modèle combinant les processus de formation précoce des argiles fibreuses et de la dolomite dans les environnements marins côtiers. Ces processus nécessitent des variations rapides des conditions hydro-biogéochimiques pouvant être induites par les micro-organismes présents dans les sédiments. L'influence des conditions climatiques et paléogéographiques sur ces processus est également discutée.

B. Article accepté par *Sedimentology*

Les résultats obtenus sont présentés et discutés ci-après sous la forme d'un article accepté par la revue *Sedimentology* (*in press*), intitulé « *A model for the concomitant early formation of dolomite and fibrous clays in coastal bay systems: evidence from the Eocene (Paris Basin, France)* ».

A model for the concomitant early formation of dolomite and fibrous clays in coastal bay systems: evidence from the Eocene (Paris Basin, France)

Julien TALON[1,2*], Pierre PELLENARD[1], Jean-Marc BAELE[2], Florence QUESNEL[3], Justine BRIAIS[3], Alina IAKOVLEVA[4], Christian DUPUIS[2], Ludovic BRUNEAU[1], Emmanuelle VENNIN[1]

[1]Biogéosciences, UMR 6282 CNRS, Université Bourgogne Europe, 21000 Dijon, France

[2]Geology and Applied Geology, University of Mons, 7000 Mons, Belgium

[3]Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Direction des Connaissances et Géomodélisation du Sous-sol (DCGS), 45000 Orléans, France

[4]Laboratory of Paleofloristics, Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky pereulok 7, 119017 Moscow, Russian Federation

*Corresponding Author: Julien TALON (julien.talon@u-bourgogne.fr)

Abstract

Detailed analysis of Lutetian–Bartonian deposits in the Paris Basin ('Marnes et Caillasses' Formation) provides new evidence of concomitant magnesian fibrous clays (palygorskite and sepiolite) and early microcrystalline dolomite. Although relatively uncommon in sedimentary archives, palygorskite and sepiolite are found in a wide range of environments, from deep-marine to terrestrial. In coastal bay environments, these clay minerals can be formed under arid conditions, either by direct precipitation or by transformation from a precursor, often in association with carbonate. The concomitant formation of fibrous clays and dolomite remains poorly understood until now. Most models consider that fibrous clays form alongside calcite. More recently, it has been suggested that dolomite dissolution can facilitate fibrous clay formation during diagenesis. A new integrative model for concomitant dolomite and fibrous clay formation in coastal marine bay systems is proposed here, based on X-ray diffraction, organic carbon isotopes, electron microscopy, cathodoluminescence, and epifluorescence. In such systems, highly fluctuating hydro-biogeochemical conditions alternately favour the early formation of dolomite or fibrous clays. This study highlights, for the first time, the concomitant presence of three striking processes: (1) microbially influenced microcrystalline dolomite formation; (2) detrital Al-Fe-smectite transformation into palygorskite; (3) dolomite dissolution, facilitating magnesium availability. These processes are favoured by the warm climate conditions of the Middle Eocene and a progressively restricted coastal bay environment related to regional regression. Based on

geochemical and biostratigraphic data, this study also provides the first evidence of the Late Lutetian Thermal Maximum (LLTM) in coastal environments. During the LLTM, increased aridity punctuated by episodic floods linked to intensified runoff further exacerbated the already highly fluctuating hydro-biogeochemical conditions, thus favouring the early formation of dolomite and fibrous clays. These climate conditions, combined with basin confinement linked to Pyrenean deformation, may have facilitated the onset of a significant Eocene fibrous clay episode in NW Europe.

Keywords: Palygorskite, Dolomite, Magnesian minerals, Microbial influence, Paris Basin, LLTM event

1. Introduction

Palygorskite and sepiolite are hydrous magnesium silicate fibrous clay minerals, relatively rare in the rock record, where they reflect particular physico-chemical conditions. They can, however, be found in many different environments (Isphording, 1973; Singer, 1979; Singer and Galán, 1984; Galán and Singer, 2011), including deep-marine (Tazaki *et al.*, 1986; Chamley, 1989), coastal lagoon (Weaver and Beck, 1977; Perri *et al*., 2018), and lacustrine (Lopez-Galindo *et al.*, 1996) or other terrestrial environments (Singer and Norrish, 1974). These fibrous clay minerals are generally interpreted as markers of arid to semi-arid conditions in sedimentary processes (Chamley, 1989; Weaver, 1989; Fagel, 2007; Jones and Conko, 2011), but have also been associated with hydrothermalism (Fulignati, 2020). Different mechanisms have been proposed for palygorskite formation, including neoformation by direct precipitation in alkaline waters and soils, or transformation from a precursor such as smectite, illite-smectite mixed-layers (Trauth, 1977; Weaver and Beck, 1977; Suarez *et al*., 1994; Lopez-Galindo *et al.*, 1996; Chen *et al.*, 2004; Zaaboub *et al.*, 2005; Xie *et al.*, 2013), or chlorite (Hong *et al*., 2007). The presence of a precursor in palygorskite formation has been primarily inferred in these cases by transmission electron microscopy (TEM), in deep-sea (Tazaki *et al.*, 1986) or terrestrial environments (Suarez *et al*., 1994), including lacustrine settings (Chen *et al.*, 2004). Dissolution of poorly ordered dolomite, acting as a magnesium source, has been suggested as an alternative mechanism for palygorskite formation during various diagenetic stages (Inglès and Anadón, 1991; Ryan *et al*., 2019). By contrast, sepiolite is generally considered to form through direct precipitation from the solution (Pozo and Calvo, 2018).

The simultaneous presence of palygorskite and dolomite has often been taken to indicate a magnesium-rich environment (Weaver and Beck, 1977; Singer, 1984; Inglès and Anadón, 1991; Xie *et al.*, 2013) and inferred in peritidal-to-shallow coastal or lacustrine settings (Weaver and Beck, 1977; Inglès and Anadón, 1991; Draidia *et al*., 2016; Kadir *et al*., 2016). There, dolomite has sometimes been described as microcrystalline and subhedral (Wen *et al.*, 2020; Sánchez-Román *et al.*, 2023) and is thought to have originated syn-sedimentarily or in association with early diagenetic processes (Weaver and Beck, 1977; Gillhaus *et al.*, 2010; Wen *et al.*, 2020). In shallow coastal environments, dolomite

formation at low temperature and under surficial conditions is most likely mediated by microbial activity (Vasconcelos and McKenzie, 1997; Sánchez-Román et al., 2009a; Bontognali *et al*., 2010, 2014; Petrash *et al*, 2017; DiLoreto *et al*., 2021), but clay minerals may also facilitate its formation (Liu *et al*., 2019). In modern environments, especially in hypersaline lakes, the formation of magnesian fibrous clays under the influence of microbial activity has also been suggested (Del Buey *et al*., 2018, 2021; Perri *et al*., 2018). Despite the apparent similarity between these processes, palygorskite formation mechanisms have generally considered calcite precipitation rather than dolomite formation, mainly in lacustrine or other terrestrial environments (Pozo and Calvo, 2018). A comprehensive model explaining the mechanisms leading to the concomitant early formation of fibrous clays and microbially mediated dolomite in coastal environments remains to be developed.

In the Paris Basin, several fibrous clay episodes related to evaporitic deposits have been identified in the Paleogene period (Pomerol, 1967), particularly associated with massive Priabonian gypsum deposits around Paris (Trauth, 1977). The first occurrence of palygorskite deposits of some importance in the Paris Basin is, however, recognised in the late Lutetian (Cavelier, 1963; Pomerol, 1967; Trauth *et al*., 1968; Thiry, 1989). This occurrence, associated with microcrystalline dolomite (Caillère *et al.*, 1966; Fontes *et al.*, 1970; Arnould *et al.*, 1971) and gypsum (Soyer, 1960; Toulemont, 1987), is identified in the 'Marnes et Caillasses' Formation (MCF), where the depositional environment has variously been described as lagoonal, sabkha-like or even lacustrine (Broekman, 1984; Fontes and Toulemont, 1987). At a global scale, the Eocene was marked by several hyperthermal events such as the Late Lutetian Thermal Maximum (LLTM), identified in open marine deposits (Intxauspe-Zubiaurre *et al*., 2018; Westerhold *et al.*, 2020). The concomitance between hyperthermal events and the simultaneous development of fibrous clays and dolomite in the coastal environments of the Paris Basin provides the ideal opportunity to investigate the possible influence of climate on the formation of these magnesian minerals.

This study investigates the mechanisms driving the concomitant early formation of fibrous clay minerals and microcrystalline dolomite in a coastal marine bay setting, in relation to specific climate conditions, based on petrological observations (transmission and scanning electron microscopy (TEM and SEM), cathodoluminescence, and epifluorescence) together with mineralogical (X-ray diffraction: XRD) and geochemical ($\delta^{13}C_{org}$) analyses. Disentangling the relative impact of climate, depositional environment, and palaeogeography on the processes leading to the formation of fibrous clays and dolomite will provide important information about their distribution. For the first time, a comprehensive model is proposed to explain the concomitant, microbially mediated formation of palygorskite and dolomite in ancient coastal environments.

2. Geological setting

2.1. Palaeogeography of the Paris Basin

The intracratonic Paris Basin was open to the North Sea during the early Eocene, whereas the Ardenno-Rhenish and Vosges massifs to the east and the Massif Central to the south were emerged lands throughout the Eocene (Fig. V-2A). To the west, a palaeo-Channel strait between the emerged Cornubian High and Armorican Massif intermittently connected the Paris Basin to the Atlantic Ocean (King, 2006). In relation to the Weald-Artois-Ardennes uplift (Pomerol, 1978; Gély, 1996, 2016) linked to Pyrenean deformation (Briais, 2015), the direct connection to the North Sea disappeared progressively during the late Lutetian and the Bartonian. During that period, as a result, the Paris Basin became a gulf primarily connected to the Atlantic Ocean (Fig. V-2A).

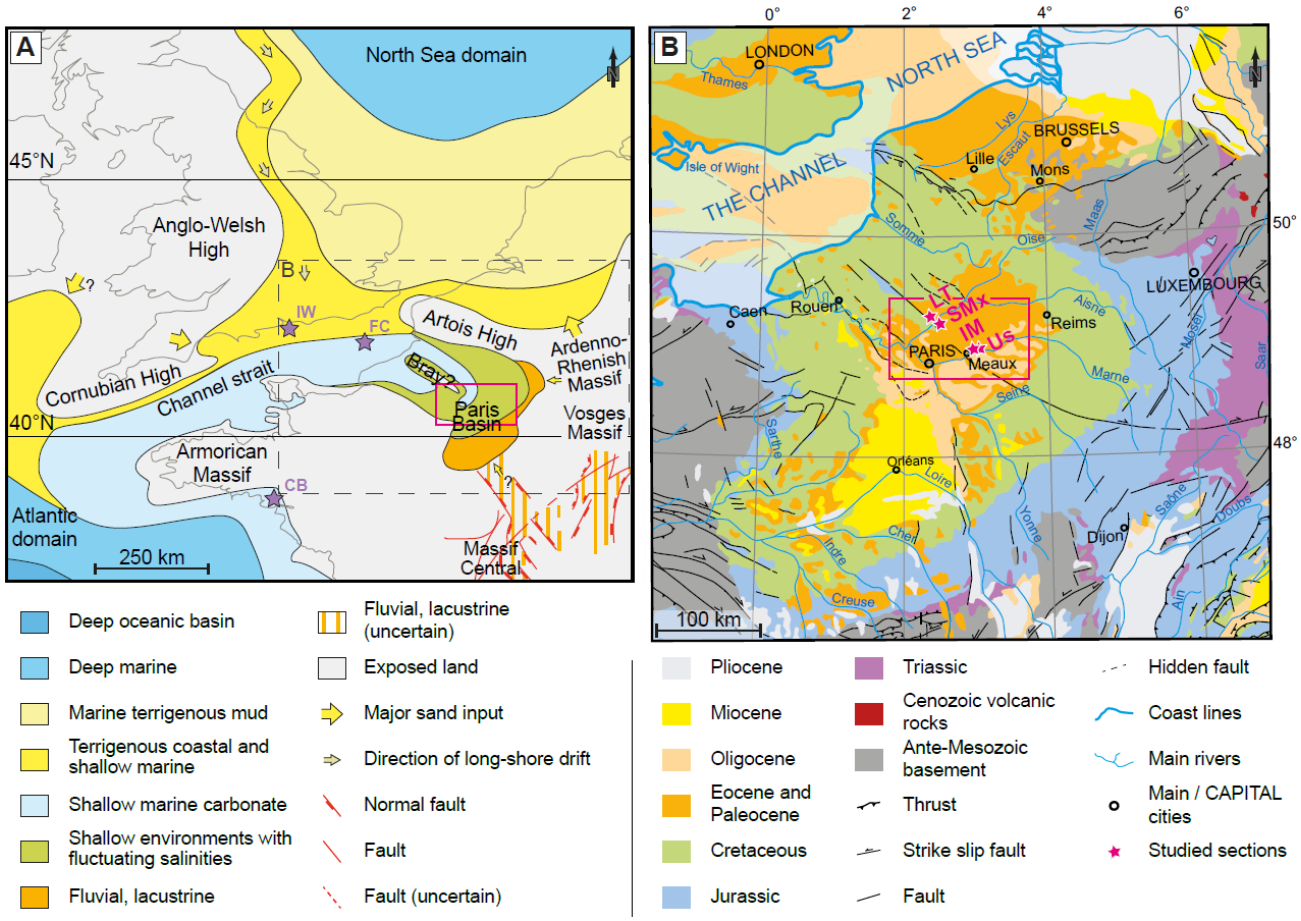


Figure V-2: Palaeogeographic map of the Paris Basin and surrounding areas (A) and geological map showing the studied sections in the Paris Basin (B). (A) Late Lutetian–early Bartonian palaeogeographic map of the NW European domain (modified from Meulenkamp et al., 2000, after Bignot et al., 1968 and Knox et al., 2010); purple stars indicate localities mentioned in the discussion: Foraminifera-rich deposits (with Alveolina elongata and abundant Nummulites) in the Channel Strait (FC), Isle of Wight (IW) and Campbon Basin (CB). (B) Geological map (modified from Asch, 2005 (IGME 5000); Quesnel et al., 2014; Iakovleva et al., 2021). Pink stars indicate the studied sections: Le Tillet (LT); Saint-Maximin (SMx); Isles-les-Meldeuses (IM); Ussy-sur-Marne (Us).

2.2. Lithostratigraphy and biostratigraphy

In the Paris Basin, thermal subsidence led to the deposition and preservation of sediments during the Cenozoic (Brunet and Le Pichon, 1982), despite a very low accommodation rate (Guillocheau *et al*., 2000). During the Eocene, alternating siliciclastic and carbonate sediments were deposited in shallow epicontinental seas or terrestrial environments. A complex lithostratigraphy related to the numerous lateral facies variations has been developed since the 18th century (Mégnien and Mégnien, 1980; Gély, 2016; Egal, 2023). Figure V-3 presents a concise view of the lithostratigraphic units spanning the late Ypresian – early Bartonian interval (~51 Ma to 39 Ma). The upper Ypresian siliciclastic system is followed by a major hiatus of at least 2 Myr (Pomerol, 1989; Briais *et al*., 2016; Steurbaut *et al*., 2016a). Above, a Lutetian inner carbonate platform system is described, starting with a bed of coarse, calcareous, glauconitic sand ('Glauconie grossière' unit), diachronous at the scale of the Paris Basin, followed by three shallow marine, bioclastic limestone units ('Calcaire à *Nummulites laevigatus'*, 'Calcaire à *Ditrupa strangulata'*, 'Calcaire à Milioles et *Orbitolites complanatus'*) representing the 'Calcaire grossier' Formation (Mégnien and Mégnien, 1980). The carbonate platform then passed to a restricted environment represented by the 'Marnes et Caillasses' Formation (MCF), described as a lacustrine to sabkha-like or lagoonal environment (Fontes and Toulemont, 1987), yet affected by marine incursions in the north-western part of the basin (e.g., 'Falun de Foulangues' unit; Cavelier and Le Calvez, 1965). A shorter hiatus, associated with emersion and karstification (Pomerol, 1989; Briais, 2015; Marie 2023; Moreau, 2023) occurred during the early Bartonian, before the development of a siliciclastic coastal system ('Sables d'Auvers' and 'Sables de Beauchamp' units). Terrestrial and lacustrine environments and soils persisted throughout the period along the eastern and southern margins of the Paris Basin (Fig. V-3; Blondeau, 1965; Thiry, 1989; Gély, 2016; Moreau *et al*., 2024). The Paris Basin is marked by a long-term Lutetian regression culminating during the MCF and ending with a period of regional emersion between the MCF and the 'Sables d'Auvers' unit (Briais, 2015; Moreau *et al*., 2024).

This study focuses specifically on the MCF, which consists primarily of dolomite and clayey limestone, with some clay beds, and gypsum lenses that occasionally recrystallised into calcite and silica (Mégnien and Mégnien, 1980; Fontes and Toulemont, 1987; Toulemont, 1987). Large gypsum lenses provide the first evidence of evaporitic conditions in the Paris Basin during the Paleogene (Arnould, *et al*., 1971; Toulemont, 1987).

The biostratigraphy of the Paris Basin during the end Ypresian–early Bartonian interval is mainly based on foraminifera and nannofossils. The upper Ypresian siliciclastic system has been assigned to Zone NP12 (nannoplankton biozonation; Aubry, 1986), but only the base of Zone NP13 has been identified locally (Steurbaut *et al*., 2016a); the lowermost Lutetian platform carbonate corresponds to the upper part of Zone NP14 (Aubry, 1986), suggesting that most of zones NP13 and NP14 are missing.

The presence of *Nannotetrina fulgens* alongside *Braarudosphaera bigelowii*, *Discoaster barbadiensis*, *D. boulangeri*, *D. saipanensis*, *Ericsonia formosa*, *Micrantholithus flos*, *Pemma rotundum*, *Reticulofenestra dictyoda*, *R. pseudogammation*, *Rhabdosphaera crebra*, and *Zygrhablithus bijugatus*, but without *Discoaster sublodoensis* or *Rhabdosphaera inflata* identifies Zone NP15 in the upper part of the 'Calcaire à *Nummulites laevigatus*' unit (Aubry, 1986). This nannofossil biozonation is consistent with the presence of sometimes abundant *Nummulites laevigatus*, indicative of the lower Lutetian SBZ13 (shallow benthic foraminifera biozonation; Serra-Kiel *et al.*, 1998). The simultaneous occurrence of *Chiasmolitus solitus*, *Discoaster tanii nodifer* and *Reticulofenestra hillae* without *Reticulofenestra reticulata* identifies the lower part of Zone NP16 in the MCF (Aubry, 1986). The presence of *Alveolina elongata* in the Le Tillet core (Le Calvez, 1968) identifies the SBZ17 (Serra-Kiel *et al.*, 1998) in the 'Falun de Foulangues' unit. As the SBZ17 marks the lowermost Bartonian (Serra-Kiel *et al.*, 1998), the MCF thus encompasses the late Lutetian–early Bartonian transition (Fig. V-3). The co-occurrence of *Discoaster bifax*, *D. distinctus*, *D. tanii nodifer*, *Chiasmolithus solitus*, *Reticulofenestra hillae* and *Neococcolithites dubius* identifies Zone NP16 in the 'Sables d'Auvers' unit (Aubry, 1986). The presence of *Reticulofenestra reticulata* and *Neococcolithites dubius* and the absence of *N. minutus* together indicate the upper part of Zone NP16 in the 'Sables de Beauchamp' unit (Aubry, 1986).

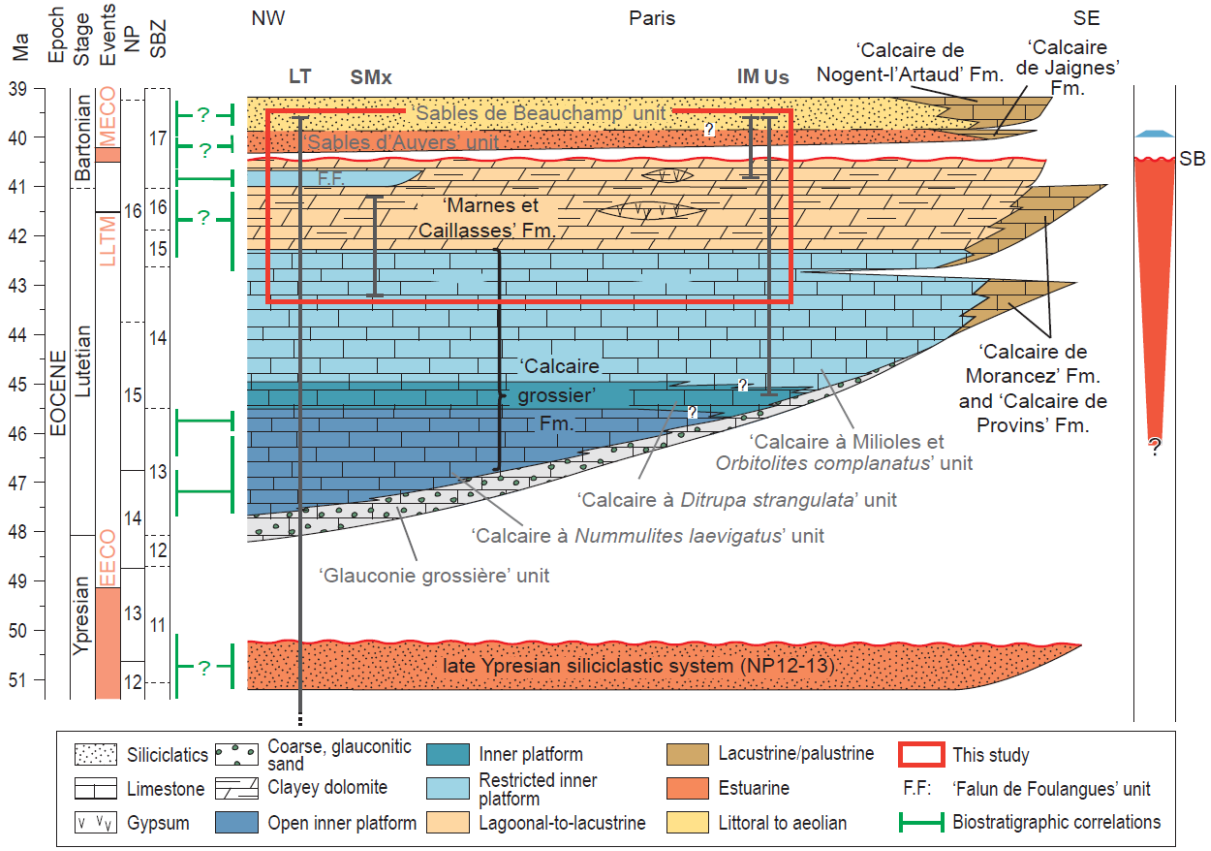


Figure V-3: Concise late Ypresian–early Bartonian lithostratigraphy and chronostratigraphy in the Paris Basin (modified from Gély, 2016 after Briais, 2015; Marie, 2023 and Moreau et al., 2024). Chronostratigraphic scale from GTS 2020 (Speijer et al., 2020). Hyperthermal events are from Rivero-Cuesta et al. (2019) for the MECO, Westerhold et al. (2018a) for the LLTM, and

Westerhold et al. (2018b) for the EECO. Long-term sequence stratigraphic framework after Briais (2015) and Moreau et al. (2024). MECO: Middle Eocene Climatic Optimum; LLTM: Late Lutetian Thermal Maximum; EECO: Early Eocene Climatic Optimum; NP: nannoplankton biozonation; SBZ: shallow benthic foraminifera biozonation. Stratigraphic range and approximate position of the studied sections: Le Tillet (LT); Saint-Maximin (SMx); Isles-les-Meldeuses (IM); Ussy-sur-Marne (Us).

3. Material and methods

Four sections (i.e., two outcrops and cores from two boreholes) were studied along a NW-SE transect (Fig. V-2B). The Le Tillet borehole (drilled in 1966, 45 km north of Paris) spans 193.35 m, from the Upper Cretaceous Chalk to the 'Sables de Beauchamp' (SaB) unit (Cavelier, 1968). The Saint-Maximin outcrop (Les Longères des Haies – BPE Lecieux quarry, 10 km east of Le Tillet) encompasses the transition between the 'Calcaire à Milioles et *Orbitolites complanatus*' (CMO) unit and the MCF (Fig. V-4A-B). The Isles-les-Meldeuses outcrop and the Ussy-sur-Marne borehole are located approximately 50 km north-east of Paris. The Isles-les-Meldeuses outcrop (sampled in 2013 in the Sablière Capoulade quarry, no longer exposed) encompasses the transition between the MCF and the 'Sables d'Auvers' (SaA) unit (Fig. V-4C). The Ussy-sur-Marne borehole (drilled in 2013) spans 49 m, from the 'Calcaire à *Ditrupa strangulata*' (CD) unit to the Bartonian sands.

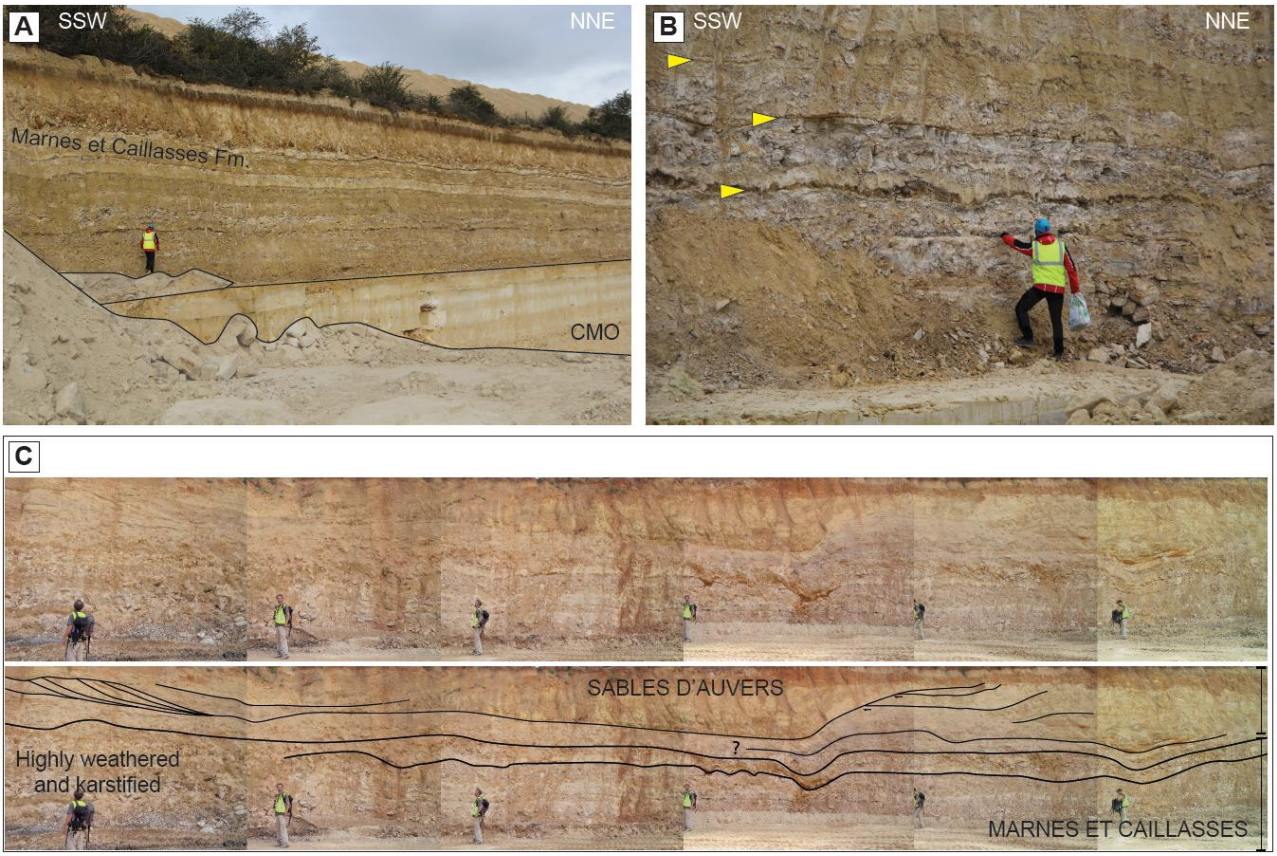


Figure V-4: Field-views of the 'Marnes et Caillasses' Formation. (A) Saint-Maximin outcrop (Les Longères des Haies – BPE Lecieux quarry) illustrating the contact between the 'Calcaire à Milioles et Orbitolites complanatus' (CMO) unit and the 'Marnes et Caillasses' Formation. (B). Close-up view of the outcrop showing the alternation of clay intervals (yellow arrows) and more or less indurated carbonate beds in the 'Marnes et Caillasses' Formation. (C) Isles-les-Meldeuses outcrop (Sablière Capoulade quarry) showing the contact between the 'Marnes et Caillasses' Formation and the 'Sables d'Auvers' unit with evidence of deformation and karstification (Briais, 2015).

Microscopic and epifluorescence analyses of 42 thin sections (Fig. V-5), using an Axioscope 7 (Carl Zeiss MicroImaging GmbH, Jena, Germany), at the Biogéosciences Laboratory (GISMO platform, Université Bourgogne Europe), complemented macroscopic sedimentary facies observations. Cathodoluminescence analyses were performed on 34 of these thin sections, using a polarising Photomicroscope (Zeiss, Jena, Germany), in the Department of Geology and Applied Geology (University of Mons, Belgium). The cathodoluminescence (CL) images were generated by a cold-cathode CITL CL system (Cambridge Image Technology – model Mk5, UK), operated at 15 kV acceleration voltage, 500 µA beam current, with a current density of about 8 µA/mm². Cathodoluminescence images were captured with a Peltier-cooled digital colour camera (Lumenera model Infinity 3, Canada), set from 0.1 s to a few seconds exposure time, depending on CL intensity and microscope magnification. Multiple-frame averaging was used to reduce noise. Colour calibration of the camera (white balance) was performed using the blue-filtered, tungsten-halogen light source of the microscope.

Site	Stratigraphic interval	Thick. (m)	TS	Cath.	Epi.	XRD	$\delta^{13}C_{org}$	TEM	SEM	Pal.
Le Tillet	CMO unit to Sables de Beauchamp unit	39.7	17	17	17	66	64	5	3	0
Saint-Maximin	CMO unit to Marnes et Caillasses Fm.	7.5	16	11	16	40	19	5	14	0
Isles-les-Meldeuses	Marnes et Caillasses Fm. to Sables d'Auvers unit	21.5	0	0	0	22	16	6	4	3
Ussy-sur-Marne	CD unit to Sables d'Auvers unit	35.4	9	6	9	58	58	0	7	3
Total			42	34	42	186	157	16	28	6

Figure V-5: Summary of analyses performed in this study. Thick.: Succession thickness; TS: Thin sections; Cath.: Cathodoluminescence; Epi.: Epifluorescence; Pal.: Palynology

The XRD analyses were conducted on 186 samples (Fig. V-5) for bulk and clay fraction (< 2µm), using a D8 Endeavor diffractometer (Bruker, Billerica, Massachussetts, USA) with CuKα radiation, Lynxeye XE-T detector under 40 kV voltage and 25 mA intensity (Biogéosciences laboratory, GISMO Platform, Université Bourgogne Europe). All samples were manually crushed in an agate mortar. To remove carbonates for the clay fraction analyses, approximately 10 g of powdered samples were agitated in 200 ml of osmosed water and a 0.2 $mol.l^{-1}$ HCl solution was progressively added until the pH

remained acidic (less than 2) after approximately three minutes, indicating that the reaction is complete. For very carbonated samples, a few drops of 6 mol.l^{-1} HCl solution were used instead of the 0.2 mol.l^{-1} solution. The residue was evacuated and neutralised by successive rinses until clay deflocculation was reached. Ammonia water was added to a few samples from Saint-Maximin and Isles-les-Meldeuses to help deflocculation. Clay-sized particles were extracted with a syringe, after decantation of the suspension for 95 minutes following Stokes law, and then centrifuged at 2 300 G for 40 minutes. The resulting paste was then smeared on glass slides for clay orientation. Clay minerals were identified using their main diffraction peak (d_{001}) by combining the X-ray diffraction patterns obtained after each of the three treatments applied to each sample (Brown and Brindley, 1980; Moore and Reynolds, 1997): (1) air-drying, (2) ethylene-glycol saturation overnight, and (3) heating at 490°C for 120 minutes. Semi-quantification was performed using the MacDiff 4.2.6 software based on the peak area method, including deconvolution (Petschick, 2010). Estimated uncertainties for clay mineral and non-clay mineral proportions are between 1 and 3 % (Hillier, 2000; Warr, 2022).

Scanning electron microscope (SEM) observations were conducted on 28 samples (Fig. V-5) using a Hitachi SU8230 (Ibariki, Tokyo, Japan) in back-scattered electron mode operating at 15 kV (ARCEN platform, Université Bourgogne Europe). Energy Dispersive X-ray (EDX) spectroscopy was used for qualitative chemical elemental analysis, with a ThermoFischer Scientific UltraDry 30 mm² (ThermoFischer Scientific, Waltham, Massachusetts, USA) combined with the Hitachi SU8230. Small sample pieces were cleaned using compressed air, mounted on aluminium stubs with electrically conductive carbon tape, and coated with a thin (20 nm) layer of carbon. All rock samples were analysed at an accelerating voltage of 15 kV, with a working distance of 4 mm.

Transmission electron microscope (TEM) observations were performed on 16 clay-fraction samples (Fig. V-5). All samples were prepared by depositing a drop of the clay fraction diluted in a 2 % butylamine solution on to a carbon-coated copper grid. Five samples were observed using a JEOL JEM-2100F microscope (JEOL (Europe) SAS, Croissy-sur-Seine, France), operating at 200 kV with a point-to-point resolution of 0.19 nm (ARCEN analysis platform, Université Bourgogne Europe), combined with EDX spectroscopy in TEM mode for qualitative chemical elemental analysis, using a Bruker XFlash Detector 5030 spectrometer (Bruker France, Wissembourg, France) fitted on the JEM-2100F microscope, and 11 samples were observed using a Hitachi HT7800 (Hitachi High Tech Corp., Tokyo, Japan), operating at 100 kV with a point-to-point resolution of 0.36 nm (DImaCell analysis platform, INRAe, Dijon, France).

Organic carbon isotope analysis ($\delta^{13}C_{org}$) was performed on 157 samples (Fig. V-5). Samples were reacted with 15 ml of a 2 mol.l^{-1} HCl solution for 2 hours, or with 10 ml of a 6 mol.l^{-1} HCl solution for 48 hours when bulk mineralogy showed evidence of dolomite. The $\delta^{13}C$ isotope analysis was performed in duplicate on a Vario Micro Cube elemental analyser coupled in continuous flow mode to an isotope

ratio mass spectrometer (IsoPrime, Elementar, Hanau, Germany) at the Biogéosciences Laboratory (GISMO platform, Université Bourgogne Europe). Certified USGS40 (with $\delta^{13}C_{org}$ = -26.39‰) and caffeine IAEA-600 ($\delta^{13}C_{org}$ = -27.77‰) international reference materials were used for calibration. Carbon isotope composition is expressed in delta notation and reported in permil (‰) relative to the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) standard. External reproducibility based on duplicate analyses of samples is better than ± 0.2‰ (1σ).

Palynological analyses were carried out on 6 samples from Isles-les-Meldeuses and Ussy-sur-Marne (Fig. V-5), among which only one contained a quantitatively rich palynomorph association. Palynomorphs were concentrated using standard palynological techniques (i.e., Erdtman,1960; Roche *et al.*, 2008) with the methodology described in Iakovleva *et al.* (2021).

4. Results

4.1. Facies and associated depositional environments

Facies recognition based on field (Fig. V-4A to C), macroscopic, and microscopic observations (Figs. V-6 and 7), combined with previous descriptions for the Le Tillet core (Cavelier, 1968), and for the Ussy-sur-Marne core and the Isles-les-Meldeuses outcrop (Briais, 2015), resulted in 11 facies (F1 to F11) grouped into 4 facies associations (FA1 to FA4), interpreted in terms of depositional environments (Fig. V-8).

The first facies association (FA1) includes facies F1, F2a and F2b (Fig. V-8). F1 is composed of medium-to-coarse sand and mud, with 3D megaripples, metre-scale erosion channels, cross-bedding stratification, tangential oblique lamination, ripple cross-bedding, and mud drapes with bioclasts in the bottomsets (Fig. V-8). Rare bivalves and gastropods are present, as well as bioturbations such as *Ophiomorpha*, especially at the top of the megaripples. F2a is composed of fine to coarse glauconitic sand and mud with bioclasts, and is marked by ripple cross-bedding and mud drapes with a micritic matrix and bioclasts (Fig. V-8). F2b is composed of coarse sand to conglomerate with gravels and is marked by 3D megaripples with tangential oblique laminations and channelised erosional surfaces (Fig. V-8; Fig. V-4C). Both facies F2a and F2b contain reworked material (e.g., carbonate clasts, clayey pebbles, and bioclasts, mainly from the underlying MCF).

FA1 is interpreted as a siliciclastic-dominated estuary (Van Wagoner *et al.*, 1990; Cattaneo and Steel, 2003; Boyd *et al.*, 2006; Zecchin and Catuneanu, 2013). Tidal influence is indicated by the presence of 3D megaripples, cross-bedding and mud drapes. The transition from coarse sand to conglomerate with 3D megaripples in Isles-les-Meldeuses (F2b) to fine-to-coarse glauconitic sand with ripple cross-bedding and mud drapes in Le Tillet (F2a) indicates a deepening pattern. Along with this lateral variation, the presence of reworked material in both F2a and F2b is interpreted as a transgressive

lag (Van Wagoner *et al.*, 1990; Cattaneo and Steel, 2003; Zecchin and Catuneanu, 2013). FA1 is assigned to the SaA unit (Figs. V-9 and 10).

The second facies association (FA2) includes facies F3, F4a, F4b, and F5, mainly composed of packstone and grainstone rich in bioclasts (Figs. V-6A-B). The main difference between these facies is their bioclastic content and size (Fig. V-8), with serpulids and oysters in F3, foraminifera in both F4a and F4b (e.g., miliolids, *Nummulites*, *Orbitolites complanatus*), but smaller and more peloidal in F4b than in F4a (Fig. V-8). F5 is enriched in sand but still contains foraminifera and bioclasts.

The packstone-to-grainstone texture, the presence of cross-bedding stratification and the fragmentation of most biotic components suggest an agitated environment. Among these biotic components, the presence of shallow benthic foraminifera (e.g., *Nummulites*, orbitoids, and locally abundant miliolids), along with *characeae* and molluscs (e.g., oysters), suggests rather shallow marine conditions in facies association FA2. This facies association is interpreted as a marine-influenced bay (Reynaud *et al*., 2012; Briard *et al*., 2020) and is assigned to units CD and CMO (Figs. V-9 and 10).

The third facies association (FA3) includes facies F6 to F8 (Fig. V-8). 'Crenulated micritic laminae' (F8 to F9) and 'clotted' fabrics (F6) are often observed in FA3. Facies F6a has a wackestone-to-micropackstone texture, with bioclasts and abundant peloids (Fig. V-6C). Bioclasts include foraminifera (mostly miliolids), ostracods (sometimes articulated) and often unbroken gastropods up to millimetre-size. Peloids are individual or fused in clusters and organised in laminae. They can be distinguished from well-rounded faecal pellets by their smaller size and diffuse contour (Flügel, 2004). These peloids are ordered in mesoclots (Kennard and James, 1986). Their association with dense micritic laminae supports a microbial origin (Vennin *et al*., 2019). This facies also contains plant fragments and intraclasts. F6a often presents a granular matrix and circumgranular cracks (Fig. V-7A-B), with highly variable porosity as well as brecciation and possible root traces (Fig. V-8). Facies F6b is a dolomitic packstone with micritic peloids and moulds of dissolved bioclasts (e.g., foraminifera, bivalves, and possible ostracods). This facies is dolomitised by a micritic-to-microsparitic cement mainly composed of anhedral dolomite crystals (up to 15 µm), replacing peloids and bioclasts (Fig. V-8). Facies F7 is a very localised facies corresponding to floatstone beds of flattened, almost complete gastropods (e.g., *Potamides lapidorum*), and fragmented, disarticulated bivalve shells (Fig. V-6D). Facies F7 has an erosive base, evolving upwards into mudstone with rare gastropods, bivalves, foraminifera, and ostracods. Continuous stacked or coalescent thin micritic laminae are observed, sometimes alternating with laminated peloids. F7 is affected by granulation, brecciation, circumgranular cracks, and desiccation cracks filled with calcite sparite or silica. Facies F8, also local, is a laminated wackestone composed of planar laminations of unbroken Characeae, ostracods (sometimes articulated), miliolids, and small bivalve fragments (Fig. V-6E). It also

contains diffuse peloids organised in clotted structure (10 to 100 µm), with dense crenulated micritic laminae.

Moderate energy is indicated by the wackestone-to-micropackstone texture, the abundant micrite and micritic peloids as well as the presence of articulated ostracods and unbroken gastropods (F6a). The presence of a granular matrix, granular cracks, brecciation, and root traces suggests emersion associated with pedogenesis. The packstone texture suggests slightly higher hydrodynamic conditions, while the replacement of peloids and recrystallisation of bioclasts by small anhedral dolomite crystals (F6b) could indicate dolomitisation processes in the mixing zone (Petrash *et al*., 2021). The floatstone texture, the erosive base, the shelly concentration, and the thinning-upwards organisation (F7) suggest storm wash-over deposits, while the accumulation of *Potamides lapidorum* suggests fluctuating salinities. Emersion phases and relatively intense pedogenesis are marked by granulation, brecciation, circumgranular cracks, and by desiccation cracks filled by sparitic cement or silicifications. The combination of micrite, micritic peloids, crenulated micritic laminae, unbroken Characeae, and articulated ostracods (F8) suggests very low energy and probably decantation processes. Microbial mats, composed of crenulated micritic laminae and peloid clusters, ubiquitously form in the intertidal zone, associated with dolomite forming as a primary precipitate (Bouton *et al*., 2016; DiLoreto *et al*., 2019). The micritic clotted texture aligns with observations from other studies (Arenas and Pomar, 2010; Hips *et al*., 2015). These studies interpret such features as evidence of microbially mediated calcium carbonate precipitation. The clotted texture observed in this study is thought to result from organically mediated calcification processes, leading to the formation of clots and/or the cementation of peloids. Facies association FA3, combining these three facies, reflects a shallow environment, with moderate energy and sporadic emersion, here interpreted as a coastal bay (Reynaud *et al*., 2012; Briard *et al*., 2020).

The last facies association (FA4) includes facies F9 to F11 (Fig. V-8). Facies F9 corresponds mainly to relatively homogeneous dolomicritic mudstones and has been subdivided based on fossil content, and pedogenetic and diagenetic features. F9a contains rare bioclasts (mostly foraminifera and ostracods, rarely moulds of gastropods and bivalves) and wackestone-to-packstone intraclasts (Fig. V-8). Bioclasts are often dissolved or recrystallised (Fig. V-6F) and this facies is affected by granulation, root traces, and calcite-filled cracks sealed by brecciation (Fig. V-7C-D). The calcite filling the cracks is non-luminescent under CL (Fig. V-7E-F). Facies F9b presents small vugs, probably corresponding to dissolved bioclasts or bird-eyes, microbial crenulation, and planar lamination (Fig. V-8). Facies F9c contains diffuse micritic peloids organised in clusters, silica micro-precipitations, and crenulated and irregular micritic laminae encompassing quartz grains (Fig. V-8; Fig. V-7G-H). It is also affected by granulation. Facies F10 consists of centimetric-to-decimetric clay horizons with rare ostracods, foraminifera, and bivalve and gastropod fragments (Fig. V-8). Micrometric dolomite crystals and framboidal pyrites are observed in this facies (Fig. V-6G-H). In In facies F10, one sample from

Ussy-sur-Marne yielded a quantitatively rich palynological assemblage, composed almost entirely (~99%) of dinoflagellate cysts (dinocysts) with single bissacate and angiosperm pollen grains. The dinoflagellate cyst assemblage contains ~35 species, among which *Glaphyrocysta microfenestrata*, *G. intricata*, *Enneadocysta pectiniformis*, *E. robusta*, and *Thalassiphora fenestrate*, possibly suggesting a latest Lutetian-early Bartonian age for the deposits (Powell, 1992). This assemblage is dominated by *Homotryblium*-group (mostly *Homotryblium abbreviatum*, ~45%), while *Spiniferites ramosus* (~14%), *Areoligera*-group (~14%) and *Thalassiphora pelagica* (~9%) are very common. Facies F11 consists of gypsum pseudomorphs in calcite or quartz, embedded inside a dolomicritic matrix (Fig. V-8).

In facies association FA4, the dolomicritic texture and clayey horizons of facies F9 and F10 indicate very low energy and most likely decantation processes, while the gypsum pseudomorphs of facies F11 indicate evaporitic conditions. The dinocyst assemblage may indicate restricted marine to open marine inner neritic settings. The high abundance of representatives of the dinocyst genus *Homotryblium* is considered to reflect warm and dry intervals with reduced runoff and strong evaporation (Brinkhuis, 1994; Sluijs *et al*., 2005). *Homotryblium abbreviatum* forms almost half of the dinocyst assemblage, suggesting increased salinity in a nearshore setting. Microbial mats are often formed in shallow-water evaporitic environments, as shown by their presence in many modern hypersaline lagoons (Gerdes and Krumbein, 1987), and marine intertidal and supratidal areas (Lokier, 2013; Court *et al*., 2017; Carmeille, *et al*., 2018; Manaa and Aref, 2022). Granulation, root traces, and calcite-filled cracks sealed by brecciation indicate emersion and intense pedogenesis, particularly in facies F9. In this facies, the calcite filling is non-luminescent under CL (Fig. V-7E-F), indicating oxidising conditions, while bright luminescent orange growth zonation suggests rapidly fluctuating redox conditions. The framboidal pyrites in facies F10 probably reflect sulphate-reducing bacterial activity (Machel, 2001; Popa *et al*. 2004; Wen *et al*., 2020; Li *et al*., 2022). Facies association FA4 is interpreted as a restricted coastal bay (Reynaud *et al*., 2012; Briard *et al*., 2020), which can reach sabkha-like conditions. FA3 and FA4 are assigned to the MCF (Figs. V-4A-B, 9 and 10), with a regional emersion surface at the top (SB in Fig. V-3; e.g., Pomerol, 1989; Briais, 2015; Marie, 2023; Moreau, 2023; Moreau *et al*., 2024), which is locally karstified (Fig. V-4C).

The facies in these four facies association vary both laterally and vertically along a NW-SE transect, from Le Tillet to Ussy-sur-Marne (Fig. V-11). The erosional surface between the carbonate system (corresponding to the MCF: FA2 to FA4) and the siliciclastic sediments (corresponding to units SaA and SaB: FA1) is assigned to a sequence boundary (SB in Fig. V-3), recognisable at basin scale (Haq *et al*., 1988; Briais, 2015; Marie, 2023; Moreau *et al*., 2024). Based on chemostratigraphy (see Section 4.4), a 2 to 5‰ negative $\delta^{13}C_{org}$ excursion is used as datum to correlate the four sections. The lateral and vertical facies variations along this transect record a transition from a marine-influenced bay (FA2) to a more coastal bay (FA3), with laterally restricted environments (FA4) becoming dominant

upwards, especially towards the south-east. The erosion observed at the top of the MCF seems to be more pronounced towards the north-west (see also Marie, 2023).

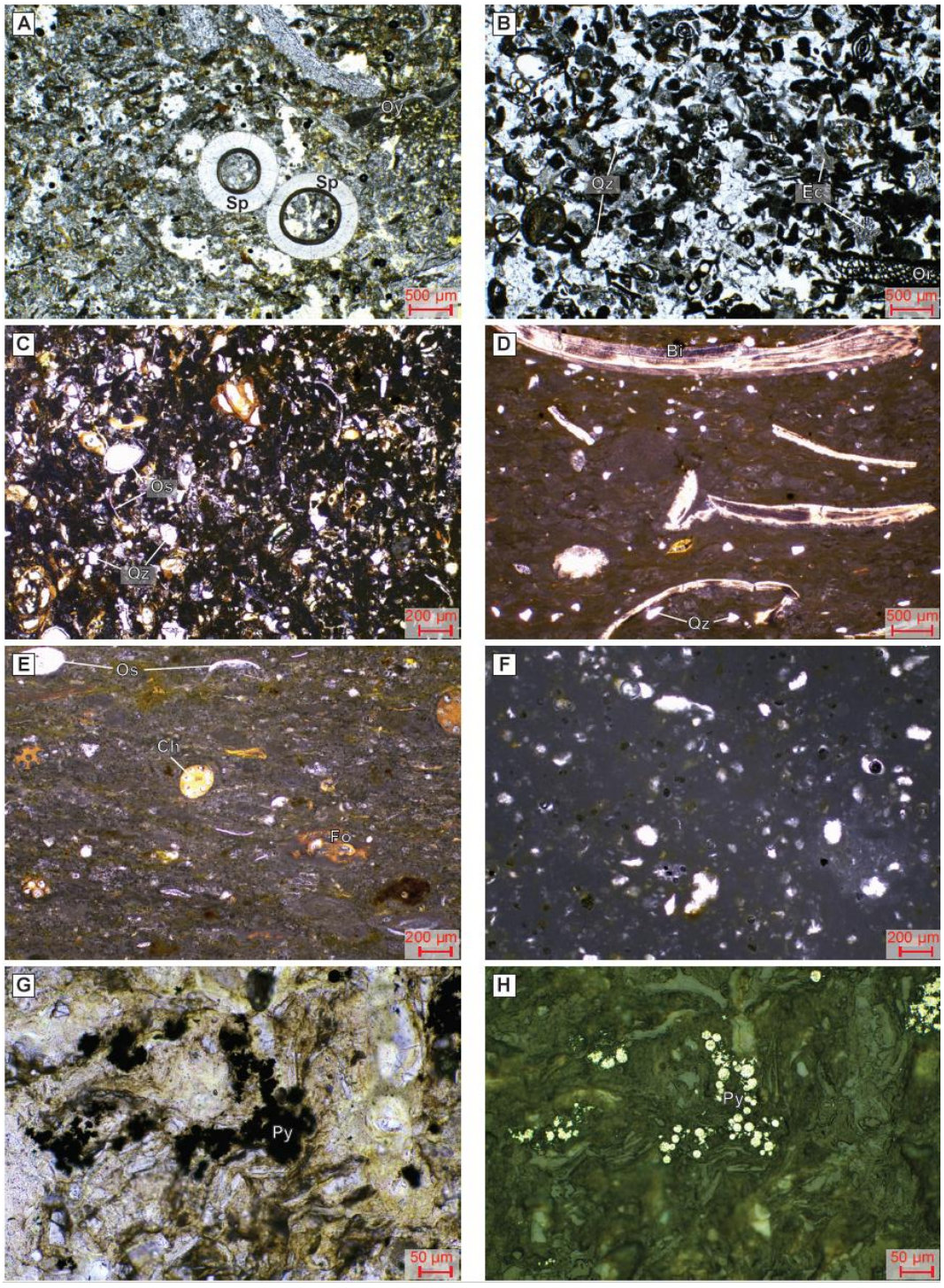


Figure V-6 : Microfacies described in Fig. V-8. (A) Facies F3 (Sample Us 47.20): Packstone with serpulids (Sp), Oyster fragments (Oy) and bioclasts; (B) Facies F4 (Sample LT 58.00): Grainstone with foraminifera such as miliolids and Orbitolites complanatus (Or), bioclasts (e.g. echinoids (Ec)) and quartz grains (Qz); (C) Facies F6a (Sample LT 56.10): Bioclastic micropackstone with foraminifera, ostracods (Os), peloids and quartz grains (Qz); (D) Facies F7 (Sample SMx 08): Floatstone with bivalves (Bi), foraminifera and quartz grains (Qz) embedded in a micritic matrix with granulation and circumgranular cracks; (E) Facies F8 (Sample SMx 09): Laminated wackestone with foraminifera (Fo), ostracods (Os) and Characeae (Ch); (F) Facies F9a (Sample SMx 21): Dolomicritic wackestone with dissolved or recrystallised bioclasts; (G) and (H) Clayey facies F10 (Sample Us 32.60), pyrite (Py) under polarised light (G) and reflected light (H) highlighting framboidal morphology of pyrite

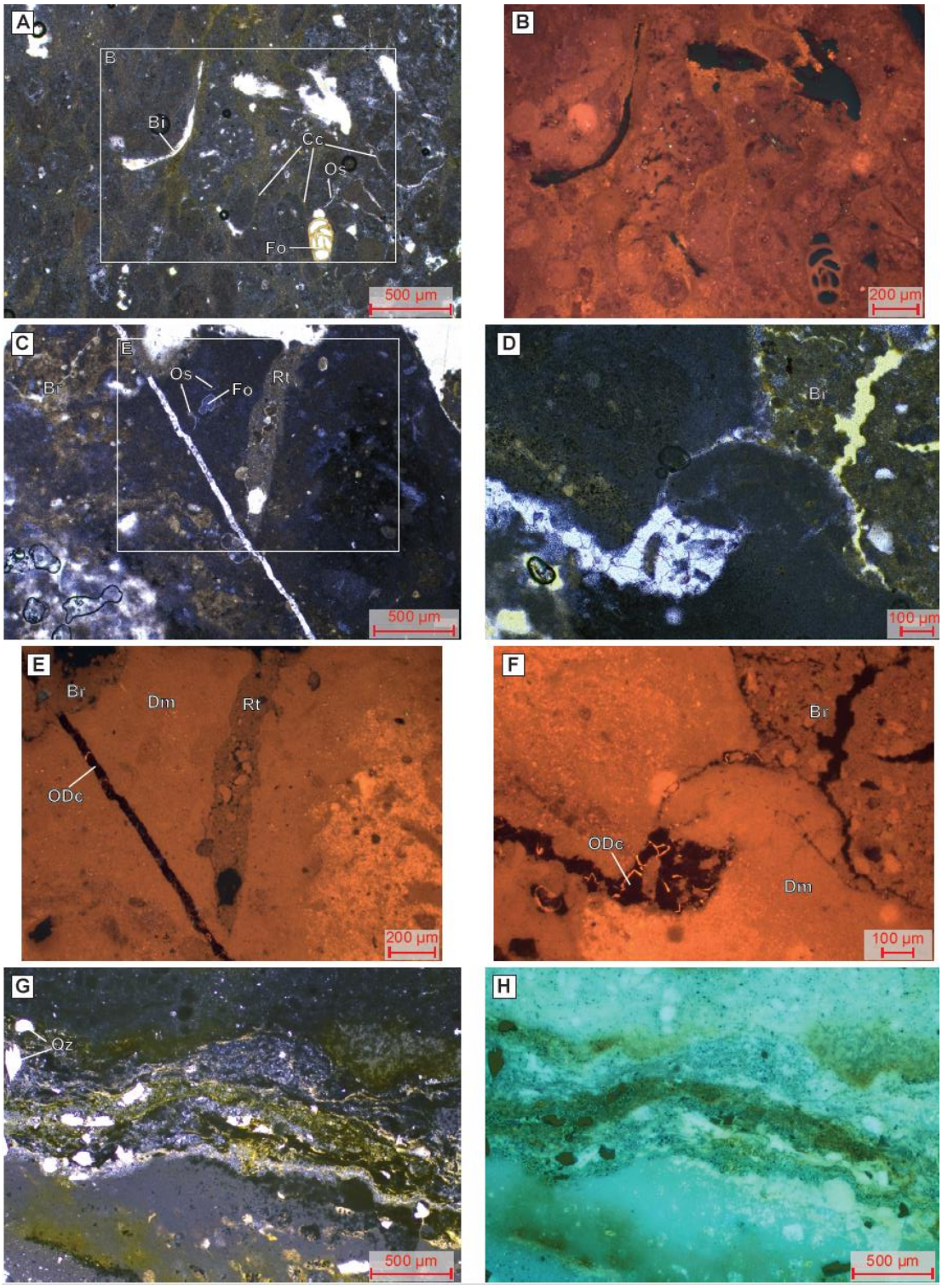


Figure V-7: Pedogenetic and microbial features described in Fig. V-8. (A) Granular matrix and circumgranular cracks (Cc) within facies F6a (Sample LT 52.90), with bioclasts such as foraminifera (Fo), bivalves (Bi) and ostracods (Os); (B) Detail of A, using cathodoluminescence, highlighting granulation and cracks; (C) Dolomicritic facies F9a (Sample Us 26.10) with root traces (Rt), brecciation (Br) and cracks filled by calcite. Rare foraminifera (Fo) and ostracods (Os); (D) Dolomicritic facies F9a (Sample Us 26.10) with cracks filled by calcite and brecciation (Br); (E) Detail of C using cathodoluminescence, showing the dark and bright orange luminescence of calcite in the fractures (ODc) and the dull orange luminescence of the dolomicrite (Dm). Bright orange on the right is an artefact; (F) Cathodoluminescence observation of D, showing bright orange and dark luminescence of calcite (ODc) in the cracks and the dull orange luminescence of the dolomicrite (Dm). Bright orange in the matrix is an artefact; (G) Dark micritic laminae and peloids showing crenulation within the dolomicritic facies associated with quartz (Qz; F9c; Sample LT 48.25); (H) Epifluorescence observation of G with mixed UV light and blue light (respectively 75% and 25%), highlighting the microbial crenulation.

Facies Association	Facies	Core/Outcrop	Lithology	Components	Sedimentary structures and bedding	Pedogenetic and diagenetic features	Sedimentary processes	Depositional environment
FA1	F1	Outcrop (IM) and core (LT, Us)	Medium to coarse sand and mud.	Rare bivalves and gastropods, bioturbations (e.g., *Ophiomorpha*). Subangular to rounded quartz grains.	3D megaripples (metre scale) with bioturbations at the top and tangential oblique laminations; ripple cross-bedding and mud drapes with bioclasts in the bottomsets, meter-scale erosion channel.	Automorphic quartz cement around some grains.	Tidal process	Siliciclastic-dominated estuary
	F2a	Core (LT)	Fine to coarse glauconitic sand and mud, with bioclasts and reworked carbonate clasts.	Bioclasts (foraminifera (e.g. rotalids…), articulated to disarticulated ostracods, echinoids, gastropods, bivalves, Characeae, algae, bryozoans). Angular quartz grains and glauconitic grains.	Ripple cross-bedding and mud drapes with micritic matrix and bioclasts.	Characeae are micritised.	Tidal process and transgressive lag	
	F2b	Outcrop (IM)	Coarse sand to conglomerate, with gravel, clayey pebbles and reworked carbonate clasts.	Bioturbations and rare bivalves.	3D megaripples (metre scale) with tangential oblique laminations, channelised erosional surfaces (Fig. 3C).			
FA2	F3	Core (Us)	Packstone to grainstone with serpulids and oysters. (Fig. 4A)	Millimetric, mostly unbroken serpulids, bivalves (cm-disarticulated oyster, broken or not), gastropod moulds, bioclasts (e.g. foraminifera, echinoids, ostracods), and peloids. Angular to sub-rounded quartz grains (~100 µm) and glauconitic grains.	Possible cross-bedding.	Micritic to microsparitic cement, foraminifera can be filled by glauconite. Bioclasts are often micritised or recrystalised.	Relatively high energy	Marine-influenced bay
	F4a	Core (LT, Us) and outcrop (SMx)	Packstone to grainstone with foraminifera and bioclasts. (Fig. 4B)	Foraminifera (rotalids, miliolids, *Nummulites, Orbitolites complanatus*,…), bioclasts (e.g. echinoids, algae, bivalves, gastropods). Angular to sub-rounded quartz grains (~100 µm).		Micritic to microsparitic matrix, syntaxial cement around echinoids, foraminifera are often micritised.	Relatively high energy	
	F4b	Core (LT, Us) and outcrop (SMx)	Packstone to grainstone with foraminifera, bioclasts, and quartz grains.	Like F4a, but with peloids, and smaller foraminifera and bioclasts. Abundant, mostly angular, quartz grains (~100 µm).	Possible laminated organisation.	More pronounced micritisation of the foraminifera.	Relatively high energy	
	F5	Outcrop (SMx)	Fine, well-sorted, greenish glauconitic sand.	Foraminifera and bioclasts (e.g. Characeae, echinoids, bivalves, gastropods) preferentially filling bioturbations. Angular to sub-rounded, well-sorted quartz grains (50-100 µm); abundant, very fine to fine (~10 µm) glauconitic particles. Opaque lithic fragments (carbonates?).	Intense bioturbation filled in by a whitish bioclastic packstone to grainstone.	Locally indurated with microsparitic cement. Partially micritised foraminifera.	Relatively high energy	

FA3	F6a	Core (LT, Us), Outcrop (IM)	Wackestone to (micro)packstone with bioclasts and peloids. (Fig. 4C)	Bioclasts, including foraminifera (mostly miliolids), articulated to disarticulated ostracods, bivalve fragments, gastropods (often unbroken) up to mm-size, abundant micritic peloids. Possible plant fragments, intraclasts, and microbial laminae (crenulation and highly variable porosity). Angular to sub-rounded (~50 µm to ~150 µm) quartz grains and altered glauconitic grains.		Micritic to microsparitic cement. Bioclasts can be micritised or recrystallised and bivalve fragments can be dissolved. Granular matrix, circumgranular cracks (Fig. 5A-B), highly variable porosity, brecciation and possible root traces.	Moderate energy, emersion phases and moderate to relatively intense pedogenesis	Coastal bay
	F6b	Core (LT)	Dolomitic packstone with micritic peloids.	Moulds of dissolved bioclasts (e.g. foraminifera, echinoids, bivalves, possible ostracods). Angular quartz grains (50-150 µm).		Dissolution. Micritic to microsparitic dolomitic cement with mostly anhedral dolomite crystals, up to 15 µm, recrystalising peloids and some bioclasts. Possible granulation.	Slightly higher energy, storm wash-over (?), mixing zone (?)	
	F7	Outcrop (SMx)	Floatstone beds (cm to dm) rich in flattened gastropods and bivalves, passing upwards to mudstone with rare foraminifera and ostracods. (Fig. 4D)	Millimetric to centimetric, almost complete gastropods (e.g. *Potamides lapidorum*), disarticulated and fragmented bivalve shells. Some isolated shell fragments, foraminifera (mostly miliolids). Smaller and fewer shells upwards. Microbial crenulations. Angular to sub-rounded quartz grains (~50-100 µm).	Erosive base, shelly concentration (coquina) and desiccation cracks.	Micritic matrix with granulation, brecciation, circumgranular cracks and desiccation cracks filled in by a sparitic cement or silicifications.	Storm wash-over, fluctuating salinity, emersion phases and relatively intense pedogenesis	
	F8	Outcrop (SMx)	Laminated calcitic wackestone, with ostracods and *characeae*. (Fig. 4E)	Mostly unbroken Characeae, articulated and disarticulated ostracods, miliolids, small bivalve fragments, peloids. Possible microbial laminations. Angular to sub-rounded quartz grains.	Bioclasts organised in horizontal laminations.	Ostracods are sometimes recrystallised and miliolids are often micritised.	Decantation	
FA4	F9a	Core (Us)	Homogeneous dolomicritic mudstone to wackestone, with rare bioclasts. (Fig. 4F)	Bioclasts are mostly foraminifera and ostracods, rarely bivalves and gastropods (often only moulds). Wackestone to packstone intraclasts with poorly preserved foraminifera, echinoids, and ostracods. Sub-rounded to angular quartz grains (~50-100 µm).		Dissolved and recrystallised bioclasts. Dolomitisation. Granulation, brecciation, root traces, calcite with dark or orange cathodoluminescence filling cracks (Fig. 5C to F).	Decantation, emersion phases and intense pedogenesis	Restricted coastal bay to sabkha

	F9b	Core (LT, Us) and outcrop (SMx, IM)	Homogeneous dolomicritic mudstone.	No fauna. Probable microbial crenulations. Presence of quartz grains.	Small vugs (probably dissolved bioclasts). Possible horizontal laminations.	Dissolution and dolomitisation.	Decantation
	F9c	Core (LT)	Dolomicritic mudstone.	Micritic peloids and microbial crenulations with quartz grains (Fig. 5G-H).		Dolomitisation. Silica microprecipitations (~100 µm). Granulation.	Decantation, possible emersion, and moderate pedogenesis
	F10	Core (Us) and outcrop (SMx, IM)	Centimetric to decimetric clay horizons.	Rare ostracods, foraminifera, bivalves and gastropod fragments. Quantitatively rich dinocyst assemblage with *Glaphyrocysta microfenestrata, Enneadocysta pectiniformis, E. robusta, Thalassiphora fenestrata etc.*, dominated by *Homotryblium abbreviatum* (~45%) and very common *Spiniferites*-, *Areoligera*- and *Thalassiphora*-groups. Detrital quartz grains and rare glauconitic grains.		Micrometric dolomite crystals and framboidal pyrite (Fig. 4G-H).	Decantation
	F11	Core (Us) and outcrop (SMx, IM)	Gypsum pseudomorphs in calcite or quartz in a dolomicritic matrix.	No fauna. Centimetric to decimetric disorganised aggregates (efflorescences) of small (up to ~5 mm) lenticular crystals. Isolated crystals within a dolomicritic matrix.		Gypsum pseudomorphs in calcite or quartz. Dolomitisation.	Evaporitic conditions

Figure V-8: Facies associations, facies description and interpretation in terms of sedimentary processes and depositional environments.

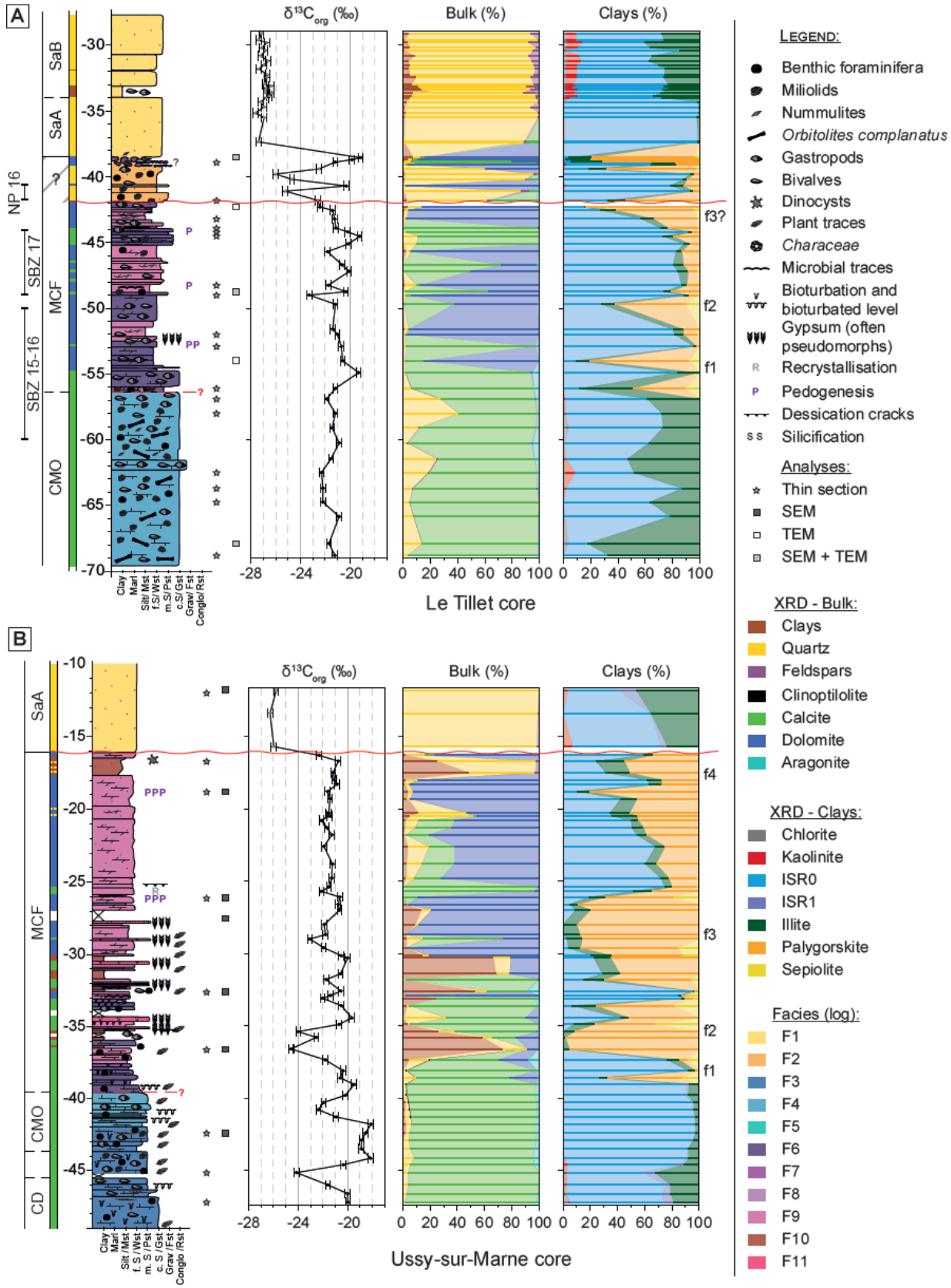


Figure V-9: Sedimentological log with organic carbon isotopes ($\delta^{13}C_{org}$), bulk and clay mineralogy (XRD) of the cores Le Tillet (A) and Ussy-sur-Marne (B). Biostratigraphy and lithostratigraphy are based on descriptions by Cavelier (1968) for the Le Tillet core and Briais (2015) for the Ussy-sur-Marne core. Depth in metres. CD: 'Calcaire à Ditrupa strangulata' unit; CMO: 'Calcaire à Milioles et Orbitolites complanatus' unit, MCF: 'Marnes et Caillasses' Formation, SaA: 'Sables d'Auvers' unit, SaB: 'Sables de Beauchamp' unit. Colours within the log correspond to facies defined in Table 2. Labels (f1 to f4) correspond to identified fibrous clay mineralogical events.

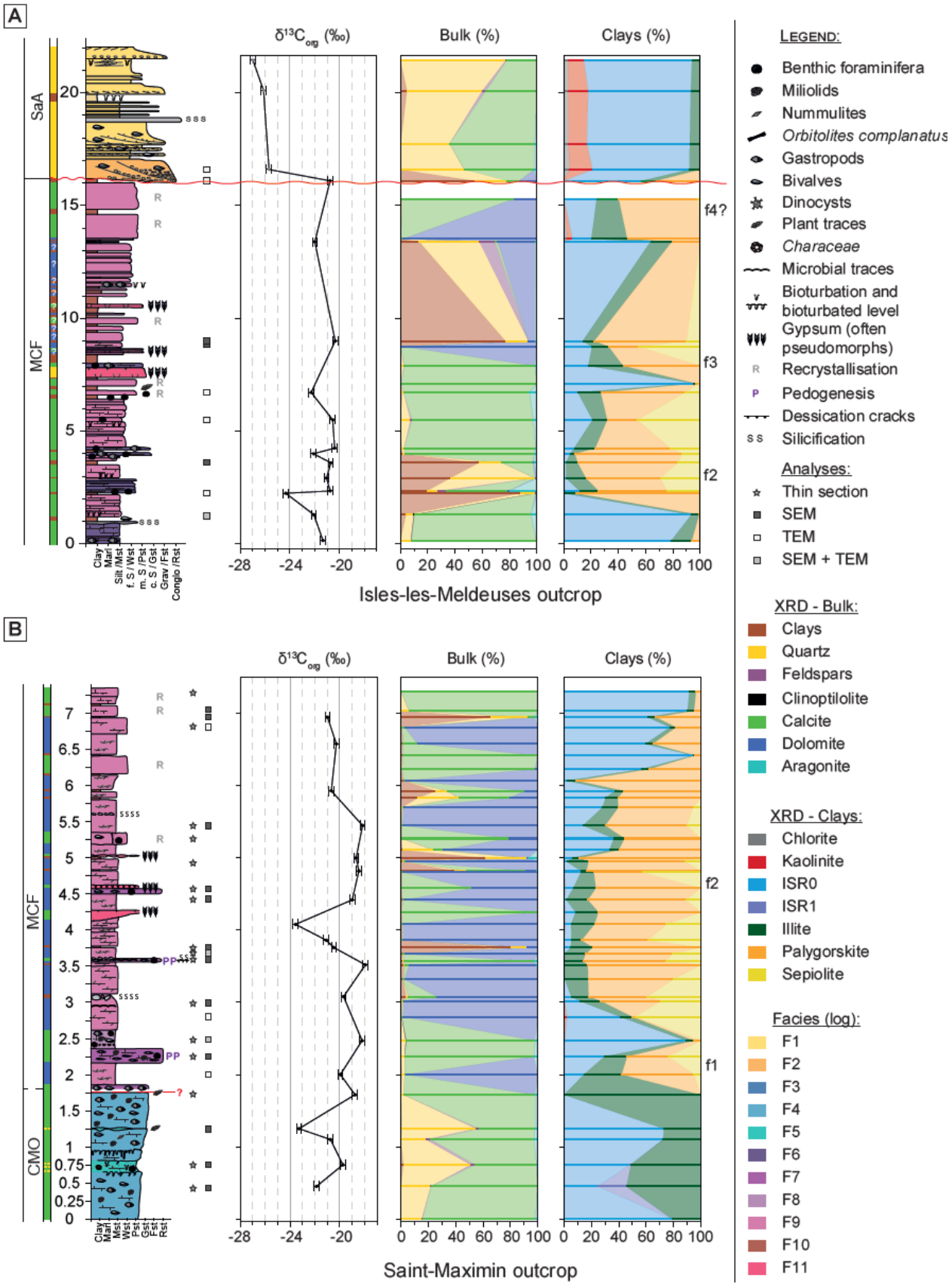


Figure V-10: Sedimentological log with organic carbon isotopes ($\delta^{13}C_{org}$), bulk and clay mineralogy (XRD) of the outcrops Isles-les-Meldeuses (A) and Saint-Maximin (B). Lithostratigraphy is based on field descriptions by Briais (2015) for the Isles-les-Meldeuses outcrop. Elevation in metres. CMO: 'Calcaire à Milioles et Orbitolites complanatus' unit, MCF: 'Marnes et Caillasses' Formation, SA: 'Sables d'Auvers' unit. Colour within the log correspond to facies defined in Table 2. Labels (f1 to f4) correspond to identified fibrous clay mineralogical events.

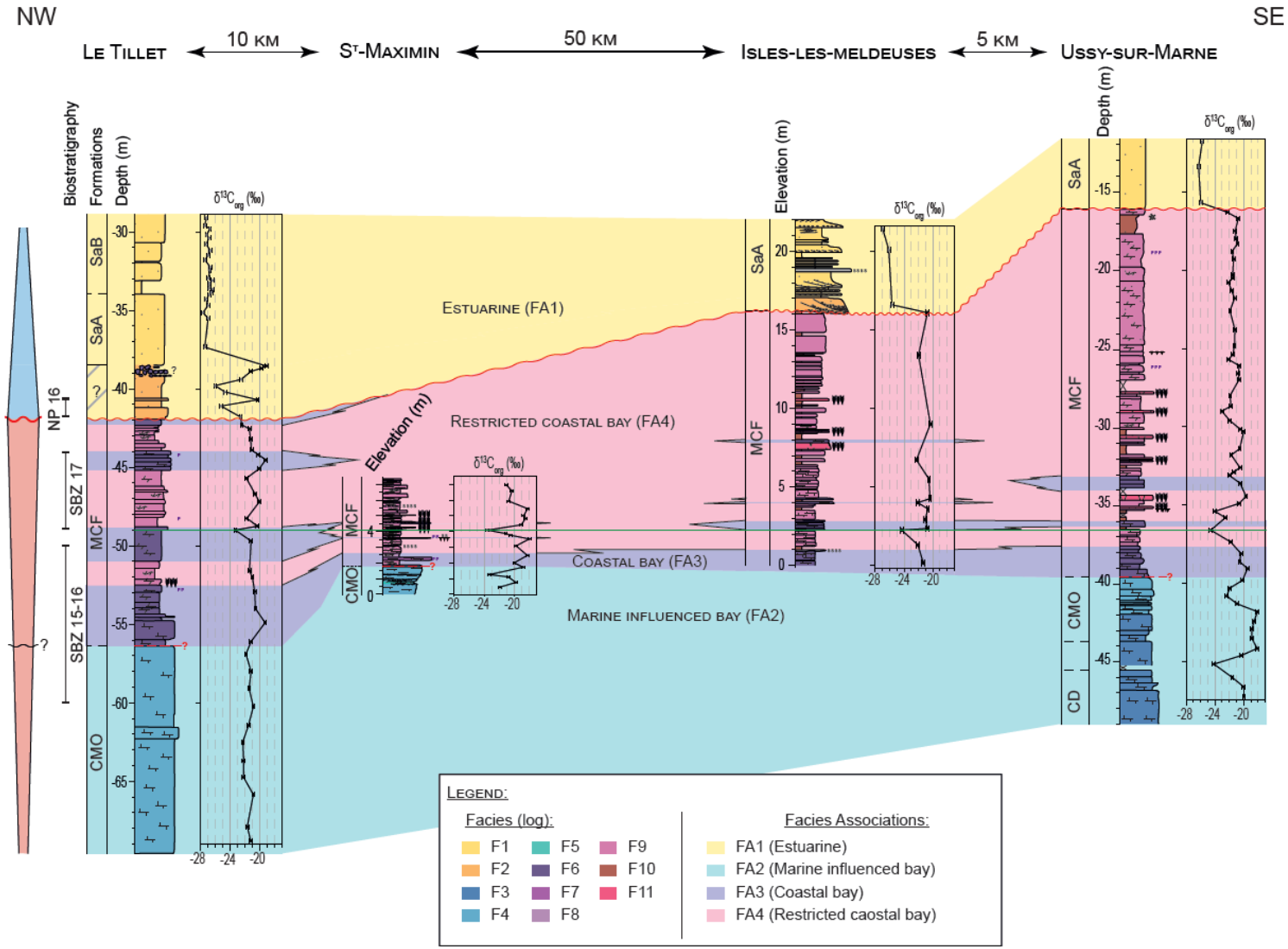


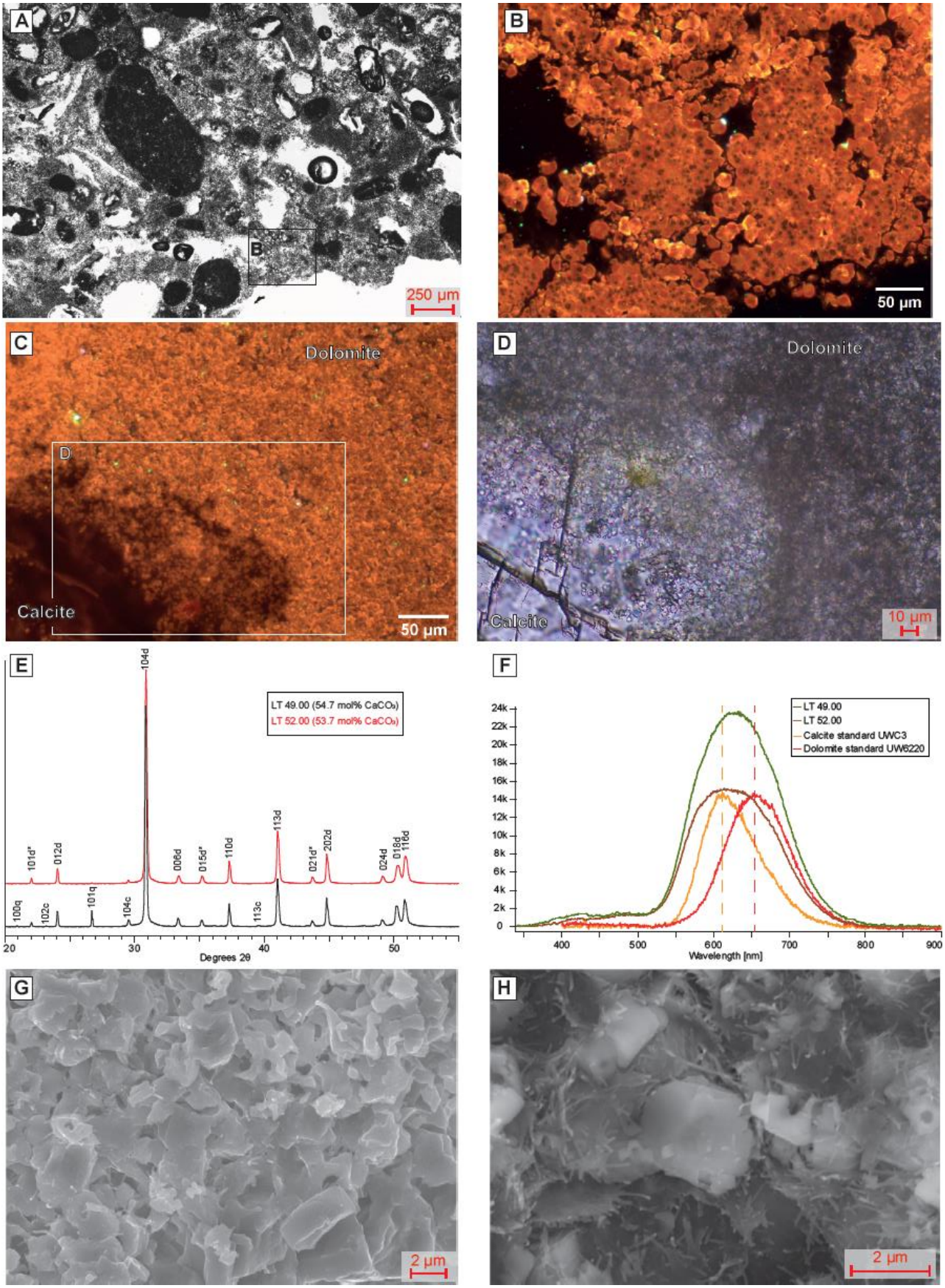
Figure V-11: NW-SE correlation transect of the four studied sections (Le Tillet core, Saint-Maximin outcrop, Isles-les-Meldeuses outcrop, and Ussy-sur-Marne core). The carbon isotope negative shift to -24 ‰ is used as an isochron for the MCF. CD: 'Calcaire à Ditrupa strangulata' unit; CMO: 'Calcaire à Milioles et Orbitolites complanatus' unit, MCF: 'Marnes et Caillasses' Formation, SaA: 'Sables d'Auvers' unit, SaB: 'Sables de Beauchamp' unit.

4.2 Dolomite characterisation

The magnesium-rich carbonates observed in the coastal bay (FA3) and restricted coastal bay (FA4) environments are composed of micrometric grains (Fig. V-12A to D); they present the characteristic XRD ordering reflections (101), (015), and (021) of dolomite (Fig. V-12E; Bradley *et al.*, 1953; Gregg *et al.*, 2015). The lower intensity of the (015) ordering reflection compared to the (110) reflection suggests some cation disorder in the dolomite in these two facies associations (Goldsmith and Graf, 1958; Gregg *et al.*, 2015). The Ca/Mg ratio of dolomite can be estimated using Lumsden's (1979) equation, based on the slight shift of the (104) reflection towards lower 2θ values, indicating between 51 and 56 mol% $CaCO_3$ in FA3 dolomite and between 52 and 57 mol% $CaCO_3$ in FA4 dolomite. In the coastal bay (FA3), dolomite microcrystals mimetically replace earlier grains, cements, and organic remains (Fig. V-12A). They present a dark to non-luminescent core, alongside concentric and sectoral zoning under cathodoluminescence (Fig. V-12B). Dolomite crystals are even smaller in sediments from the restricted environment (FA4; Fig. V-12C-D), resulting in a homogeneous dull orange luminescence. In these dolomite crystals, any growth or sectoral zoning is barely visible, although some crystals appear to have cores darker than their rims (Fig. V-12C). In dolomite crystals, Mg^{2+} substitution by Mn^{2+} results in a red colour under cathodoluminescence, while Ca^{2+} substitution by Mn^{2+}, which is not common, results in a green to yellowish colour (El Ali *et al.*, 1993; Richter *et al.*, 2003). These substitutions are also observed in cathodoluminescence emission spectra, with a distinctive emission peak at ~650 nm for Mg^{2+} substitution and at ~575 nm for Ca^{2+} substitution. Cathodoluminescence spectral analysis of the studied dolomites (Fig. V-12F) shows a broad peak resulting from the overlap of the two aforementioned peaks of roughly similar intensity, leading to a yellow-greenish to orange emission colour under cathodoluminescence, making it difficult to differentiate from calcite without spectral analysis (Fig. V-12B-C) and suggesting a high substitution of Ca^{2+} by Mn^{2+}. The SEM observations (Fig. V-12G-H) confirm the micrometric size (ranging from < 1 to 10 µm), the presence of both rhombohedral and anhedral dolomite microcrystals, and reveal the presence of a hollow core in most crystals, which could explain the non-luminescent character of the crystal cores under cathodoluminescence.

Figure V-12 (Page suivante): Dolomite from the coastal bay (FA3) and restricted coastal bay (FA4) environments. (A) Dolomitised packstone to grainstone (facies F6b, FA3, sample LT 49.00), bioclasts are either dissolved or recrystallised by small dolomite crystals; (B) Detail of A, under cathodoluminescence, highlighting small, mostly anhedral dolomite crystals (<10 µm), exhibiting dull orange-brown luminescence, with some more greenish or reddish shades in sectoral zoning and darker luminescent cores; (C) Homogeneous dolomicritic facies (F9a, FA4, sample LT 52.00) under cathodoluminescence, highlighting micrometric dolomite crystals, exhibiting a dull to orange-brown occasionally greenish-yellow luminescence, sometimes with a darker luminescent core. The darker corner (bottom-left) corresponds to a non-luminescent calcite crystal filling a pore. Green dots are artefacts from the abrasive powder; (D) Detail of C under polarised light, highlighting micrometric, anhedral to rhombohedral dolomicrite grains; (E) X-ray diffraction patterns for the two dolomite samples shown in A to D, displaying detail between 20° and 55° 2 θ and calibrated on the (slight) (101) quartz reflection. Dolomite reflection (d), calcite (c) and quartz (q), dolomite ordering reflections (101), (015) and (021) are indicated with an asterisk. Mol% CaCO3 is calculated using Lumsden's (1979) equation based on position of the (104) reflection of dolomite (LT49.00: d(104d) = 2.900 Å and LT52.00: d(104d) = 2.897 Å); (F) Cathodoluminescence spectra for the two dolomite samples shown in A to D, compared with calcite (UWC3) and dolomite (UW6220) standards from the University of Wisconsin – Madison (Cui et

al., 2022); (G) SEM observation of facies F9b (FA4, sample SMx 29) showing mostly anhedral, micrometric dolomite crystals with a hollow core. Note the presence of palygorskite fibres around some crystals; (H) SEM observation of micrometric dolomite crystals embedded in a clayey (palygorskite) matrix (facies F10, FA4, sample SMx 17). Some dolomicritic crystals present a hollow core.

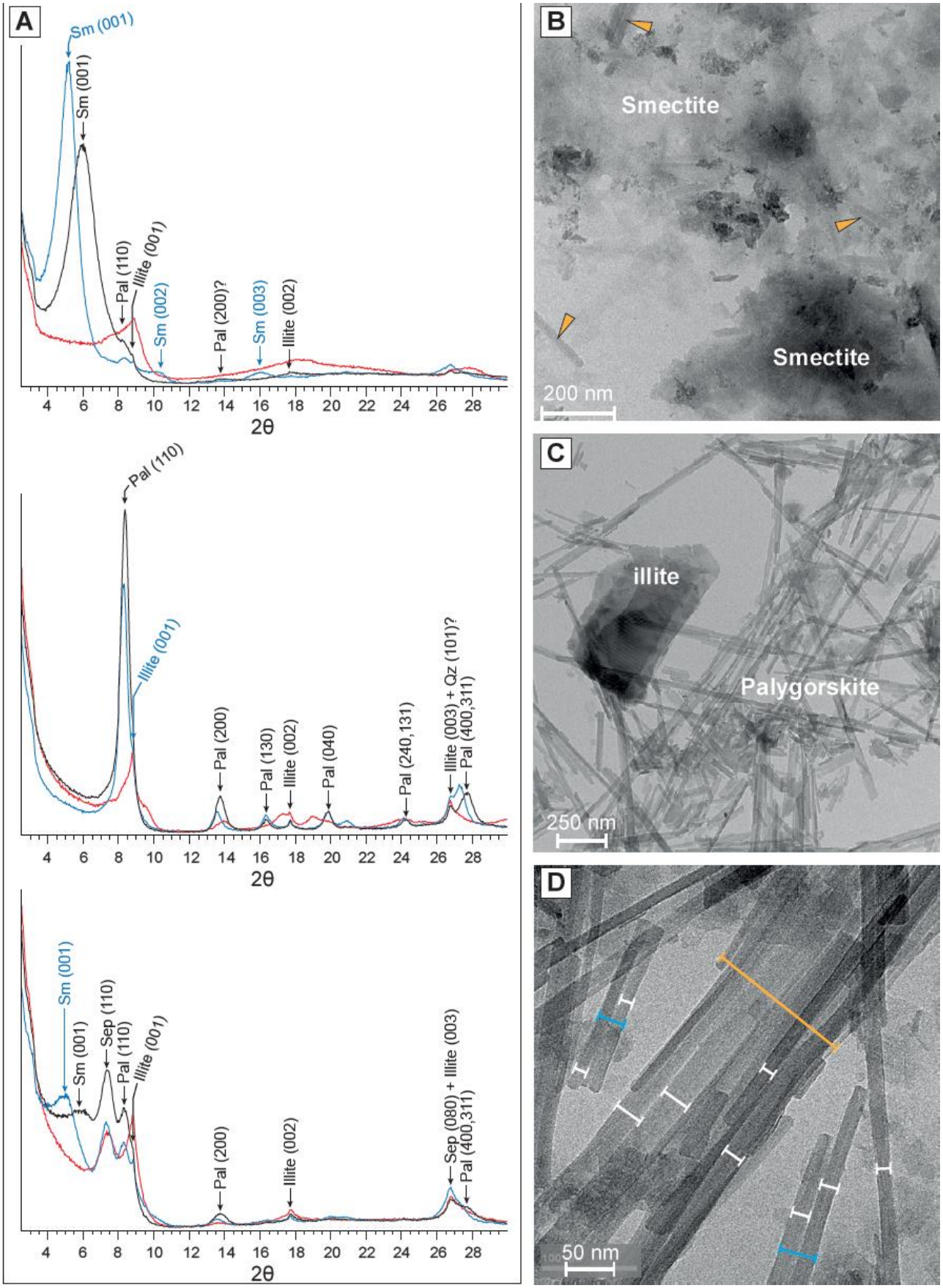


4.3. Clay mineralogy

In the clay fraction (< 2 µm) of the CMO unit ('Calcaire Grossier' Formation), clay minerals are dominated by R0-type mixed-layer illite/smectite (ISR0, referred to as 'smectite' hereafter; avg = 67 %) and illite (avg = 31 %; Figs. V-9 and 10; Table S1). By contrast, in the clay fraction of the MCF, clay minerals are generally dominated by fibrous clays: palygorskite (avg = 43 %, max = 98 %) and sepiolite (avg = 7 %, max = 48 %). Smectite is also present in the MCF (avg = 39 %), and even dominant in the Le Tillet core (avg = 64 %). Fibrous clay-dominated events are recognised throughout the MCF, interbedded in the smectite-rich background sedimentation (f1 to f4 in Figs. V-9 and 10). In the clay fraction of the SaA and SaB units, clay minerals are characterised mainly by smectite and also by illite, while kaolinite occurs sporadically (from 5 to 17 %; Figs. V-9 and 10; Table S1).

Smectite-rich intervals in the MCF, identified by XRD (Fig. V-13A), show a diffuse cloudy shape in TEM images (Fig. V-13B) while palygorskite- and sepiolite-rich intervals, identified by XRD (Fig. V-13A), display the characteristic fibre-like habitus in TEM images, variable in length, yet relatively short (Fig. V-13C). Higher-resolution TEM images reveal the presence of rods (formed by two or more laths), aggregated into bundles (Fig. V-13D), corresponding to the fibres observed in SEM images (Garcia-Romero and Suarez, 2013). In SEM images the typical platy or flaky structure of detrital smectite (Iacoviello *et al.*, 2012) is observed, but sometimes with small fibres emerging from the flakes (Fig. V-14A). No features such as hairy shape, rose shape or honeycomb structure which are generally interpreted as evidence of neoformed smectites (Fesharaki *et al*., 2007; Iacoviello *et al*., 2012) were observed, indicating that mostly detrital smectites are present. Fibrous clays display large flakes with a wavy organisation around detrital grains in low resolution SEM images (Fig. V-14B). Higher-resolution images clearly highlight the common fibrous habitus (Fig. V-14C) and a clayey matrix mainly composed of entangled small fibres (Fig. V-14D), closely associated with dolomite (Fig. V-14E). The EDS analyses reveal the systematic presence of magnesium alongside potassium, calcium, and iron within the smectite particles, while small proportions of calcium, potassium, and iron are still present within the palygorskite particles (Fig. V-14F).

Figure V-13 (Page suivante): X-ray diffraction patterns (A) and TEM images (B to D) of selected clay samples. A) Representative X-ray diffraction patterns of oriented mounts from key clay samples, showing the three treatments (air-dried in black, ethylene-glycol saturation in blue and heating at 490°C for 2h in red). From top to bottom: Smectite-rich sample with minor palygorskite and illite (Sample Us 32.60), Palygorskite-rich sample with minor illite (Sample Us 35.40) and fibrous clay-rich sample also containing smectite and illite (Sample IM 10). Sm: smectite, Sep: sepiolite, Pal: palygorskite and Qz: quartz. B) Smectite-rich sample, with orange arrows indicating short palygorskite fibres (Sample SMx 09); C) Palygorskite fibres and detrital illite crystal in a palygorskite-dominated sample (Sample IM 04); D) Detail of palygorskite fibres, showing laths in white, rods in blue and bundles in orange (Sample LT 38.55).


A
Sm (001)
Sm (001)
Pal (110)
Illite (001)
Sm (002)
Pal (200)?
Sm (003)
Illite (002)
2θ
Pal (110)
Illite (001)
Pal (200)
Pal (130)
Illite (002)
Pal (040)
Pal (240,131)
Illite (003) + Qz (101)?
Pal (400,311)
2θ
Sm (001)
Sm (001)
Sep (110)
Pal (110)
Illite (001)
Pal (200)
Illite (002)
Sep (080) + Illite (003)
Pal (400,311)
2θ
B
Smectite
Smectite
200 nm
C
illite
Palygorskite
250 nm
D
50 nm

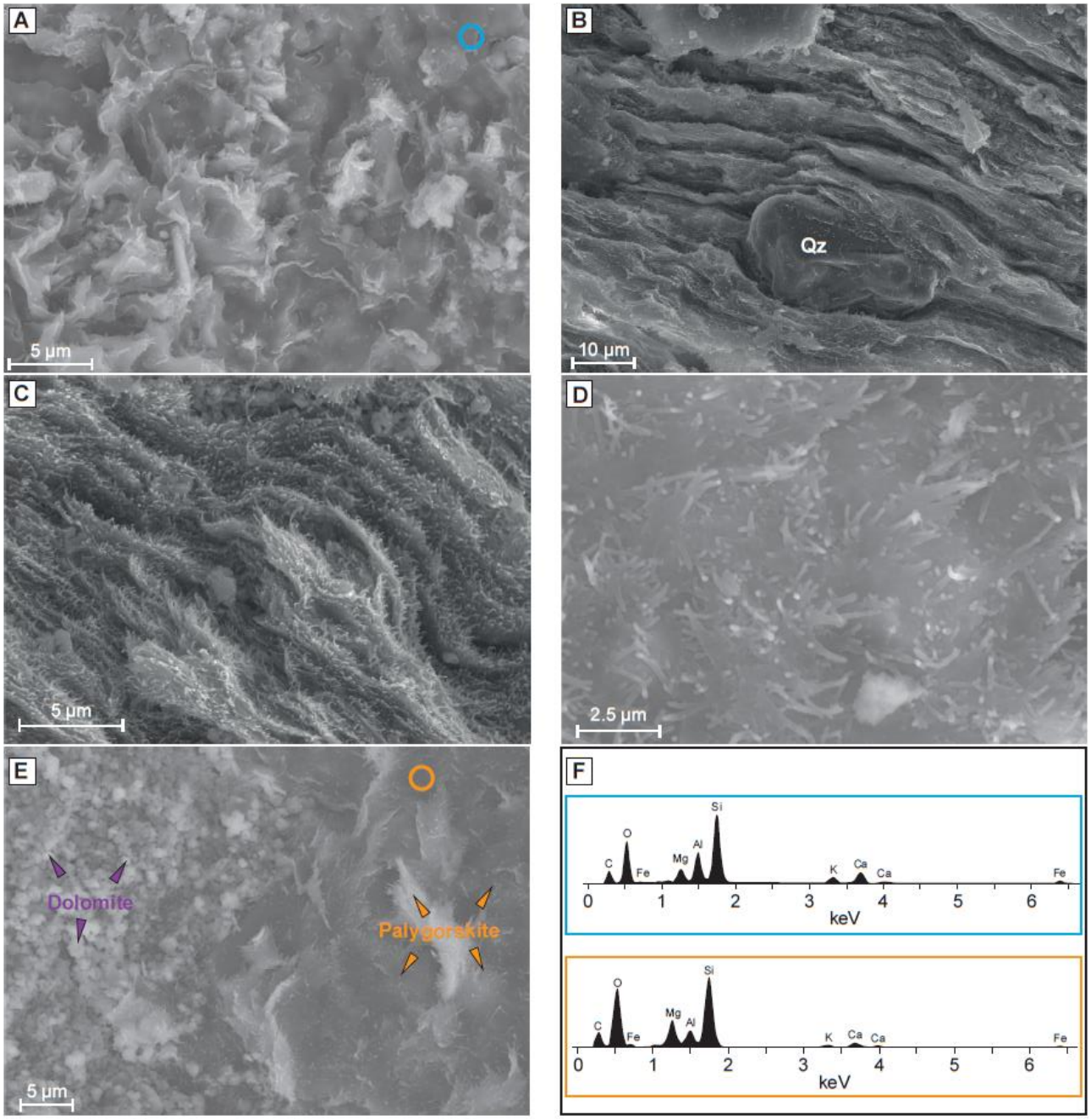


Figure V-14: SEM images of selected clay samples. A) Detrital smectite, with fibre-like structures emerging from the flakes (Sample Us 32.60); B) Detrital quartz grain within palygorskite laminae (Sample IM 18); C) Detail of sample IM 18 showing wavy palygorskite laminae, highlighting the fibrous habitus; D) Palygorskite matrix made of entangled fibres (Sample Us 36.60); E) Microcrystalline dolomite and palygorskite fibres (Sample Us 36.60); F) EDS spectra for smectite, framed in blue (blue circle in image A), and palygorskite, framed in orange (orange circle in image E).

4.4. Organic carbon isotopes

Organic carbon isotope ($\delta^{13}C_{org}$) results are presented for each section, from the most distal to the most proximal. For Le Tillet, $\delta^{13}C_{org}$ values vary between -22.3 ‰ and -21 ‰ within the CMO unit and between -23.3 ‰ and -19.2 ‰ with an average value of -20.9 ‰ in the MCF (Fig. V-9A). The most negative value (-23.3 ‰) is observed at a depth of 49 m. The interval between 42 and 38.5 m is characterised by scattered values (ranging from -26 ‰ to -19.1 ‰; Table S2), corresponding to reworked material. In the SaA and SaB units, negative values are recorded, with an average value of -27 ‰. For Saint-Maximin, $\delta^{13}C_{org}$ values are quite variable within the CMO unit (ranging from -23.3 ‰ to -18.78 ‰), with an average value of -20.9 ‰ (Fig. V-10B). In the MCF, $\delta^{13}C_{org}$ values vary between -23.6 ‰ and -18 ‰, with an average value of -19.8 ‰, and the most negative value (-23.6 ‰; Table S2) is found at the base of the formation (at ~4 m). For Isles-les-Meldeuses, $\delta^{13}C_{org}$ values within the MCF have an average value of -21.5 ‰ and are marked by a negative peak (at ~2.30 m) with a value of -24.3 ‰ (Fig. V-10A; Table S2). In the SaA unit, values decrease to an average of -26.3 ‰. For Ussy-sur-Marne (Fig. V-9B), the CD and CMO units are marked by contrasted $\delta^{13}C_{org}$ values (ranging from -24.13 ‰ to -18.1 ‰). In the MCF, $\delta^{13}C_{org}$ values vary between -24.6 ‰ and -19.5 ‰, with an average value of -21.4 ‰, and the most negative value (-24.6 ‰) is found at the base of the formation (at a depth of ~36 m; Table S2). In the SaA unit, negative values are recorded, with an average value of -26 ‰.

Even though background $\delta^{13}C_{org}$ values differ, a negative excursion with an amplitude of 2 to 5 ‰ is observed towards the base of the MCF for all four sections. This negative excursion is considered as an isochron for the transect in Fig. V-11. The unconformity at the top of the MCF corresponds to a strong negative shift (5 to 7 ‰ amplitude) in the three sections where it is observed (Le Tillet, Isles-les-Meldeuses, and Ussy-sur-Marne).

5. Discussion

5.1. Depositional environments and magnesian minerals

From the marine environment of the ‘Calcaire Grossier’ Formation to the more restricted coastal bay environments of the MCF, the studied succession is characterised by a shallowing-upwards trend topped by a locally karstified and erosive surface, interpreted as a maximum regressive surface (Fig. V-11; Haq *et al.*, 1988; Briais, 2015; Marie, 2023; Moreau *et al.*, 2024). This surface is overlain by a transgressive lag (F2a and b) initiating a deepening trend and the development of a siliciclastic estuarine system (FA1; Fig. V-11). A lateral continuity between a marine-influenced bay and a coastal bay, as proposed in Fig. V-15, is suggested by: (1) episodic marine incursions (i.e. ‘Falun de Foulangues’ unit; F.F in Fig. V-3) in the NW of the studied area (Cavelier & Le Calvez, 1965; Briais, 2015,

Gély, 2016), (2) the presence of similar facies to FA2 (foraminifera-rich deposits including abundant *Nummulites*) in the Channel strait (Fig. V-2A; Auffret *et al*., 1975), probably contemporaneous with FA3 identified in the MCF, as indicated by the occurrence of *Alveolina elongata* (i.e. SBZ17); (3) poorly preserved foraminifera in the more restricted facies (F9 and F10). Such lateral facies variation in the Paris Basin has also been proposed by Broekman (1984) and Fontes and Toulemont (1987). In the studied sections, the transition between the marine-influenced and the restricted coastal bay seems abrupt (Fig. V-11). A sequence boundary between the marine 'Calcaire Grossier' Formation and the more restricted MCF cannot be ruled out, as suggested by Brachert *et al*., (2023). Within the MCF, based on the correlation between the four studied sites (Fig. V-11), the coastal bay (FA3) becomes laterally more restricted towards the south-east, with localised marine incursions corresponding either to small channels (F6) or higher energy episodes, such as storm wash-over deposits (F7; Fig. V-15). In the restricted coastal bay (FA4), the presence of significant evaporitic sabkha-like deposits is indicated by the large gypsum lenses around Paris (Facies F11), often tens of metres thick (Toulemont, 1987), and also by microbial mats (F9).

The three shallow-water carbonate environments (FA2 to FA4) are characterised by distinctive mineralogical associations (Fig. V-15). The relatively high-energy marine-influenced bay (FA2) is dominated by calcite, and the very low clay content (< 1%) is composed of smectite and illite assemblages. Dolomite and Mg-fibrous clays (palygorskite and sepiolite) appear in the transitional coastal bay (FA3), suggesting more evaporitic conditions. These conditions become dominant in the restricted coastal bay (FA4), where the clay content rises to a maximum of 88 % (16 % on average), reflecting higher decantation processes. In FA4, palygorskite (up to 98% in some samples) and sepiolite (up to 48% in some samples) are dominant, representing an average of 55 % in the clay mineralogy. A noticeable decrease in smectite content within the clay fraction is observed as the environment becomes more restricted (Fig. V-15). This progressive decline suggests either that the main source of smectites is the open marine domain or that smectite destabilisation in restricted environments results in the formation of other clay minerals (Eberl *et al*., 1986; Deconinck *et al*., 1988; Inglès and Anadón, 1991). At that time, smectite and illite were the dominant clay minerals in the marine domain of the Hampshire and North Sea basins (Huggett and Knox, 2006), again suggesting a detrital origin for smectite from the open marine domain. In contrast, Mg-fibrous clays are only dominant in the restricted coastal bay, where they generally form a dense matrix of short entangled fibres (Fig. V-15), often in close association with small dolomite crystals (Figs. V-12H and 14E). The clear edges of palygorskite in TEM images (Fig V-13B-D) and the presence of iron within palygorskite fibres (Fig. V-14F) also suggest an in-situ formation process (Del Buey *et al*., 2025).

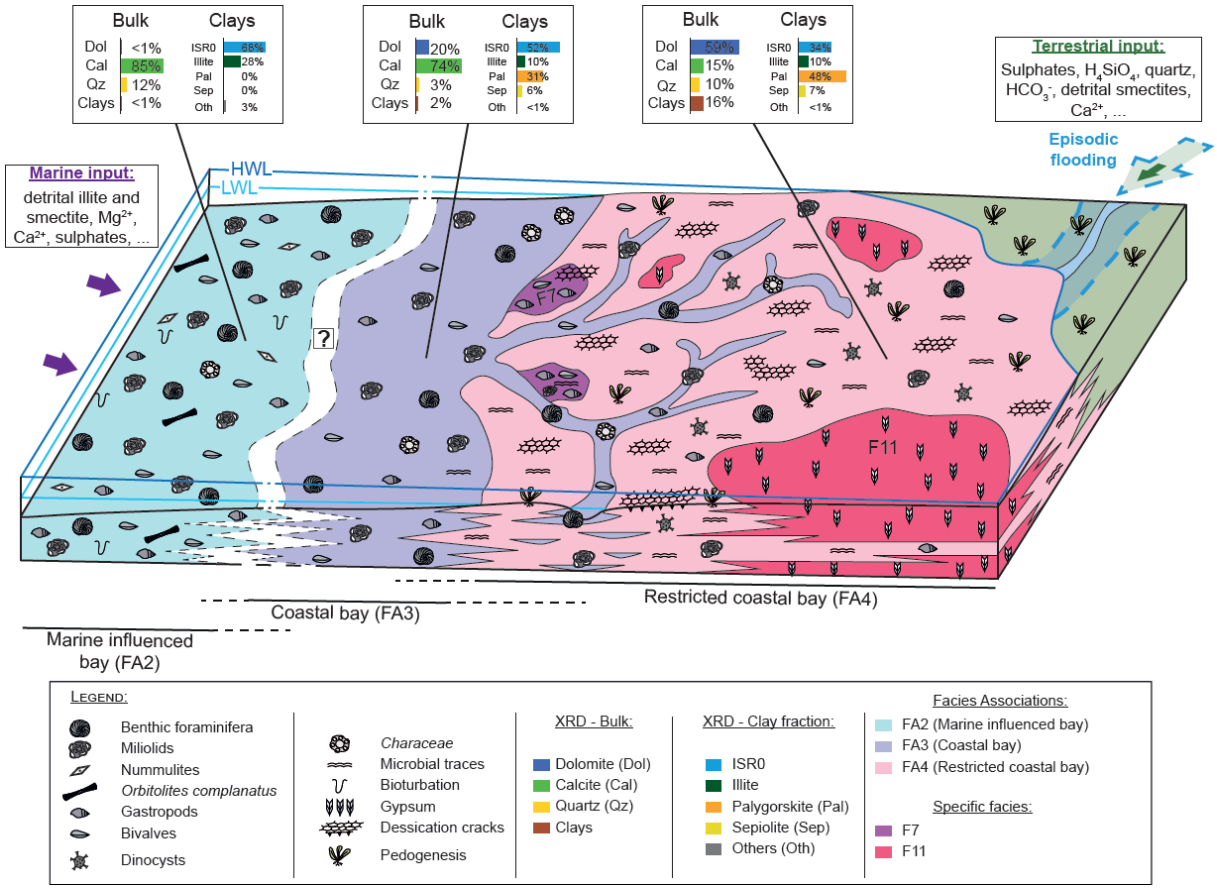


Figure V-15: Depositional model proposed for the Paris Basin during the late Lutetian–early Bartonian, with average bulk and clay mineralogies, representative of the marine-influenced bay and the coastal bay. HWL: High water level; LWL: Low water level. The separation and question mark represent the uncertainty regarding the lateral facies variation between FA2 and FA3 (see text for a detailed discussion).

5.2. Formation of fibrous clays and dolomite in a coastal bay environment

5.2.1. Early dolomite formation in the Paris Basin

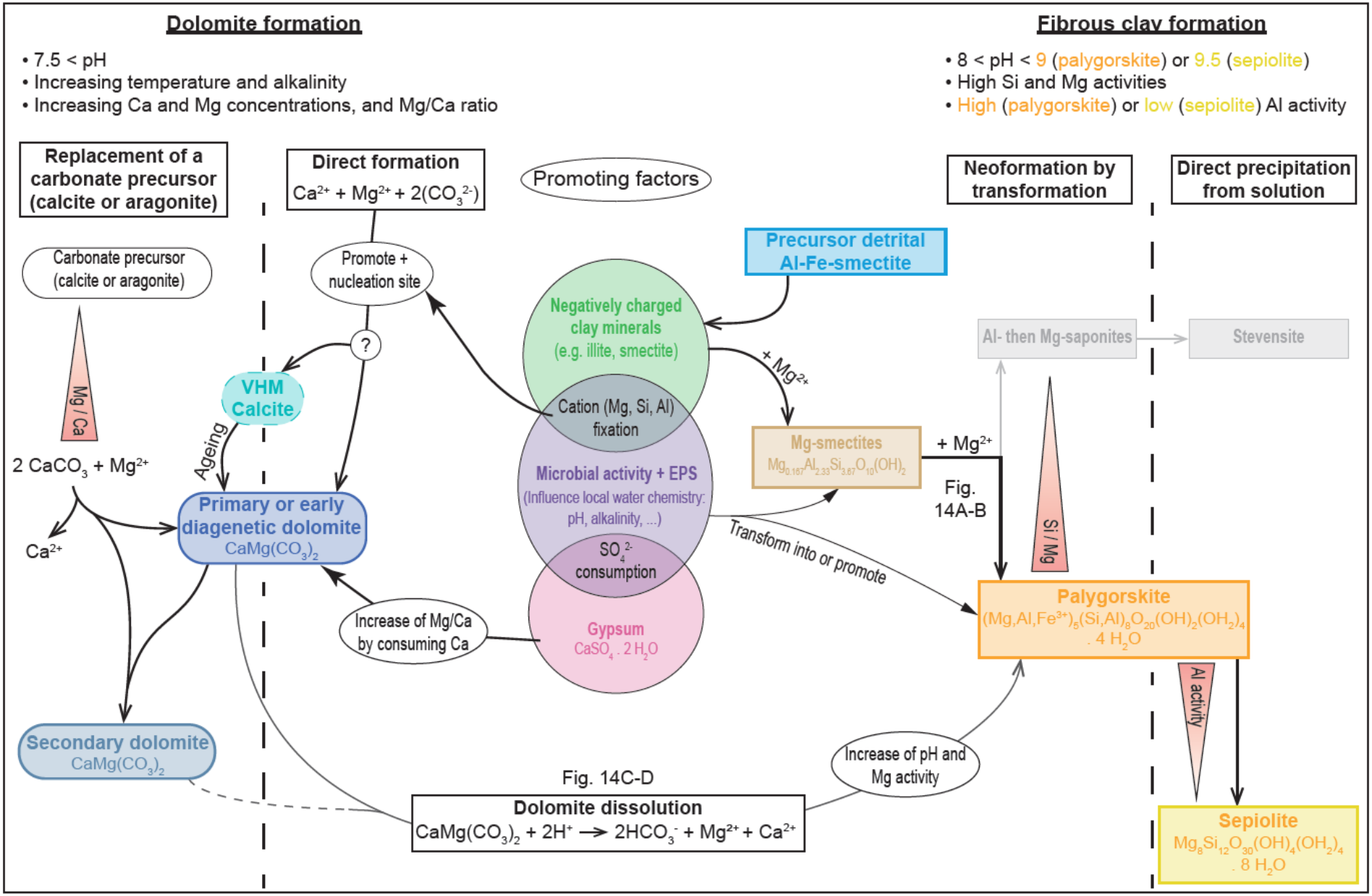
The co-occurrence of fibrous clays and dolomite observed in the Eocene deposits of the Paris Basin has been described in similar restricted coastal settings and/or evaporitic environments (Isphording, 1973; Inglès and Anadón, 1991; Del Buey *et al*., 2018; Perri *et al*. 2018; Kirkham and Huggett, 2020), raising questions about the conditions and mechanisms regulating their formation.

The two morphologies of dolomite observed in the Paris Basin coastal bay suggest two processes of formation (Fig. V-16). The dolomite identified in the restricted coastal bay deposits (FA4) is characterised by micrometric, anhedral to rhombohedral crystals with a hollow core (Fig. V-12), features commonly associated with primary dolomite formation influenced by microbial activity in evaporitic environments (Pineda *et al*., 2021; Sánchez-Román *et al*., 2023). This dolomite also presents a slight cation disorder and Ca-enrichment, with unusual greenish-yellow to orange cathodoluminescence, reflecting high substitution of Ca^{2+} by Mn^{2+} (Fig. V-12), typical of syn-sedimentary or early diagenetic dolomite formed under evaporitic conditions (Gillhaus *et al*., 2010;

Cui *et al.*, 2022). The presence of clotted and laminated microbial structures (in FA4) in the MCF, in association with dolomite, suggests the potential role of microorganisms in syngenetic to early diagenetic dolomite formation (Fig. V-7G-H). Microbial activity and its associated organo-mineral substances (Extracellular Polymeric Substances – EPS), as well as poorly crystallised Mg-Si phases, can fix and facilitate the dehydration of cations and act as nucleation sites, thus promoting early dolomite formation (Fig. V-16; Bontognali *et al.*, 2010; Krause *et al.*, 2012; Zhang *et al.*, 2012a, b; Pace *et al.*, 2016; Petrash *et al.*, 2017; Perri *et al.*, 2018; Guo et al., 2023a,b; Sánchez-Román et al., 2025). These microbial mechanisms require a sustained high pH (above 8) to precipitate the Si-Mg phases and fix cations (Pace *et al.*, 2016; Petrash *et al.*, 2017; del Buey et al., 2023; Mather et al., 2023). Indeed, dolomite precipitation associated with microbial activity generally occurs at pH above 7.5 (Warthman et al., 2000; van Lith et al., 2003; Wacey et al., 2007; Sánchez-Román et al., 2011).

In coastal bay deposits (FA3), dolomite crystals are generally coarser than in the restricted coastal bay deposits (FA4), but still under 10 µm (Fig. V-12). These crystals are also anhedral to rhombohedral, with a similar slight cation disorder and Ca-enrichment, as well as unusual greenish-yellow to orange cathodoluminescence (Fig. V-12). Replacing previous grains and cements, these larger crystals display sectoral zoning under cathodoluminescence (Fig. V-12), suggesting relatively rapid crystal growth under disequilibrium conditions (Reeder and Prosky, 1986). Replacement of a carbonate precursor, promoted by increasing temperature and alkalinity in addition to increasing Ca and Mg concentrations and Mg/Ca ratio, is a commonly inferred near-surface dolomite formation process (Machel, 2004; McKenzie and Vasconcelos, 2009; Gregg *et al.*, 2015). These early diagenetic dolomites are promoted under evaporitic conditions (Folk and Land, 1975; McKenzie, 1981; Illing and Taylor, 1993; Zentmyer *et al.*, 2011). The so-called ‘dolomites’, later qualified as Very High-Magnesium Calcite (VHMC) or proto-dolomite (Gregg *et al.*, 2015; Kaczmarek *et al.*, 2017), directly precipitated in evaporitic conditions, and were perhaps microbially influenced (Vasconcelos *et al.*, 1995; Bontognali *et al.*, 2012; Sánchez-Román et al., 2025). They could then become precursors and transform into more ordered dolomite through early diagenetic ageing processes (Fig. V-16; Vasconcelos & McKenzie, 1997; Petrash *et al.*, 2021; Neuhuber *et al.*, 2024). This dolomite is therefore interpreted as being primarily related to early dolomitisation processes of a pre-existing carbonate phase, such as calcite, aragonite, proto-dolomite or VHMC. There is no evidence in the Paris Basin coastal bay environments of secondary late diagenetic dolomite, another potential pathway for dolomite formation (Fig. V-16). Two primary or early diagenetic dolomite formation mechanisms are therefore retained: (1) the influence of microbial activity in the restricted coastal bay (FA4); (2) rapid recrystallisation from a carbonate or VHMC precursor in the more open coastal bay (FA3).

Figure V-16 (Page suivante): A comprehensive model for the concomitant early formation of palygorskite and dolomite in coastal marine environments: mechanisms and favourable conditions. Formulas for palygorskite and sepiolite after Pozo & Calvo (2018), Mg-smectite formula after Birsoy (2002). Favourable conditions for fibrous clay formation after Birsoy (2002), Galán & Pozo (2011), and Guggenheim & Krekeler (2011); Factors enhancing dolomitisation rates after Gregg et al. (2015) and Pace et al. (2016). Mechanisms are detailed in the text and are compared to the data obtained in the Paris Basin.


Dolomite formation
• 7.5 < pH
• Increasing temperature and alkalinity
• Increasing Ca and Mg concentrations, and Mg/Ca ratio
Fibrous clay formation
• 8 < pH < 9 (palygorskite) or 9.5 (sepiolite)
• High Si and Mg activities
• High (palygorskite) or low (sepiolite) Al activity
Replacement of a carbonate precursor (calcite or aragonite)
Direct formation
Ca2+ + Mg2+ + 2(CO3 2-)
Promoting factors
Neoformation by transformation
Direct precipitation from solution
Carbonate precursor (calcite or aragonite)
Promote + nucleation site
Precursor detrital Al-Fe-smectite
Negatively charged clay minerals (e.g. illite, smectite)
Al- then Mg-saponites
Stevensite
Mg / Ca
VHM Calcite
?
+ Mg2+
Cation (Mg, Si, Al) fixation
Ageing
2 CaCO3 + Mg2+
Microbial activity + EPS
(Influence local water chemistry: pH, alkalinity, ...)
Mg-smectites
Mg0.167Al2.33Si3.67O10(OH)2
+ Mg2+
Fig. 14A-B
Si / Mg
Ca2+
Primary or early diagenetic dolomite
CaMg(CO3)2
SO4 2- consumption
Transform into or promote
Increase of Mg/Ca by consuming Ca
Gypsum
CaSO4 . 2 H2O
Palygorskite
(Mg,Al,Fe3+)5(Si,Al)8O20(OH)2(OH2)4 . 4 H2O
Al activity
Secondary dolomite
CaMg(CO3)2
Increase of pH and Mg activity
Fig. 14C-D
Dolomite dissolution
CaMg(CO3)2 + 2H+ → 2HCO3- + Mg2+ + Ca2+
Sepiolite
Mg8Si12O30(OH)4(OH2)4 . 8 H2O

5.2.2. Fibrous clay formation in the Paris Basin

In the Lutetian–Bartonian coastal bay deposits of the Paris Basin (FA3-4), TEM and SEM images show relatively short palygorskite fibres (no more than a few micrometres; Figs V-13, 14 and 17) suggesting rapid nucleation under high ionic saturation (Gracia-Romero and Suarez, 2013). The SEM images of palygorskite fibres emerging from Mg-smectites, and dense, flaky palygorskite entanglements strongly suggest the transformation from smectite to palygorskite, with palygorskite retaining some of the morphology of smectite (Figs. V-14 and 17A-B). The size of the initial smectite particles might control to some extent the size of the palygorskite fibres formed. The systematic presence of iron and potassium in both Mg-smectite and palygorskite in the EDS spectra (Fig. V-14E) further suggests a precursor mineral enriched in K and Fe, such as detrital Al-Fe-smectite. The observed Mg-smectite would thus result from magnesium incorporation into the initial detrital Al-Fe-smectite, as previously described in similar environments (Trauth, 1977; Weaver and Beck, 1977). Subsequently, increased magnesium occupancy within Mg-smectite octahedral sites would induce lattice strains, resulting in inversion from a sheet structure (e.g., smectite) to a chain-like structure (e.g., palygorskite), as suggested by Weaver and Pollard (1973) and Chen *et al.* (2004). Detrital smectites could provide the aluminium necessary for palygorskite formation (Trauth, 1977; Weaver and Beck, 1977; Xie *et al.*, 2013), while direct precipitation of sepiolite from solution would occur afterwards, when aluminium activity is low (Fig. V-16). After investigating Priabonian and Oligocene deposits (Paris Basin, SE France, and Morocco), Trauth (1977) proposed that the transformation of Mg-smectite into palygorskite is also controlled by the ratio between silica in solution and magnesium available for clay formation (i.e., Si/Mg ratio). This author suggested that Mg-smectite undergoes conversion into palygorskite under a high Si/Mg ratio, then sepiolite precipitates from the solution. Conversely, a low Si/Mg ratio favours Al-saponite, followed by Mg-saponite formation, and finally stevensite precipitation from the solution (Fig. V-16). In addition to high silica and magnesium activity, fibrous clay formation requires a pH between 8 and 9.5, and relatively high aluminium activity for palygorskite (Fig. V-16; Birsoy, 2002; Galán & Pozo, 2011; Guggenheim and Krekeler, 2011).

The SEM images of palygorskite fibres developing inside dissolved dolomite and growing out of dolomite crystals (Fig. V-17C-E) also suggest a process of dolomite dissolution, promoting palygorskite formation within the restricted coastal bay environment (FA4). Previous studies have hypothesised that the input of slightly acidic meteoric water would lead to the dissolution of poorly ordered dolomite, releasing hydrogenocarbonate and magnesium ions, thus increasing pH and magnesium activity, promoting palygorskite formation (Fig. V-16; Inglès & Anadón, 1991; Ryan *et al.*, 2019).

Here, the presence of Mg-smectite and the subsequent formation of palygorskite is interpreted as mainly resulting from the transformation of detrital Al-Fe-smectite, which probably entered the Paris Basin coastal bay through both marine and terrestrial inputs (Fig. V-15). Direct precipitation from solution is frequently proposed for fibrous clay formation during pedogenesis (Singer and Norish, 1974;

Galán and Pozo, 2011). Such a mechanism cannot be ruled out in the Paris Basin as emersion and pedogenesis features are clearly identified in the restricted coastal bay deposits (FA4; Fig. V-7A-F), but SEM observations mainly highlight processes of transformation from detrital smectite and dolomite dissolution for palygorskite formation.

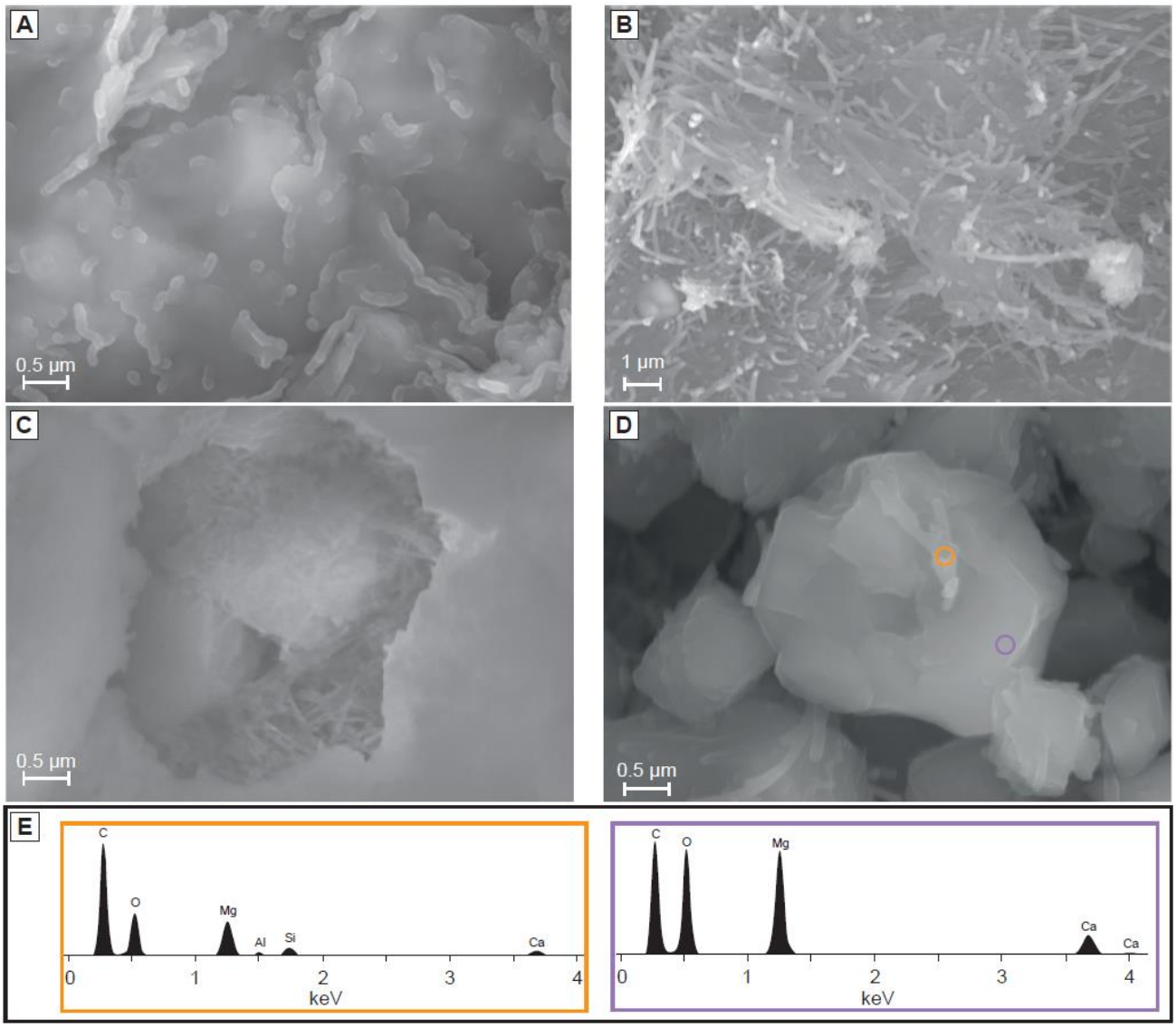


Figure V-17: SEM data illustrating the mechanisms described in Fig. V-16. A) Fibre-like structures emerging from Mg-smectite flakes (Sample Us 32.60) representing the transformation from a sheet to a chain-like structure due to magnesium incorporation; B) Entangled palygorskite fibres reminiscent of the typical flaky smectite morphology (Sample Us 36.60). This could represent an advanced transformation stage of a smectite flake into palygorskite; C) Small palygorskite fibres growing in place of a dissolved dolomite crystal (Sample SMx 16); D) Palygorskite fibre growing on a dissolving anhedral dolomite crystal (around 2 µm) with a hollow core (Sample SMx 21); E) EDS spectra of the palygorskite fibre (orange) growing from the dolomite crystal (purple) in image D.

5.2.3. A model reconciling concomitant early formation of dolomite and fibrous clays

To overcome competition for magnesium, the concomitant formation of palygorskite and primary or early diagenetic dolomite requires favourable factors, shown in this study to be present in the late Lutetian–early Bartonian coastal bay of the Paris Basin (Figs. V-15 and 16).

Microbial activity (microbial mats and EPS) could act as a template and ionic reservoir, promoting both dolomite and Mg-clay formation, yet requiring slightly different pH conditions (Del Buey *et al*., 2018, 2021; Perri *et al*., 2018; Sánchez-Román et al., 2023, 2025; Cupertino *et al.*, 2024). These highly variable pH conditions may have been influenced through biological and physical processes such as those found in modern marine environments:

(1) Uptake of inorganic carbon by phytoplankton during photosynthesis may increase pH, while release of CO_2 through respiration processes will decrease pH, resulting in large seasonal or even daily pH variations in coastal environments (Raven, 1991; Wallace *et al*., 2014; Bauman & Smith, 2018; Raven *et al*., 2020).

(2) Sulphate-reducing bacteria (SRB)-related processes occurring within a wide range of pH values (Widdel, 1988; Hao *et al*., 1996; Koschorreck, 2008). The presence of SRB in the restricted coastal bay of the Paris Basin is evidenced by framboidal pyrite (Fig. V-6G-H) and also by sulphur isotopes (Fontes and Toulemont, 1987). Microbial sulphate reduction, and the associated anaerobic degradation of organic matter, also contributes to dolomite formation at low temperatures, locally increasing alkalinity and producing EPS (Vasconcelos and McKenzie, 1997; Sánchez-Román *et al*., 2009b; Petrash *et al*., 2017; Yao et al., 2024). Indeed, by regulating the pCO_2 and alkalinity, methanogenesis and anaerobic methane oxidation control the formation of dolomite in organic-rich marine sediments (Moore *et al*., 2004).

(3) Occasional freshwater inputs into a hypersaline restricted environment (Krumgalz, 1980). Previous studies of the MCF have inferred the impact of freshwater inputs on salinity and ionic concentrations (Fontes *et al.*, 1970; Renard *et al*., 1972; Fontes and Toulemont, 1987), coherent with a schizohaline environment (Folk and Siedlecka, 1974).

Such highly fluctuating and dynamic hydro-geochemical conditions might also provoke shifts in microbial communities and in EPS composition and production (DiLoreto *et al.*, 2019, 2021), therefore facilitating dolomite (Deelman, 1999; McCormack *et al.*, 2024) as well as fibrous clay formation.

The circulation of slightly acidic meteoric water during emersion phases would have lowered the pH, impeding fibrous clay formation. This effect would have been counterbalanced by the dissolution of newly formed poorly-ordered dolomite, increasing pH as well as magnesium activity, therefore promoting palygorskite formation once again (Fig. V-16).

Interestingly, negatively charged clay minerals such as illite or smectite, similarly to microbial communities and associated EPS, may facilitate dolomite formation (Fig. V-16; Liu *et al*., 2019; Wen *et al*., 2020; Molnár *et al*., 2021). Transforming detrital Al-Fe-smectite into Mg-smectite could therefore act as a precursor for palygorskite and also promote dolomite formation. The direct precipitation of Mg-smectite and dolomite is further favoured by high silica activity (Fang and Xu, 2022; Hobbs *et al*., 2024). Observations of occasional silicification as nodules or thin layers interspersed within dolomite in the MCF (Fig. V-10) provides evidence of high silica activity. Such silicifications prove the high availability of silica to increase the Si/Mg ratio, favouring the transformation of detrital smectite into palygorskite instead of saponite. This Si/Mg ratio is also enhanced by dolomite formation (Fig. V-16).

Gypsum precipitation, induced by the evaporitic conditions prevailing in the Paris Basin during the late Lutetian–early Bartonian, would have further increased the Mg/Ca ratio and Mg^{2+} availability, thus promoting both the formation of dolomite (Zentmyer *et al*., 2011) and fibrous clays (Fig. V-16).

In summary, simultaneous primary or early diagenetic formation of Mg-fibrous clays and poorly ordered dolomite is favoured by factors such as (1) microbial activity, (2) detrital alumina-silicate inputs, (3) early carbonate precursors, (4) dissolved silica availability, and (5) gypsum precipitation. These factors, highly dependent on environmental changes in schizohaline settings, would induce slight variations in physico-chemical conditions (e.g., pH, Mg/Ca, Si/Mg) and biological activity, and may thus explain the intricate Mg-rich minerals observed in the late Lutetian–early Bartonian deposits of the Paris Basin, as summarised in the comprehensive model proposed in Fig. V-16.

5.3. Forcing mechanisms (climate and palaeogeography) on clay sedimentation

In the Paris Basin, a fibrous clay-rich episode is recorded within the MCF, along the 65 km-long transect studied here (Fig. V-18). Assigned to the Lutetian–Bartonian transition from benthic foraminifera (SBZ15-17), nannofossil (NP16) and dinocyst assemblages, this fibrous clay-rich episode is the earliest one identified in the Cenozoic of the NW European domain (Pomerol, 1967; Trauth *et al*., 1968). Interrupting the smectite-dominated sedimentation of the Eocene, this episode can be divided into four fibrous clay-rich events (f1 to f4), despite some discrepancies in the evolution of the clay content (Fig. V-18). The f2 event is concomitant with the most negative $\delta^{13}C_{org}$ values (~-24 ‰) in the MCF. In the Le Tillet core, this negative organic carbon isotope excursion immediately precedes the level where SBZ17 is identified, marking the beginning of the Bartonian stage (Serra-Kiel *et al*., 1998). Based on this biostratigraphic constraint, and in agreement with isotopic trends along the transect, this

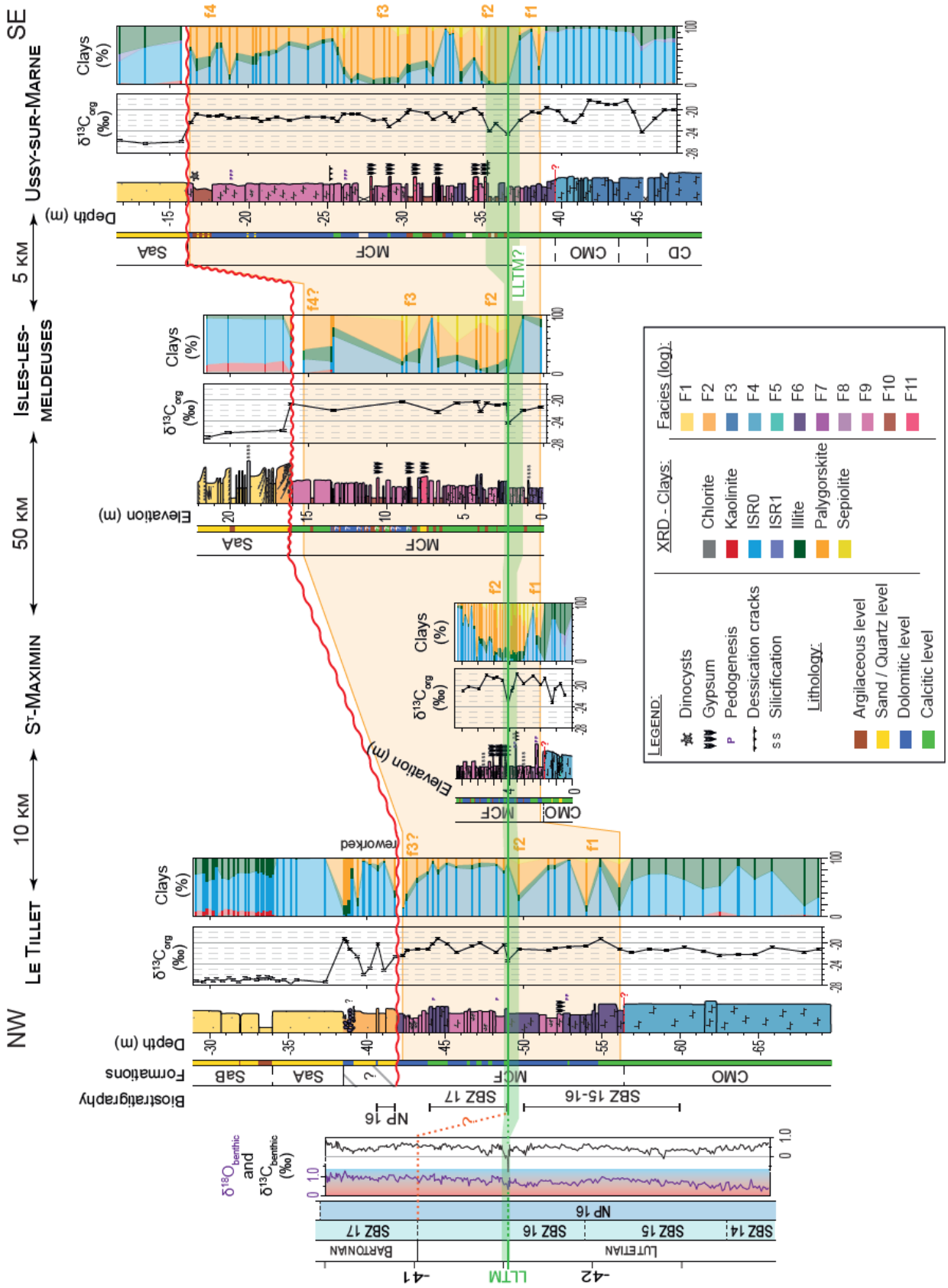
negative organic carbon isotope excursion is here assigned to the Late Lutetian Thermal Maximum (LLTM; Fig. V-18).

The transient LLTM (~30 kyr), corresponding to the last Paleogene hyperthermal event within a global long-term cooling trend, has been dated at 41.52 Ma in deep-marine records (Fig. V-18; Speijer *et al*., 2020; Westerhold *et al*., 2020). The LLTM is marked by negative isotope excursions measured on benthic foraminifera (~0.8 ‰ $\delta^{13}C$ and ~0.5 ‰ $\delta^{18}O$), interpreted as a ~2°C warming of deep seawater (Edgar *et al*., 2007; Westerhold *et al*., 2018a). This event coincides with the highest insolation values of the last 45 Myr (Westerhold and Röhl, 2013; Intxauspe-Zubiaurre *et al*., 2018; Westerhold *et al*., 2018a). Such hyperthermal climate conditions would have led to extreme seasonal contrast, with prolonged dry seasons and occasional rainfall and runoff episodes on land (Intxauspe-Zubiaurre *et al*., 2018; Westerhold *et al*., 2018a). Short runoff episodes inland would thus have punctuated the generally arid conditions, while evaporative conditions probably persisted in coastal settings. Semi-arid to arid conditions are confirmed by the predominant palygorskite and sepiolite preserved in the Lutetian-Bartonian coastal bay deposits of the Paris Basin, as these fibrous clay minerals are unstable under a wet climate (Chamley, 1989; Galán and Pozo, 2011). Brief freshwater inputs inferred from oxygen, sulphur and strontium isotopes (Fontes *et al*., 1970; Renard, 1972; Fontes and Toulemont, 1987) highlight the extremely variable salinity conditions recorded in the MCF. Such conditions are confirmed by euryhaline biotic assemblages mainly composed of Cerithiidae, *Sphaenia*, *Corbula*, and Potamididae (Abrard, 1925; Gély, 1996). Extreme seasonal variability induced by the LLTM event could thus have enhanced evaporation in the Paris Basin bay, while increased rainfall on land may have caused periodic flooding (Fig. V-15). These climate conditions would have led to a schizohaline environment particularly favourable to the formation of fibrous clays and dolomite (Folk and Land, 1975; Weaver and Beck, 1977), that is confirmed by higher proportions of palygorskite and sepiolite (fibrous clay event f2) during the LLTM in Saint-Maximin, Isles-les-Meldeuses and Ussy-sur-Marne (Fig. V-18), according to the position of the LLTM based on carbon isotopes and biostratigraphic data.

In addition to climate influence, palaeogeographic changes could explain the clay mineralogy variability (smectite *vs* fibrous clays) recorded in the MCF. Smectite content is higher in the Le Tillet core, particularly in the 'Falun de Foulangues' unit (SBZ17, Le Tillet core, Fig. V-18), which is interpreted as a marine incursion in the NW Paris Basin (Cavelier and Le Calvez, 1965; Briais 2015; Gély, 2016). Smectite is also predominantly recorded in the more open settings of the Hampshire and North Sea basins (Huggett and Knox 2006). Based on the palaeogeographic reconstruction of the NW European domain (Fig. V-2), a detrital origin is proposed for the smectite observed in the NW Paris Basin, possibly related to marine incursions (Fig. V-15). Alternatively, fluvial inputs from the eastern Vosges and NE Ardenno-Rhenish Massifs (Blondeau 1965; Sissingh, 1998, 2003) may have provided detrital smectite in more proximal settings towards the SE (i.e., Ussy-sur-Marne core), particularly during episodic flooding (Fig. V-15). The progressive emersion of the Artois High during the late

Lutetian–early Bartonian may have resulted from long-wavelength Pyrenean tectonic deformation (Briais, 2015). This change in palaeogeography gradually restricted the Paris Basin by its isolation from the Belgian and North Sea basins (Fig. V-2A; Pomerol, 1978; Cavelier & Pomerol, 1979; Gély, 1996; King, 2006). The resulting flat coastal bay, favouring an increase in ion concentration, is expected to have promoted magnesian mineral formation.

Figure V-18 (Page suivante): Clay mineralogy and carbon isotope ($\delta^{13}C_{org}$) correlation between the studied sections, and proposed correlation with global-scale data. The carbon isotope negative shift to ~-24 ‰ is used as an isochron. The $\delta^{18}O_{benthic}$ (purple) and $\delta^{13}C_{benthic}$ (black) data from Westerhold et al. (2020) are presented for comparison. The proposed correlation between the isochron and the LLTM event, marked by more negative values, is outlined in green. Shading represents warmer (red) to colder (blue) temperature trends, based on $\delta^{18}O_{benthic}$ data. Clay mineralogical events are reported, highlighting up to four fibrous clay events (f1 to f4) within the MCF. The chronostratigraphic framework is from the GTS 2020 (Speijer et al., 2020). LLTM: Late Lutetian Thermal Maximum. CD: 'Calcaire à Ditrupa strangulata' unit; CMO: 'Calcaire à Milioles et Orbitolites complanatus' unit; MCF: 'Marnes et Caillasses' Formation; SaA: 'Sables d'Auvers' unit; SaB: 'Sables de Beauchamp' unit.


SE
Ussy-sur-Marne
5 km
Isles-les-Meldeuses
50 km
St-Maximin
10 km
Le Tillet
NW
Clays (%)
δ13Corg (‰)
Depth (m)
Elevation (m)
reworked
f1
f2
f3
f4
f3?
f4?
LLTM?
SaA
MCF
CMO
CD
SaB
Formations
Biostratigraphy
SBZ 17
SBZ 15-16
NP 16
SBZ 14
SBZ 15
SBZ 16
δ18Obenthic and δ13Cbenthic (‰)
Lutetian
Bartonian
LLTM
-41
-42
LEGEND:
Dinocysts
Gypsum
Pedogenesis
Dessication cracks
Silicification
Lithology:
Argilaceous level
Sand / Quartz level
Dolomitic level
Calcitic level
XRD - Clays:
Chlorite
Kaolinite
ISR0
ISR1
Illite
Palygorskite
Sepiolite
Facies (log):
F1
F2
F3
F4
F5
F6
F7
F8
F9
F10
F11

During the late Lutetian–early Bartonian, both climate and palaeogeographic changes could have favoured the formation of Mg-fibrous clays and dolomite in the Paris Basin, but disentangling these two forcing mechanisms remains difficult. Supporting the climate hypothesis are the palygorskite and sepiolite identified in the upper Lutetian lacustrine deposits and soils around the Paris Basin (Thiry, 1989), in late Lutetian–Bartonian deposits in the shallow carbonate gulf of the Campbon Basin, France (Fig. V-2A; Estéoule-Choux, 1970, 1984), in the upper Lutetian lacustrine-to-palustrine deposits in NE and SE France (Valleron *et al*., 1983), in the Lutetian evaporitic lagoonal deposits in southern Italy (Cavalcante *et al*., 2011), and in the Ypresian-to-Bartonian alluvial-to-lagoonal deposits in Spain (Inglès and Anadón, 1991). In similar climate conditions, however, the middle Eocene estuarine bay deposits of SE England (Isle of Wight; Fig. V-2A), with high fluvial influx (Plint, 1983; Clark *et al*., 2022), mainly record smectite and illite, with kaolinite content decreasing from east to west (Huggett and Knox, 2006). The Lutetian–Bartonian siliciclastic marine deposits in Belgium also record smectite and illite, with minor kaolinite and chlorite (Mercier-Castiaux *et al*., 1988). The low ion concentrations and predominance of detrital influxes in these more open depositional environments result in chemical conditions unfavourable to the formation of magnesian minerals. The MCF appears thus as a peculiar depositional environment combining restricted conditions in a coastal embayment, in relation with the palaeogeographical context and optimum climate conditions (LLTM), promoting enhanced microbial activity, highly variable circumneutral to high pH, high Mg and Si activities, favourable to early fibrous clay and dolomite formation.

Conclusion

In the Paris Basin, the late Lutetian is marked by a change from a marine-influenced bay to a shallow schizohaline coastal bay, where the restricted coastal bay is characterised by microbial activity, pedogenesis, and evaporite precipitation. The coastal bay records a mineralogical transition from the calcite-dominated marine-influenced bay, with low clay content dominated by smectite and illite, to more restricted environments where microcrystalline dolomite and Mg-fibrous clays (palygorskite and sepiolite) predominate. The neoformation of Mg-clays by the transformation of a detrital Al-Fe-smectite precursor, controlled by a high Si/Mg ratio, is the predominant mechanism for palygorskite formation, which is counterbalanced by concomitant early dolomite formation. In the restricted coastal bay, dolomite formation may result from two processes: (1) direct precipitation of dolomite under microbial influence; (2) dolomite formation through the ageing of a Very High-Magnesium Calcite precursor, directly precipitated under microbial influence. In reaction to slightly more acidic conditions or during early diagenesis, dolomite dissolution may be an additional process, leading to palygorskite formation in relation to local chemical changes. These processes, promoted by microbial activity, require high ionic concentration, rapidly changing pH with predominantly alkaline conditions, and high availability

of fine detrital material. Such physico-biochemical conditions were brought together during the late Lutetian–early Bartonian in the Paris Basin by the following combination of palaeogeographic and climatic factors: (1) Pyrenean deformation resulting in a restricted shallow flat and preferably carbonated environment, and (2) a predominantly arid climate, punctuated by occasional runoff episodes further inland, resulting in schizohaline conditions. The major mineralogical change recorded in the 'Marnes et Caillasses' Formation, highlighted by Mg-fibrous clays and carbonate mineralogy during the late Lutetian–early Bartonian, reveals unique conditions exacerbated by the Late Lutetian Thermal Maximum (LLTM), recognised here for the first time in the coastal settings of the Paris Basin. The climate conditions induced by the LLTM cannot, however, be considered as the only trigger for the formation of dolomite and palygorskite, but would rather have facilitated these processes, in association with the palaeogeography of the Paris Basin, marked by a persistent shallow water system. Based on observations of these restricted coastal environments, this study proposes a comprehensive model to explain the concomitant formation of palygorskite and dolomite, influenced by microbial activity and highly fluctuating hydro-biogeochemical conditions.

Acknowledgements

This work is part of Julien Talon's PhD thesis, financially supported by the Région Bourgogne Franche-Comté (France), the University of Mons (Belgium), and the 'RGF Bassin parisien' program of the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). It was also sponsored by an IAS postgraduate grant. We thank the three anonymous reviewers and the two Associate Editors for their helpful and constructive comments. We are grateful to Anne-Lise Santoni, Justine Blondet, Théo Martinez and all the staff of the GISMO, ARCEN, and DImaCell platforms for their help during data acquisition. The BPE Lecieux company is thanked for providing access to the Saint-Maximin outcrop. Thanks to Marie-Pierre Aubry and Chantal Bourdillon for discussions about the biostratigraphic framework of this study. John W. Valley (University of Wisconsin-Madison, USA) is thanked for providing the calcite and dolomite SIMS standards. Carmela Chateau-Smith is thanked for her help in improving the quality of the English in this manuscript. The research of AI was supported by the State program of the Geological Institute of Russian Academy of Sciences.

C. Synthèse

Ce travail a tout d'abord permis de repréciser les environnements de dépôt correspondant à la Formation des Marnes et Caillasses, jusqu'ici relativement mal définis et tour à tour qualifiés de laguno-marins, de sebkha voire d'environnements lacustres (Fontes & Toulemont, 1987). Cette difficulté provient de la grande variabilité, tant verticale que latérale, des faciès et des faunes indiquant des conditions allant de la sursalure à la dessalure. Dans le cadre de ce travail, un environnement schizohalin de baie carbonatée, évaporitique, et soumise à la fois à des influences périodiques d'eaux marines et d'eaux continentales est proposé. Cet environnement, relativement plat et peu profond, est caractérisé par un gradient minéralogique qui va de faciès marins dépourvus de minéraux magnésiens à des faciès restreints dominés par la dolomite et les argiles fibreuses magnésiennes. La dolomite observée, microcristalline, présente en cathodoluminescence des morphologies particulières, suggérant une formation précoce et sous influence probable de l'activité microbienne. Sa formation peut être par précipitation directe, ou issue de la dolomitisation précoce de précurseurs carbonatés. Les argiles fibreuses se forment dans des conditions physico-chimiques proches mais légèrement différentes, par transformation de smectites alumineuses détritiques en smectites magnésiennes puis en palygorskite. L'activité microbienne et les molécules associées (EPS) servent de support et de substrat à la formation de ces minéraux et induisent des modifications locales des conditions hydrogéochimiques (pH, disponibilité en cations, etc.) favorisant tour à tour l'un ou l'autre minéral. Les observations par microscopie électronique à balayage menées montrent également que la dissolution précoce de dolomite d'origine microbienne favorise la formation de palygorskite dans cet environnement. La grande variabilité des conditions hydro-biogéochimiques de ce type d'environnement alcalin est donc particulièrement propice à la succession rapide de périodes favorisant la formation de dolomite ou de palygorskite. Les observations et analyses menées dans les faciès de la Formation des Marnes et Caillasses ont ainsi mené à la proposition d'un modèle combinant les processus de formation des argiles fibreuses et de la dolomite, sous influence microbienne, dans les environnements marins côtiers restreints.

Cette étude a également mis en évidence, à partir des isotopes du carbone et des données biostratigraphiques disponibles (limite inférieure de la SBZ 17 indiquant la base du Bartonien), l'enregistrement probable *Late Lutetian Thermal Maximum* qui constituerait la première identification de cet évènement hyperthermique en milieu marin côtier. Cet évènement hyperthermique aurait favorisé des conditions arides et évaporitiques en milieu côtier, interrompues par des épisodes de précipitations intenses (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018), provoquant des inondations ponctuelles de la baie et augmentant ainsi la variabilité des conditions hydro-biogéochimiques. De ce fait, l'excursion isotopique associée au LLTM correspond à l'un des pics d'argiles fibreuses identifiés dans le Bassin parisien (f2 ; Fig. V-18). Les environnements décrits dans la Formation des Marnes et Caillasses sont favorables à la formation d'argiles fibreuses. Il apparaît toutefois que la proportion d'argiles fibreuses au sein de

l'évènement du LLTM est plus importante que celle au sein de la Formation des Marnes et Caillasses considérée dans son ensemble (Fig. V-19), suggérant une formation facilitée des argiles fibreuses lors du LLTM. Bien que le LLTM aurait induit des conditions climatiques particulièrement favorables, il ne peut être considéré comme le seul et unique facteur expliquant la formation des argiles fibreuses dans le Bassin parisien à la fin du Lutétien et au début du Bartonien. En effet, le confinement progressif du bassin, en lien avec la surrection de l'anticlinal de l'Artois à cette période, a conduit à la formation d'un environnement de baie carbonatée schizohaline particulièrement favorable à la formation de cette minéralogie. Ainsi, la combinaison d'une modification paléogéographique majeure, en lien avec un épisode tectonique régional, et d'un évènement climatique favorable est probablement à l'origine du premier épisode de sédimentation à argiles fibreuses dans le Bassin parisien.

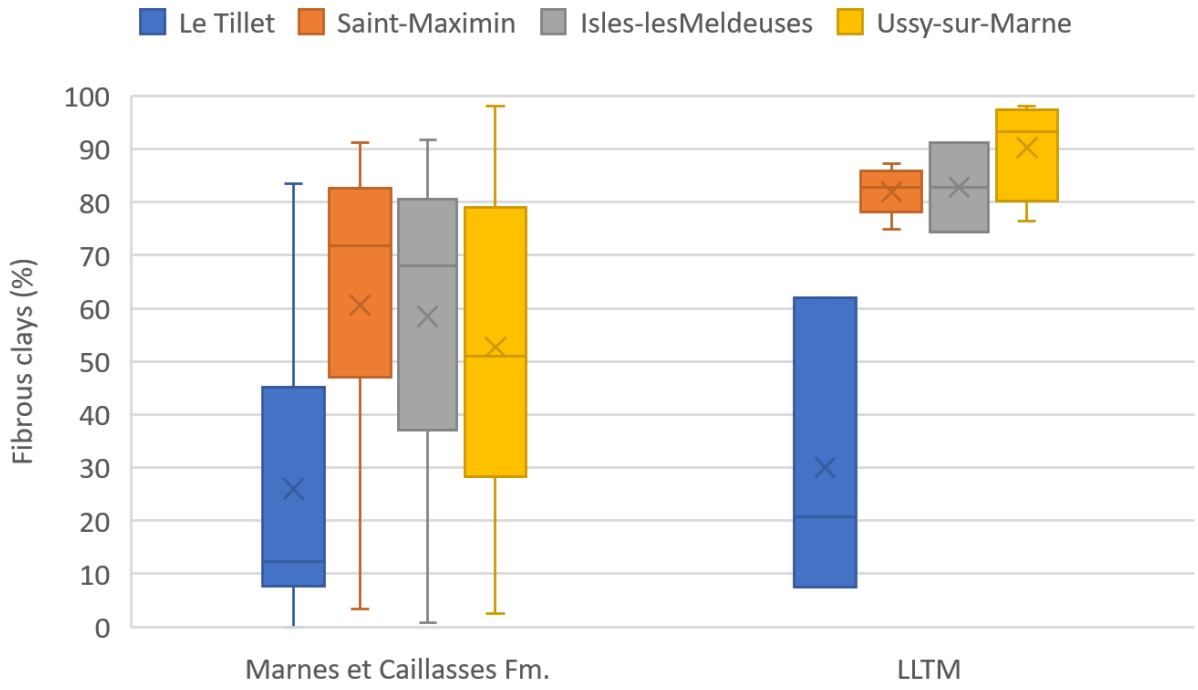


Figure V-19 : Comparaison de la proportion d'argiles fibreuses dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm dans la Formation des Marnes et Caillasses et dans l'intervalle attribué au LLTM.

II. Comparaison entre le centre du bassin et sa bordure sud

Suite à l'étude menée dans le centre du bassin, il est apparu intéressant d'étudier cet intervalle particulier de sédimentation à argiles fibreuses également sur la bordure sud du bassin. Pour ce faire, deux forages ont été analysés : le forage de Maisse et le forage de Neuilly-sur-Seine. Le forage de Neuilly-sur-Seine, déjà étudié pour sa partie yprésienne (Chap. III. II) constitue un point de relais entre celui de Maisse et les autres sites étudiés. Réalisé dans les années 1960, ce forage ne bénéficie cependant pas d'un cadre stratigraphique bien défini, et les analyses réalisées n'ont pas permis de le préciser suffisamment pour pouvoir le corréler de façon satisfaisante aux autres sites étudiés. Seuls les résultats obtenus sur le forage de Maisse sont donc présentés dans cette partie et comparé à ceux du centre du bassin (Talon et al., *in press*). Les résultats obtenus sur la portion lutétienne à bartonienne (?) du forage de Neuilly-sur-Seine sont néanmoins présentés dans l'Annexe 5.

A. Résultats obtenus pour le forage de Maisse

Le forage de Maisse se situe sur la bordure sud du Bassin parisien et offre l'opportunité de comparer ces faciès rarement rencontrés avec ceux du centre et du nord du bassin. Il a été décrit dans le détail par Moreau (2023) qui en a étudié les aspects pétrographiques et sédimentologiques. Le log présenté ici est basé sur ces descriptions, complétées par des observations faites lors de l'échantillonnage. De plus, de rares analyses minéralogiques réalisées à très faible résolution dans le cadre du travail de Moreau (2023) indiqueraient la présence d'argiles fibreuses dans des faciès assimilés au Lutétien supérieur, donnant la possibilité de comparer la temporalité et les processus mis en évidence dans le nord du bassin et ceux pouvant avoir eu lieu sur les bordures. Cette partie aborde uniquement la portion lutétienne à bartonienne de ce forage, qui débute dans le Rupélien et atteint la Craie du Crétacé.

Description lithologique, faciologique et lithostratigraphique du forage (Fig. V-20)

Dans le cadre de ce travail, la limite Yprésien-Lutétien est positionnée à 103,70 mètres de profondeur, à partir des données isotopiques, minéralogiques et biostratigraphiques obtenues (Chap III. I. A. 1). Cette limite est surmontée par une alternance de petits niveaux argilo-silteux et de calcaires micritiques qui laissent place à un sable mal trié, fin à moyen, argilo-silteux et carbonaté. Ces sables passent à des silts carbonatés présentant des traces de radicelles noires possiblement pyritisées. Ces silts sont surmontés à 99,45 m par un petit niveau (environ 5 cm) d'argile compacte légèrement feuilletée. Ce niveau précède 80 cm de micrite écrue, elle-même surmontée par environ 50 cm d'argiles et marnes silteuses, finement laminées contenant de petites coquilles, presque entières, de gastéropodes et lamellibranches, notamment dans un niveau de sable fin situé à 97,80 m. Entre 97,65 et 97,45 m se trouve un petit banc micritique contenant des nombreuses coquilles de gastéropodes très ornementées et quelques coquilles de lamellibranches. Après environ 50 cm de marnes silteuses pouvant

contenir des coquilles de gastéropodes et de lamellibranches, un banc micritique contenant des coquilles de gastéropodes et de lamellibranches se développe sur presque 1 m, jusqu'à environ 96,10 mètres de profondeur. Entre 96,10 et 89,90 m, des marnes voire des argiles silteuses gris clair à crème alternent avec des bancs micritiques écrus pouvant contenir des traces de mollusques. À partir de 91 m, ces niveaux micritiques semblent bioturbés. Moreau (2023) place une discordance à 89,90 mètres de profondeur, qui correspondrait à la discordance entre la Formation des Marnes et Caillasses et les sables bartoniens dans le centre du bassin. À partir de 89,90 m, un calcaire argileux verdâtre passe verticalement à un silt argilo-calcaire écru, coiffé à environ 88,60 m par un petit banc (environ 30 cm) de micrite crème. À partir de 88,20 m, des silts argilo-calcaires pouvant contenir des foraminifères ou des petits débris végétaux, alternent avec des bancs micritiques crèmes jusqu'à 82 m.

Evolution des données $\delta^{13}C_{org}$

L'évolution des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ de la partie lutétienne à bartonienne du forage de Maisse est marquée par un décalage abrupt vers des valeurs plus négatives à 89,80 mètres de profondeur (Fig. V-20). À cette profondeur, les valeurs passent en effet de valeurs proches de -20 ‰ à des valeurs variant entre -26,23 ‰ et -23,43 ‰. Sous cette variation abrupte, l'évolution du $\delta^{13}C_{org}$ montre une tendance générale à l'augmentation des valeurs, qui passent d'une moyenne de -22,89 ‰ à la base à une moyenne de -20,41 ‰ sous la discordance. Cette tendance est marquée par trois excursions négatives (Fig. V-20) : une première située à 99,42 m, d'une amplitude d'environ 3 ‰ et atteignant la valeur de -24,34 ‰ ; une seconde d'environ 3 ‰ d'amplitude et atteignant une valeur de -24,64 ‰, située à 97,40 m ; et une dernière d'environ 1,5 ‰ d'amplitude, atteignant une valeur de -22,94 ‰ à 95,10 m. Suite à cette dernière excursion négative, les valeurs stagnent autour de -21,76 ‰ de moyenne, avant de diminuer relativement abruptement entre 92,30 et 91,90 m, profondeur à partir de laquelle les valeurs stagnent autour d'une valeur moyenne de -20,27 ‰. Au-dessus de la discordance située à 89,90 m, après l'excursion négative, les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ retrouvent des valeurs plus positives variant entre -18,48 ‰ et -20,04 ‰. À partir de 87 m, une diminution progressive est amorcée pour atteindre une valeur de -22,52 ‰ à 85,20 mètres de profondeur, dernier point de l'intervalle étudié. Dans ce forage, le TOC a pu être déterminé sur 16 échantillons de l'intervalle Lutétien–Bartonien dans lesquels il varie entre 0,03 % et 1,6 %, avec une moyenne de 0,5 % et une médiane de 0,4 %.

Minéralogie de la roche totale et calcimétrie ($\%CaCO_3$)

Depuis 101 mètres de profondeur et jusqu'à la discordance identifiée à 89,90 m, la minéralogie de la roche totale (Fig. V-20) est dominée par la dolomite (entre 2 % et 96 %, avec une moyenne de 49 % et une médiane de 52 %) et les argiles (entre 2 % et 74 %, en moyenne 24 %). A part dans l'intervalle compris entre 97,70 et 95,60 m, où elle représente entre 17 % et 78 % de la minéralogie totale, la calcite n'est présente qu'en traces dans cette portion du forage. Le quartz représente entre 1 % et 36 % (en moyenne 13 %) de la minéralogie totale de cet intervalle. Il est accompagné de feldspaths,

le plus souvent présents à l'état de traces, mais qui peuvent atteindre 13 % ainsi que d'aragonite (moins de 2%) et possiblement de traces de pyrite ou de gypse. La discordance à 89,90 mètres de profondeur est marquée par un niveau composé d'argiles (49 %), quartz (35 %) et feldspaths (16 %). Au-dessus, les carbonates sont dominés par la dolomite (en moyenne 52 % et pouvant atteindre 78 %), bien que de la calcite soit également présente (jusqu'à 42 %) ainsi que de l'aragonite (6 % au maximum). Le quartz augmente progressivement, passant de 3 % à 64 %, tandis que les argiles restent présentes, jusqu'à des valeurs de 11 %. Des feldspaths et de la pyrite sont également présents en traces (moins de 5 %).

La proportion de carbonates déterminée sur 16 échantillons lors des pesées de la décarbonation varie entre 35 % et 98 % (Fig. V-20).

Minéralogie des argiles

À la base de l'intervalle Lutétien–Bartonien, le cortège des minéraux argileux dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm est dominé par les smectites (IS R0 ; en moyenne 90 %), dont la proportion dans l'assemblage diminue progressivement au profit de la palygorskite (Fig. V-20). Celle-ci passe en effet d'une moyenne de 9 % de l'assemblage à la base de l'intervalle à 87 % entre 92,30 et 90,35 m. Cette augmentation semble s'accompagner, au moins initialement, d'une augmentation de la présence d'illite, qui passe de quelques pourcents à presque 20 % de l'assemblage dans certains échantillons, malgré la possible surestimation du fait de la proximité des principaux pics de diffraction de l'illite et de la palygorskite. Associée à la palygorskite, de la sépiolite peut également être présente, parfois à hauteur de 14 % de l'assemblage. Le niveau situé immédiatement au-dessus de la discordance est composé à 92 % de palygorskite, 4 % de sépiolite et 4 % d'illite. Au-dessus, la proportion de palygorskite diminue jusqu'à atteindre 16 % à 86,40 m avant d'augmenter de nouveau pour atteindre 70 % à 84,80 m. Cet intervalle est marqué par une plus grande proportion d'illite (20 % en moyenne). La diminution progressive de la proportion de palygorskite est associée à une augmentation de celle d'IS R0 qui atteint 63 % à 86,40 m. Lorsque les proportions de palygorskite sont importantes, de la sépiolite est également présente et peut représenter jusqu'à 15 % de l'assemblage. La proportion de quartz dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm est relativement faible et constante dans l'intervalle Lutétien–Bartonien du forage de Maisse, variant entre 2 % et 7 %, avec une moyenne de 4 %.

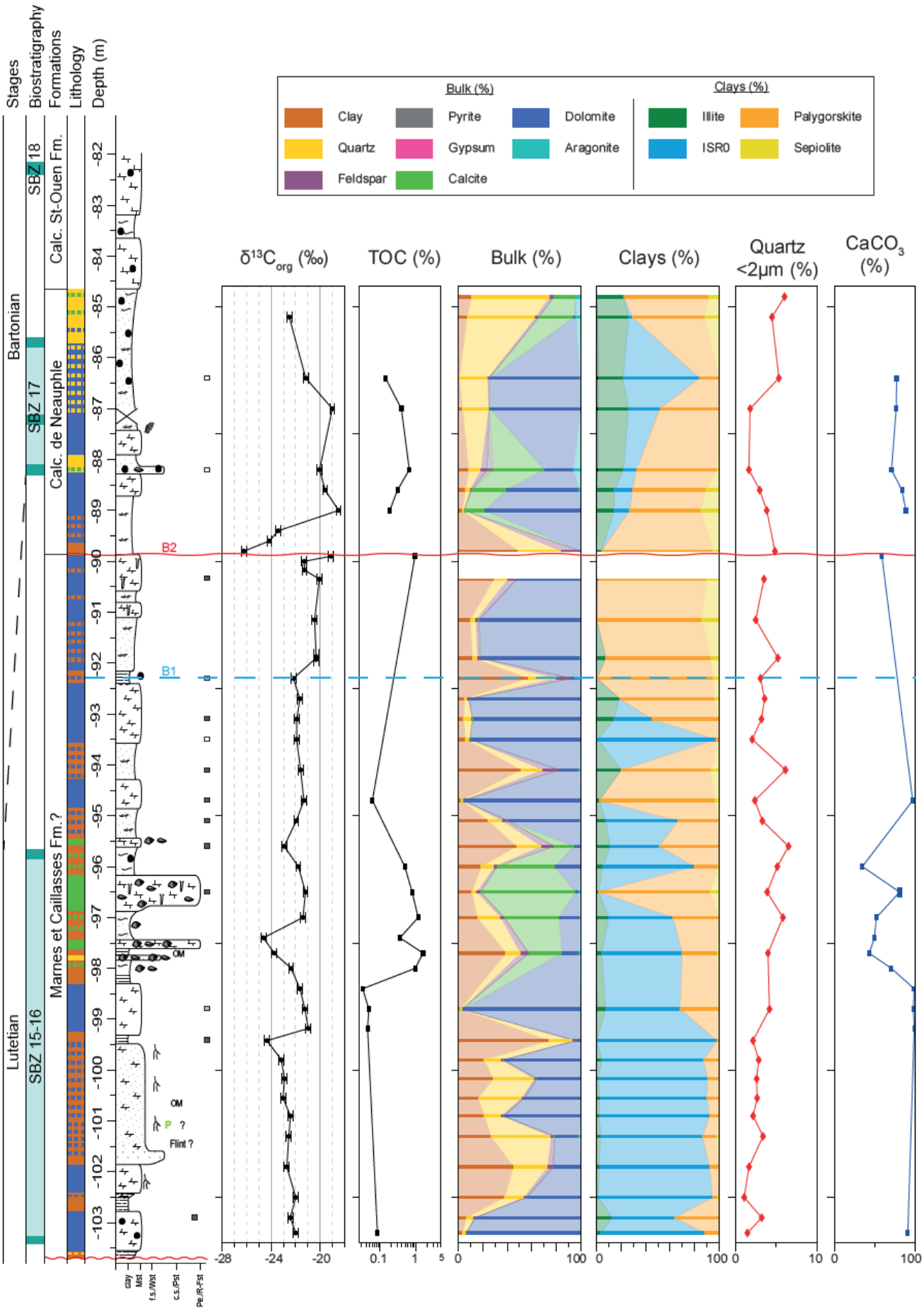
Interprétation des données géochimiques et minéralogiques dans le cadre stratigraphique du Bassin parisien

Moreau (2023) considère que l'intervalle entre 101,40 et 89,80 m « correspond à la description du sommet de la Formation du Calcaire grossier (Membre du Calcaire à Cérithes) ». La mention du Calcaire à Cérithes laisse supposer que la présence de bancs rudstones très riches en coquilles de gastéropodes guide en partie cette interprétation, qui est également appuyée par l'identification de foraminifères équivalents aux biozones SBZ 15-16. Cependant, les données minéralogiques présentées ici montrent que les faciès carbonatés du forage de Maisse, situés entre 103,70 et 89,80 m, sont

majoritairement dolomitiques et associés à des argiles fibreuses (palygorskite et sépiolite), parfois abondantes (Fig. V-20). Les observations en microscopie électronique à balayage montrent que dès 102,90 m, les cristaux de dolomite sont micrométriques et entremêlés dans une matrice d'argiles fibreuses (Fig. V-21), de façon très similaire à ce qui a été observé dans la Formation des Marnes et Caillasses (Talon et al., *in press*). Il est ici proposé que l'ensemble des faciès carbonatés du forage de Maisse situés entre 103,70 et 89,80 m soient des équivalents latéraux à la Formation des Marnes et Caillasses plutôt que du sommet de la Formation du Calcaire grossier. Cette proposition n'est pas en opposition avec l'identification de la SBZ 15-16, qui est également identifiée à la base de la Formation des Marnes et Caillasses, notamment dans le forage du Tillet (Talon et al., *in press*).

Dans le forage de Maisse, une variation très abrupte des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$, passant de -19,09 ‰ à -26,23 ‰, est observée à 89,80 m. Elle s'accompagne d'une augmentation progressive de la proportion de quartz dans la roche totale et d'une augmentation des proportions d'illite et de smectites dans le cortège argileux. Ces changements isotopiques et minéralogiques abrupts coïncident avec la discontinuité indiquée à 89,80 mètres de profondeur par Moreau (2023), qu'il corrèle au maximum régressif séparant la Formation des Marnes et Caillasses et les sables bartoniens.

Figure V-20 (Page suivante) : Résultats obtenus sur la partie lutétienne et bartonienne du forage de Maisse : $\delta^{13}C_{org}$, TOC (présenté avec une échelle logarithmique), minéralogie de la roche totale (Bulk) et du cortège de minéraux argileux présents dans la fraction argileuse (Clays) ainsi que les proportions de quartz quantifié par DRX dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm et les pourcentages de carbonates déterminés lors de la décarbonatation. Biozones de foraminifères (SBZ) d'après Bourdillon in Moreau (2023).


Stages
Biostratigraphy
Formations
Lithology
Depth (m)
Bartonian
Lutetian
SBZ 18
SBZ 17
SBZ 15-16
Calc. St-Ouen Fm.
Calc. de Neauphle
Marnes et Caillasses Fm.?
B2
B1
OM
OM
P ?
Flint ?
Bulk (%)
Clay
Quartz
Feldspar
Pyrite
Gypsum
Calcite
Dolomite
Aragonite
Clays (%)
Illite
ISR0
Palygorskite
Sepiolite
δ13Corg (‰)
TOC (%)
Bulk (%)
Clays (%)
Quartz <2µm (%)
CaCO3 (%)
-28
-24
-20
0.1
1
5
0
100
0
100
0
10
0
100
clay
Mst
f.s./Wst
c.s./Pst
Pe./R-Fst

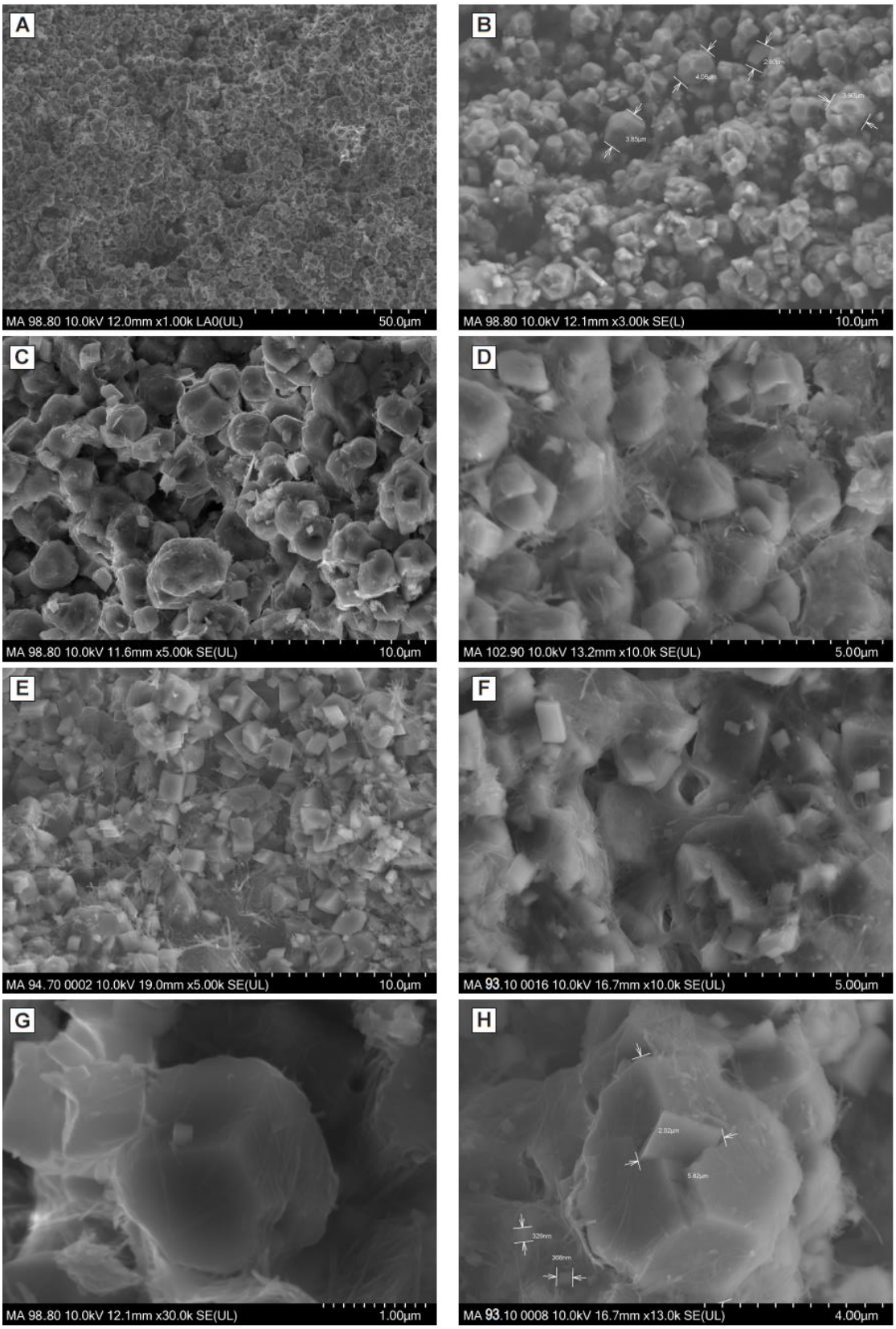


Figure V-21 : Observations en microscopie électronique à balayage des relations entre la dolomite et les argiles fibreuses dans le forage de Maisse. A) Plan large montrant l'omniprésence des cristaux micrométriques de dolomite. B à F) Vues rapprochées montrant l'aspect plus ou moins rhomboédrique des cristaux micrométriques de dolomite et leur intrication avec les argiles fibreuses. Certains cristaux présentent un cœur creux ou des traces de dissolution. De nouvelles générations de cristaux de dolomite se forment au-dessus des tapis d'argiles fibreuses. G et H) Cristaux de dolomite micrométriques tapissés d'argiles fibreuses. Une nouvelle génération de cristaux, plus petits se forment sur les tapis d'argiles fibreuses.

B. Processus de formation de dolomite et d'argiles fibreuses sur les bordures du bassin

Le forage de Maisse se situe sur la bordure sud du Bassin parisien, dans des faciès où les influences marines sont marquées par la présence de foraminifères (Moreau, 2023) avec des proportions un peu plus importantes d'argiles (Fig. V-20). La reprise de la sédimentation sur cette bordure sud se fait probablement lors du dépôt de la Formation des Marnes et Caillasses bien exprimée dans le nord du bassin, qui correspond à la période où l'extension géographique des faciès carbonatés est la plus grande (Fig. I-13 ; Abrard, 1925 ; Blondeau, 1965 ; Briais, 2015). Cette grande extension des faciès carbonatés vers le sud est liée à une migration méridionale progressive des dépôt-centres en réponse à une flexure d'origine pyrénéenne et à la surrection de l'anticlinal de l'Artois dans le nord du bassin (Pomerol 1978, Briais, 2015). L'assemblage minéralogique du forage de Maisse, dominé par la dolomite et les argiles fibreuses, est similaire à celui observé dans les faciès les plus confinés du nord du bassin (FA4, Talon et al., *in press* ; Chap. V. I), bien que la proportion d'IS R0 (assimilés à des smectites) soit relativement importante à la base de l'intervalle (Fig. V-20). Ces derniers représentent ainsi des smectites détritiques progressivement transformées en smectites magnésiennes puis en palygorskite vers le haut du forage, avec un maximum entre 92,25 et 90 m. Cette hypothèse est étayée par les observations réalisées par MEB et présentées en figure V-22. Les processus ici à l'œuvre sont les mêmes que ceux mis en évidence dans le nord du bassin (Talon et al., *in press*). En effet, les observations en microscopie électronique menées dans les niveaux les plus argileux du forage de Maisse mettent en évidence une organisation rappelant des lamines d'argiles détritiques, probablement accentuée par la compaction. Cependant, comme dans le nord du bassin, ces lamines sont formées de fibres de palygorskite entremêlées et probablement issues de la transformation de smectites détritiques (Fig. V-22A). Les fibres observées sont une nouvelle fois relativement courtes, quelques micromètres au maximum (Fig. V-22), suggérant une formation rapide dans des conditions de forte saturation ionique (Garcia-Romero & Suarez, 2013). Dans les niveaux plus carbonatés, l'intrication de plusieurs générations de cristaux de dolomite micrométriques et d'argiles fibreuses est similaire à ce qui a été observé plus au nord. Les cristaux de dolomite sont parfois rhomboédriques mais peuvent également présenter un aspect moins bien cristallisé ainsi que des cœurs creux ou des traces de dissolution (Fig. V-21). Les fibres de palygorskite nappent les cristaux de dolomite et semblent parfois pousser directement à partir des surfaces cristallines ou en remplissage des traces de dissolution (Fig. V-21F-H), suggérant une fois encore le rôle de la dissolution de dolomite dans la formation de la palygorskite. La présence de petits cristaux de dolomite sur ces argiles fibreuses (Fig. V-21G) indique la répétition de ces processus de formation et déstabilisation.

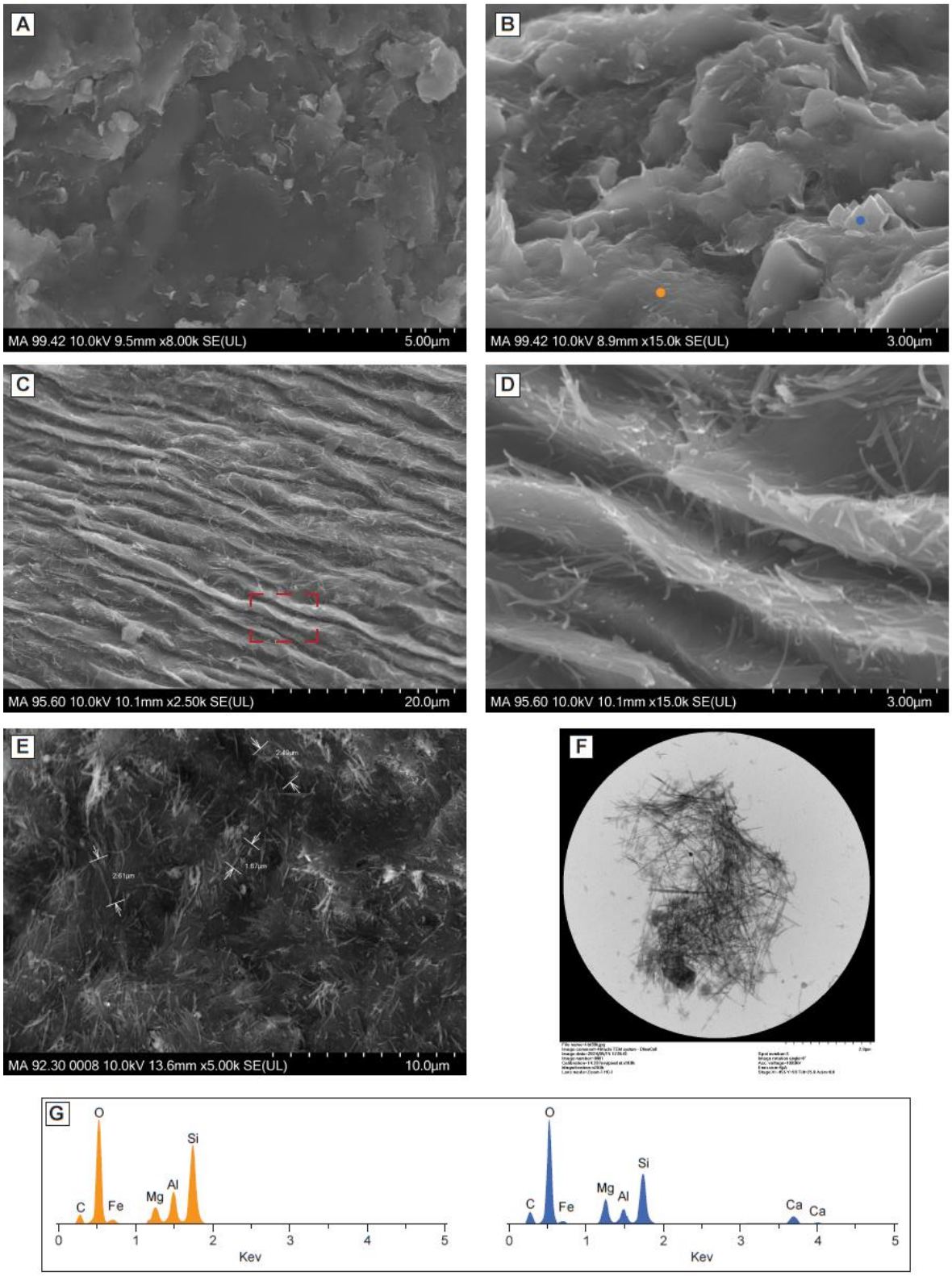


Figure V-22 : Observations en microscopie électronique des niveaux argileux du Lutétien-Bartonien du forage de Maisse. A) Niveau riche en smectites qui présentent une organisation détritique. B) En vue plus rapprochée, des argiles fibreuses reprenant la structure initiale des smectites sont visibles. Les argiles nappent les cristaux de dolomite mais certains cristaux se développent aussi au-dessus des argiles. C) Organisation laminée rappelant un dépôt d'argile détritique. D) Vue rapprochée de C montrant que les lamines sont constituées de réseaux d'argiles fibreuses entremêlées. E) Tapis d'argiles fibreuses entremêlées. Les argiles fibreuses observées ne semblent dépasser que rarement une taille de quelques micromètres. F) Observation en microscopie électronique en transmission montrant la taille micrométrique des fibres de palygorskite. G) Analyses EDS réalisées sur le cliché B. En orange, à gauche, palygorskite contenant des traces de fer. En bleu, à droite, dolomite et argiles fibreuses.

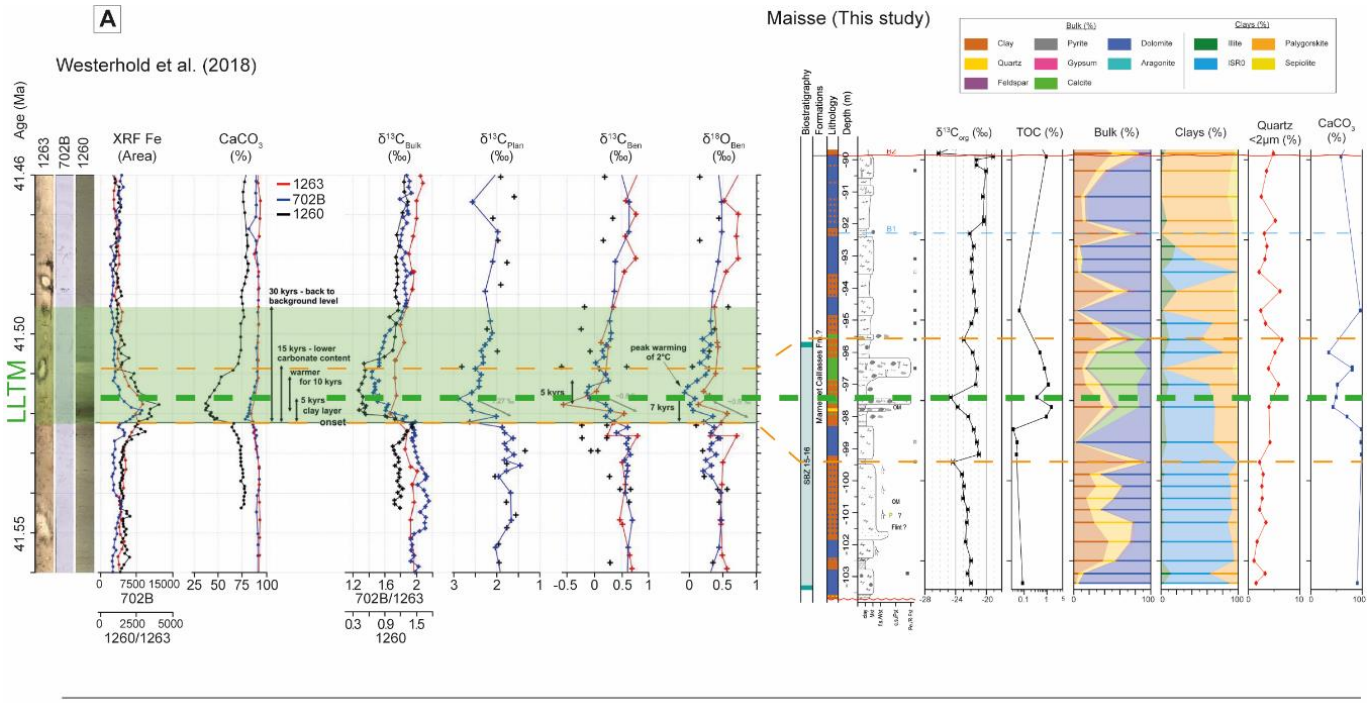
Il apparaît ainsi que les processus de formation précoce de dolomite et de palygorskite mis en évidence dans le centre du Bassin parisien sont également observés sur la bordure sud du bassin. Il est à noter que Lecomte (1994) rapporte la présence de palygorskite dans un niveau carbonaté de la coupe de Monthelon, située sur la bordure est du bassin, à environ 6 km au sud d'Epernay. Lecomte (1994), qui se base notamment sur les faunes, interprète ce niveau comme représentant des conditions majoritairement lacustres (Limnées, Planorbes) mais subissant des influences marines périodiques (Potamides). La présence de characées (*Nitellopsis (Tectochara) major*) permettrait d'attribuer ce niveau carbonaté au Lutétien supérieur (Riveline, 1984 ; Lecomte, 1994). De plus, Trauth et al. (1968) rapportent la présence de palygorskite en Montagne de Reims (dans le forage de Ludes), dans des niveaux mal datés situés entre le Lutétien et le Calcaire de Saint-Ouen. Ainsi, la présence de palygorskite sur la bordure est du bassin permet de supposer que l'épisode à argiles fibreuses, ici décrit dans le centre du bassin et sur sa bordure sud, s'étend également à sa bordure est.

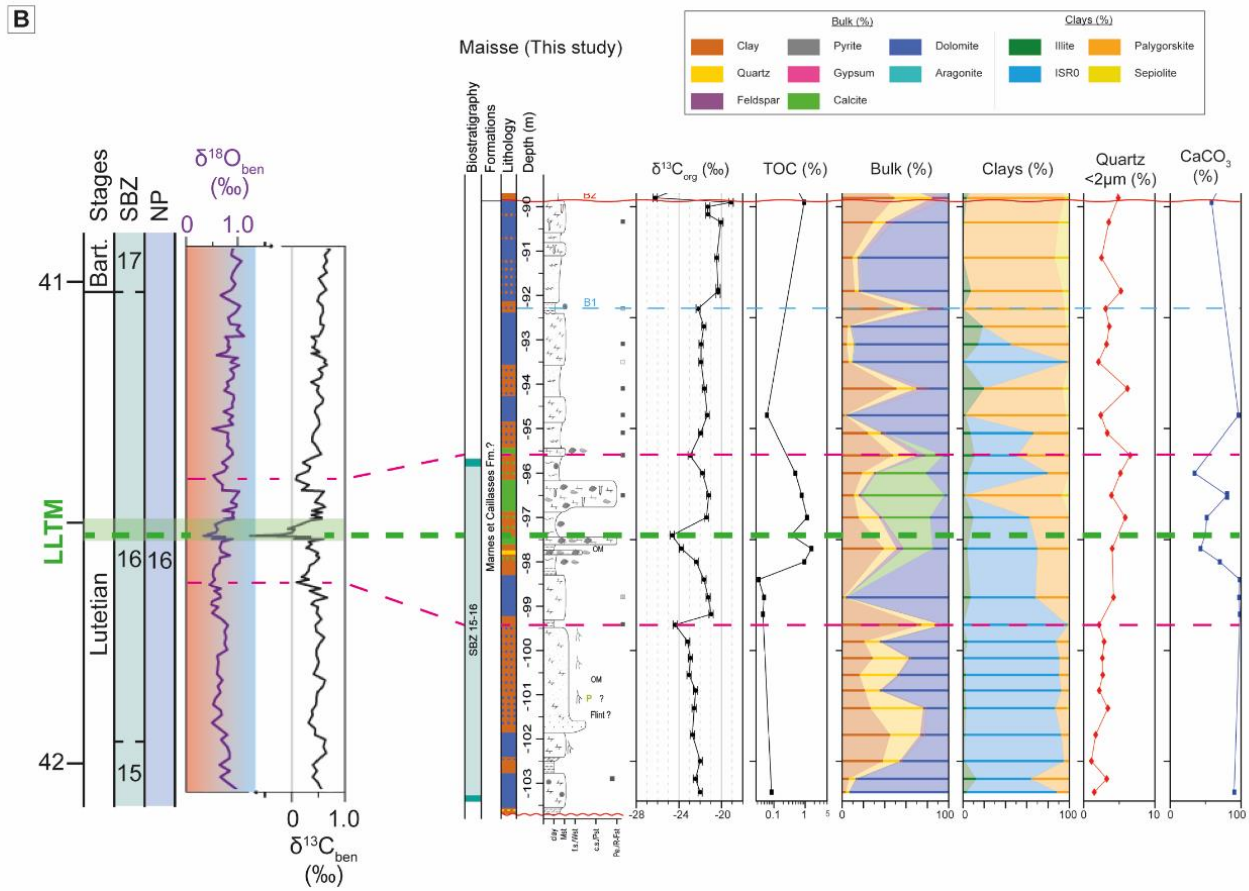
Le travail mené dans le centre du bassin a mis en évidence l'influence potentielle du *Late Lutetian Thermal Maximum* sur ces mécanismes de formation de dolomite et d'argiles fibreuses (Talon et al., *in press*). La présence de plusieurs petites excursions isotopiques négatives dans le forage de Maisse (Fig. V-20) permet de s'interroger quant au possible enregistrement de cet évènement hyperthermique dans ce forage et deux hypothèses sont ici proposées (Fig. V-23). La première serait de considérer l'enregistrement détaillé des différentes phases du LLTM décrites en milieu marin profond par Westerhold et al. (2018a). Les résultats obtenus par ces auteurs sur trois sites océaniques de l'Atlantique sud montrent une excursion négative des isotopes du carbone et de l'oxygène, associée à une diminution de la teneur en carbonates et à une augmentation de l'intensité du fer en XRF (Fig. V-23A). Ces résultats sont interprétés comme la conséquence d'une remontée de la limite de compensation des carbonates (CCD) et d'une intensification du cycle hydrologique entraînant une augmentation périodique du ruissellement et des apports terrigènes lors du LLTM (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018 ; Westerhold et al., 2018a). Dans le détail, le LLTM est composé de trois phases : (1) une phase d'*onset*, marquée par une première excursion isotopique négative, (2) une deuxième excursion négative marque la période de réchauffement maximal, (3) un retour vers des valeurs plus positives cependant marqué par une dernière excursion isotopique négative de moindre amplitude (Fig. V-23A). Ces trois excursions isotopiques négatives au sein du LLTM, pourraient correspondre aux trois excursions isotopiques négatives identifiées dans la partie supérieure de l'intervalle attribué aux biozones SBZ 15-16 dans le forage de Maisse, à respectivement 99,42 m, 97, 40 m et 95,10 mètres de profondeur (Fig. V-23A). Dans le forage de Maisse, cet intervalle est également marqué par une diminution de la teneur en carbonates et par une augmentation du TOC, qui pourraient indiquer une augmentation des apports terrigènes. Cette première hypothèse, suppose le dépôt et la préservation d'environ 4 m de sédiments dans le forage de Maisse sur une durée d'environ 15 000 ans, soit environ 25 cm.kyr^{-1}. Une deuxième hypothèse serait de considérer la tendance un peu plus long-terme de la fin du Lutétien. Le LLTM en constitue la principale excursion isotopique mais il est encadré par deux autres excursions négatives de plus faible amplitude (Westerhold

et al., 2020). Ainsi, Le LLTM et les deux excursions qui l'encadrent pourraient correspondre aux trois excursions isotopiques observées à Maisse (Fig. V-23B). Cette hypothèse ferait correspondre les 4 m de sédiments préservés à Maisse et une durée d'environ 250 000 ans, représentant ainsi un taux de sédimentation et de préservation d'environ 2 $cm.kyr^{-1}$. Des taux de sédimentation allant de 7,5 $cm.kyr^{-1}$ à environ 3 $m.kyr^{-1}$ ont pu être rapportés dans des sebkhas côtières (Ocakoğlu et al., 2018 ; Engel et al., 2021), montrant les fortes variations du taux de sédimentation possibles dans ces environnements évaporitiques. Les valeurs du taux de sédimentation obtenues dans le cadre des deux hypothèses faites sur le forage de Maisse sont donc compatibles avec celles connues pour ces environnements. Ainsi, l'enregistrement du LLTM dans le forage de Maisse apparaît donc probable au vu des excursions isotopiques enregistrées, mais il n'est pour l'instant pas possible de trancher entre les deux hypothèses proposées. Des analyses géochimiques à très haute résolution (centimétrique) permettraient peut-être de mettre en évidence des cyclicités astronomiques qui pourraient aider à préciser les échelles de temps impliquées et ainsi permettre de favoriser l'une ou l'autre hypothèse. L'interprétation de ce type de cyclicités peut toutefois s'avérer difficile dans des environnements proximaux, fréquemment soumis à des phases émersives et des périodes de non dépôt.

Ainsi, il est possible de montrer que les processus de formation de dolomite et d'argiles fibreuses mis en évidence dans le centre du bassin sont généralisables aux bordures du bassin. En revanche, le LLTM, qui est probablement enregistré au sud du bassin, serait dans ce cas plutôt associé à la présence de smectites qu'à un maximum d'argiles fibreuses comme cela est le cas pour le centre du bassin. Cela pourrait s'expliquer par l'accélération du cycle hydrologique liée au LLTM. Celle-ci serait à l'origine d'épisodes d'intenses précipitations dans l'arrière-pays (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018), provoquant ponctuellement des apports continentaux accrus, transportant notamment des smectites détritiques. La position plus proximale du forage de Maisse serait ainsi plus impactée par ces afflux de sédiments détritiques que le centre du bassin.

Figure V-23 (Page suivante) : Enregistrement du Late Lutetian Thermal Maximum dans le forage de Maisse. Deux hypothèses sont étudiées. A) Tentative de corrélation avec l'enregistrement détaillé du LLTM de 3 sites de l'Atlantique sud (Westerhold et al., 2018a). Dans cette hypothèse, les 3 excursions isotopiques négatives du forage de Maisse sont corrélées avec de petites excursions négatives au sein du LLTM. B) Tentative de corrélation avec la tendance plus long-terme de la fin du Lutétien. Dans cette hypothèse, les 3 excursions isotopiques négatives du forage de Maisse sont respectivement corrélées avec le LLTM et deux excursions isotopiques négatives qui l'encadrent. Les données isotopiques des foraminifères benthiques ($\delta^{18}O_{ben}$, en violet et $\delta^{13}C_{ben}$, en noir) sont issues de la compilation de Westerhold et al., 2020. Le dégradé représente les températures plus chaudes (rouge) et plus froides (bleu) en se basant sur l'évolution isotopique de l'oxygène. Le cadre chrono-biostratigraphique est issu de la GTS 2020 (Speijer et al., 2020).


A
Westerhold et al. (2018)
Maisse (This study)
Age (Ma)
LLTM
XRF Fe (Area)
CaCO3 (%)
30 kyrs - back to background level
15 kyrs - lower carbonate content
warmer for 10 kyrs
5 kyrs clay layer onset
peak warming of 2°C
5 kyrs
7 kyrs
Bulk (%)
Clays (%)
Quartz <2µm (%)
TOC (%)
Biostratigraphy
Formations
Lithology
Depth (m)
Marnes et Caillasses Fm.?
SBZ 15-16


B
Maisse (This study)
Stages
SBZ
NP
Bart.
Lutetian
LLTM
δ18Oben (‰)
δ13Cben (‰)
δ13Corg (‰)
TOC (%)
Bulk (%)
Clays (%)
Quartz <2µm (%)
CaCO3 (%)
Biostratigraphy
Formations
Lithology
Depth (m)
Marnes et Caillasses Fm.?
SBZ 15-16
B1
OM
P ?
Flint?

C. Continuité de l'enregistrement minéralogique et géochimique entre le centre du Bassin parisien et sa bordure sud

Le forage de Maisse se situe sur la bordure sud de la baie que formait le Bassin parisien à la fin du Lutétien et au début du Bartonien et représente les faciès les plus proximaux observés. Ceux-ci se caractérisent par des faciès argilo-silteux et des niveaux micritiques, reflétant une faible énergie. Le carbonate majoritaire est la dolomite, microcristalline (Fig. V-21) et probablement d'origine microbienne, dont les processus de formation précoce ont déjà été discutés. L'intervalle plus calcitique situé entre 97,70 et 95,60 m correspond à des niveaux riches en coquilles de gastéropodes et bivalves, souvent entières, très ornementées et dont la nacre peut encore être préservée. Cet état de préservation suggère que ces coquilles n'ont pas subi de transport très important et reflète également un milieu calme. Ainsi, les faciès observés entre 103,70 et 89,90 m dans le forage de Maisse correspondent à un milieu de très faible énergie, similaire aux faciès les plus restreints décris dans le centre du bassin (Association de faciès FA4, Talon et al., *in press*), suggérant une continuité des environnements de dépôt. Cette continuité a aussi été proposée par Moreau et al. (2024), qui mettent également en évidence un possible confinement plus important de la bordure sud du bassin du fait de la présence de l'anticlinal de la Remarde (Fig. V-24). La continuité géographique des faciès ainsi établie permet de s'interroger sur l'homogénéité des signaux géochimiques et minéralogiques enregistrés. Pour ce faire, un transect reliant les principaux forages étudiés traversant cet intervalle (Le Tillet, Ussy-sur-Marne et Maisse) a été réalisé (Fig. V-25). L'excursion isotopique négative ici attribuée au LLTM, reconnue sur les trois forages, a servi de ligne-temps, afin d'horizontaliser le transect qui va d'un pôle distal (Le Tillet) à un pôle proximal (Maisse).

Les évènements à argiles fibreuses (f1, f2, etc.) séparés par des épisodes à smectites (i.e., IS R0), identifiés dans le centre du bassin, ont également pu être reconnus dans le forage de Maisse. Un premier évènement f1 marque le début de l'intervalle associé à la Formation des Marnes et Caillasses sur ces trois forages. L'excursion isotopique associée au LLTM correspond à l'évènement à argiles fibreuses f2, et plus particulièrement au début de cet évènement, bien que celui-ci apparaisse plus court au Tillet (Fig. V-25). Cette durée plus courte au Tillet peut s'expliquer par une incursion marine dans le nord-ouest du bassin (Falun de Foulangues), favorisant les apports de smectites, marquée au Tillet par un intervalle plus riche en foraminifères et marquant la SBZ17. Cette incursion marine pourrait également se marquer à Ussy-sur-Marne et à Maisse, dans le niveau plus riche en smectites marquant la fin de l'évènement f2 (Fig. V-25). Sur les trois forages, ce niveau plus riche en smectites semble également s'accompagner d'une petite excursion négative en $\delta^{13}C_{org}$, bien que celle-ci soit moins marquée à Maisse. Briais (2015) identifie un niveau un peu plus riche en foraminifères dans le forage d'Ussy-sur-Marne, qu'elle associe à l'incursion marine du Falun de Foulangues, principalement identifiée dans le NW du bassin. Elle utilise cette incursion marine comme une surface d'inondation maximale (MFS) son cycle B1. Par corrélation diagraphique, Moreau et al. (2024) identifieraient

également cette MFS dans un niveau argileux qui contient des foraminifères du forage de Maisse. La proposition de placer cette MFS dans les deux sites étudiés, sur base de la plus grande proportion de smectites et d'une petite excursion isotopique négative (Fig. V-25), est légèrement différente de celles proposées par Briais (2015) et Moreau et al. (2024), mais reste proche et dans des faciès comparables. L'évènement à argiles fibreuses f3 est également identifié dans les trois forages mais est tronqué par la discordance du toit de la Formation des Marnes et Caillasses au Tillet et à Maisse (Fig. V-25). Une telle similitude des cortèges argileux sur de grandes distances pourrait suggérer un contrôle climatique et eustatique, favorisant successivement des apports de smectites détritiques (Pellenard & Deconinck, 2006 ; Deconinck et al., 2019) par rapport à des périodes permettant leur transformation en palygorskite.

Entre l'excursion isotopique négative associée au LLTM et la discordance au sommet de la Formation des Marnes et Caillasses, il est tentant de corréler assez finement les signaux isotopiques des trois forages, et plus particulièrement ceux d'Ussy-sur-Marne et de Maisse, ce qui suggèrerait un enregistrement relativement complet et homogène à l'échelle du bassin (Fig. V-25). La préservation d'une épaisseur de la Formation des Marnes et Caillasses bien plus importante à Ussy-sur-Marne pourrait dans ce cas s'expliquer par la localisation de ce forage. Celui-ci est en effet situé dans une zone de flexure E-W, relativement préservée de l'érosion bartonienne qui est plus importante au nord (Briais, 2015). De façon plus générale, l'exceptionnelle préservation des dépôts et du signal climatique au sein de la Formation des Marnes et Caillasses, pourtant formée de dépôts d'environnements peu profonds, est à mettre en relation avec une augmentation de la subsidence en lien avec une relaxation flexurale et une déformation d'origine pyrénéenne, ayant notamment permis l'ennoiement des bordures du bassin (Briais, 2015).

Au Tillet, la discordance du toit de la Formation des Marnes et Caillasses est surmontée par le lag transgressif de la base du système estuarien des Sables d'Auvers qui remanie du matériel provenant de la Formation des Marnes et Caillasses sous-jacente (Talon et al., *in press*). La présence de traces de kaolinite dans le cortège argileux, mélangées aux argiles fibreuses, alors que la kaolinite est absente de la Formation des Marnes et Caillasses, est également un argument en faveur du remaniement de ces dépôts (Fig. V-25). La base du système estuarien des Sables d'Auvers qui surmonte également la discordance du toit de la Formation des Marnes et Caillasses à Ussy-sur-Marne, ne semble pas présenter de traces de remaniement, le lag transgressif n'atteignant pas cette localité plus orientale (Talon et al., *in press*). Dans le forage de Maisse, la discordance au toit de la Formation des Marnes et Caillasses est surmontée par un niveau carbonaté marneux, que Moreau (2023) attribue au Calcaire de Neauphle par similitude avec les faciès décrits par Cavelier (1968) dans le forage de Marcoussis. Ce niveau carbonaté serait un équivalent marin littoral à lacustre des Sables d'Auvers et de Beauchamp, dont l'extension est limitée au centre et au nord du Bassin parisien, préfigurant les niveaux laguno-lacustres des Calcaires de Ducy, Mortefontaine et Saint-Ouen (Morellet & Morellet, 1948 ; Pomerol, 1965 ; Cavelier, 1968 ;

Marie, 2023 ; Moreau, 2023 ; Moreau et al., 2024). Les faciès carbonatés équivalents ou subséquents aux faciès silicoclastiques des Sables d'Auvers et de Beauchamp (Calcaires de Neauphle, de Ducy, de Mortefontaine et de Saint-Ouen) sont caractérisés par la présence d'argiles fibreuses (Pomerol, 1967 ; Cavelier, 1968 ; Decarreau et al., 1975), cohérente avec celle observée à Maisse.

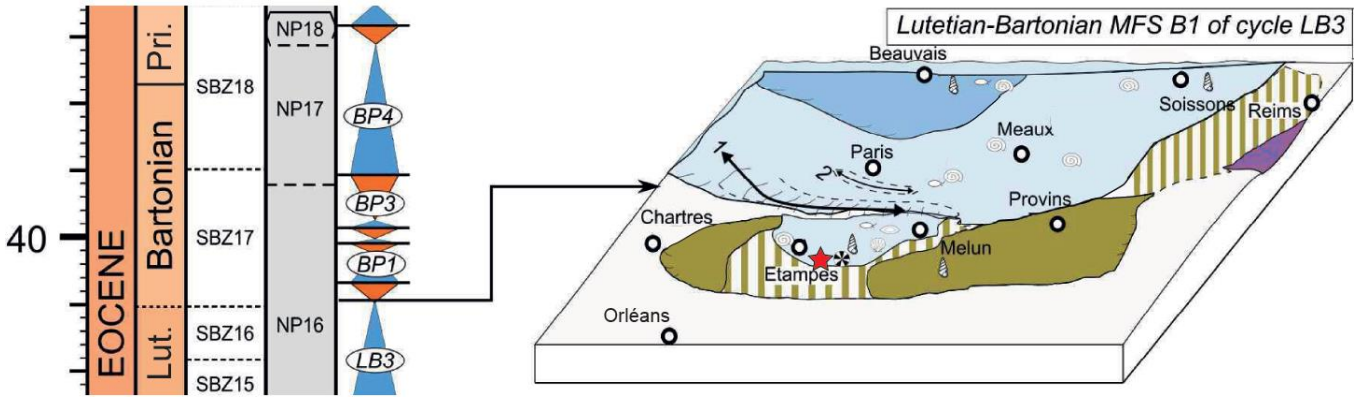
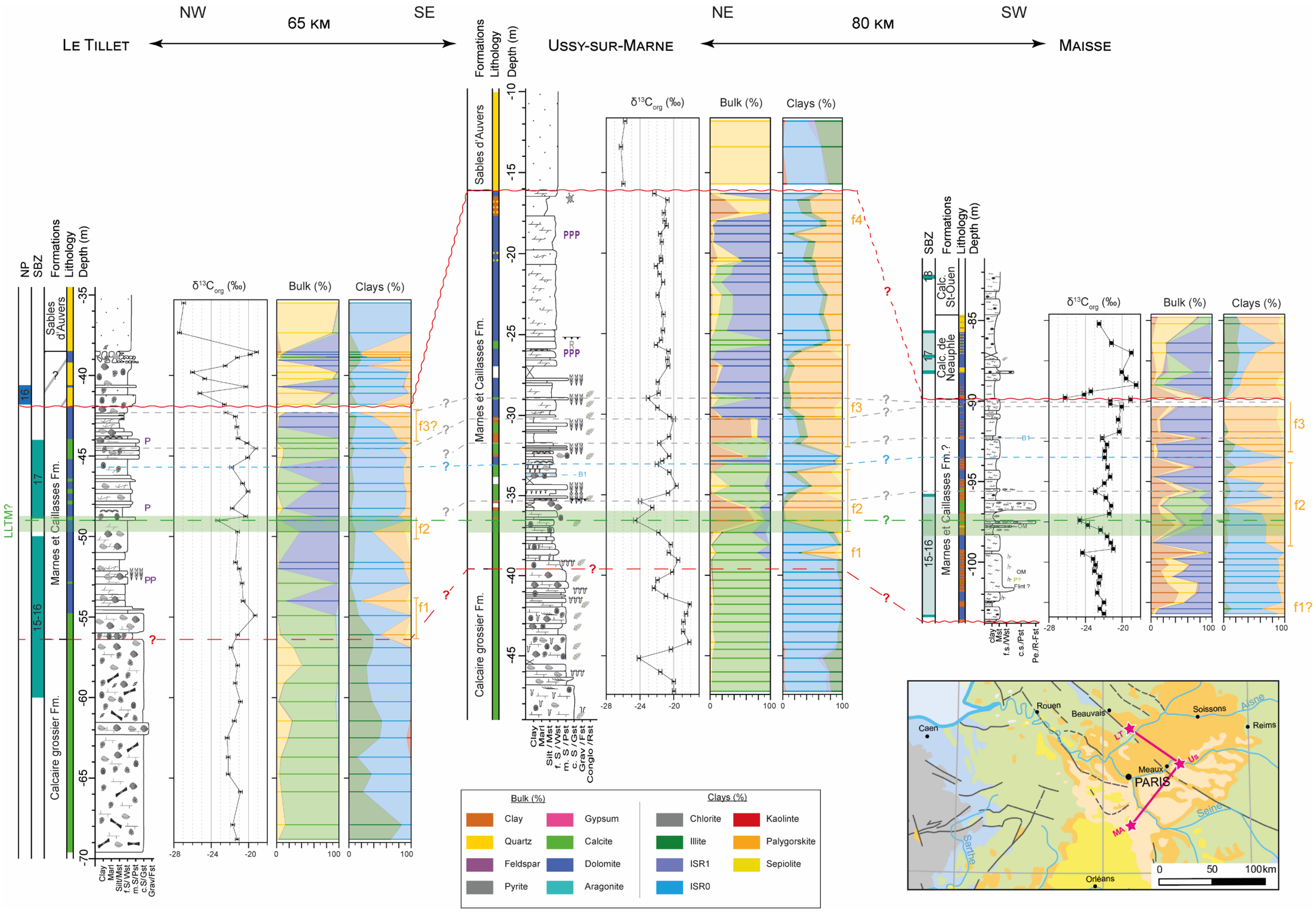


Figure V-24 : Reconstitution paléogéographique de la bordure SE du Bassin parisien à la transition Lutétien-Bartonien (d'après Moreau et al, 2024). L'emplacement du forage de Maisse est indiqué par une étoile.

Figure V-25 (Page suivante) : Transect de corrélation permettant la comparaison des enregistrement isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) et minéralogiques entre le centre et la bordure sud du Bassin parisien. f1, f2, etc. indiquent les évènements à argiles fibreuses identifiés. Les niveaux bleus notés B1 à Ussy-sur-Marne et à Maisse correspondent à la position d'une MFS sur ces coupes proposées respectivement par Briais (2015) et Moreau et al. (2024).


NW
65 km
SE
Le Tillet
Ussy-sur-Marne
NE
80 km
SW
Maisse
NP
SBZ
Formations
Lithology
Depth (m)
Sables d'Auvers
Marnes et Caillasses Fm.
Calcaire grossier Fm.
LLTM?
δ13Corg (‰)
Bulk (%)
Clays (%)
Clay
Marl
Silt/Mst
f.S/Wst
m.S/Pst
c.S/Gst
Grav/Fst
Conglo /Rst
PPP
PP
P
B1
OM
P?
Flint ?
f1
f1?
f2
f3
f3?
f4
Calc. St-Ouen
Calc. de Neauphle
Bohrerien
clay
Mst
f.s./Wst
c.s./Pst
Pe./R-Fst
Bulk (%)
Clays (%)
Gypsum
Calcite
Dolomite
Aragonite
Chlorite
Illite
ISR1
ISR0
Kaolinte
Palygorskite
Sepiolite
Rouen
Beauvais
Caen
Soissons
Reims
Aisne
Meaux
PARIS
Seine
Sarthe
Orléans
LT
Us
MA
0
50
100km

Conclusions sur la fin du Lutétien et le début du Bartonien dans le Bassin parisien

L'étude détaillée de la Formation des Marnes et Caillasses, réalisée à la fois dans le centre du Bassin parisien et sur sa bordure sud, a ainsi permis :

(1) De préciser les faciès présents dans cette formation afin de proposer un modèle de dépôt, correspondant à un environnement de baie carbonatée schizohaline à tendance évaporitique.

(2) De proposer un modèle expliquant la formation combinée de dolomite et d'argiles fibreuses, influencée par des processus microbiens, dans les environnements marins côtiers. Ce modèle met en avant les relations entre formation et dissolution précoce de dolomite et la formation d'argiles fibreuses, notamment par transformation d'un précurseur (smectite alumino-ferrifère détritique).

(3) De proposer, pour la première fois, l'enregistrement du Late Lutetian Thermal Maximum en milieu côtier ; et de discuter de sa possible influence sur les processus de formation des minéraux magnésiens mis en évidence.

CHAPITRE VI :

Enregistrement et impact du MECO dans le Bassin parisien



Sables du Bartonien dans la sablière de Trocy-en-Multien (« La Marguerite », société CLAMENS), Juin 2022.

Dans le Bassin parisien, le système carbonaté de la fin du Lutétien et du début du Bartonien laisse place à un système silicoclastique, qui représente le Bartonien « historique » (Morellet & Morellet, 1948 ; Pomerol, 1965), et dont il est séparé par un hiatus dont la durée est encore mal contrainte. De récentes analyses isotopiques ($\delta^{18}O$ et Δ_{47}) réalisées sur des coraux ou des coquilles de mollusques présents dans ces sables du Bartonien y suggèrent l'enregistrement du MECO (Huyghe et al., 2015 ; Brachert et al., 2022 ; Marlot, 2023), posant la question de son potentiel impact sur la sédimentation dans le Bassin parisien. En effet, cet épisode de réchauffement global d'une durée estimée entre 270 000 et 500 000 ans, identifié entre environ 40,5 et 40 Ma (Fig. VI-1), est associé à des perturbations du cycle hydrologique encore relativement mal comprises (Bohaty & Zachos, 2003 ; Sluijs et al., 2013 ; Krause et al., 2023 ; Ma et al., 2024).

Dans le cadre de ce travail, des analyses isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) et minéralogiques ont été menées dans l'intervalle correspondant aux dépôts terrigènes du Bartonien (Sables d'Auvers et Sables de Beauchamp), afin de tenter d'y confirmer la présence du MECO et d'y étudier son impact sur la dynamique sédimentaire. Ces analyses ont été réalisées sur deux sites (Fig. VI-2) : (1) le forage du Tillet, qui débute dans les sables bartoniens et les traverse sur environ 42 m, et (2) la sablière « la Marguerite » située à Trocy-en-Multien (société CLAMENS), dans laquelle les sables du Bartonien sont exploités sur une épaisseur d'environ 25 m. La sablière de Trocy-en-Multien correspond au site d'Etrépilly de Briais (2015) et Marie (2023) qui en ont réalisé une étude sédimentologique, et de Marlot (2023) qui, en plus d'une étude sédimentologique, y propose l'enregistrement du MECO identifié à l'aide d'analyses isotopiques ($\delta^{18}O$), réalisées sur des coquilles de mollusques et par corrélation avec des analyses de Δ_{47} réalisées sur la coupe du Guépelle.

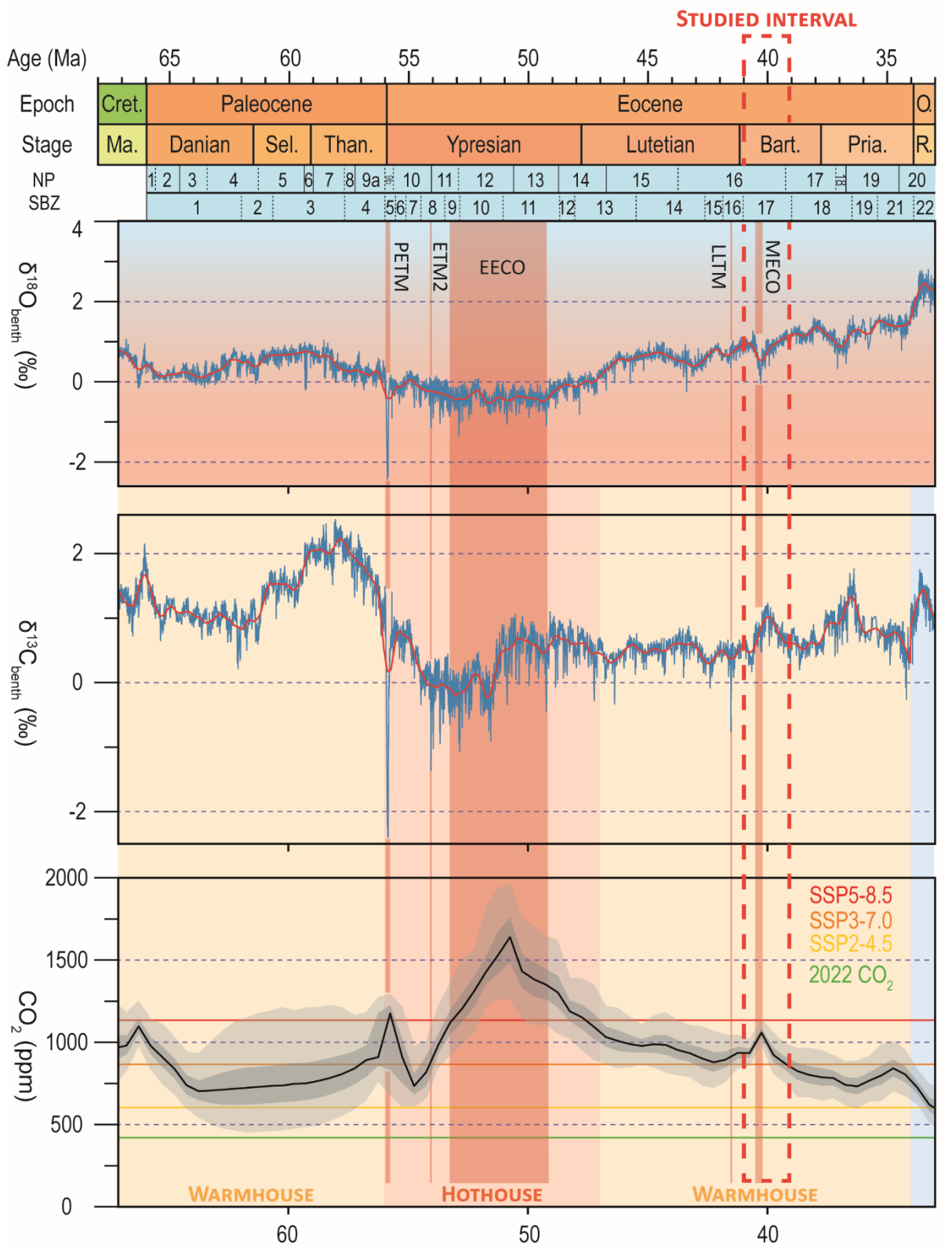


Figure VI-1 : Evolution paléoclimatique de l'Eocène et intervalle étudié dans le Chapitre VI. Données cénozoïques mondiales de référence pour les isotopes du carbone et de l'oxygène issus des foraminifères benthiques (CENOGRID, Westerhold et al., 2020). Le dégradé sous la courbe du $\delta^{18}O$ indique le sens des variations de température associées : refroidissement en bleu et réchauffement en rouge. Estimation de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère (valeur médiane et intervalles de confiance à 50 et 95% : ligne noire, surfaces gris foncé et gris clair respectivement ; d'après CenCO2PIP consortium, 2023) ; quelques valeurs de référence sont projetées pour comparaison : Valeur moyenne mesurée pour l'année 2022 (419 ppm), ainsi que les valeurs estimées pour l'année 2100 dans le cadre de 3 scénarios SSP (Shared Socio-economic Pathways) du GIEC (Jones et al., 2023 in IPCC AR6, 2021).

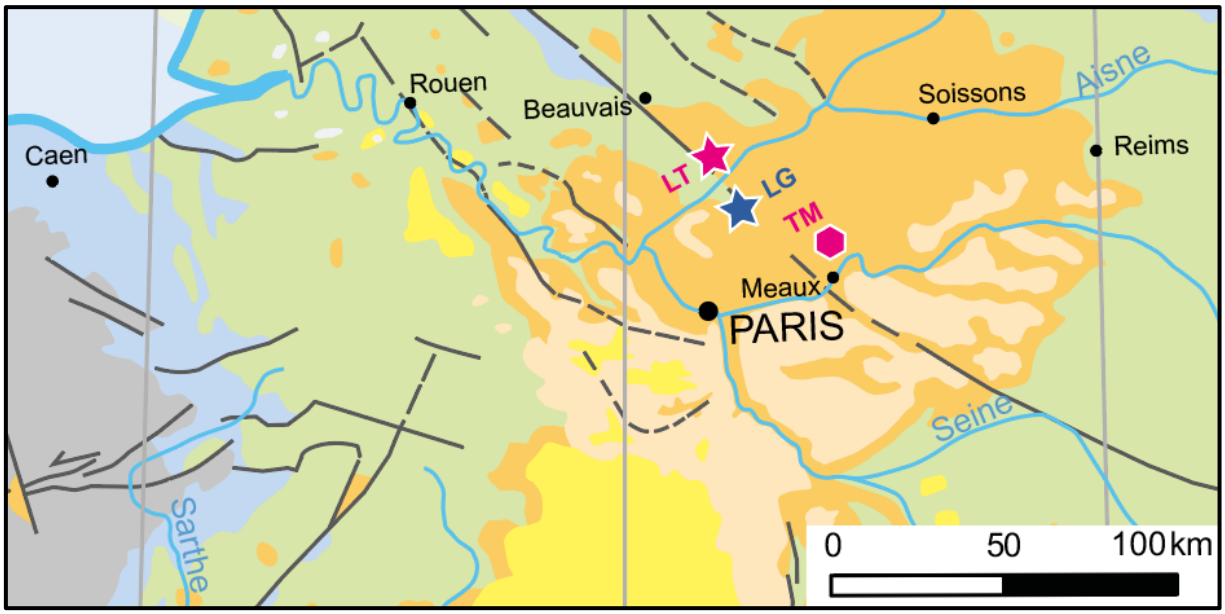


Figure VI-2 : Localisation des sites étudiés dans le Chapitre VI. LT : Le Tillet ; TM : Trocy-en-Multien ; LG : le Guépelle.

I. Présentation des coupes et résultats obtenus

A. Le Tillet

Description du forage

Dans ce travail, le choix a été fait de placer la discordance entre les sables bartoniens et la Formation des Marnes et Caillasses à la première occurrence des sables, à 42 mètres de profondeur, et non à la dernière occurrence de dolomie comme le fait Cavelier (1968). Cette réinterprétation suppose le remaniement dans un lag transgressif des derniers faciès dolomitiques, observés entre 41 et 38,5 m (Talon et al., *in press*). Ces faciès dolomitiques présentent une signature géochimique et minéralogique semblable à celle des faciès précédents de la Formation des Marnes et Caillasses, mais très différente de celles des sables qui les contiennent. Entre 38,5 mètres de profondeur et la surface, se trouvent des sables fins à moyens, parfois glauconieux, dans lesquels Cavelier (1968) ne décrit pas de figures sédimentaires. Entre 33,95 et 31,90 m se trouve un niveau plus argileux décrit comme une argile verte rubéfiée, un peu glauconieuse, et contenant des passées de sable fin et des traces de gastéropodes (*Cerithidae*) et de lamellibranches. Ces sables sont attribués aux Sables d'Auvers et de Beauchamp par Cavelier (1968).

Présentation des données minéralogiques (roche totale et argiles)

Le faciès de remaniement présente des minéralogies très contrastées, contient des traces d'argiles, de feldspaths et d'aragonite mais reste dominée par le quartz (en moyenne 77 %) dans les échantillons sableux et par la dolomie (en moyenne 65 % et pouvant atteindre 98 %) ou la calcite (en moyenne 30 % et pouvant atteindre 89 %) dans les échantillons carbonatés. Certains échantillons présentent un mélange de sables et de carbonates (jusqu'à 39 %). À partir de 37,35 m, la minéralogie de la roche totale est dominée par le quartz (entre 64 % et 99 %), suivi par les feldspaths qui sont présents à l'état de traces au sommet du forage mais peuvent représenter jusqu'à 22 % de la minéralogie totale dans la moitié inférieure des sables bartoniens (Fig. VI-3). Les argiles sont principalement présentes à l'état de traces mais peuvent représenter jusqu'à 24 % de l'assemblage, notamment entre 33 et 34 m. De la calcite est présente à hauteur de 10 % à la base des sables bartoniens où la présence de foraminifères a pu être rapportée.

Dans le faciès de remaniement le cortège de minéraux argileux dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm est dominé par les smectites (IS R0 ; jusqu'à 93 %) dans les échantillons sableux et par la palygorskite (jusqu'à 80 %) dans les échantillons carbonatés. De l'illite peut également représenter jusqu'à 23 % de l'assemblage. Dans certains échantillons de la sépiolite et de la kaolinite peuvent être présentes en traces. À partir de 37,35 m, le cortège des minéraux argileux dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm (Fig. VI-3) est principalement constituée de smectites (entre 32 et 99 %, en moyenne 73 %). La kaolinite est également bien représentée, notamment dans les 20 mètres supérieurs, pouvant atteindre 53 %. Les illites/glauconies sont principalement identifiées dans la partie

inférieure des sables bartoniens, où elles semblent coïncider avec la présence plus importante de feldspaths et fluctuent entre 4 et 49 % et représentent en moyenne 26 % de l'assemblage. Des chlorites sont identifiées dans tous les sables bartoniens mais demeurent à l'état de traces, ne dépassant que rarement les 5 %. La proportion de quartz dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm est relativement fluctuante et varie entre 1 et 18 %.

Présentation des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$)

Dans le faciès de remaniement (entre 42 et 38,5 m), les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ varient entre une valeur moyenne de -25,30 ‰ dans les échantillons sableux et une valeur moyenne de -20,92 ‰ dans les échantillons carbonatés (Fig. VI-3). Dans les sables bartoniens du forage du Tillet, l'évolution des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ semble pouvoir être divisée en deux parties (Fig. VI-3) : (1) entre 37,35 et 10,90 m les valeurs semblent relativement stables et fluctuent entre -27,68 ‰ et -26,04 ‰ avec une moyenne et une médiane de -26,94 ‰ ; et (2) à partir de 9 m où le $\delta^{13}C_{org}$, augmente progressivement et semble se stabiliser autour d'une valeur moyenne de -25,94 ‰ dans les sept derniers mètres du forage.

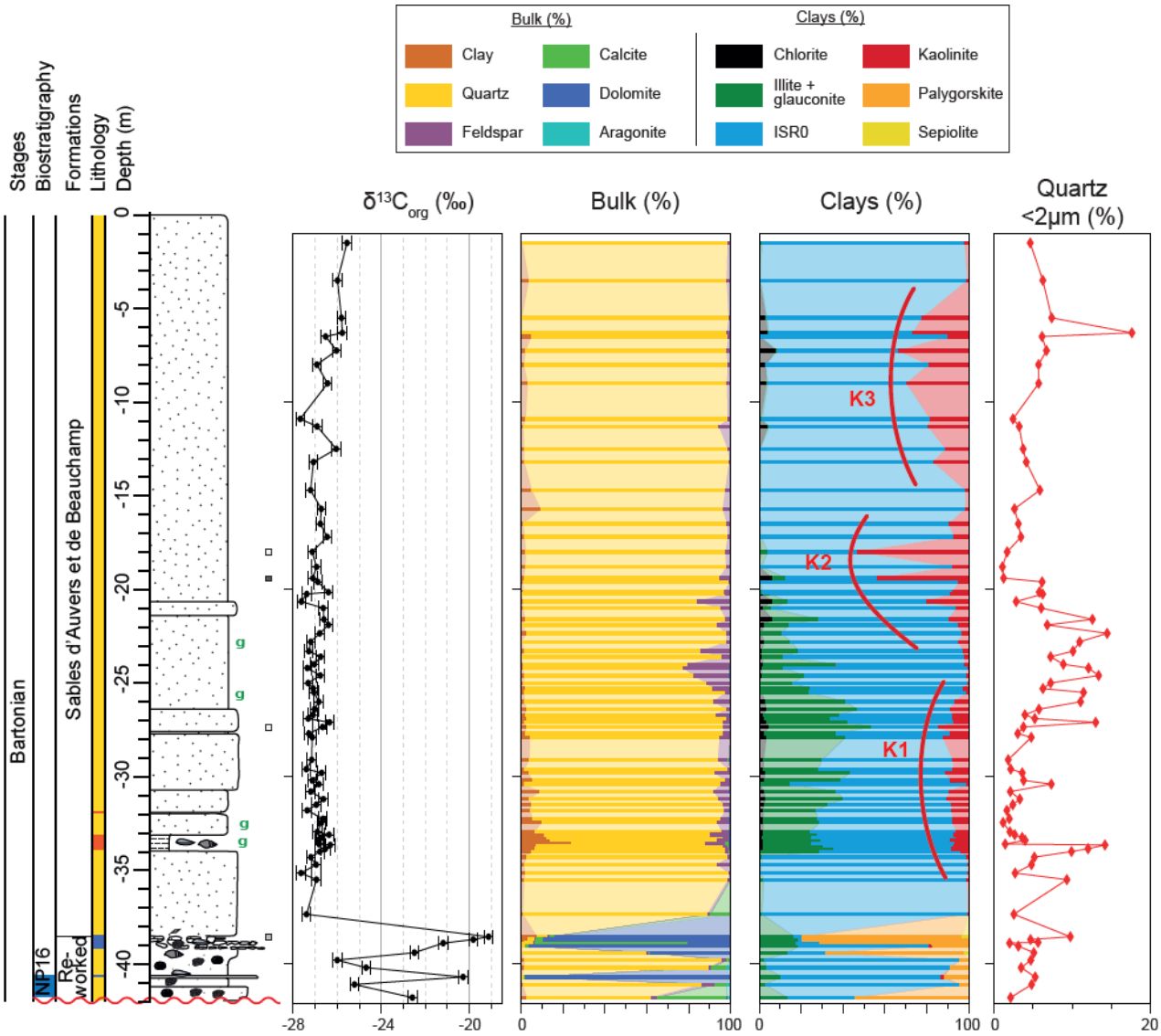


Figure VI-3 (Page précédente) : Résultats obtenus dans les sables bartoniens du forage du Tillet : $\delta^{13}C_{org}$, minéralogie de la roche totale (Bulk) et du cortège de minéraux argileux présents dans la fraction argileuse (Clays) ainsi que les proportions de quartz quantifié par DRX dans la fraction inférieure à 2 µm.

B. Trocy-en-Multien

Description de l'affleurement

La carrière de Trocy-en-Multien expose sur environ 25 m les sables bartoniens surmontés par les formations carbonatées du Calcaire de Ducy ou de Saint-Ouen. En se basant sur les diagraphies de puits voisins de la carrière, Briais (2015) estime que le contact entre la Formation des Marnes et Caillasses et les sables se trouve à environ 3 m sous la base de l'affleurement. Les sables bartoniens de la carrière de Trocy-en-Multien sont des sables relativement homogènes, fins, blancs à gris translucides et relativement peu argileux. De nombreux niveaux ocres un peu plus silto-argileux marquent les stratifications et litages ainsi que les nombreuses bioturbations (*Ophiomorpha*, *Skolithos*, probables terriers de crustacés ; Fig. VI-4A-E ; Gérard & Bromley, 2008), et ressortent en érosion du fait de leur plus grande cohésion. Certains niveaux contiennent des bioclastes plus ou moins cassés, principalement des lamellibranches et des restes de crustacés (Fig. VI-4F). Les litages sont le plus souvent des litages obliques de mégarides et s'organisent en grands sets de stratifications dont la direction de progradation peut changer le long de la coupe (Fig. VI-5). Certains niveaux présentent de petites rides de houles mais d'autres ne semblent pas présenter de litages particuliers ou peuvent parfois être très perturbés par une bioturbation relativement intense (Fig. VI-5). Un peu avant 20 mètres de hauteur, deux bancs indurés ayant une base et un sommet irrégulier, discontinus à l'échelle de la carrière et contenant des bioclastes et des bioturbations ressortent nettement (Fig. VI-6). Ils sont surmontés par environ 1 m de sables fins à bioturbations (*Ophiomorpha*) qui contiennent de plus en plus de bioclastes vers le sommet. À partir d'environ 21,15 mètres de haut, un niveau carbonaté d'environ 25 cm d'épaisseur coupe la série sableuse. Ce banc carbonaté a une base ondulée et contient de très nombreux bioclastes (gastéropodes d'eau douce et quelques petits bivalves), dont beaucoup sont dissouts ce qui génère une porosité vacuolaire importante (Fig. VI-6). Il est surmonté par environ 75 cm de sables riches en bioclastes contenant des poches indurées à sa base et un petit niveau de drapages argileux de marées. Ces sables passent progressivement à des bancs carbonatés assez mal définis d'environ 5 à 10 cm d'épaisseur, très vacuolaires et contenant de nombreux gastéropodes (différents des précédents) et plusieurs niveaux portant des traces d'oxydation. Un petit niveau (35 cm) de galets carbonatés désorganisés pris dans une matrice argilo-marneuse les sépare d'un banc carbonaté de 25 cm d'épaisseur dont la base est bioturbée et pétrie de gastéropodes. Il est surmonté d'un banc carbonaté d'environ 30 cm d'épaisseur qui se débite en feuillet, puis de 25 cm de sables qui précèdent un banc carbonaté altéré à son sommet qui marque la fin de la coupe (Fig. VI-6).

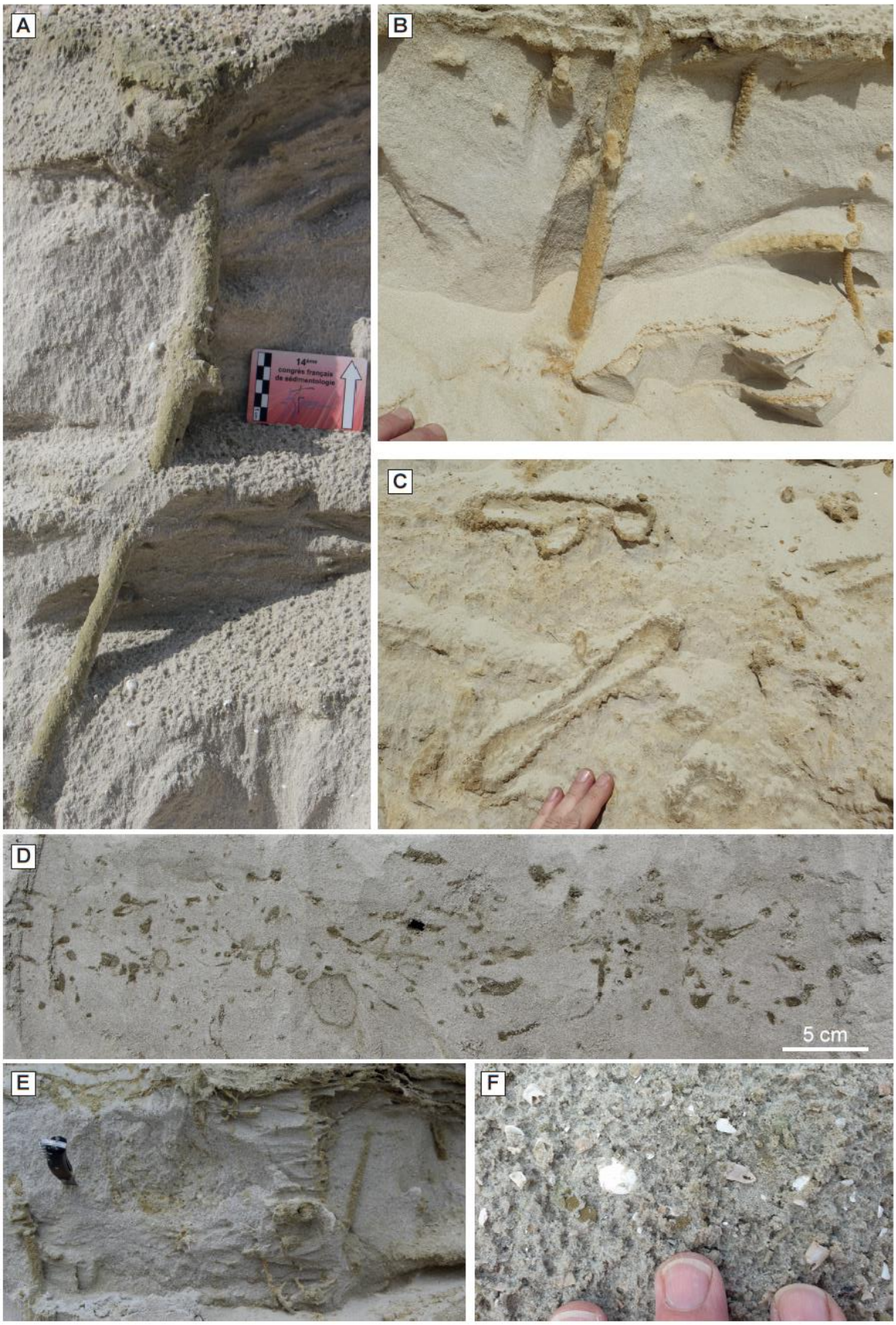


Figure VI-4 : Bioturbations et bioclastes de la carrière de Trocy-en-Multien. A) Grande bioturbation verticale à paroi lisse. B) Grandes bioturbations verticales et horizontales (principalement Ophiomorpha). C) Probables terriers de crustacés de grande taille. D) Niveau à bioturbations principalement horizontales. E) Bioturbations horizontales et verticales (dont Ophiomorpha et petites bioturbations en forme de serpentins). F) Bioclastes (dont fragments de crustacés).

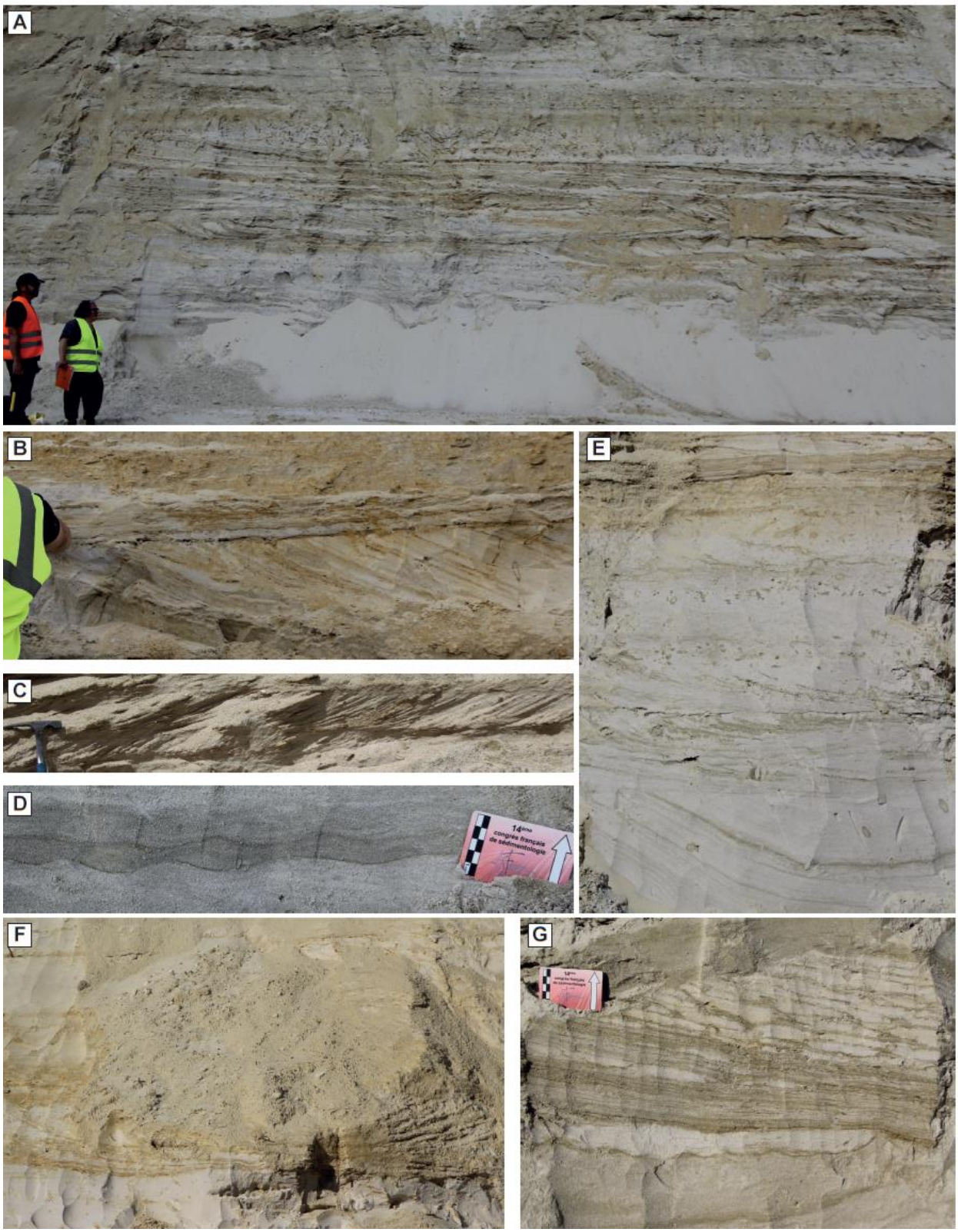


Figure VI-5 : Structures sédimentaires observées dans la carrière de Trocy-en-Multien. A) Front d'exploitation où des niveaux légèrement plus argileux font ressortir de grandes stratifications obliques et des litages obliques de mégarides 3D. B) Vue rapprochée d'une mégaride dont le sommet des litages obliques est tronqué par de grands bottomsets. C) Sets de mégarides décimétriques. D) Rides symétriques de houle. E) Succession de sets à litages obliques de mégarides 3D plus ou moins pentus et marqués, traces de bioturbations. F) Litages obliques de mégarides 3D provenant de deux directions opposées. G) A la base : set sans litages apparents mais qui se termine par un petit niveau de rides ; surmonté par une succession de litages qui semblent obliques débutant par une structure de type wavy-bedding passant verticalement à des structures de type flaser-bedding. Cette succession est tronquée par un niveau de sable argileux homogène.

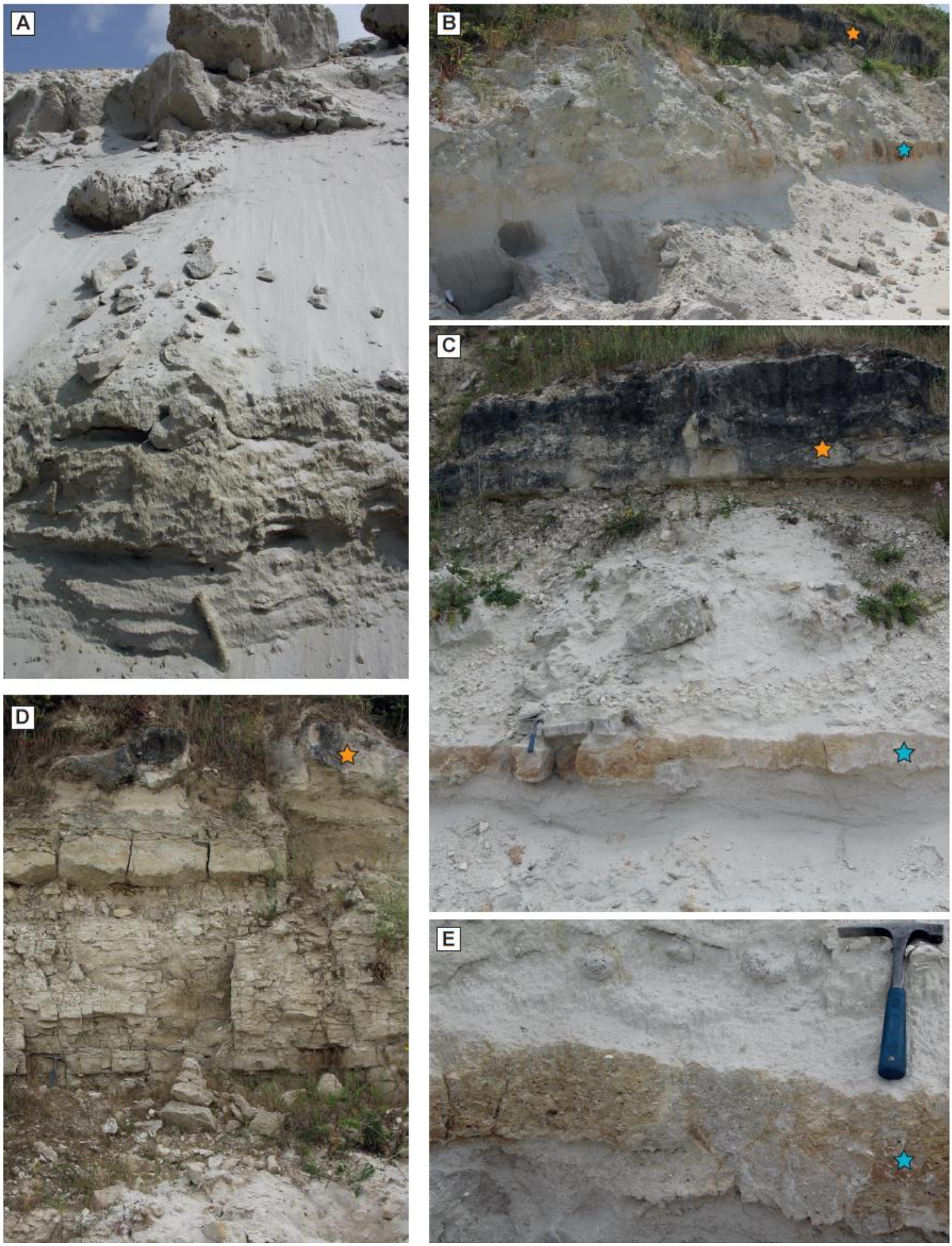


Figure VI-6 : Sommet de la carrière de Trocy-en-Multien. A) Bancs gréseux à ciment calcitique situés entre 19 et 20 m. B) et C) Passage des sables aux bancs carbonatés (Calcaire de Ducy et/ou Saint-Ouen) au sommet de la carrière de Trocy-en-Multien. L'étoile bleue indique le banc situé à environ 21,15 m et l'étoile orange le banc situé entre environ 24 et 24,5 m. D) Bancs carbonatés mal définis et assez altérés (Calcaire de Ducy et/ou Saint-Ouen) masqués par des sables et éboulis en B) et C). E) Vue rapprochée du banc carbonaté à base ondulée et riche en gastéropodes dissous situé à 21,15 m.

Présentation des données minéralogiques (roche totale et argiles)

Dans les sables de la base de la coupe, la minéralogie de la roche totale est dominée par le quartz (entre 36 et 100 %). Les argiles ne sont présentes qu'en traces (moins de 2 %) sauf à 2,5 mètres de haut où elles atteignent 13 % dans un niveau avec de nombreux drapages argileux (Fig. VI-7). Les feldspaths sont également présents principalement en traces, représentant en moyenne 3 % de la minéralogie totale, avec un maximum de 14 %. La calcite est parfois présente en traces à la base de la coupe et augmente progressivement à partir de 19 m jusqu'à atteindre une moyenne de 69 % dans les carbonates sommitaux (Fig. VI-7). Elle est parfois accompagnée de traces d'aragonite.

La faible quantité d'argile et/ou l'importance du quartz dans la fraction argileuse complique l'interprétation de certains diffractogrammes des sables de Trocy-en-Multien. L'assemblage des minéraux argileux dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm des sables d'Auvers et de Beauchamp est dominé par les smectites (entre 15 % et 94 %, en moyenne 66 % ; Fig. VI-7). Comme dans les sables de l'Yprésien, des grains de glauconies sont identifiés en frottis sédimentaires (Fig. VI-8). La glauconie et l'illite étant des minéraux très proches avec des diffractogrammes similaires (Chap. III. II), la quantification réalisée sur le pic à 10 Å correspond vraisemblablement à un mélange d'illites et de glauconies, qui représente entre 6 et 58% (en moyenne 32 %) de l'assemblage des minéraux argileux. Les grains de glauconie observés dans les sables du Bartonien sont plus petits que les grains de quartz (Fig. VI-8). Certains de ces grains de quartz sont recouverts par des *coatings* verdâtres qui pourraient être de possibles interstratifiés glauconie-smectite (GS), également identifiés en DRX (Fig. VI-8), et qui peuvent représenter jusqu'à 21 % de l'assemblage des minéraux argileux. Le passage aux systèmes carbonatés au sommet de la coupe est associé à la présence de palygorskite, qui peut représenter jusqu'à 80 % de l'assemblage (Fig. VI-7). La quantité de quartz présent dans la fraction argileuse est relativement variable le long de la coupe : 20 % en moyenne avec une médiane de 15% dans les premiers 5 m, puis une valeur moyenne de 63 % associée à une médiane de 69 % jusqu'aux carbonates sommitaux dans lesquels la valeur moyenne est de 11 % associée à une médiane de 7%.

Présentation des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$)

Dans les sables bartoniens de la carrière de Trocy-en-Multien, les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ varient entre -28,96 ‰ et -24,17 ‰ avec une moyenne de -27,60 ‰ et une médiane de -27,82 ‰ (Fig. VI-7). Au sein de ces sables, deux parties pourraient être distinguées : une première située entre la base de la coupe et environ 9 mètres de haut où les valeurs sont réparties autour d'une valeur moyenne de -27,67 ‰ ; et une seconde partie entre environ 10 et 20 m où les valeurs se répartissent autour d'une valeur moyenne de -28,30 ‰. Deux valeurs plus positives ont été mesurées à 2,5 m (-24,90 ‰) et à 9,35 m (-26,10 ‰). Le sommet des sables est marqué par une diminution des valeurs qui se poursuit jusqu'à atteindre une valeur moyenne de -22,55 ‰ dans les niveaux carbonatés qui les surmontent (Fig. VI-7).

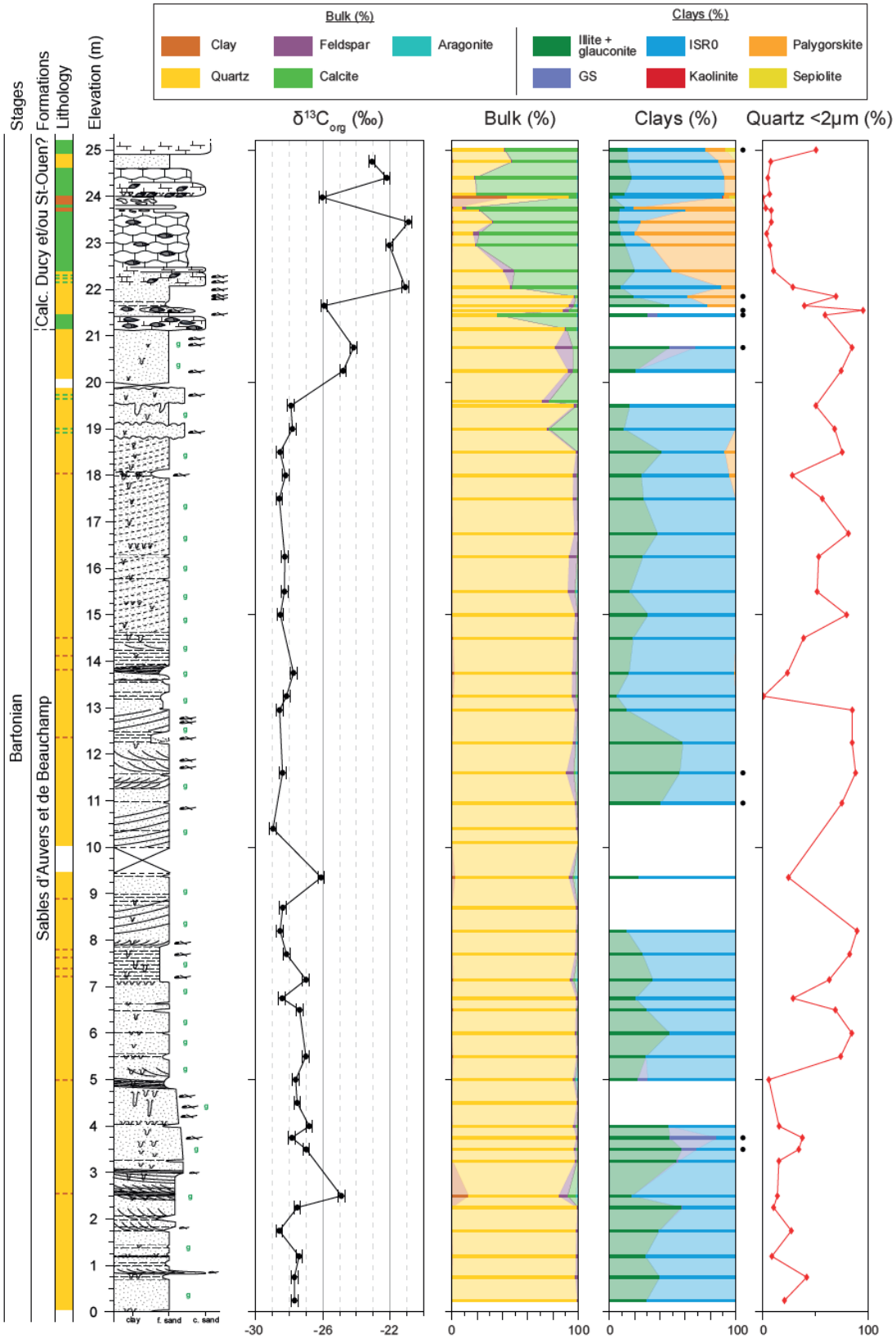


Figure VI-7 : Résultats obtenus dans la carrière de Trocy-en-Multien : $\delta^{13}C_{org}$, minéralogie de la roche totale (Bulk) et du cortège de minéraux argileux présents dans la fraction argileuse (Clays) ainsi que les proportions de quartz quantifié par DRX dans la fraction inférieure à 2 µm. Les points noirs à côté de la minéralogie des argiles indiquent les échantillons dont les diffractogrammes sur la fraction argileuse sont difficiles à interpréter du fait de la faible quantité de matière et/ou de la forte présence de quartz dans la fraction inférieure à 2 µm.

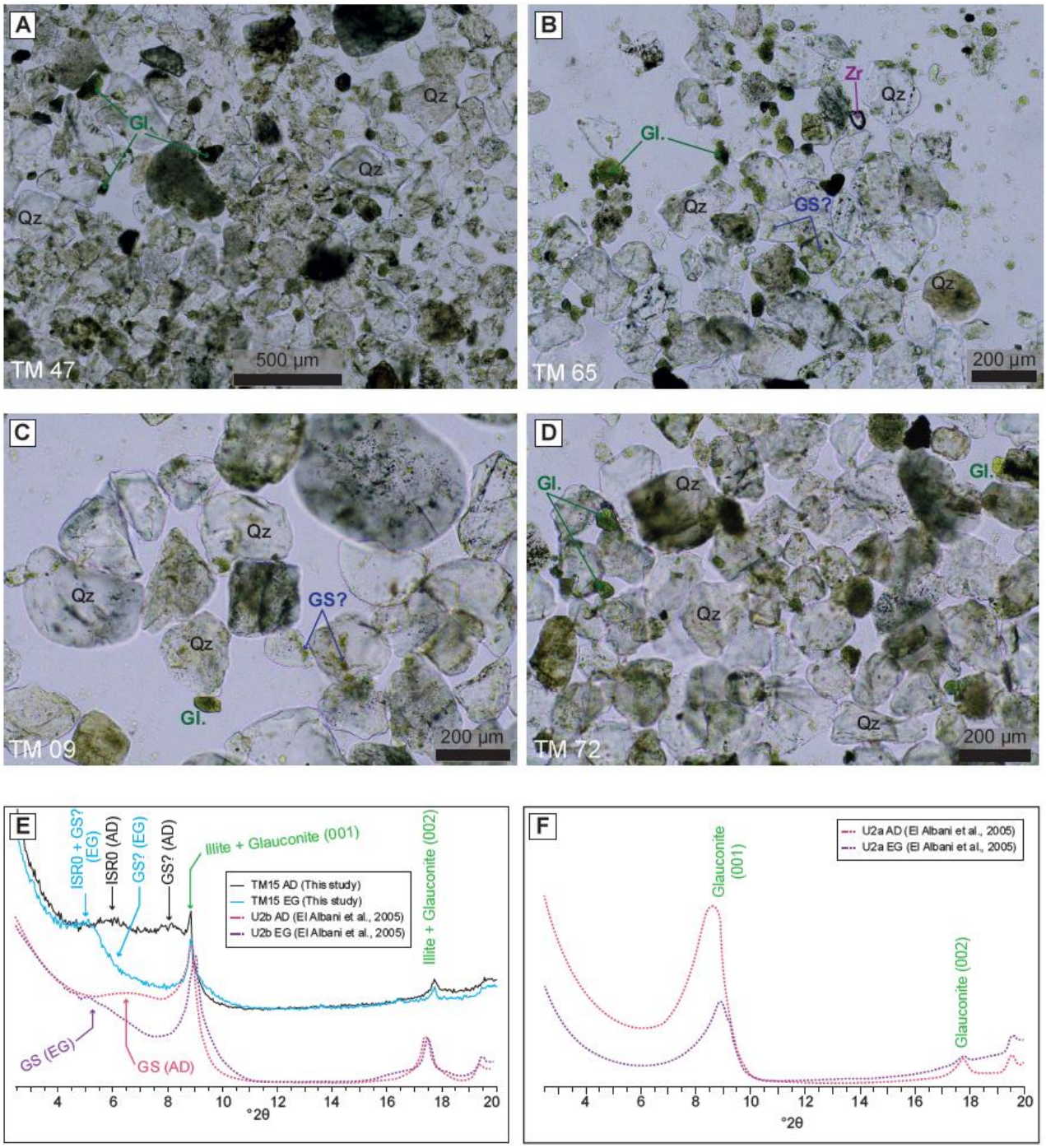


Figure VI-8 : Glauconie des sables bartoniens du Bassin parisien (Trocy-en-Multien). A) à D) Frottis sédimentaires mettant en évidence la présence de glauconie (Gl.) et la possible présence d'interstratifiés glauconie-smectite (GS) qui formeraient des coatings autour des grains de quartz (Qz) des sables de Trocy-en-Multien. Un fragment de zircon (Zr) est également observé en B). E) Comparaison du diffractogramme d'un échantillon de Trocy-en-Multien montrant un mélange de smectites, d'illite, de glauconie et de possibles interstratifiés GS avec le diffractogramme d'une glauconie appauvrie en fer et en potassium, contenant des interstratifiés GS gonflants et formée sous l'influence d'une eau saumâtre à douce (El Albani et al., 2005). F) Diffractogramme d'une glauconie plus riche en fer et potassium formée sous influence d'eau marine dans un environnement côtier (El Albani et al., 2005).

II. Enregistrement du MECO dans les sables bartoniens du Bassin parisien

A. Environnements de dépôts associés aux sables bartoniens

Dans la sablière de Trocy-en-Multien, l'influence tidale est très nettement marquée par la présence de mégarides 3D, de litages entrecroisés, et de drapages argileux, ainsi que par l'organisation en *wavy-* ou *flaser-bedding* de certains niveaux (Fig. VI-5). De petites rides de houles sont ponctuellement observées (Fig. VI-5). Les bioturbations observées, principalement des *Ophiomorpha* (Fig. VI-4) appartiennent principalement à l'ichnofaciès *Skolithos*, impliquant un environnement intertidal à peu profond (Gérard & Bromley, 2008). Les sables bartoniens du forage du Tillet et dans la sablière de Trocy-en-Multien sont ainsi interprétés comme caractéristiques d'un estuaire silicoclastique (Boyd et al., 2006 ; Van Wagoner et al., 1990 ; Cattaneo and Steel, 2003 ; Zecchin and Catuneanu, 2013). Cet environnement estuarien à marin peu profond (quelques dizaines de mètres au maximum) correspond à l'interprétation classique des Sables d'Auvers et de Beauchamp (Morellet & Morellet, 1948 ; Pomerol, 1965 ; Briais, 2015 ; Marie, 2023 ; Marlot, 2023). Les glauconies observées en DRX dans les sables bartoniens de Trocy-en-Multien pourraient également s'être formées sous l'influence d'eaux saumâtres (Fig. VI-8 ; El Albani et al., 2005), arguant en faveur d'apports d'eau douce dans un milieu estuarien. Les dépôts carbonatés au sommet de l'affleurement de Trocy-en-Multien sont interprétés comme des dépôts lagunaires à lacustres et attribués aux Calcaires de Ducy ou de Saint-Ouen par Briais (2015).

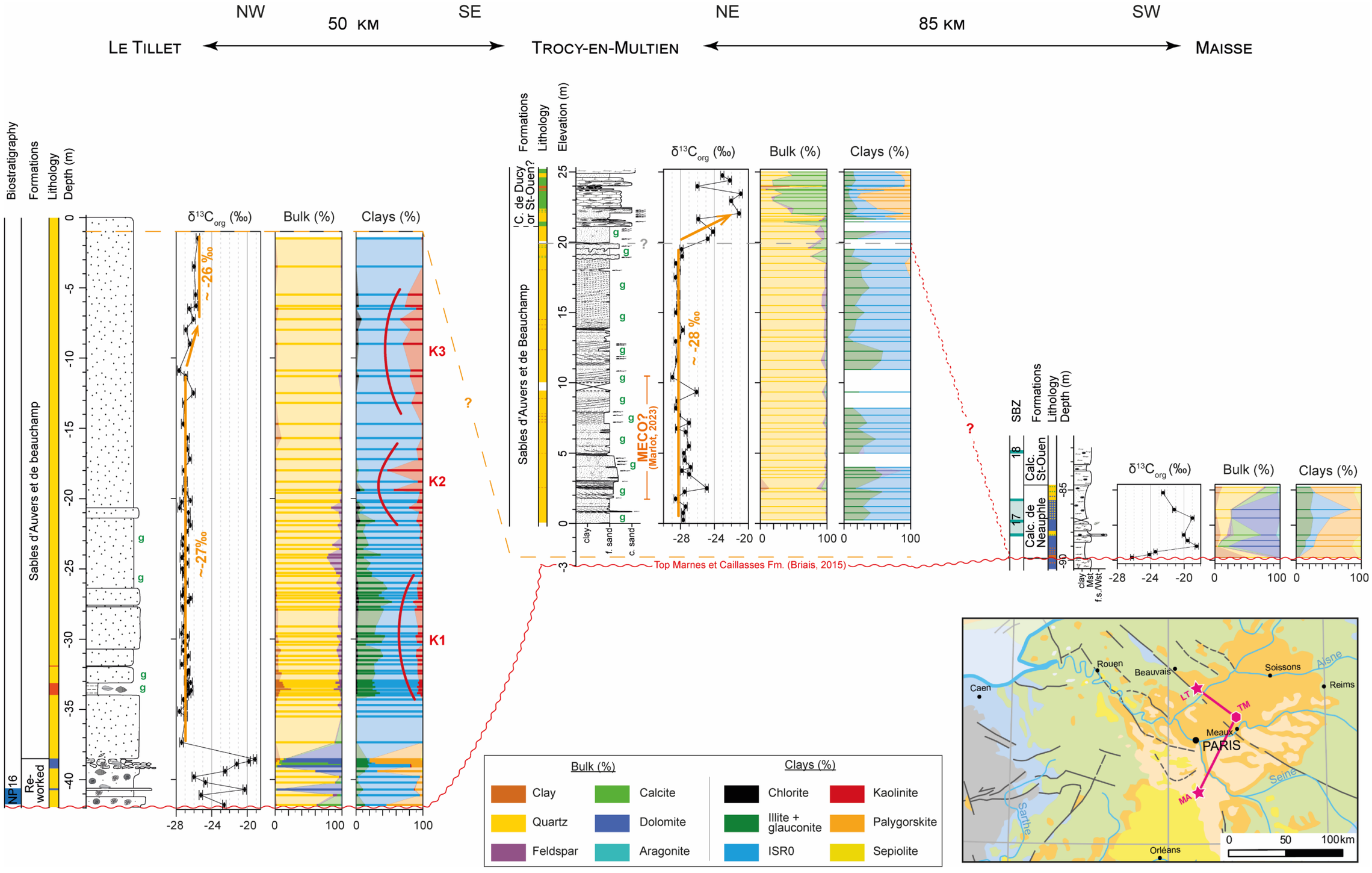
B. Corrélation des sites étudiés

Les 6 échantillons des sables bartoniens de Trocy-en-Multien qui ont été analysés pour la palynologie se sont révélés pauvres en palynomorphes, avec peu de dinokystes, souvent en mauvais état, au point de parfois rendre impossible la détermination des taxons. Un seul échantillon est quantitativement riche, mais n'a livré aucun marqueur stratigraphique parmi les taxons de dinokystes qui ont pu être identifiés au rang des espèces. À l'heure actuelle, l'absence de données biostratigraphiques ne permet pas d'établir de corrélations précises entre les deux sites étudiés. Néanmoins, l'utilisation de l'isotopie du carbone de la matière organique qui reflète potentiellement l'évolution globale du cycle du carbone, indépendante de la lithologie et des environnements, peut permettre de proposer des corrélations (Cramer & Jarvis, 2020). La comparaison des signatures isotopiques des sables bartoniens du forage du Tillet et de l'affleurement de Trocy-en-Multien montre toutefois certaines différences. Les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ des carbonates remaniés du lag transgressif du forage du Tillet sont relativement positives (entre -24 et -19 ‰), et sont similaires à celles observées dans la Formation des Marnes et Caillasses sous-jacente (Chap. V). Toujours dans le forage du Tillet,

entre 38,5 et environ 10 m, les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ sont relativement stables, autour d'une valeur moyenne de -27 ‰. Entre environ 10 et 7 m, ces valeurs augmentent progressivement jusqu'à former un nouveau plateau autour d'une valeur moyenne de -26 ‰ (Fig. VI-9). Les valeurs obtenues dans les sables bartoniens de Trocy-en-Multien sont également relativement stables, mais plus négatives, et forment un plateau autour de -28 ‰ dans les premiers 20 m de l'affleurement. Le sommet de l'affleurement est ensuite marqué par une forte augmentation du $\delta^{13}C_{org}$ qui atteint des valeurs proches de -21 ‰ (Fig. VI-9). Ces différences d'évolution et de valeurs absolues du $\delta^{13}C_{org}$ suggèrent que les sables bartoniens du forage du Tillet et de Trocy-en-Multien ne se sont pas déposés en même temps, ce qui pourrait expliquer l'évolution minéralogique différente entre les deux sites (Fig. VI-9).

Le contact entre la Formation des Marnes et Caillasses et les sables du Bartonien est seulement observé dans le forage du Tillet, tandis que le passage des sables bartoniens aux niveaux carbonatés correspondant aux Calcaires de Ducy et/ou de Saint-Ouen, qui marque la fin de l'épisode silicoclastique des Sables d'Auvers et de Beauchamp dans le bassin (Morellet & Morellet, 1948 ; Pomerol, 1965 ; Briais, 2015 ; Marie, 2023), est uniquement visible dans la sablière de Trocy-en-Multien (Fig. VI-6). Dans l'hypothèse où les sables attribués au Bartonien ne sont pas corrélables sur ces deux sites, il est plus probable que les dépôts observés dans le forage du Tillet soient antérieurs à ceux de Trocy-en-Multien (Fig. VI-9). À Trocy-en-Multien, le toit de la Formation des Marnes et Caillasses se trouverait à environ 3 m sous la base de la carrière d'après Briais, (2015). Dans cette hypothèse une érosion plus importante de la Formation des Marnes et Caillasses serait donc à envisager au nord-ouest du bassin, suivie par un remplissage progressif par le nord-ouest (Fig. VI-9). Cette érosion plus importante au nord-ouest correspond aux observations présentées précédemment au chapitre V centré sur la Formation des Marnes et Caillasses (Fig. V-11). Une incision plus importante du toit de la Formation des Marnes et Caillasses au nord-ouest a notamment été mise en évidence par Marie (2023), qui observe également des *onlaps* successifs dans des structures chenalisantes remplissant cette incision (Fig. VI-10). En l'absence d'éléments de corrélation plus précis, il est donc envisagé que les sables bartoniens observés dans le forage du Tillet se sont déposés avant ceux de la sablière de Trocy-en-Multien. Cette hypothèse, qui semble la plus parcimonieuse, sera adoptée dans la suite de ce travail (Fig. VI-9).

Figure VI-9 (Page suivante) : Transect de corrélation permettant la comparaison des enregistrements isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) et minéralogiques entre les coupes du Tillet (LT), Trocy-en-Multien (TM) et Maisse (MA). K1, K2 et K3 indiquent des épisodes riches en kaolinite. Sur le site de Trocy-en-Multien, l'intervalle où Marlot (2023) identifierait le pic du MECO par corrélation de données $\delta^{18}O$ avec les données de Δ_{47} obtenues au Guépelle est représenté en orange.


NW
50 km
SE
NE
85 km
SW
Le Tillet
Trocy-en-Multien
Maisse
Biostratigraphy
Formations
Lithology
Depth (m)
δ13Corg (‰)
Bulk (%)
Clays (%)
Sables d'Auvers et de Beauchamp
Re-worked
NP16
~ -26 ‰
~-27‰
K3
K2
K1
Sables d'Auvers et de Beauchamp
C. de Ducy or St-Ouen?
Elevation (m)
~ -28 ‰
MECO?
(Mariot, 2023)
clay
f. sand
c. sand
Top Marnes et Caillasses Fm. (Briais, 2015)
SBZ
Calc. St-Ouen
Calc. de Neauphle
clay
Mst
f.s./Wst
Bulk (%)
Clay
Quartz
Feldspar
Calcite
Dolomite
Aragonite
Clays (%)
Chlorite
Illite + glauconite
ISR0
Kaolinite
Palygorskite
Sepiolite
Caen
Rouen
Beauvais
Soissons
Reims
Aisne
LT
TM
MA
Meaux
PARIS
Seine
Sarthe
Orléans
0
50
100km

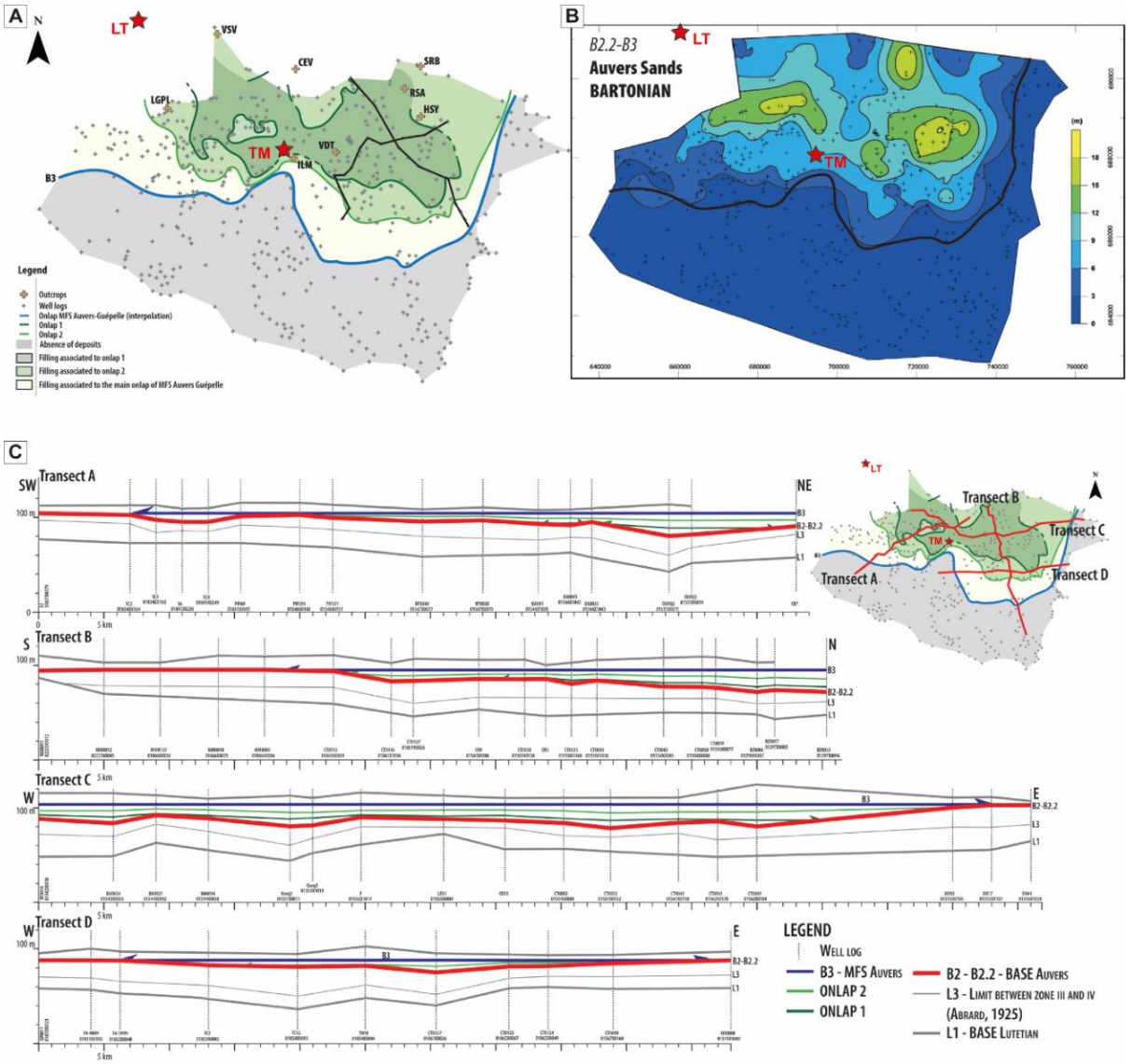


Figure VI-10 : Remplissage de l'érosion du toit de la Formation des Marnes et Caillasses par les sables bartoniens (Marie, 2023). A) Carte d'onlaps montrant le remplissage de structures chenalisantes provenant préférentiellement du nord-ouest. LT : Le Tillet ; TM : Trocy-en-Multien. B) Carte d'épaisseur de la base des Sables d'Auvers. C) Transects montrant les onlaps successifs venant préférentiellement du nord-ouest.

Les carbonates correspondant aux Calcaires de Ducy et/ou de Saint-Ouen, observés au sommet de l'affleurement de Trocy-en-Multien, présentent des signatures isotopique et minéralogique rappelant les niveaux carbonatés surmontant le toit de la Formation des Marnes et Caillasses dans le forage de Maisse. Ces dernières se caractérisent par des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ plus positives, une minéralogie de la roche totale dominée par les carbonates bien que marquée par un apport détritique non négligeable (quartz et argiles), et un assemblage des minéraux argileux constitué d'argiles fibreuses, de smectites et d'illite (Figs. VI-9 et VI-11). Cette similitude suggère l'équivalence entre les niveaux carbonatés correspondant aux Calcaires de Ducy et/ou de Saint-Ouen de Trocy-en-Multien et ceux observés dans le forage de Maisse et attribués au Calcaire de Neauphle par Moreau (2023). Le hiatus observé au toit de la Formation des Marnes et Caillasses dans le forage de Maisse correspondrait de ce fait à l'ensemble des dépôts des Sables d'Auvers et de Beauchamp dans le nord du bassin (Fig. VI-9). L'absence des

faciès sableux d'Auvers et de Beauchamp sur la bordure sud du bassin, où ils sont localement remplacés par des faciès lacustres, a précédemment été discutée par Morellet & Morellet (1948) et par Moreau et al. (2024) en accord avec les corrélations proposées (Fig. VI-9).

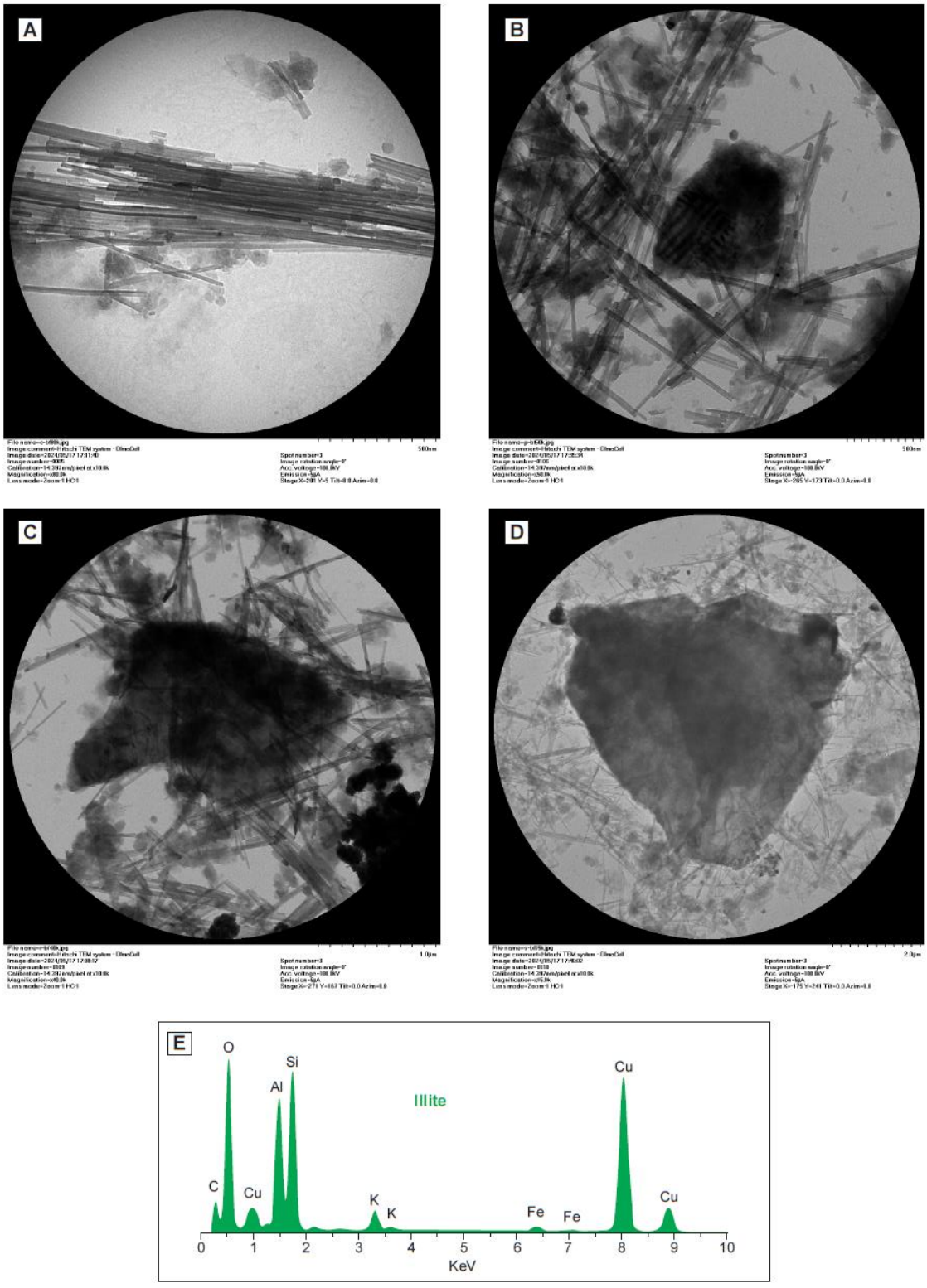


Figure VI-11 : Observations MET des palygorskites et illites du niveau surmontant le toit de la Formation des Marnes et Caillasses dans le forage de Maisse (échantillon MA88.20). A) Fibres de palygorskite organisées en bundle. B) et C) Fibres de palygorskite et cristal d'illite détritique micrométrique. D) Cristal d'illite détritique (environ 2 µm) et fibres de palygorskite. E) Spectres EDS du cristal d'illite visible en D. Le cuivre identifié est un artefact du support (grille en cuivre).

C. Enregistrement du MECO et influence sur la dynamique sédimentaire dans le Bassin parisien

La signature isotopique du MECO est particulière et diffère de celle des évènements hyperthermiques de l'Eocène. En effet, le MECO est marqué par une excursion isotopique négative des isotopes de l'oxygène qui culmine à la fin de l'évènement, lors du pic de réchauffement, avant un retour relativement abrupt à des valeurs plus positives (Fig. VI-12 ; Bohaty et al., 2009 ; Rivero-Cuesta et al., 2019). De plus, cette excursion négative des isotopes de l'oxygène n'est pas systématiquement couplée à une excursion négative des isotopes du carbone, dont l'évolution peut différer selon les sites d'études (Bohaty & Zachos, 2003 ; Sluijs et al., 2013 ; Boscolo Galazzo et al., 2014 ; Henehan et al., 2020 ; Ma et al., 2024). Dans plusieurs sites, l'intervalle précédant le MECO est marqué par des valeurs relativement négatives du $\delta^{13}C$. Cet intervalle est suivi par une légère augmentation des valeurs du $\delta^{13}C$ ((1) *in* Fig. VI-12), qui précède un plateau de valeurs relativement positives se poursuivant pendant le début du MECO, avant une excursion négative des isotopes du carbone associée au pic de l'évènement ((2) *in* Fig. VI-12 ; Bohaty et al., 2009 ; Sluijs et al., 2013 ; Rivero-Cuesta et al., 2019 ; Ma et al., 2024).

Malgré ces difficultés et l'absence d'un cadre biostratigraphique bien contraint sur les sites étudiés, une tentative de corrélation entre le MECO et le signal $\delta^{13}C_{org}$ obtenu dans les sables bartoniens du Bassin parisien est ici proposée (Fig. VI-12). Dans le forage du Tillet, entre 37,35 et 10,90 m, les valeurs relativement négatives centrées autour de -27 ‰ pourraient correspondre aux valeurs isotopiques négatives précédant l'intervalle du MECO (Fig. VI-12). Elles sont suivies par une légère augmentation des valeurs ((1) *in* Fig. VI-12) qui forment ensuite un plateau, centré autour de -26 ‰. Cette tendance pourrait correspondre aux valeurs isotopiques un peu plus positives avant et pendant l'onset du MECO (Fig. VI-12 ; Rivero-Cuesta et al., 2019 ; Westerhold et al., 2020 ; Ma et al., 2024). Dans les sables bartoniens de Trocy-en-Multien, les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ sont plus négatives et centrées autour de -28 ‰. Dans le cadre de ce travail, des valeurs aussi négatives n'ont été rencontrées que lors du PETM et de l'EECO (Chap. III). Ces valeurs très négatives enregistrées dans les sables bartoniens de Trocy-en-Multien pourraient ainsi correspondre au pic du MECO, ce qui serait cohérent avec les résultats de Marlot (2023) qui identifie le pic du MECO à Trocy-en-Multien à partir des isotopes de l'oxygène et par corrélation avec des analyses de *clumped isoptopes* (Δ_{47}) réalisées sur le site du Guépelle, environ 30 km à l'ouest de Trocy-en-Multien (Figs. VI-2 & VI-12). Le passage entre les valeurs moyennes de -26 ‰ identifiées au sommet du forage du Tillet et les valeurs moyennes de -28 ‰ de Trocy-en-Multien pourrait ainsi correspondre à l'excursion négative des isotopes du carbone parfois identifiée lors du pic du MECO ((2) *in* Fig. VI-12 ; Bohaty et al., 2009 ; Sluijs et al., 2013 ; Rivero-Cuesta et al., 2019 ; Ma et al., 2024). Le décalage vers des valeurs clairement plus positives observées à partir de 20 m sur la coupe de Trocy-en-Multien (jusqu'à environ -21 ‰) correspondraient au retour de valeurs plus positives post-MECO ((3) *in* Fig. VI-12 ; Bohaty et al., 2009 ; Rivero-Cuesta et al., 2019 ; Giorgioni et al., 2020).

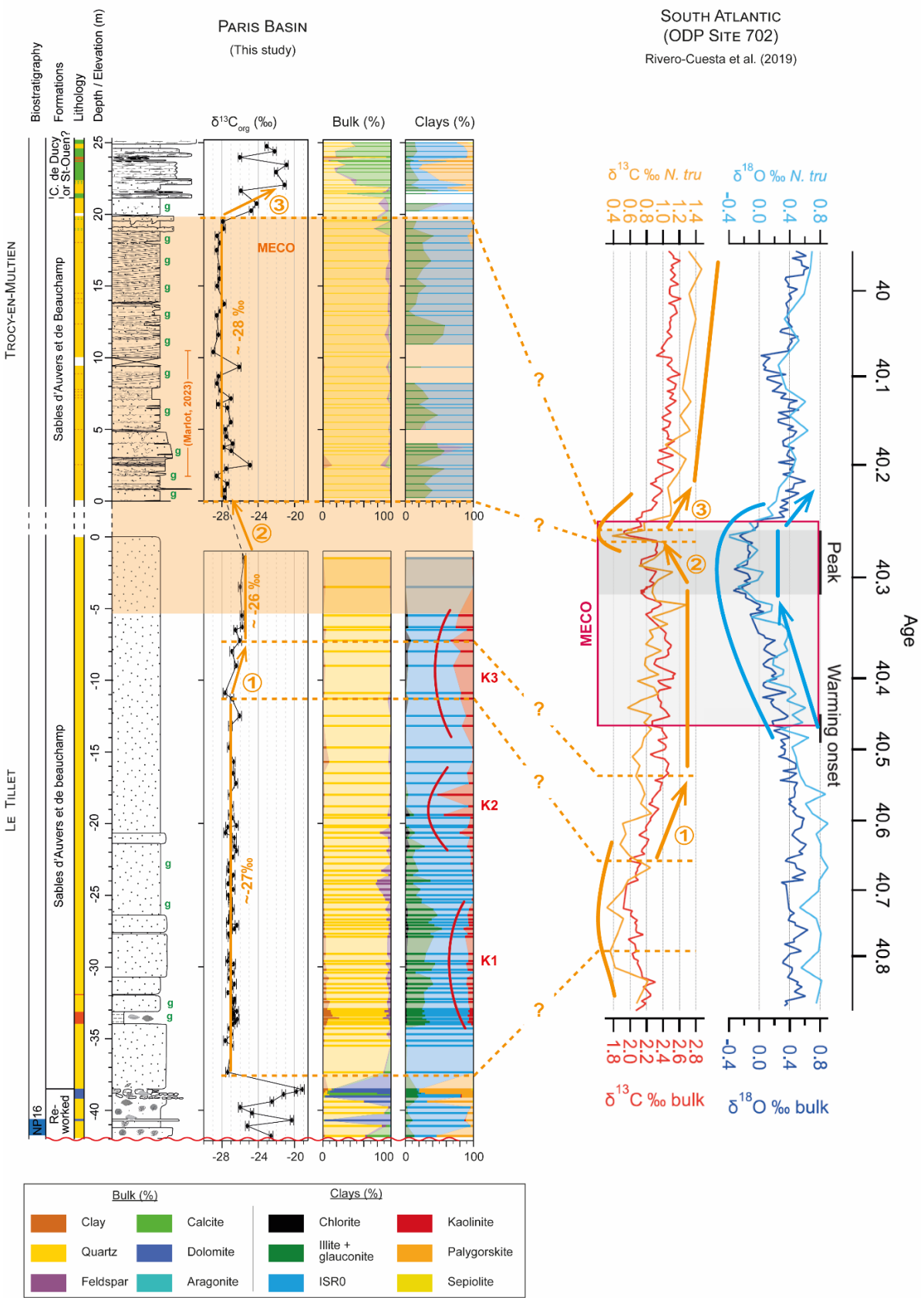


Figure VI-12 : Tentative de corrélation entre l'enregistrement isotopique ($\delta^{13}C_{org}$) dans le Bassin parisien (ce travail) et l'enregistrement du MECO dans l'Atlantique sud (Rivero-Cuesta et al., 2019). L'intervalle approximatif dans lequel Marlot (2023) identifie le pic du MECO sur la coupe de Trocy-en-Multien est indiqué par un trait orange. L'intervalle correspondant au MECO dans le Bassin parisien est indiqué par un fond orange. L'intervalle du MECO est indiqué par un encadré rose sur les données de Rivero-Cuesta et al., 2019.

Le MECO pourrait donc être enregistré dans le Bassin parisien, permettant de s'interroger sur l'impact de cette période de réchauffement sur les conditions d'hydrolyse. Dans le Bassin parisien, d'importants apports terrigènes sableux seraient enregistrés immédiatement avant et pendant le MECO, favorisant le développement du système estuarien silicoclastique des Sables d'Auvers et de Beauchamp. Ces flux terrigènes sont marqués par un assemblage argileux dominé par les smectites (IS R0) et des kaolinites, parfois associées à des illites et à des néoformations argileuses (glauconies et GS). Dans le forage du Tillet, l'assemblage des minéraux argileux détritiques est tout d'abord caractérisé par un mélange d'illite et de smectite, relayé par 3 épisodes très nets plus riches en kaolinites (K1, K2 et K3), dont le dernier correspondrait au début du MECO (Fig. VI-12). La succession de ces 3 épisodes enrichis en kaolinite pourrait indiquer des variations rapides des conditions de lessivage (*runoff*) permettant la remobilisation de sédiments plus anciens, enrichis en kaolinite. Le motif cyclique de ces épisodes de kaolinite pourrait traduire un contrôle astro-climatique, comme cela a pu être identifié au Crétacé inférieur (Moiroud et al., 2012). Les observations de ces sables au MEB montrent des *coatings* argileux autour des grains détritiques de quartz et feldspath (Fig. VI-13A-B). Les kaolinites, de petite taille et de morphologie pseudohexagonale facilement identifiable, sont clairement associées à ces *coatings* (Fig. VI-13C) et ne résultent donc pas de processus tardifs d'authigenèse en remplissage de porosité. Elles sont par conséquent à la fois détritiques et contemporaines de la mise en place des sables. Leur morphologie relativement automorphe indique toutefois un transport limité (Fig. VI-13D-E). Au Tillet, l'apparent relai entre les illites et les kaolinites détritiques pourrait indiquer soit : (1) une augmentation de l'hydrolyse en lien avec une augmentation périodique des précipitations (contrôle astro-climatique), qui supposerait une formation en amont du système estuarien, dans des sols contemporains de la sédimentation ; ou bien (2) une augmentation du ruissellement qui pourrait remobiliser des sols ou sédiments plus anciens. À ce stade de l'étude il n'est pas possible de trancher entre les 2 hypothèses. À Trocy-en-Multien, la très faible quantité d'argile rend l'exploitation des diffractogrammes parfois difficile et les néoformations de glauconie semblent plus importantes, biaisant vraisemblablement les proportions d'illite. En l'absence d'observations par MET, il est difficile de déterminer si le pic à 10 Å identifié sur les diffractogrammes correspond uniquement à des glauconies, observées en frottis sédimentaires (Fig. VI-8), ou à un mélange d'illites et de glauconies. En considérant qu'une part importante des illites quantifiées sont des glauconies de petite taille (Fig. VI-8), le pic du MECO apparaît dominé par les smectites (Fig. VI-12). La prédominance des smectites lors du MECO, également observée en Turquie et dans les Pyrénées espagnoles (Rego et al., 2018 ; Sharma et al., 2024), pourrait indiquer une augmentation de l'altération chimique. La possible présence d'illites pourrait néanmoins traduire le maintien d'un certain ruissellement, dans la continuité de celui observé au Tillet. L'absence de kaolinite à Trocy-en-Multien pourrait s'expliquer soit par un effet de sédimentation différentielle des kaolinites, piégées en amont en raison de leur plus grande taille et d'effets de floculation (Chap. III. I. C. ; Worden & Morad, 2003 ; Griffiths et al., 2019 ; Virolle et al., 2019), soit par une différence de sources sédimentaires en lien avec la proximité de l'anticlinal du Bray pour le site du Tillet.

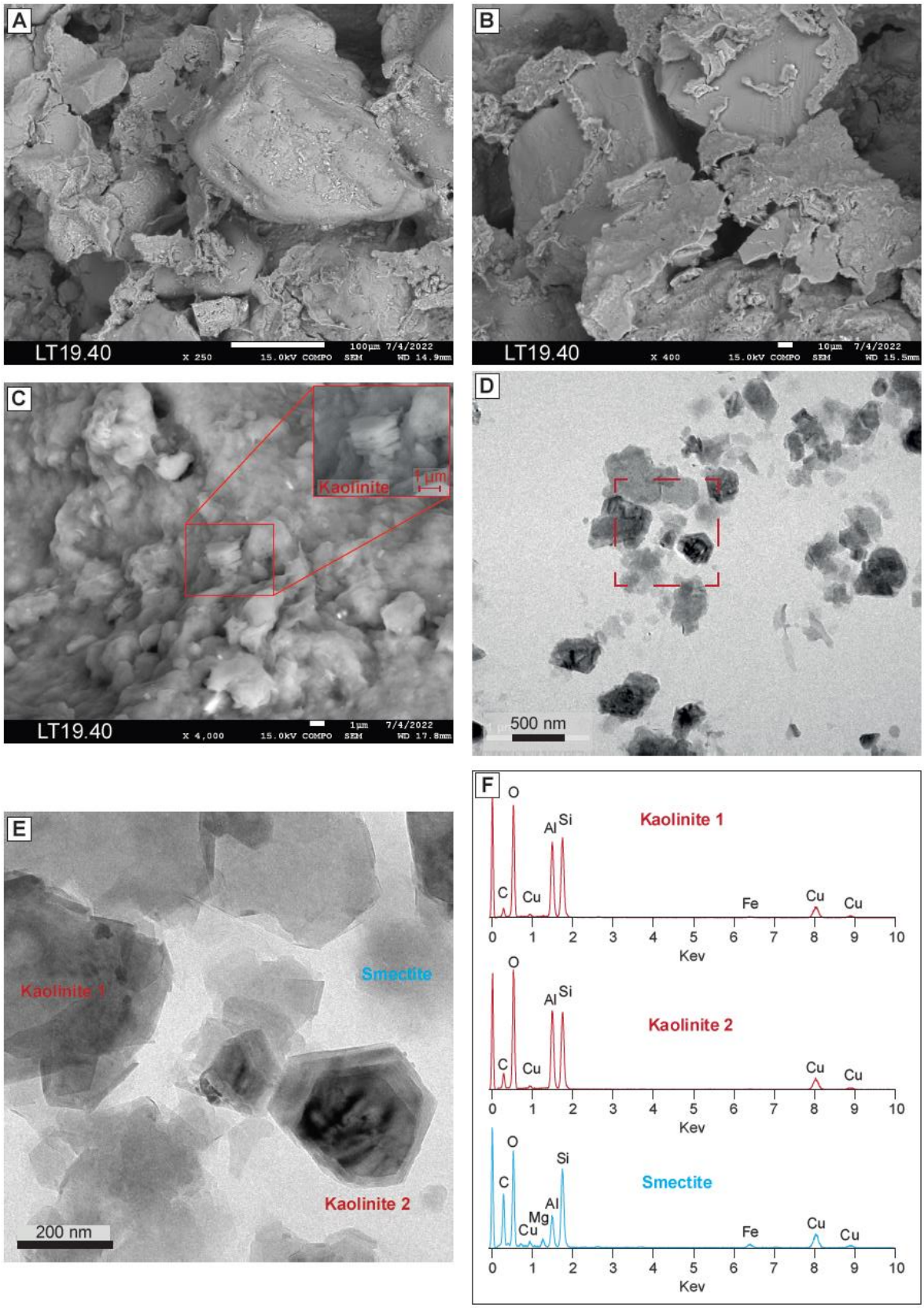


Figure VI-13 : Observations MEB (A à C ; échantillon LT 19,40) et MET (D et E ; échantillon LT 18) des sables bartoniens du forage du Tillet. A) et B) Coatings argileux autour de grains détritiques, principalement du quartz. C) Vue rapprochée d'un coating argileux, contenant des kaolinites prises dans une matrice de smectites. D) Observation au MET d'un mélange de kaolinite et smectite. E) Zoom correspondant au cadre rouge sur D, montrant la petite taille et la cristallinité des kaolinites. F) Spectres EDS des deux kaolinites et de la smectite identifiées en E. Le cuivre identifié est un artefact du support (grille en cuivre).

À la fin du MECO, le système estuarien silicoclastique des Sables d'Auvers et de Beauchamp est remplacé par un système laguno-lacustre carbonaté (Calcaire de Ducy et/ou Saint-Ouen), dont l'assemblage des minéraux argileux est notamment marqué par des proportions notables de palygorskite (Figs. VI-9, VI-11 & VI-12). Ce passage d'un système estuarien silicoclastique, dominé par les smectites, illites et/ou glauconies et kaolinites, à un système laguno-lacustre carbonaté marqué par la palygorskite, traduit une diminution des apports détritiques correspondant à un ralentissement du cycle hydrologique et à une aridification, en lien avec la fin de l'épisode de réchauffement du MECO. Une telle aridification suite au MECO, parfois marquée par la présence de palygorskite, a également été observée dans les Pyrénées espagnoles (Sharma et al, 2024), sur les marges de la Néo-Téthys (Turquie ; Rego et al., 2018) et en Asie centrale (Bosboom et al., 2014), impliquant une réponse climatique globale.

Ainsi, dans le Bassin parisien, l'intervalle précédant le MECO apparaît marqué par une augmentation du détritisme et du ruissellement (illites et kaolinites), le MECO lui-même étant davantage associé à l'amplification de l'altération chimique (formation de smectites dans les sols) comme cela est observé dans différentes régions du globe. L'intervalle post-MECO correspond à un ralentissement du cycle hydrologique et à une aridification (palygorskite).

À l'échelle globale, la réponse du cycle hydrologique à l'augmentation des températures liée au MECO est complexe et spatialement hétérogène (Ma et al., 2024). En effet, des études menées sur des sites océaniques, couplant isotopies du lithium, de l'osmium et modélisation, montrent une altération des silicates relativement stable, voire en diminution, lors du MECO (van der Ploeg et al., 2018 ; Krause et al., 2023). Une telle évolution est également observée dans les environnements fluviatiles des Pyrénées espagnoles, où l'érosion prévaudrait sur l'altération en lien avec une diminution locale de l'intensité du cycle hydrologique (Sharma et al., 2024). En revanche, des conditions plus chaudes et humides, associées à une intensification du cycle hydrologique ont également pu être rapportées lors du MECO : en milieu continental dans l'ouest des Etats-Unis (Methner et al., 2016) et en Chine (Ma et al., 2024), en milieu deltaïque dans les Pyrénées espagnoles (Peris Cabré et al., 2023), et sur la bordure de la Néo-Téthys (Turquie ; Rego et al., 2018). Dans le Bassin parisien, dans un cadre où des processus d'érosion et de ruissellement relativement importants sont marqués par un fort détritisme associé aux illites et kaolinites, l'intervalle du MECO pourrait être marqué par une certaine augmentation de l'altération chimique. Ces observations renforcent ainsi l'aspect complexe et spatialement hétérogène de la réponse du cycle hydrologique pendant le MECO, qui reste un événement de longue durée par rapport aux évènements hyperthermiques de l'Eocène. En revanche, le ralentissement du cycle hydrologique associé à une plus grande aridité, mis en évidence dans le Bassin parisien avec la mise en place d'un environnement laguno-lacustre dans lequel se forment des argiles fibreuses, semble correspondre à un phénomène global (Bosboom et al., 2014 ; Rego et al., 2018 ; Sharma et al., 2024).

Conclusions sur le Bartonien et l'enregistrement du MECO dans le Bassin parisien

Les analyses minéralogiques et isotopiques menées dans les sables bartoniens du centre du Bassin parisien permettent :

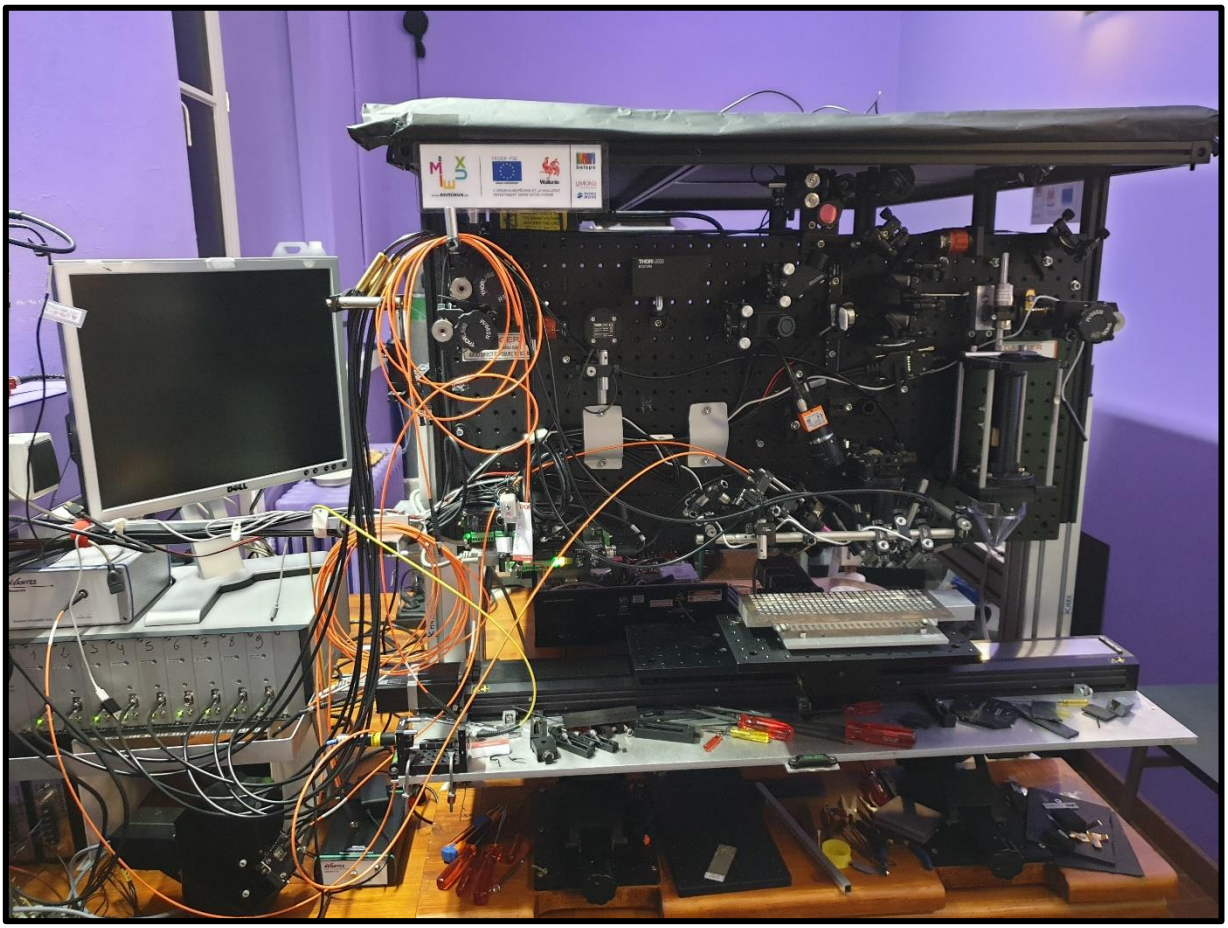
(1) De confirmer, à partir des isotopes du carbone de la matière organique, l'enregistrement vraisemblable du MECO dans une partie des sables bartoniens ; complétant de ce fait les travaux de Marlot (2023) sur l'isotopie ($\delta^{18}O$ et Δ_{47}) des coquilles de mollusques.

(2) De proposer une évolution des conditions hydrologiques alternant entre périodes favorisant les processus d'érosion physique (intervalle ante-MECO) et périodes où l'altération chimique domine (pic du MECO), avec des enregistrements contrastés à l'échelle régionale et globale.

(3) De mettre en évidence une période d'aridification post-MECO dans le Bassin parisien, mais qui semble être généralisable à l'échelle globale.

CHAPITRE VII :

Utilisation de la LIBS pour des études paléoenvironnementales et paléoclimatiques – exemple de l'Eocène du Bassin parisien



Dispositif LIBS du Laboratoire de Géologie et Géologie Appliquée de l'UMONS

CHAPITRE VII : LIBS

La spectroscopie de plasma induit par laser ou *Laser Induced Breakdown Spectroscopy* (LIBS) est une technique d'analyse élémentaire rapide, permettant de traiter de grandes séries d'échantillons. Malgré son intérêt pour les géosciences et un nombre croissant d'applications, la LIBS reste relativement peu utilisée en géologie sédimentaire, notamment dans le cadre de reconstitutions paléoenvironnementales ou paléoclimatiques (Harmon & Senesi, 2021). Pourtant, cette technique présente un fort potentiel, pouvant être par exemple utilisée pour faciliter les corrélations stratigraphiques (McMillan et al., 2012) ou discriminer des comportements chimiques en lien avec la géodynamique sur le terrain (Roux et al., 2015).

Ce chapitre présente un essai d'application de la LIBS sur les forages du Tillet et d'Ussy-sur-Marne. L'objectif de cette étude exploratoire est d'évaluer l'apport de cette technique à l'analyse élémentaire rapide de grandes séries d'échantillons comme cela est typiquement le cas dans les forages. Le développement expérimental n'a pas pu être poussé comme initialement prévu mais les résultats encourageants montrent déjà le potentiel de la LIBS pour les études paléoclimatiques et paléoenvironnementales.

La réalisation des analyses LIBS dont les résultats sont présentés dans le présent chapitre a bénéficié d'un support financier de la part de l'*International Association of Sedimentologists* (IAS), sous la forme d'une *Postgraduate research grant*. Ce soutien financier a donné lieu à un court rapport scientifique, disponible en annexe (Annexe 6), intitulé « *Cathodoluminescence and Laser-Induced Breakdown Spectroscopy (LIBS) of sedimentary sections from the late Lutetian–early Bartonian of the Paris Basin* » et qui a été diffusé dans la *Newsletter* de l'IAS (Juin 2024).

I. Méthodologie mise en œuvre

A. Principe de la LIBS

La spectroscopie de plasma induite par laser (LIBS) est une méthode d'analyse chimique élémentaire basée sur l'émission atomique d'un plasma, généré dans ou sur la cible à caractériser (gaz, liquide ou solide), par le moyen d'impulsions laser focalisées (Miziolek et al., 2006 ; Cremers & Radziemsky, 2006). Sur un échantillon solide, la portion de surface irradiée par la lumière laser est vaporisée en moins de quelques picosecondes suite à l'élévation presque instantanée de sa température (processus de photo-ablation ; Fig. VII-1). Les impulsions laser utilisées en LIBS ont généralement une durée de l'ordre de quelques nanosecondes. Ainsi, pendant quelques nanosecondes après son éjection du cratère d'ablation, la matière vaporisée est toujours irradiée par l'impulsion laser. En absorbant en partie cette énergie, la vapeur est alors portée à très haute température (~10 000 °K), ce qui la transforme en plasma lumineux (Fig. VII-1). Le spectre lumineux du plasma est au départ très intense et non-caractéristique (rayonnement continu ou *bremsstrahlung*). Il devient caractéristique des atomes présents dans le plasma environ 1 µs après le début de l'impulsion, temps à partir duquel le rayonnement continu a fortement diminué. L'analyse du spectre LIBS permet d'identifier les atomes constituant la cible ablatée par la position spectrale des raies d'émission, et d'en estimer la concentration, par la mesure de l'intensité de ces raies.

Bien qu'elle ait été découverte en 1960, quelques années seulement après l'invention des premiers lasers, la LIBS n'a connu un véritable développement qu'à partir du milieu des années 1990, lorsque les sources laser et les spectromètres optiques sont devenus largement disponibles dans le commerce (Cremers & Radziemsky, 2006). La LIBS est appliquée dans de nombreux domaines industriels, environnementaux, médicaux, spatiaux, nucléaires, géologiques, etc., où ses principaux avantages résident dans sa simplicité, sa rapidité, sa très bonne sensibilité aux éléments légers, sa portabilité, l'analyse à distance et le peu de contraintes concernant la préparation des échantillons (Hahn & Omenetto, 2011, Musazzi & Perini, 2014 ; Singh & Thakur, 2020).

La LIBS reste cependant une technique d'analyse de surface, l'épaisseur de matière ablatée étant de l'ordre de quelques micromètres ou moins selon les dispositifs expérimentaux. De plus, elle souffre d'effets de matrice encore mal compris, ce qui rend l'analyse quantitative difficile (Cremers & Radziemsky, 2006 ; Hahn & Omenetto, 2010). En particulier, le phénomène d'auto-absorption dégrade la relation linéaire attendue entre la concentration et l'intensité du signal LIBS, ce qui gêne souvent l'établissement de courbes de calibration par simple régression linéaire. Le phénomène d'auto-absorption consiste en l'absorption partielle de l'émission atomique des atomes du cœur chaud du plasma par les atomes de même espèce situés dans la zone externe du plasma, plus froide. Les raies spectrales correspondantes voient donc leur intensité diminuer et, lorsque l'effet est plus prononcé, ces raies présentent un creux marqué en leur centre (elles « s'inversent »). L'auto-absorption affecte surtout

les émissions dites *résonnantes*, c'est-à-dire branchées sur un niveau énergétique de transition atomique très bas. Une solution couramment employée est alors de choisir d'autres raies d'émission, moins affectées. Ces dernières sont cependant souvent d'intensité moindre, ce qui conduit à une perte de sensibilité.

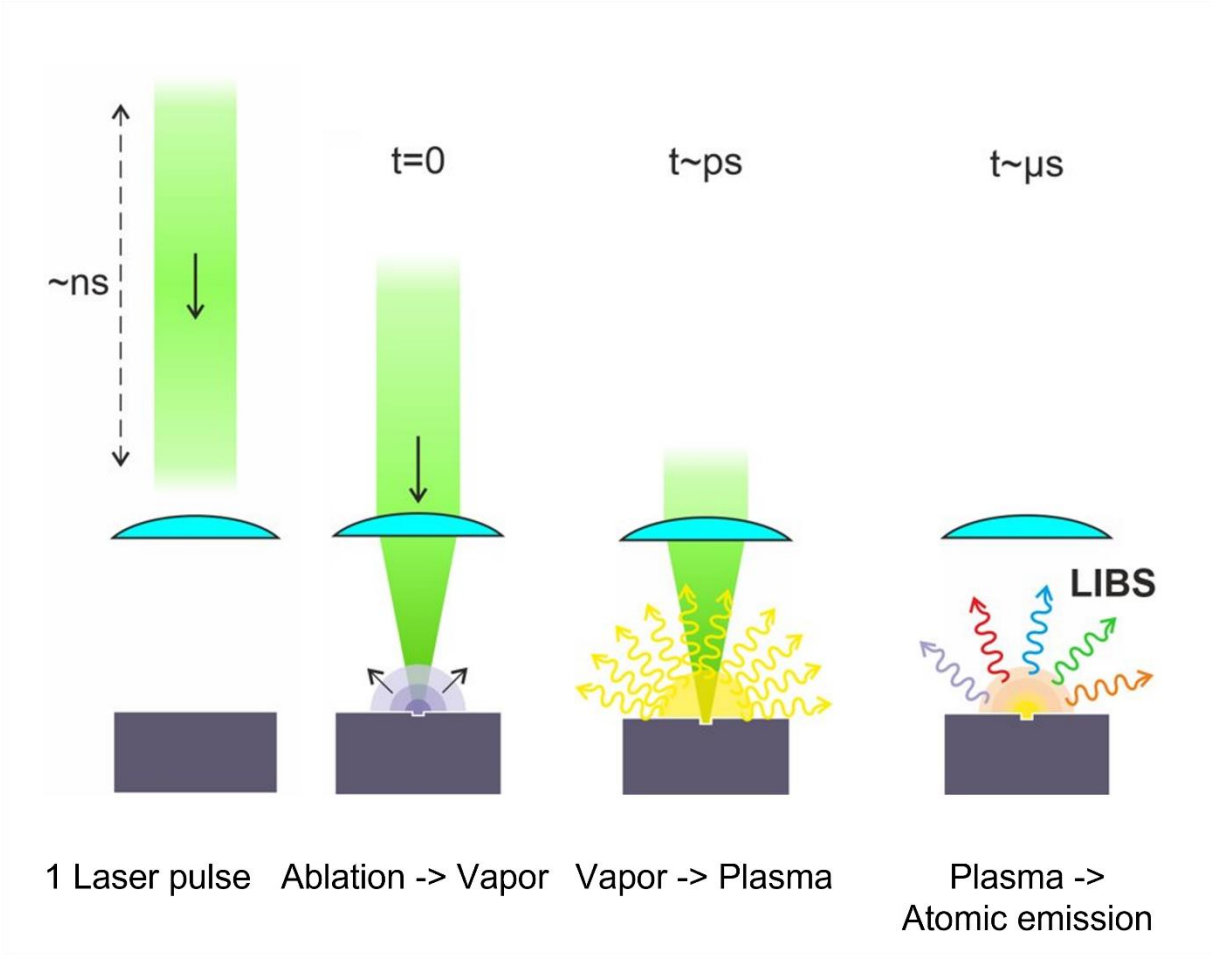


Figure VII-1 : Séquence des processus opérant lors de l'interaction d'une impulsion laser focalisée, de durée à l'échelle de nanosecondes, avec une surface solide. A t=0, l'énergie intense concentrée sur l'échantillon provoque la volatilisation quasi-instantanée (photo-ablation) de la portion de surface irradiée. La vapeur projetée absorbe l'énergie laser et est rapidement transformée en plasma lumineux. Après quelques picosecondes, le plasma émet une intense lumière non caractéristique (rayonnement continu ou bremsstrahlung). Après une microseconde environ, le plasma se refroidit et l'émission atomique de ses constituants se produit (d'après J.-M. Baele, pers. comm.).

Malgré ces inconvénients chimiométriques, la LIBS offre la possibilité d'obtenir un grand nombre d'analyses qualitatives à semi-quantitatives en très peu de temps. Ceci fait de la LIBS un instrument de choix pour l'acquisition automatique de grandes séries d'échantillons, permettant notamment d'obtenir des profils élémentaires 1D et, en particulier, des cartographies 2D, qui trouvent de nombreuses applications dans les sciences de la Terre (Fabre et al., 2018 ; Jolivet et al., 2019 ; Fabre et al., 2020).

B. Dispositif expérimental utilisé

Dans le cadre de cette thèse, des analyses de géochimie élémentaire par spectroscopie de plasma induit par laser (LIBS) ont été réalisées sur 223 échantillons provenant des forages du Tillet et d'Ussy-sur-Marne (Annexe 3). Ces analyses ont été réalisées au Département de Géologie et Géologie Appliquée de l'Université de Mons à l'aide d'un laser Nd:YAG (longueur d'onde 1064 nm) pompé par lampes flash et à fréquence quadruplée (λ = 266 nm ; Quantel/Lumibird QSmart 450, France). La durée des impulsions est de 5 ns et leur énergie a été réglée à 10 mJ. Le taux de répétition des impulsions a été fixé à 10 Hz. La lumière laser est focalisée sur la surface de l'échantillon en un point d'environ 100 µm de diamètre à l'aide d'une lentille planoconvexe de diamètre 25 mm et de distance focale 50 mm. La lumière du plasma est capturée par trois collecteurs composés chacun d'une lentille planoconvexe de diamètre 12,5 mm et de distance focale 30 mm, et d'une fibre optique bifide constituée d'une tresse de 14 fibres individuelles de 100 µm de diamètre. La lumière plasma collectée est envoyée dans un spectromètre multi-canal Czerny-Turner équipé de détecteurs CCD (Coupled-Charge Device) permettant d'enregistrer les spectres LIBS de 180 à 950 nm avec une résolution spectrale de 0,1 à 0,4 nm en allant de l'ultraviolet au proche infrarouge, respectivement. Afin d'éviter l'intense émission continue qui se produit au début du cycle de vie du plasma, le déclenchement de l'intégration du spectromètre est retardé de 1 µs à l'aide d'un générateur d'impulsions et de délais (Quantum Composers Sapphire 9420, USA). Afin d'augmenter le temps de refroidissement du plasma et ainsi augmenter l'intensité de signal LIBS, de l'argon, plus isolant que l'air, est soufflé sur la zone de tir avec un débit d'environ 1 l/min (e.g., Cremers & Radziemski, 2006). Pendant l'analyse, l'échantillon est déplacé automatiquement sous le faisceau laser avec une platine motorisée (Zaber LST0150, Canada).

C. Montage des échantillons et acquisition des données

L'un des intérêts majeurs de la LIBS tient à sa grande rapidité d'acquisition et d'analyse. Afin de profiter de cet avantage, l'objectif était de minimiser la manipulation et la préparation des échantillons. Ainsi, le choix a été fait d'utiliser les restes de poudres déjà préparées par broyage manuel au mortier en agate pour les analyses isotopiques. Il est à noter que le broyage des sables a été beaucoup moins poussé (les grains de quartz sont peu fragmentés), ce qui peut avoir une répercussion sur les résultats.

Une grille d'acier de 1,5 mm d'épaisseur, et comportant des ouvertures carrées de 5 mm de côté (cellule), est fixée sur un support plan en aluminium à l'aide d'adhésif double face. De la poudre est versée dans chaque cellule, de façon à les remplir complètement et à raison d'un échantillon par cellule. Chaque échantillon est ensuite délicatement compacté à la main afin d'obtenir une couche de poudre d'une épaisseur d'environ 1 mm au fond de chaque cellule (Fig. VII-2). Une fois rempli, le support est positionné sur la platine motorisée et déplacé à une vitesse permettant de réaliser 20 tirs le long de

chaque échantillon, soit un espacement de 250 µm entre les tirs laser, ce qui, pour une cadence de tir de 10 Hz, correspond à une vitesse de déplacement de 2,5 mm/s. Le laser devant tirer en continu pour assurer la stabilité en énergie des impulsions, une unique série de spectres correspondant aux tirs effectués à travers la totalité du porte-échantillons est générée (6440 spectres pour le forage du Tillet et 1297 spectres pour celui d'Ussy-sur-Marne).



Figure VII-2 : Plaque métallique ajourée utilisée pour placer les échantillons du forage du Tillet afin de les analyser automatiquement par LIBS. Le côté des ouvertures carrées est de 5 mm.

D. Minimisation des projections

Lors des premiers essais, il a été remarqué que l'onde de choc causée par l'expansion explosive du plasma à la surface de l'échantillon pouvait éjecter des particules susceptibles de contaminer les échantillons adjacents. Deux protocoles ont été testés afin de minimiser cette contamination :

(1) L'utilisation d'un masque réalisé dans une feuille en PTFE de 100 µm d'épaisseur, dans laquelle a été pratiquée une ouverture de même largeur que celle de la bande de métal (3 mm) séparant les ouvertures de la grille. Le masque est fixe par rapport à l'axe optique et est monté de telle façon qu'il effleure la surface du porte-échantillons. De cette façon, lors du déplacement de la grille, le masque ne dévoile jamais plus d'un échantillon et il recueille les projections causées par les tirs laser.

(2) Le scellement de toutes les ouvertures par de l'adhésif fin et large (type adhésif d'emballage). Dans ce cas, le déplacement est discontinu par pas de 6,5 mm, de manière à se placer au centre des ouvertures et à tirer une séquence de 20 impulsions. Les premières impulsions servent à percer l'adhésif, et les suivantes servent à analyser l'échantillon sous l'adhésif.

L'utilisation d'une caméra filmant la zone de tir a permis de mettre en évidence l'efficacité de la première méthode, les particules éjectées s'accumulant effectivement sur le masque de protection. En revanche, dans le cas du second protocole, le plasma et l'onde de choc associée restent confinés sous l'adhésif. De plus, le signal LIBS est occulté par la poussière générée, expliquant les très faibles intensités LIBS collectées. A l'issue de ces tests, il a donc été choisi de procéder avec la première méthode (masque) et d'abandonner la seconde.

E. Traitement des données

L'extraction de l'intensité de l'émission LIBS pour chaque élément détecté a été réalisée automatiquement en mesurant l'aire des raies spectrales à l'aide du logiciel Spectragryph (https://www.effemm2.de/spectragryph/) sur la série de spectres. Les raies de chaque élément ont été choisies parmi les plus intenses, tout en prenant garde à éviter les interférences spectrales, la saturation et l'auto-absorption. Les longueurs d'onde choisies de quelques pics LIBS se situent autour de : 293 nm (Mg), 308-309 nm (Al), 370 nm (Ca), 390 nm (Si), 403 nm (Mn), 404 nm (Fe), 671 nm (Li), 763 nm (Ar), 769 nm (K), ... Dans les faits, lorsque cela est possible, l'intensité de plusieurs raies d'émission a été extraite pour un même élément de manière à vérifier la présence d'interférences ou d'auto-absorption en comparant les signaux entre eux. Les données sont ensuite filtrées dans un tableur pour éliminer les tirs dans le cadre en acier, sur base de l'émission du fer et/ou du chrome, qui est maximale et constante dans le métal de la grille. Une fois que les tirs dans les échantillons sont isolés, les 5 premiers et 5 derniers tirs (les plus proches du bord des ouvertures) sont écartés afin d'éviter les effets de bord. Pour chaque échantillon, l'intensité des 10 tirs restants est ensuite moyennée.

Les résultats sont exprimés en unités arbitraires d'intensité, qui reflètent l'abondance de l'élément considéré. L'analyse n'est donc pas quantitative au sens strict. Seules les variations du signal d'un même élément peuvent être comparées entre elles. De même, les rapports d'intensité de pics ne sont pas des rapports des concentrations élémentaires mais en reflètent les variations. Ces rapports d'intensité entre éléments sont par ailleurs préférés aux intensités élémentaires seules car leur calcul opère une normalisation du signal LIBS, qui est affecté notamment de fluctuations d'ensemble liées à différents facteurs expérimentaux (état de surface de l'échantillon, distance échantillon-lentille, variations d'énergie des impulsions, etc.) Il existe plusieurs méthodes de normalisation du signal LIBS (par l'aire totale du spectre, par le bruit de fond continu, par l'argon, … ; Barbini et al., 2002 ; Hahn & Omenetto, 2011) mais aucune n'est universellement reconnue comme optimale. Les intensités élémentaires LIBS présentées ici ont été normalisées par rapport à une raie importante de l'argon, la concentration en argon étant censée rester constante dans le plasma.

Afin de pouvoir comparer avec les résultats obtenus par analyses LIBS, 28 échantillons du forage du Tillet ont été analysés en géochimie élémentaire par WDXRF sur la plateforme GISMO du laboratoire Biogéosciences. Les analyses ont été réalisées sur une WDXRF S6 Jaguar (Bruker, Billerica, Massachussetts, USA), avec un tube compact HighSense™ anode rhodium avec des conditions variables (plage de 20 kV-17 mA à 50 Kv-8 mA), équipée de 4 cristaux (LIF200 ; PET ; XS-55 ; LIF220), et d'une chambre à scintillation et d'un compteur proportionnel à flux gazeux, et couplée à une électronique de comptage HighSense™ à très haute dynamique. Les analyses ont été réalisées à la fois sur de la poudre d'échantillon brute associée à un liant pour former des pastilles compressées, et sur des perles de fusion où les éléments sont isolés sous forme d'oxydes après fusion de l'échantillon.

La comparaison des résultats LIBS et XRF montre une assez bonne corrélation notamment pour les éléments majeurs (Fig. VII-3).

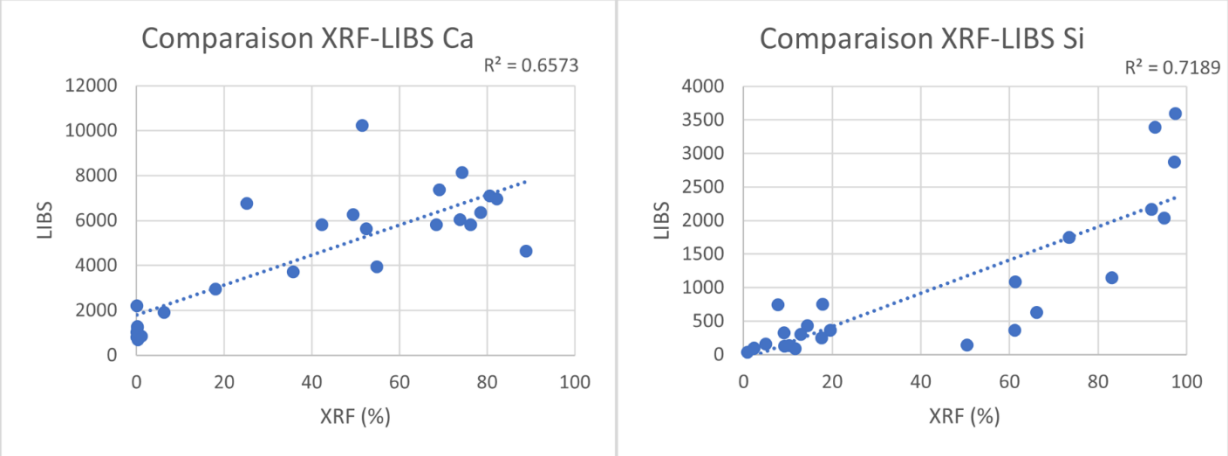


Figure VII-3 : Comparaison des résultats LIBS et XRF obtenus pour le calcium et le silicium.

II. Résultats

Une vingtaine d'éléments ont été détectés par LIBS (Si, Al, Ca, Mg, Sr, Ba, Fe, Mn, Ti, K, Na, Li, Cs, V, Cr, C, Cu, Pb, Be et P) mais tous ne présentent pas de profil interprétable à ce stade. Pour l'instant, l'étude s'est concentrée sur les éléments majeurs (Si, Ca, Mg, Al) ainsi que sur Mn, Fe, Li et K. Les hypothèses sont (1) que les éléments majeurs devraient refléter les variations lithologiques et le ratio Al/Si pourrait marquer une évolution du détritisme ; (2) que le ratio Mn/Fe, classiquement utilisé en XRF pour retracer l'évolution des conditions redox (Rothwell and Croudace, 2015) pourrait également être utilisé à partir de la LIBS ; et (3) que l'évolution des éléments alcalins (e.g., Li et K) pourrait permettre de retracer l'évolution des concentrations ioniques, notamment en conditions évaporitiques.

A. Profils LIBS élémentaires du forage du Tillet

Les profils LIBS élémentaires des éléments majeurs se corrèlent bien avec la minéralogie dérivée de l'analyse DRX (Fig. VII-4). En effet, le signal LIBS du Si est clairement plus élevé dans les dépôts silicoclastiques, celui de Ca est clairement associé aux calcaires et celui de Mg aux intervalles dolomitiques (Fig. VII-4). Les variations observées du signal LIBS dans des lithologies sableuses siliceuses, pourtant relativement homogènes, peuvent s'expliquent par des fluctuations chaotiques de l'interaction laser-matière. Celles-ci pouvaient être attendues du fait de la granulométrie plus grossière des poudres réalisées dans les sables. Cela montre que la normalisation par rapport à l'argon, appliquée ici, n'atténue pas suffisamment les effets de ces fluctuations sur la reproductibilité des mesures LIBS. Ce résultat était attendu compte-tenu du souhait de tester la technique LIBS dans des conditions de préparation des échantillons rapides et donc minimalistes. Le calcul du rapport des signaux LIBS de deux éléments différents, qui revient à appliquer une normalisation, parait plus efficace à en juger le meilleur lissage des profils.

Le profil LIBS du magnésium montre un signal parfois plus élevé dans les sables siliceux que dans les carbonates (Fig. VII-4). Cela peut s'expliquer par la présence de magnésium dans les minéraux argileux présent dans les sables. Son abondance peut toutefois être surestimée du fait du faible broyage des grains de quartz, le laser interagissant plus fréquemment avec la surface des grains et donc des *coating* argileux. Pour les carbonates magnésiens (dolomite) le Mg est toutefois clairement identifié ce qui n'est pas le cas pour les horizons calcitiques (Fig. VII-4). Les valeurs LIBS anormalement élevées dans les sables semblent ainsi traduire un effet de matrice, qui amplifierait le signal pour cette lithologie par rapport à celui des carbonates.

L'interprétation des profils LIBS élémentaires, acquis dans des conditions non-optimales, doit donc être réalisée prudemment surtout si des lithologies différentes sont présentes et, de surcroît, s'il y a des différences de préparation d'échantillon entre ces lithologies comme c'est le cas ici. En revanche, pour une même lithologie, l'évolution du signal LIBS d'un rapport d'éléments semble pouvoir refléter des évolutions liées au contexte sédimentaires d'origine et ainsi traduire des modifications des conditions paléoenvironnementales.

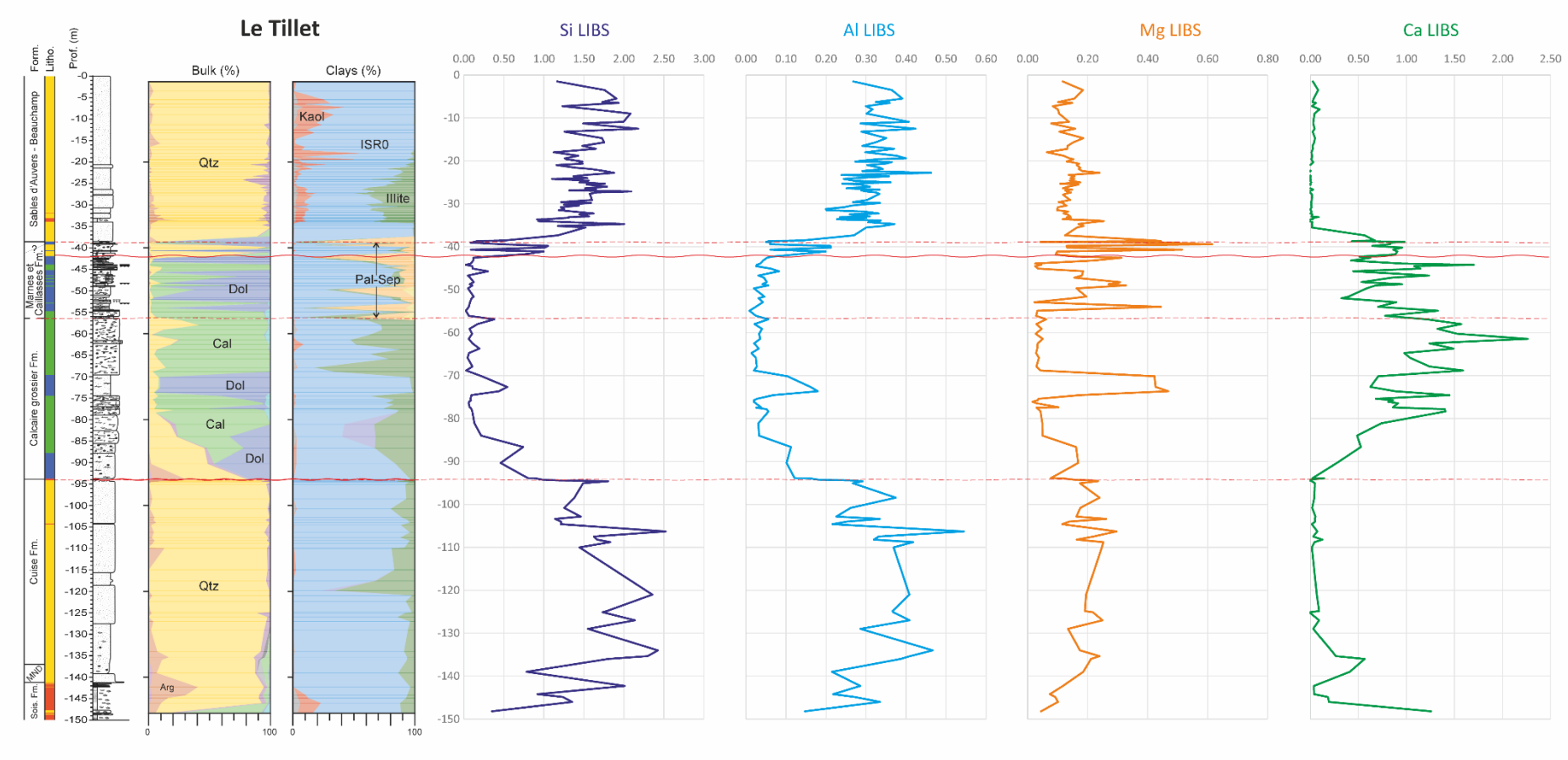


Figure VII-4 : Profils LIBS de Si, Al, Mg et Ca normalisés par rapport à l'argon obtenus sur le forage du Tillet (signal LIBS en unités arbitraires). Les tiretés rouges séparent les différentes formations. Les différentes lithologies (sables, calcaires et dolomies) se distinguent bien par leur profil LIBS.

B. Profils de rapports LIBS dans les forages du Tillet et d'Ussy-sur-Marne

L'examen du profil de rapports élémentaires LIBS a montré que certains d'entre eux notamment Al/Si, Mn/Fe et Li/K pouvaient être interprétés en termes de variations paléoenvironnementales, et d'éléments de corrélation entre forages.

1. Al/Si

L'évolution générale du profil LIBS de **Al/Si** se retrouve dans les deux forages, avec notamment une diminution de ce rapport entre la fin de la Formation du Calcaire grossier et le début de la Formation des Marnes et Caillasses (Fig. VII-5). Cette diminution de Al/Si pourrait refléter une diminution de la proportion d'argiles détritiques au passage à la Formation des Marnes et Caillasses. En effet, de l'illite et des traces de kaolinite sont présentes dans la Formation du Calcaire grossier mais diminuent fortement voire disparaissent au passage à la Formation des Marnes et Caillasses. L'évolution du rapport Al/Si pourrait ainsi refléter un changement des conditions détritiques dans le système carbonaté, entre les dépôts marins et hydrodynamiques de la Formation du Calcaire grossier et les environnements plus protégés et évaporitiques de la Formation des Marnes et Caillasses, favorables à la néoformation (Chap. V).

Dans les carbonates, le rapport **Al/Si** pourrait tracer les argiles alumineuses (kaolinite et illite principalement mais également la palygorskite et la smectite). Au sein de la Formation des Marnes et Caillasses, les variations du rapport Al/Si pourraient également refléter des variations du ratio (palygorskite+smectite)/sépiolite, la sépiolite ne contenant pas d'aluminium, contrairement à la palygorskite ou aux smectites. Cependant, les proportions de sépiolite quantifiées en DRX semblent trop faibles pour bien mettre en évidence un tel lien.

Quelques valeurs élevées observées dans la Formation des Marnes et Caillasses, par exemple à 44 mètres de profondeur dans le forage du Tillet ou à 26 m dans le forage d'Ussy-sur-Marne, pourraient correspondre à des conditions particulières en lien avec des périodes d'émersions et/ou de pédogenèse, ces mêmes pics étant par ailleurs également observés dans les profils de Mn/Fe (Fig. VII-6). Toutefois, ces valeurs n'étant représentées que par un seul point, des analyses complémentaires seraient nécessaires pour confirmer cette signature chimique du rapport Al/Sien lien avec la présence d'un paléosol.

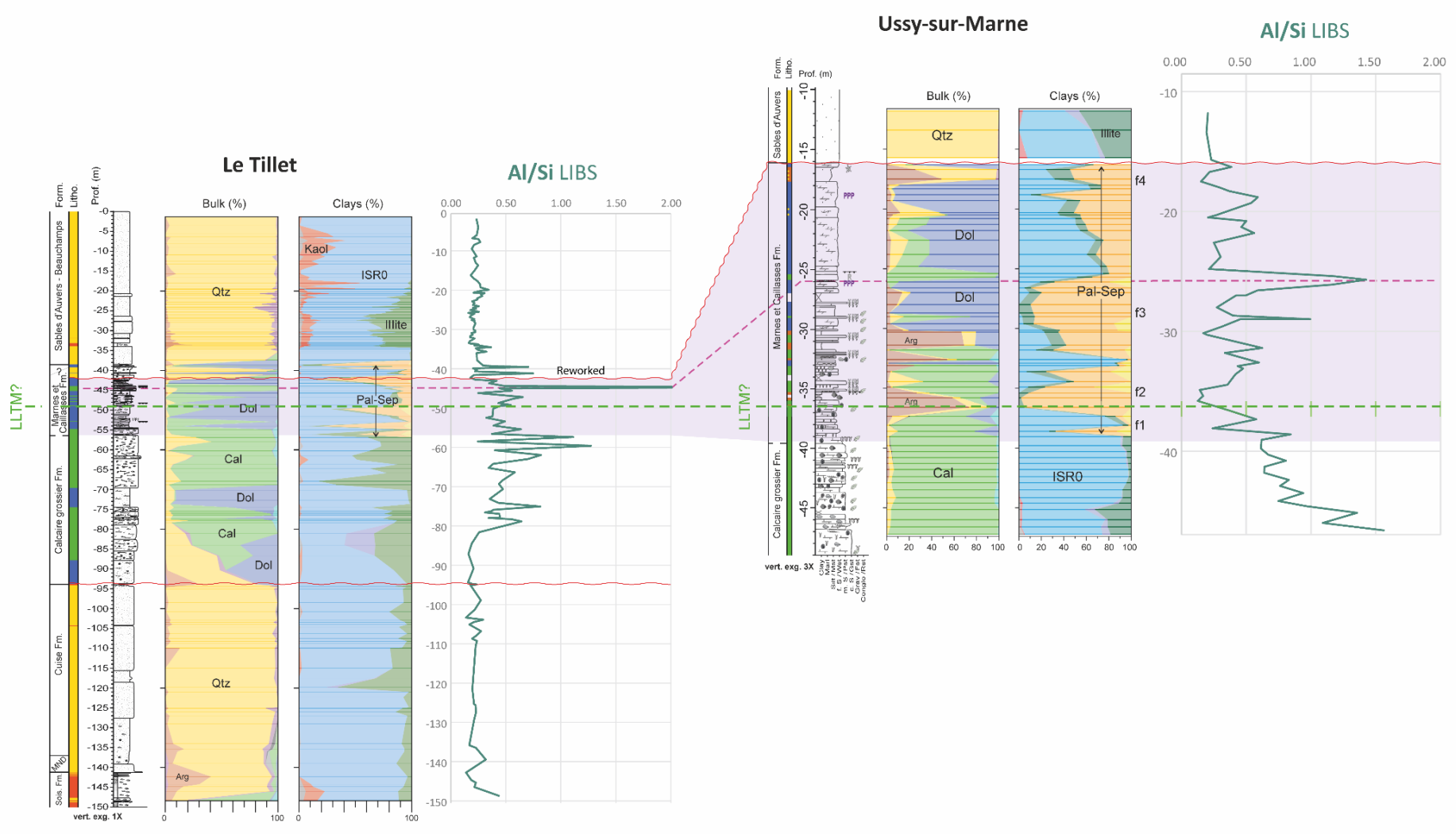


Figure VII-5 : Comparaison et corrélation des profils LIBS Al/Si des forages du Tillet et d'Ussy-sur-Marne. Le tireté mauve marque un pic remarquable dans le profil des deux forages et correspond dans les deux cas à un probable niveau d'émersion ou de pédogenèse (la différence de largeur de ces deux pics doit être mise en relation avec l'exagération verticale de l'échelle des profondeurs, qui est de x1 et x3, respectivement pour Le Tillet et Ussy-sur-Marne). La Formation des Marnes et Caillasses et mise en évidence en violet.

2. *Mn/Fe*

Le rapport **Mn/Fe** présente une série de pics, dont trois particulièrement nets, dans l'intervalle compris entre 42 et 56 m dans le forage du Tillet. Ils pourraient correspondre au groupe de trois pics situés dans l'intervalle compris entre 25 et 30 m dans le forage d'Ussy-sur-Marne (Fig. VII-6). Le pic à 44 m du forage du Tillet et celui à 26 m dans le forage d'Ussy-sur-Marne sont également observés dans le profil LIBS de Al/Si et se situent tous deux à des niveaux ou des traces d'émersion ou de pédogenèse ont été identifiées.

Mn/Fe est un rapport couramment utilisé dans les études par XRF des séries sédimentaires (Rothwell and Croudace, 2015). Ses variations indiquent des changements de conditions redox dans l'environnement de dépôt et/ou de diagenèse. Il n'est donc pas surprenant que des pics Mn/Fe soient observés dans les intervalles des forages du Tillet et d'Ussy-sur-Marne où des traces de pédogenèse ont été identifiées. Les pics sont minces et assez intenses (Fig. VII-6), suggérant des variations brutales et de courte durée des conditions redox, cohérentes avec un environnement de dépôt susceptible de connaître des émersions épisodiques et brèves. Toutefois, tous les pics Mn/Fe ne correspondent pas systématiquement à des niveaux pédogénétiques, clairement identifiés par des observations pétrographiques dont la densité d'observation est inférieure à celle des analyses LIBS, de sorte que tous les paléosols n'ont probablement pas été identifiés. Par conséquent, le rapport Mn/Fe obtenu par LIBS pourrait être un proxy pertinent des conditions redox qu'il serait nécessaire de confronter à d'autres données pétrographiques et géochimiques.

3. *Li/K*

Le rapport **Li/K** montre une augmentation générale des valeurs dans la Formation des Marnes et Caillasses, avec un profil plutôt dissymétrique dans le forage du Tillet et plus symétrique dans le forage d'Ussy-sur-Marne (Fig. VII-7). Les variations de ce rapport pourraient témoigner de conditions plus sèches, comme celles attendues pour cette formation (Toulemont, 1987 ; Chap. V), avec une augmentation des éléments alcalins comme le lithium lors de conditions de faibles précipitations favorisant la concentration ionique (Tardy et al., 1972). Il existe peu de littérature sur le comportement géochimique du lithium dans les environnements sédimentaires, probablement parce que la majorité des techniques analytiques couramment employées en géosciences (XRF, EDS, etc.) ne détecte pas cet élément léger. Tardy et al. (1972) mentionnent cependant que les minéraux argileux tels que les kaolinites, illites, glauconites, chlorites, smectites alumineuses et, plus étonnamment, les palygorskites ne contiennent que relativement peu de lithium (moins de 300 ppm) au contraire des sépiolites et smectites magnésiennes (stevensite et hectorite ; de 400 à 6000 ppm). Dans l'ensemble, les teneurs en lithium de ces minéraux sont grossièrement corrélées à leurs teneurs en magnésium car les deux éléments ont des rayons ioniques semblables favorisant leur substitution dans les minéraux argileux. Ces

auteurs mettent également en avant de plus grandes teneurs en lithium dans les minéraux argileux en feuillets que dans les argiles fibreuses. En effet, les minéraux en feuillets (e.g., smectites) permettent une compensation interfoliaire des déficits de charge créés dans les octaèdres et piègent donc mieux le lithium (Tardy et al., 1972). Il est ainsi envisagé que l'augmentation de la concentration en lithium observée dans la Formation des Marnes et Caillasses soit davantage portée par les smectites magnésiennes que par les argiles fibreuses. Les comparaisons entre minéralogie des argiles et signal Li/K ne montrent toutefois pas de liens très clairs sur les données du Tillet et d'Ussy-Sur-Marne. La formation de sépiolite pouvant être considérée reflétant les conditions les moins terrigènes et donc les plus évaporitiques, un rapport Li/K plus marqué pourrait être attendu pendant les phases d'enrichissement en sépiolite. Cette correspondance n'est pas visible sur le jeu de données actuel mais cela pourrait de nouveau être lié aux proportions de sépiolite relativement faibles mesurées sur ces 2 forages. Le lien entre le rapport Li/K et proportions de smectites magnésiennes n'est pas non plus évident, pas plus qu'avec les évolutions des proportions des différents carbonates. À ce stade, les relations précises entre le rapport Li/K et les phases minéralogiques porteuses reste donc à élucider.

Au final la méthode LIBS apparaît comme une technologie permettant d'acquérir rapidement, sur un grand nombre d'échantillons, et avec une préparation minimaliste, de nombreux rapports élémentaires dans les séries sédimentaires interprétables en tant que proxies paléoenvironnementaux. Notamment, la mise en évidence rapide de niveaux signant des paléosols et des émersions à l'aide du rapport Mn/Fe pourrait permettre une identification plus efficace de l'activité pédogénétique dans les séries sédimentaires littorales à palustres. De plus, la LIBS permet d'accéder rapidement à des éléments légers comme le lithium, qui ne sont que rarement détectés par d'autres techniques plus longues et coûteuses (e.g., ICPMS). L'évolution de cet élément alcalin au sein d'une série sédimentaire pourrait notamment permettre de retracer les périodes de plus grandes concentrations ioniques, par exemple en relation avec des conditions plus arides, bien que les phases minérales porteuses restent encore à être identifiées.

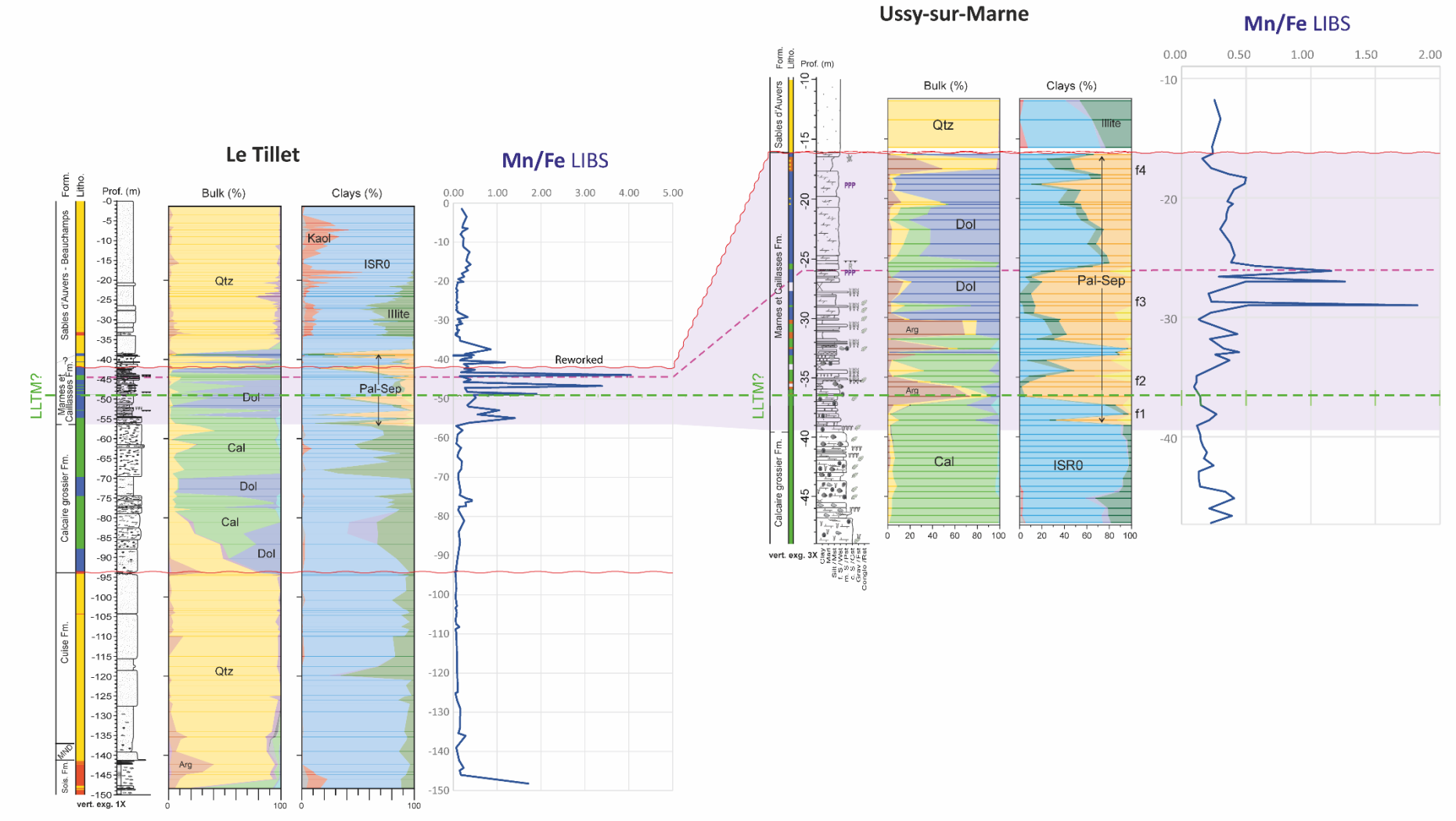


Figure VII-6 : Comparaison et corrélation des profils LIBS Mn/Fe des forages du Tillet et d'Ussy-sur-Marne. Le tireté mauve marque le même pic remarquable que celui relevé dans le profil Al/Si des deux forages (Fig. VII-4) et qui correspond à un niveau d'émersion ou de pédogenèse. Deux autres pics sont observés dans la partie médiane de la formation des Marnes et Caillasses. Ils traduisent des changements rapides des conditions redox du milieu de dépôt et, pour certains, à des traces de pédogenèse. La Formation des Marnes et Caillasses et mise en évidence en violet et les deux forages ont des échelles verticales différentes.

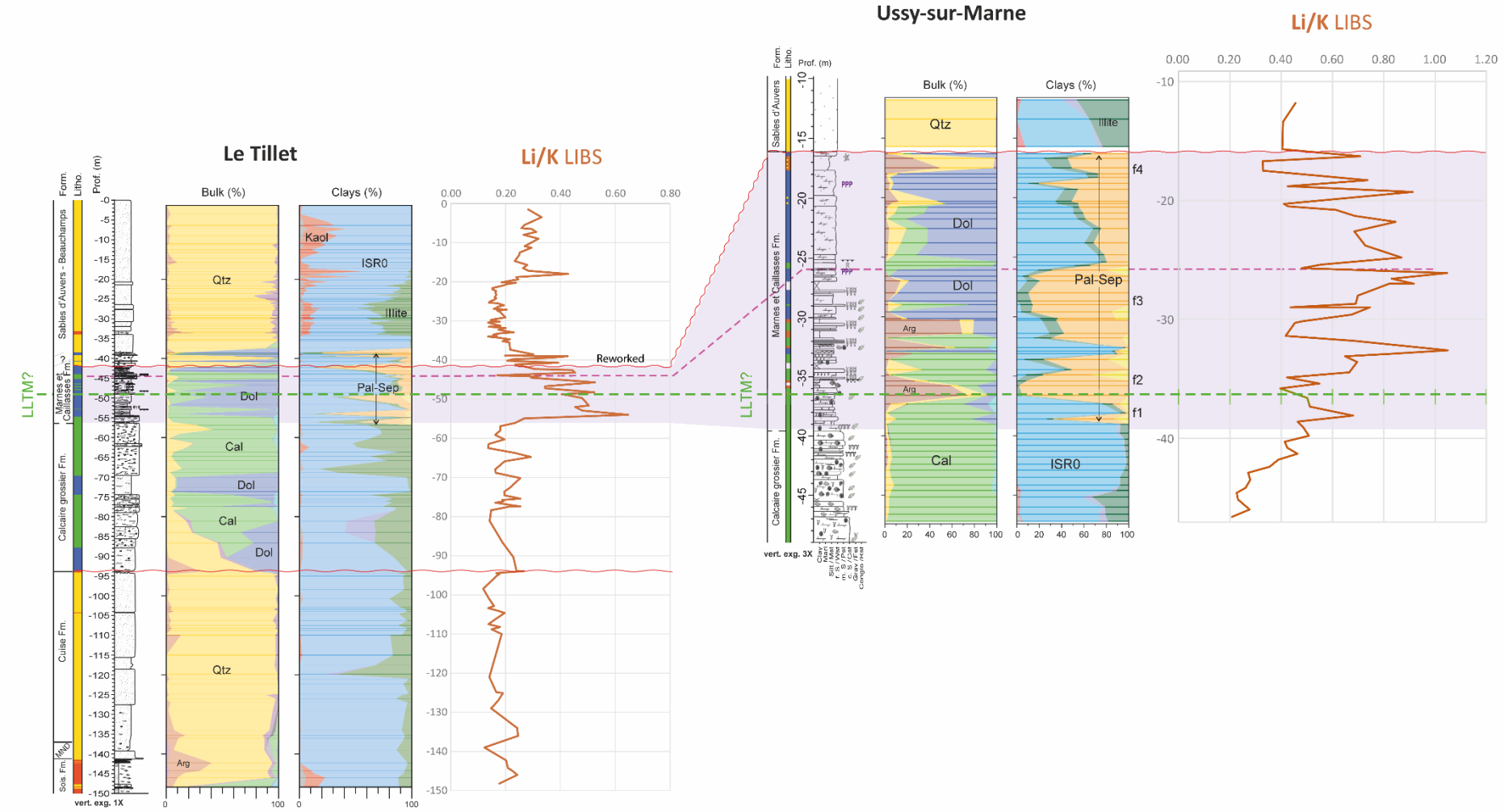


Figure VII-7 : Comparaison et corrélation des profils LIBS Li/K des forages du Tillet et d'Ussy-sur-Marne. La Formation des Marnes et Caillasses (mise en évidence en violet) se distingue par l'augmentation significative du rapport Li/K, vraisemblablement en raison du caractère évaporitique du milieu de dépôt. Les deux forages ont des échelles verticales différentes.

Conclusions sur l'utilisation de la LIBS pour les études paléoenvironnementales et paléoclimatiques

Cette première approche, dans un contexte de préparation minimaliste et rapide des échantillons, semble démontrer qu'il est possible d'utiliser cette technique pour des études à haute résolution et à moindre coût, pour des études paléoclimatiques et paléoenvironnementales. Il a notamment été possible de mettre en avant les points suivants :

(1) L'utilisation de profils LIBS élémentaires permet d'identifier rapidement les principales lithologies (sables siliceux, calcaires et dolomies). La caractérisation des différents minéraux argileux semble cependant plus difficile à mettre en œuvre dans ces exemples puisque les lithologies étudiées par LIBS sont relativement pauvres en argiles.

(2) L'utilisation du rapport Mn/Fe pourrait permettre d'identifier des épisodes d'émersion ou de pédogenèse. Ces niveaux pourraient éventuellement servir de repères pour corréler des forages ou des affleurements dont les formations enregistrent de tels événements sédimentaires.

(3) La détection rapide d'éléments léger comme le lithium, offre de nouvelles perspectives paléoclimatiques et paléoenvironnementales intéressantes, notamment pour mettre en évidence des tendances de concentration d'élément alcalins en contexte plus aride.

CHAPITRE VIII :

Synthèse

Enregistrement d'évènements hyperthermiques en milieu littoral à continental dans les facies yprésiens à bartoniens du Bassin parisien et du Bassin de Mons et leurs conséquences sur la dynamique sédimentaire

Les analyses réalisées dans le cadre de ce travail permettent de proposer une synthèse paléoclimatique couvrant une grande partie de l'Eocène (Yprésien à Bartonien), sur environ 16 millions d'années. Cette synthèse a été réalisée dans les environnements littoraux à continentaux enregistrés dans le Bassin parisien, berceau historique du Cénozoïque, mais dans lesquels les études paléoclimatiques sont restées paradoxalement relativement rares. Elle s'appuie principalement sur (1) l'isotopie du carbone de la matière organique contenue dans les sédiments ($\delta^{13}C_{org}$), permettant d'étudier l'évolution du cycle du carbone et utilisée pour identifier les évènements hyperthermiques de l'Eocène, et (2) la minéralogie des argiles, utilisée comme marqueur de l'évolution des conditions d'hydrolyse, dépendantes des variations d'humidité/aridité du milieu. Une première partie détaille la construction de cette synthèse paléoclimatique. Celle-ci est ensuite discutée à l'échelle du Bassin parisien, en intégrant les résultats obtenus dans le Bassin de Mons et des études à l'échelle globale. L'impact des évènements hyperthermiques sur la sédimentation en milieu littoral à continental est finalement discuté, en se focalisant notamment sur les processus d'altération chimique et d'érosion physique à partir des proxies minéralogique et géochimique mis en œuvre.

I. Synthèse des données minéralogiques et isotopiques pour l'Eocène du Bassin parisien pour les reconstitutions climatiques

La synthèse paléoclimatique réalisée s'appuie sur la synthèse litho-biostratigraphique du Bassin parisien utilisée dans le cadre de ce travail (Chap. I. III), sur laquelle est reportée l'emprise des forages et affleurements étudiés. Les données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$), minéralogiques et l'interprétation de ces données en termes d'évolution des conditions d'altération (hydrolyse/évaporation) sont ainsi discutés.

A. Synthèse des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$)

L'étude des isotopes du carbone de la matière organique dispersée dans les sédiments ($\delta^{13}C_{org}$) présente l'avantage de pouvoir être menée à la fois dans les environnements silicoclastiques et carbonatés. Bien que de nombreux paramètres puissent influencer la composition isotopique de la matière organique (Chap. II. II. B ; Hayes et al., 1999 ; Kump & Arthur, 1999 ; Sluijs & Dickens, 2012 ; Garel, 2013 ; Tappert et al., 2013), l'étude isotopique de la matière organique totale est bien moins complexe et coûteuse à mettre en place que celle menée sur un type de composé organique particulier, et reste largement utilisée, permettant d'analyser de grandes quantités d'échantillons (McInerney & Wing, 2011 ; Cramer & Jarvis, 2020). Par ailleurs, un signal moyenné comme le $\delta^{13}C_{org}$, issu du mélange de différents composés organiques, pourrait être plus fiable pour représenter un signal global (Magioncalda et al., 2004). Par ailleurs, l'obtention d'évolutions isotopiques similaires du $\delta^{13}C_{org}$ et du $\delta^{13}C$ mesuré sur les *n*-alcanes sur la bordure nord-ouest du Bassin parisien par Garel et al. (2020) confirme que le $\delta^{13}C_{org}$ peut être utilisé de façon fiable dans le Bassin parisien. Cette méthode apparaît ainsi particulièrement appropriée pour réaliser une étude à haute résolution couvrant à la fois les environnements silicoclastiques et carbonatés de l'Eocène du Bassin parisien.

La synthèse des données isotopiques réalisée dans le cadre de ce travail est construite à partir de 10 sites différents, pour un total de 503 échantillons analysés, qui ont été répartis en 13 intervalles stratigraphiques (Fig. VIII-1), représentés par des diagrammes en boîte. Par exemple, comme il n'a pas été possible de corréler finement les différents sites couvrant les sables de l'Yprésien (faciès cuisien), l'ensemble des analyses réalisées dans les Formations de Cuise et d'Epernay ont été regroupées en un seul intervalle stratigraphique. Dans le cas du forage de Neuilly-sur-Seine, seules les données isotopiques obtenues pour l'Yprésien ont été utilisées compte tenu de la difficulté à assigner un intervalle stratigraphique précis aux faciès carbonatés (Annexe 5). De même, les données provenant de l'intervalle interprété comme un lag transgressif à la base des sables bartoniens du forage du Tillet n'ont pas été incluses. L'évolution entre les différents intervalles stratigraphiques est représentée en arrière-plan à l'aide de la courbe isotopique de sites représentatifs : Therdonne (base de la série), Cachan (Formation de Mortemer, de Vaugirard et du Soissonnais), Le Tillet (de la Formation du Mont-Notre-Dame à la base des sables bartoniens) et finalement Trocy-en-Multien.

Intervalle	Nombre d'échantillons	Sites utilisés
Bartonien (post-MECO)	18	TM, MA
Bartonien (MECO)	32	TM
Bartonien (ante-MECO)	74	LT, IM, Us
Marnes et Caillasses Fm. (post-LLTM)	80	LT, Us, IM, SMx, MA
Marnes et Caillasses Fm. (LLTM)	12	LT, Us, IM, SMx, MA
Marnes et Caillasses Fm. (ante-LLTM)	30	LT, Us, IM, SMx, MA
Lutétien (CMO)	34	LT, Us, SMx
Lutétien (Base Calcaire grossier Fm.)	21	LT, Us, VZ, CAC
Laon Fm. (Fin-EECO)	14	SM, LT
'Cuisien' (EECO)	93	LT, NS, VZ
Yprésien (ante-EECO)	15	LT, CAC
PETM (*recovery*)	75	MA, CAC
PETM (*body*)	5	Th

Figure VIII-1 : Nombre d'échantillons et sites utilisés pour les diagrammes en boîtes correspondant aux 13 intervalles définis dans la synthèse des données isotopiques.

B. Synthèse des données minéralogiques

La synthèse de la minéralogie des argiles ici réalisée pour l'Eocène du Bassin parisien est construite à partir de 11 sites différents, pour un total de 626 échantillons analysés. Ceux-ci sont répartis en 8 intervalles stratigraphiques (Fig. VIII-2), représentés par des diagrammes circulaires. Les minéraux argileux pris en compte sont : la chlorite, l'illite et la glauconie (non différenciées), les possibles interstratifiés glauconie-smectite (GS), les smectites *s.l.* (IS R0), les interstratifiés kaolinite-smectite (KS), la kaolinite, la palygorskite et la sépiolite. Le pourcentage moyen de chaque phase argileuse est calculé à partir des proportions déterminées individuellement sur l'ensemble des échantillons considérés pour un intervalle stratigraphique donné. Le forage de Neuilly-sur-Seine traverse la Formation des Marnes et Caillasses, mais la résolution des analyses isotopiques n'a pas permis d'y identifier le LLTM. Afin de pouvoir intégrer les données minéralogiques obtenues dans la Formation des Marnes et Caillasses dans ce forage, la formation dans son ensemble est considérée comme un unique intervalle stratigraphique. Ce choix ne permet cependant pas de représenter l'augmentation de la proportion d'argiles fibreuses liée au LLTM (Chap. V), bien que celle-ci soit aussi visible en prenant en compte l'ensemble des échantillons de la synthèse minéralogique. Cette synthèse est faite à l'échelle du bassin, avec des sites pouvant être distants de plus de 100 km. Elle ne permet donc pas de représenter les différences minéralogiques locales liées aux évolutions latérales et témoignant des variations des environnements et dynamique de dépôts (Chap. III, V & VI).

Intervalle	Nombre d'échantillons	Sites utilisés
Bartonien (post-MECO)	25	TM, MA
Bartonien (ante-MECO & MECO)	110	LT, TM, IM, Us
Marnes et Caillasses Fm.	147	LT, Us, IM, SMx, MA, NS
Lutétien (CMO)	38	LT, Us, SMx
Lutétien (Base Calcaire grossier Fm.)	19	LT, Us, VZ
'Cuisien' (EECO)	155	LT, NS, VZ, CM, SM
Yprésien (ante-EECO)	12	LT, CAC
PETM	120	MA, CAC, Th

Figure VIII-2 : Nombre d'échantillons et sites utilisés pour les diagrammes en secteurs correspondant aux 8 intervalles définis dans la synthèse des données minéralogiques.

C. Un nouveau proxy des conditions d'hydrolyse : le *Clay Mineral Hygrometry Index* (CMHI)

Les rapports classiquement utilisés pour interpréter l'évolution des cortèges de minéraux argileux en termes d'altération, d'érosion ou de conditions paléoclimatiques sont principalement basés sur les proportions d'illite (I), de chlorite (Chl), de smectite (Sm) et de kaolinite (K). La plupart de ces rapports opposent les minéraux issus principalement de l'érosion mécanique et associés à un lessivage modéré (illite et chlorite), et donc principalement associés à des conditions froides ou sèches, et les minéraux produits d'une altération chimique plus aboutie en conditions généralement chaudes et humides (kaolinite) ou à saisons contrastées (smectites) : Sm/I (Deconinck et al., 2005 ; Chenot et al., 2016 ; Fagel, 2024) ; K/I ou K/(I + IS) (Deconinck et al., 2005 ; Pellenard et al., 2014 ; Bougeault et al., 2017 ; Munier et al., 2021) ; K/(K + Chl) (Dypvik et al., 2011) ; (Sm + IS + K)/(I + Chl) (Wang et al., 2011) ; (Sm + IS)/(I + Chl) ou (I + Chl)/Sm (Lyu et al., 2021 ; Corentin et al., 2023, 2024). Le ratio K/Sm ou Sm/K peut également être utilisé pour différencier des périodes plus ou moins sèches (e.g., Godet et al., 2008 ; Munier et al., 2021 ; Corentin et al., 2024 ; Fagel, 2024). Récemment, Warr (2022) et Warr et al. (2024) ont introduit un indice d'altération basé sur les minéraux argileux appelé *Clay Mineral Alteration Index* (CMAI). Celui-ci peut s'appliquer aux sols comme aux sédiments, et permet d'évaluer l'importance de l'érosion mécanique et de l'altération chimique. Il est considéré comme un indicateur plus représentatif que les nombreux ratios communément employés. Il se calcule en soustrayant la somme des proportions des minéraux 1:1 (e.g. kaolinite) à faible gonflement et des minéraux 2:1 à fort gonflement (e.g. smectite) à la somme des proportions des minéraux 2:1 à faible gonflement (e.g. illite) et des minéraux 2:1:1 à faible gonflement (e.g. chlorite) :

$$CMAI = (2{:}1\ LE + 2{:}1{:}1\ LE) - (1{:}1\ LE + 2{:}1\ HE)$$

où LE signifie *low expandability* (peu ou pas de gonflement) et HE signifie *high expandability* (fort gonflement)

Cet indice peut donc être approximé par (%I + %Chl) – (%K + %Sm) et varie entre un pôle positif (+100), représentant des conditions principalement froides ou sèches dominées par les produits de l'érosion, et un pôle négatif (-100), représentant des conditions principalement chaudes et humides où les produits issus de l'altération dominent (Warr, 2022 ; Warr et al., 2024).

Dans la synthèse des données minéralogiques réalisée dans le cadre de ce travail, l'illite et les possibles interstratifiés légèrement gonflants (GS) sont fortement liés à la glauconie qui se forme au cours de l'authigenèse, notamment dans les environnements estuariens silicoclastiques de l'Yprésien et du Bartonien, et reflètent principalement des variations de l'hydrodynamisme ou de la chimie du milieu (Chap. III. II & Chap. VI). La smectite est relativement ubiquiste, mais elle peut également être absente, ce qui rend son utilisation dans des rapports difficile. La chlorite n'est quant à elle présente qu'à l'état de traces. La kaolinite est observée au cours de l'Yprésien (Chap. III) et du Bartonien (Chap. VI), où elle représente soit des conditions accrues de lessivage, soit un décapage des sols par ruissellement plus important. De plus, les environnements littoraux à continentaux du Bassin parisien préservent des minéraux argileux peu communs comme la palygorskite, la sépiolite ou les interstratifiés KS. Ceux-ci peuvent être présents en proportion importante dans certains intervalles stratigraphiques (Chap. III. I & Chap. V). Avec un tel assemblage, caractérisé par la rareté des minéraux primaires comme l'illite et la chlorite, il apparaît difficile de se servir des rapports classiquement utilisés ou du CMAI. En revanche, deux pôles distincts semblent pouvoir se dégager : (1) un premier pôle riche en kaolinites et en interstratifiés KS, lié à des conditions chaudes et humides et favorisant l'hydrolyse des sols ou leur remobilisation du fait d'un ruissellement accru ; (2) un second pôle riche en argiles fibreuses (palygorskite et sépiolite), dont la néoformation indique des conditions plus arides et évaporitiques. Afin de prendre en compte ces deux pôles climatiques, un indice appelé *Clay Mineral Hygrometry Index* (CMHI) a été construit :

$$\text{CMHI} = (\text{Kaolinite} + \text{KS}) - (\text{Palygorskite} + \text{Sépiolite})$$

Le pôle négatif (-100) représente ainsi un système dominé par la néoformation d'argiles fibreuses en conditions évaporitiques, peu hydrolysantes et favorisant la concentration des ions ; tandis que le pôle positif (+100) représente un système dominé par des conditions plus humides, où l'hydrolyse, le lessivage des ions et le ruissellement sont importants.

Afin de s'affranchir de particularités environnementales, un site représentatif a été choisi pour chacun des 11 intervalles stratigraphiques considérés (Fig. VIII-3), représentés par des diagrammes en boîtes. Afin d'illustrer de potentielles variations à plus court terme du CMHI au sein d'un intervalle stratigraphique donné, l'évolution de cet indice pour le site considéré comme représentatif de l'intervalle est également représentée en arrière-plan. Pour les Formations de Mortemer, de Vaugirard et du Soissonnais, il a été choisi d'écarter le forage de Cachan qui est caractérisé par un environnement spécifique lié aux développements pédogénétiques (calcrètes et pseudogley). La base de la série est ainsi

représentée par la coupe de Therdonne puis par le forage de Maisse. Le relai entre ces formations de la base de l'Yprésien et celles des sables yprésiens (faciès cuisiens) est représenté à l'aide de la base de l'intervalle étudié sur le forage du Tillet. Dans les faciès cuisiens, une importante variation latérale de l'assemblage des minéraux argileux est observée du fait des phénomènes de sédimentation différentielle dans les environnements estuariens et de la configuration paléogéographique (Chap. III. II). En effet, les kaolinites exportées vers le bassin sont piégées dans les environnements plus proximaux (Neuilly-sur-Seine) et ne sont pas observées dans les environnements plus distaux et hydrodynamiques du nord du bassin. Il a donc été choisi de représenter cet intervalle par le forage de Neuilly-sur-Seine. L'enregistrement le plus complet du Lutétien est celui du forage du Tillet, qui a ainsi été choisi pour cet intervalle. En revanche, lors de l'épisode particulier représenté par la Formation des Marnes et Caillasses, la position plus distale du forage du Tillet marque des influences marines plus prononcées que dans le reste du bassin. Le forage d'Ussy-sur-Marne, présentant probablement l'enregistrement le plus complet pour la Formation des Marnes et Caillasses est donc utilisé. Cet intervalle est subdivisé en trois afin de mettre en évidence le possible impact du LLTM identifié grâce aux analyses isotopiques. L'intervalle de la base des sables bartoniens est représenté par le forage du Tillet, excepté le lag transgressif qui présente d'importants indices de remaniement et qui n'est donc pas associé directement à un signal climatique. Le forage du Tillet ne couvrant pas l'ensemble de ces sables bartoniens, le relai est fait avec la coupe de Trocy-en-Multien.

Intervalle	Nombre d'échantillons	Sites utilisés
Bartonien (post-MECO)	17	TM
Bartonien (MECO)	35	TM
Bartonien (ante-MECO)	68	LT
Marnes et Caillasses Fm. (post-LLTM)	34	Us
Marnes et Caillasses Fm. (LLTM)	3	Us
Marnes et Caillasses Fm. (ante-LLTM)	3	Us
Lutétien (CMO)	27	LT
'Cuisien' (EECO)	48	NS
Yprésien (ante-EECO)	5	LT
PETM (*recovery*)	24	MA
PETM (*body* & début de la *recovery*)	31	Th

Figure VIII-3 : Nombres d'échantillons et sites utilisés pour les diagrammes en boîte correspondant aux 11 intervalles définis pour l'application du CMHI.

La synthèse paléoclimatique ainsi constituée pour l'Eocène est illustrée par la mise en parallèle des synthèses isotopique et minéralogique et de l'évolution du CMHI avec le cadre litho-biostratigraphique du Bassin parisien (Fig. VIII-4). Ces données sont corrélées aux courbes isotopiques globales de Westerhold et al. (2020), en prenant en compte les données biostratigraphiques disponibles, afin de mettre en évidence les évènements hyperthermiques identifiés dans le Bassin parisien (Fig. VIII-4).

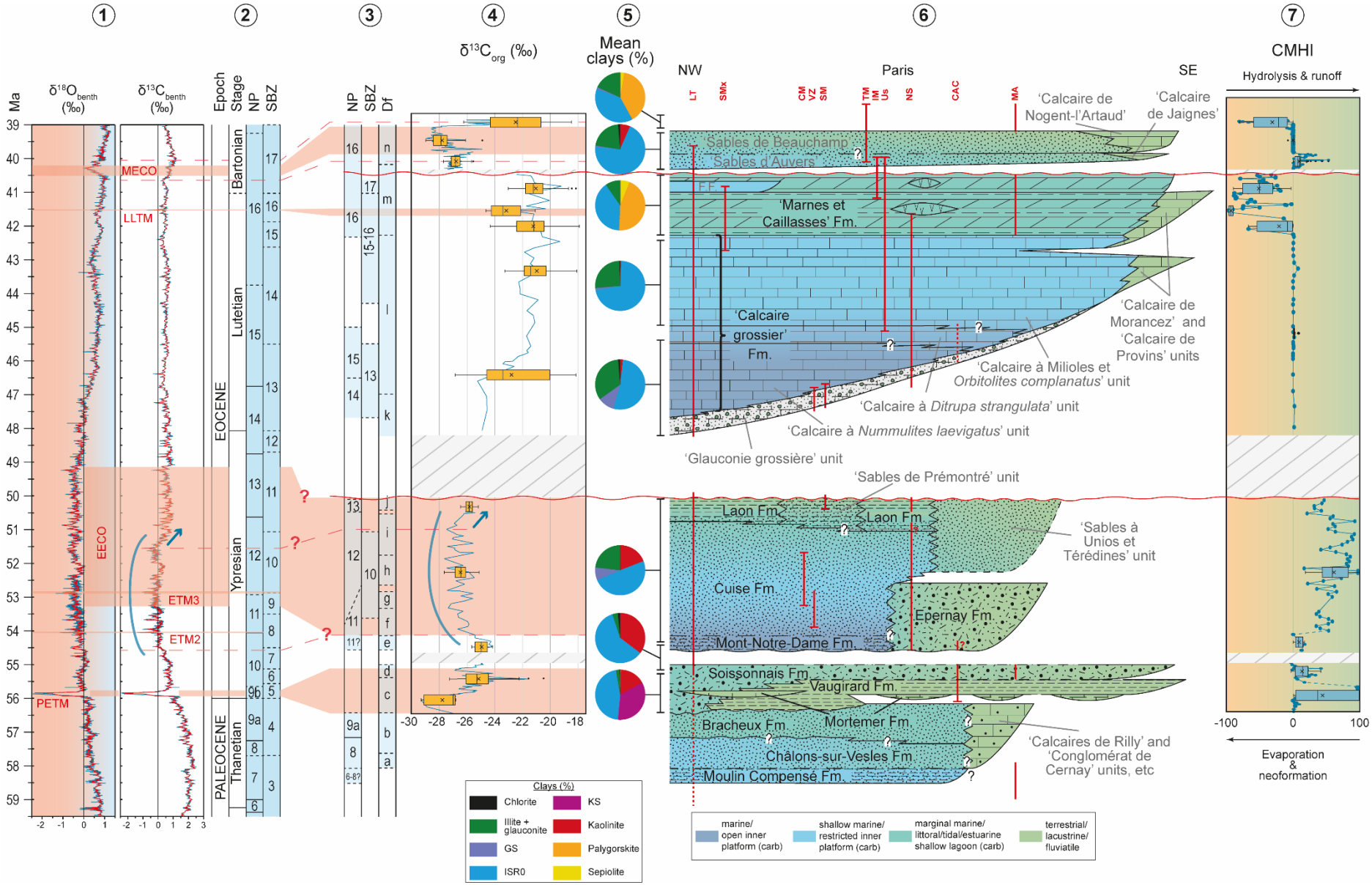

1
2
3
4
5
6
7
Ma
δ18Obenth (‰)
δ13Cbenth (‰)
Epoch
Stage
NP
SBZ
Df
δ13Corg (‰)
Mean clays (%)
NW
Paris
SE
CMHI
Hydrolysis & runoff
MECO
LLTM
PETM
EECO
ETM3
ETM2
EOCENE
PALEOCENE
Bartonian
Lutetian
Ypresian
Thanetian
LT
SMx
CM
VZ
SM
TM
IM
Us
NS
CAC
MA
'Calcaire de Nogent-l'Artaud'
'Calcaire de Jaignes'
Sables de Beauchamp
Sables d'Auvers
'Marnes et Caillasses' Fm.
'Calcaire grossier' Fm.
'Calcaire de Morancez' and 'Calcaire de Provins' units
'Calcaire à Milioles et Orbitolites complanatus' unit
'Calcaire à Ditrupa strangulata' unit
'Calcaire à Nummulites laevigatus' unit
'Glauconie grossière' unit
'Sables de Prémontré' unit
Laon Fm.
'Sables à Unios et Térédines' unit
Cuise Fm.
Epernay Fm.
Mont-Notre-Dame Fm.
Soissonnais Fm.
Vaugirard Fm.
Bracheux Fm.
Mortemer Fm.
Châlons-sur-Vesles Fm.
Moulin Compensé Fm.
'Calcaires de Rilly' and 'Conglomérat de Cernay' units, etc
Clays (%)
Chlorite
KS
Illite + glauconite
Kaolinite
GS
Palygorskite
ISR0
Sepiolite
marine/ open inner platform (carb)
shallow marine/ restricted inner platform (carb)
marginal marine/ littoral/tidal/estuarine shallow lagoon (carb)
terrestrial/ lacustrine/ fluviatile
Evaporation & neoformation

Figure VIII-4 (Page précédente) : Synthèse des données isotopiques et minéralogiques (minéralogie des argiles) obtenues dans l'Eocène du Bassin parisien, et interprétations en termes d'enregistrement des évènements hyperthermiques et de l'évolution des conditions d'altération. 1) Courbes isotopiques de références ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ mesurés sur tests de foraminifères benthiques) pour l'Eocène et positions des principaux évènements hyperthermiques (CENOGRID, Westerhold et al., 2020) ; 2) Cadre chronostratigraphique de l'Eocène (GTS2020, Speijer et al., 2020) ; 3) Cadre biostratigraphique de l'Eocène du Bassin parisien (biozones identifiées, cf. Chap. I. III) ; 4) Synthèse des données isotopiques ($\delta^{13}C_{org}$) obtenues dans le cadre de ce travail, se référer au texte pour plus de détails concernant sa construction ; 5) Synthèse des données minéralogiques (composition minéralogique moyenne du cortège de minéraux argileux) obtenues dans le cadre de ce travail, se référer au texte pour plus de détails concernant sa construction ; 6) Cadre lithostratigraphique du Bassin parisien utilisé (cf. Chap. I. III) et emprise stratigraphique des sites étudiés ; 7) Clay Mineral Hygrometry Index développé (CMHI = (KS+K)-(Pal+Sep)), permettant d'identifier les périodes favorables à l'hydrolyse et au ruissellement (CMHI > 0) et les périodes favorisant l'évaporation et la néoformation (CMHI < 0). NP : biozonation des nannofossiles calcaires, SBZ : biozonation des foraminifères benthiques et Df : biozonation des dinokystes.

II. Enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène dans le Bassin parisien et le Bassin de Mons

A. Représentativité du signal isotopique

La première observation pouvant être faite à partir de la synthèse des données isotopiques sur l'ensemble de l'intervalle Yprésien-Bartonien réalisée au terme de ce travail, est une différence marquée entre les valeurs moyennes du $\delta^{13}C_{org}$ obtenues dans les formations carbonatées et les formations silicoclastiques. En effet, les valeurs les plus négatives sont observées dans les lithologies silicoclastiques de l'Yprésien et du Bartonien, tandis que les valeurs les plus positives sont observées dans les carbonates du Lutétien et Bartonien inférieur (Fig. VIII-4). Cette différence marquée pose la question d'un possible effet lithologique sur le signal isotopique, et par conséquent de la signification du signal isotopique obtenu par rapport au cycle du carbone régional ou global.

Une première hypothèse pourrait être liée à un impact des carbonates, qui ont une signature isotopique du carbone plus positive que la matière organique (McInerney & Wing, 2011). Cependant, l'ensemble des échantillons a été décarbonaté avant les analyses isotopiques. De plus, le résidu obtenu après décarbonatation des échantillons les plus carbonatés a été contrôlé par DRX, confirmant que l'ensemble des carbonates (calcite, dolomite et aragonite) ont bien été dissous. Finalement, les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ mesurées dans les calcrètes du forage de Cachan et de la coupe de Therdonne ne présentent pas de valeurs plus positives que les niveaux silicoclastiques équivalents du forage de Maisse (Chap. III. I). Un possible impact de la présence de carbonates dans les échantillons analysés peut donc être écarté.

Les changements de lithologie sont le plus souvent le reflet de changements d'environnements de dépôts ou de perturbations climatiques, pouvant entraîner des mélanges ou des changements de source de la matière organique. Une autre hypothèse serait donc de considérer un impact de ces mélanges ou des changements de source de la matière organique, qui affecteraient le $\delta^{13}C_{org}$ (Lenz et al., 2022). Les

analyses en palynofaciès de 27 échantillons du forage du Tillet réalisées dans le cadre de ce travail par S. Garel (Sorbonne Université), répartis sur l'ensemble de l'intervalle allant de la Formation du Soissonnais aux sables du Bartonien, n'ont toutefois pas montré de changements significatifs du type de matière organique, bien que celle-ci soit relativement rare et dégradée (Annexe 7). Par ailleurs les pôles les plus marins ou les plus continentaux ne correspondent pas aux valeurs isotopiques attendues en admettant des effets de sources. En effet, au cours de l'Eocène, du fait de la forte teneur en CO_2 dans les eaux océaniques entraînant un fractionnement isotopique défavorable au ^{13}C, la matière organique marine (MOM) était bien plus appauvrie en ^{13}C (Sluijs & Dickens, 2012). Cela se traduit par des valeurs du $\delta^{13}C_{MOM}$ d'environ -27 ‰ à l'Eocène contre environ -20 ‰ à l'Holocène (Hayes et al., 1999). Ainsi, au cours de l'Eocène, la matière organique marine étant plus appauvrie en ^{13}C que la matière organique terrestre caractérisée par des valeurs d'environ -24 ‰ (Sluijs & Dickens, 2012), un décalage vers des valeurs plus négatives est attendu dans les environnement marins. Or, les carbonates de la Formation du Calcaire grossier, représentant vraisemblablement les environnements marins les plus ouverts de l'Eocène du Bassin parisien au vu des facies et des assemblages paléoécologiques, ne correspondent pas à des valeurs plus négatives du $\delta^{13}C_{org}$ (Fig. VIII-4). Les valeurs plus positives des sédiments de la Formation du Calcaire grossier ne semblent donc pas pouvoir être expliquées par un mélange plus riche en matière organique d'origine marine. Similairement, les environnements les plus continentaux, observés à Cachan, Therdonne ou Havré sont marqués par des valeurs relativement négatives du $\delta^{13}C_{org}$ (jusqu'à -27 voire -29 ‰). Une explication purement environnementale et de source de matière organique ne peut donc expliquer les grandes ruptures isotopiques observées. Un potentiel effet purement lithologique sur le $\delta^{13}C_{org}$ semble donc pouvoir être écarté, ce qui impliquerait que les variations du signal isotopique du carbone de la matière organique sédimentaire observées reflètent bien, au premier ordre, les variations du cycle du carbone atmosphérique.

Les ruptures isotopiques observées (Fig. VIII-4) peuvent néanmoins refléter des discontinuités majeures dans l'enregistrement du cycle du carbone. En effet, dans les environnements proximaux, la présence de hiatus majeurs est souvent caractérisée par des variations isotopiques abruptes, à l'inverse moins marquées dans les enregistrements plus distaux, généralement plus continus (Bodin et al., 2023). À l'échelle du Bassin parisien, 3 discontinuités majeures associées aux hiatus HP5, HP7 et HP8 de Pomerol (1989) sont identifiées (Fig. VIII-4). Le premier hiatus est identifié dans l'Yprésien inférieur, entre les Groupes du Mont-Bernon (Formations de Mortemer, Vaugirard et du Soissonnais) et de la Montagne de Laon (Formations d'Epernay, du Mont-Notre-Dame, de Cuise et de Laon) introduits par Aubry et al. (2005). Bien que sa durée exacte ne soit pas précisément connue, ce hiatus est vraisemblablement plus court que celui identifié entre les Formations de Tienen/Leval et Kortrijk dans le Bassin belge dont il est l'équivalent (Chap. IV. II. A ; Aubry et al., 2005 ; King, 2016 ; Iakovleva et al., 2021). Le second hiatus, qui correspond au passage des faciès silicoclastiques de l'Yprésien aux faciès carbonatés du Lutétien, est probablement le plus long de l'Eocène du Bassin parisien. Sa durée a

été estimée à environ 2,5 millions d'années par Steurbaut et al. (2016a) dans le nord du bassin, mais cette durée peut être bien plus longue sur la bordure sud, où elle pourrait atteindre 13 millions d'années dans le forage de Maisse par exemple (Chap. III. I. A). Le troisième hiatus, identifié au Bartonien inférieur entre la Formation des Marnes et Caillasses et les sables bartoniens, correspond à une émersion quasi-généralisée du Bassin parisien, présentant localement des évidences de karstification (Pomerol, 1989 ; Moreau et al., 2024). Sa durée exacte n'est pas connue mais l'identification dans ce travail à la fois du LLTM (41,52 Ma ; Westerhold et al., 2018a) et du MECO (environ 40,5 à 40 Ma ; Rivero-Cuesta et al., 2019 ; Henehan et al., 2020), permet d'estimer que cette durée est inférieure à 1 million d'années. Les fortes variations isotopiques observées de part et d'autre des deux derniers hiatus (Fig. VIII-4) confirmeraient ainsi des lacunes temporelles conséquentes (plusieurs centaines de milliers d'années). La relative stabilité des valeurs isotopiques de part et d'autre du premier hiatus pourrait refléter une lacune temporelle plus courte.

La synthèse réalisée permet également de mettre en évidence une apparente anti-corrélation entre les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ et du CMHI (Figs. VIII-4 & VIII-5). En effet, les valeurs isotopiques les plus faibles, observées à l'Yprésien et au Bartonien, sont associées à des valeurs positives du CMHI ; tandis que les valeurs isotopiques les plus élevées sont associées à des valeurs négatives du CMHI (Fig. VIII-5). Le CMHI permet, à partir de l'interprétation des assemblages de minéraux argileux, de mettre en évidence d'une part les périodes plus humides associées à une hydrolyse et un ruissellement plus importants, et d'autre part les périodes plus arides et notamment associées à une forte évaporation et à des processus de néoformation d'argiles fibreuses. Cette anti-corrélation pourrait ainsi refléter un effet des conditions d'humidité/aridité sur le signal $\delta^{13}C_{org}$ enregistré dans l'Eocène du Bassin parisien. En effet, le fractionnement isotopique du carbone par les plantes augmente avec les précipitations moyennes annuelles, donnant lieu à des valeurs plus positives du $\delta^{13}C$ des plantes dans les environnements secs que dans les environnements humides (Diefendorf et al., 2010 ; Kohn, 2010 ; Tappert et al., 2013). Ainsi, l'évolution des conditions d'humidité/aridité pourrait partiellement expliquer les valeurs plus positives du $\delta^{13}C_{org}$ observées dans les carbonates du Lutétien et Bartonien inférieur du Bassin parisien (Fig. VIII-4). Néanmoins, la diminution des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ ayant permis d'identifier le LLTM dans la Formation des Marnes et Caillasses est associée aux valeurs les plus négatives du CMHI (Fig. VIII-5). Dans cet exemple ce sont bien les variations du cycle du carbone atmosphérique qui se surimposent aux effets d'humidité/aridité enregistrés par les plantes. Au premier ordre, les évènements hyperthermiques sont donc bien associés à des perturbations du cycle du carbone dont les causes peuvent être multiples (volcanisme, clathrates de méthane, etc.). Ces perturbations s'enregistrent dans les différents réservoirs de carbone mais avec des conséquences climatiques pouvant perturber les évolutions d'humidité/aridité, qui à leur tour joueront vraisemblablement un rôle dans les variations du signal isotopique du carbone de la matière organique sédimentaire par l'intermédiaire de la réponse des plantes au stress hydrique.

B. Enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène dans le Bassin parisien et le Bassin de Mons

Cette partie reprend de façon synthétique les interprétations du signal isotopique en termes d'événements hyperthermiques préservés dans le Bassin parisien et le Bassin de Mons, qui ont été discutées au cours des chapitres III, IV, V et VI. Ces interprétations sont comparées aux données de paléotempératures obtenues dans le Bassin parisien à partir du $\delta^{18}O$ et du Δ_{47} de coquilles de mollusques et de Dasycladales (Fig. VIII-5 ; Huyghe et al., 2015, 2017 ; Marlot, 2023), afin de proposer un état des lieux de l'enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène dans les environnements littoraux à continentaux du Bassin parisien et du Bassin de Mons.

1. Enregistrement du PETM dans le Bassin parisien et le Bassin de Mons

La synthèse des données $\delta^{13}C_{org}$ générées au cours de ce travail (Fig. VIII-4) permet de confirmer et préciser l'enregistrement du PETM dans le cœur du Bassin parisien, en identifiant particulièrement la phase de *recovery* sur deux nouveaux sites : les forages de Cachan et de Maisse (Chap. III.I). Dans le Bassin parisien, le PETM a été identifié par une excursion isotopique du carbone, à la fois dans les carbonates et la matière organique (Sinha et al., 1996 ; Stott et al., 1996). Dans le carbone de la matière organique, la principale excursion négative associée au PETM (*onset* et *body*) est caractérisée par des valeurs minimales autour de -27 ‰ dans le Vexin (Thiry et al., 2006), d'environ -28 ‰ à Sinceny (Quesnel et al., 2011) et atteignant des valeurs de -30 ‰ (Magioncalda et al., 2001) en Normandie, bien que réévaluées à -29 ‰ par Storme et al., (2012). Dans les 3 sites ici étudiés (Therdonne, Cachan et Maisse), de telles valeurs ne sont atteintes qu'à Therdonne et à la toute base du forage de Cachan. La présence d'un hiatus à la base de l'excursion isotopique enregistrée à Therdonne laisse supposer que seule la phase de plateau (*body*) et de *recovery* du PETM y seraient enregistrées, et le forage de Cachan n'a pas atteint la base de l'excursion isotopique négative. La présence d'un important hiatus à la base du forage de Maisse, situé sur la bordure méridionale du bassin, n'aurait pas permis l'enregistrement des valeurs isotopiques très négatives du début du PETM. La haute résolution des analyses isotopiques réalisées dans ce travail, en moyenne un échantillon / 30 cm pour le forage de Cachan par exemple, associée aux analyses palynologiques, a cependant permis de mettre en avant un enregistrement précis de la phase de *recovery* du PETM dans ces 3 sites. Il est ainsi possible de corréler cette phase, relativement finement, avec les forages de Doel et Kallo (Steurbaut et al., 2003), situés au nord du Bassin belge à plus de 250 km des coupes et forages de ce travail (Fig. III-9). Un enregistrement détaillé de la phase de *recovery* du PETM est donc dorénavant disponible pour la bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord (Chap. III.I).

Dans le Bassin de Mons, le signal isotopique obtenu dans les sables et lignites fluviatiles à palustres de la Formation de Leval du forage d'Havré est caractérisé par des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ comprises

entre -27 et -26 ‰ (Chap. IV). À Havré, le début de l'excursion isotopique négative associée au PETM n'a pas été atteint par le forage, et de nouveau un important hiatus régional situé au sommet des lignites a empêché la préservation de la phase de *recovery*. Néanmoins, les valeurs enregistrées à Havré sont comparables à celles obtenues dans des lithologies et environnements similaires à Cobham (SE de l'Angleterre), où le PETM a été identifié par Collinson et al., (2003). Un enregistrement similaire a également été observé dans des milieux riches en matière organique en Allemagne à Schöningen par Methner et al., (2019) et Lenz et al., (2022). Cela témoigne d'un signal relativement cohérent et robuste suggérant une réponse relativement uniforme pour ces milieux côtiers palustres riches en matière organique situés sur la bordure méridionale du Bassin de la Mer du Nord lors du PETM.

2. *Enregistrement de l'ETM2 et de l'EECO dans le Bassin parisien et le Bassin de Mons*

La synthèse des données $\delta^{13}C_{org}$ générées au cours de ce travail permet de mettre en évidence des valeurs isotopiques relativement négatives (autour de -26 ‰ ; Fig. VIII-4), dans les faciès sableux de l'Yprésien du Bassin parisien (faciès cuisien). Plus en détail, les valeurs légèrement plus positives de la base de la série diminuent dans la Formation de Cuise proprement dite, avant un retour à des valeurs plus positives dans la Formation de Laon (Fig. VIII-4). La légère augmentation des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ observée au passage à la Formation de Laon, datée de la biozone de dinokystes à *Aerosphaeridium diktyoplokum* à Septmonts (Annexe 4) et correspondant à la NP13 (Steurbaut et al., 2016a), est probablement équivalente au retour de valeurs plus positives du $\delta^{13}C$ à l'échelle globale au sein de l'EECO (Fig. VIII-4 ; Westerhold et al., 2018b). Ainsi, les valeurs les plus négatives du $\delta^{13}C_{org}$ sont observées dans la Formation de Cuise, dans laquelle des analyses des isotopes de l'oxygène, réalisées sur des algues et des coquilles de mollusques et des Dasycladales, avaient permis de suggérer la présence de l'EECO (Fig. VIII-5 ; Huyghe et al., 2015, 2017). La synthèse des données $\delta^{13}C_{org}$ obtenues dans le Bassin parisien dans le cadre de ce travail permet donc de confirmer l'enregistrement de l'EECO dans les sables de l'Yprésien (Chap. III. II). L'enregistrement sédimentaire des faciès cuisiens du Bassin parisien est cependant caractérisé par un hydrodynamisme relativement important des environnements de dépôt, engendrant une certaine difficulté à corréler précisément les différents sites étudiés avec une emprise stratigraphique souvent limitée, et une résolution temporelle plus faible liée au manque de données biostratigraphiques. De ce fait, il n'est pas possible d'identifier précisément les évènements hyperthermiques de plus courte durée de quelques dizaines de milliers d'années qui ponctuent l'EECO (Westerhold et al., 2018b).

Dans le Bassin de Mons, la très haute résolution des analyses isotopiques réalisées sur le forage d'Havré (1 échantillon / 5 centimètres en moyenne), a notamment permis de mettre en évidence une excursion isotopique négative d'une amplitude d'environ 1 à 1,5 ‰ à la transition entre la Formation

des Argiles de Kortrijk et la Formation des Sables de Mons-en-Pévèle (Chap. IV). Cette excursion est corrélée à l'enregistrement de l'ETM2 (Fig. IV-14), permettant de proposer pour la première fois l'enregistrement de cet évènement hyperthermique dans le Bassin de Mons. Bien que réalisées à moins haute résolution, les analyses isotopiques réalisées sur le forage du Mont-Panisel peuvent quant à elles être corrélées aux données produites sur le forage de Kallo (Fig. IV-16 ; Stassen et al., 2014 ; Stassen, *unpublished data in* Steeman, 2020), permettant d'identifier l'EECO dans le Bassin de Mons (Chap. IV).

3. *Enregistrement du LLTM dans le Bassin parisien*

Dans le Lutétien du Bassin parisien, les valeurs plus positives du $\delta^{13}C_{org}$ observées sont à mettre en parallèle de celles observées à l'échelle globale (Fig. VIII-4). Celles-ci correspondent à la période de refroidissement qui suit l'EECO (Zachos et al., 2001 ; Anagnostou et al., 2016 ; Westerhold et al., 2020), et qui serait également enregistrée par les isotopes de l'oxygène mesurés sur des coquilles de mollusques et des Dasycladales dans le Bassin parisien (Fig. VIII-5 ; Huyghe et al., 2015, 2017). Ces valeurs relativement positives du $\delta^{13}C_{org}$ sont interrompues par une excursion plus négative, d'une amplitude de 3 à 5 ‰, identifiée au sein de la Formation des Marnes et Caillasses sur cinq sites différents (Le Tillet, Saint-Maximin, Isles-les-Meldeuses, Ussy-sur-Marne et Maisse). Dans le cadre de ce travail, cette excursion isotopique est interprétée comme correspondant au *Late Lutetian Thermal Maximum* (Chap. V). Cette interprétation du signal isotopique dans le Bassin parisien permet de proposer, pour la première fois, l'enregistrement du LLTM en milieu littoral.

4. *Enregistrement du MECO dans le Bassin parisien*

Dans le cas du *Middle Eocene Climatic Optimum*, le signal isotopique du carbone est plus difficile à interpréter que celui de l'oxygène. En effet, cet évènement de réchauffement n'est pas toujours associé à une excursion négative des isotopes du carbone (Bohaty & Zachos, 2003 ; Sluijs et al., 2013 ; Boscolo Galazzo et al., 2014 ; Giorgioni et al., 2020). De plus, la corrélation des sites étudiés dans le Bassin parisien (Le Tillet et Trocy-en-Multien) est rendue complexe par l'absence de calages biostratigraphiques précis. Une corrélation entre le signal $\delta^{13}C_{org}$ des sables bartoniens du Bassin parisien et les données globales d'évolution du cycle du carbone a néanmoins été envisagée (Chap. VI). Ainsi, les valeurs négatives (environ -27 ‰) observées dans les sables bartoniens du forage du Tillet pourraient correspondre à l'excursion isotopique négative précédant le MECO enregistrée notamment dans l'Atlantique Sud (Rivero-Cuesta et al., 2019). De même, les valeurs d'environ -28 ‰ obtenues à Trocy-en-Multien pourraient correspondre à l'excursion isotopique négative parfois associée au pic du MECO (Rivero-Cuesta et al., 2019 ; Ma et al., 2024). L'enregistrement du MECO avait déjà été suggéré

dans le Bassin parisien à partir d'analyses isotopiques de l'oxygène (Huyghe et al., 2015, 2017). Ces auteurs avaient cependant obtenu les températures les plus élevées dans l'Horizon de Mortefontaine (équivalent des Calcaires de Ducy et/ou Saint-Ouen), postérieur aux Sables d'Auvers et de Beauchamp dans lesquels est enregistrée l'excursion négative des isotopes du carbone (Fig. VIII-5). Le $\delta^{18}O$ étant sensible aux variations de salinité, les températures reconstituées à partir de ce proxy sont cependant à considérer avec précautions, particulièrement dans des environnements littoraux estuariens ou laguno-lacustres, comme ceux du Bartonien du Bassin parisien, où les fluctuations de salinités sont importantes. Les analyses de Δ_{47}, réalisées sur des coquilles de mollusques, permettent de s'affranchir des variations de salinité lors des reconstitutions de paléotempératures, ce qui a permis à, Marlot (2023) d'identifier un maximum de température dans les sables d'Auvers et de Beauchamp, qu'il a associé au MECO. La confrontation des données isotopiques obtenues dans ce travail avec les données $\delta^{18}O$ et Δ_{47} conforte ainsi l'identification du MECO dans le Bassin parisien (Fig. VIII-5).

5. *Quel enregistrement des évènements hyperthermiques en milieu littoral à continental ?*

Les environnements littoraux à continentaux sont particulièrement sensibles aux perturbations climatiques. Toutefois, dans ces environnements, les nombreuses variations latérales de faciès, la présence de hiatus parfois importants, et la difficulté à obtenir un cadre biostratigraphique aussi précis que dans les environnements marins, peuvent rendre difficile à la fois la préservation et l'identification de perturbations climatiques de courtes durées. Ce travail de thèse montre cependant que l'identification de perturbations climatiques relativement courtes comme les évènements hyperthermiques de l'Eocène reste possible dans de tels environnements. Cela demande des études très résolutives et nécessite un cadre (bio)stratigraphique contraint. Au final, les environnements les moins hydrodynamiques (sol, baie côtière) apparaissent comme étant les plus favorables à la préservation fine d'un signal climatique, lorsque ces environnements sont préservés dans le registre sédimentaire. Dans ces environnements plus calmes, des études à haute résolution permettent en effet l'identification d'évènements climatiques de courte durée (quelques dizaines à centaines de milliers d'années) comme le PETM, l'ETM2 ou le LLTM. À l'inverse dans les environnements estuariens ou côtiers plus hydrodynamiques les difficultés de corrélation peuvent être importantes. L'énergie du milieu ne permet généralement qu'une préservation partielle des dépôts, et peut également entraîner une importante remobilisation du matériel en cours de sédimentation, et ainsi moyenner le signal isotopique. Ce signal « moyen » est moins susceptible d'enregistrer des variations de courte durée, et ne permet que l'identification d'évènements climatiques de relativement longue durée (quelques centaines de milliers d'années à plusieurs millions d'années) comme le MECO ou l'EECO.

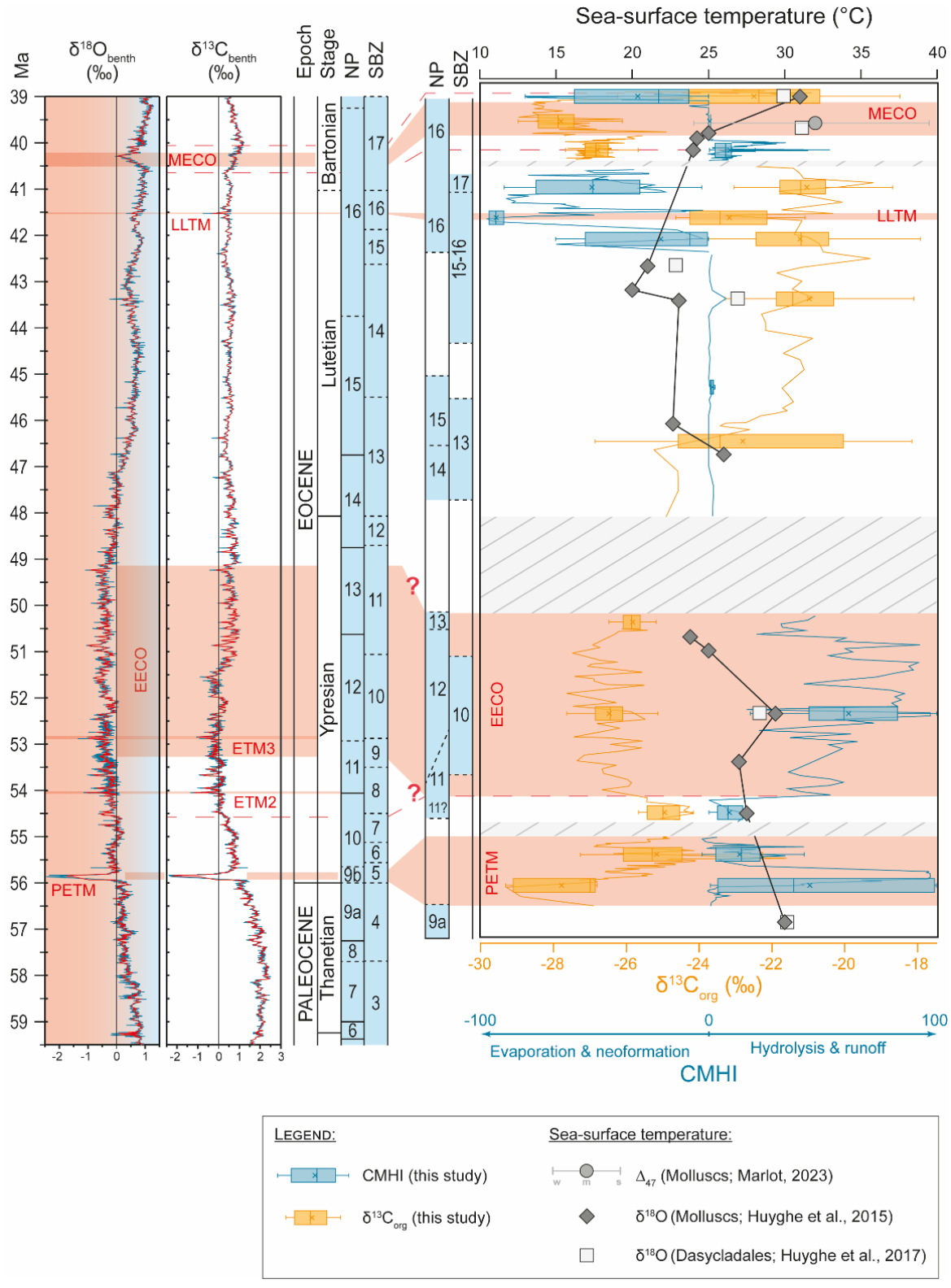


Figure VIII-5 : Enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène dans le Bassin parisien. Comparaison des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ et du CMHI obtenues (ce travail) avec les températures des eaux de surface dans le Bassin parisien et corrélation avec le cadre chemo-biostratigraphique global. Courbes isotopiques de références ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ mesurés sur tests de foraminifères benthiques) pour l'Eocène et positions des principaux évènements hyperthermiques (CENOGRID, Westerhold et al., 2020) ; Cadre chronostratigraphique de l'Eocène (GTS2020, Speijer et al., 2020) ; Cadre biostratigraphique de l'Eocène du Bassin parisien (biozones identifiées, cf. Chap. I. III). NP : biozonation des nannofossiles calcaires et SBZ : biozonation des foraminifères benthiques. Pour les températures issues du Δ_{47} (Marlot, 2023), le point (m) représente la température moyenne annuelle et les extrémités de la barre représentent respectivement les températures minimales en hiver (w) et maximales en été (s).

III. Evolution des conditions d'hydrolyse à l'Eocène : conséquences sur la dynamique sédimentaire dans les environnements littoraux à continentaux du Bassin parisien et du Bassin de Mons

L'expression sédimentaire des environnements littoraux à continentaux est marquée par de nombreuses variations verticales et latérales de faciès, reflétant une grande variabilité spatiale et temporelle liée à la succession de nombreux milieux de dépôts différents. De plus, contrairement aux bassins océaniques, les bassins intracratoniques ou de marges dans lesquels se forment les environnements littoraux à continentaux sont soumis à d'importantes variations eustatiques, d'origine tectonique ou climatique (glacio-eustatisme, expansion thermique des océans), entraînant des variations de l'espace d'accommodation. Ces variations de l'espace d'accommodation déterminent soit des périodes permettant le dépôt et la préservation des sédiments, soit des périodes de non-dépôt et d'érosion pouvant résulter en des lacunes temporelles importantes. Soumis aux conditions climatiques, aux variations du niveau marin ou du niveau de base, et aux contraintes tectoniques, ces environnements sont le lieu privilégié de la formation, du transport, ou de la sédimentation des minéraux argileux. Les minéraux argileux détritiques se forment dans les bassins versants lors des processus pédogénétiques, et sont exportés vers les zones d'accumulation des bassins sédimentaires marins ou lacustres. À l'inverse, des néoformations spécifiques peuvent avoir lieu dans des milieux favorables concentrant les charges ioniques (Millot 1964 ; Chamley, 1989). L'étude des assemblages de minéraux argileux détritiques permet de s'interroger sur les conditions d'altération qui prévalaient en amont des systèmes sédimentaires littoraux à continentaux, milieux où les argiles ne sont toutefois qu'en transit avant de gagner le milieu marin plus ouvert (Fagel, 2007, 2024). En s'appuyant sur l'exemple de l'Eocène du Bassin parisien, l'étude de la minéralogie des argiles couplée à l'identification d'évènements hyperthermiques en milieux littoral à continental permet ainsi de s'intéresser directement à l'impact des variations climatiques et des processus d'altération sur les continents, et à leurs conséquences sur les environnements sédimentaires.

A. Facteurs de contrôle des conditions d'hydrolyse dans les milieux littoraux à continentaux

Au premier ordre, la tectonique contrôle les périodes de subsidence et d'émersion, et gouverne donc la distribution et la préservation des dépôts sédimentaires (Fig. VIII-6). Elle définit également la topographie du bassin. Un profil plat favorise le développement des sols et des environnements confinés dans lesquels la concentration des ions permet les processus de néoformation et de transformation. En revanche, de fortes pentes favorisent les processus d'érosion et de lessivage. Enfin, un soulèvement tectonique augmente la surface disponible au lessivage et à l'érosion (Gabet & Mudd, 2009). Lorsque les taux d'érosion sont relativement faibles, les apports sédimentaires en minéraux primaires issus de l'érosion constituent le facteur limitant d'un régime où l'altération chimique est efficace (« *supply-limited* » ; Gabet & Mudd, 2009). En revanche, lorsque les taux d'érosion augmentent au-delà d'un certain seuil, les minéraux primaires sont exportés trop rapidement pour être altérés efficacement (régime « *kinetically-limited* » ; Gabet & Mudd, 2009). À une échelle plus régionale, les structures tectoniques et variations locales de subsidence peuvent affecter la répartition des environnements de dépôts, générant un partitionnement du bassin pouvant avoir un impact sur la répartition des sédiments et des minéraux argileux.

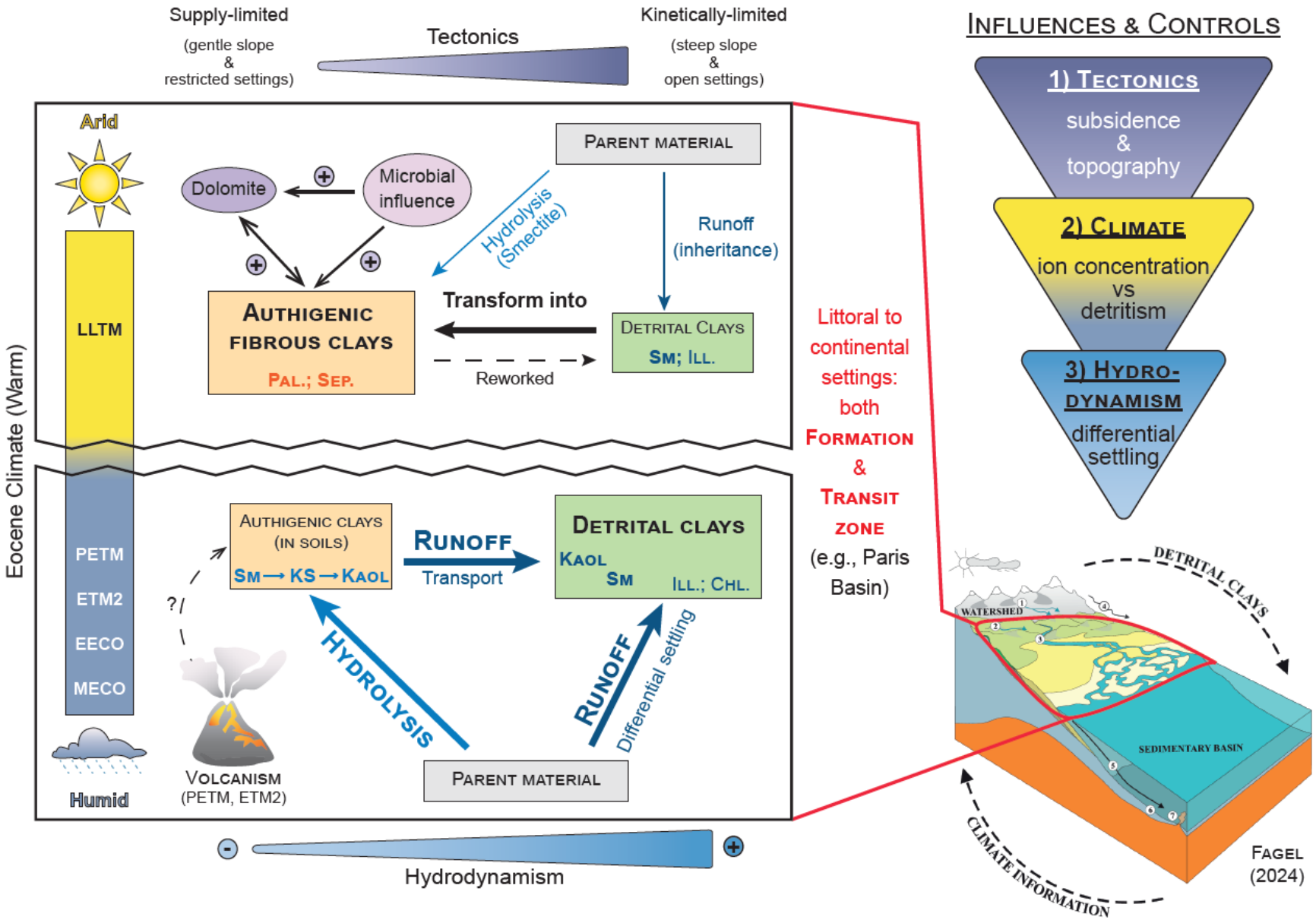
Au cours de l'Eocène, le Bassin parisien, distant des principaux reliefs, est principalement affecté par des déformations tectoniques à grande longueur d'onde, et correspond à un régime de type « *supply-limited* ». Briais (2015) a défini trois principaux cycles tectoniques dans l'Eocène du Bassin parisien (Thanétien–Yprésien, Lutétien–Bartonien inférieur et Bartonien–Priabonien). Ces cycles débutent par une phase de déformation flexurale, le plus souvent d'origine pyrénéenne (Briais, 2015 ; Briais et al., 2016), entraînant une émersion plus ou moins importante et généralisée du bassin. La relaxation de cette flexure génère un approfondissement du bassin, permettant le dépôt et la préservation des sédiments, qui débute généralement dans la partie nord du bassin. Cette relaxation résulte en un aplanissement progressif du profil de dépôt et une plus grande extension géographique des dépôts vers le sud (Briais, 2015 ; Briais et al., 2016). À la fin du Paléocène et au début de l'Yprésien, l'importante activité de la Province magmatique de l'Atlantique Nord (NAIP ; Knox, 1996 ; White & Lovell, 1997 ; Storey et al., 2007 ; Wilkinson et al., 2017) est vraisemblablement le moteur des variations de subsidence contrôlant les phases d'émersion (fin du Thanétien, hiatus entre les Groupes du Mont-Bernon et de la Montagne de Laon) et de dépôt (Formations de Mortemer, de Vaugirard et du Soissonnais) dans le Bassin parisien (Dupuis et al., 2011 ; Dupuis, 2024). En revanche, les périodes d'émersions de part et d'autre des carbonates du Lutétien-Bartonien inférieur résultent de contraintes tectoniques liées à la convergence Ibérie-Eurasie (origine pyrénéenne ; Briais, 2015 ; Briais et al., 2016).

Les conditions climatiques, qui ont notamment un impact sur la nature des dépôts et les flux sédimentaires, se surimposent à ce contexte structural et tectonique qui contrôle les périodes de préservation ou d'érosion ainsi que la migration des dépôt-centres.

Des conditions humides et une augmentation des précipitations, liées notamment à une accélération du cycle hydrologique, renforcent les processus de ruissellement et de lessivage, favorisant les apports détritiques (Fig. VIII-6) et les dépôts silicoclastiques. Les processus d'hydrolyse sont également exacerbés (Fig. VIII-6), favorisant les processus de transformation de minéraux primaires, d'origine détritique ou parfois volcanique, en minéraux secondaires d'altération (smectite, kaolinite). Ces processus de transformation et de néoformation peuvent être facilités dans des environnements particuliers et notamment pédogénétiques. Les nouveaux minéraux argileux ainsi formés peuvent ensuite être rapidement exportés vers les bassins du fait du fort ruissellement (Fig. VIII-6). Au contraire, des conditions climatiques plus arides limitent les apports détritiques et favorisent la concentration des ions (Fig. VIII-6), ainsi que le développement de systèmes carbonatés. Une telle concentration des ions en contexte climatique aride est également favorisée par un profil de dépôt plat, permettant le développement d'environnements peu profonds, favorables aux dépôts évaporitiques. Dans ces environnements, les processus de néoformation et de transformation prennent le pas sur les apports détritiques réduits, et favorisent notamment la formation d'argiles fibreuses (Fig. VIII-6). Dans ces milieux, des interactions complexes avec les phases minérales carbonatées, les apports détritiques limités, et l'activité microbienne peuvent favoriser de tels processus minéralogiques (Fig. VIII-6 ; Talon et al., *in press*).

Dans ce contexte où les périodes de sédimentation et d'émersion sont principalement contrôlées par la tectonique et où la nature des dépôts est fortement influencée par les conditions climatiques, l'hydrodynamisme du milieu de dépôt a également un impact important sur les processus de formation et de répartition des sédiments, et particulièrement des minéraux argileux. En effet, un fort hydrodynamisme favorise les processus détritiques et la sédimentation différentielle des minéraux argileux (Fig. VIII-6). En revanche, un milieu faiblement hydrodynamique facilite la concentration des ions et les processus de transformation et de néoformation (Fig. VIII-6).

Figure VIII-6 (Page suivante) : Facteurs de contrôle et processus gouvernant la formation et la répartition des minéraux argileux dans les milieux continentaux à littoraux.


Supply-limited
(gentle slope & restricted settings)
Tectonics
Kinetically-limited
(steep slope & open settings)
Eocene Climate (Warm)
Arid
LLTM
PETM
ETM2
EECO
MECO
Humid
Dolomite
Microbial influence
Parent material
Hydrolysis (Smectite)
Runoff (inheritance)
Authigenic fibrous clays
Pal.; Sep.
Transform into
Detrital Clays
Sm; Ill.
Reworked
Authigenic clays (in soils)
Sm → KS → Kaol
Runoff
Transport
Detrital clays
Kaol
Sm
Ill.; Chl.
Hydrolysis
Runoff
Differential settling
Volcanism
(PETM, ETM2)
Parent material
Hydrodynamism
Littoral to continental settings: both Formation & Transit zone
(e.g., Paris Basin)
Influences & Controls
1) Tectonics
subsidence & topography
2) Climate
ion concentration vs detritism
3) Hydro-dynamism
differential settling
Detrital clays
Watershed
Sedimentary basin
Climate information
Fagel (2024)

B. Conditions d'hydrolyse et conséquences sur la dynamique sédimentaire

Parmi les différents facteurs contrôlant la dynamique sédimentaire dans les milieux littoraux à continentaux que sont la tectonique, le climat et l'hydrodynamisme, ce travail de thèse s'est particulièrement attaché à comprendre l'influence des conditions climatiques, et notamment des conditions d'hydrolyse lors d'évènements climatiques extrêmes. Ce travail mené dans l'Eocène du Bassin parisien et du Bassin de Mons a permis de mettre en évidence des périodes plus humides favorisant les processus d'hydrolyse et de ruissellement et des périodes plus arides favorisant les processus d'évaporation et de néoformation.

Dans le Bassin parisien, des évènements hyperthermiques associés à une accélération du cycle hydrologique à l'échelle globale comme le PETM (Bolle & Adatte, 2001 ; Dypvik et al., 2011 ; Handley et al., 2012 ; Kemp et al., 2016 ; Carmichael et al., 2017) et l'EECO (Slotnick et al., 2012 ; Hyland et al., 2017 ; Payros et al., 2015), sont identifiés dans des environnements silicoclastiques marqués par un CMHI positif en lien avec la présence de kaolinite (Figs. VIII-4 & VIII-5). Néanmoins, les processus de formation, transport, répartition et sédimentation des minéraux argileux diffèrent entre ces évènements. Lors du PETM, une augmentation des proportions de kaolinite dans les sédiments est observée à l'échelle planétaire (Carmichael et al., 2017). Elle a successivement été associée à (1) une hydrolyse accrue favorisant la formation de ce minéral (Robert & Kennett, 1994 ; Bolle & Adatte, 2001 ; Clechenko et al., 2007 ; Dypvik et al., 2011), ou bien à (2) une érosion et un ruissellement plus importants, favorisant la remobilisation d'anciens sédiments riches en kaolinite (Thiry & Dupuis, 2000 ; Schmitz & Pujalte, 2003 ; Handley et al., 2012 ; John et al., 2012 ; Bornemann et al., 2014 ; Kemp et al., 2016 ; Carmichael et al., 2017). Dans le cadre de ce travail, la mise en évidence de la transformation de smectites en KS puis en kaolinite dans des environnements pédogénétiques lors du PETM dans le Bassin parisien (Chap. III.I) permet de proposer un scénario intermédiaire qui combine une intensification du ruissellement, permettant la potentielle remobilisation d'argiles formées avant le PETM (Thiry, 1973, 1981, 1989 ; Thiry et al., 1977), et une intensification de l'hydrolyse favorisant la transformation de smectite en kaolinite dans les environnements pédogénétiques (Fig. VIII-6). Les processus de transformation sont identifiés au cours de la phase de *recovery* du PETM, pouvant suggérer un décalage temporel entre le pic de l'évènement hyperthermique et la réponse sédimentaire permettant la mise en place de ces processus dans des environnements particuliers. La courte durée du PETM, estimée autour de 200 000 ans (Röhl et al., 2007 ; Aziz et al., 2008 ; Murphy et al., 2010 ; McInerney & Wing, 2011), reste compatible avec la durée de ces processus de transformation estimée entre 50 000 et 120 000 ans par Ryan & Huertas, (2009) et Ryan et al., (2016). Les travaux récents sur l'isotopie des groupes hydroxyles mesurée sur des kaolinites dans des dépôts marins du Bassin de la Mer du Nord au cours du PETM semblent indiquer que ces kaolinites se sont formées de façon contemporaine dans des sols sur les bordures du bassin (Walters et al., 2022). Cela suggère un export

rapide de ces minéraux néoformés dans les sols, probablement facilité par un ruissellement important en lien avec une accélération du cycle hydrologique (Fig. VIII-6).

Dans le Bassin parisien, l'EECO est associé des assemblages de minéraux argileux fortement contrôlé par la paléogéographie, les environnements de dépôts et l'hydrodynamisme (Chap. III. II), compliquant l'interprétation de l'impact de cet évènement climatique sur les conditions hydrologiques dans le bassin. En effet, les différences d'accommodation au sein du bassin, et le possible jeu d'anticlinaux comme celui du Bray, entraînent un partitionnement entre une plaine côtière au sud et des environnements d'influence plus marine au nord (Briais et al., 2016). Les kaolinites sont piégées dans la partie proximale du bassin, dans des environnements plus riches en matière organique, et ne sont pas exportées plus au nord. Les conditions d'hydrolyse et de ruissellement accrues liées à l'EECO, identifiées à l'échelle globale, sont ainsi bien marquées par la présence de kaolinite dans le sud du bassin. En revanche, elles se traduisent uniquement par d'importants apports terrigènes et le développement d'un système silicoclastique estuarien à marin dans la partie nord du bassin, dans lequel l'assemblage argileux est dominé par des smectites et des grains de glauconie dont la répartition est liée aux variations d'hydrodynamisme (Chap. III. II). Une telle augmentation des apports terrigènes, parfois associée à une augmentation des proportions de kaolinite, a également été observée en Nouvelle-Zélande et sur la marge Nord-Ibérique lors de l'EECO (Slotnick et al., 2012 ; Payros et al., 2015). L'exemple du Bassin parisien permet de mettre en lumière l'impact, potentiellement important dans les environnements littoraux, de processus hydrodynamiques comme la sédimentation différentielle des minéraux argileux (Fig. VIII-6). En effet, la méconnaissance de contraintes paléogéographiques et environnementales pouvant exister dans la partie amont du système, peut affecter l'interprétation paléoclimatique pouvant être proposée à partir de la minéralogie des argiles observée en position plus distale. Ainsi, les flux terrigènes importants observés au nord du bassin, et la présence de kaolinite observée au sud du bassin se traduisant par un CMHI positif, suggèrent des conditions de ruissellement et/ou d'hydrolyse accrues lors de l'EECO dans le Bassin parisien (Figs. VIII-4 & VIII-5). Dans le forage du Mont-Panisel du Bassin de Mons, l'EECO est en revanche majoritairement dominé par les smectites (Chap. IV. II. C.). Cela pourrait témoigner d'un approfondissement du Bassin belge au cours de cet intervalle, ne permettant pas aux minéraux argileux apportés par ruissellement ou formés dans des conditions de forte hydrolyse (illite, chlorite, kaolinite) d'atteindre le milieu de sédimentation (sédimentation différentielle des argiles). Une autre hypothèse pourrait expliquer les proportions élevées en smectites qui serait liées à une activité volcanique accrue au cours de l'EECO. En effet, dans les îles britanniques voisines, Huggett & Knox, (2006) ont décrit des smectites associées à l'altération de produits volcaniques au cours de l'Yprésien, une hypothèse compatible avec l'activité de la NAIP au cours de l'EECO (Wilkinson et al., 2017). L'utilisation de traceurs de l'activité volcanique comme l'isotopie du mercure ou sa teneur dans les sédiments (Δ^{199}Hg, Hg/TOC ; Jones et al., 2019 ; Jin et al., 2023, 2024) pourrait permettre de préciser l'origine de ces smectites dans le Bassin de Mons. De la même façon, l'ETM2

enregistré dans le Bassin de Mons est marqué par une diminution des apports terrigènes (association d'illite, de chlorite et de kaolinite), qui se fait au profit des smectites. Les plus fortes proportions de smectites pourrait une fois encore soit traduire un approfondissement du milieu (transgression associée à l'ETM2), soit traduire un remaniement de smectites authigènes liées à l'altération de cendres volcaniques (Chap. IV. II. B.).

La réponse hydrologique associée au réchauffement du MECO apparaît relativement complexe, tant dans le Bassin parisien (Chap. VI.), qu'à l'échelle globale (Ma et al., 2024). Dans le Bassin parisien, le MECO ainsi que la période le précédant immédiatement correspondent à la mise en place d'un système silicoclastique marquant d'importants apports terrigènes dans le bassin (Sables d'Auvers et de Beauchamp ; Fig. VIII-4). La base des sables bartoniens observée dans le forage du Tillet et précédant de peu le MECO est marquée par la présence de kaolinites (indice CMHI positif), indiquant des conditions favorables au ruissellement (Fig. VIII-5). Les kaolinites observées au Tillet sont prises dans des *coatings* argileux autour des grains de quartz ce qui, associé à leur petite taille et morphologie pseudohexagonale, suggère qu'elles sont à la fois détritiques et contemporaines de la mise en place des sables. De plus, leur répartition cyclique en 3 *pulses* pourrait traduire un contrôle astro-climatique des conditions de lessivage permettant leur remobilisation rapide (Chap. VI). Le pic du MECO identifié à Trocy-en-Multien est principalement associé à des smectites qui pourraient traduire une augmentation de l'altération chimique dans un cadre climatique avec des saisons contrastées. L'absence de kaolinite pourrait également être liée à un changement de source (proximité de l'anticlinal du Bray au Tillet) ou à leur piégeage plus en amont, comme cela a pu être observé pour l'Yprésien. La période post-MECO est marquée par un CMHI négatif, marquant des conditions plus arides et évaporitiques associées à la formation d'argiles fibreuses dans un système carbonaté laguno-lacustre (Figs. VIII-4 & VIII-5). Ainsi, dans le Bassin parisien, la période précédant le MECO correspond à une augmentation du détritisme et du ruissellement, tandis que le MECO lui-même est davantage associé à l'amplification de l'altération chimique. Une telle augmentation des processus d'hydrolyse lors du MECO a également été observée dans des successions marines, deltaïques et lacustres à continentales situées aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord (Turquie : Rego et al., 2018 ; Pyrénées espagnoles : Peris Cabré et al., 2023 ; Chine : Ma et al., 2024 ; Etats-Unis : Methner et al., 2016). Cependant, des études menées dans les systèmes fluviatiles des Pyrénées espagnoles (Sharma et al., 2024) et à partir des isotopes du lithium et de l'osmium dans des sites océaniques (van der Ploeg et al., 2018 ; Krause et al., 2023) indiqueraient une prédominance des processus d'érosion sur les processus d'altération lors du MECO, reflétant ainsi une réponse contrastée du cycle hydrologique au cours de cet évènement de réchauffement global, plus long que les évènements hyperthermiques de l'Eocène (Ma et al., 2024). En revanche, la période d'aridification post-MECO observée dans le Bassin parisien semble être enregistrée à l'échelle globale (Bosboom et al., 2014 ; Rego et al., 2018 ; Sharma et al., 2024).

Contrairement à l'Yprésien, caractérisé par un indice CMHI positif, le Lutétien est caractérisé par un indice CMHI proche de 0, qui traduit l'absence de conditions particulièrement hydrolysantes ou de ruissellement prononcé (Fig. VIII-5). Le Lutétien correspond à une période climatique relativement stable, qui demeure chaude bien que située dans la tendance au refroidissement initiée dès la fin de l'EECO (Zachos et al., 2001, 2008 ; Westerhold et al., 2020). Au cours de cette période, le nord-ouest de l'Europe est marqué par des conditions semi-arides et para-tropicales, avec des étés chauds et des hivers doux (Huyghe et al., 2012 ; de Winter et al., 2021 ; Clark et al., 2022). Ces conditions n'auraient donc pas particulièrement favorisé un ruissellement important, n'entraînant que peu d'apports détritiques dans un bassin relativement distant des principaux reliefs, permettant le développement d'un système carbonaté. La fin du Lutétien et le début du Bartonien correspond au développement du système de baie côtière carbonatée et évaporitique de la Formation des Marnes et Caillasses, favorisé par un profil de dépôt plat. Dans cet environnement, l'augmentation des concentrations ioniques ainsi que de fréquentes phases d'émersions sont respectivement mises en évidence par les ratios Li/K et Mn/Fe mesurés en LIBS (Chap. VII). Un CMHI négatif (Figs. VIII-4 & VIII-5) reflète ces conditions arides à évaporitiques particulièrement favorables aux processus de néoformation d'argiles fibreuses et de dolomite. Ces phénomènes de néoformations de carbonates et de minéraux argileux magnésiens, particulièrement intriqués et favorisés par l'activité microbienne (Fig. VIII-6), sont exacerbés lors de l'évènement hyperthermique du LLTM, dont l'enregistrement est suggéré pour la première fois en milieu littoral (Talon et al., *in press*).

Conclusions et perspectives

I. Conclusions générales

Dans le cadre du projet RGF – Bassin parisien du BRGM, qui vise le développement d'un modèle géologique 3D-multi-échelle du Bassin parisien et particulièrement de sa couverture cénozoïque, le projet de thèse PALEOGEN (PALeoweathering during EOcene times and consequences for Geological and ENvironmental applications in the Paris Basin) cherchait à mieux contraindre l'impact des évènements hyperthermiques de l'Eocène sur l'altération et la dynamique sédimentaire du Bassin parisien et du Bassin de Mons voisin. Les questions posées dans le cadre de cette thèse sont les suivantes :

- Quels sont les évènements hyperthermiques de l'Eocène enregistrés dans le Bassin parisien et le Bassin de Mons et quelles sont leurs caractéristiques ?
- Quel est l'impact de ces évènements hyperthermiques sur les conditions d'hydrolyse et de ruissellement, ainsi que sur la dynamique sédimentaire des environnements littoraux à continentaux du Bassin parisien et du Bassin de Mons ?

Une première étape consistait donc à identifier et caractériser au mieux l'enregistrement de ces évènements hyperthermiques dans le bassin, ce qui a pu être fait à l'aide de 790 analyses isotopiques du carbone de la matière organique dispersée dans les sédiments. Ces nouvelles données isotopiques permettent de mettre en lumière :

(1) L'enregistrement détaillé de la phase de *recovery* du PETM dans le Bassin parisien, corrélable avec les données connues dans le nord du Bassin belge.

(2) L'identification probable du PETM dans le forage de Havré, réalisé dans le Bassin de Mons au cours de la thèse. Ces données inédites peuvent être mises en correspondance avec d'autres localités du sud du Bassin de la Mer du Nord (Angleterre, Allemagne), également marquées par des environnements laguno-palustres riches en matière organique.

(3) L'enregistrement de l'ETM2 dans le forage de Havré, et de l'EECO dans le forage du Mont-Panisel.

(4) L'enregistrement de l'EECO dans les faciès cuisiens du Bassin parisien, en cohérence avec les données des isotopes de l'oxygène issues de la littérature.

(5) L'identification pour la première fois du LLTM en milieu margino-littoral, identifié sur 5 coupes à travers le Bassin parisien.

(6) L'enregistrement du MECO dans les sables bartoniens du Bassin parisien, en cohérence avec les données des isotopes de l'oxygène et du Δ_{47} issues de la littérature.

Il a ensuite été possible de discuter de l'influence de ces évènements hyperthermiques sur les conditions d'altération liées à l'hydrolyse, en réponse aux températures plus chaudes, aux précipitations plus intenses, et au ruissellement accru, modifiant la minéralogie des sédiments littoraux à continentaux du Bassin parisien (Fig. 1). Cela a été permis par l'analyse minéralogique de 730 échantillons par DRX, réalisées notamment sur la fraction argileuse.

Dans le Bassin Anglo-belgo-parisien, la sédimentation est impactée au premier ordre par des déformations tectoniques à grande longueur d'onde (NAIP, convergence Ibérie-Eurasie), expliquant l'occurrence des hiatus majeurs et la variation de la position des dépôt-centres en lien avec la répartition de la subsidence. Dans ce contexte général, les périodes les plus hydrolysantes (PETM, EECO et MECO) favorisent des systèmes sédimentaires à dominante silicoclastique, tandis que les périodes moins hydrolysantes (Lutétien et Bartonien inférieur dont le LLTM), favorisent des systèmes sédimentaires carbonatés à évaporitiques.

Si, dans le Bassin parisien, les périodes les plus hydrolysantes se marquent par des systèmes sédimentaires silicoclastiques, la réponse des minéraux argileux est différente pour chacun des évènements étudiés. En effet, il a été possible de mettre en évidence des processus de transformation de smectite en kaolinite, *via* la formation d'interstratifiés kaolinite-smectite, minéraux encore peu documentés, dans les paléosols du Bassin parisien au cours du PETM et suivant le PETM durant la phase de « *recovery* » (Chap. III-I). Ces résultats suggèrent des délais de réponse relativement courts (quelques milliers ou dizaine de milliers d'années) entre la formation de kaolinites dans les sols sous conditions fortement hydrolysantes, liées à un événement hyperthermique, et leur enregistrement dans les sédiments. Cela remet en question la vision proposée par certaines études d'un délai long (~1 Myr) entre la formation d'altérites sur les continents, leur export, et leur dépôt dans les bassins de sédimentation au cours du Cénozoïque (i.e., Thiry, 2000). Une origine purement détritique des argiles secondaires comme les smectites, KS et kaolinites observées dans le Bassin parisien, notamment pendant le PETM (Formations de Mortemer, de Vaugirard et du Soissonnais), semble pouvoir être écartée. Toutefois, les conditions plus humides ont pu favoriser la reprise d'anciens sols ou altérites riches en argiles secondaires par ruissellement, ou favoriser des milieux organiques acides propices à la formation de kaolinite et ainsi renforcer la signature caractéristique des assemblages argileux au cours des événements hyperthermiques. Lors de l'EECO, la répartition des minéraux argileux dans le Bassin parisien est contrôlée par la paléogéographie, les conditions paléoenvironnementales, l'hydrodynamisme et la sédimentation différentielle (Chap. III-II). En effet, les kaolinites sont piégées dans les environnements riches en matière organique de la partie la plus proximale du système, tandis que l'hydrodynamisme conditionne la répartition des smectites et glauconies dans la partie plus littorale de l'estuaire. Cet exemple de sédimentation argileuse en milieu littoral à continental permet d'insister sur l'importance d'une bonne connaissance des conditions environnementales en amont, qui peut influencer la signification climatique des minéraux argileux observés dans les bassins plus distaux. Lors du MECO,

les conditions hydrologiques évoluent rapidement entre périodes favorisant l'érosion physique (ante-MECO) ou dominées par l'altération chimique (pic du MECO) dans le Bassin parisien, et une période d'aridification globale post-MECO (Chap. VI). Dans le Bassin de Mons, la prédominance des smectites lors de l'ETM2 et de l'EECO pourrait résulter de processus de sédimentation différentielle en lien avec des variations eustatiques et un approfondissement du milieu au cours de phases transgressives, et éventuellement de l'apport de smectites issues de l'altération de cendres volcaniques (Chap. IV).

Au contraire, en contexte aride et faiblement hydrolysant, la formation de carbonates et les néoformations d'argiles fibreuses sont favorisées. L'étude précise menée dans le contexte carbonaté évaporitique de la Formation des Marnes et Caillasses de la fin du Lutétien et du début du Bartonien du Bassin parisien a permis de formuler un modèle intégré, mettant en évidence l'intrication complexe entre influence de l'activité microbienne et formation précoce d'argiles fibreuses et de dolomite (Talon et al., *in press* ; Chap. V). Ces processus sont notamment favorisés par la concentration des ions, en lien avec de plus fortes conditions d'évaporation qui sont reflétées par l'augmentation du ratio Li/K mesuré en LIBS, et la grande variabilité des conditions hydro-biogéochimiques, notamment en lien avec de fréquentes périodes d'émersions qui se marquent par une variation abrupte du ratio Mn/Fe en LIBS (Chap. VII). Ces conditions particulières ont particulièrement été exacerbées lors du LLTM.

Finalement, le travail mené au cours de cette thèse permet une meilleure compréhension du forçage climatique sur les processus sédimentaires dans l'Eocène du Bassin parisien. L'identification de la plupart des évènements hyperthermiques de l'Eocène a ainsi pu être confirmée ou proposée, et leurs impacts sur les conditions d'hydrolyse et de ruissellement discutés. Ce travail permet ainsi de mettre en lumière le rôle important du forçage climatique sur la sédimentation dans le Bassin parisien au cours de l'Eocène, facteur sous-estimé par les travaux antérieurs. Une approche à haute résolution a été adoptée dès que cela a été possible et a montré sa grande pertinence, voire nécessité, pour identifier des évènements courts dans des environnements très variables. Elle n'a néanmoins pas pu être mise en place systématiquement et n'a pas pu être couplée avec une grande résolution spatiale du fait (1) de la durée étudiée, plus de 17 millions d'années, et dont seuls certains intervalles ont pu être spécifiquement ciblés ; et (2) du nombre restreint d'affleurements et de forages accessibles, ayant le plus souvent une extension stratigraphique relativement limitée. Dans le but d'aboutir à un modèle géologique 3D-multiéchelles, objectif du RGF Bassin parisien, il apparaît donc important de préciser les relations climat-sédimentation ici proposées. Cela passera par des études minéralogiques et géologiques systématique ciblant des intervalles de temps spécifiques et relativement courts, permettant une démarche à haute résolution spatiale et temporelle, ouvrant la voie à des travaux de modélisation fine et à des études *Source-to-Sink* précises permettant une approche plus quantitative de l'impact climatique sur la sédimentation. De telles études sont notamment au cœur du projet S-PASS (https://www.soussol-bien-commun.fr/fr/chantiers-regionaux/s-pass-bassin-parisien-ressources-usages-du-sous-sol-urbain) qui fait suite au RGF Bassin parisien.

	Durée	Contexte climatique global	Enregistrement	Environnements de dépôt	*Enregistrement isotopique ($\delta^{13}C_{org}$)*	*Minéralogie des argiles*	*Impact sur les conditions d'altération*
PETM	200 à 300 kyr	Réchauffement long-terme Accélération du cycle hydrologique	Connu, *Identifié* *Identifié*	Mixte, continental à lagunaire, riche en MO Silicoclastique, fluviatile à palustre, riche en MO	Onset CIE (?), Body CIE dans certain sites (Th) *Enregistrement détaillé de la phase de recovery (MA, CAC)* *Body CIE (H)*	*Transformations Sm>KS>Kaol (sols), Paly (éolien ?)* *Kaol, Sm*	*Forte hydrolyse mais périodes + sèches* *Kaol, Sm*
ETM2	~100 kyr	Réchauffement long-terme Accélération du cycle hydrologique	*Identifié*	Silicoclastique, côtier, faible hydrodynamisme, possible approfondissement	*CIE (~1,5‰), corrélable avec l'ETM2 (H)*	*Diminution Ill, Chl, Kaol ; augmentation Sm et cristallinité Sm*	*Approfondissement, possible influence volcanisme (NAIP)*
EECO	~4 Myr	Maximum thermique long-terme Accélération du cycle hydrologique	Probable, *Identifié* *Identifié*	Silicoclastique, estuarien à marin, fort hydrodynamisme Silicoclastique, littoral à marin, fort hydrodynamisme	*Tendance long-terme du $\delta^{13}C_{org}$ corrélable avec l'EECO (LT, NS, VZ, SM)* *Evolution haute-résolution du $\delta^{13}C_{org}$ corrélable avec l'EECO (PAN)*	*Kaol (proximal) ; Ill/Gl et Sm (distal)* *Sm*	*Forte hydrolyse mais contrôle hydrodynamique et sédimentation différentielle* *Approfondissement et sédimentation différentielle et/ou influence volcanisme*
LLTM	~30 kyr	Refroidissement long-terme Accélération du cycle hydrologique dans un contexte aride	*Identifié*	Carbonaté à tendance évaporitique, *lagune/baie côtière*	*CIE (~2 à 4‰), corrélable avec le LLTM (LT, SMx, IM, Us, MA)*	*Paly, Sép, Mg-Sm*	*Faible hydrolyse, évaporation, influence activité microbienne*
MECO	~400 kyr	Refroidissement long-terme Importante variabilité spatiale du cycle hydrologique	Probable, *Identifié*	Silicoclastique, estuarien à marin, fort hydrodynamisme	*$\delta^{13}C_{org}$ complexe mais corrélable avec le MECO (LT, TM)*	*ante-MECO : Kaol ; MECO : Sm et Ill/Gl ; post-MECO : Paly et Sép*	*Evolution rapide des conditions d'hydrolyse*

Figure 1 (Page précédente) : Synthèse des principaux évènements hyperthermiques de l'Eocène, de leur enregistrement et de leur impact sur les conditions d'altération dans le Bassin parisien (orange) et le Bassin de Mons (bleu). Les principaux apports de ce travail apparaissent en italique. MO : Matière Organique ; CIE : Carbon isotope excursion ; Sm : smectite ; Kaol : kaolinite ; Chl : chlorite ; Ill : illite ; Gl : glauconie ; Paly : palygorskite ; Sép : sépiolite ; Mg-Sm : smectite magnésienne ; CAC : Cachan ; CM : Cuise-la-Motte ; IM : Isles-les-Meldeuses ; LT : Le Tillet ; MA : Maisse ; NS : Neuilly-sur-Seine ; SMx : Saint-Maximin ; SM : Septmonts ; Th : Therdonne ; TM : Trocy-en-Multien ; US : Ussy-sur-Marne ; VZ : Vierzy ; H : Havré ; PAN : Mont Panisel.

II. Perspectives

Pour permettre d'aller plus loin et d'obtenir des informations plus quantifiées, une perspective pourrait être d'utiliser la datation des défauts paramagnétiques induits par irradiation des kaolinites (*electron paramagnetique resonnance of radiation-induced deffects,* ou EPR RIDs). Cette méthode de datation permet d'estimer l'âge de formation des kaolinites et a déjà été appliquée avec succès au Cénozoïque (Balan et al., 2005 ; Allard et al., 2020). Elle pourrait ainsi permettre de confirmer, de manière plus quantitative, la formation de kaolinite dans le Bassin parisien lors du PETM. Il serait également particulièrement intéressant de mieux contraindre l'évolution des conditions hydriques et des températures lors des processus de transformations de smectites en kaolinites dans ces faciès continentaux du Bassin parisien lors du PETM, ce qui pourrait être fait à l'aide d'analyses isotopiques (O et H) réalisées directement sur les kaolinites ou les smectites (Walters et al., 2022 ; Jaimes-Guiterrez et al., 2024). L'association de ces analyses isotopiques aux datations EPR RIDs permettrait ainsi d'étudier les variations des conditions d'hydrolyse dans un cadre temporel contraint (Ansart et al., 2025). L'analyse des isotopes de l'hydrogène des groupes hydroxyles (δ^2H_{OH}), réalisée sur des kaolinites associées au PETM dans le Bassin de la Mer du Nord, a permis de suggérer une formation de ces kaolinites par transformation de smectites, dans des sols présents sur les bordures du bassin et en lien avec une accélération du cycle hydrologique (Walters et al., 2022). L'application couplée de ces techniques (EPR RIDs et δ^2H_{OH}) dans le Bassin parisien, bassin de la bordure sud de celui de la Mer du Nord, pourrait ainsi permettre de confirmer l'hypothèse de Walters et al. (2022) en la testant directement dans des faciès continentaux contemporains du PETM, dans lesquels la transformation de smectites en kaolinite est ici mise en évidence. Dans le Bassin parisien, ces processus sont associés à des environnements pédogénétiques dont certains correspondent à des niveaux de calcrètes. Une approche similaire pourrait être adoptée dans ces faciès carbonatés, dans lesquels la combinaison d'analyses isotopiques ($\delta^{18}O$, Δ_{47}) et de datations (U/Pb sur carbonates pédogénétiques) permet d'étudier les variations de températures et d'humidité dans un cadre temporel contraint (Methner et al., 2016). Ainsi, le Bassin parisien offre un cadre exceptionnel en Europe, dans lequel il serait possible de combiner datations et analyses isotopiques réalisées à la fois sur les argiles et sur les carbonates, afin de contraindre l'impact du PETM sur les conditions de température et d'humidité en milieu continental.

Dans le cadre de ce travail, il a également été possible de mettre en évidence la grande intrication des processus de néoformation d'argiles fibreuses et de formation de dolomite, influencés par l'activité microbienne en contexte littoral aride. Afin de contraindre plus précisément ces mécanismes complexes, il serait particulièrement intéressant : (1) d'essayer de les reproduire en laboratoire dans des conditions expérimentales contrôlées, et (2) d'essayer de les identifier dans d'autres bassins, anciens mais également dans des environnements proches actuels, où les microorganismes et substances associées (EPS) pourraient être mieux préservés, afin notamment de mieux caractériser l'influence de l'activité, voire de la composition des communautés microbiennes sur ces processus.

Ce travail aura ainsi permis de mettre en évidence des processus complexes conduisant à la formation précoce de dolomite dans la Formation des Marnes et Caillasses. Historiquement exploitée comme pierre de construction (Gély & Leroux, 2019) ou comme nappe aquifère (Manlay & Parmentier, 2023), la Formation du Calcaire grossier est, elle aussi, localement affectée par des phénomènes de dolomitisation. Quelques observations réalisées dans cette formation au cours de la thèse ont par ailleurs permis d'identifier en cathodoluminescence des morphologies particulières de la dolomie (plusieurs phases de croissance des cristaux) et des phénomènes de dédolomitisation. Néanmoins, l'ampleur et l'origine de ces phénomènes restent mal contraintes (Gély & Leroux, 2019). La dolomitisation affectant les propriétés pétrophysiques de la roche (Amthor et al., 1994 ; Machel, 2004), une bonne connaissance de ce phénomène et de son extension peut donc s'avérer cruciale dans un secteur où les carbonates présentent un intérêt économique certain. Si Moreau (2023) s'est intéressé à l'impact de différents processus diagenétiques, dont la dolomitisation, sur les propriétés pétrophysiques et réservoirs des carbonates du Cénozoïque du Bassin parisien, son étude s'est principalement concentrée sur les carbonates continentaux. Ainsi, 55 ans se sont écoulés depuis la dernière étude sur les dolomies des faciès marins du Bassin parisien (Fontes et al., 1970), et de nouvelles études sur la spatialisation et les processus à l'origine de cette dolomitisation seraient souhaitables.

Une autre perspective serait de tester l'hypothèse de la formation de smectites par altération de cendres volcaniques dans le Bassin de Mons lors de l'ETM2 et de l'EECO. Pour ce faire, il serait intéressant d'utiliser des techniques permettant de tracer l'activité volcanique, comme l'étude de la teneur et de la composition isotopique en mercure des sédiments (Grasby et al., 2019 ; Tremblin et al., 2022 ; Jin et al., 2024).

L'étude exploratoire menée sur la spectrométrie plasma induite par laser (LIBS), qui permet d'analyser rapidement et à faible coût de grandes séries d'échantillons, a également montré le fort potentiel de cette technique pour les études paléoenvironnementales et paléoclimatiques. Il a notamment été possible de (1) mettre en évidence une possible utilisation de la LIBS à des fins de corrélations ; (2) montrer le lien entre le ratio Li/K et des conditions de plus forte évaporation ; et (3) d'identifier un lien entre des variations abruptes du ratio Mn/Fe et des niveaux d'émersions ou de pédogenèse. Des études

complémentaires sont néanmoins nécessaires afin de pouvoir mieux comprendre les relations entre le signal LIBS, la chimie et la minéralogie des sédiments et à terme le rôle des perturbations climatiques et environnementales sur la sédimentation.

Finalement, ce travail à haute résolution a permis de mettre en évidence la grande variabilité minéralogique et géochimique, tant verticale que latérale, qui peut exister au sein d'une même couche ou formation. Cette forte variabilité pouvant avoir un impact important dans le cadre des enjeux géotechniques ou de gestion des ressources minérales et hydrogéologiques, il serait souhaitable de l'intégrer dans les modèles géologiques. Pour cela, il faut donc pouvoir compléter les géométries de ces modèles, généralement dessinées à l'échelle des formations, par une information minéralogique et géochimique à haute résolution, ce qui dans le cas du Bassin parisien nécessite l'accès à de nombreux forages carottés.

Références

REFERENCES

Abdul Aziz, H., Hilgen, F. J., van Luijk, G. M., Sluijs, A., Kraus, M. J., Pares, J. M., and Gingerich, P. D. (2008) Astronomical climate control on paleosol stacking patterns in the upper Paleocene-lower Eocene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. *Geology*, *36*(7), 531–534.

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*(5), 326–329.

Abels, H. A., Lauretano, V., van Yperen, A. E., Hopman, T., Zachos, J. C., Lourens, L. J., Gingerich, P. D., and Bowen, G. J. (2016) Environmental impact and magnitude of paleosol carbonate carbon isotope excursions marking five early Eocene hyperthermals in the Bighorn Basin, Wyoming. *Climate of the Past*, *12*(5), 1151–1163.

Abrard, R. (1925) Le lutétien du bassin de Paris: essai de monographie statigraphique, p. 388. *Société française d'imprimerie d'Angers*, Angers, France.

Allard, T., Pereira, L., Mathian, M., Balan, E., Bueno, G. T., Falguères, C., and Do Nascimento, N. R. (2020) Dating kaolinite from the Neogene Içá Formation and overlying laterites, central Amazonia, Brazil: Constraints for a stratigraphic correlation. *Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol.*, 554, 109818.

Álvarez, A., Santarén, J., Esteban-Cubillo, A. and Aparicio, P. (2011) Current Industrial Applications of Palygorskite and Sepiolite. In: *Developments in Clay Science*, *Elsevier*, 3, 281-298.

Amouric, M. and Olives, J. (1998) Transformation mechanisms and interstratification in conversion of smectite to kaolinite; an HRTEM study. *Clays. Clay. Min*., 46, 521–527

Amthor, J.E., Mountjoy, E.W. and Machel, H.G. (1994) Regional-Scale Porosity and Permeability Variations in Upper Devonian Leduc Buildups: Implications for Reservoir Development and Prediction in Carbonates. *AAPG Bulletin*, 78 (10), 1541–1559.

Anagnostou, E., John, E. H., Edgar, K. M., Foster, G. L., Ridgwell, A., Inglis, G. N., Pancost, R. D., Lunt, D. J., and Pearson, P. N. (2016) Changing atmospheric CO_2 concentration was the primary driver of early Cenozoic climate. *Nature*, *533*(7603), 380–384.

Anell, I., Thybo, H. and Artemieva, I.M. (2009) Cenozoic uplift and subsidence in the North Atlantic region: Geological evidence revisited. *Tectonophysics*, 474, 78–105.

Ansart, C., Guinoiseau, D., Quantin, C., Calmels, D., Gautheron, C., Agrinier, P., Bouchez, J., Fekiacova, Z., Pinna-Jamme, R., Demri, D., Balan, E., Heller, B., Bollaert, Q., Ataytür, Ö., and Allard, T. (2025) Lateritic Cenozoic paleoenvironmental and paleoclimatic conditions in the Central Amazon basin, Brazil, inferred from mineralogy, geochemistry and geochronology. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 662, 112674.

Arndt, S., B. B. Jørgensen, D. E. LaRowe, J. J. Middelburg, R. D. Pancost, and Regnier, P. (2013) Quantifying the degradation of organic matter in marine sediments: A review and synthesis. *Earth Sci. Rev*., 123, 53–86.

Arenas, C. and Pomar, L. (2010) Microbial deposits in upper Miocene carbonates, Mallorca, Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 297, 465–485.

Arnould, M., Deveughele, M. and Gigan, J.-P. (1971) Relations entre composition, texture et certaines propriétés géotechniques des “Marnes et Caillasses” du Lutétien supérieur du plateau de la Défense (Haut de Seine). *CR Acad. Sci. Paris, D*, 273, 2195–2198.

Arreguín-Rodríguez, G. J., Thomas, E., and Alegret, L. (2022) Some like it cool: Benthic foraminiferal response to Paleogene warming events. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 593*, 110925.

Arvidson, R.S. and Mackenzie, F.T. (1999) The dolomite problem; control of precipitation kinetics by temperature and saturation state. *Am. J. Sci.*, 299, 257–288.

Asch, K. (coord.) (2005) International Geological Map of Europe and Adjacent Areas at the 1/5,000,000 scale. *BGR, Hannover*.

Aubry, M.-P. (1983) Biostratigraphie du Paléogène épicontinental de l’Europe du Nord-Ouest : étude fondée sur les nannofossiles calcaires. *Université Claude Bernard-Lyon I, Département des sciences de la terre*, Lyon.

Aubry, M.-P. (1985) Northwestern European Paleogene magnetostratigraphy, biostratigraphy, and paleogeography: Calcareous nannofossil evidence. *Geology*, 13, 198–202.

Aubry, M.-P. (1986) Paleogene calcareous nannoplankton biostratigraphy of northwestern Europe. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 55, 267–334.

Aubry, M.-P. (1999) Late Paleocene-Early Eocene Sedimentary History in Western Cuba: Implications for the LPTM and for Regional Tectonic History. *Micropaleontology*, *45*, 5–18.

REFERENCES

Aubry, M.-P. (2000) Where should the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Paleocene/Eocene boundary be located? *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171 (4), 461–476.

Aubry, M.-P, *et al*. (2002) The Paleocene/Eocene boundary global standard stratotype-section and point (GSSP): criteria for characterisation and correlation. *Tertiary Research*, 21, 1/4, p. 57-70

Aubry, M.-P., Berggren, W. A., Van Couvering, J. A., Ali, J., Brinkhuis, H., Cramer, B., Kent, D. V., III Swisher, C. C., Gingerich, P. R., Heilmann-Clausen, C., Knox, RWOB., Laga, P., Steurbaut, E., Stott, L. D., & Thiry, M. (2003) Chronostratigraphic Terminology at the Paleocene-Eocene Boundary. *Special paper / Geological Society of America*, *369*, 551-566.

Aubry, M.-P., Thiry, M., Dupuis, C., and Berggren, W. A. (2005) The Sparnacian deposits of the Paris Basin: Part I. A lithostratigraphic classification. *Stratigraphy*, *2*(1), 65.

Aubry, M.-P., Ouda, K., Dupuis, C., A, W., Berggren, Couvering, J. A. V., and Boundary, the M. of the W. G. on the P. (2007) The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt). *Episodes Journal of International Geoscience*, *30*(4), 271–286.

Auffret, J.P., Bignot, G. and Blondeau, A. (1975) Géologie du bassin tertiaire de la Manche orientale au large du Pays de Caux. *Phil. Trans. Roy. Soc. London. A*, 279, 169–176.

Autran, A., Lefort, J. P., Debeglia, N., Edel, J. B., and Vigneresse, J. L. (1994) Gravity and Magnetic Expression of Terranes in France and Their Correlation Beneath Overstep Sequences. In: J. Chantraine, J. Rolet, D. S. Santallier, A. Piqué, & J. D. Keppie (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas* (pp. 49–72). Springer.

Averbuch, O., and Piromallo, C. (2012) Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation. *Tectonophysics*, *558–559*, 70–83.

Baele, J.-M., Quesnel, F. and Dupuis, C. (2016) Silcrete in northern France and Belgium: a terrestrial record of surface environments under the influence of pyroclastic ash-falls. *5th International Geologica Belgica Meeting, GB2016*, 43.

Baker, P.A. and Kastner, M. (1981) Constraints on the Formation of Sedimentary Dolomite. *Science*, 213, 214–216.

Balan, E., Allard, T., Fritsch, E., Sélo, M., Falguères, C., Chabaux, F., Pierret, M.-C. and Calas, G. (2005) Formation and evolution of lateritic profiles in the middle Amazon basin: Insights from radiation-induced defects in kaolinite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(9), 2193-2204.

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., and Pitra, P. (2009) Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus. Géoscience*, *341*(2–3), 174–201.

Baptiste, J. (2016) Cartographie structurale et lithologique du substratum du Bassin parisien et sa place dans la chaîne varisque de l'Europe de l'Ouest : Approches combinées géophysiques, pétrophysiques, géochronologiques et modélisations 2D. Phd Thesis, Université d'Orléans.

Barbini, R., Colao, F., Lazic, V., Fantoni, R., Palucci, A., and Angelone, M. (2002) On board LIBS analysis of marine sediments collected during the XVI Italian campaign in Antarctica. *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*, 57(7), 1203-1218.

Barnet, J. S. K., Littler, K., Westerhold, T., Kroon, D., Leng, M. J., Bailey, I., Röhl, U., and Zachos, J. C. (2019) A High-Fidelity Benthic Stable Isotope Record of Late Cretaceous–Early Eocene Climate Change and Carbon-Cycling. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, *34*(4), 672–691.

Barrera, E., and Huber, B. T. (1993) Eocene to Oligocene Oceanography and Temperatures in the Antarctic Indian Ocean. In: *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change: Part Two* (pp. 49–65). *American Geophysical Union (AGU)*.

Baumann, H. and Smith, E.M. (2018) Quantifying Metabolically Driven pH and Oxygen Fluctuations in US Nearshore Habitats at Diel to Interannual Time Scales. *Estuaries and Coasts*, 41, 1102–1117.

Berggren, W. A., & Aubry, M.-P. (1996) A late Paleocene-early Eocene NW European and North Sea magnetobiochronological correlation network. *Geological Society, London, Special Publications*, *101*(1), 309–352.

Berner, R.A. and Caldeira, K. (1997) The need for mass balance and feedback in the geochemical carbon cycle. *Geology*, 25(10), 955–53.

Bignot, G., Hommeril, P. and Larsonneur, C. (1968) Le Lutétien au large du Cotentin. *Mémoires du BRGM*, 58, 405–417.

Bignot, G. (1980) Cuisien. *In :* Cavelier & Roger (eds.). *Mémoires B.R.G.M*., 109, 295 pp.

Bignot, G., Gruas-Cavagnetto, C., Guernet, C., Perreau, M., Renard, M., Riveline, J. And Tourencq, J. (1981) Le Sparnacien de Soissons. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 18: 3-19.

Bignot, G. and Neuman, M.: Les "grands" foraminifères du Crétacé terminal et du Paléogène du Nord-Ouest européen; recensement et extensions chronologiques, *Bull. Inf. Geo. Bass. Paris*, 28, 13–29, 1991.

Binnie, S.A. and Summerfield, M.A. (2013) Rates of Denudation, In: Shroder, J.F. (Ed.), *Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego*, pp. 66–72.

Birsoy, R. (2002) Formation of Sepiolite-Palygorskite and Related Minerals from Solution. *Clay Clay Mineral.*, 50, 736–745.

Blondeau, A. (1965) Le Lutétien des Bassins de Paris, de Belgique et du Hampshire. Etude sédimentologique et paléontologique. PhD Thesis, Université de Paris.

Bodin, S., Mau, M., Sadki, D., Danisch, J., Nutz, A., Krencker, F. N., and Kabiri, L. (2020) Transient and secular changes in global carbon cycling during the early Bajocian event: Evidence for Jurassic cool climate episodes. *Global Planet. Change*, 194, 103287.

Bodin, S., Fantasia, A., Krencker, F. N., Nebsbjerg, B., Christiansen, L., and Andrieu, S. (2023) More gaps than record! A new look at the Pliensbachian/Toarcian boundary event guided by coupled chemo-sequence stratigraphy. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 610, 111344.

Bohaty, S. M., and Zachos, J. C. (2003) Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geology*, *31*(11), 1017–1020.

Bohaty, S. M., Zachos, J. C., Florindo, F., and Delaney, M. L. (2009) Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene. *Paleoceanography*, *24*(2).

Bohor, B. F., & Triplehorn, D. M. (1993) Tonsteins: altered volcanic ash layers in coal-bearing sequences. *Geological Society of America Special Paper* 285.

Bolle, M. P., & Adatte, T. (2001) Palaeocene-early Eocene climatic evolution in the Tethyan realm: clay mineral evidence. *Clay minerals*, 36(2), 249-261.

Bontognali, T.R.R., Vasconcelos, C., Warthmann, R.J., Bernasconi, S.M., Dupraz, C., Strohmenger, C.J. and McKenzie, J.A. (2010) Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates): Dolomite formation within microbial mats. *Sedimentology*, 57, 824–844.

Bontognali, T.R.R., Vasconcelos, C., Warthmann, R.J., Lundberg, R. and McKenzie, J.A. (2012) Dolomite-mediating bacterium isolated from the sabkha of Abu Dhabi (UAE). *Terra Nova*, 24, 248–254.

Bontognali, T. R., McKenzie, J. A., Warthmann, R. J., & Vasconcelos, C. (2014). Microbially influenced formation of Mg-calcite and Ca-dolomite in the presence of exopolymeric substances produced by sulphate-reducing bacteria. *Terra nova*, 26(1), 72-77.

Borchardt, G.A. (1989) Smectites. In: Dixon, J.B., Weed, S.R. Eds., *Minerals in Soil Environments. Soil Sci. Soc. Am.*, Madison, WI, 293–330.

Bornemann, A., Norris, R. D., Lyman, J. A., D'haenens, S., Groeneveld, J., Röhl, U., Farley, K.A. and Speijer, R. P. (2014) Persistent environmental change after the Paleocene–Eocene Thermal Maximum in the eastern North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 394, 70-81.

Bosboom, R. E., Abels, H. A., Hoorn, C., van den Berg, B. C., Guo, Z., and Dupont-Nivet, G. (2014) Aridification in continental Asia after the middle Eocene climatic optimum (MECO). *Earth and Planetary Science Letters*, 389, 34-42.

Boscolo Galazzo, F., Thomas, E., Pagani, M., Warren, C., Luciani, V., and Giusberti, L. (2014) The middle Eocene climatic optimum (MECO): A multiproxy record of paleoceanographic changes in the southeast Atlantic (ODP Site 1263, Walvis Ridge). *Paleoceanography*, *29*(12), 1143–1161.

Bougeault, C., Pellenard, P., Deconinck, J.-F., Hesselbo, S.P., Dommergues, J.-L., Bruneau, L., Cocquerez, T., Laffont, R., Huret, E. and Thibault, N. (2017) Climatic and palaeoceanographic changes during the Pliensbachian (Early Jurassic) inferred from clay mineralogy and stable isotope (C-O) geochemistry (NW Europe). *Global and Planetary Change*, 149, 139–152.

Boulila, S., Galbrun, B., Gardin, S. and Pellenard, P. (2022) A Jurassic record encodes an analogous Dansgaard–Oeschger climate periodicity. *Sci Rep* 12, 1968.

Bouton, A., Vennin, E., Pace, A., Bourillot, R., Dupraz, C., Thomazo, C., Brayard, A., Désaubliaux, G. and Visscher, P.T. (2016) External controls on the distribution, fabrics and mineralization of modern

microbial mats in a coastal hypersaline lagoon, Cayo Coco (Cuba). *Sedimentology*, 63, 972–1016.

Bowen, G.J., Beerling, D.J., Koch, P.L., Zachos, J.C. and Quattlebaum, T. (2004) A humid climate state during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, 432, 495–99.

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*, *87*(17), 165–169.

Boyd, R., Dalrymple, R., and Zaitlin, B. A. (1992) Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80(3-4), 139-150.

Boyd, R., Dalrymple, R.W. and Zaitlin, B.A. (2006) Estuarine and Incised-Valley Facies Models. In: Posamentier, H.W. and Walker, R.G. (eds) *Facies Models Revisited*, *SEPM Society for Sedimentary Geology*, 84, 0.

Brachert, T. C., Felis, T., Gagnaison, C., Hoehle, M., Reuter, M., & Spreter, P. M. (2022). Slow-growing reef corals as climate archives: A case study of the Middle Eocene Climatic Optimum 40 Ma ago. *Science Advances*, 8(20).

Brachert, T.C., Agnini, C., Gagnaison, C., Gély, J. -P., Henehan, M.J. and Westerhold, T. (2023) Astronomical Pacing of Middle Eocene Sea-Level Fluctuations: Inferences From Shallow-Water Carbonate Ramp Deposits. *Paleoceanog and Paleoclimatol*, 38, e2023PA004633.

Bradley, W.F., Burst, J.F. and Graf, D.L. (1953) Crystal chemistry and differential thermal effect of dolomite. *Am. Mineral.*, 38, 207–217.

Bragg, W. H. and Bragg, W. L. (1913) The reflection of X-rays by crystals. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 88(605), 428-438.

Brehm, U., Gasiewicz, A., Gerdes, G. and Krumbein, W. (2002) Biolaminoid facies in a peritidal sabkha: Permian Platy Dolomite of northern Poland. *International Journal of Earth Sciences*, 91, 260–271.

Breillat, N. (2010) Enregistrement du PETM (Paleocene-Eocene Thermal Maximum) dans le bassin de Paris : Etude sédimentologique et stratigraphique à la limite Paléocène-Eocène de la coupe de Therdonne. *Mémoire de stage de Master 2, Université de Dijon*.

Breillat, N. (2011) Enregistrement du PETM (Paleocene-Eocene Thermal Maximum) dans le bassin de Paris : Etude minéralogique et stratigraphique à la limite Paléocène-Eocène de l'affleurement et du sondage de Therdonne et des forages carottés de Noyon-Porquericourt. *Mémoire de DSER, Université de Dijon*.

Briais, J. (2015) Le Cénozoïque du Bassin de Paris : un enregistrement sédimentaire haute résolution des déformations lithosphériques en régime de faible subsidence. PhD Thesis, Université de Rennes 1

Briais, J., Guillocheau, F., Lasseur, E., Robin, C., Châteauneuf, J.J. and Serrano, O. (2016) Response of a low-subsiding intracratonic basin to long wavelength deformations: the Palaeocene–early Eocene period in the Paris Basin. *Solid Earth*, 7, 205–228.

Briard, J., Pucéat, E., Vennin, E., Daëron, M., Chavagnac, V., Jaillet, R., Merle, D. and de Rafélis, M. (2020) Seawater paleotemperature and paleosalinity evolution in neritic environments of the Mediterranean margin: Insights from isotope analysis of bivalve shells. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 543, 109582.

Brindley, G.W., Brown, G. (eds.) (1980), Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification. *Mineralogical Society, London*, 495p.

Brindley, G. W., Suzuki, T., Thiry, M. (1983) Interstratified kaolinite/smectites from the Paris Basin; correlations of layers proportions, chemical compositions and other data. *Bulletin de Minéralogie*, 106 (4), 403-410.

Brinkhuis, H. (1994) Late Eocene to Early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (Northeast Italy): biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 107, 121–163.

Broekman, J.A. (1978) Le Paléogène de l'Île-de-France septentrionale. Essai de reconstruction paléogéographique et stratigraphique. *Proceedings Konigliche Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, 81, 389-415.

Broekman, J.A. (1984) Sedimentation and paleoecology of the Middle Eocene carbonates of the Paris Region. *Proc. K. Ned. Akad. Wet. Ser. B*, 87, 271–299.

Brown, G. and Brindley, G.W. (1980) X-ray Diffraction Procedures for Clay Mineral Identification. In: Brindley, G.W. and Brown G. (eds) *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification, Mineralogical Society of Great Britain and Ireland*, 5, 0.

Brunet, M. et Le Pichon, X. (1982) Subsidence of the Paris Basin. *J. Geophys. Res.*, 87, 8547–8560.

REFERENCES

Caillère, S., Arnould, M., Mathieu, A. and Moglia, G. (1966) Sur la nature essentiellement dolomitique et palygorskitique des Marnes et Caillasses du plateau de la Défense (Hauts-de-Seine). *CR Acad. Sci. Paris*, D, 262, 1821–1823.

Canfield, D.E. (1997) The geochemistry of river particulates from the continental USA: Major elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (16), 3349-3365.

Carmeille, M., Bourillot, R., Brunet, M.-F., Pellenard, P., Fürsich, F.T., Schnyder, J., Barrier, E., Blanpied, C. and Sidorova, I. (2018) Architecture and sedimentary evolution of the southwestern Gissar carbonate platform (Uzbekistan) during the Middle–Late Jurassic. *Marine and Petroleum Geology*, 97, 437–465.

Carmichael, M. J., Lunt, D. J., Huber, M., Heinemann, M., Kiehl, J., LeGrande, A., Loptson, C. A., Roberts, C. D., Sagoo, N., Shields, C., Valdes, P. J., Winguth, A., Winguth, C., and Pancost, R. D. (2016) A model–model and data–model comparison for the early Eocene hydrological cycle. *Climate of the Past*, *12*(2), 455–481.

Carmichael, M. J., Inglis, G. N., Badger, M. P. S., Naafs, B. D. A., Behrooz, L., Remmelzwaal, S., Monteiro, F. M., Rohrssen, M., Farnsworth, A., Buss, H. L., Dickson, A. J., Valdes, P. J., Lunt, D. J., and Pancost, R. D. (2017) Hydrological and associated biogeochemical consequences of rapid global warming during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Global and Planetary Change*, 157, 114–138.

Carmichael, M. J., Pancost, R. D., & Lunt, D. J. (2018) Changes in the occurrence of extreme precipitation events at the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 501, 24-36.

Cattaneo, A. and Steel, R.J. (2003) Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Sci. Rev*., 62, 187–228.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C, Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E. and Winker, C. (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Sci. Rev*., 92, 1–33.

Cavalcante, F., Belviso, C., Bentivenga, M., Fiore, S. and Prosser, G. (2011) Occurrence of palygorskite and sepiolite in upper Paleocene–middle Eocene marine deep sediments of the Lagonegro Basin (Southern Apennines—Italy): Paleoenvironmental and provenance inferences. *Sed. Geol*., 233, 42–52.

Cavelier, C. (1963) Sur les argiles fibreuses du bassin de Paris. *CR Somm. Soc. Géol. Fr.*, 125–127.

Cavelier, C. (1968) Coupes détaillées des sondages exécutés dans le Paléogène du Bassin de Paris à Chaignes (Eure), Montjavoult (Oise), Cires-lès-Mello - Le Tillet (Oise), Ludes (Marne). *Bur. Rech. Géol. Min. Mém. 58*, 13–52.

Cavelier, C. and Le Calvez, Y. (1965) Presence d'Arenagula kerfornei (Allix), foraminifere "biarritzien", a la partie terminale du Lutetien superieur de Foulangues (Oise). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, S7-VII, 284–286.

Cavelier, C., and Pomerol, C. (1962) Le Bartonien de Ronquerolles (Seine-et-Oise). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(2), 170-181. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-IV.2.170

Cavelier, C. and Pomerol, C. (1979) Chronologie et interpretation des evenements tectoniques cenozoiques dans le Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, S7-XXI, 33–48.

The Cenozoic CO_2 Proxy Integration Project (CenCO2PIP) Consortium (2023) Toward a Cenozoic history of atmospheric CO_2, *Science*, 382, 1136.

Chamley, H. (1989) Clay sedimentology. *Springer-Verl*, Berlin Heidelberg Paris [etc.], 623 pp.

Chantraine, J., Autran, A., & Cavelier, C. (2003) Carte géologique de la France à 1/1 000 000, 6e édition révisée. Orléans : *BRGM*.

Charles N., Simien F., Hanot F., Quesnel F., Lacquement F. (2020) Paris et ses environs, Carte géologique simplifiée à vocation pédagogique, compilation des cartes géologiques à 1/50 000 restituée à l'échelle du 1/80 000. *BRGM éditions, Orléans*.

Châteauneuf, J. J. (1980) Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du Bassin de Paris (France). *Mémoire du BRGM*, 116.

Châteauneuf, J.-J., & Gruas-Cavagnetto, C. (1978) Les zones de Wetzeliellaceae (Dinophyceae) du bassin de Paris. *Bull. BRGM*, *4*, 59–93.

Chen, T., Xu, H., Lu, A., Xu, X., Peng, S. and Yue, S. (2004) Direct evidence of transformation from smectite to palygorskite: TEM investigation. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.*, 47, 985–994.

Chen, Z., Ding, Z., Tang, Z., Wang, X., & Yang, S. (2014). Early Eocene carbon isotope excursions: Evidence from the terrestrial coal seam in the

Fushun Basin, Northeast China. *Geophysical Research Letters*, *41*(10), 3559–3564.

Chen, Z., Ding, Z., Yang, S., Zhang, C., & Wang, X. (2016) Increased precipitation and weathering across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in central China. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(6), 2286-2297.

Chenot, E., Pellenard, P., Martinez, M., Deconinck, J. F., Amiotte-Suchet, P., Thibault, N., Bruneau, L., Cocquerez, T., Laffont, R., Pucéat, E. and Robaszynski, F. (2016) Clay mineralogical and geochemical expressions of the "Late Campanian Event" in the Aquitaine and Paris basins (France): Palaeoenvironmental implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 447, 42-52.

Clark, A.J., Vellekoop, J. and Speijer, R.P. (2022) Hydrological differences between the Lutetian Paris and Hampshire basins revealed by stable isotopes of conid gastropods. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 193, 3.

Clark, K. E., Hilton R. G., West A. J., Malhi Y., Gröcke D. R., Bryant C. L., Ascough P. L., Robles Caceres A., and New M. (2013) New views on "old" carbon in the Amazon River: Insight from the source of organic carbon eroded from the Peruvian Andes, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 1644–1659.

Clechenko, E. R., Kelly, D. C., Harrington, G. J., and Stiles, C. A. (2007). Terrestrial records of a regional weathering profile at the Paleocene-Eocene boundary in the Williston Basin of North Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, 119(3-4), 428-442.

Cojan, I., Moreau, M.-G., and 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.

Collinson, M. E., Hooker, J. J. and Gröcke, D. R. (2003) Cobham lignite bed and penecontemporaneous macrofloras of southern England: A record of vegetation and fire across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. In: Wing, S. L, Gingerich, P. D, Schmitz, B and Thomas, E. (eds) *Causes and consequences of globally warm climates in the early Paleogene, Geol. Soc. Am. Sp. Pap. Boulder, CO*, 369, 333-350.

Collinson, M. E., Steart, D. C., Scott, A. C., Glasspool, I. J., and Hooker, J. J. (2007) Episodic fire, runoff and deposition at the Palaeocene–Eocene boundary. *Journal of the Geological Society*, 164(1), 87-97.

Collinson, M. E., Steart, D. C., Harrington, G. J., Hooker, J. J., Scott, A. C., Allen, L. O., Glasspool I.J., and Gibbons, S. J. (2009). Palynological evidence of vegetation dynamics in response to palaeoenvironmental change across the onset of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum at Cobham, Southern England. *Grana*, 48(1), 38-66.

Colson, J., Cojan, I., and Thiry, M. (1998) A hydrogeological model for palygorskite formation in the Danian continental facies of the Provence Basin (France). *Clay Minerals*, 33(2), 333-347.

Conway-Jones, B.W. and White, N. (2022) Paleogene buried landscapes and climatic aberrations triggered by mantle plume activity. *Earth and Planetary Science Letters*, 593, 117644.

Corentin, P., Deconinck, J.-F., Pellenard, P., Amédro, F., Bruneau, L., Chenot, E., Matrion, B., Huret, E., Landrein, P. (2020) Environmental and climatic controls of the clay mineralogy of Albian deposits in the Paris and Vocontian basins (France). *Cretaceous Research*, 108, 104342.

Corentin, P., Pucéat, E., Pellenard, P., Guiraud, M., Blondet, J., Bayon, G., and Adatte, T. (2023) Late Cretaceous evolution of chemical weathering at the northeastern South American margin inferred from mineralogy and Hf-Nd isotopes. *Marine Geology*, 455, 106968.

Corentin, P., Pucéat, E., Pellenard, P., Guiraud, M., Blondet, J., Bayon, G., and Adatte, T. (2024) Enhanced erosion and silicate weathering of the West African craton during the late Cretaceous cooling evidenced by mineralogical and Hf-Nd isotope proxies. *Marine Geology*, 476, 107374.

Court, W.M., Paul, A. and Lokier, S.W. (2017) The preservation potential of environmentally diagnostic sedimentary structures from a coastal sabkha. *Marine Geology*, 386, 1–18.

Coward, M P, Dewey, J F, Hempton, M and Holroyd, J. (2003). Tectonic evolution. 17-33 in The Millennium Atlas: petroleum geology of the central and northern North Sea. Evans, D, raham, C, Armour, A, and Bathurst, P (editors and co-ordinators). (London: The Geological Society of London.)

Cramer, B. S., Wright, J. D., Kent, D. V., and Aubry, M.-P. (2003) Orbital climate forcing of δ13C excursions in the late Paleocene–early Eocene (chrons C24n–C25n). *Paleoceanography*, *18*(4).

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, PA4216.

Cramer, B.D. and Jarvis, I. (2020) Carbon isotope stratigraphy. In: Gradstein F.M., Ogg J.G.,

Schmitz M. and Ogg G. (eds) *Geologic Time Scale 2020, Elsevier*, Amsterdam. pp. 309–43.

Cremers, D. A., and Radziemski, L. J. (2013) Handbook of laser-induced breakdown spectroscopy. *John Wiley & Sons*.

Crouch, E. M., Dickens, G. R., Brinkhuis, H., Aubry, M.-P., Hollis, C. J., Rogers, K. M., and Visscher, H. (2003) The *Apectodinium* acme and terrestrial discharge during the Paleocene–Eocene thermal maximum: New palynological, geochemical and calcareous nannoplankton observations at Tawanui, New Zealand. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, *194*(4), 387–403.

Croudace, I.W. and Rothwell, R.G. (eds) (2015) Micro-XRF studies of sediment cores. Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences. *Developments in Paleoenvironmental Research*, 17, 656p.

Cui, H., Kitajima, K., Orland, I.J., Baele, J.-M., Xiao, S., Kaufman, A.J., Denny, A., Spicuzza, M.J., Fournelle, J.H. and Valley, J.W. (2022) An authigenic response to Ediacaran surface oxidation: Remarkable micron-scale isotopic heterogeneity revealed by SIMS. *Precambrian Res.*, 377, 106676.

Cui, Y. and Schubert, B. A. (2018) Towards determination of the source and magnitude of atmospheric pCO_2 change across the early Paleogene hyperthermals. *Glob. Planet. Change*, 170, 120–125.

Cupertino, D.F., Ramnani, C.W., Vanden Berg, M.D. and Awramik, S.M. (2024) Formation of magnesium-clay in a lacustrine microbialite-bearing carbonate deposit, Eocene Green River Formation, Sanpete County, Utah. *Sedimentology*, 71, 263–292.

Cuvier, G., & Brongniart, A., (1811) Essai sur la géographie minéralogique des environs de Paris, avec une carte géognostique, et des coupes de terrain. *Baudouin*, Paris, 278p.

Cuvier, G., & Brongniart, A., (1832) Coupe théorique des divers terrains, roches et minéraux qui entrent dans la composition du sol du bassin de Paris. *Clerget*, Paris, 1 pl.

D'Onofrio, R., Luciani, V., Fornaciari, E., Giusberti, L., Boscolo Galazzo, F., Dallanave, E., Westerhold, T., Sprovieri, M., and Telch, S. (2016) Environmental perturbations at the early Eocene ETM2, H2, and I1 events as inferred by Tethyan calcareous plankton (Terche section, northeastern Italy). *Paleoceanography*, *31*(9), 1225–1247.

Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., and Boyd, R. (1992) Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6), 1130-1146.

Dawber, C. F., and A. K. Tripati (2011) Constraints on glaciation in the middle Eocene (46–37 Ma) from *Ocean Drilling Program (ODP)* Site 1209 in the tropical Pacific Ocean, Paleoceanography, 26, PA2208.

Day, J.W., Christian, R.R., Boesch, D.M. Yanez-Arancibia, A., Morris, J., Twilley, R.R., Naylor, L., Schaffner, L., Stevenson, C. (2008) Consequences of Climate Change on the Ecogeomorphology of Coastal Wetlands. *Estuaries and Coasts* 31, 477–491.

De Coninck, J. (1988). Ypresian organic-walled phytoplankton in the Belgian Basin and adjacent areas. *Bulletin de la Société belge de Géologie*. 97 (3/4). 287-319.

De Coninck, J. (1990) Signification stratigraphique du phytoplancton fossile à paroi organique dans quelques échantillons du sondage du Mont Panisel. *Bulletin de la Société belge de Géologie*. 99 (3/4). 311-314.

De Coninck, J., Geets, S., and Willems, W. (1983). The Mont-Heribu member: base of the Ieper formation in the Belgian basin. *Tertiary Research*, 5(2), 83-104.

De Geyter, G. D., Man, E. D., Herman, J., Jacobs, P., Moorkens, T., Steurbaut, E., & Vandenberghe, N. (2006) Disused Paleogene regional stages from Belgium: Montian, Heersian, Landenian, Paniselian, Bruxellian, Laekenian, Ledian, Wemmelian and Tongrian. *Geologica Belgica*, *9*(1–2), 203–213 p.

De Wever, P., Guillocheau, F., Reynaud, J.-Y., Vennin, E., Robin, C., Cornée, A., & Rouby, D. (2002) Deux siècles de stratigraphie dans le bassin de Paris. *Comptes Rendus Palevol*, *1*(6), 399–414.

de Winter, N. J., Müller, I. A., Kocken, I. J., Thibault, N., Ullmann, C. V., Farnsworth, A., Lunt, D.J., Claeys, P. and Ziegler, M. (2021) Absolute seasonal temperature estimates from clumped isotopes in bivalve shells suggest warm and variable greenhouse climate. *Communications Earth & Environment*, 2(1), 121.

Del Buey, P., Cabestrero, Ó., Arroyo, X. and Sanz-Montero, M.E. (2018) Microbially induced palygorskite-sepiolite authigenesis in modern hypersaline lakes (Central Spain). *Appl. Clay Sci.*, 160, 9–21.

Del Buey, P., Sanz-Montero, M.E., Braissant, O., Cabestrero, Ó. and Visscher, P.T. (2021) The role of microbial extracellular polymeric substances on

formation of sulfate minerals and fibrous Mg-clays. *Chem. Geol.*, 581, 120403.

Del Buey, P., Sanz-Montero, M.E., and Sánchez-Román, M. (2023) Bioinduced precipitation of smectites and carbonates in photosynthetic diatom-rich microbial mats: Effect of culture medium. *Appl. Clay Sci*., 238, 106932.

Del Buey, P., Sanz-Montero, M.E., Rodríguez-Aranda, J.P., Sánchez-Román, M. and Nieto, F. (2025) The Miocene Source-to-Sink Evolution of Fibrous Clay Minerals in Hyperalkaline Playa-Lakes, Duero Basin (Central Spain). *Minerals*, 15, 50.

Decarreau A., Sautereau J.-P. and Steinberg M. (1975) Genèse des minéraux argileux du Bartonien moyen du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie*, 98, 142-151.

Deconinck, J. F., & Chamley, H. (1995) Diversity of smectite origins in Late Cretaceous sediments: example of chalks from northern France. *Clay minerals*, 30(4), 365-379.

Deconinck, J.F., Strasser, A. and Debrabant, P. (1988) Formation of illitic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments (Lower Berriasian, Swiss and French Jura). *Clay miner.*, 23, 91–103.

Deconinck, J. F., Amedro, F., Baudin, F., Godet, A., Pellenard, P., Robaszynski, F., and Zimmerlin, I. (2005) Late Cretaceous palaeoenvironments expressed by the clay mineralogy of Cenomanian–Campanian chalks from the east of the Paris Basin. *Cretaceous Research*, 26(2), 171-179.

Deconinck, J.-F., Hesselbo, S.P. and Pellenard, P. (2019) Climatic and sea-level control of Jurassic (Pliensbachian) clay mineral sedimentation in the Cardigan Bay Basin, Llanbedr (Mochras Farm) borehole, Wales. *Sedimentology*, 66, 2769–2783.

DeConto, R. M., Galeotti, S., Pagani, M., Tracy, D., Schaefer, K., Zhang, T., Pollard, D., and Beerling, D. J. (2012) Past extreme warming events linked to massive carbon release from thawing permafrost. *Nature*, *484*(7392), 87–91.

Deelman, J.C. (1999) Low-temperature nucleation of magnesite and dolomite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 289–302.

Denison, C.N. (2021) Stratigraphic and sedimentological aspects of the worldwide distribution of *Apectodinium* in Paleocene/Eocene Thermal Maximum deposits. In: Marret, F., O'Keefe, J., Osterloff, P., Pound, M., Shumilovskikh, L. (eds) Applications of Non-Pollen Palynomorphs: from Palaeoenvironmental Reconstructions to Biostratigraphy. *Geological Society, London, Special Publications,* 511, 268-308.

Dera, G., Pellenard, P., Neige, P., Deconinck, J.-F., Pucéat, E. and Dommergues, J.-L. (2009) Distribution of clay minerals in Early Jurassic Peritethyan seas: Palaeoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 271, 39–51.

Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.-F., Cadet J.-P., Crasquin S., and Sandulescu M. (eds). (2000) – Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps. CCGM/CGMW, Paris: 24 maps and explanatory notes: I-XX; 1-269.

Dewey, J., Helman, M., Knott, S., Turco, E., and Hutton, D. (1989) Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 45, 265–283.

Dickens, G. R., O'Neil, J. R., Rea, D. K., and 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*(6), 965–971.

Diefendorf A.F., Mueller K.E., Wing S.L., Koch P.L. and Freeman K.H. (2010) Global patterns in leaf 13C discrimination and implications for studies of past and future climate, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 107 (13) 5738-5743.

Diester-Haass, L., and Zahn, R. (1996) Eocene-Oligocene transition in the Southern Ocean: History of water mass circulation and biological productivity. *Geology*, *24*(2), 163.

Dill, H. G. (2016) Kaolin: Soil, rock and ore: From the mineral to the magmatic, sedimentary and metamorphic environments. *Earth-Science Reviews*, 161, 16-129.

DiLoreto, Z.A., Bontognali, T.R.R., Al Disi, Z.A., Al-Kuwari, H.A.S., Williford, K.H., Strohmenger, C.J., Sadooni, F., Palermo, C., Rivers, J.M., McKenzie, J.A., Tuite, M. and Dittrich, M. (2019) Microbial community composition and dolomite formation in the hypersaline microbial mats of the Khor Al-Adaid sabkhas, Qatar. *Extremophiles*, 23, 201–218.

DiLoreto, Z.A., Garg, S., Bontognali, T.R.R. and Dittrich, M. (2021) Modern dolomite formation caused by seasonal cycling of oxygenic phototrophs and anoxygenic phototrophs in a hypersaline sabkha. *Sci Rep*, 11, 4170.

Dinis, P.A., Garzanti, E., Hahn, A., Vermeesch, P. and Cabral-Pinto, M. (2020) Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo

and SW African river muds. *Earth-Science Reviews*, 201, 103039.

Dixon, J.L. and Von Blanckenburg, F. (2012) Soils as pacemakers and limiters of global silicate weathering. *Comptes Rendus Geoscience*, 344, 597–609.

Domingo, L., López-Martínez, N., Leng, M. J., and Grimes, S. T. (2009) The Paleocene–Eocene Thermal Maximum record in the organic matter of the Claret and Tendruy continental sections (South-central Pyrenees, Lleida, Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 281(3-4), 226-237.

Doornenbal, J.C. and Stevenson, A.G. (eds), (2010) Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. *EAGE Publications B.V., Houten.*

Dollfus, G.- F. (1880) Essai sur l'extension des terrains tertiaires dans le Bassin anglo-parisien. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie, Exposition Géologique et Paléontologique du Havre*, tome 6, essai IV, p. 584-605.

Dollfus, G. (1905) Critique de la classification de l'Eocène inférieur (Lettre de M.G. Dollfus à M. Leriche). *Annales de la Societé Géologique du Nord*, 34, 373–382.

Draidia, S., El Ouahabi, M., Daoudi, L., Havenith, H.-B. and Fagel, N. (2016) Occurrences and genesis of palygorskite/sepiolite and associated minerals in the Barzaman formation, United Arab Emirates. *Clay miner.*, 51, 763–779.

Dudek, T., Cuadros, J. and Fiore, S. (2006) Interstratified kaolinite–smectite: nature of the layers and mechanism of smectite kaolinization. *Am. Mineral*, 91, 159–170.

Dumont, A., (1839) Rapport sur les travaux de la carte géologique pendant l'année 1839. *Bulletin de l'Académie royale de Bruxelles*, 6(11): 464-485 p.

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.

Dupont N. (2021) Analyse de la structure du socle paléozoïque hainuyer. Implications sur les caractéristiques des réservoirs profonds. PhD Thesis, *Université de Mons*, 374 p.

Dupuis, C. (2024) La mer Yprésienne au maximum climatique (p. 67-73). In : *Géodiversité et patrimoine d'Ile-de-France, Roches, paysages, biodiversité, ressources, constructions* (Gély, J.-P., Bergerat, F., Le Callonnec, L., et Obert, D., Eds). *Association des Géologies du Bassin de Paris*, 416 p.

Dupuis, C., and Robazynski, F. (1986) Tertiary and quaternary deposits in and around the Mons Basin, documents for a field trip. *Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol*, Leiden, 23(1), pp. 3-19.

Dupuis, C., and Steurbaut, E. (1987) Alterites, sables marins (NP8, NP9) et fluviatiles, silicification et stromatolithes dans le Paleocene superieur entre Criel et le Cap d'Ailly (haute-Normandie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, *105*, 233–242.

Dupuis, C., and Vandycke, S. (1989) Tectonique et karstification profonde : Un modèle de subsidence original pour le Bassin de Mons. *Annales de la Société géologique de Belgique*, vol. 112, fascicule 2 (Tectonique actuelle et récente en Belgique), 479-487p.

Dupuis, C., De Coninck, J., and Roche, E. (1984) Remise en cause du rôle paléogéographique du horst de l'Artois à l'Yprésien inférieur. Mise en évidence de l'intervention du Môle transverse Bray-Artois. *C. R. Acad. Sci. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sci. de l'Univers, Sci. de La Terre*, *2*.

Dupuis, C., Brych, J., Laga, P. and Anden-Berghe, N. (1988) Sondage stratigraphique au Mont-Panisel : premiers résultats géologiques et géotechniques. *Bull. Soc. Belge Géol*., 97(1) 35-46.

Dupuis, C., De Coninck, J., and Steurbaut, E. (Eds.) (1991) The Ypresian stratotype. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 97 (3/4), 481 p.

Dupuis, C., Aubry, M.-P., Steurbaut, E., Berggren, W., Ouda, K., Magioncalda, R., Cramer, B., Speijer, R., & Heilmann-Clausen, C. (2003) The Dababiya Quarry Section: Lithostratigraphy, clay mineralogy, geochemistry and paleontology. *Micropaleontology*, *49*, 41–59.

Dupuis, C., Quesnel, F., Iakovleva, A., Storme, J.-Y., I., Yans, J. and Magioncalda, R. (2011). Sea level changes in the Paleocene-Eocene interval in NW France. Evidence of two major drops encompassing the PETM. In : *CEBP 2011, Salzburg. Berichte Geol. B.-A.*, 85 (ISSN 1017-8880)

Dypvik, H., Riber, L., Burca, F., Rüther, D., Jargvoll, D., Nagy, J., and Jochmann, M. (2011). The Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM) in Svalbard—clay mineral and geochemical signals. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 302(3-4), 156-169.

Eberl, D.D., Środoń, J. and Northrop, H.R. (1986) Potassium Fixation in Smectite by Wetting and Drying. In: Davis, J.A. and Hayes, K.F. (eds) *Geochemical Processes at Mineral Surfaces, American Chemical Society*, 323, 296–326.

Eberle, J., and Greenwood, D. (2012) Life at the top of the greenhouse Eocene world—A review of the Eocene flora and vertebrate fauna from Canada's High Arctic. *Geological Society of America Bulletin*, *124*, 3–23.

Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, P.F. and Suganuma, Y. (2007) No extreme bipolar glaciation during the main Eocene calcite compensation shift. *Nature*, 448, 908–911.

Edzwald, J. K., and O'Melia, C. R. (1975) Clay distributions in recent estuarine sediments. *Clays and Clay minerals*, 23, 39-44.

Edzwald, J. K., Upchurch, J. B., and O'Melia, C. R. (1974) Coagulation in estuaries. *Environmental Science & Technology*, 8(1), 58-63.

Egal, E. and Piraud, J. (2018) Révision de quelques idées reçues sur le Lutétien parisien (calcaire grossier, marnes et caillasses). *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur*, Champs-sur-Marne, 8p.

Egal, E. (2023) New elements on the lithostratigraphy of the Paris Eocene series based on the observation of hundreds of core drillings (Eole and Grand Paris Express projects).

El Albani, A., Meunier, A., and Fürsich, F. (2005) Unusual occurrence of glauconite in a shallow lagoonal environment (Lower Cretaceous, northern Aquitaine Basin, SW France). *Terra Nova*, 17(6), 537-544.

El Ali, A., Barbin, V., Calas, G., Cervelle, B., Ramseyer, K. and Bouroulec, J. (1993) Mn2+-activated luminescence in dolomite, calcite and magnesite: quantitative determination of manganese and site distribution by EPR and CL spectroscopy. *Chem. Geol.*, 104, 189–202.

Engel, M., Strohmenger, C.J., Peis, K.T., Pint, A., Brill, D. and Brückner, H. (2022), High-resolution facies analysis of a coastal sabkha in the eastern Gulf of Salwa (Qatar): A spatio-temporal reconstruction. *Sedimentology*, 69: 1119-1150.

Erdtman, G. (1960) The acetolysis method, a revised description. *Svensk Botanisk Tidskrift*, 561–564.

Esteoule-Choux, J. (1970) Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain : argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Institut de géologie*, Rennes, 319 pp.

Esteoule-Choux, J. (1984) Palygorskite in The Tertiary Deposits of The Armorican Massif. *Dev. Sedimentol.*, 37, 75–85.

Fabre, C., Devismes, D., Moncayo, S., Pelascini, F., Trichard, F., Lecomte, A., Bousquet, B., Cauzid, J. and Motto-Ros, V. (2018). Elemental imaging by laser-induced breakdown spectroscopy for the geological characterization of minerals. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 33(8), 1345-1353.

Fabre, C. (2020) Advances in Laser-Induced Breakdown Spectroscopy analysis for geology: A critical review. *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*, 166, 105799.

Fagel, N. (2007) Chapter Four - Clay Minerals, Deep Circulation and Climate. In: *Developments in Marine Geology*, *Elsevier*, 1, 139–184.

Fagel, N. (2024) Climatic significance of clay minerals in Cenozoic marine and lacustrine sediments. *Clay Minerals*, 59, 228-257.

Fagel, N., Debrabant, P., de Menocal, P. and Demoulin, B. (1992) Utilisation des minéraux sédimentaires argileux pour la reconstitution des variations paléoclimatiques à court terme en Mer d'Arabie. *Oceanologica Acta*, 15(2), 125-136.

Fairon-Demaret, M., Steurbaut, E., Damblon, F., Dupuis, C., Smith, T., & Gerrienne, P. (2003) The in situ *Glyptostroboxylon* forest of Hoegaarden (Belgium) at the Initial Eocene Thermal Maximum (55 Ma). *Review of Palaeobotany and Palynology*, *126*(1), 103–129.

Fang, Y. and Xu, H. (2022) Dissolved silica-catalyzed disordered dolomite precipitation. *Am. Mineral.*, 107, 443–452.

Fesharaki, O., García-Romero, E., Cuevas-González, J. and López-Martínez, N. (2007) Clay mineral genesis and chemical evolution in the Miocene sediments of Somosaguas, Madrid Basin, Spain. *Clay miner.*, 42, 187–201.

Feugueur, L. (1955) Recherche sur les calcaires de saint-Maximin (Oise), (Carrière e. De Rothschild). *BRGM/BRGG-A0751*, 25 p.

Feugueur, L. (1963). L'Yprésien du Bassin de Paris. Essai de Monographie stratigraphique. *Mémoires pour servir à l'explication de la Carte Géologique Détaillée de la France, Paris, Publication du Ministère de l'Industrie*, 568 pp.

Flügel, E. (2004) Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. *Springer Science & Business Media*, 1004 pp.

Folk, R.L. and Land, L., S. (1975) Mg/Ca Ratio and Salinity: Two Controls over Crystallization of Dolomite. *AAPG Bull.*

Folk, R.L. and Siedlecka, A. (1974) The "schizohaline" environment: Its sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by Late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard. *Sed. Geol.*, 11, 1–15.

Fontes, J.C. and Toulemont, M. (1987) Faciès, pétrologie et teneurs en isotopes lourds (18O, 13C, 34S) des niveaux évaporitiques du Lutétien supérieur du Bassin de Paris : interprétation paléohydrologique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 11, 39–64.

Fontes, J.C., Fritz, P. and Letolle, R. (1970) Composition isotopique, mineralogique et genèse des dolomies du Bassin de Paris. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 279–294.

Francis, J. E., Ashworth, A. C., Cantrill, D. J., Crame, J. A., Howe, J., Stephens, R. S., Tosolini, A.-M., and Thorn, V. (2008) *100 million years of Antarctic climate evolution: Evidence from fossil plants* (A. K. Cooper, P. Barrett, B. Storey, E. Stump, & W. Wise, Eds.; pp. 19–28). National Academies Press.

Frieling, J. and Sluijs, A. (2018) Towards quantitative environmental reconstructions from ancient non-analogue microfossil assemblages: Ecological preferences of Paleocene-Eocene dinoflagellates. *Earth-Science Reviews*, 185, 956–973.

Fulignati, P. (2020) Clay Minerals in Hydrothermal Systems. *Minerals*, 10, 919.

Gabet, E. and Mudd, S. (2009) A theoretical model coupling chemical weathering rate with denudation rates. *Geology*, 37, 151–154.

Galán, E. and Pozo, M. (2011) Palygorskite and Sepiolite Deposits in Continental Environments. Description, Genetic Patterns and Sedimentary Settings. In: Galán, E. and Singer, A. (eds) Developments in palygorskite-sepiolite research: a new outlook on these nanomaterials *Developments in Clay Science*, *Elsevier*, 3, 125–173.

Galán, E. and Singer, A. (2011) Developments in palygorskite-sepiolite research: a new outlook on these nanomaterials, 1st ed. *Developments in Clay Science*, *Elsevier*, 3, 270 pp.

Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P. and Allègre, C.J. (1999) Global silicate weathering and CO_2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, 159, 3–30.

García-Romero, E. and Suárez, M. (2013) Sepiolite–palygorskite: Textural study and genetic considerations. *Appl. Clay Sci.*, 86, 129–144.

Garel, S. (2013) Changements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques enregistrés dans les faciès continentaux et lagunaires de la limite Paléocène-Eocène des bassins de Paris et de Dieppe-Hampshire : Apports de l'étude de la matière organique. PhD Thesis, Paris 6.

Garel, S., Schnyder, J., Jacob, J., Dupuis, C., Boussafir, M., Le Milbeau, C., Storme, J.-Y., Iakovleva, A., Yans, J., Baudin, F., Fléhoc, C., and Quesnel, F. (2013) Paleohydrological and paleoenvironmental changes recorded in terrestrial sediments of the Paleocene–Eocene boundary (Normandy, France). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 376, 184-199.

Garel, S., Quesnel, F., Jacob, J., Roche, E., Le MilBeau, C., Dupuis, C., Boussafir, M., Baudin, F., and Schnyder, J. (2014) High frequency floral changes at the Paleocene-Eocene boundary revealed by comparative biomarker and palynological studies. *Organic geochemistry*, 77, 43-58.

Garel, S., Dupuis, C., Quesnel, F., Jacob, J., Yans, J., Magioncalda, R., Fléhoc, C., and Schnyder, J. (2020) Multiple early Eocene carbon isotope excursions associated with environmental changes in the Dieppe-Hampshire Basin (NW Europe). *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 191, 33.

Gély, J.-P. (1996) Le Lutétien du Bassin parisien : de l'analyse séquentielle haute-résolution à la reconstitution paléogéographique. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, 34, 3–27.

Gély, J.-P. (2016) Le Paléogène du Bassin de Paris : Corrélations et reconstitutions paléogéographiques. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, 53, 2–13.

Gély, J.-P., & Lorenz, C. (1991) Analyse séquentielle de l'éocène et de l'oligocène du Bassin parisien (France). *Revue de l'Institut français du pétrole*, 46 (6), 713-747.

Gély, J.-P., & Leroux, L. (2019) Les pierres d'appareil du lutétien du bassin de Paris : Une ressource complexe et diverse. *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris*, vol. 56, n° 4, p. 26-39.

Gérard, J. R., and Bromley, R. G. (2008) Ichnofabrics in clastic sediments: applications to sedimentological core studies: a practical guide (p. 100). *Madrid: Jean RF Gerard*

Gerdes, G. and Krumbein, W.E. (eds) (1987) Biolaminated Deposits. *Springer-Verlag*, Berlin/Heidelberg.

Gibbs, R.J. (1977) Clay mineral segregation in the marine environment. *Journal of Sedimentary Research*, 47, 237–243.

Gigan, J.-P. (1974) Relations entre composition, texture et quelques propriétés géochimiques des marnes et caillasses – Lutétien supérieur. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.*, *72*, 83–91.

Gillhaus, A., Richter, D.K., Götte, T. and Neuser, R.D. (2010) From tabular to rhombohedral dolomite crystals in Zechstein 2 dolostones from Scharzfeld (SW Harz/Germany): A case study with combined

CL and EBSD investigations. *Sed. Geol.*, 228, 284–291.

Gingerich, P. (2003) Mammalian responses to climate change at the Paleocene-Eocene boundary: Polecat Bench record in the northern Bighorn Basin, Wyoming. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, *369*.

Giorgioni, M., Jovane, L., Rego, E. S., Rodelli, D., Frontalini, F., Coccioni, R., Catanzariti, R. Özcan, E. (2019) Carbon cycle instability and orbital forcing during the Middle Eocene Climatic Optimum. *Scientific Reports*, 9(1), 9357.

Godet, A., Bodin, S., Adatte, T. and Föllmi, K.B. (2008) Platform-induced clay-mineral fractionation along a northern Tethyan basin-platform transect: implications for the interpretation of Early Cretaceous climate change (Late Hauterivian-Early Aptian). *Cretaceous Research*, 29, 830–847.

Goldsmith, J.R. and Graf, D.L. (1958) Structural and Compositional Variations in Some Natural Dolomites. *J. Geol.*, 66, 678–693.

Grambast, L., (1972a) Principe de l'utilisation stratigraphique des charophytes. Application au Paléogène d'Europe occidentale. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 77: 319-328 p.

Grambast, L., (1972b) Etude sur les charophytes tertiaires d'Europe occidentale. I. Genre Tectochara. *Paléobiologie continentale*, III, 2: 1-30 p.

Grambast, L. (1977) Etude des charophytes tertiaires d'Europe occidentale. II. Espèces nouvelles de l'Eocène inférieur. Paléobiologie continentale, 8(1): 1-27.

Grasby, S. E., Them II, T. R., Chen, Z., Yin, R., and Ardakani, O. H. (2019) Mercury as a proxy for volcanic emissions in the geologic record. *Earth-Science Reviews*, 196, 102880.

Gregg, J.M., Bish, D.L., Kaczmarek, S.E. and Machel, H.G. (2015) Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: A review. *Sedimentology*, 62, 1749–1769.

Griffiths, J., Worden, R. H., Wooldridge, L. J., Utley, J. E., Duller, R. A., and Edge, R. L. (2019) Estuarine clay mineral distribution: modern analogue for ancient sandstone reservoir quality prediction. *Sedimentology*, 66(6), 2011-2047.

Grim, R.E., Bray, R.H. and Bradley, W.F. (1937) The mica in argillaceous sediments. *Am. Mineral*, 22(7), 813–829.

Gruas-Cavagnetto, C. 1974. Associations sporopolliniques et microplanctoniques de l'Eocene et de l'Oligocene inferieur du Bassin de Paris. *Paleobiologie Continentale*, 5,1- 20.

Gruas-Cavagnetto, C. 1976. Etude palynologique du sondage de Cuise-la-Motte. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 13(2), 11-23.

Gruas-Cavagnetto, C. 1978. Etude palynologique de l'Eocène du Bassin anglo-parisien. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 131.

Gruas-Cavagnetto, C., Laurain, M. and Meyer, R. 1980. Un sol de mangrove fossilisé dans les lignites du Soissonnais (Yprésien) à Verzenay (Marne). *Géobios*, 13(5), 795-801.

Guettard, J. É. (1746) Mémoire et carte géologique. Sur la nature des terrains qui traversent la France et l'Angleterre. *Mémoires de l'Académie royale des Sciences*, Paris,363-393

Guettard, J.-É. (1756) Description minéralogique des environs de Paris. *Histoire de l'Académie royale des sciences, Imprimerie royale*, 217-258.

Guettard, J. É., & Monnet, A.-G., (1780) Atlas et description minéralogique de la France, Entrepris par ordre du Roi, Fontainebleau, Estampes et Dourdan. *Didot, Desmos & Jombert*, Paris, 212 p.

Guggenheim, S. and Krekeler, M.P.S. (2011) The Structures and Microtextures of the Palygorskite–Sepiolite Group Minerals. In: *Developments in Clay Science*, *Elsevier*, 3, 3–32.

Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigoltet, C., Serrano, O. and Grandjean, G. (2000) Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodin. Acta*, 13, 189–245.

Guo, P., Wen, H. and Sánchez-Román, M. (2023a) Constraints on dolomite formation in a Late Palaezoic saline alkaline lake deposit, Junggar Basin, north-west China. *Sedimentology*, 70, 2302-2330.

Guo, P., Wen, H., Li, C., He, H. and Sánchez-Román, M. (2023b) Lacustrine dolomite in deep time: What really matters in early dolomite formation and accumulation? *Earth-Sci. Rev*., 246, 104575.

Gutjahr, M., Ridgwell, A., Sexton, P. F., Anagnostou, E., Pearson, P. N., Pälike, H., Norris, R. D., Thomas, E., and Foster, G. L. (2017) Very large release of mostly volcanic carbon during the Palaeocene–Eocene Thermal Maximum. *Nature*, *548*(7669), 573–577.

Gulev, S.K., P.W. Thorne, J. Ahn, F.J. Dentener, C.M. Domingues, S. Gerland, D. Gong, D.S. Kaufman, H.C. Nnamchi, J. Quaas, J.A. Rivera, S. Sathyendranath, S.L. Smith, B. Trewin, K. von Schuckmann, and R.S. Vose, (2021) Changing State of the Climate System. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 287–422.

Gulick, S. P. S., Shevenell, A. E., Montelli, A., Fernandez, R., Smith, C., Warny, S., Bohaty, S. M., Sjunneskog, C., Leventer, A., Frederick, B., and Blankenship, D. D. (2017) Initiation and long-term instability of the East Antarctic Ice Sheet. *Nature*, *552*(7684), 225–229.

Gulinck, M. (1973) Note sur l'extension des facies fluvio-lagunaires du Landénien de la Belgique. *Service géologique de Belgique*, 121 p.

Hahn, D. W., and Omenetto, N. (2012) Laser-induced breakdown spectroscopy (LIBS), part II: review of instrumental and methodological approaches to material analysis and applications to different fields. *Applied spectroscopy*, 66(4), 347-419.

Hammer, Ø., Harper, D., and Ryan, P. (2001) PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, 4 (1), 9. http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm

Handley, L., Crouch, E. M., & Pancost, R. D. (2011). A New Zealand record of sea level rise and environmental change during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 305(1-4).

Handley, L., O'Halloran, A., Pearson, P. N., Hawkins, E., Nicholas, C. J., Schouten, S., McMillan, I., and Pancost, R. D. (2012) Changes in the hydrological cycle in tropical East Africa during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 329, 10-21.

Hao, O.J., Chen, J.M., Huang, L. and Buglass, R.L. (1996) Sulfate-reducing bacteria. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 26, 155–187.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., Stover, L.E., Colin, J.P., Ioannides, N.S., Wright, R.C., Baum, G.R., Gombos, A.M., Jr., Pflum, C.E., Loutit, T.S., Chêne, R.J. du, Romine, K.K., Sarg, J.F., Posamentier, H.W. and Morgan, B.E. (1988) Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and C.A. Cycles of Sea-Level Change. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Wagoner, J.V., Ross, C.G., and Kendall, St.C. (eds) *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*, *SEPM Society for Sedimentary Geology*, 42, 0.

Harding, I. C., Charles, A. J., Marshall, J. E., Pälike, H., Roberts, A. P., Wilson, P. A., Jarvis, E., Thorne, R., Morris, E., Moremon, R., Pearce, R. B., and Akbari, S. (2011) Sea-level and salinity fluctuations during the Paleocene–Eocene thermal maximum in Arctic Spitsbergen. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(1-2), 97-107.

Harley, C.D.G., Randall Hughes, A., Hultgren, K.M., Miner, B.G., Sorte, C.J.B., Thornber, C.S., Rodriguez, L.F., Tomanek, L. and Williams, S.L. (2006) The impacts of climate change in coastal marine systems. *Ecology Letters*, 9: 228-241.

Harmon, R. S., and Senesi, G. S. (2021) Laser-induced breakdown spectroscopy–a geochemical tool for the 21st century. *Applied Geochemistry*, 128, 104929.

Harper, D. T., Hönisch, B., Zeebe, R. E., Shaffer, G., Haynes, L. L., Thomas, E., and Zachos, J. C. (2020) The magnitude of surface ocean acidification and carbon release during Eocene Thermal Maximum 2 (ETM-2) and the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM). *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35(2), e2019PA003699.

Hay, W. W., DeConto, R. M., Wold, C. N., Wilson, K. M., Voigt, S., Schulz, M., Wold-Rossby, A., Dullo, W.-C., Ronov, A. B., Balukhovsky, A. N., and Söding, E., (1999) Alternative global Cretaceous paleogeography. In: Barrera, E., and Johnson, C. C. (eds) Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. *Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado*, 332.

Hayes, J.M. (1993) Factors controlling 13C contents of sedimentary organic compounds: Principles and evidence. *Marine Geology*, 113, 111–125.

Hayes, J.M. (2001) Fractionation of Carbon and Hydrogen Isotopes in Biosynthetic Processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 43 (1), 225–277.

Hayes, J. M., Strauss, H. and Kaufman, A. J. (1999) The abundance of 13C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chem. Geol.*, 161, 103–125.

Henehan, M. J., Edgar, K. M., Foster, G. L., Penman, D. E., Hull, P. M., Greenop, R., Anagnostou, E., and Pearson, P. N. (2020) Revisiting the Middle

Eocene Climatic Optimum "Carbon Cycle Conundrum" With New Estimates of Atmospheric pCO_2 From Boron Isotopes. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, *35*(6).

Herbillon, A. J., Frankart, R., & Vielvoye, L. (1981) An occurrence of interstratified kaolinite-smectite minerals in a red-black soil toposequence. *Clay Minerals*, 16(2), 195-201.

Hermoso, M. and Pellenard, P. (2014) Continental weathering and climatic changes inferred from clay mineralogy and paired carbon isotopes across the early to middle Toarcian in the Paris Basin. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 399, 385-393.

Higgins, J. A., and Schrag, D. P. (2006) Beyond methane: Towards a theory for the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, *245*(3), 523–537.

Hillier, S. (2000) Accurate quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by XRD: comparison of a Rietveld and a reference intensity ratio (RIR) method and the importance of sample preparation. *Clay Mineral.*, 35, 291–302.

Hips, K., Haas, J., Poros, Z., Kele, S. and Budai, T. (2015) Dolomitization of Triassic microbial mat deposits (Hungary): Origin of microcrystalline dolomite. *Sedimentary Geology*, 318, 113–129.

Hobbs, F.W.C., Fang, Y., Lebrun, N., Yang, Y. and Xu, H. (2024) Co-precipitation of primary dolomite and Mg-rich clays in Deep Springs Lake, California. *Sedimentology*, sed.13176.

Holtzappfel, T. (1985) Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. Publication-Société géologique du Nord, 12.

Honegger, L., Adatte, T., Spangenberg, J. E., Rugenstein, J. K. C., Poyatos-Moré, M., Puigdefàbregas, C., Chanvry, E., Clark, J., Fildani, A., Verrechia, E., Kouzmanov, K., Harlaux, M., and Castelltort, S. (2020) Alluvial record of an early Eocene hyperthermal within the Castissent Formation, the Pyrenees, Spain. *Climate of the Past*, *16*(1), 227–243.

Hong, H.L., Yu, N., Xiao, P., Zhu, Y.H., Zhang, K.X. and Xiang, S.Y. (2007) Authigenic palygorskite in Miocene sediments in Linxia basin, Gansu, northwestern China. *Clay Mineral.*, 4 2, 45–58.

Hooker, (1996) Mammalian biostratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary in the Paris, London and Belgian basins. In: *Correlation of the Early Palaeogene in Northwest Europe* (Knox, R. W. O'B., Corfield, R.M. and Dunay, R.E., Eds.). *Geological Society Special Publication*, 101: 205-218.

Hooker, J., and Millbank, C. (2001) A Cernaysian mammal from the Upnor Formation (Late Palaeocene, Herne Bay, UK) and its implications for correlation. *Proceedings of The Geologists Association - PROC GEOL ASSOC*, *112*, 331–338.

Huggett, J.M. and Knox, R.W.O. (2006) Clay mineralogy of the Tertiary onshore and offshore strata of the British Isles. *Clay Mineral.*, 41, 5–46.

Huggett, J., Adetunji, J., Longstaffe, F., and Wray, D. (2017) Mineralogical and geochemical characterisation of warm-water, shallow-marine glaucony from the Tertiary of the London Basin. Clay Minerals, 52(1), 25-50.

Huyghe, D., Merle, D., Lartaud, F., Cheype, E., & Emmanuel, L. (2012) Middle Lutetian climate in the Paris Basin: Implications for a marine hotspot of paleobiodiversity. *Facies*, *58*(4), 587–604.

Huyghe, D., Lartaud, F., Emmanuel, L., Merle, D., & Renard, M. (2015) Palaeogene climate evolution in the Paris Basin from oxygen stable isotope ($\delta^{18}O$) compositions of marine molluscs. *Journal of the Geological Society*, 172(5), 576-587.

Huyghe, D., Emmanuel, L., Renard, M., Lartaud, F., Génot, P., Riveline, J., & Merle, D. (2017) Significance of shallow-marine and non-marine algae stable isotope ($\delta^{18}O$) compositions over long periods: Example from the Palaeogene of the Paris Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 485, 247-259.

Hyland, E., Sheldon, N., and Cotton, J. (2017) Constraining the early Eocene climatic optimum: A terrestrial interhemispheric comparison. *Geological Society of America Bulletin*, *129*, B31493.1.

Iacoviello, F., Giorgetti, G., Nieto, F. and Memmi, I.T. (2012) Evolution with depth from detrital to authigenic smectites in sediments from AND-2A drill core (McMurdo Sound, Antarctica). *Clay miner.*, 47, 481–498.

Iakovleva, A.I., Quesnel, F. and Dupuis, C. (2021) New insights on the Late Paleocene − Early Eocene dinoflagellate cyst zonation for the Paris and Dieppe basins. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 192, 44.

Illing, L., V. and Taylor, J., C.M. (1993) Penecontemporaneous Dolomitization in Sabkha Faishakh, Qatar: Evidence from Changes in the Chemistry of the Interstitial Brines. J Sed Res.

Inglès, M. and Anadón, P. (1991) Relationship of Clay Minerals to Depositional Environment in the Non-Marine Eocene Pontils Group, Se Ebro Basin (Spain). *J Sed Res*. 61 (6), 926-939.

Intxauspe-Zubiaurre, B., Martínez-Braceras, N., Payros, A., Ortiz, S., Dinarès-Turell, J. and Flores, J.-A. (2018) The last Eocene hyperthermal (Chron C19r event, ~41.5 Ma): Chronological and paleoenvironmental insights from a continental margin (Cape Oyambre, N Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 505, 198–216.

Isphording, W.C. (1973) Discussion of the Occurrence and Origin of Sedimentary Palygorskite-Sepiolite Deposits. *Clay Clay Mineral.*, 21, 391–401.

Jaimes-Gutierrez, R., Adatte, T., Pucéat, E., Vennemann, T., Prieur, M., Wild, A. L., Khozyem, H., Vaucher, R. and Castelltort, S. (2024) Deciphering Paleocene-Eocene Thermal Maximum climatic dynamics: Insights from oxygen and hydrogen isotopes in clay minerals of Paleosols from the Southern Pyrenees. Paleoceanography and Paleoclimatology, 39(11), e2024PA004858.

Janin, M.-C., and Bignot G., (1993) Nouvelle subdivision biostratigraphique du Thanétien du BP fondée sur les nannofossiles calcaires. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t.317, Série II, p. 927-934.

Jaramillo, C., Ochoa, D., Contreras, L., Pagani, M., Carvajal-Ortiz, H., Pratt, L.M., Krishnan, S., Cardona, A., Romero, M., Quiroz, L., Rodriguez, G., Rueda, M.J., Parra, F., Morón, S., Green, W., Bayona, G., Montes, C., Quintero, O., Ramirez, R., Mora, G., Schouten, S., Bermudez, H., Navarrete, R., Parra, F., Alvarán, M., Osorno, J., Crowley, J.L., Valencia, V., and Jeff Vervoort, J. (2010) Effects of rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary on Neotropical vegetation. *Science*, 330, 6006, 957-961

Javaux, E., Knoll, A. & Walter, M. (2001) Morphological and ecological complexity in early eukaryotic ecosystems. *Nature* 412, 66–69.

Javaux, E., Marshall, C. & Bekker, A. (2010) Organic-walled microfossils in 3.2-billion-year-old shallow-marine siliciclastic deposits. *Nature* 463, 934–938.

Jeans, C. V. (2006) Clay mineralogy of the Cretaceous strata of the British Isles. *Clay Minerals*, 41(1), 47-150.

Jehle, M., Godinot, M., Delsate, D., Phélizon, A. and Pellouin, J.-L. (2012) A new late Paleocene micromammal fauna from Montchenot (Paris Basin). Preliminary results. Palaeobio Palaeoenv 92, 487–496.

Jehle, M., Godinot, M., Delsate, D., Phélizon, A. and Pellouin, J.-L. (2019) Evolution of plesiadapid mammals (Eutheria, Euarchonta, Plesiadapiformes) in Europe across the Paleocene/Eocene boundary: implications for phylogeny, biochronology and scenarios of dispersal. *Palaeobio Palaeoenv* 99, 293–351.

Jenkyns, H.C. (2010) Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11.

Jenkyns, H.C., Jones, C.E, Gröcke 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.

Ji, K., Wang, C., Hong, H., Yin, K., Zhao, C., Xu, Y., Song, B., Prins, M., Lourens, L.J., Gingerich, P.D. and Abels, H.A. (2023) Elevated physical weathering exceeds chemical weathering of clays during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in the continental Bighorn Basin (Wyoming, USA). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 615, 111445.

Jiang, J., Hu, X., Garzanti, E., Li, J., BouDagher-Fadel, M. K., Sun, G., and Xu, Y. (2022) Enhanced storm-induced turbiditic events during early Paleogene hyperthermals (Arabian continental margin, SW Iran). *Global and Planetary Change*, *214*, 103832.

Jin, S., Kemp, D. B., Jolley, D. W., Vieira, M., Zachos, J. C., Huang, C., Li, M. and Chen, W. (2022) Large-scale, astronomically paced sediment input to the North Sea Basin during the Paleocene Eocene Thermal Maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 579, 117340.

Jin, S., Kemp, D. B., Yin, R., Sun, R., Shen, J., Jolley, D. W., Vieira, M. and Huang, C. (2023) Mercury isotope evidence for protracted North Atlantic magmatism during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 602, 117926.

Jin, S., Kemp, D. B., Shen, J., Yin, R., Jolley, D. W., Vieira, M., and Huang, C. (2024) Spatiotemporal distribution of global mercury enrichments through the Paleocene-Eocene Thermal Maximum and links to volcanism. *Earth-Science Reviews*, 248, 104647.

John, C. M., Banerjee, N. R., Longstaffe, F. J., Sica, C., Law, K. R., and Zachos, J. C. (2012). Clay assemblage and oxygen isotopic constraints on the weathering response to the Paleocene-Eocene thermal maximum, east coast of North America. *Geology*, 40(7), 591-594

Jolivet, L., Leprince, M., Moncayo, S., Sorbier, L., Lienemann, C. P., and Motto-Ros, V. (2019) Review of the recent advances and applications of LIBS-based imaging. *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*, 151, 41-53.

Jones, B.F. and Conko, K.M. (2011) Environmental Influences on the Occurrences of Sepiolite and Palygorskite: A Brief Review. In*: Developments in Clay Science, Elsevier*, 3, 69–83.

Jones, C.D., Koven, C., Nicholls, Z., Liddicoat, S., Meinshausen, M., Lewis, J. (2023) Technical Summary of the Working Group I Contribution to the IPCC Sixth Assessment Report - Input data for Box TS.5, Figure 1 (v20220817). NERC EDS Centre for Environmental Data Analysis, 26 September 2023. doi: 10.5285/d6a301f3429b44e7924296f840f68fe6

Jones, M. T., Percival, L. M., Stokke, E. W., Frieling, J., Mather, T. A., Riber, L., Schubert, B.A., Schultz, B., Tegner, C., Planke, S. and Svensen, H. H. (2019) Mercury anomalies across the Palaeocene–Eocene thermal maximum. *Climate of the Past*, 15(1), 217-236.

Jones, M. T., Stokke, E. W., Rooney, A. D., Frieling, J., Pogge von Strandmann, P. A. E., Wilson, D. J., Svensen, H. H., Planke, S., Adatte, T., Thibault, N., Vickers, M. L., Mather, T. A., Tegner, C., Zuchuat, V., and Schultz, B. P. (2023) Tracing North Atlantic volcanism and seaway connectivity across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM). *Climate of the Past*, *19*(8), 1623–1652.

Kaczmarek, S.E., Gregg, J.M., Bish, D.L., Machel, H.G. and Fouke, B.W. (2017) Dolomite, very high-magnesium calcite, and microbes—implications for the microbial model of dolomitization. In: *Characterization and Modeling of Carbonates–Mountjoy Symposium 1*, *SEPM (Society for Sedimentary Geology)*,

Kadir, S., Erkoyun, H., Eren, M., Huggett, J. and Önalgil, N. (2016) Mineralogy, Geochemistry, and Genesis of Sepiolite and Palygorskite in Neogene Lacustrine Sediments, Eskişehir Province, West Central Anatolia, Turkey. *Clays and clay miner.*, 64, 145–166.

Kahn, A., and Aubry, M.-P. (2004) Provincialism associated with the Paleocene/Eocene thermal maximum: Temporal constraint. *Marine Micropaleontology*, *52*(1), 117–131.

Kaiho, K., Arinobu, T., Ishiwatari, R., Morgans, H. E., Okada, H., Takeda, N., Tazaki, K., Zhou, G., Kajiwara, Y., Matsumoto, R., Hirai, A., Niitsuma, N. and Wada, H. (1996) Latest Paleocene benthic foraminiferal extinction and environmental changes at Tawanui, New Zealand. *Paleoceanography*, 11(4), 447-465.

Kaya, Abidin, Ali Hakan Ören, and Yeliz Yükselen (2006) Settling of kaolinite in different aqueous environment. *Marine Georesources and Geotechnology*, 24(3), 203-218.

Keith, M.L. and Weber, J.N. (1964) Carbon and oxygen isotopic compositions of selected limestones and fossils. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1787–1816.

Kelly, D. C., Bralower, T. J., & Zachos, J. C. (1998). Evolutionary consequences of the latest Paleocene thermal maximum for tropical planktonic foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 141(1-2), 139-161.

Kelly, D. C., Zachos, J. C., Bralower, T. J., & Schellenberg, S. A. (2005) Enhanced terrestrial weathering/runoff and surface ocean carbonate production during the recovery stages of the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Paleoceanography*, 20(4).

Kemp, S. J., Ellis, M. A., Mounteney, I., and Kender, S. (2016) Palaeoclimatic implications of high-resolution clay mineral assemblages preceding and across the onset of the Palaeocene–Eocene Thermal Maximum, North Sea Basin. *Clay Minerals*, *51*(5), 793–813.

Kender, S., Stephenson, M. H., Riding, J. B., Leng, M. J., Knox, R. W. B., Peck, V. L., Kendrick, C.P., Ellis, M.A, Vane, C.H. and Jamieson, R. (2012) Marine and terrestrial environmental changes in NW Europe preceding carbon release at the Paleocene–Eocene transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 353, 108-120.

Kender, S., Bogus, K., Pedersen, G. K., Dybkjær, K., Mather, T. A., Mariani, E., Ridgwell, A., Riding, J. B., Wagner, T., Hesselbo, S. P., and Leng, M. J. (2021) Paleocene/Eocene carbon feedbacks triggered by volcanic activity. *Nature Communications*, *12*(1), 5186.

Kennard, J.M. and James, N.P. (1986) Thrombolites and Stromatolites: Two Distinct Types of Microbial Structures. *PALAIOS*, 1, 492.

Kennett, J., and Stott, L. D. (1990) Proteus and Proto-Oceanus; ancestral Paleogene oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results; ODP Leg 113. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Weddell Sea, Antarctica, Leg 113*, *113*, 865–880.

Kennett, J., and Stott, L. D. (1991) Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature*, *353*, 225–229.

Kent, D. V., Cramer, B. S., Lanci, L., Wang, D., Wright, J. D., & Van der Voo, R. (2003) A case for a comet impact trigger for the Paleocene/Eocene thermal maximum and carbon isotope excursion. *Earth and Planetary Science Letters*, *211*(1), 13–26.

King, C. (2006) Paleogene and Neogene: uplift and a cooling climate. In: *The Geology of England and Wales*, First (Ed. P.J. Brenchley and P.F. Rawson), *The Geological Society of London*, 395–427.

King, C. (2016) A revised correlation of Tertiary rocks in the British Isles and adjacent areas of NW Europe. *Geological Society of London*.

Kirkham, A. and Huggett, J.M. (2020) Quaternary palygorskite-dolomite occurrences in Abu Dhabi Emirate. *Arab. J. Geosci.*, 13, 290.

Kirtland Turner, S., Sexton, P. F., Charles, C. D., and Norris, R. D. (2014) Persistence of carbon release events through the peak of early Eocene global warmth. *Nature Geoscience*, *7*(10), 748–751. https://doi.org/10.1038/ngeo2240

Kirtland Turner, S., Hull, P. M., Kump, L. R., and Ridgwell, A. (2017) A probabilistic assessment of the rapidity of PETM onset. *Nature Communications*, *8*(1), 353.

Knox, R.W. O'B. (1996) Tectonic controls on sequence development in the Palaeocene and earliest Eocene of southeast England: implications for North Sea stratigraphy. SP, 103, 209–230.

Knox, R. W. O'B. (1998) The tectonic and volcanic history of the North Atlantic region during the Paleocene–Eocene transition: implications for NW European and global biotic events. In: *Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Records, Columbia University Press, New York*, 91-102.

Knox, R. W. O'B. and Morton, A. C. (1988) The record of early Tertiary N Atlantic volcanism in sediments of the North Sea Basin. In: Morton, A. C. and Parson, L. M. (eds) Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. *Geological Society, London, Special Publication* 39,407-419.

Knox, R.W. O'B., Bosch, J.H.A., Rasmussen, E.S., Heilmann-Clausen, C., Hiss, M., De Lugt, I.R., Kasińksi, J., King, C., Köthe, A., Słodkowska, B., Standke, G. and Vandenberghe, N. (2010) Cenozoic. In: Doornenbal J.C. and Stevenson A.G. (eds) *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area*, EAGE Publications, Houten, 211–223.

Koch, P. L., Zachos, J. C., and Gingerich, P. D. (1992) Correlation Between Isotope Records In Marine And Continental Carbon Reservoirs Near The Paleocene Eocene Boundary. *Nature*.

Kohn, M. J. (2010) Carbon isotope compositions of terrestrial C3 plants as indicators of (paleo) ecology and (paleo) climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(46), 19691-19695.

Koschorreck, M. (2008) Microbial sulphate reduction at a low pH: Microbial sulphate reduction at low pH. *FEMS Microbiology Ecology*, 64, 329–342.

Kraus M.J., F.A. McInerney, S.L. Wing, R. Secord, A.A. Baczynski, J.I. Bloch (2013) Paleohydrologic response to continental warming during the Paleocene-Eocene thermal maximum, Bighorn Basin, Wyoming. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 370, pp. 196-208

Krause, A. J., Sluijs, A., van der Ploeg, R., Lenton, T. M., & Pogge von Strandmann, P. A. E. (2023). Enhanced clay formation key in sustaining the Middle Eocene Climatic Optimum. *Nature Geoscience*, *16*(8), 730–738.

Krause, S., Liebetrau, V., Gorb, S., Sánchez-Román, M., McKenzie, J.A. and Treude, T. (2012) Microbial nucleation of Mg-rich dolomite in exopolymeric substances under anoxic modern seawater salinity: New insight into an old enigma. *Geology*, 40, 587–590.

Krishnan, S., Pagani, M., Huber, M., and Sluijs, A. (2014) High latitude hydrological changes during the Eocene Thermal Maximum 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 404, 167-177.

Krutzsch, W. (1957) Sporen und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. Zeitschrift Für Angewandte. *Geologie*, 3, 509–548.

Krutzsch, W. and Vanhoorne, R. (1977) Die Pollenflora von Epinois und Loksbergen in Belgien. *Palaeontographica Abteilung* B, 163, 1–110.

Krumgalz, B. (1980) Chapter 6 Salt Effect on the pH of Hypersaline Solutions. In: *Developments in Sedimentology*, *Elsevier*, 28, 73–83.

Kumar, R., Hameed, A., and Srivastava, P. (2023) Clay mineralogical evidence of near-equatorial Palaeocene–Eocene Thermal Maximum in Barmer Basin, India. *Clay Minerals*, 58(2), 121-142.

Kump, L.R. and Arthur, M.A. (1999) Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, 161, 181–198.

Kurtz, A. C., Kump, L. R., Arthur, M. A., Zachos, J. C., and Paytan, A. (2003) Early Cenozoic decoupling of the global carbon and sulfur cycles. *Paleoceanography*, *18*(4).

Lacombe, O., and Obert, D. (2000) Héritage structural et déformation de couverture : Plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris. *Comptes Rendus de l'Académie Des*

Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, *330*(11), 793–798.

Laga, P., Louwye S. & Geets, S. (2001) The Hannut Formation. *National Commission for Stratigraphy Belgium*. http://ncs.naturalsciences.be/lithostratigraphy/Hannut-Formation

Laita, E., Bauluz, B., Aurell, M., Badenas, B., Canudo, J. I., and Yuste, A. (2020) A change from warm/humid to cold/dry climate conditions recorded in lower Barremian clay-dominated continental successions from the SE Iberian Chain (NE Spain). *Sedimentary geology*, 403, 105673.

Lanson, B., Sakharov, B., Claret, F. and Drits, V. (2009) Diagenetic Smectite-to-Illite Transition in Clay-Rich Sediments: A Reappraisal of X-Ray Diffraction Results Using the Multi-Specimen Method. *American Journal of Science*, 309, 476–516.

Lapparent A. de, (1883). *Traité de Géologie*. F. Savy, Paris, 1280 p.

Lasaga, A.C., Soler, J.M., Ganor, J., Burch, T.E. and Nagy, K.L. (1994) Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 2361–2386.

Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M., and Manche, H. (2011) La2010: A new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, *532*, A89.

Laurain, M. and Meyer, R. (1986) Stratigraphie et paléogéographie de la base du Paléogène champenois. *Géologie de la France*, 1, 103-123.

Laurain, M., Barta, L., Bolin, C., Guernet, C., Gruascavagnetto, C., Louis, P., Perreau, M., Riveline, J. And Thiry, M. (1983) Le sondage et la coupe du Mont Bernon à Epernay (Marne). Etude sédimentologique et paléontologique du stratotype du Sparnacien et de la série éocène. *Géologie de la France*, 3: 235-254.

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. *Climate of the Past*, *11*(10), 1313–1324.

Lauretano, V., Zachos, J. C., and Lourens, L. J. (2018) Orbitally Paced Carbon and Deep-Sea Temperature Changes at the Peak of the Early Eocene Climatic Optimum. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, *33*(10), 1050–1065.

Le Breton, E. (2012) Differential spreading along the NE Atlantic ridge system and post-breakup deformation of the adjacent continental margins. PhD Thesis, Université de Rennes 1

Le Calvez, Y. (1968) Les foraminifères du Paléogène des sondages de Chaignes, Montjavoult, Cires-lès-Mello - Le Tillet et Ludes (Bassin de Paris). *Bur. Rech. Géol. Min. Mém.58*, 101–106.

Le Calvez, Y., (1970) Contribution à l'étude des foraminifères paléogènes du Bassin de Paris. *Cahiers de Paléontologie, C.N.R.S.*, Paris, 1-326.

Lecomte, G., (1994) Etude paléontologique et sédimentologique de l'Yprésien de l'Est du Bassin de Paris. PhD Thesis, *Université de Paris VI*, 259 p.

Leithold, E.L., Blair, N.E. and Perkey, D.W. (2006). Geomorphologic controls on the age of particulate organic carbon from small mountainous and upland rivers. *Global Biogeochemical Cycles*, 20, GB3022.

Lenz, O. K., Montag, M., Wilde, V., Methner, K., Riegel, W., and Mulch, A. (2022) Early Eocene carbon isotope excursions in a lignite-bearing succession at the southern edge of the proto-North Sea (Schöningen, Germany). *Climate of the Past*, *18*(10), 2231–2254.

Li, X., Li, F., Wang, J., Wang, B., Wang, Z., Sun, X., Qian, L. and Yi, C. (2022) Formation and preservation of Eocene lacustrine microbialites in the western Qaidam Basin (northeastern Qinghai-Tibetan Plateau, China): Petrological, mineralogical, and geochemical constraints. *Sed. Geol.*, 440, 106257.

Li, Y., Sun, P., Liu, Z., Bai, Y., Xu, Y., Ma, L., and Liu, R. (2022a) Eocene hyperthermal events in the terrestrial system: Geochronological and astrochronological constraints in the Fushun Basin, NE China. *Marine and Petroleum Geology*, *139*, 105604.

Li, Y., Sun, P., Liu, Z., Bai, Y., Ma, L., Wang, J., Xu, Y., and Liu, R. (2022b) Quantitative reconstruction of atmospheric pCO_2 sources during Eocene hyperthermal events based on data from the Fushun Basin, Northeast China. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*., 601, 111099.

Li, Y., Sun, P., Falcon-Lang, H. J., Liu, Z., Zhang, B., Zhang, Q., Wang, J., and Xu, Y. (2023) Eocene hyperthermal events drove episodes of vegetation turnover in the Fushun Basin, northeast China: Evidence from a palaeoclimate analysis of palynological assemblages. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*., *610*, 111317.

Lindtke, J., Ziegenbalg, S.B., Brunner, B., Rouchy, J.M., Pierre, C. and Peckmann, J. (2011) Authigenesis of native sulphur and dolomite in a lacustrine evaporitic setting (Hellín basin, Late Miocene, SE Spain). *Geol. Mag.*, 148, 655–669.

Lippmann, F. (1973) Sedimentary Carbonate Minerals. *Springer, Berlin Heidelberg*, 229 pp.

Lisica, K., Augland, L. E., Stevenson, J. A., Jerram, D. A., Beresford-Browne, A., and Jones, M. T. (2024) High-precision U–Pb geochronology of the Lundy igneous complex: implications for North Atlantic volcanism and the far-field Paleocene–Eocene ash record. *Journal of the Geological Society*, 182(1), jgs2023-140.

Liu, D., Xu, Y., Papineau, D., Yu, N., Fan, Q., Qiu, X. and Wang, H. (2019) Experimental evidence for abiotic formation of low-temperature proto-dolomite facilitated by clay minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 247, 83–95.

Lokier, S.W. (2013) Coastal Sabkha Preservation in the Arabian Gulf. *Geoheritage*, 5, 11–22.

Lopez-Galindo, A., Ben Aboud, A., Fenoll Hach-Ali, P. and Casas Ruiz, J. (1996) Mineralogical and geochemical characterization of palygorskite from Gabasa (NE Spain). Evidence of a detrital precursor. *Clay Mineral.*, 31, 33–44.

Louis, P., Laurain, M., Bolin, C. & Barta, L. (1983) Nouveau gisement de vertébrés dans le Cuisien supérieur de Saint-Agnan (Aisne) : ses relations stratigraphiques avec les autres gisements yprésiens du Bassin Parisien. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 20, 3-20.

Lourens, L. J., Sluijs, A., Kroon, D., Zachos, J. C., Thomas, E., Röhl, U., Bowles, J., and Raffi, I. (2005) Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. *Nature*, *435*(7045), 1083–1087.

Lucas J., Trauth N., Thiry M. (1974) Les minéraux argileux des sédiments paléogènes du Bassin de Paris. Evolution des smectites et des interstratifiés (7-14Sm). Bulletin du Groupe français des argiles, 26 (2), 245-262.

Luciani, V., Dickens, G. R., Backman, J., Fornaciari, E., Giusberti, L., Agnini, C., and D'Onofrio, R. (2016) Major perturbations in the global carbon cycle and photosymbiont-bearing planktic foraminifera during the early Eocene. *Climate of the Past*, *12*(4), 981–1007.

Lumsden, D.N. (1979) Discrepancy Between Thin-Section and X-Ray Estimates of Dolomite in Limestone. *J Sed Res*. 49(2), 429-435.

Lyu, H. and Lu, H. (2024). Precipitation is the main control on the global distribution of soil clay minerals. *Earth-Science reviews*, 257.

Lyu, H., Lu, H., Wang, Y., Zhang, H., Wang, Y., Wang, K., Lai, L., Liu, Z., Li, Y. and Ji, J. (2021). East Asian paleoclimate change in the Weihe Basin (central China) since the middle Eocene revealed by clay mineral analysis. *Science China Earth Sciences*, 64, 1285-1304.

Ma, Y., Fan, M., Zhang, C., Grasby, S. E., Yin, R., Lu, Y., Zhang, B., Jin, X., Ma, C., Lu, Y., Sluijs, A. (2024) Volcanic and orbitally forced carbon release during the Middle Eocene Climatic Optimum: *Geology*, 52 (11), p. 813-818.

Machel, H.G. (2001) Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings — old and new insights. *Sed. Geol.*, 140, 143–175.

Machel, H.G. (2004) Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 235, 7–63.

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 $^{13}C_{org}$) dans les paleoenvironnements continentaux de l'intervalle Paleocene/Eocene de Varangeville (Haute-Normandie). *Bulletin de la Sociéte géologique de France*, 172(3), 349-358.

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*(7), 553–556.

Mahon, E. M., and Wallace, M. W. (2022) Sedimentology and seismic geomorphology of Paleocene coastal peatlands from the offshore Gippsland Basin, SE Australia. *Sedimentary Geology*, 434, 106145.

Manaa, A.A. and Aref, M.A. (2022) Microbial mats and evaporite facies variation in a supralittoral, ephemeral lake, Red Sea coast, Saudi Arabia. *Facies*, 68, 3.

Manlay, A., and Parmentier, M. (2023) Eaux souterraines en Hauts-de-France : Synthèses des principaux aquifères et hydrosystèmes. *Annales de la Société Géologique du Nord*, (30), 121-130.

Mariani, E., Kender, S., Hesselbo, S. P., Bogus, K., Littler, K., Riding, J. B., Leng, M. J., Kemp, S. J., Dybkjær, K., Pedersen, G. K., Wagner, T., & Dickson, A. J. (2024) Large Igneous Province Control on Ocean Anoxia and Eutrophication in the North Sea at the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *Paleoceanogr. and Paleoclimatol.*, *39*(4).

Marie, N. (2023) Faciès sédimentaires et géométries 3D à haute résolution dans un bassin faiblement subsident: le cas du Bartonien du Bassin de Paris. PhD Thesis, Université de Rennes

Marlot, L. (2023) Quelle variabilité climatique à venir ? Enseignement des archives sédimentaires de l'Eocène moyen du Bassin de Paris. PhD Thesis, Mines Paris-PSL

Martini, E., 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation, in Farinacci, ed., *Proceedings of the Second Conference on Planktonic Microfossils*, Rome, 1970: Rome, Tecnoscienza, v. 2, p. 739- 785.

Mascle, A., and Cazes, M. (1987) La couverture sédimentaire du bassin Parisien le long du profil ECORS-Nord de la France. *Revue de l'Institut Français Du Pétrole*, *42*(3), 303–316.

Massel, S.R., Furukawa, K. and Brinkman, R.M. (1999) Surface wave propagation in mangrove forests. *Fluid Dynamics Research*, 24, 219–249.

Mathelin, J.-C., & Bignot, G. (1989). Le falun de Foulangues et ses relations stratigraphique et paléogéographique avec le Biarritzien stratotypique. *C.R. Congr. Natl. Soc. Savantes, Sect. Sci.*, Vol 114, pp 55-70.

Mather, C. C., Lampinen, H. M., Tucker, M., Leopold, M., Dogramaci, S., Raven, M., and Gilkes, R. J. (2023). Microbial influence on dolomite and authigenic clay mineralisation in dolocrete profiles of NW Australia. *Geobiology*, 21, 644–670.

McCormack, J., Baldermann, A., Bontognali, T.R.R., Wolf, A. and Kwiecien, O. (2024) Hydrochemical mixing-zones trigger dolomite formation in an alkaline lake. *Sedimentology*, 71, 871–886.

McInerney, F. A., and 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.

McKenzie, J.A. (1981) Holocene Dolomitization of Calcium Carbonate Sediments from the Coastal Sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E.: A Stable Isotope Study. *J. Geol.*, 89, 185–198.

McKenzie, J.A. and Vasconcelos, C. (2009) Dolomite Mountains and the origin of the dolomite rock of which they mainly consist: historical developments and new perspectives. *Sedimentology*, 56, 205–219.

McKinley, J.M., Worden, R.H. and Ruffell, A.H. (2003) Smectite in Sandstones: A Review of the Controls on Occurrence and Behaviour During Diagenesis. In: Worden, R.H. and Morad (eds), *Clay mineral cements in sandstones, IAS Special Publications*, 34, 109-128.

McMillan, N. J., Montoya, C., and Chesner, W. H. (2012) Correlation of limestone beds using laser-induced breakdown spectroscopy and chemometric analysis. *Applied Optics*, 51(7), B213-B222.

Mégnien, C. and Mégnien, F. (eds) (1980) Synthèse géologique du bassin de Paris. *Éditions du B.R.G.M*, Orléans.

Meister, P., Mckenzie, J.A., Bernasconi, S.M. and Brack, P. (2013) Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic. *Sedimentology*, 60, 270–291.

Mercier-Castiaux, M., Chamley, H. and Dupuis, C. (1988) La sédimentation argileuse tertiaire dans le bassin belge et ses approches occidentales. *Ann. Soc. Géol. Nord*, CVII, 139–154.

Merle, D. (Ed.) (2008) Stratotype Lutétien. *Muséum national d'Histoire naturelle*, Paris ; Biotope, Mèze ; *BRGM*, Orléans, 288 p.

Methner, K., Mulch, A., Fiebig, J., Wacker, U., Gerdes, A., Graham, S. A., and Chamberlain, C. P. (2016) Rapid middle Eocene temperature change in western North America. *Earth and Planetary Science Letters*, 450, 132-139.

Methner, K., Lenz, O., Riegel, W., Wilde, V., and Mulch, A. (2019) Paleoenvironmental response of midlatitudinal wetlands to Paleocene–early Eocene climate change (Schöningen lignite deposits, Germany). *Climate of the Past*, 15(5), 1741-1755.

Meulenkamp, J.E., Sissingh, W., Calvo, J.P., Daams, S., Londeix, L., Cahuzac, B., Kovac, M., Nagymarosy, A., Rusu, A., Badescu, D., Beniamovskii, V.N., Scherba, I.G., Roger, J., Platel, J.P., Hirsch, F., Sadek, A., Abdel-Gawad, G.I., Ben Ismail-Lattrache, K., Zaghbib-Turki, D., Bouaziz, S., Karoui-Yaakoub, N. and Yaich, C. (2000) Late Lutetian (44-41 Ma). In: *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps*, CCGM/CGMW (Ed. J. Dercourt, M. Gaetani, B. Vrielynck, E. Barrier, B. Biju-Duval, M.-F. Brunet, J.-P. Cadet, S. Crasquin, and M. Sandulescu), Paris, Map 18, 163–170.

Meunier, A. (2005) Clays. *Springer: Berlin/Heidelberg, Germany*, 472p, ISBN 978-3-540-27141-3.

Meunier, A., and El Albani, A. (2007) The glauconite–Fe-illite–Fe-smectite problem: a critical review. *Terra nova*, 19(2), 95-104.

Michel, J. P. (1961) Contribution de la sédimentologie a la stratigraphie de l'Eocene inferieur dans le sud-est du Bassin parisien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(6), 580-587.

Michelot, P. (1855) Note sur le calcaire grossier du bassin de Paris. *Imprimerie de L. Martinet*, 10p.

Michon, L. (2000). Dynamique de l'extension continentale – Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central. PhD Thesis, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II.

Milankovitch, M. M. (1941). Canon of insolation and the iceage problem. *Koniglich Serbische Akademice Beograd Special Publication*, 132.

Millot, G. (1964) Géologie des argiles, altérations, sédimentologie, géochimie. *Bulletin du Groupe français des argiles*. 14 (9), Masson. 500p.

Mitra, A., Dutta, R., and Halder, K. (2022) A study on benthic molluscs and stable isotopes from Kutch, western India reveals early Eocene hyperthermals and pronounced transgression during ETM2 and H2 events. *Swiss Journal of Palaeontology*, 141(1), 13.

Miziolek, A., Palleschi, V., Schechter, I. (eds) (2006) Laser-Induced Breakdown Spectroscopy (LIBS), *Cambridge University Press, Cambridge*, 619 p.

Moebius, I., Friedrich, O., Edgar, K. M., and Sexton, P. F. (2015) Episodes of intensified biological productivity in the subtropical Atlantic Ocean during the termination of the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO). *Paleoceanography*, *30*(8), 1041–1058.

Moiroud, M., Martinez, M., Deconinck, J.-F., Monna, F., Pellenard, P., Riquier, L. and Company, M. (2012) High-resolution clay mineralogy as a proxy for orbital tuning: Example of the Hauterivian–Barremian transition in the Betic Cordillera (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 282, 336–346.

Molina, E., Alegret, L., Apellaniz, E., Bernaola, G., Caballero, F., Turell, J.D., Hardenbol, J., Clausen, C.H., Larrasoaña, J.C., Luterbacher, H., Monechi, S., Ortiz, S., Etxebarria, X.O., Payros, A., Pujalte, V., Tovar, F.J.R., Tori, F., Tosquella, J., and Uchman, A. (2011) The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage at the Gorrondatxe section, Spain. *Episodes*, 34:86-108.

Molnár, Z., Pekker, P., Dódony, I. and Pósfai, M. (2021) Clay minerals affect calcium (magnesium) carbonate precipitation and aging. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 567, 116971.

Moore, D.M. and Reynolds, R.C. (1997) X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals, 2nd ed. *Oxford University Press*, Oxford ; New York, 378 pp.

Moore, E. A., and Kurtz, A. C. (2008) Black carbon in Paleocene–Eocene boundary sediments: A test of biomass combustion as the PETM trigger. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*., 267(1-2), 147-152.

Moore, T.S., Murray, R.W., Kurtz, A.C. and Schrag, D.P. (2004) Anaerobic methane oxidation and the formation of dolomite. *Earth and Planetary Science Letters*, 229, 141–154.

Moreau, K. (2023) Caractérisation des hétérogénéités réservoirs dans les carbonates continentaux du Cénozoïque du Bassin de Paris : Liens entre faciès sédimentaire, diagenèse et propriétés pétrophysiques. PhD Thesis, Université Paris Saclay

Moreau, K., Andrieu, S., Briais, J., Brigaud, B. and Ader, M. (2024) Facies distribution and depositional cycles in lacustrine and palustrine carbonates: The Lutetian–Aquitanian record in the Paris Basin. *The Depositional Record*, 10, 124–158.

Morellet, L., & Morellet, J. (1948) Le Bartonien du bassin de Paris. *Ministère de l'Industrie et Du Commerce, Service de la carte géologique de France*, 447p.

Mouthereau, F., Angrand, P., Jourdon, A., Ternois, S., Fillon, C., Calassou, S., Chevrot, S., Ford, M., Jolivet, L., Manatschal, G., Masini, E., Thinon, I., Vidal, O., and Baudin, T. (2021) Cenozoic mountain building and topographic evolution in Western Europe: Impact of billions of years of lithosphere evolution and plate kinematics. *Bulletin de La Société Géologique de France*, *192*(1), 56.

Munier, T., Deconinck, J. F., Pellenard, P., Hesselbo, S. P., Riding, J. B., Ullmann, C. V., Bougeault, C., Mercuzot, M., Santoni, A. L., Huret, É., and Landrein, P. (2021). Million-year-scale alternation of warm–humid and semi-arid periods as a mid-latitude climate mode in the Early Jurassic (late Sinemurian, Laurasian Seaway). *Clim. Past*, 17, 1547–1566.

Munier, T. (2023) Evolution des conditions d'altération et des paléoclimats au cours de l'intervalle Albien-Santonien (113-83 Ma) : Apports des minéraux argileux et de la géochimie. PhD Thesis, Sorbonne Université.

Munier-Chalmas, E., & de Lapparent, A. (1893). Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires. *Bulletin de la Sté Géologique*. Vol. 1 vol., In-8.

Munier-Chalmas, E. (1895) Note sur la nomenclature des terrains sédimentaire ; Deuxième note additionnelle. *Comptes Rendus de la Société Géologique de France*, n85, 57–61.

Murphy, B. H., Farley, K. A., and Zachos, J. C. (2010) An extraterrestrial 3He-based timescale for the Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM)

from Walvis Ridge, IODP Site 1266. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *74*(17), 5098–5108.

Musazzi, S., and Perini, U. (2014) Laser-induced breakdown spectroscopy. *Springer Series in Optical Sciences*, 182, E1-E2.

Neuhuber, S., Gier, S., Draganits, E., Steier, P., Bolka, M., Ottner, F., Spötl, C., Hippler, D. and Meister, P. (2024) Radiocarbon ages of microcrystalline authigenic carbonate in Lake Neusiedl (Austria) suggest millennial-scale growth of Mg-calcite and protodolomite. *Sedimentology*, 71, 912–940.

Newell, A. J. (2014) Palaeogene rivers of southern Britain: climatic extremes, marine influence and compressional tectonics on the southern margin of the North Sea Basin. *Proceedings of the Geologists' Association*, 125(5-6), 578-590.

Nicolo, M. J., Dickens, G. R., Hollis, C. J., and Zachos, J. C. (2007) Multiple early Eocene hyperthermals: Their sedimentary expression on the New Zealand continental margin and in the deep sea. *Geology*, *35*(8), 699–702.

Ocakoğlu, F., Yavuz, N., Aydın, A., Yılmaz, İ.Ö. (2017) Orbitally-driven Mid-Burdigalian Coastal Sabkha cycles from the Sivas Basin: Sedimentological, paleontological, and geochemical data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*., 490, 505-521.

Omalius d'Halloy, J.-J. (1816) Mémoire sur l'étendue géographique du terrain des environs de Paris. *Annales des Mines* 1, 213-266 p.

Orme, A.R. (2013) Denudation, Planation, and Cyclicity: Myths, Models, and Reality, In: Shroder, J.F. (Ed.), *Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego*, pp. 205–232.

Pace, A., Bourillot, R., Bouton, A., Vennin, E., Galaup, S., Bundeleva, I., Patrier, P., Dupraz, C., Thomazo, C., Sansjofre, P., Yokoyama, Y., Franceschi, M., Anguy, Y., Pigot, L., Virgone, A. and Visscher, P.T. (2016) Microbial and diagenetic steps leading to the mineralisation of Great Salt Lake microbialites. *Scientific Reports*, 6, 31495.

Pancost, R. (2017) Climate change narratives. *Nature Geosci* 10, 466–468.

Pancost, R. D., Steart, D. S., Handley, L., Collinson, M. E., Hooker, J. J., Scott, A. C., Grassineau, N.V. and Glasspool, I. J. (2007) Increased terrestrial methane cycling at the Palaeocene–Eocene thermal maximum. *Nature*, 449(7160), 332-335.

Passau, G., (1909) Note sur les sablières du Bois du Rapois, à Havré. *Ann. Soc. géol. de Belg*., XXXVI, pp.239-252

Payros, A., Ortiz, S., Millán, I., Arostegi, J., Orue-Etxebarria, X., and Apellaniz, E. (2015) Early Eocene climatic optimum: Environmental impact on the North Iberian continental margin. *GSA Bulletin*, *127*(11–12), 1632–1644.

Pellenard, P., & Deconinck, J. F. (2006). Mineralogical variability of Callovo-Oxfordian clays from the Paris Basin and the Subalpine Basin. *Comptes rendus. Géoscience*, 338(12-13), 854-866.

Pellenard, P., Deconinck, J.-F., Marchand, D., Thierry, J., Fortwengler, D. and Vigneron, G. (1999) Contrôle géodynamique de la sédimentation argileuse du Callovien-Oxfordien moyen dans l'Est du bassin de Paris : influence eustatique et volcanique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 328, 807–813.

Pellenard, P., Tramoy, R., Pucéat, E., Huret, E., Martinez, M., Bruneau, L., and Thierry, J. (2014) Carbon cycle and sea-water palaeotemperature evolution at the Middle–Late Jurassic transition, eastern Paris Basin (France). *Marine and Petroleum Geology*, 53, 30-43.

Penman, D.E., Rugenstein, J.K.C., Ibarra, D.E., Winnick, M.J., 2020. Silicate weathering as a feedback and forcing in Earth's climate and carbon cycle. *Earth Sci. Rev*. 209, 103298

Peris Cabré, S., Valero, L., Spangenberg, J. E., Vinyoles, A., Verité, J., Adatte, T., Tremblin, M., Watkins, S., Sharma, N., Garcés, M., Puigdefàbregas, C. and Castelltort, S. (2023) Fluvio-deltaic record of increased sediment transport during the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO), Southern Pyrenees, Spain. *Climate of the Past*, 19(3), 533-554.

Perri, E., Tucker, M.E., Słowakiewicz, M., Whitaker, F., Bowen, L. and Perrotta, I.D. (2018) Carbonate and silicate biomineralization in a hypersaline microbial mat (Mesaieed sabkha, Qatar): Roles of bacteria, extracellular polymeric substances and viruses. *Sedimentology*, 65, 1213–1245.

Petrash, D.A., Bialik, O.M., Bontognali, T.R.R., Vasconcelos, C., Roberts, J.A., McKenzie, J.A. and Konhauser, K.O. (2017) Microbially catalyzed dolomite formation: From near-surface to burial. *Earth-Sci. Rev*., 171, 558–582.

Petrash, D.A., Bialik, O.M., Staudigel, P.T., Konhauser, K.O. and Budd, D.A. (2021) Biogeochemical reappraisal of the freshwater–seawater mixing-zone diagenetic model. *Sedimentology*, 68, 1797–1830.

Petschick, R. (2010) Macdiff 4.2.6 Manual.

Petzing, J., and Chester, B. (1979) Authigenic marine zeolites and their relationship to global volcanism. *Marine Geology*, 29(1-4), 253-271.

Pflug, H. (1952) Palynologie und Stratigraphie der eozänen Braunkohlen von Helmstedt. *Paläontologische Zeitschrift*, 26, 112–136.

Pflug, H. (1953) Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgesichte. *Palaeontographica*, B. 95, 60–171.

Piedrahita, V. A., Heslop, D., Roberts, A. P., Rohling, E. J., Galeotti, S., Florindo, F. and Li, J. (2025) Assessing the duration of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Geophy. Res. Lett.*, 52, e2024GL113117

Pineda, V., Gibert, L., Soria, J.M., Carrazana, A., Ibáñez-Insa, J. and Sánchez-Román, M. (2021) Interevaporitic deposits of Las Minas Gypsum Unit: A record of Late Tortonian marine incursions and dolomite precipitation in Las Minas Basin (eastern Betic Cordillera, SE Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 564, 110171.

PiPujol, M.D. and Buurman, P., (1994) The distinction between ground-water gley and surface-water gley phenomena in Tertiary paleosols of the Ebro Basin, NE Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*.,110, 103–113.

Plint, A.G. (1983) Facies, environments and sedimentary cycles in the Middle Eocene, Bracklesham Formation of the Hampshire Basin: evidence for global sea-level changes? *Sedimentology*, 30, 625–653.

Pomerol, C. (1963) Présence de niveaux de sépiolite et d'attapulgite dans les formations de Ducy et Mortefontaine (Bartonien moyen = Marinésien) à Crépy-en-Valois (Oise). *Compte-rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*.

Pomerol, C. (1965). Les sables de l'Eocène supérieur (Lédien et Bartonien) des Bassins de Paris et de Bruxelles. *Mémoires pour servir à l'explication de la Carte Géologique Détaillée de la France, Paris, Publication du Ministère de l'Industrie*, 568 pp.

Pomerol, C. (1967) Les minéraux argileux dans le tertiaire du bassin de Paris. Problèmes d'origine et de genèse. *Bulletin du Groupe Français des Argiles*, 19, 115–123.

Pomerol, C. (1978) Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'actuel, en relation avec les régions avoisinantes. *Geol. Mijnbouw*, 57, 533–543.

Pomerol, C. (1989) Stratigraphy of the Palaeogene: hiatuses and transitions. *Proc. Geol. Assoc.*, 100, 313–324.

Popa, R., Kinkle, B.K. and Badescu, A. (2004) Pyrite Framboids as Biomarkers for Iron-Sulfur Systems. *Geomicrobiol J.*, 21, 193–206.

Powell, A.J. (1992) A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts. *British Micropaleontological Society Publication Series*, 312 pp.

Pozo, M. and Calvo, J. (2018) An Overview of Authigenic Magnesian Clays. *Minerals*, 8, 520.

Prévost, C. (1838) Légende théorique indiquant les rapports généraux des diverses formations tertiaires du Bassin de Paris. *Bulletin de la société géologique de France* 09. 329-331p.

Prieur, M., Whittaker, A. C., Nuriel, P., Jaimes-Gutierrez, R., Garzanti, E., Roigé, M., Sømme, T.O., Schlunegger, F. and Castelltort, S. (2024) Fingerprinting enhanced floodplain reworking during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum in the Southern Pyrenees (Spain): Implications for channel dynamics and carbon burial. *Geology*, 52(9), 651-655.

Prieur, M., Robin, C., Braun, J., Vaucher, R., Whittaker, A. C., Jaimes-Gutierrez, R., Wild, A.L., McLeod, J.S., Malatesta, L.C., Fillon, C., Schlunegger, F., Sømme, T.O. and Castelltort, S. (2025, *in press*) Climate control on erosion: Evolution of sediment flux from mountainous catchments during a global warming event, PETM, Southern Pyrenees, Spain. *Geophysical Research Letters*.

Pross, J., Contreras, L., Bijl, P. K., Greenwood, D. R., Bohaty, S. M., Schouten, S., Bendle, J. A., Röhl, U., Tauxe, L., Raine, J. I., Huck, C. E., van de Flierdt, T., Jamieson, S. S. R., Stickley, C. E., van de Schootbrugge, B., Escutia, C., and Brinkhuis, H. (2012) Persistent near-tropical warmth on the Antarctic continent during the early Eocene epoch. *Nature*, *488*(7409), 73–77.

Pujalte, V., Baceta, J. I., & Schmitz, B. (2015) A massive input of coarse-grained siliciclastics in the Pyrenean Basin during the PETM: the missing ingredient in a coeval abrupt change in hydrological regime. *Climate of the Past*, 11(12), 1653-1672.

Pytte, A.M., Reynolds, R.C. (1989) The Thermal Transformation of Smectite to Illite. In: Naeser, N.D., McCulloh, T.H. (eds) *Thermal History of Sedimentary Basins. Springer*, New York, NY.

Quesnel, F. (1997) Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris. Phd Thesis, *Université de Rouen*.

Quesnel, F., Storme, J. Y., Iakovleva, A. I., Roche, E., Breillat, N., André, M., Baele, J.-M., Schnyder, J.,

Yans, J. and Dupuis, C. (2011) Unravelling the PETM record in the "Sparnacian" of NW Europe: new data from Sinceny, Paris Basin, France. *In CEBP 2011, Salzburg. Berichte Geol. B.-A.*, 85 (ISSN 1017-8880)

Quesnel, F., Storme, J.-Y., Roche, E., Iakovleva, A., Missiaen, P., Smith, T., Bourdillon, C., Baele, J.-M., Yans, J., Schnyder, J., Iacumin, P., Fléhoc, C. and Dupuis, C. (2014) An unexpected record of the PETM in terrestrial and organic sediments of Avesnois, between the Paris and Belgian Basins, NW Europe. *Rend. Soc. Geol. Ital.*, 31, 183–184.

Quesnel, F., Baele, J. M., Iakovleva, A., Fléhoc, C., Smith, T., Roche, E., Bourdillon, C., Garel, S., Jacob, J., Schnyder, J., Breillat, N., Storme, J.-Y., Yans, J. and Dupuis, C. (2016). Le PETM dans le Bassin de Paris : enregistrement exceptionnel, connaissances renouvelées, mais encore des questions. *In 25ème Réunion des Sciences de la Terre*.

Quesnel, F., Iakovleva, A., Fléhoc, C., Baele, J. M., Smith, T., Roche, E., Bourdillon, C., Garel, S., Jacob, J., Schnyder, J., Breillat, N., Storme, J.-Y., Yans, J., Lerouge, C. and Dupuis, C. (2018). Lithostratigraphie des faciès sparnaciens du Bassin parisien. Révision de la nomenclature grâce aux nouvelles données sédimentaires, minéralogiques, chémo et bio-stratigraphiques. *In 26ème Réunion des Sciences de la Terre*. sciencesconf.org:rst2018-lille:219248

Ranasinghe, R. (2016) Assessing climate change impacts on open sandy coasts: A review. *Earth-Science Reviews*, 160, 320-332.

Raven, J.A. (1991) Physiology of inorganic C acquisition and implications for resource use efficiency by marine phytoplankton: relation to increased CO_2 and temperature. *Plant Cell & Environment*, 14, 779–794.

Raven, J.A., Gobler, C.J. and Hansen, P.J. (2020) Dynamic CO_2 and pH levels in coastal, estuarine, and inland waters: Theoretical and observed effects on harmful algal blooms. *Harmful Algae*, 91, 101594.

Raymo, M. E. and Ruddiman, W. F. (1992) Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359, 117-122.

Reeder, R.J. and Prosky, J.L. (1986) Compositional Sector Zoning in Dolomite. *J Sed Res.* 56(2), 237-247.

Rego, E. S., Jovane, L., Hein, J. R., Sant'Anna, L. G., Giorgioni, M., Rodelli, D., and Özcan, E. (2018) Mineralogical evidence for warm and dry climatic conditions in the Neo-Tethys (eastern Turkey) during the middle Eocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *501*, 45–57.

Reinhardt, L., von Gosen, W., Lückge, A., Blumenberg, M., Galloway, J. M., West, C. K., Sudermann, M., and Dolezych, M. (2022) Geochemical indications for the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) and Eocene Thermal Maximum 2 (ETM-2) hyperthermals in terrestrial sediments of the Canadian Arctic. *Geosphere*, *18*(1), 327–349.

Renard, M. (1972) Interprétation des teneurs en strontium des carbonates du Lutétien supérieur, à Saint-Vaast-les-Mello (Oise). *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, 34, 19–29.

Reynaud, J.-Y., Vennin, E., Parize, O., Rubino, J.-L. and Bourdillon, C. (2012) Incised valleys and tidal seaways: the example of the Miocene Uzès-Castillon basin, SE France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 183, 471–486.

Richter, D.K., Götte, Th., Götze, J. and Neuser, R.D. (2003) Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology*, 79, 127–166.

Ridgwell, A. and Zeebe, R.E. (2005) The role of the global carbonate cycle in the regulation and evolution of the Earth system. *Earth and Planetary Science Letters*, 234, 299-315.

Righi, D., Terribile, F., and Petit, S. (1999) Pedogenic formation of kaolinite-smectite mixed layers in a soil toposequence developed from basaltic parent material in Sardinia (Italy). *Clays and Clay Minerals*, 47, 505-514.

Riveline, J. (1984) Les charophytes du Cénozoique (Danien à Burdigalien) d'Europe occidentale. Implications stratigraphiques. *Mémoire des Sciences de la Terre*, Université P. et M. Curie, Paris, 84-15, annexes, 517 p.

Riveline, J., Berger, J.-P., Feist, M., Martin-Closas, C., Shudack, M. and Soulié-Märsche, I. (1996) European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. *Bulletin de la Société géologique de France*, 167: 453-468.

Rivero-Cuesta, L., Westerhold, T., Agnini, C., Dallanave, E., Wilkens, R.H. and Alegret, L. (2019) Paleoenvironmental Changes at ODP Site 702 (South Atlantic): Anatomy of the Middle Eocene Climatic Optimum. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34, 2047–2066.

Rivero-Cuesta, L., Westerhold, T., and Alegret, L. (2020) The Late Lutetian Thermal Maximum (middle Eocene): First record of deep-sea benthic foraminiferal response. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *545*, 109637.

Robert, C. and Chamley, H., (1991) Development of early Eocene warm climates, as inferred from clay mineral variations in oceanic sediments. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol*., 89: 315-331.

Robert, C., & Kennett, J. P. (1994) Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: Clay-mineral evidence. *Geology*, 22(3), 211-214.

Roberts, D. G., Thompson, M., Mitchener, B., Hossack, J., Carmichael, S. & Bjornseth, H.-M. (1999) Palaeozoic to Tertiary Rift and Basin Dynamics: mid-Norway to the Bay of Biscay - a new context for hydrocarbon prospectivity in the deep water frontier. In: Fleet, A. J. & Boldy, S. A. R. (eds) Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 5th Conference, 7-40. ©Petroleum Geology '86 Ltd. Published by the Geological Society, London.

Roche, E. (1973) Marqueurs stratigraphiques (pollen et spores) du Paléocène et de l'Eocène inférieur de Belgique. *Académie Royale de Belgique. Bulletin de la classe des Sciences*, 59, 959–969.

Roche, E. and Schuler, M. (1976). Analyse palynologique (pollen et spores) de divers gisements du Tongrien de Belgique. Interprétation paléoécologique et stratigraphique. *Service Géologique de Belgique, Professional Paper*, 11, 58 p.

Roche, E. and Schuler, M. (1980). Étude palynologique du " Complexe de Kallo". *Service Géologique de Belgique, Professional Paper*, 178, 13 p.

Roche, E., Dupuis, C., Stambouli-Essassi, S., Russo-Ermolli, E., Putter, T.D., Nicaise, D. and Fairon-Demaret, M. (2008) Phytostratigraphie et paléoenvironnements du Néogène de l'Entre-Sambre-et- Meuse et du Condroz (Belgique). Evolution paléoclimatique du subtropical humide au tempéré froid. *Geo-Eco-Trop*, 101–130.

Rodas, M., Luque, F. J., Mas, R., and Garzon, M. G. (1994) Calcretes, palycretes and silcretes in the Paleogene detrital sediments of the Duero and Tajo basins, central Spain. *Clay minerals*, 29(2), 273-285.

Röhl, U., Westerhold, T., Bralower, T. J., and Zachos, J. C. (2007) On the duration of the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *8*(12).

Romans B.W., S. Castelltort, J.A. Covault, A. Fildani, J.P. Walsh (2016) Environmental signal propagation in sedimentary systems across timescales. *Earth Sci. Rev*., 153, pp. 7-29

Rosenbaum, G., Lister, G. S., and Duboz, C. (2002) Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, *359*, 117–129.

Roux, C. P., Rakovský, J., Musset, O., Monna, F., Buoncristiani, J. F., Pellenard, P., and Thomazo, C. (2015) In situ Laser Induced Breakdown Spectroscopy as a tool to discriminate volcanic rocks and magmatic series, Iceland. *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*, 103, 63-69.

Ruffell, A., McKinley, J.M. and Worden, R.H. (2002) Comparison of clay mineral stratigraphy to other proxy palaeoclimate indicators in the Mesozoic of NW Europe. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 360, 675–693.

Rush, W. D., Kiehl, J. T., Shields, C. A., and Zachos, J. C. (2021) Increased frequency of extreme precipitation events in the North Atlantic during the PETM: Observations and theory. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 568*,

Russell, D.E., Bignot, G., Galoyer, A., Guernet, C., Pomerol, Ch., Riveline, J., Sen, S., Thiry, M. And Tourenq, J. (1993) De la Craie à l'Argile Plastique : Un affleurement remarquable à Meudon près de Paris. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 30: 3-9.

Ryan, B.H., Kaczmarek, S.E. and Rivers, J.M. (2019) Dolomite dissolution: An alternative diagenetic pathway for the formation of palygorskite clay. *Sedimentology*, 66, 1803–1824.

Ryan, P.C. and Huertas, F.J. (2009) The temporal evolution of pedogenic Fe-smectite to Fe-kaolin via interstratified kaolin-smectite in a moist tropical soil chronosequence. *Geoderma*, 151, 1-15.

Ryan, P. C., and Huertas, F. J. (2013) Reaction pathways of clay minerals in tropical soils: insights from kaolinite-smectite synthesis experiments. *Clays and Clay Minerals*, 61(4), 303-318.

Ryan, P. C., Huertas, F. J., Hobbs, F. W. C., and Pincus, L. N. (2016) Kaolinite and halloysite derived from sequential transformation of pedogenic smectite and kaolinite-smectite in a 120 ka tropical soil chronosequence. *Clays and Clay Minerals*, 64(5), 639-667.

Sanchez del Rıo, M., Suarez, M., Garcıa-Romero, E., Alianelli, L., Felici, R., Martinetto, P., Dooryhée, E., Reyes-Valerio, C., Borgatti, F., Doyle, D., Giglia, A., Mahne, N., Pedio, A. and Nannarone, S. (2005) Mg K-edge XANES of sepiolite and palygorskite. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 238, 55–60.

Sánchez-Román, M., Vasconcelos, C., Warthmann, R., Rivadeneyra, M.A. and McKenzie, J.A. (2009a) Microbial Dolomite Precipitation under Aerobic Conditions: Results from Brejo do Espinho Lagoon (Brazil) and Culture Experiments. In: Perspectives in Carbonate Geology: A Tribute to the Career of Robert Nathan Ginsburg (eds P. K. Swart, G. P. Eberli, J. A. McKenzie, I. Jarvis and T. Stevens). *Sedimentology*, (IAS Spec Publ No. 40), p. 167-178.

Sánchez-Román, M., McKenzie, J.A., de Luca Rebello Wagener, A., Rivadeneyra, M.A. and Vasconcelos, C. (2009b) Presence of sulfate does not inhibit low-temperature dolomite precipitation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 285, 131–139.

Sánchez-Román, M., Romanek, C.S., Fernández-Remolar, D.C., Sánchez-Navas, A., McKenzie, J.A., Pibernat, R.A. and Vasconcelos, C. (2011) Aerobic biomineralization of Mg-rich carbonates: Implications for natural environments. *Chem. Geol.*, 281, 143-150.

Sánchez-Román, M., Gibert, L., Martín-Martín, J.D., van Zuilen, K., Pineda-González, V., Vroon, P. and Bruggmann, S. (2023) Sabkha and salina dolomite preserves the biogeochemical conditions of its depositional paleoenvironment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 356, 66–82.

Sánchez-Román, M., Chandra, V., Mulder, S., Areias, C., Reijmer, J. and Vahrenkamp, V. (2025) The hidden role of heterotrophic bacteria in early carbonate diagenesis. *Scientific Reports* 15, 561.

Schmidt-Kittler (Ed.) (1987). European Reference Levels and correlation tables. *Münchner Geowissenshaften. Abhandlungen*, A10: 13-31

Schmitz, B., and Pujalte, V. (2007). Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary. *Geology*, 35(3), 215-218.

Schouten, S., Woltering, M., Rijpstra, W.I.C., Sluijs, A., Brinkhuis, H. and Sinninghe Damsté, J.S. (2007) The Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in higher plant organic matter: Differential fractionation of angiosperms and conifers in the Arctic. *Earth and Planetary Science Letters*, 258, 581–592.

Schubert, B., Hope Jahren, A. (2013) Reconciliation of marine and terrestrial carbon isotope excursions based on changing atmospheric CO_2 levels. *Nat Commun* 4, 1653.

Schuler M., Ollivier-Pierre M.-F. (1981) Etude palynologique (pollen et spores) du Lutétien continental de Bouxwiller (Bas-Rhin, France). *Sciences Géologiques. Bulletin*, 34, 4, 219-238.

Schuler, M., Cavelier, C., Dupuis, C., Steurbaut, E., and Vandenberghe, N. (1992) The Paleogene of the Paris and Belgian Basins. Standard-Stages and regional stratotypes. *Cahiers de Micropaléontologie, N.S., 7, 29–92.*

Schultz, L. G., Shepard, A. O., Blackmon, P. D., and Starkey, H. C. (1971) Mixed-Layer Kaolinite—Montmorillonite from the Yucatan Peninsula, Mexico. *Clays and Clay Minerals*, 19(3), 137-150.

Scott, K. and Pain, C. (eds.) (2009) Regolith Science. *Csiro Publishing*.

Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samso, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. and Zakrevskaya, E. (1998) Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 169, 281–299.

Sexton, P. F., Norris, R. D., Wilson, P. A., Pälike, H., Westerhold, T., Röhl, U., Bolton, C. T., and Gibbs, S. (2011) Eocene global warming events driven by ventilation of oceanic dissolved organic carbon. *Nature*, *471*(7338), 349–352.

Sharma, N., Spangenberg, J. E., Adatte, T., Vennemann, T., Kocsis, L., Vérité, J., Valero, L. and Castelltort, S. (2024) Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) and its imprint in the continental Escanilla Formation, Spain. *Climate of the Past*, 20(4), 935-949.

Shcherbinina, E., Iakovleva, A. I., Gavrilov, Y., Golovanova, O., and Muzylev, N. (2020) Lower Eocene sedimentary succession and microfossil biostratigraphy in the central northern Caucasus basin. *Geologica acta*, 18(1), 1.

Shcherbinina, E., Gavrilov, Y., Pokrovskii or Pokrovsky, B., and Golovanova, O. (2022) Integrated Paleocene–Eocene Nannofossil and Stable Isotope Stratigraphy in the Northern Caucasus, Russia. *Stratigraphy and Geological Correlation*, *30*, 378–407.

Singer, A. (1979) Palygorskite in sediments: Detrital, diagenetic or neoformed - A critical review. *Geol. Rundsch.*, 68, 996–1008.

Singer, A. (1980) The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth-Sci. Rev.*, 15: 303-326.

Singer, A. (1984) Pedogenic Palygorskite in the Arid Environment. *Dev. Sedimentol.*, 37, 169–176.

Singer, A. and Galan, E. (1984) Palygorskite-sepiolite occurrences, genesis, and uses. *Elsevier Distributors for the U.S. and Canada*, Amsterdam New York New York, N.Y, 352 pp.

Singer, A. and Norrish, K. (1974) Pedogenic Palygorskite Occurrences in Australia. *Am. Mineral.*, 59, 508–517.

Singh, J. P., and Thakur, S. N. (eds) (2020). Laser-induced breakdown spectroscopy. *Elsevier*.

Sinha, A., Aubry, M. P., Stott, L. D., Thiry, M., & Berggren, W. A. (1996). Chemostratigraphy of the "lower" Sparnacian deposits (Argiles plastiques bariolées) of the Paris Basin. *Isr. J. Earth Sci*, 44, 223-237.

Sinton C. W., and Duncan, R. A. (1998). 40Ar-39Ar ages of lavas from the Southeast Greenland margin ODP Leg 152 and the Rockfall plateau, DSDP leg 81. In: *Saunders, A.D., Larsen, H.C., and Wise, S.W., Jr. (Eds.), 1998. Proc. ODP, Sci. Results,152: College Station, TX* (Ocean Drilling Program)

Sissingh, W. (1998) Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events. *Tectonophysics*, 300, 249–284.

Sissingh, W. (2003) Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 196, 229–263.

Slaughter, M. and Hill, R.J. (1991) The influence of organic matter in organogenic dolomitization. *J. Sed. Res.*, 61, 296–303.

Slotnick, B. S., Dickens, G. R., Nicolo, M. J., Hollis, C. J., Crampton, J. S., Zachos, J. C., and Sluijs, A. (2012) Large-amplitude variations in carbon cycling and terrestrial weathering during the latest Paleocene and earliest Eocene: The record at Mead Stream, New Zealand. *The journal of geology*, 120(5), 487-505.

Sluijs, A. (2006) Global Change during the Paleocene-Eocene thermal maximum. PhD Thesis, Utrecht University. LPP Contributions series No.21.

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. and Dickens, G.R. (2012) Assessing offsets between the $\delta^{13}C$ of sedimentary components and the global exogenic carbon pool across early Paleogene carbon cycle perturbations. *Global Biogeochemical Cycles*, 26.

Sluijs, A., Bowen, G. J., Brinkhuis, H., Lourens, L. J., and Thomas, E. (2007a). The Palaeocene-Eocene Thermal Maximum super greenhouse: Biotic and geochemical signatures, age models and mechanisms of global change. In: Williams, M., Haywood, A. M., Gregory, F. J. & Schmidt, D. N. (eds) *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. The Micropalaeontological Society, Special Publications. The Geological Society, London, 323-349.

Sluijs, A., Brinkhuis, H., Schouten, S., Bohaty, S. M., John, C. M., Zachos, J. C., Reichart, G.-J., Sinninghe Damsté, J. S., Crouch, E. M., and Dickens, G. R. (2007b) Environmental precursors to rapid light carbon injection at the Palaeocene/Eocene boundary. *Nature*, *450*(7173), 1218–1221.

Sluijs, A., Brinkhuis, H., Crouch, E. M., John, C. M., Handley, L., Munsterman, D., Bohaty, S. M., Zachos, J. C., Reichart, G.-J., Schouten, S., Pancost, R. D., Damsté, J. S. S., Welters, N. L. D., Lotter, A. F., and Dickens, G. R. (2008) Eustatic variations during the Paleocene-Eocene greenhouse world. *Paleoceanography*, *23*(4).

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), 777-780.

Sluijs, A., Zeebe, R. E., Bijl, P. K., and Bohaty, S. M. (2013) A middle Eocene carbon cycle conundrum. *Nature Geoscience*, *6*(6), 429–434.

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 Sciences*, *103*(30), 11223–11227.

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., 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.

Sømme T.O., Helland-Hansen W., Martinsen O.J., Thurmond J.B. (2009) Relationships between morphological and sedimentological parameters in source-to-sink systems: a basis for predicting semi-quantitative characteristics in subsurface systems. *Basin Res.*, 21, pp. 361-387

Soyer, R. (1953). Géologie de Paris. *Mémoires pour servir à l'explication de la Carte Géologique*

Détaillée de la France, Paris, Publication du Ministère de l'Industrie, 568 pp.

Soyer, R. (1960) Les zones gypseuses anteludiennes preservees de l'Ile-de-France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, S7-II, 145–151.

Spears, D. A. (1970) A kaolinite mudstone (tonstein) in the British Coal Measures. *Journal of Sedimentary Research*, 40(1).

Spears, D. A. (2012) The origin of tonsteins, an overview, and links with seatearths, fireclays and fragmental clay rocks. *International Journal of Coal Geology*, 94, 22-31.

Speijer, R.P., Pälike, H., Hollis, C.J., Hooker, J.J. and Ogg, J.G. (2020) The Paleogene Period. In: *Geologic Time Scale 2020, Elsevier*, 1087–1140.

St. John, K. (2008) Cenozoic ice-rafting history of the central Arctic Ocean: Terrigenous sands on the Lomonosov Ridge. *Paleoceanography*, *23*(1).

Stap, H. L., Lourens, L., 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*.

Stassen, P., Speijer, R.P., Devleeschouwer, X., Abels, H. A., King, C., Willems, W. and Steurbaut, E. (2014) Eocene hyperthermals in the North Sea Basin: a Belgian Ypresian perspective. *Rend. Soc. Geol. Ital*., 31, 209–210.

Steeman T. (2020) Paleocene-Eocene dinoflagellate cysts from Africa, India and Belgium. A taxonomic, stratigraphic and paleoecological analysis. PhD thesis, Ghent University, Ghent, Belgium.

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*, 99–115.

Steurbaut, E. (1998) High-resolution holostratigraphy of Middle Paleocene to Early Eocene strata in Belgium and adjacent areas. *Palaeontographica Abteilung A*, 91–156.

Steurbaut, E. (2006). Ypresian. *Geologica Belgica*, vol. 9, 73-93p.

Steurbaut, E., & Nolf, D. (1986) Revision of Ypresian stratigraphy of Belgium and Northwestern France. *Revision of Ypresian Stratigraphy of Belgium and Northwestern France*, 23(4), pp. 115–172.

Steurbaut, E., & Nolf, D. (2021) The Mont-des-Récollets section (N France): a key site for the Ypresian-Lutetian transition at mid-latitudes – reassessment of the boundary criterion for the base-Lutetian GSSP. *Geodiversitas*, 11, 311-363.

Steurbaut, E., & King, C. (1993) Integrated stratigraphy of the Mont-Panisel borehole section (151E340), Ypresian (Early Eocene) of the Mons Basin, SW Belgium. *Bulletin - Société Belge de Géologie*, *102*, 175–202.

Steurbaut, E., Magioncalda, R., Dupuis, C., van Simaeys, S., Roche, E., & Roche, M. (2003) Palynology, paleoenvironments, and organic carbon isotope evolution in lagoonal Paleocene-Eocene boundary settings in North Belgium. In: S. L. Wing, P. D. Gingerich, B. Schmitz, & E. Thomas (Eds.), *Causes and consequences of globally warm climates in the early Paleogene* (p. 0). *Geological Society of* America.

Steurbaut, E., King, C., Matthijs, J., Noiret, C., Yans, J., and Van Simaeys, 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), 147-159.

Steurbaut, E., De Coninck, J. and Van Simaeys, S. (2016a) Micropalaeontological dating of the Prémontré mammal fauna (MP10, Prémontré Sands, EECO, early late Ypresian, Paris Basin). *Geol. Belg.*, 19, 273–280.

Steurbaut, E., De Ceukelaire, M., Lanckacker, T., Matthijs, J., Stassen, P., Van Baelen, H., and Vandenberghe, N. (2016b) An update of the lithostratigraphy of the Ieper Group. *Lithostratigraphy Ieper Group*, 79p.

Stickley, C. E., St John, K., Koç, N., Jordan, R. W., Passchier, S., Pearce, R. B., and Kearns, L. E. (2009) Evidence for middle Eocene Arctic sea ice from diatoms and ice-rafted debris. *Nature*, *460*(7253), 376–379.

Stoll, H. M. (2005), Limited range of interspecific vital effects in coccolith stable isotopic records during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Paleoceanography*, 20, PA1007.

Storey, M., Duncan, R.A. and Swisher III, C.C (2007a) Paleocene-Eocene Thermal Maximum and the Opening of the Northeast Atlantic. *Science* 316, 587-589.

Storey, M., Duncan, R.A. and Tegner, C. (2007b) Timing and duration of volcanism in the North Atlantic Igneous Province: Implications for geodynamics and links to the Iceland hotspot. *Chemical Geology* 241, 264-281.

Storme, J.-Y., Dupuis, C., Schnyder, J., Quesnel, F., Garel, S., Iakovleva, A. I., Iacumin, P., Di Matteo, A., Sebilo, M., and Yans, J. (2012) Cycles of humid-dry climate conditions around the P/E

boundary: New stable isotope data from terrestrial organic matter in Vasterival section (NW France). *Terra Nova*, *24*(2), 114–122.

Stott, L. D., Kennett, J. P., Shackleton, N. J., and Corfield, R. (1990) The Evolution of Antarctic Surface Waters during the Paleogene: Inferences from the Stable Isotopic Composition of Planktonic Foraminifers, ODP Leg 113. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 113 Scientific Reports*.

Stott, L., Sinha, A., Thiry, M., Aubry, M.-P., and Berggren, W. A. (1996) Global d13C changes across the Paleocene/Eocene boundary: Criteria for terrestrial-marine correlations. In *Correlation of the Early Paleogene in Northwestern Europe* (Vol. 101, pp. 381–399).

Suan, G., Popescu, S.-M., Suc, J.-P., Schnyder, J., Fauquette, S., Baudin, F., Yoon, D., Piepjohn, K., Sobolev, N. N., and Labrousse, L. (2017) Subtropical climate conditions and mangrove growth in Arctic Siberia during the early Eocene. *Geology*, *45*(6), 539–542.

Suarez, M., Martin Pozas, J.M., Robert, M. and Elsass, F. (1994) Evidence of a Precursor in the Neoformation of Palygorskite — New Data by Analytical Electron Microscopy. *Clay Mineral.*, 29, 255–264.

Šucha, V., Kraus, I., Gerthofferova, H., Petes, J. and Serekova, M. (1993) Smectite to illite conversion in bentonites and shales of the East Slovak Basin. *Clay Miner*., 28, 243-253.

Svensen, H., Planke, S., Malthe-Sørenssen, A., Jamtveit, B., Myklebust, R., Rasmussen Eidem, T., and Rey, S. S. (2004) Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, *429*(6991), 542–545.

Svensen, H., Planke, S., and Corfu, F. (2010) Zircon dating ties NE Atlantic sill emplacement to initial Eocene global warming. *Journal of the Geological Society*, *167*(3), 433–436.

Talon, J., Pellenard, P., Baele, J.-M., Quesnel, F., Briais, J., Iakovleva, A., Dupuis, C., Bruneau, L. and Vennin, E. (*in press*) A model for the concomitant early formation of dolomite and fibrous clays in coastal bay systems: evidence from the Eocene (Paris Basin, France). *Sedimentology*.

Tanaka, E., Yasukawa, K., Ohta, J., and Kato, Y. (2022) Enhanced continental chemical weathering during the multiple early Eocene hyperthermals: New constraints from the southern Indian Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *331*, 192–211.

Tappert, R., McKellar, R.C., Wolfe, A.P., Tappert, M.C., Ortega-Blanco, J., and Muehlenbachs, K. (2013) Stable isotopes of C3 plant resins and ambers record changes in atmospheric oxygen since the Triassic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 121, 240–262.

Tardy, Y., Krempp, G., and Trauth, N. (1972) Le lithium dans les minéraux argileux des sédiments et des sols. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36(4), 397-412.

Tazaki, K., Fyfe, W.S. and Heath, G.R. (1986) Palygorskite formed on montmorillonite in North Pacific deep-sea sediments. *Clay Science*, 6, 197–216.

Thiry M. (1973) Les sédiments de l'Eocène inférieur du Bassin de Paris et leurs relations avec la paléoaltération de la craie. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 79 p.

Thiry, M. (1981) Sédimentation continentale et altérations associées : Calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du sparnacien du bassin de Paris. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, *64*(1), 0–0.

Thiry, M. (1989) Geochemical evolution and paleoenvironments of the eocene continental deposits in the Paris Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70, 153–163.

Thiry, M. (2000) Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews*, 49, 201–221.

Thiry, M. and Dupuis, C. (2000) Use of clay minerals for paleoclimatic reconstructions: Limits of the method with special reference to the Paleocene-lower Eocene interval, *GFF*, 122:1, 166-167.

Thiry M., Cavelier C. and Trauth N. (1977) Les sédiments de l'Eocène inférieur du Bassin de Paris et leurs relations avec la paléoaltération de la craie. *Sciences Géologiques. Bulletin* 30 (3)113-128.

Thiry, M., Aubry, M. P., Dupuis, C., Sinha, A., Stott, L. D., & Berggren, W. A. (2006). The Sparnacian deposits of the Paris Basin: d13C isotope stratigraphy. *Stratigraphy*, 3(2), 119-138.

Thomas, D. J., and Bralower, T. J. (2005) Sedimentary trace element constraints on the role of North Atlantic Igneous Province volcanism in late Paleocene–early Eocene environmental change. *Marine Geology*, 217(3-4), 233-254.

Thomas, E. (1998) Biogeography of the Late Paleocene Benthic Foraminiferal Extinction. *Division III Faculty Publications*. Paper 300.

Thomas, E., and Zachos, J. C. (2000) Was the late Paleocene thermal maximum a unique event? *GFF*, *122*(1), 169–170.

Thomas, E. (2007) Cenozoic Mass Extinctions in the Deep Sea; What Disturbs the Largest Habitat on Earth? *Division III Faculty Publications*, *424*.

Tierney J.E. *et al.*, (2020) Past climates inform our future. *Science* 370.

Tierney J. E., J. Zhu, M. Li, A. Ridgwell, G.J. Hakim, C.J. Poulsen, R.D.M. Whiteford, J.W.B. Rae, & L.R. Kump. (2022). Spatial patterns of climate change across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 119 (42).

Toulemont, M. (1987) Les Gypses lutétiens du bassin de Paris : sédimentation, karstification et conséquences géo-techniques. *Laboratoire Central des Ponts et Chaussées*, Paris, 318 pp.

Trauth, N. (1977) Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). 201 pp.

Trauth, N., Lucas, J. and Sommer, F. (1968) Etude des minéraux argileux du Paléogène des sondages de Chaignes, Montjavoult, Le Tillet et Ludes (Bassin de Paris). *Bur. Rech. Géol. Min. Mém.*, 53–76.

Trauth N., Sommer F. and Lucas J. (1969) Evolution géochimique d'une série sédimentaire paléogène dans le Bassin de Paris. *Bulletin du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 22 (4), 279-310.

Tremblin, M., Khozyem, H., Adatte, T., Spangenberg, J. E., Fillon, C., Grauls, A., Hunger, T., Nowak, A., Läuchli, C., Lasseur, E., Roig, J.-Y., Serranoe, O., Calassou, S., Guillocheau, F. and Castelltort, S. (2022). Mercury enrichments of the Pyrenean foreland basins sediments support enhanced volcanism during the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM). *Global and Planetary Change*, 212, 103794.

Tribovillard, N., Bout-Roumazeilles, V., Abraham, R., Ventalon, S., Delattre, M., and Baudin, F. (2022) The contrasting origins of glauconite in the shallow marine environment highlight this mineral as a marker of paleoenvironmental conditions. *Comptes Rendus. Géoscience*, 355(S2), 1-16.

Tripati, A., Backman, J., Elderfield, H., and Ferretti, P. (2005) Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. *Nature*, *436*(7049), 341–346.

Tripati, A. K., Eagle, R. A., Morton, A., Dowdeswell, J. A., Atkinson, K. L., Bahé, Y., Dawber, C. F., Khadun, E., Shaw, R. M. H., Shorttle, O., and Thanabalasundaram, L. (2008) Evidence for glaciation in the Northern Hemisphere back to 44 Ma from ice-rafted debris in the Greenland Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, *265*(1), 112–122.

Valleron, M.M., Dulau, N., Pourzahed, P. and Saugrin, T. (1983) Calcitisations et opalitisations dans l'Eocene du Sud-Est de la France ; Comparaison avec des facies analogues d'Alsace et de Touraine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, S7-XXV, 11–18.

van der Ploeg, R., Selby, D., Cramwinckel, M. J., Li, Y., Bohaty, S. M., Middelburg, J. J., and Sluijs, A. (2018) Middle Eocene greenhouse warming facilitated by diminished weathering feedback. *Nature communications*, 9(1), 2877.

Van Lith, Y., Warthmann, R., Vasconcelos, C. and Mckenzie, J.A. (2003) Sulphate-reducing bacteria induce low-temperature Ca-dolomite and high Mg-calcite formation. *Geobiology*, 1: 71-79.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D. (1990) Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *American Association of Petroleum Geologists*, 77 pp.

Vasconcelos, C. and McKenzie, J.A. (1997) Microbial Mediation of Modern Dolomite Precipitation and Diagenesis Under Anoxic Conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *J Sed Res.* 67(3), 378-390.

Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., Bernasconi, S., Grujic, D. and Tiens, A.J. (1995) Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. *Nature*, 377, 220–222.

Veizer, J., and Hoefs, J. (1976) The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 1387-1395.

Vennin, E., Bouton, A., Bourillot, R., Pace, A., Roche, A., Brayard, A., Thomazo, C., Virgone, A., Gaucher, E.C., Desaubliaux, G. and Visscher, P.T. (2019) The lacustrine microbial carbonate factory of the successive Lake Bonneville and Great Salt Lake, Utah, USA. *Sedimentology*, 66, 165–204.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J. A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T. D., Zoetemeijer, R., and Cloetingh, S. (1995) Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, *12*(8), 903–915.

Virolle, M., Brigaud, B., Bourillot, R., Féniès, H., Portier, E., Duteil, T., Nouet, J., Patrier, P., and Beaufort, D. (2019) Detrital clay grain coats in estuarine clastic deposits: Origin and spatial distribution within a modern sedimentary system, the Gironde estuary (south-west France). *Sedimentology*, 66(3), 859-894.

Virolle, M., Féniès, H., Brigaud, B., Bourillot, R., Portier, E., Patrier, P., Beaufort, D., Jalon-Rojas, I., Derriennic, H. and Miska, S. (2020) Facies associations, detrital clay grain coats and mineralogical characterization of the Gironde estuary tidal bars: a modern analogue for deeply buried estuarine sandstone reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, 114, 104225.

Vissers, R. L. M., and Meijer, P. Th. (2012) Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews*, *114*(1), 61–83.

Wacey, D., Wright, D.T., and Boyce, A.J. (2007) A stable isotope study of microbial dolomite formation in the Coroong Region, South Australia. *Chem. Geol*., 244, 155-174.

Wallace, R.B., Baumann, H., Grear, J.S., Aller, R.C. and Gobler, C.J. (2014) Coastal ocean acidification: The other eutrophication problem. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 148, 1-13.

Walker, J.C.G., Hays, P.B., and Kasting, J.F. (1981) A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 86, 9776–9782.

Walters, G. L., Kemp, S. J., Hemingway, J. D., Johnston, D. T., and Hodell, D. A. (2022) Clay hydroxyl isotopes show an enhanced hydrologic cycle during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Nature Com.*, *13*(1), 7885.

Wang, C. W., Hong, H. L., Song, B. W., Yin, K., Li, Z. H., Zhang, K. X., and Ji, J. L. (2011) The early-Eocene climate optimum (EECO) event in the Qaidam basin, northwest China: clay evidence. *Clay Minerals*, 46(4), 649-661.

Warr, L.N. (2022) Earth's clay mineral inventory and its climate interaction: A quantitative assessment. *Earth-Sci. Rev.*, 234, 104198.

Warr, L. N., Grathoff, G. H. and Haberzettl, T. (2024). The clay mineral alteration index (CMAI) as an improved indicator of climate change. *Applied Clay Science*, 256, 107419.

Warthmann, R., van Lith, Y., Vasconcelos, C., McKenzie, J.A. and Karpoff, A.M. (2000) Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments. *Geology*, 28, 1091-1094.

Weaver, C.E. (1989) Clays, muds, and shales. *Elsevier: Distributors for the U.S. and Canada, Elsevier Science Pub. Co*, Amsterdam; New York, 819 pp.

Weaver, C.E. and Beck, K.C. (1977) Miocene of the S.E. United States: A model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. *Sed. Geol.*, 17, IX–234.

Weaver, C.E. and Pollard, L.D. (1973) The chemistry of clay minerals, 1. repr. *Elsevier*, Amsterdam, 213 pp.

Wen, Y., Sánchez-Román, M., Li, Y., Wang, C., Han, Z., Zhang, L. and Gao, Y. (2020) Nucleation and stabilization of Eocene dolomite in evaporative lacustrine deposits from central Tibetan plateau. *Sedimentology*, 67, 3333–3354.

Westerhold, T. and Röhl, U. (2013) Orbital pacing of Eocene climate during the Middle Eocene Climate Optimum and the chron C19r event: Missing link found in the tropical western Atlantic. *Geochem Geophys Geosyst*, 14, 4811–4825.

Westerhold, T., Röhl, U., Donner, B., Frederichs, T., Kordesch, W.E.C., Bohaty, S.M., Hodell, D.A., Laskar, J. and Zeebe, R.E. (2018a) Late Lutetian Thermal Maximum—Crossing a Thermal Threshold in Earth's Climate System? *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 19, 73–82.

Westerhold, T., Röhl, U., Donner, B. and Zachos, J.C. (2018b) 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.

Westerhold, T., Marwan, N., Drury, A. J., Liebrand, D., Agnini, C., Anagnostou, E., Barnet, J. S. K., Bohaty, S. M., De Vleeschouwer, D., Florindo, F., Frederichs, T., Hodell, D. A., Holbourn, A. E., Kroon, D., Lauretano, V., Littler, K., Lourens, L. J., Lyle, M., Pälike, H., … Zachos, J. C. (2020) An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. *Science*, *369*(6509), 1383–1387.

White, A.F. and Blum, A.E. (1995) Effects of climate on chemical weathering in watersheds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 1729–1747.

White, N. and Lovell, B. (1997) Measuring the pulse of a plume with the sedimentary record. *Nature*, 387, 888–891.

White, P. D., & Schiebout, J. (2008) Paleogene paleosols and changes in pedogenesis during the initial Eocene thermal maximum: Big Bend National Park, Texas, USA. *Geological Society of America Bulletin*, 120(11-12), 1347-1361

Whitehouse, V. G., L. M. Jeffrey, J. O. Debrecht, Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters, *Clays Clay Miner*., 8, 1–79, 1960.

Widdel, F. (1988) Microbiology and ecology of sulfate-and sulfur-reducing bacteria. In: Zehnder, A. (Ed) *Biology of Anaerobic Microorganisms*, *Wiley, New York*, 469–585.

Wieczorek, R., Fantle, M. S., Kump, L. R., and Ravizza, G. (2013) Geochemical evidence for volcanic activity prior to and enhanced terrestrial weathering during the Paleocene Eocene Thermal Maximum. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 119, 391-410.

Wilkinson, C. M., Ganerød, M., Hendriks, B. W., and Eide, E. A. (2017) Compilation and appraisal of geochronological data from the North Atlantic Igneous Province (NAIP). *Geological Society, London, Special Publications* 447, 69-103.

Wilson, M.J. (1999) The Origin and Formation of Clay Minerals in Soils: Past, Present and Future Perspectives. *Clay Minerals*, 34, 7-25.

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 (New York, N.Y.), 310*(5750), 993–996.

Worden, R. H., and Morad, S. (2003) Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. In: Worden, R. H., and Morad, S. (eds) *Clay mineral cements in sandstones, IAS Spec. Publ*., 34, 3-41.

Wright, V.P. and Tucker, M.E. (1991) Calcretes: an introduction. In: Wright, V.P. and Tucker, M.E. (eds) Calcretes, *Reprint Series Volume 2 of the International Association of Sedimentologists*, pp. 1–22. *Blackwell Scientific Publications, Hoboken, NJ*.

Xie, Q., Chen, T., Zhou, H., Xu, X., Xu, H., Ji, J., Lu, H. and Balsam, W. (2013) Mechanism of palygorskite formation in the Red Clay Formation on the Chinese Loess Plateau, northwest China. *Geoderma*, 192, 39–49.

Xu G., Deconinck, J.-F., Feng, Q., Baudin, F., Pellenard, P., Shen, J., Bruneau, L. (2017) Clay mineralogical characteristics at the Permian-Triassic Shangsi section and their paleoenvironmental and/or paleoclimatic significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 474, 152–163.

Yans J., Spagna P., Foucher J.-C., Perruchot A., Streel M., Beaunier P., Robaszynski F. & Dupuis Ch. (2002) Multidisciplinary study of the wealden deposits of the Mons Basin (Belgium): a progress report. *Aardk. Mededel.*, 12, 39-42.

Yao, T., Zhu, H., Fu, B., Du, X., Wang, Q., Li, S., Yang, X. and Sánchez-Román, M. (2024) Origin of Eocene lacustrine dolomite and evolution of multiple diagenetic fluids in the Huanghekou sag, Bohai Bay Basin, China. *AAPG Bull*., 108, 1957-1984.

Zaaboub, N., Abdeljaouad, S. and López-Galindo, A. (2005) Origin of fibrous clays in Tunisian Paleogene continental deposits. *J. Afr. Earth Sci.*, 43, 491–504.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K. (2001) Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, *292*(5517), 686–693.

Zachos, J. C., Röhl, U., Schellenberg, S. A., Sluijs, A., Hodell, D. A., Kelly, D. C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I., Lourens, L. J., McCarren, H., and Kroon, D. (2005) Rapid Acidification of the Ocean During the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, *308*(5728), 1611–1615.

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*(1), 242–249.

Zecchin, M. and Catuneanu, O. (2013) High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces. *Mar. Petrol. Geol.*, 39, 1–25.

Zentmyer, R.A., Pufahl, P.K., James, N.P. and Hiatt, E.E. (2011) Dolomitization on an evaporitic Paleoproterozoic ramp: Widespread synsedimentary dolomite in the Denault Formation, Labrador Trough, Canada. *Sed. Geol.*, 238, 116–131.

Zhang, F., Xu, H., Konishi, H., Kemp, J.M., Roden, E.E. and Shen, Z. (2012a) Dissolved sulfide-catalyzed precipitation of disordered dolomite: Implications for the formation mechanism of sedimentary dolomite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 97, 148–165.

Zhang, F., Xu, H., Konishi, H., Shelobolina, E.S. and Roden, E.E. (2012b) Polysaccharide-catalyzed nucleation and growth of disordered dolomite: A potential precursor of sedimentary dolomite. *Am. Mineral.*, 97, 556–567.

REFERENCES

Annexes

Annexe 1 : Légende utilisée pour les logs sédimentologiques

Annexe 2 : Comparaison des résultats obtenus sur le forage du Tillet (ce travail) avec ceux de Trauth et al. (1968)

Annexe 3 : Bilan des analyses réalisées au cours de la thèse

Annexe 4 : Bilan des analyses biostratigraphiques réalisées dans le cadre de la thèse PALEOGEN

Annexe 5 : Résultats obtenus dans la partie lutétienne à bartonienne (?) du forage de Neuilly-sur-Seine

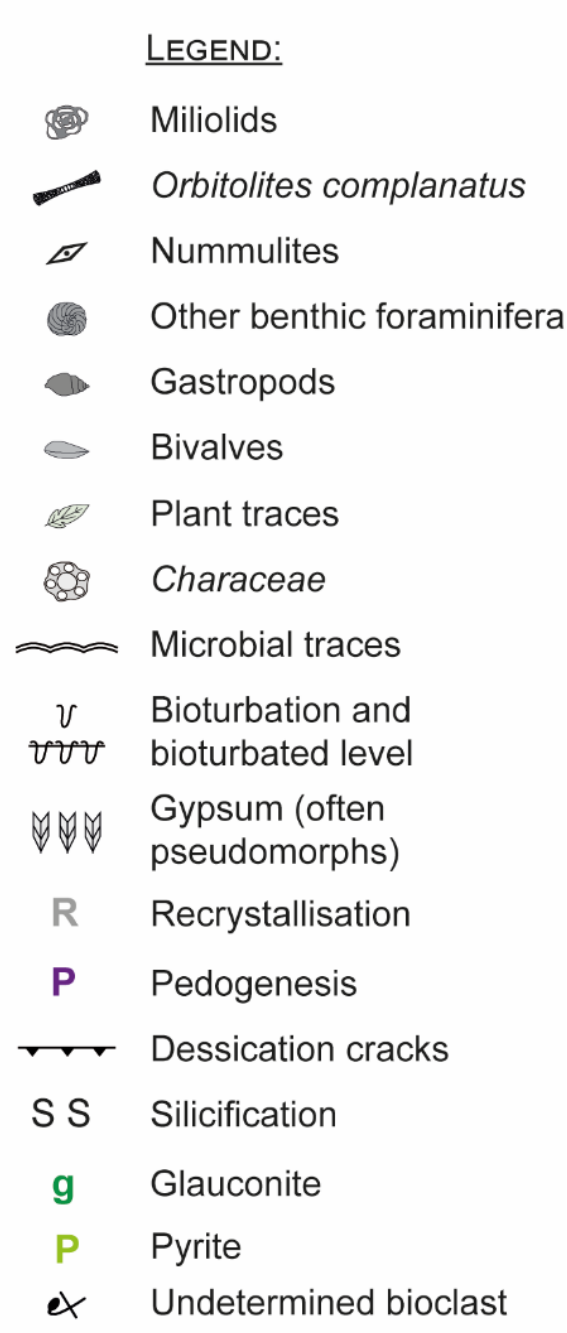
Annexe 6 : IAS Postgraduate Grant report – Cathodoluminescence and LIBS

Annexe 7 : Analyses palynofaciès du forage du Tillet (S. Garel, ISTeP)

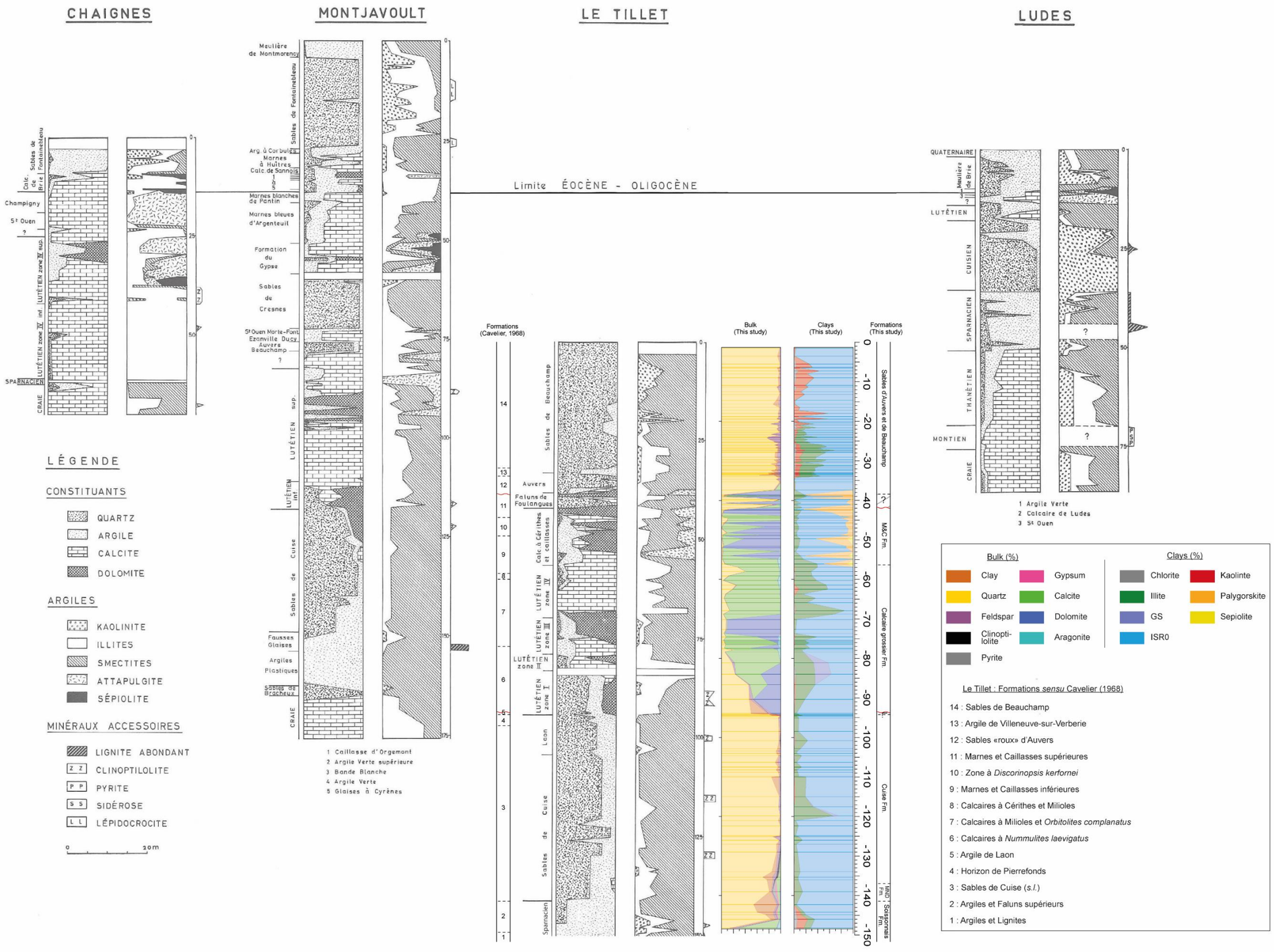
Annexe 8 : Tableau des données DRX ayant servi à l'élaboration de la synthèse pour l'Eocène du Bassin parisien et obtenues dans le Bassin de Mons

Annexe 9 : Tableau des données $\delta^{13}C_{org}$ ayant servi à l'élaboration de la synthèse pour l'Eocène du Bassin parisien et obtenues dans le Bassin de Mons

Annexe 1 : Légende utilisée pour les logs sédimentologiques



Annexe 2 : Comparaison des résultats obtenus sur le forage du Tillet (ce travail) avec ceux de Trauth et al. (1968)



ANNEXES

Annexe 3 : Bilan des analyses réalisées au cours de la thèse

Site	Cachan	Cuise-la-Motte	Havré	Isles-les-Meldeuses	Le Tillet	Maisse	Mont-Panisel	Neuilly-sur-Seine	Saint-Maximin	Septmonts	Trocy-en-Multien	Ussy-sur-Marne	Vierzy	
Forage ou Affleurement	Forage	Affleurement	Forage	Affleurement	Forage	Forage	Forage	Forage	Affleurement	Affleurement	Affleurement	Forage	Affleurement	
Coordonées	48°47'41.44"N ; 2°19'59.35"E	49°23'0.61"N ; 3° 0'0.18"E	50°27'26.91"N ; 4°03'15.87"E	48°59'47.38"N ; 3° 1'4.18"E	49°15'9.59"N ; 2°20'0.07"E	48°22'57.33"N ; 2°22'43.34"E	50°26'18.39"N ; 3°58'42.67"E	48°53'29.04"N ; 2°16'39.68"E	49°13'43.03"N ; 2°27'56.73"E	49°20'19.08"N ; 3°21'35.97"E	49° 1'55.26"N ; 2°57'10.91"E	48°57'59.62"N ; 3° 4'30.06"E	49°17'28.57"N ; 3°16'3.55"E	
Emprise stratigraphique	Yprésien - Lutétien basal	Yprésien (supérieur)	Yprésien	Lutétien terminal - Bartonien (inférieur)	Yprésien - Bartonien (inférieur)	Crétacé - Bartonien (inférieur)	Yprésien (supérieur)	Yprésien - Lutétien terminal ou Bartonien (inférieur)	Lutétien terminal - Bartonien (inférieur)	Yprésien (supérieur) - Lutétien basal	Bartonien (inférieur)	Lutétien - Bartonien (inférieur)	Yprésien (supérieur) - Lutétien basal	
Formations rencontrées	Calcaire grossier Fm. Soissonnais Fm. (?) Vaugirard Fm. Mortemer Fm.	Cuise Fm.	Mons-en-Pévèle Fm. Kortrijk Fm. Leval Fm.	Sables d'Auvers et de Beauchamp Marnes et Caillasses Fm.	Sables d'Auvers et de Beauchamp Marnes et Caillasses Fm. Caclaire grossier Fm. Cuise Fm. Mont-Notre-Dame Fm. Soissonnais Fm.	Calcaire de Neauphle Marnes et Caillasses Fm. (?) Calcaire grossier Fm. (?) Soissonnais Fm. Poudingues de Nemours (?) Craie	Hyon Fm. Mons-en-Pévèle Fm.	Marnes et Caillasses Fm. Calcaire grossier Fm. (?) Cuise Fm. Epernay Fm.	Marnes et Caillasses Fm. Calcaire grossier Fm.	Calcaire grossier Fm. Laon Fm.	Calcaire de Ducy/Saint-Ouen Fm. Sables d'Auvers et de Beauchamp	Sables d'Auvers et de Beauchamp Marnes et Caillasses Fm. Calcaire grossier Fm.	Calcaire grossier Fm. Cuise Fm.	
Epaisseur (m)	25,30	13	25,5	22	149	35	65,5	51	7	1	25	49	10	Total
Echantillons	197	51	522	35	183	160	51	94	41	18	103	68	62	1585
13Corg	57		187	21	177	75	51	43	19	12	48	68	32	790
DRX	54	19	80	28	164	58	18	78	41	5	59	68	58	730
Lames minces					22				16			8		46
Frottis		2			6						6		4	18
MEB				4	9	13			14		1	9		50
Mini-MEB			5		2								2	9
MET				7	10	10			5					32
Palynologie	8		24	3	2	18		8		4	6	3	5	81
Nannofossiles				20					35			20		75
Foraminifères				4					4					8
LIBS					156							67		223
XRF					28									28
Granulométrie laser			27											27
Rock-Eval			49											49
Palynofaciès			20		27									47
Analyses/site	119	21	392	87	603	174	69	129	134	21	120	243	101	2213

Annexe 4 : Bilan des analyses biostratigraphiques réalisées dans le cadre de la thèse PALEOGEN

Remarque : Les résultats présentés ici sont des résultats préliminaires en attente d'analyses complémentaires. Bilan à la date du 26 janvier 2025.

Les analyses biostratigraphiques réalisées dans le cadre de cette thèse comportent des analyses sur les nannofossiles calcaires, réalisées par M.-P. Aubry (Rutgers University, USA), des analyses sur les foraminifères réalisées par C. Bourdillon (Stratigraphie et biochronologie, Angers) et des analyses palynologiques. Les analyses palynologiques comprennent l'étude des dinokystes, réalisée par A. Iakovleva (Russian Academy of Science), et l'étude des pollen, spores et algues, réalisée par F. Quesnel (BRGM, Orléans).

I. Etude des foraminifères

L'étude des foraminifères a été menée sur un total de 8 échantillons, provenant de 2 sites différents (Isles-les-Meldeuses et Saint-Maximin), avec un intérêt particulier porté à la Formation des Marnes et Caillasses. Malheureusement, l'ensemble des échantillons analysés s'est révélé négatif et aucune nouvelle contrainte biostratigraphique n'a pu être déduite.

La liste des échantillons analysés est donnée dans le tableau suivant :

Saint-Maximin		Isles-les-meldeuses	
Echantillon	Cote (m)	Echantillon	Cote (m)
SMx 01	0,45	IM 5	2,45
SMx 05	1,72	IM 9	4,25
SMx 09	2,47	IM 12	6,75
SMx 37	6,81	IM 16	8

II. Etude des nannofossiles calcaires

L'étude des nannofossiles calcaires a été menée sur un total de 75 échantillons, provenant de 3 sites différents (Ussy-sur-Marne, Isles-les-Meldeuses et Saint-Maximin), avec un intérêt particulier porté à la Formation des Marnes et Caillasses. Malheureusement, l'ensemble des échantillons analysés s'est révélé négatif et aucune nouvelle contrainte biostratigraphique n'a pu être déduite.

La liste des échantillons analysés est donnée dans le tableau suivant :

Saint-Maximin		Isles-les-meldeuses		Ussy-sur-Marne	
Echantillon	Cote (m)	Echantillon	Cote (m)	Echantillon	Cote (m)
SMx 00	0	IM 1	0	Us 16,30	-16,30
SMx 01	0,45	IM 3	1,1	Us 18,30	-18,30
SMx 03	0,75	IM 4	2,1	Us 19,30	-19,30
SMx 04	1,1	IM 5	2,45	Us 21,30	-21,30
SMx 05	1,72	IM 6	2,95	Us 21,80	-21,80
SMx 06	1,25	IM 7	3,5	Us 24,80	-24,80
SMx 07	2	IM 8	3,8	Us 25,70	-25,70
SMx 08	2,25	IM 9	4,25	Us 28,69	-28,69
SMx 09	2,47	IM 10	5,5	Us 29,60	-29,60
SMx 10	2,8	IM 11	7	Us 31,40	-31,40
SMx 11	3,02	IM 12	6,75	Us 33,10	-33,10
SMx 12	3,08	IM 16	8	Us 33,60	-33,60
SMx 13	3,32	IM 17	8,75	Us 34,90	-34,90
SMx 14	3,52	IM 18	9	Us 38,10	-38,10
SMx 15	3,57	IM 20	13,3	Us 39,05	-39,05
SMx 16	3,67	IM 21	13,6	Us 40,80	-40,80
SMx 17	3,76	IM 22	15,3	Us 43,50	-43,50
SMx 18	3,86	IM 24	16,1	Us 44,60	-44,60
SMx 19	4,08	IM 28	20,1	Us 46,60	-46,60
SMx 21	4,42	IM 34	33,75	Us 49,00	-49
SMx 23	4,8				
SMx 24	4,82				
SMx 25	4,95				
SMx 26	5				
SMx 27	5,11				
SMx 28	5,27				
SMx 29	5,45				
SMx 30	5,7				
SMx 31	5,83				
SMx 33	6,07				
SMx 34	6,23				
SMx 36	6,58				
SMx 37	6,81				
SMx 38	6,95				
SMx 40	7,3				

III. Analyses palynologiques

Au total, 81 échantillons venant de 10 sites ont été analysés. Les sites d'études sont : **Maisse** (Forage ; Bassin parisien ; intervalle Crétacé/Yprésien à Bartonien ; poursuite des analyses initiées dans le cadre de la thèse de Moreau (2023)), **Cachan** (Forage GPE SC00769 ; Bassin parisien ; intervalle Yprésien), **Neuilly-sur-Seine** (Forage ; Bassin parisien ; intervalle Yprésien), **Septmonts** (Affleurement ; Bassin parisien ; Yprésien à faciès argileux de la Formation de Laon), **Vierzy** (Affleurement ; Bassin parisien ; Yprésien à faciès argileux de la Formation de Cuise ou de Laon ?), **Le Tillet** (Forage ; Bassin parisien ; intervalle Yprésien ; compléments analyses F. Quesnel et A. Iakovleva antérieures à la thèse) ; **Ussy-sur-Marne** (Forage ; Bassin parisien ; intervalle de la Formation des Marnes et Caillasses), **Isles-les-Meldeuses** (Affleurement ; Bassin parisien ; intervalle de la Formation des Marnes et Caillasses), **Trocy-en-Multien** (Affleurement ; Bassin parisien ; sables bartoniens) et **Havré** (Forage réalisé au cours de la thèse ; Bassin de Mons ; intervalle Yprésien).

Les résultats obtenus, encore préliminaires, sont présentés site par site en débutant par les dinokystes suivis des pollen, spores et algues.

A. Forage de Havré (Bassin de Mons, Yprésien)

1. Dinokystes

Les 12 échantillons analysés pour les dinokystes dans ce forage sont quantitativement représentatifs, mais la diversité taxonomique est faible. Les cotes entre parenthèses à droite des noms d'échantillons correspondent aux profondeurs dans le forage.

H0392 (21,63 m) : Un seul spécimen de *Wetzeliella (= Dracodinium) astra*. Pourrait correspondre à la zone à *D. astra*.

H0438-HO640 (21,19 – 19,5 m) : Présence des espèces *Stenodinium meckelfeldense* et *Axiodinium lunare*.

H0745-HO1050 (18,10 -15,05 m) : Présence des espèces *Stenodinium meckelfeldenis, Axiodinium lunare* et *Sophismatia crassoramosa*.

H1240-HO1420 (13,15 – 11,35 m) : Présence des espèces *Stenodinium meckelfeldense* et *Axiodinium lunare*. Absence de *Sophismatia crassoramosa*.

Conclusions sur les dinokystes du forage de Havré :

Stratigraphiquement, l'échantillon **H0392** pourrait correspondre à la biozone à *D. astra* de Iakovleva et al. (2021) et l'intervalle compris entre les échantillons **H0438 et H1420** correspondrait à la biozone à *A. lunare/S. meckelfeldense* du Bassin parisien (Iakovleva et al., 2021) et à son équivalent dans le Bassin belge (biozone à *Wetzeliella meckelfeldensis-Charlesdowniea crassoramosa* ; De Coninck, 1991).

2. Pollen et spores

Pour l'instant, les lames palynologiques de 17 échantillons ont été contrôlés pour les pollen et spores dans ce forage, à raison de 1 à 6 lames par échantillon et de 3 à 7 lignes par lame, soit 10 à 20 % du total des lames, 100 % dans le cas des lames très pauvres.

H0010 (25,45 m) : Phytoclastes noirs ultra dominants assez petits à bords échancrés et arrondis ; **aucun palynomorphe**.

H0112 (24,43 m) : Phytoclastes noirs ultra dominants petits, moyens et grands, à bords échancrés nets et arrondis ; quelques lattes de charcoals (= micro-charbons de bois) typiques ; rares pollen et spores de fougères et de champignons ; éléments de tissu d'algues d'eau douce ; **très pauvre en palynomorphes et aucun dinokyste**.

H0144 (24,09 m) : Phytoclastes noirs ultra dominants, à bords échancrés lisses nets ; charcoals typiques assez nombreux ; rares pollen, spores et algues d'eau douce ; **très pauvre en palynomorphes et aucun dinokyste**.

H0194 (23,61 m) : Phytoclastes noirs dominants, petits et grands à bords échancrés lisses nets, dont quelques charcoals typiques ; spores et tissu de champignon ; très rares pollen et spores ; **très pauvre en palynomorphes et aucun dinokyste**.

H0244 (23,11 m) : Phytoclastes noirs ultra dominants, petits et grands à bords échancrés lisses nets, dont quelques charcoals typiques ; rares pollen ; **très pauvre en palynomorphes et aucun dinokyste**.

H0290 (22,65 m) : Phytoclastes noirs ultra dominants, petits et grands à bords échancrés lisses nets, dont quelques charcoals typiques ; rares pollen **; très pauvre en palynomorphes et aucun dinokyste**.

H0340 (22,15 m) : Phytoclastes noirs ultra dominants, petits et grands à bords échancrés lisses nets, dont quelques charcoals typiques ; très rares pollen et algues d'eau douce ; **très pauvre en palynomorphes et aucun dinokyste**.

H0384 (21,71 m) : Phytoclastes noirs ultra dominants, petits et grands à bords échancrés lisses nets, dont quelques charcoals typiques et d'autres arrondis ; tissus de champignons ; rares pollen et algues d'eau douce ; **très pauvre en palynomorphes et aucun dinokyste**.

H0392 (21,63 m) : Phytoclastes noirs dominants, petits et grands, à bords échancrés lisses nets, dont quelques charcoals typiques, notamment de gymnospermes ; rares spores de champignon ; quelques pollen et spores de sphaignes et de fougères ; algues d'eau douce. **Pollen, spores et dinokystes présents, mais peu abondants.**

H0438 (21,19 m) : Nombreux phytoclastes noirs échancrés, dont des charcoals typiques ; phytoclastes jaunes transparents de plusieurs types, dont gymnospermes et angiospermes ; quelques pollen et spores de champignons, sphaignes et de fougères. **Pollen, spores, algues d'eau douce et dinokystes présents, mais peu abondants**.

H0485 (20,70 m) : Phytoclastes noirs, bruns et jaunes transparents, quelques charcoals typiques ; pollen et spores de champignons, sphaignes et fougères et en algues d'eau douce. **Pollen, spores et dinokystes moyennement abondants**.

H0540 (20,15 m) : Phytoclastes noirs, bruns et jaunes plus ou moins transparents, dont angiospermes et gymnospermes, quelques charcoals typiques ; basales de foraminifères ; pollen et

spores (fougères et champignons) et algues d'eau douce. **Pollen, spores et dinokystes moyennement abondants**.

H0640 (19,15 m) : Phytoclastes noirs, bruns et jaunes transparents, quelques charcoals typiques ; basales de foraminifères ; assez riche en pollen et spores de champignon et fougères. **Pollen, spores et dinokystes moyennement abondants**.

H1375 (11,80 m) : Phytoclastes noirs courants, dont charcoals ; phytoclastes bruns plus ou moins transparents courants et variés, quelques phytoclastes jaunes transparents ; rares basales de foraminifères, cassées. **Pollen, spores et dinokystes présents**, **mais peu abondants**.

H1470 (10,85 m) : Phytoclastes noirs courants, dont charcoals ; phytoclastes bruns plus ou moins transparents courants et variés, quelques phytoclastes jaunes transparents ; quelques basales de foraminifères, cassées. **Pollen, spores et dinokystes présents, mais peu abondants.**

H1505 (10,50 m) : Phytoclastes variés, mais dominés par les phytoclastes noirs, dont des charcoals typiques ; basales de foraminifères, cassées ; algues d'eau douce ; un possible pollen de *Nypa*. **Pollen, spores et dinokystes présents, mais peu à moyennement abondants.**

H1555 (10,00 m) : Phytoclastes variés, mais dominés par les phytoclastes noirs, dont des charcoals typiques ; basales de foraminifères, cassées ; un possible pollen d'*Anacolosidites.* **Pollen, spores et dinokystes présents, mais peu à moyennement abondants**.

Conclusions sur les pollen et spores du forage de Havré :

L'examen préliminaire des lames palynologiques (résidus organiques issus du traitement des échantillons broyés filtrés sur des tamis de mailles comprises entre 10 et 106 µm) du forage de Havré révèle un palynofaciès dominé par les débris de végétaux supérieurs, généralement peu altérés, ce qui est cohérent avec les milieux de dépôts interprétés de l'étude sédimentologique. Les palynomorphes sont très rares dans les sédiments sableux et ligniteux à la base et peu à moyennement abondants dans les argiles plus ou moins sableuses au-dessus.

Les algues d'eau douce sont relativement peu diversifiées, avec par ordre d'abondance décroissante des Léiosphères, *Laricoïdites*, *Bottryococcus*. La présence de spores de sphaignes (*Stereisporites stereoides*) est sporadique, tandis que celle des spores de champignons est faible à courante. Les spores de fougères sont absentes dans certains échantillons et courantes, mais non abondantes (jamais dominantes), dans d'autres. Il s'agit de spores monolètes et trilètes avec les taxons suivants : *Laevigatosporites discordatus*, *Laevigatosporites haardti*, *Leiotriletes adriennis*, *Triplanosporites*, *Polypodiaceoisporites potoniei*, *Cicatricosisporites dorogensis*, *Trilites multivallatus*, *Gemmatriletes*,

Les pollen, quand ils sont présents, dominent en nombre les spores de fougères et les algues d'eau douce. Les formes et taxons observés jusqu'à présent sont les suivants : Dissaccates (*Pityosporites microalatus*), Inaperturés (*Inaperturopollenites hiatus*, *Inaperturopollenites dubius*), Monocolpés (*Monocolpopollenites tranquillus*, *Liliacidites*,..), Zonocolpés (*Spinizonocolpites*), auxquels s'ajoutent des grains de pollen de formes variées, y compris des Normapolles, avec *Plicapollis pseudoexcelsus*, *Interpollis supplingensis*, *Sparganiaceaepollenites*, *Triporopollenites robustus*, *Trivestibulopollenites paleobetuloides*, *Triatriopollenites engelhardtioides*, *Triatriopollenites platycaryoides*, *Subtriporopollenites anulatus*, *Subtriporopollenites subporatus*, *Carya circulus*, *Anacolosidites efflatus*, *Triatriopollenites belgicus*, *Triatriopollenites rurensis*, *Tricolporopollenites margaritatus*, *Compositoipollenites rizophorus iodesoides*, *Tricolpopollenites liblarensis fallax*, *Tricolpopollenites microhenrici*, *Intratriporopollenites pseudinstructus*, *Tetracolporopollenites*, *Tetradopollenites*. Des

pollen de *Classopollis* et *Trudopollis* remaniés ont également été occasionnellement observés, notamment vers le haut du forage.

Ces taxons de pollen et spores de fougères sont typiques des terrains yprésiens de Belgique (*cf. travaux d'Emile Roche*) et révèlent des paléoenvironnements aux sols humides à secs et des conditions climatiques subtropicales à tropicales, notamment pour les plus chaudes avec la présence de spores de Schizaeaceae, Diksoniaceae et Polypodiaceae et les pollen de Sapotaceae, Icacinaceae (*Iodes*), Olacaeae, Aquifoliaceae, Palmae dont *Spinizonocolpites (=Nypa)).* Les autres familles rencontrées sont les Pinaceae, Taxodiaceae, Cupressaceae, Sparganiaceae, Betulaceae, Juglandaceae, Myricaceae, Fagaceae, Tiliaceae, Ericaceae,

Ces premières observations sont encourageantes : d'autres taxons seront probablement identifiés lors de l'étude approfondie des lames palynologiques de ce forage à venir, qui permettront de préciser les assemblages palynologiques et les végétations associées, ainsi que l'évolution au cours du temps des conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques le long du forage.

B. Forage de Maisse (Bassin parisien, Yprésien)

1. Dinokystes

En compléments des analyses réalisées dans le cadre de la thèse de K. Moreau, 4 échantillons ont été analysés dans la portion attribuée à l'Yprésien du forage de Maisse (les nombres correspondent à la profondeur de l'échantillon) : MA 111,00 ; MA 107,60 ; MA 107,00 et MA 105,75.

MA 111,00 : Les dinokystes représentent 81 % de l'assemblage palynologique ; l'assemblage de dinokystes est caractérisé par l'acme d'*Apectodinium*.

MA 107,60 : Les dinokystes ne représentent que 25 % de l'assemblage palynologique ; l'assemblage de dinokystes est caractérisé par l'acme d'*Homotryblium*.

MA 107,00 : Les dinokystes sont rares (6 % de l'assemblage palynologique). Présence de quelques *Apectodinium sp*., quelques *Homotryblium sp*., ainsi que quelques autres taxons.

MA 105,75 : Les dinokystes sont rares (2,7 % de l'assemblage palynologique) mais indiquent l'acme à *Apectodinium.*

Conclusions sur les dinokystes du forage de Maisse :

L'ensemble des échantillons étudiés appartiennent à la biozone à *Apectodinium*-acme, qui est associée au PETM dans le Bassin parisien (Iakovleva et al., 2021). Cependant l'évolution de l'assemblage indique des changements environnementaux, vers un environnement de plus en plus côtier à estuarien vers le sommet de l'intervalle. L'assemblage ne correspond pas à un milieu marin à salinité normale. Ces analyses confirment celles réalisées dans le cadre de la thèse de Moreau (2023).

2. Pollen et spores

Les analyses des pollen et spores du forage de Maisse sont encore en cours. Les indications dans le corps du manuscrit correspondent à des communications de F. Quesnel faites sur la base des observations préliminaires.

C. Forage de Cachan (Bassin parisien, Yprésien)

Sur ce forage, 8 échantillons ont été testés pour analyses palynologiques. Le chiffre dans le nom des échantillons fait référence à la profondeur : CAC 50,00 ; CAC 36,90 ; CAC 35,90 ; CAC 32,20 ; CAC 31,40 ; CAC 29,50 ; CAC 28,00 et CAC 27,10.

Les échantillons CAC 50,00 à CAC 28,00 se sont révélés stériles ou quasiment stériles en palynomorphes. L'échantillon CAC 27,10 contient quelques pollen, spores et algues d'eau douce.

D. Forage de Neuilly-sur-Seine (Bassin parisien, Yprésien)

1. Dinokystes

Un seul échantillon de ce forage a pu être analysé pour les dinokystes.

NS 49,95 (49,95 m) : L'assemblage identifié est dominé par *Apectodinium* sp. et *Lingulodinium* sp. Quelques formes de *Wetzeliella* sp. ou *Dracodinium* sp., dont un spécimen pourrait correspondre à *Axiodinium lunare* ou *Dracodinium simile* sont également présentes. Abondants pollen d'angiospermes.

Conclusions sur les dinokystes du forage de Neuilly-sur-Seine :

Cet assemblage est particulier. L'association dominée par *Apectodinium* sp. et *Lingulodinium* sp. indiquerait un environnement très côtier, ce qui serait confirmé par les abondants pollen d'angiospermes. L'assemblage ressemble beaucoup à celui de la biozone à *Apectodinium*-acme, traditionnellement associée au PETM dans le Bassin parisien (Iakovleva et al., 2021). Quelques formes plus récentes de *Wetzeliella* sp. ou *Dracodinium* sp. pourraient cependant indiquer que cet échantillon est postérieur au PETM. Un tel assemblage pourrait être associé à la Formation d'Epernay.

2. Pollen et spores

Dans ce forage, 8 échantillons ont pu être analysés pour les pollen et spores. Le chiffre dans le nom des échantillons fait référence à la profondeur.

NS 49,95 : Très riche en pollen et spores, dont *Ovoidites ligneolus*, spores de champignons, *L. adriennis, Triplanosporites, T. multivallatus*, rares Dissacates, *I. hiatus, Platycarya, Plicapollis, Gothanipollis, Interpollis, Nudopollis, Engelhardtia, T. plicatus, T. margaritatus, T. palmularius, Gallopollis* (2 taxons), *Intratriporé lisse, T. belgicus, T. rurensis, T. robustus, S. constans, S. subporatus, Pompeckj. subhercynicus*, Grands monocolpés, qqs Dicolpés, Tricolpés, petits et grands Tricolporés. Possibles remaniement de pollens plus anciens (Thanétien ; teinte miel des grands subtriporés + *T. hannoverensis* abîmé).

NS 49,025 : Assez riche en pollen et spores, dont *L. adriennis*, spores de sphaignes, *Platycarya, Plicapollis,* Sparganiaceae, *Iodes, T. microhenrici, Gallopollis, T. kruschii*, Monocolpés lisses ; Phytoclastes noirs majoriatires ; quelques algues d'eau douce.

NS 48,075 : Quasiment stérile ; rares Léiosphères et *Interpollis* ; présence de charcoals.

NS 46,15 : Riche en pollen et spores, dont *L. adriennis, Polypod. potoniei,* Spores de sphaignes, spores de champignons, rares Dissaccates, I. *hiatus, I. dubius, Milfordia incerta, Platycarya, Engelhardtia, Plicapollis, Iodes, Nypa*, Dicolpés, *Pandanus, Bombacaeae, T. kruschii, Tricolpé*

miniclavulé, S. constans, T. margaritatus, T. robustus, Pompeckj. subhercynicus, T. cingulum, Engelhardtia à 3 fosses, *Liliacidites* ; présence de quelques charcoals.

NS 44,10 : Assez riche en pollen et spores, dont *L. adriennis, Echinatisporis, L. discordatus*, Spores de sphaignes, Rares Dissaccates, *I. dubius, Iodes, Dicolpés, Platycarya, Engelhardtia, Plicapollis, Interpollis, S. subporatus, T. cingulum, T. fallax, T. belgicus, T. microhenrici, T. margaritatus, Pistillipollenites, Thomsonipollis* (?), *S. constans, S. subporatus* ; présence de charcoals.

NS 41,65 : Echantillon stérile, sans playnomorphes ; gros phytoclastes noirs dont quelques charcoals.

NS 36,80 : Echantillon quasiment stérile, sans playnomorphes sauf de très rares Sparganiaceae ; phytoclastes noirs ultra dominants dont des charcoals.

NS 34,10 : Echantillon stérile, sans playnomorphes ; très petits et gros phytoclastes noirs dont une majorité de charcoals.

Conclusions sur les pollen et spores du forage de Neuilly-sur-Seine :

Palynoflore typique des faciès lagunaires de l'Yprésien du Bassin parisien (faciès « sparnacien »), et contenant des formes mégathermes (*Nypa, Iodes, Pandanus*, Bombacaceae, Dicolpés, …).

E. Forage du Tillet (Bassin parisien, intervalle Yprésien)

Deux échantillons ont été tentés pour l'analyse palynologique, en compléments d'une étude en cours de ce forage (Quesnel & Iakovleva, *unpublished data*). Les deux échantillons étudiés dans le cadre de la thèse sont : LT44 (131,70 m) et LT 29 (114, 70 m).

LT44 contient beaucoup de dinokystes mais aucune espèce identifiée n'est stratigraphiquement importante. LT29 contient peu de dinokystes (dont 3 wetzelielloids cassés qui ne sont pas déterminables), et aucune espèce identifiée n'est stratigraphiquement importante.

LT29 contient peu de pollen qui sont par ailleurs petits. LT44 est très riche en pollen et spores et contient de grands tétracolporés (Sapotaceae) et quelques grands tricolpés, de rares monocolpés, présence d'*Echinatisporis*, et de possibles Nypa mais assez mal préservés ; présence également de charcoals et de lames basales de foraminifères.

L'assemblage de pollen et spores identifiés dans l'échantillon LT44 serait caractéristique d'une flore subtropicale à tropicale.

F. Affleurement de Vierzy (Bassin parisien, Yprésien)

Sur cet affleurement 5 échantillons ont été tentés pour les analyses palynologiques, principalement situés dans le chenal argileux de la base de la coupe et dans un drapage argileux dans les sables situés entre le chenal argileux et la Glauconie grossière : VZ08 (1,20 m), VZ12 (1,30 m), VZ17 (1,45 m), VZ22 (1,60 m) et VZ46 (6,45 m).

Les échantillons contiennent tous des dinokystes, mais en une quantité à la limite de ce qui est nécessaire pour des conclusions quantitatives. De plus l'état de conservation des palynomorphes n'est pas très bon. Tous ces échantillons présentent un assemblage à peu près similaire mais avec quelques variations de dominances des groupes.

VZ08 ne contient aucun wetzelielloid mais la présence d'*Homotryblium tenuispinosum* et *Homotryblium tasmaniense* confirme un âge yprésien. VZ12 et VZ17 contiennent quelques spécimens attribués à *Axiodinium* cf. *lunare*. VZ 22 et VZ46 présentent un assemblage similaire mais ne contiennent pas de wetzelielloids. VZ46 est marqué par l'apparition de *Hystrichokolpoma* sp., absent dans les échantillons précédents mais assez fréquent dans celui-ci.

L'ensemble de ces échantillons semble pouvoir être regroupé dans une même unité qui pourrait correspondre à la biozone à *Axiodinium lunare/Stenodiunium meckelfeldense*.

L'études des pollens et spores sur cet affleurement est encore en cours.

G. Affleurement de Septmonts (Bassin parisien, Yprésien terminal (?), faciès argileux de la Formation de Laon)

Sur ce petit affleurement, 4 échantillons ont été tentés pour des analyses palynologiques : SM4 (72 cm), SM8 (47 centimètres de haut), SM11 (33 centimètres de haut) et SM17 (1 cm). Deux échantillons provenant d'un autre petit affleurement, distant d'environ 800 m (49°20'25.33"N ; 3°21'23.01"E), ont également été testés : SM18 et SM20.

Mis à part l'échantillon SM17, tous les échantillons sont riches en dinokystes mais ne contiennent quasiment pas de marqueurs stratigraphiques et leur état de conservation n'est pas très bon. SM4 à SM11 présentent un assemblage similaire, dominé par *Cleistosphaeridium* sp. et *Homotryblium* sp.. De plus, SM11 contient un morceau parfaitement identifiable d'*Aerosphaeridium diktyoplokum*. Les échantillons SM18 et SM20 présentent un assemblage un peu différent au niveau taxinomique mais ne contiennent aucun marqueur stratigraphique.

L'études des pollens et spores sur cet affleurement est encore en cours.

Conclusions sur les dinokystes de l'affleurement de Septmonts :

Les échantillons SM4, SM8 et SM11 semblent faire partie d'un même ensemble qui pourrait correspondre à un environnement marin restreint avec une possible influence tidale et des apports d'eau douce, probablement un milieu estuarien. La présence d'*Aerosphaeridium diktyoplokum* indique la biozone du même nom. Celle-ci a également été identifiée dans les Sables de Prémontré et correspondrait à la partie inférieure de la biozone de nannofossiles calcaires NP13 (Steurbaut et al., 2016).

H. Forage d'Ussy-sur-Marne (Bassin parisien, fin du Lutétien – début du Bartonien)

Sur ce forage, 3 échantillons de la Formation des Marnes et Caillasses ont été tentés pour l'étude des palynomorphes : Us 32,60 (32,60 m), Us 30,30 (30,30 m) et Us 16,50 (16,50 m). Us 32,60 et Us 30,30 se sont révélés stériles. En revanche, l'échantillon Us 16,50 s'est révélé riches en dinokystes, bien que leur état de conservation ne soit pas très bon. L'assemblage est particulier et dominé par *Homotryblium abbreviatum*, espèce thermophile et qui pourrait correspondre à un environnement à forte salinité. L'assemblage contient très peu de dinokystes de taxons hétérotrophes utilisés pour la stratigraphie, mais pourrait correspondre a minima à un Lutétien plutôt tardif. Deux spécimens pourraient correspondre à *Glaphyrocysta microfenestrata* mais leur état de conservation ne permet pas de l'affirmer avec certitude. Cette espèce apparaît dans les Barton Beds en Grande-Bretagne et pourrait indiquer un âge Bartonien.

I. Affleurement d'Isles-les-Meldeuses (Bassin parisien, fin du Lutétien – début du Bartonien)

Sur cet affleurement, 3 échantillons de la Formation des Marnes et Caillasses ont été tentés pour l'étude des palynomorphes : IM 4 (2,10 m), IM 7 (3,5 m), IM 18 (9 m) et se sont avérés stériles. L'échantillon IM 7 a livré un seul dinokyste, cassé, qui pourrait être *Dapsilidinium* sp.

J. Affleurement de Trocy-en-Multien (Bassin parisien, Bartonien)

Les 6 échantillons tentés dans les sables bartoniens provenant de cet affleurement se sont révélés pauvres en palynomorphes, avec peu de dinokystes, souvent en mauvais état, rendant parfois la détermination des taxons impossibles. Un seul échantillon, TM 10 (à 2,5 m) est quantitativement riche. Les taxons qui ont pu être déterminés au rang des espèces (*Spiniferites ramosus*-group, *S. pseudofurcatus, Pentadinium laticinctum, Areosphaeridium diktyolpokum, Enneadocysta pectiniformis, E. multicornuta, Achilleodinium biformoides, Thalassiphora fenestrata, T. pelagica, Cordosphaeridium gracile, C. funiculatum, Homotryblium tenuispinosum, H. abbreviatum, Cleistosphaeridium diversispinosum, Araneosphaera araneosa, Lingulodinium strangulatum, Hystrichokolpoma granulatum, Polysphaeridium subtile, Areoligera sentosa, A. tauloma, A. undulata, Glaphyrocysta intricata*) apparaissent lors du Lutétien et sont encore présents au Bartonien, ne permettant pas de trancher entre les deux étages. Aucune espèce typiquement bartonienne n'a été observée.

Annexe 5 : Résultats obtenus dans la partie lutétienne à bartonienne (?) du forage de Neuilly-sur-Seine

Suite aux difficultés rencontrées pour accéder aux forages du Grand Paris Express, le forage de Neuilly-sur-Seine représentait l'opportunité d'accéder aux faciès du Lutétien supérieur du sous-sol parisien, qu'il traverse sur environ 25 m, afin de les comparer à ceux de la partie nord du bassin (environs de Creil : Le Tillet et Saint-Maximin et environs de Meaux : Ussy-sur-Marne et Isles-les-Meldeuses) et de la bordure sud (Maisse). Réalisé dans les années 1960, ce forage ne bénéficie cependant pas d'un cadre stratigraphique bien défini.

Description lithologique, faciologique et lithostratigraphique du forage (Fig. 1)

Dans le forage de Neuilly-sur-Seine, la Glauconie grossière de la base du Lutétien est identifiée entre 33,25 et 32,75 m, par un niveau de galets verts et noirs pris dans une matrice de sable fin argileux gris-noir, contenant des bioclastes, dont de grands fragments de lamellibranches, et des lithoclastes. Elle est surmontée jusqu'à 30 mètres de profondeur par des sables calcaires et glauconieux mal triés (fins à très grossiers), contenant des graviers de quartz verts ou gris, parfois noirs et des bioclastes (débris coquilliers, nummulites, tubes de vers). Entre 31 et 30 m, les bioclastes sont moins nombreux voire absents et sont remplacés par des lithoclastes et graviers dont de possibles silex bruns, noirs ou rougeâtres. Entre 30 et 28,40 m se trouvent des sables glauconieux fins à moyens assez bien triés, formés par des grains de quartz gris verdâtres à noirs. Ils contiennent quelques bioclastes, lithoclastes et silicifications ainsi qu'un liant carbonaté qui peut former des agrégats centimétriques assez durs. Ces sables sont surmontés par 40 cm de sable argilo-carbonaté assez fin et grisâtre. Dans la description originale du forage réalisée en 1965, ces niveaux compris entre 32,75 et 28 m sont décrits comme un « calcaire gypseux, glauconieux et sableux » (données BSS du BRGM ; http://ficheinfoterre.brgm.fr/InfoterreFiche/ficheBss.action?id=BSS000NCDB). Les boîtes représentant la portion du forage située entre 28 et 21,50 m contiennent un mélange de carbonates, formant probablement la matrice, et de silicifications. Les carbonates blanc crème à verdâtre, poudreux et finement granuleux (petits ooïdes ?) semblent avoir une texture packstone à grainstone et contiennent quelques grains de quartz. Les silicifications sont brunes à rougeâtres et peuvent contenir des bioclastes (fragments de coquilles, gastéropodes). Entre 21,50 et 19 m, les silicifications disparaissent mais la matrice carbonatée reste la même : packstone à grainstone blanc crème à verdâtre, poudreux et finement granuleux contenant quelques grains de quartz. Entre 19 et 18 m se trouve un calcaire azoïque mudstone, argileux, blanc et probablement dolomitique, qui peut contenir de très rares grains de quartz. Il est surmonté par 3 m de calcaire mudstone blanc à gris, dolomitique et contenant quelques grains de quartz et de rares silicifications claires. Dans la description originale du forage, ces niveaux compris entre 28 et 15 m sont décrits comme un « calcaire gypseux » (données BSS du BRGM). Entre 15 et 13 m se trouvent 2 m représentés par un mélange de calcaire mudstone blanc gris et de calcaire argileux blanc

dolomitiques. Ils sont surmontés par 1 m de calcaire homogène assez dur, qui semble recristallisé et contenant quelques silicifications claires, pris dans une matrice de calcaire argileux blanc poudreux. Entre 12 et 8,5 m se trouvent des marnes/argiles dolomitiques blanches contenant des silicifications et des morceaux carbonatés indurés (recristallisés ?) à la base. Ces marnes dolomitiques sont surmontées par 1 m de calcaire granuleux pulvérulent et dolomitique contenant des morceaux de carbonates plus indurés, probablement recristallisés, lui-même surmonté par 1 m de calcaire mudstone crème légèrement laminé. Entre 6,50 et 5,50 m se trouvent à nouveau des marnes/argiles dolomitiques blanches, surmontées par 1,50 m de calcaire homogène assez dur, qui semble recristallisé et laisse place à 1 m d'argile jaune à verdâtre avant 3 m d'alluvions et de remblais. La description originale du forage attribue l'intervalle situé entre 15 et 4 m à la Formation des Marnes et Caillasses et les 4 mètres supérieurs y sont attribués à des Marnes et Caillasses altérées, des alluvions et des remblais (données BSS).

Evolution des données $\delta^{13}C_{org}$

Dans le forage de Neuilly-sur-Seine, la base des niveaux carbonatés, qui reste sableuse, est marquée par des valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ d'environ -22,8 ‰, à l'exception d'une valeur relativement positive de -17,38 ‰ mesurée à 30,30 mètres de profondeur constituant un probable *outlier* (Fig. 1). À partir de 25,50 m, les valeurs du $\delta^{13}C_{org}$ semblent montrer une légère tendance à la diminution (Fig. 1), passant de valeurs d'environ -21 ‰ à la base à des valeurs d'environ -21,7 ‰ au sommet. Cette tendance est marquée par une légère excursion négative d'une amplitude proche de 1 ‰ à 10,50 m.

Minéralogie de la roche totale

La minéralogie de la roche totale est dominée par la calcite (entre 47 % et 88 %, en moyenne 70 %) entre 31,80 et 22,50 m (Fig. 1). Le quartz y représente entre 8 % et 49 % de la minéralogie totale et de la dolomite et de l'aragonite ont également été identifiées, mais ne dépassent pas 9 %. Des traces de feldspaths (moins de 2%), de gypse et de pyrite (1 % au maximum) ont également été identifiées. La part de dolomite augmente et, à part dans quelques niveaux calcitiques ou recristallisés, elle représente entre 43 % et 86 % de la minéralogie totale à partir de 19,50 m (Fig. 1). Elle est accompagnée de calcite, qui peut représenter 68 % à 94 % de la minéralogie dans certains niveaux calcitiques ou recristallisés, de quartz (entre 1 % et 42 %) et d'argiles (entre 1 % et 14%). Des traces de feldspaths (moins de 5 %) ont également pu être identifiées.

Minéralogie des argiles

Le cortège des minéraux argileux dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm est marqué par la présence d'argiles fibreuses (palygorskite et sépiolite), qui dominent nettement l'assemblage entre 19,50 m et le sommet du forage (Fig. 1). La palygorskite y représente en effet entre 49 % et 91 % de l'assemblage (74 % en moyenne) et la sépiolite peut atteindre 43 % lorsqu'elle est présente. Elles sont accompagnées d'illites (entre 7 % et 17 %), de smectites (jusqu'à 11 %) et de traces de kaolinite (environ

1 %) identifiées dans l'échantillon le plus proche de la surface. Ces argiles fibreuses sont également observées dans les niveaux sous-jacents (Fig. 1), mais ne représentent en moyenne pas plus que 34 % (pour la palygorskite) et 10 % (pour la sépiolite) de l'assemblage, lorsqu'elles sont présentes. Les smectites sont plus importantes dans la partie inférieure calcitique (54 % en moyenne). Elles sont accompagnées de proportions d'illite relativement stables (autour de 18 %), qui augmentent dans les niveaux plus calcitiques et plus sableux, où elles peuvent atteindre 77 %. Des IS R1 sont également probablement présents, ainsi que des traces de chlorite (2% ou moins). Les proportions de quartz dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm sont relativement faibles : entre 0 % et 14 % entre 32,55 et 22,50 m, malgré un pic à 24 % au sommet de cet intervalle. Le quartz est absent de cette fraction à la base des niveaux dolomitiques, mais peut atteindre 6 % au sommet du forage.

Interprétation des données géochimiques et minéralogiques dans le cadre stratigraphique du Bassin parisien

En l'absence de données biostratigraphiques et de la préservation sous forme d'échantillons regroupés par intervalles assez larges (souvent 1 m), qui ne permettent pas de faire de lames minces permettant une étude pétrographique plus précise, il est difficile de proposer un découpage lithostratigraphique détaillé pour ce forage. Par ailleurs, la résolution des analyses réalisées reste basse pour la partie supérieure du forage. En se basant sur la minéralogie des dépôts, et notamment sur l'apparition de la dolomite en proportions importantes ainsi que sur la prédominance des argiles fibreuses, il est proposé de descendre la base de la Formation des Marnes et Caillasses à 19 mètres de profondeur, à la limite entre le calcaire granuleux et le calcaire mudstone argileux et non à 15 m comme proposé dans la fiche BSS. La portion du forage comprise entre 28 et 19 m est composée d'une matrice carbonatée granuleuse contenant des silicifications à sa base et est décrite comme un « calcaire gypseux dans la description originale du forage (Données BSS). Minéralogiquement cette unité est dominée par la calcite et des argiles fibreuses sont identifiées dans la fraction granulométrique inférieure à 2 µm, associées à des smectites. Or, les argiles fibreuses sont le plus souvent identifiées dans la Formation des Marnes et Caillasses, où elles sont généralement associées à la dolomite (Pomerol, 1967 ; Trauth et al., 1968 ; 1969 ; Talon et al., *in press*). Bien que la Formation des Marnes et Caillasses soit principalement dolomitique, elle peut contenir des silicifications et sa base peut être plus calcitique, comme cela a pu être observé à Ussy-sur-Marne, Isles-les-Meldeuses ou Saint-Maximin. Des dépôts gypseux sont eux aussi généralement associés à la Formation des Marnes et Caillasses (Fontes & Toulemont, 1987 ; Toulemont, 1987), bien que Soyer (1960) mentionne également de rares occurrences de gypse dans le Calcaire grossier moyen ou supérieur de l'Île-de-France (Livry-Gargan, Coutevroult). Il est à noter que les analyses minéralogiques réalisées dans le cadre de ce travail n'ont montré que de possibles rares traces de gypse dans le forage de Neuilly-sur-Seine, posant la question de la validité de l'appellation de « Calcaire gypseux », issue de la BSS. L'intervalle compris entre 28 et 19 m pourrait ainsi correspondre à la base de la Formation des Marnes et Caillasses, en se basant sur les données minéralogiques obtenues.

La portion du forage comprise entre 32,75 et 28 m, qui surmonte le niveau associé à la Glauconie grossière, est sableuse, calcaire, glauconieuse, et contient notamment des nummulites, ce qui correspond aux descriptions de la partie inférieure de la Formation du Calcaire grossier (Abrard, 1925 ; Blondeau, 1965 ; Mégnien & Mégnien, 1980 ; Broekman, 1984 ; Briais, 2015). Ainsi, considérer la portion du forage comprise entre 28 et 19 m comme un équivalent de la base de la Formation des Marnes et Caillasses, nécessiterait de considérer également que les faciès classiquement attribués au Calcaire grossier moyen et supérieur (Zone IVa d'Abrard, 1925 ; unité du Calcaire à Milioles et *Orbitolites complanatus*) sont absents de ce forage.

Le signal isotopique obtenu pour ce forage ne montre pas de réelles variations, ce qui peut possiblement s'expliquer par : (1) la résolution assez faible des analyses effectuées sur cette portion du forage et (2) le lissage du signal, moyenné par intervalles d'environ 1 m d'épaisseur du fait du conditionnement du forage. En l'absence d'un cadre biostratigraphique suffisamment contraint, un tel signal isotopique ne peut pas être utilisé pour tenter de faire des corrélations, qui auraient pu éventuellement permettre de préciser ces attributions lithostratigraphiques. Finalement, l'absence de calage par la biostratigraphie, la lithostratigraphie ou par corrélations isotopiques ne permet pas de corréler cette portion du forage de Neuilly-sur-Seine aux autres sites étudiés afin de pouvoir les comparer. La comparaison minéralogique avec les autres sites étudiés indique que la Formation des Marnes et Caillasses est probablement partiellement traversée, cependant, en l'absence d'observations pétrographiques complémentaires (lames minces, observations en microsopie électronique) et sans pouvoir comparer précisément avec d'autres sites, il est difficile de discuter de façon détaillée de l'évolution minéralogique.

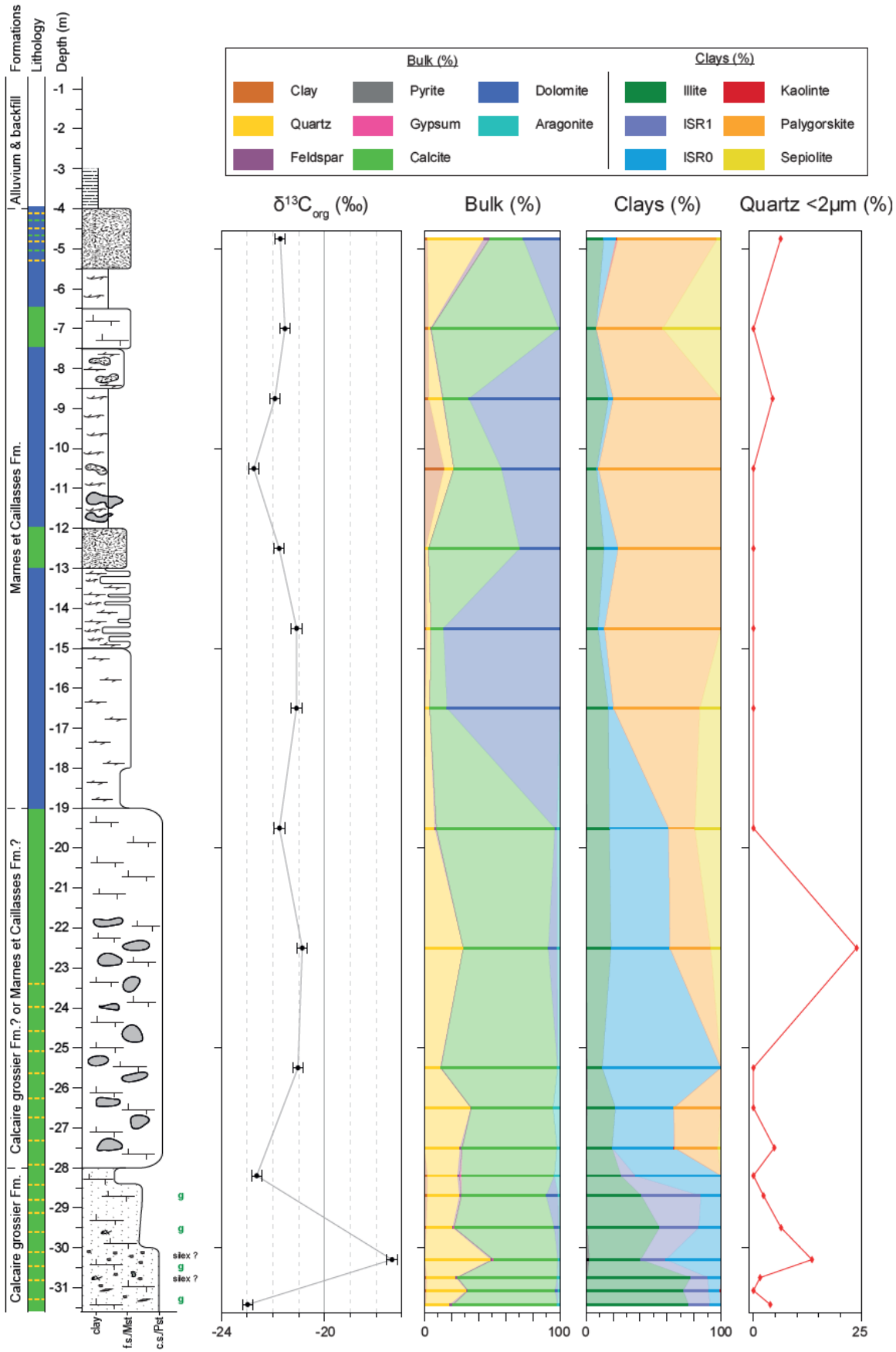


Figure 1 : Résultats obtenus sur la partie lutétienne du forage de Neuilly-sur-Seine : $\delta^{13}C_{org}$, minéralogie de la roche totale (Bulk) et du cortège de minéraux argileux présents dans la fraction argileuse (Clays) ainsi que les proportions de quartz quantifié par DRX dans la fraction inférieure à 2 µm.

Annexe 6 : IAS Postgraduate Grant report – Cathodoluminescence and LIBS

Cathodoluminescence and Laser-Induced Breakdown Spectroscopy (LIBS) of sedimentary sections from the late Lutetian–early Bartonian of the Paris Basin

IAS Postgraduate Grant report (2023-Spring session)

Julien TALON[1,2]

[1]Biogéosciences, UMR 6282 CNRS/uB, Université de Bourgogne, France

[2]Geology and Applied Geology, University of Mons, Belgium

Note: The results regarding mineralogy, organic carbon isotopes and sedimentary interpretation of the studied sections, completed by the cathodoluminescence presented here, have been submitted to *Sedimentology* for publication in June 2024. The first LIBS results have been presented at the last *EMSLIBS* conference (Porto, September 2023).

Introduction

Magnesian fibrous clays (palygorskite and sepiolite) are relatively scarce minerals in the sedimentary archive, where they reflect particular physico-chemical conditions of formation. They can however be found in many different environments, from terrestrial to deep-marine (Singer and Norrish, 1974; Weaver and Beck, 1977; Chamley, 1989; Lopez-Galindo *et al.*, 1996; Galán and Singer, 2011). These clay minerals are generally interpreted as markers of arid to semi-arid conditions in sedimentary processes (Fagel 2007; Jones and Conko, 2011), but have also been associated with hydrothermalism (Fulignati, 2020). The simultaneous presence of palygorskite and dolomite has often been taken to indicate a magnesium-rich environment and inferred in peritidal-to-shallow coastal or lacustrine settings (Weaver and Beck, 1977; Inglès and Anadón, 1991). In these environments, dolomite has sometimes been described as microcrystalline and subhedral (Wen *et al.*, 2020; Sánchez-Román *et al.*, 2023) and is thought to be of syn-sedimentary to early diagenetic origin (Weaver and Beck, 1977; Gillhaus *et al.*, 2010; Wen *et al.*, 2020). Models for palygorskite formation have, however, mainly been proposed for lacustrine or other terrestrial environments, often in association with calcite precipitation (Pozo and Calvo, 2018) rather than with dolomite.

In relation to the Weald-Artois-Ardennes uplift during the late Lutetian (Pomerol, 1978; Gély, 1996, 2016), the direct connection between the North Sea and the Paris Basin gradually disappeared. The first Cenozoic occurrence of palygorskite deposits of some importance in the Paris Basin (Cavelier, 1963; Pomerol, 1967; Trauth *et al.*, 1968), associated with microcrystalline dolomite (Caillère *et al.*, 1966; Fontes *et al.*, 1970) and gypsum (Soyer, 1960; Toulemont, 1987), was identified within the

'Marnes et Caillasses' Formation that deposited in the resulting shallow gulf primarily connected to the Atlantic Ocean (Fig. 1A).

On a global scale, the Eocene was marked by several hyperthermal events such as the Late Lutetian Thermal Maximum (LLTM), recognized in open marine (Intxauspe-Zubiaurre *et al.*, 2018; Westerhold *et al.*, 2020). This event would have led to extreme seasonal contrast, with prolonged dry seasons and occasional increases in rainfall and runoff on land (Intxauspe-Zubiaurre *et al.*, 2018; Westerhold *et al.*, 2018).

The concomitance between hyperthermal events and the development of fibrous clays and dolomite in the Paris Basin provides the ideal opportunity to investigate the influence of climate on the formation of these magnesian minerals. Disentangling the relative importance of climate and palaeogeography on the processes leading to the formation of fibrous clays and microcrystalline dolomite should provide essential information about the origin of fibrous magnesian clays in ancient sedimentary environments, especially in coastal settings.

Based on the study of samples from two cores and two outcrops distributed along a NW-SE transect (Fig. 1B), this work aims to (1) better constrain the origin of microcrystalline dolomite in the Paris Basin using cathodoluminescence and (2) explore Laser-Induced Breakdown Spectroscopy (LIBS) as a new tool for acquiring geochemical proxies from sedimentary sections, to precise geochemical and environmental evolutions of the basin.

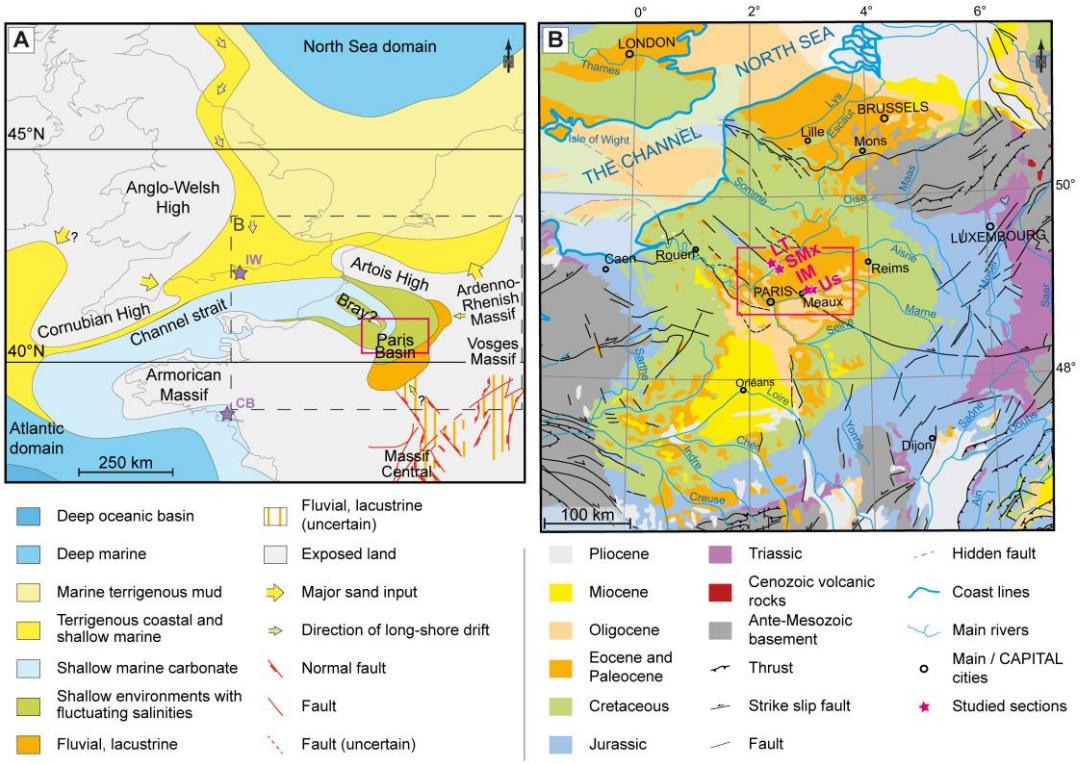


Figure 1: (A) Late Lutetian–early Bartonian palaeogeographic map of the Paris Basin and surrounding areas and (B) Geological map of the Paris Basin, with the studied sections indicated by pink stars (Talon et al., submitted to Sedimentology).

Material and Methods

A total of 186 samples were collected on four sections spanning the late Lutetian–early Bartonian interval in the Paris Basin: Le Tillet (LT; core), Saint-Maximin (SMx; outcrop), Isles-les-Meldeuses (IM; outcrop) and Ussy-sur-Marne (Us; core).

Cathodoluminescence analyses were performed on 34 thin sections, using a polarising Photomicroscope (Zeiss, Jena, Germany), in the Department of Geology and Applied Geology (University of Mons, Belgium). Cathodoluminescence (CL) imaging was performed with a cold-cathode CITL system (Cambridge Image Technology Limited – model Mk5, UK), operated at 15 kV acceleration voltage, 500 µA beam current, with a current density of about 8 µA/mm². CL images were captured with a Peltier-cooled digital colour camera (Lumenera model Infinity 3, Canada), set from 0.1 s to a few seconds exposure time, depending on CL intensity and microscope magnification. Multiple-frame averaging was used to reduce noise. Colour calibration of the camera (white balance) was performed using the blue-filtered, tungsten-halogen light source of the microscope to ensure more or less standardized luminescence colours.

LIBS is a new *in-situ* technique based on spectroscopic analysis of atomic emission from laser-induced plasmas. Similarly to XRF, LIBS allows detection of a wide range of chemical elements that can be used as paleoenvironmental proxies (Baele *et al.*, 2021a). The LIBS system that is used at the department of Geology and Applied Geology of the University of Mons is composed of a nanosecond Nd:YAG laser (Quantel/Lumibird QSmart 450, France), firing pulses of 266 nm wavelength and 10 mJ energy each at max 20 Hz repetition rate (Fig. 2A). Laser pulses are focused on a ~100 µm spot on the sample surface using a planoconvex convergent lens with 50 mm focal distance. The leading edge of the laser pulse induces ablation of the sample, generating a vapor plume which is rapidly heated by the trailing edge of the same laser pulse, resulting in the formation of a hot plasma (T ~ 10000 K). Upon cooling, the plasma emits a series of optical radiations (continuum, ionic, atomic and finally molecular radiations), and ultimately condensates into nanometric solid particles. Ionic, atomic and molecular radiations are characteristic of the elements in the plasma and can be used for chemical analysis after detection of the spectrum with an optical spectrometer (Fig. 2B). For this study, we used a multi-channel spectrometer with Czerny-Turner design and Coupled-Charge Device (CCD) detector (Avantes ULS2048, The Netherlands). As timing is crucial for capturing only the characteristic radiations (i.e., avoiding the early continuum emission), synchronisation electronics are required between the laser and the spectrometer. A delay of 1 µs was set between each laser shot and the start of spectrometer integration with a digital pulse/delay generator (Quantum Composers 9420, USA).

To take advantage of the fast acquisition rate of LIBS in this exploratory study, we tried to minimise sample manipulation and preparation, and perform automatic analysis with a motorised XY stage. The samples, which were already manually powdered in an agate mortar for XRD and carbon

isotope analyses, were reused for LIBS analyses. The samples were gently pressed manually in a sample holder, which consists of a metal grid with 5 mm square cells mounted on an adhesive aluminium substrate (Fig. 2C). Once filled, the sample holder was then translated under the laser beam with a speed that allowed 20 effective laser shots per sample (250 µm step size). The scanning procedure is fast (less than 30 minutes in total) and produces a series of spectra that are processed with Python routines to 1) average the LIBS spectra for each sample, 2) extract peak intensities, and 3) display elemental profiles.

Two different protocols were tested to minimise sample contamination by plasma-ejected particles. Firstly, a thin PTFE sheet with a square aperture masking neighbouring cells was attached between the focusing lens and the sample holder (tested for LT and Us samples). To avoid side-effects (shadowing) from the edges of the metal grid, the results from the first and last five laser shots were discarded. As observed with the camera used for viewing the ablation region, this method seems to be efficient as ejected particles accumulated on the sheet. Secondly, a thin adhesive sheet was applied on the sample holder to cover all the samples (tested on LT, SMx and IM samples). In this case, a couple of laser shots are used to pierce the cover sheet at the centre of the square cell and the analysis is performed on the same spot, before moving to the next cell. With this method the cells were effectively protected against any contamination. However, very low LIBS intensities were recorded because the plasma formed mainly under the cover sheet and the plasma light was shielded by the dust generated by the shockwave. This method was therefore abandoned.

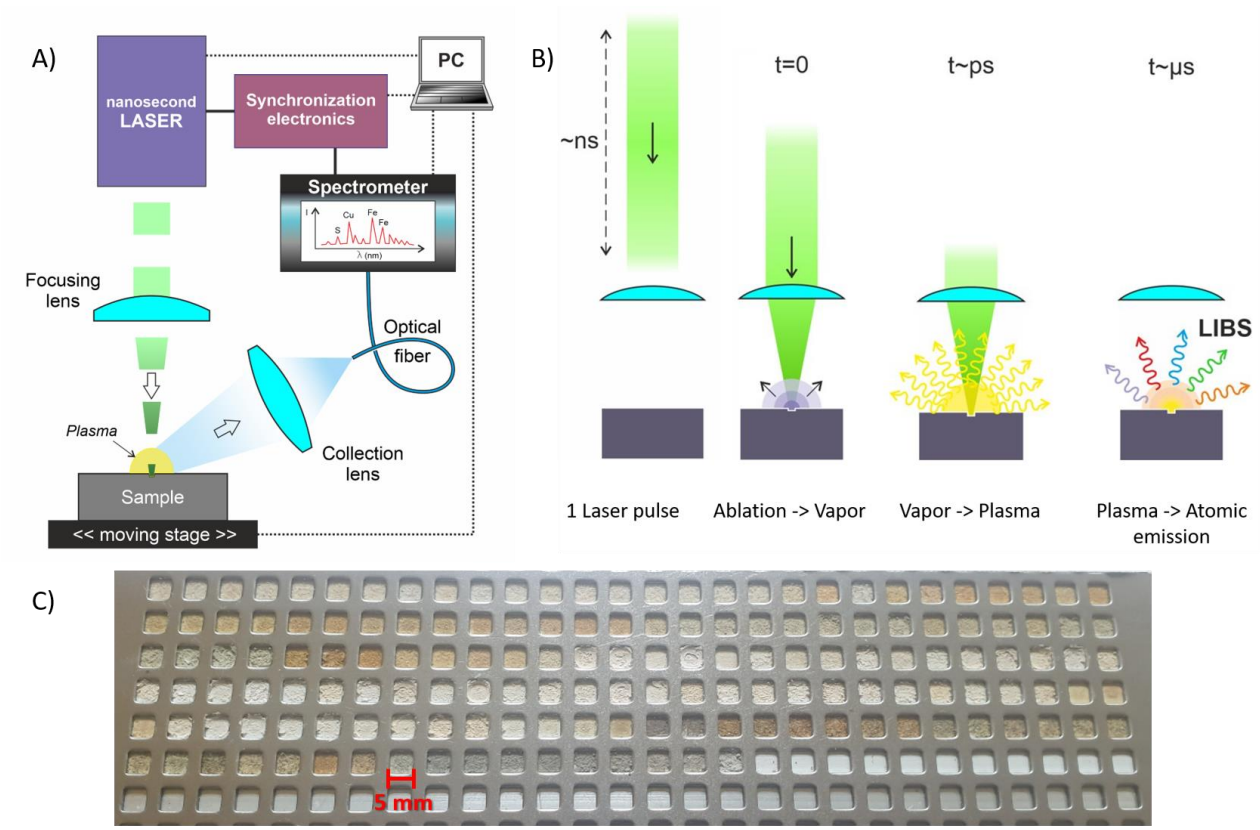


Figure 2: Setup and principles of LIBS measurements. (A) Typical LIBS setup (modified from Baele et al., 2021b). (B) Steps leading from laser pulse to atomic emission during LIBS analysis (see text for detail). (C) Sample holder consisting of a metal grid with 5 mm cells filled with powdered samples for automatic LIBS analysis.

Results and discussion

Based on macro- and microscopic observations, coupled to mineralogical analyses, dolomite and fibrous clay from the Lutetian–Bartonian transition (Paris Basin) are associated with a coastal lagoon environment subjected to specific arid and confined conditions (Talon *et al.*, *submitted* to *Sedimentology*).

Cathodoluminescence and origin of dolomite

In samples from coastal lagoon environment, dolomite microcrystals (less than 10 µm) mimetically replace earlier grains, cements, and organisms (Fig. 3A). They present an overall orange CL with some more greenish or reddish shades in sectoral zonation, as well as darker-luminescent cores (Fig. 3B). Dolomite crystals are even smaller (micron-size) in sediments from the restricted parts of the lagoon and their CL, although similar to that of coarser lagoonal dolomite, appears more homogeneous due to their small grain size (Fig. 3C-D). In dolomite, Mg^{2+} substitution by Mn^{2+} results in the typical red CL colour, while Ca^{2+} substitution by Mn^{2+}, which is not common, results in a greenish to yellowish colour (El Ali *et al.*, 1993; Richter *et al.*, 2003). The impact of these substitutions is also observed in CL spectra, with a distinctive emission peak at ~650 nm and ~575 nm when Mn^{2+} substitutes for Mg^{2+} or Ca^{2+} respectively. CL spectral analysis of the studied dolomites (Fig. 3E) shows a broad peak resulting from the overlap of the two aforementioned peaks of roughly similar intensity, leading to a yellow-greenish to orange CL colour, making it difficult to differentiate from calcite without spectral analysis (Fig. 3B and D) and suggesting a high substitution of Ca^{2+} by Mn^{2+}. Both types of dolomite present the characteristic XRD ordering reflections (101), (015), and (021) of this mineral (Fig. 3F; Bradley *et al.*, 1953; Gregg *et al.*, 2015). The lower intensity of the (015) ordering reflection compared to the (110) reflection suggests some cation disorder in the dolomites from the coastal lagoon and its restricted parts (Goldsmith and Graf, 1958; Gregg *et al.*, 2015).

Micrometric, anhedral to rhombohedral dolomite crystals with a hollow core, such as the ones observed in the Lutetian–Bartonian lagoon environment of the Paris Basin, have been associated with primary dolomite formation influenced by microbial activity in evaporitic environments (Pineda *et al.*, 2021; Sánchez-Román *et al.*, 2023). This dolomite also presents a slight cation disorder and Ca-enrichment, with unusual greenish-yellow to orange CL (Fig. 3), which reflects high substitution of Ca^{2+} by Mn^{2+} and is typical of syn-sedimentary or early diagenetic dolomite formed under evaporitic conditions (Gillhaus *et al.*, 2010; Cui *et al.*, 2022). The dolomite observed in the restricted part of the lagoon may have therefore been influenced by microorganisms, suggesting syngenetic to early diagenetic precipitation and relatively rapid crystal growth under disequilibrium conditions suggested by the sectoral zoning (Reeder and Prosky, 1986).

Two primary or early diagenetic dolomite formation mechanisms could therefore be inferred: (1) the influence of microbial activity in the restricted lagoon environment; (2) rapid recrystallisation from a carbonate precursor in the more open coastal lagoon.

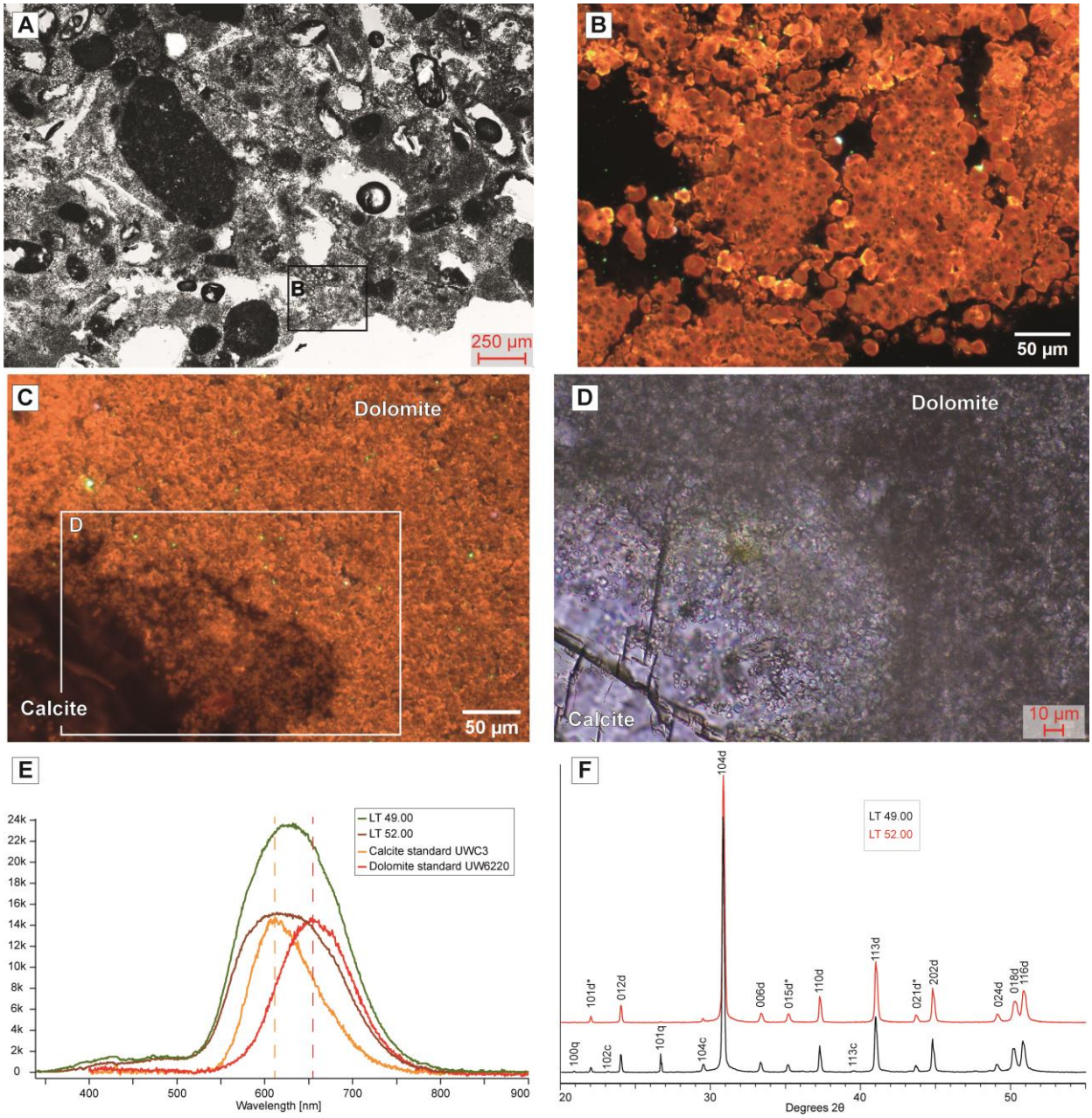


Figure 3: Petrography and mineralogy of the Lutetian–Bartonian dolomite (Talon et al., submitted to Sedimentology). (A) Thin-section microphotograph of dolomitised packstone to grainstone from the coastal lagoon environment, with bioclasts being either dissolved or recrystallised as small dolomite crystals; (B) Detail of A under cathodoluminescence, highlighting small, mostly anhedral, dolomite crystals (<10 µm) with dull orange-brown luminescence and some more greenish or reddish shades in sectoral zoning and darker-luminescent cores; (C) Cathodoluminescence image of dolomites from the restricted parts of the lagoon, which appears more homogeneous than the ones in b due to smaller grain size. The darker corner (bottom-left) corresponds to a non-luminescent calcite crystal filling porosity. Bright green spots are polishing grains; (D) Detail of C under polarized light, showing micrometric, anhedral to rhombohedral dolomicrite grains; (E) Cathodoluminescence spectra for the two dolomite samples shown in A to D, compared with calcite (UWC3) and dolomite (UW6220) standards from University of Wisconsin – Madison, which respectively exhibit the typical yellow-orange and red luminescence (Cui et al., 2022); (F) X-ray diffraction patterns for the two dolomite samples shown in A to D, displaying detail between 20° and 55° 2θ Cu kα and calibrated with the (weak) (101) quartz reflection. (d) dolomite, (c) calcite, (q) quartz. (101), (015) and (021) dolomite reflections are indicated with an asterisk.

LIBS and elemental geochemistry

A selection of 20 elements were measured with LIBS scanning of the LT and Us samples: Si, Al, Ca, Mg, Sr, Ba, Fe, Mn, Ti, K, Na, Li, Cs, V, Cr, C, Cu, Pb, Be and P. The obtained geochemical profiles are consistent with XRD mineralogical log as the LIBS signal of Mg (Fig. 4), Ca and Si correlates well with dolomite, calcite, and quartz, respectively. LIBS intensity of major elements is also consistent with XRF quantifications made on a few LT samples. The interpretation of the other elemental profiles is still ongoing. It is worth noting that in the literature, there are very few case studies of the application of LIBS to borehole sections of sedimentary series (Barbini *et al.*, 2002). Therefore, the interpretation of the elemental profiles in this work is based on XRF literature (e.g., Croudace and Rothwell, 2015), except for Li, which is only detected by LIBS and mass-spectrometers.

In Fig. 4, the coastal lagoon deposits of the 'Marnes et Caillasses' Fm. are identified in violet and pink. Their mineralogy is characterised by the appearance of magnesian fibrous clays (palygorskite and sepiolite) and dolomite (Fig. 4). This formation encompasses a negative carbon isotope excursion with an amplitude of 2 to 5 ‰, right below the identification of the SBZ17 in the Le Tillet core, which might correspond to the Late Lutetian Thermal Maximum (LLTM).

At this stage of the exploratory study, it appears that the LIBS ratios Li/K (Fig. 4) and Li/Rb are significantly higher in the 'Marnes et Caillasses' Formation. Assuming Li is highly soluble and mobile while K and Rb (mainly hosted by the clay mineral illite) are rather insoluble and immobile, it is anticipated that higher Li/K and Li/Rb would indicate confinement and/or evaporation, consistent with both enhanced aridity during the LLTM and progressive basin confinement throughout the 'Marnes et Caillasses' Formation. Tardy *et al.* (1972) reported from a systematic study of Li in sediments and soils that Li and Mg are correlated because their ionic radius is similar, which facilitates Li^{+}-Mg^{2+} substitution. The authors observed that Mg-clay minerals neoformed in arid environments are most enriched in Li, with concentrations ranging from 400 to 6000 ppm, while other clay minerals only contain up to 300 ppm Li. In evaporitic environments, dolomite and sulphate minerals associated with Li-enriched Mg-clays exhibit low Li concentrations compared to silicates, suggesting preferential uptake of Li by precipitating silicates (Tardy *et al.*, 1972). Further work is thus needed to investigate the location of Li in the 'Marnes et Caillasses' Fm. sediments, in relation to the mineralogy.

As a second noticeable observation, the LIBS ratio Mn/Fe is sharply peaking within the 'Marnes et Caillasses' Fm., where several thin-sections showed pedogenetic features (Talon *et al.*, *submitted* to *Sedimentology*). Mn/Fe is widely used in XRF analysis of core sediments as a proxy for changing redox conditions (Croudace and Rothwell, 2015). The observed sharp peaks in the LIBS-derived Mn/Fe ratio within the 'Marnes et Caillasses' Fm. could therefore indicate abrupt redox changes caused by short emersion episodes.

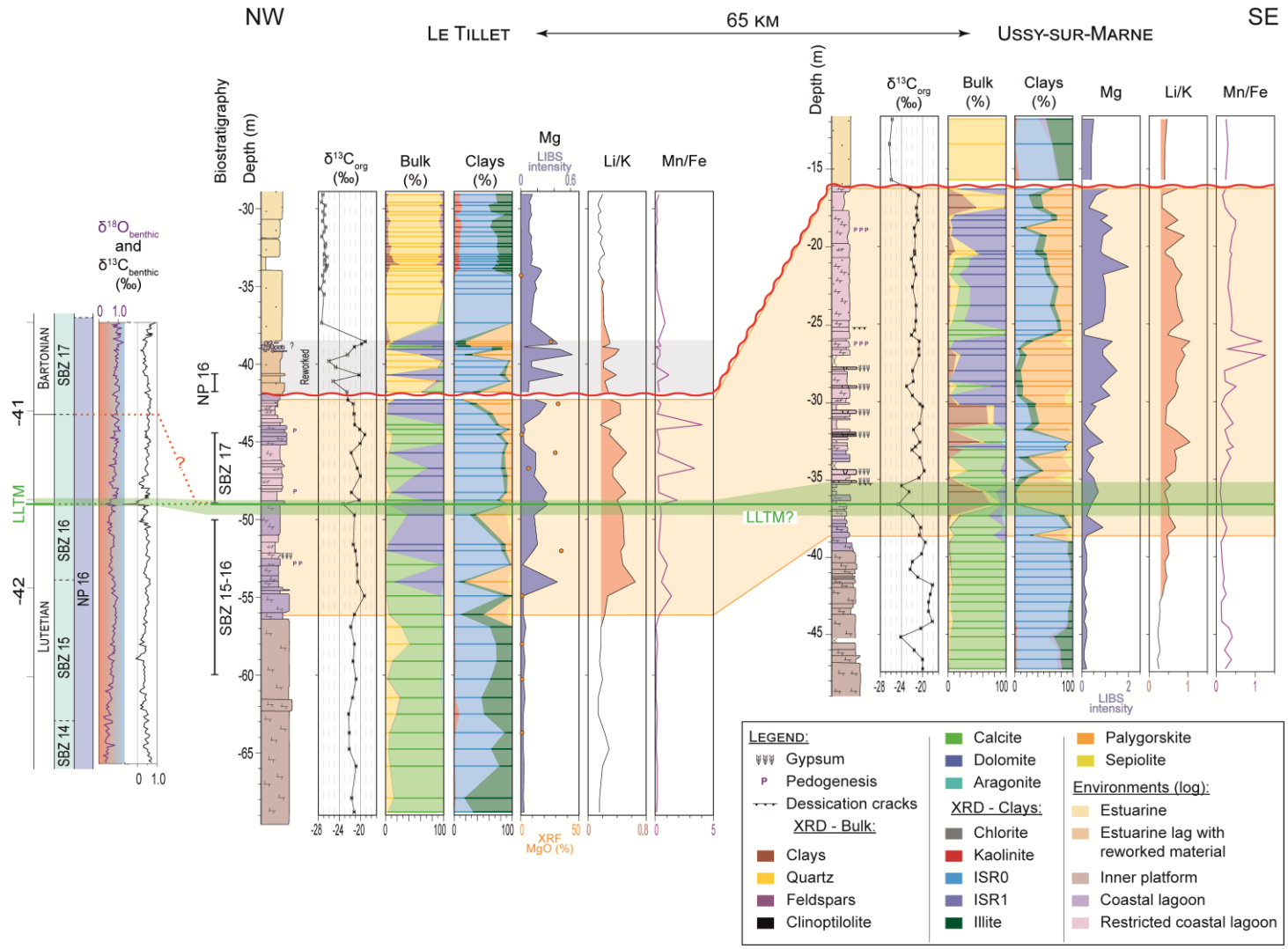


Figure 4: Comparison between mineralogy and some LIBS data from the Le Tillet and Ussy-sur-Marne cores. The proposed correlation between the more negative carbon isotope values, used as an isochron and assigned to the LLTM (Late Lutetian Thermal Maximum) event, is outlined in green (global data from Westerhold et al., 2020). The 'Marnes et Caillasses' Fm. corresponds to the coastal and restricted coastal lagoon environments in pink and violet on the logs.

Conclusion

CL imaging coupled with spectroscopy is a powerful tool to identify syn-sedimentary or early diagenetic dolomite. As this type of dolomite has often an overall yellowish-to-orange luminescence similar to the one from calcite, CL imaging alone could not be sufficient to distinguish these two carbonates. The recognition of syn-early diagenetic dolomite in the 'Marnes et Caillasses' Fm. is in line with arid conditions prevailing during the late Lutetian, where an increase of Mg/Ca was likely caused or enhanced by evaporation.

LIBS is a promising technique for fast geochemical analysis of long sample series such as core sections. Although qualitative at this stage of development, LIBS is able to detect with great sensitivity

light elements that are either not detected (e.g., Li) or detected with low sensitivity by other techniques such as XRF. Some of the elemental ratio obtained with this technique could be used as palaeoenvironmental proxies, and might help to correlate different sections. This investigation will certainly contribute to the development of new tools in sedimentology and applied geology, with the perspective of expanding environmental and paleoenvironmental proxies using LIBS-derived Li elemental ratios.

References

Baele, J.M., Bouzahzah, H., Papier, S., Dewaide, L., Coron, J., Da Silva, A.C., Hallet, V., Swennen, R. and Motto-Ros, V. (2021a). Combined Laser-Induced Breakdown Spectroscopy (LIBS) and Plasma-Induced Luminescence (PIL) for geochemical mapping and profiling of geological samples *In*: Delvaux, D. *et al. Geosciences Made in Belgium, Geologica Belgica Conference Proceedings*, 4, 237-238.

Baele, J.M., Papier, S., Decrée, S., Verheyden, S., Burlet, C., Pirard, E., Franceschi, G., Dejonghe, L., (2021b). Trace-element imaging at macroscopic scale in a Belgian sphalerite-galena ore using Laser-Induced Breakdown Spectroscopy (LIBS) *Geologica Belgica*, 24/3-4, 125-137.

Barbini, R., Colao, F., Lazic, V., Fantoni, R., Palucci, A. and Angelone, M. (2002). On board LIBS analysis of marine sediments collected during the XVI Italian campaign in Antarctica. Spectrochimica Acta Part B, 57, 1203-1218.

Bradley, W.F., **Burst, J.F.** and **Graf, D.L.** (1953) Crystal chemistry and differential thermal effect of dolomite. *Am. Mineral.*, **38**, 207–217.

Caillère, S., **Arnould, M.**, **Mathieu, A.** and **Moglia, G.** (1966) Sur la nature essentiellement dolomitique et palygorskitique des Marnes et Caillasses du plateau de la Défense (Haut de Seine). *CR Acad. Sci. Paris, D*, **262**, 1821–1823.

Cavelier, C. (1963) Sur les argiles fibreuses du bassin de Paris. *CR Somm. Soc. Géol. Fr.*, 125–127.

Chamley, H. (1989) Clay sedimentology. *Springer-Verl*, Berlin Heidelberg Paris, 623 pp.

Croudace, I.W. and Rothwell, R.G. (2015) Micro-XRF Studies of Sediments Cores. Developments in Paleoenvironmental Research 17, Springer, 656 p.

Cui, H., **Kitajima, K.**, **Orland, I.J.**, **Baele, J.-M.**, **Xiao, S.**, **Kaufman, A.J.**, **Denny, A.**, **Spicuzza, M.J.**, **Fournelle, J.H.** and **Valley, J.W.** (2022) An authigenic response to Ediacaran surface oxidation: Remarkable micron-scale isotopic heterogeneity revealed by SIMS. *Precambrian Res.*, **377**, 106676.

El Ali, A., **Barbin, V.**, **Calas, G.**, **Cervelle, B.**, **Ramseyer, K.** and **Bouroulec, J.** (1993) Mn^{2+}-activated luminescence in dolomite, calcite and magnesite: quantitative determination of manganese and site distribution by EPR and CL spectroscopy. *Chem. Geol.*, **104**, 189–202.

Fagel, N. (2007) Chapter Four Clay Minerals, Deep Circulation and Climate. In: *Developments in Marine Geology*, *Elsevier*, 1, 139–184.

Fontes, J.C., **Fritz, P.** and **Letolle, R.** (1970) Composition isotopique, minéralogique et genèse des dolomies du Bassin de Paris. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 279–294.

Fulignati, P. (2020) Clay Minerals in Hydrothermal Systems. *Minerals*, **10**, 919.

Galán, E. and **Singer, A.** (2011) Developments in palygorskite-sepiolite research: a new outlook on these nanomaterials, 1st ed. *Elsevier*, Oxford, 270 pp.

Gély, J.-P. (1996) Le Lutétien du Bassin parisien: de l'analyse séquentielle haute-résolution à la reconstitution paléogéographique. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, **34**, 3–27.

Gély, J.-P. (2016) Le Paléogène du Bassin de Paris: Corrélations et reconstitutions paléogéographiques. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, **53**, 2–13.

Gillhaus, A., **Richter, D.K.**, **Götte, T.** and **Neuser, R.D.** (2010) From tabular to rhombohedral dolomite crystals in Zechstein 2 dolostones from Scharzfeld (SW Harz/Germany): A case study with combined CL and EBSD investigations. *Sed. Geol.*, **228**, 284–291.

Goldsmith, J.R. and **Graf, D.L.** (1958) Structural and Compositional Variations in Some Natural Dolomites. *J. Geol.*, **66**, 678–693.

Gregg, J.M., **Bish, D.L.**, **Kaczmarek, S.E.** and **Machel, H.G.** (2015) Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: A review. *Sedimentology*, **62**, 1749–1769.

Inglès, M. and **Anadón, P.** (1991) Relationship of Clay Minerals to Depositional Environment in the Non-Marine Eocene Pontils Group, Se Ebro Basin (Spain). J Sed Res.

Intxauspe-Zubiaurre, B., **Martínez-Braceras, N.**, **Payros, A.**, **Ortiz, S.**, **Dinarès-Turell, J.** and **Flores, J.-A.** (2018) The last Eocene hyperthermal (Chron C19r event, ~41.5 Ma): Chronological and paleoenvironmental insights from a continental margin (Cape Oyambre, N Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **505**, 198–216.

Jones, B.F. and **Conko, K.M.** (2011) Environmental Influences on the Occurrences of Sepiolite and Palygorskite: A Brief Review. In: *Developments in Clay Science*, *Elsevier*, 3, 69–83.

Lopez-Galindo, A., **Ben Aboud, A.**, **Fenoll Hach-Ali, P.** and **Casas Ruiz, J.** (1996) Mineralogical and geochemical characterization of palygorskite from Gabasa (NE Spain). Evidence of a detrital precursor. *Clay Mineral.*, **31**, 33–44.

Machel, H.G. (2004) Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **235**, 7–63.

McKenzie, J.A. and **Vasconcelos, C.** (2009) Dolomite Mountains and the origin of the dolomite rock of which they mainly consist: historical developments and new perspectives. *Sedimentology*, **56**, 205–219.

Pineda, V., **Gibert, L.**, **Soria, J.M.**, **Carrazana, A.**, **Ibáñez-Insa, J.** and **Sánchez-Román, M.** (2021) Interevaporitic deposits of Las Minas Gypsum Unit: A record of Late Tortonian marine incursions and dolomite precipitation in Las Minas Basin (eastern Betic Cordillera, SE Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **564**, 110171.

Pomerol, C. (1967) Les minéraux argileux dans le tertiaire du bassin de Paris. Problèmes d'origine et de genèse. *Bulletin du Groupe Français des Argiles*, **19**, 115–123.

Pomerol, C. (1978) Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'actuel, en relation avec les régions avoisinantes. *Geol. Mijnbouw*, **57**, 533–543.

Pozo, M. and **Calvo, J.** (2018) An Overview of Authigenic Magnesian Clays. *Minerals*, **8**, 520.

Reeder, R.J. and **Prosky, J.L.** (1986) Compositional Sector Zoning in Dolomite. *J. Sed. Res.*

Richter, D.K., **Götte, Th.**, **Götze, J.** and **Neuser, R.D.** (2003) Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology*, **79**, 127–166.

Sánchez-Román, M., **Gibert, L.**, **Martín-Martín, J.D.**, **van Zuilen, K.**, **Pineda-González, V.**, **Vroon, P.** and **Bruggmann, S.** (2023) Sabkha and salina dolomite preserves the biogeochemical conditions of its depositional paleoenvironment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **356**, 66–82.

Singer, A. and **Norrish, K.** (1974) Pedogenic Palygorskite Occurrences in Australia. *Am. Mineral.*, **59**, 508–517.

Soyer, R. (1960) Les zones gypseuses anteludiennes preservees de l'Ile-de-France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **S7-II**, 145–151.

Talon, J., Pellenard, P., Baele, J.-M., Quesnel, F., Briais, J., Iakovleva, A., Dupuis, C., Bruneau, L. and Vennin, E. (*in press*) A model for the concomitant early formation of dolomite and fibrous clays in coastal bay systems: evidence from the Eocene (Paris Basin, France). *Sedimentology*.

Tardy, Y., Kremp, G. and Trauth, N. (1972) Le lithium dans les minéraux argileux des sédiments et des sols. Geochim. Cosmochim. Acta, 86, 897-412.

Trauth, N., **Lucas, J.** and **Sommer, F.** (1968) Etude des minéraux argileux du Paléogène des sondages de Chaignes, Montjavoult, Le Tillet et Ludes (Bassin de Paris). *Bur. Rech. Géol. Min. Mém.*, 53–76.

Toulemont, M. (1987) Les Gypses lutétiens du bassin de Paris: sédimentation, karstification et conséquences géo-techniques. *Laboratoire Central des Ponts et Chaussées*, Paris, 318 pp.

Weaver, C.E. and **Beck, K.C.** (1977) Miocene of the S.E. United States: A model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. *Sed. Geol.*, **17**, IX–234.

Wen, Y., **Sánchez-Román, M.**, **Li, Y.**, **Wang, C.**, **Han, Z.**, **Zhang, L.** and **Gao, Y.** (2020) Nucleation and stabilization of Eocene dolomite in evaporative lacustrine deposits from central Tibetan plateau. *Sedimentology*, **67**, 3333–3354.

Westerhold, T., **Röhl, U.**, **Donner, B.**, **Frederichs, T.**, **Kordesch, W.E.C.**, **Bohaty, S.M.**, **Hodell, D.A.**, **Laskar, J.** and **Zeebe, R.E.** (2018a) Late Lutetian Thermal Maximum—Crossing a Thermal Threshold in Earth's Climate System? *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **19**, 73–82.

Westerhold, T., **Marwan, N.**, **Drury, A.J.**, **Liebrand, D.**, **Agnini, C.**, **Anagnostou, E.**, **Barnet, J.S.K.**, **Bohaty, S.M.**, **De Vleeschouwer, D.**, **Florindo, F.**, **Frederichs, T.**, **Hodell, D.A.**, **Holbourn, A.E.**, **Kroon, D.**, **Lauretano, V.**, **Littler, K.**, **Lourens, L.J.**, **Lyle, M.**, **Pälike, H.**, **Röhl, U.**, **Tian, J.**, **Wilkens, R.H.**, **Wilson, P.A.** and **Zachos, J.C.** (2020) An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. *Science*, **369**, 1383–1387.

Annexe 7 : Analyses palynofaciès du forage du Tillet (S. Garel, ISTeP)

Echantillon	Formation	MO dominante	Caractéristiques notables	Type de MO estimée
LT 15.7	Sables d'Auvers et de Beauchamp	MOA très dégradée et phytoclastes		IV
LT 19.4	Sables d'Auvers et de Beauchamp	Pas de MO ou presque		
LT 26	Sables d'Auvers et de Beauchamp	MOA très dégradée		IV
LT 30.80	Sables d'Auvers et de Beauchamp	MOA très dégradée et phytoclastes		IV
LT 33.10	Sables d'Auvers et de Beauchamp	Phytoclastes et MOA grise		III-IV
LT 33.40	Sables d'Auvers et de Beauchamp	Phytoclastes et MOA grise		III-IV
LT 34.30	Sables d'Auvers et de Beauchamp	Pas de MO ou presque		
LT 38.55	Sables d'Auvers et de Beauchamp	Film orangé (acide humique ?)		??
LT 43.20	Marnes et Caillasses Fm.	MOA très dégradée	2 dinoflagellés vus (espèces différentes)	IV
LT 45.70	Marnes et Caillasses Fm.	MOA grise	1 pollen vu	IV
LT 48.80	Marnes et Caillasses Fm.	Phytoclastes et MOA grise	Framboïdes de pyrite	III-IV
LT 56.40	Calcaire Grossier Fm.	Film gris orangé		??
LT 62.50	Calcaire Grossier Fm.	Film gris orangé	Rares phytoclastes	??
LT 70.15	Calcaire Grossier Fm.	Pas de MO ou presque		
LT 77.40	Calcaire Grossier Fm.	Film gris orangé	1 dinoflagellé vu	??
LT 84	Calcaire Grossier Fm.	Film gris orangé	1 pollen vu	??
LT 90.35	Calcaire Grossier Fm.	MOA très dégradée et phytoclastes		IV
LT 93.90	Laon Fm.	Phytoclastes et MOA grise	Framboïdes de pyrite	III-IV
LT 94.25	Laon Fm.	MOA grise-jaune et phytoclastes	Très peu de MO	IV
LT 94.40	Cuise Fm.	MOA grise et phytoclastes		IV
LT 95.75	Cuise Fm.	Pas de MO ou presque		
LT 104.30	Cuise Fm.	Phytoclastes et MOA grise		III-IV
LT 116	Cuise Fm.	Phytoclastes et MOA grise		III-IV
LT 126	Cuise Fm.	Pas de MO ou presque		
LT 135.35	Cuise Fm.	Phytoclastes et MOA grise	Phytoclastes sont plutôt petits	III-IV
LT 140	Mont-Notre-Dame Fm.	Phytoclastes et MOA grise	Présence de charcoals = feux de forêts ?	III-IV
LT 146.20	Soissonnais Fm.	Ronds gris inconnus (origine minérale ou cyanobactéries ?) et phytoclastes	Vus phytoclastes gélifiés = apports provenant d'un milieu anoxique ou remaniement ?	???

Dans la colonne « MO dominante », les éléments sont donnés par ordre d'abondance relative. MO : Matière organique ; MOA : Matière organique amorphe

Annexe 8 : Tableau des données DRX ayant servi à l'élaboration de la synthèse pour l'Eocène du Bassin parisien et obtenues dans le Bassin de Mons

Intervalle	Site	Cote (m)	%Chl	%I+G	%GS	%IS R0	%KS	%Kaolinite	%Palygorskite	%Sepiolite
EECO_ante	CAC	-26.75	0	0	0	83	0	17	0	0
EECO_ante	CAC	-27.10	0	0	0	64	0	36	0	0
EECO_ante	CAC	-27.50	0	0	0	45	0	55	0	0
EECO_ante	CAC	-27.80	0	0	0	57	0	43	0	0
EECO_ante	CAC	-28.20	0	0	0	28	0	72	0	0
EECO_ante	CAC	-29.60	0	0	0	25	0	75	0	0
EECO_ante	CAC	-30.00	0	0	0	19	0	81	0	0
PETM_recovery	CAC	-30.40	0	2	0	17	0	81	0	0
PETM_recovery	CAC	-30.80	0	1	0	72	0	27	0	0
PETM_recovery	CAC	-31.20	0	1	0	85	0	14	0	0
PETM_recovery	CAC	-31.60	0	1	0	72	0	27	0	0
PETM_recovery	CAC	-32.00	0	1	0	71	0	28	0	0
PETM_recovery	CAC	-32.40	0	2	0	64	0	34	0	0
PETM_recovery	CAC	-34.20	0	3	0	17	0	80	0	0
PETM_recovery	CAC	-34.60	0	4	0	10	0	86	0	0
PETM_recovery	CAC	-35.00	0	3	0	10	0	87	0	0
PETM_recovery	CAC	-35.40	0	3	0	6	0	91	0	0
PETM_recovery	CAC	-35.80	0	2	0	6	0	93	0	0
PETM_recovery	CAC	-36.20	0	1	0	4	0	95	0	0
PETM_recovery	CAC	-36.60	0	1	0	6	0	93	0	0
PETM_recovery	CAC	-38.40	0	0	0	0	16	84	0	0
PETM_recovery	CAC	-38.80	0	0	0	0	11	89	0	0
PETM_recovery	CAC	-39.20	0	0	0	0	16	84	0	0
PETM_recovery	CAC	-39.60	0	0	0	0	14	86	0	0
PETM_recovery	CAC	-40.00	0	0	0	0	35	65	0	0
PETM_recovery	CAC	-40.40	0	0	0	0	79	21	0	0
PETM_recovery	CAC	-40.70	0	0	0	0	63	37	0	0
PETM_recovery	CAC	-41.10	0	0	0	0	94	6	0	0
PETM_recovery	CAC	-41.50	0	0	0	0	71	29	0	0
PETM_recovery	CAC	-41.90	0	0	0	0	92	8	0	0
PETM_recovery	CAC	-42.30	0	0	0	0	98	2	0	0
PETM_recovery	CAC	-42.70	0	0	0	0	99	1	0	0
PETM_recovery	CAC	-43.10	0	0	0	0	99	1	0	0
PETM_recovery	CAC	-43.50	0	0	0	0	99	1	0	0
PETM_recovery	CAC	-43.90	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-44.20	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-44.50	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-44.80	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-45.10	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-45.40	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-45.70	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-46.00	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-46.30	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-46.60	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-46.90	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-47.20	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-47.50	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-47.80	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-48.50	0	0	0	0	99	1	0	0
PETM_recovery	CAC	-48.80	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-49.10	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	CAC	-49.40	0	0	0	0	99	1	0	0
PETM_recovery	CAC	-49.70	0	0	0	0	89	11	0	0
PETM_recovery	CAC	-50.00	0	0	0	0	90	10	0	0
EECO	CM	6.40	0	71	29	0	0	0	0	0
EECO	CM	6.26	0	74	26	0	0	0	0	0
EECO	CM	6.13	0	18	7	75	0	0	0	0
EECO	CM	6.01	0	6	3	91	0	0	0	0
EECO	CM	5.77	0	3	0	97	0	0	0	0

EECO	CM	5.50	0	2	0	98	0	0	0	0
EECO	CM	5.25	0	4	0	96	0	0	0	0
EECO	CM	4.94	0	5	0	95	0	0	0	0
EECO	CM	4.45	0	4	0	96	0	0	0	0
EECO	CM	3.98	0	2	0	98	0	0	0	0
EECO	CM	3.38	0	2	0	98	0	0	0	0
EECO	CM	2.85	0	4	0	96	0	0	0	0
EECO	CM	2.40	0	4	0	96	0	0	0	0
EECO	CM	1.90	0	3	0	97	0	0	0	0
EECO	CM	1.65	0	3	0	97	0	0	0	0
EECO	CM	1.25	0	6	0	94	0	0	0	0
EECO	CM	0.82	0	13	0	87	0	0	0	0
EECO	CM	0.50	0	10	0	90	0	0	0	0
EECO	CM	0.10	0	10	0	90	0	0	0	0
Bart_pre-MECO	IM	21.45	3	6	0	79	0	12	0	0
Bart_pre-MECO	IM	20.10	3	7	0	75	0	15	0	0
Bart_pre-MECO	IM	17.75	4	8	0	75	0	14	0	0
Bart_pre-MECO	IM	16.60	5	8	0	71	0	17	0	0
M&C	IM	16.10	0	11	0	57	0	0	31	1
M&C	IM	15.30	0	16	0	24	0	0	58	2
M&C	IM	13.53	3	26	0	14	0	4	53	0
M&C	IM	13.40	1	15	0	63	0	0	21	0
M&C	IM	9.00	0	8	0	14	0	0	68	10
M&C	IM	8.75	0	12	0	20	0	0	22	45
M&C	IM	7.90	1	25	0	18	0	0	56	0
M&C	IM	7.12	0	1	0	95	0	0	3	1
M&C	IM	6.72	0	17	0	10	0	0	62	11
M&C	IM	5.50	0	11	0	21	0	0	22	46
M&C	IM	4.25	0	15	0	8	0	0	55	22
M&C	IM	4.00	0	3	0	5	0	0	79	13
M&C	IM	3.60	0	9	0	2	0	0	73	17
M&C	IM	2.92	0	15	0	2	0	0	54	29
M&C	IM	2.35	0	14	0	12	0	0	50	24
M&C	IM	2.25	0	9	0	0	0	0	91	0
M&C	IM	1.30	0	6	0	94	0	0	1	0
M&C	IM	0.15	0	15	0	79	0	0	6	0
Bart_pre-MECO	LT	-1.50	1	1	0	97	0	2	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-3.50	0	0	0	99	0	1	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-5.50	3	0	0	74	0	22	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-6.30	4	1	0	69	0	26	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-6.50	0	0	0	90	0	10	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-7.25	8	1	0	58	0	34	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-8.00	3	0	0	78	0	19	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-9.00	3	1	0	66	0	30	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-10.90	1	1	0	80	0	18	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-11.30	4	1	0	76	0	19	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-12.50	0	0	0	89	0	11	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-13.20	0	1	0	82	0	17	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-14.70	0	1	0	98	0	2	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-15.70	0	0	0	98	0	2	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-16.50	0	0	0	90	0	9	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-17.20	0	1	0	92	0	7	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-18.00	1	3	0	43	0	53	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-18.80	0	1	0	92	0	7	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-19.40	6	6	0	44	0	43	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-19.60	0	1	0	94	0	5	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-20.15	0	1	0	91	0	7	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-20.25	2	4	0	86	0	9	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-20.65	6	7	0	66	0	20	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-21.00	2	4	0	88	0	6	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-21.60	6	22	0	62	0	9	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-21.90	2	12	0	81	0	5	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-22.35	1	10	0	86	0	3	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-22.80	2	13	0	80	0	5	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-23.30	1	18	0	78	0	3	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-23.60	2	10	0	87	0	2	0	0

Bart_pre-MECO	LT	-24.00	2	35	0	61	0	2	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-24.20	1	11	0	88	0	1	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-24.60	1	21	0	77	0	1	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-25.00	0	16	0	83	0	0	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-25.30	1	23	0	73	0	3	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-25.50	1	23	0	75	0	1	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-26.00	3	38	0	52	0	7	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-26.40	3	43	0	44	0	9	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-26.70	2	37	0	54	0	8	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-26.90	3	32	0	58	0	8	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-27.10	4	39	0	51	0	7	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-27.35	5	49	0	32	0	15	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-27.70	2	35	0	54	0	9	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-27.90	3	38	0	46	0	12	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-29.10	2	28	0	62	0	7	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-29.60	2	26	0	64	0	7	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-29.80	3	40	0	46	0	11	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-30.20	2	36	0	53	0	9	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-30.40	0	14	0	84	0	1	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-30.80	2	35	0	54	0	9	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-31.20	3	37	0	49	0	10	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-31.50	2	30	0	59	0	8	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-31.80	2	26	0	65	0	8	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-32.25	2	26	0	65	0	8	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-32.45	2	27	0	64	0	8	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-32.95	2	23	0	70	0	6	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-33.10	2	26	0	65	0	7	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-33.25	1	23	0	69	0	6	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-33.40	2	27	0	62	0	9	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-33.60	2	23	0	69	0	6	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-33.65	2	29	0	62	0	7	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-33.85	2	34	0	56	0	8	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-34.00	1	28	0	68	0	3	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-34.30	0	1	0	98	0	1	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-34.70	0	1	0	99	0	0	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-35.15	0	1	0	99	0	1	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-35.50	0	2	0	97	0	1	0	0
Bart_pre-MECO	LT	-37.35	0	1	0	98	0	1	0	0
Lag_transgressif	LT	-38.55	0	17	0	4	0	0	76	3
Lag_transgressif	LT	-38.70	0	19	0	2	0	0	80	0
Lag_transgressif	LT	-38.85	0	23	0	6	0	0	71	0
Lag_transgressif	LT	-38.89	0	17	0	64	0	1	17	0
Lag_transgressif	LT	-39.05	1	18	0	62	0	2	17	0
Lag_transgressif	LT	-39.40	0	13	0	18	0	0	66	2
Lag_transgressif	LT	-39.80	0	3	0	93	0	0	4	0
Lag_transgressif	LT	-40.20	0	3	0	88	0	0	9	0
Lag_transgressif	LT	-40.70	0	10	0	76	0	2	12	0
Lag_transgressif	LT	-41.10	0	3	0	93	0	0	4	0
Lag_transgressif	LT	-41.80	0	13	0	32	0	0	54	0
M&C	LT	-42.30	0	1	0	15	0	0	83	0
M&C	LT	-42.55	0	12	0	27	0	0	57	4
M&C	LT	-43.20	0	9	0	57	0	0	32	1
M&C	LT	-43.90	0	6	0	71	0	0	22	1
M&C	LT	-44.20	0	4	0	91	0	0	5	0
M&C	LT	-44.53	0	8	0	72	0	0	19	0
M&C	LT	-45.10	0	4	0	88	0	0	7	0
M&C	LT	-45.70	0	4	0	83	0	0	13	0
M&C	LT	-46.70	0	8	0	80	0	0	12	0
M&C	LT	-47.20	0	8	0	84	0	0	7	1
M&C	LT	-48.25	0	4	0	87	0	0	9	0
M&C	LT	-48.75	0	5	0	74	0	0	21	0
M&C	LT	-49.00	0	4	0	88	0	0	7	1
M&C	LT	-49.70	0	10	0	28	0	0	52	10
M&C	LT	-51.60	0	8	0	80	0	0	11	0
M&C	LT	-52.00	0	7	0	82	0	0	10	1
M&C	LT	-52.90	0	2	0	96	0	0	2	0

M&C	LT	-54.00	0	10	0	9	0	0	73	8
M&C	LT	-54.90	0	16	0	84	0	0	0	0
M&C	LT	-56.10	0	39	0	12	0	0	39	10
CMO	LT	-56.90	0	38	0	60	0	1	0	0
CMO	LT	-58.00	1	28	0	71	0	0	0	0
CMO	LT	-59.10	3	27	0	70	0	0	0	0
CMO	LT	-60.25	0	37	0	62	0	0	0	0
CMO	LT	-61.45	0	53	0	45	0	2	0	0
CMO	LT	-62.50	1	48	0	43	0	7	0	0
CMO	LT	-63.70	0	13	0	85	0	2	0	0
CMO	LT	-64.75	0	36	0	64	0	0	0	0
CMO	LT	-65.85	1	22	0	77	0	0	0	0
CMO	LT	-67.90	3	82	0	15	0	1	0	0
CMO	LT	-68.80	0	67	0	33	0	0	0	0
CMO	LT	-70.15	0	4	0	95	0	1	0	0
CMO	LT	-72.65	0	3	0	97	0	0	0	0
CMO	LT	-73.65	0	2	0	98	0	0	0	0
CMO	LT	-74.55	1	35	0	62	0	2	0	0
CMO	LT	-75.40	1	17	0	82	0	0	0	0
CMO	LT	-75.75	1	20	0	79	0	0	0	0
CMO	LT	-76.10	1	24	0	74	0	1	0	0
CMO	LT	-76.45	1	17	0	81	0	1	0	0
Lutetien_Base	LT	-77.40	1	25	0	73	0	0	0	0
Lutetien_Base	LT	-77.48	0	21	0	79	0	0	0	0
Lutetien_Base	LT	-77.83	0	13	0	87	0	0	0	0
Lutetien_Base	LT	-78.35	0	15	0	85	0	0	0	0
Lutetien_Base	LT	-81.10	0	33	24	42	0	0	0	0
Lutetien_Base	LT	-84.00	3	32	27	37	0	0	0	0
Lutetien_Base	LT	-86.65	1	33	0	64	0	2	0	0
Lutetien_Base	LT	-90.35	1	16	0	82	0	2	0	0
EECO	LT	-93.90	0	4	0	96	0	0	0	0
EECO	LT	-94.25	0	9	0	91	0	0	0	0
EECO	LT	-94.40	0	14	0	86	0	0	0	0
EECO	LT	-94.60	0	5	0	95	0	0	0	0
EECO	LT	-95.05	0	8	0	92	0	0	0	0
EECO	LT	-98.45	0	7	0	93	0	0	0	0
EECO	LT	-100.80	2	20	0	77	0	1	0	0
EECO	LT	-102.85	0	10	0	89	0	0	0	0
EECO	LT	-103.40	0	6	0	94	0	0	0	0
EECO	LT	-104.00	0	4	0	96	0	0	0	0
EECO	LT	-104.60	1	11	0	87	0	0	0	0
EECO	LT	-106.30	0	4	0	96	0	0	0	0
EECO	LT	-107.50	0	12	0	88	0	0	0	0
EECO	LT	-108.20	1	4	0	95	0	0	0	0
EECO	LT	-108.80	0	6	0	94	0	0	0	0
EECO	LT	-109.80	0	8	0	92	0	0	0	0
EECO	LT	-110.00	1	19	0	80	0	0	0	0
EECO	LT	-115.00	0	17	0	81	0	2	0	0
EECO	LT	-117.55	0	32	2	67	0	0	0	0
EECO	LT	-119.80	0	65	10	25	0	0	0	0
EECO	LT	-121.00	0	3	0	97	0	0	0	0
EECO	LT	-122.35	0	7	0	93	0	0	0	0
EECO	LT	-124.85	0	3	0	97	0	0	0	0
EECO	LT	-125.10	0	8	0	92	0	0	0	0
EECO	LT	-126.00	0	14	0	86	0	0	0	0
EECO	LT	-127.00	0	4	0	96	0	0	0	0
EECO	LT	-129.00	0	6	0	94	0	0	0	0
EECO	LT	-134.00	1	9	0	90	0	0	0	0
EECO	LT	-135.35	1	6	0	93	0	0	0	0
EECO	LT	-136.00	1	7	0	93	0	0	0	0
EECO	LT	-139.00	1	14	0	85	0	0	0	0
EECO_ante	LT	-142.30	0	4	0	96	0	0	0	0
EECO_ante	LT	-144.20	3	6	0	83	0	7	0	0
EECO_ante	LT	-144.85	4	7	0	80	0	8	0	0
EECO_ante	LT	-146.00	6	12	0	65	0	17	0	0
EECO_ante	LT	-148.20	4	11	0	72	0	13	0	0

Bart_post-MECO	MA	-84.80	0	22	0	0	0	0	70	8
Bart_post-MECO	MA	-85.20	1	25	0	3	0	0	59	12
Bart_post-MECO	MA	-86.40	1	20	0	63	0	0	16	0
Bart_post-MECO	MA	-87.00	1	25	0	26	0	0	48	0
Bart_post-MECO	MA	-88.20	1	21	0	11	0	0	66	2
Bart_post-MECO	MA	-88.60	0	14	0	15	0	0	60	11
Bart_post-MECO	MA	-89.00	0	14	0	13	0	0	58	15
Bart_post-MECO	MA	-89.80	0	4	0	0	0	0	92	5
M&C	MA	-90.35	0	1	0	0	0	0	89	10
M&C	MA	-91.15	0	0	0	0	0	0	86	14
M&C	MA	-91.90	0	7	0	0	0	0	86	7
M&C	MA	-92.30	0	0	0	0	0	0	95	5
M&C	MA	-92.70	0	18	0	1	0	0	77	4
M&C	MA	-93.10	0	14	0	31	0	0	55	0
M&C	MA	-93.50	0	1	0	97	0	0	2	0
M&C	MA	-94.10	0	20	0	0	0	0	74	6
M&C	MA	-94.70	0	2	0	0	0	0	95	3
M&C	MA	-95.10	0	7	0	59	0	0	33	1
M&C	MA	-95.60	0	11	0	40	0	0	49	0
M&C	MA	-96.00	0	5	0	75	0	0	20	0
M&C	MA	-96.50	0	1	0	0	0	0	91	7
M&C	MA	-97.00	0	10	0	53	0	0	38	0
M&C	MA	-97.70	0	4	0	66	0	0	28	2
M&C	MA	-98.80	0	7	0	61	0	0	32	0
M&C	MA	-99.42	0	0	0	98	0	0	2	0
M&C	MA	-99.80	0	4	0	84	0	0	12	0
M&C	MA	-100.17	0	1	0	90	0	0	9	0
M&C	MA	-100.55	0	3	0	88	0	0	10	0
M&C	MA	-100.90	0	2	0	90	0	0	8	0
M&C	MA	-101.30	0	3	0	84	0	0	11	2
M&C	MA	-101.90	0	2	0	90	0	0	8	0
M&C	MA	-102.50	0	1	0	93	0	0	5	0
M&C	MA	-102.90	0	12	0	52	0	0	36	0
M&C	MA	-103.20	0	3	0	85	0	0	12	0
PETM_recovery	MA	-103.80	0	0	0	96	0	4	0	0
PETM_recovery	MA	-104.45	0	1	0	95	0	0	3	0
PETM_recovery	MA	-105.50	0	8	0	71	0	10	11	0
PETM_recovery	MA	-106.00	0	3	0	87	0	6	4	0
PETM_recovery	MA	-106.60	0	0	0	80	0	20	0	0
PETM_recovery	MA	-106.90	0	2	0	85	0	7	6	0
PETM_recovery	MA	-107.30	0	0	0	58	0	42	0	0
PETM_recovery	MA	-107.60	0	3	0	81	0	8	7	0
PETM_recovery	MA	-107.90	0	6	0	77	0	8	9	0
PETM_recovery	MA	-108.20	0	2	0	73	0	23	2	0
PETM_recovery	MA	-108.50	0	2	0	82	0	15	0	0
PETM_recovery	MA	-108.90	0	1	0	84	0	14	1	0
PETM_recovery	MA	-109.20	0	0	0	76	0	15	9	0
PETM_recovery	MA	-109.50	0	1	0	80	0	18	0	0
PETM_recovery	MA	-109.80	0	1	0	81	0	18	0	0
PETM_recovery	MA	-110.30	0	1	0	68	0	30	1	0
PETM_recovery	MA	-110.60	0	0	0	66	0	34	0	0
PETM_recovery	MA	-110.85	0	0	0	77	0	23	0	0
PETM_recovery	MA	-111.20	0	1	0	75	0	24	0	0
PETM_recovery	MA	-111.40	0	0	0	77	0	23	0	0
PETM_recovery	MA	-111.90	0	0	0	96	0	4	0	0
PETM_recovery	MA	-112.20	0	0	0	95	0	5	0	0
PETM_recovery	MA	-112.75	0	0	0	93	0	7	0	0
PETM_recovery	MA	-114.20	0	2	0	81	0	17	0	0
M&C	NS	-4.75	1	12	0	9	0	1	74	3
M&C	NS	-7.00	0	7	0	0	0	0	49	43
M&C	NS	-8.75	0	17	0	4	0	0	80	0
M&C	NS	-10.50	0	8	0	1	0	0	91	0
M&C	NS	-12.50	0	13	0	11	0	0	76	0
M&C	NS	-14.50	0	9	0	5	0	0	86	0
M&C	NS	-16.50	0	16	0	4	0	0	64	16
M&C	NS	-19.50	1	17	0	44	0	0	19	19

Indet	NS	-22.50	0	19	0	44	0	0	30	8
Indet	NS	-25.50	1	11	0	88	0	0	0	0
Indet	NS	-26.50	1	21	0	43	0	0	35	0
Indet	NS	-27.50	0	19	0	46	0	0	32	2
Indet	NS	-28.20	1	25	11	63	0	0	0	0
Indet	NS	-28.70	1	40	44	15	0	0	0	0
Indet	NS	-29.50	1	54	29	16	0	0	0	0
Indet	NS	-30.30	2	38	19	41	0	0	0	0
Indet	NS	-30.75	1	77	13	9	0	0	0	0
Indet	NS	-31.08	0	72	19	9	0	1	0	0
Indet	NS	-31.43	1	75	16	8	0	0	0	0
Indet	NS	-31.80	0	69	27	4	0	0	0	0
Indet	NS	-32.18	0	63	33	4	0	0	0	0
Indet	NS	-32.55	0	66	27	6	0	0	0	0
Indet	NS	-33.00	0	1	0	23	0	76	0	0
Indet	NS	-33.43	0	14	0	46	0	40	0	0
Indet	NS	-33.75	0	13	0	48	0	39	0	0
EECO	NS	-34.10	0	6	0	46	0	49	0	0
EECO	NS	-34.50	0	5	0	50	0	45	0	0
EECO	NS	-34.85	0	7	0	59	0	34	0	0
EECO	NS	-35.15	0	9	0	57	0	34	0	0
EECO	NS	-35.45	0	15	0	41	0	45	0	0
EECO	NS	-35.80	0	9	0	68	0	23	0	0
EECO	NS	-36.15	0	7	0	31	0	62	0	0
EECO	NS	-36.45	0	5	0	37	0	58	0	0
EECO	NS	-36.80	0	2	0	3	0	95	0	0
EECO	NS	-37.15	0	3	0	35	0	62	0	0
EECO	NS	-37.45	0	6	0	29	0	65	0	0
EECO	NS	-37.80	0	4	0	41	0	55	0	0
EECO	NS	-38.15	0	4	0	31	0	66	0	0
EECO	NS	-38.45	0	5	0	0	0	95	0	0
EECO	NS	-38.80	0	10	0	0	0	90	0	0
EECO	NS	-39.15	0	8	0	0	0	92	0	0
EECO	NS	-39.45	0	16	0	0	0	84	0	0
EECO	NS	-39.80	0	8	0	16	0	76	0	0
EECO	NS	-40.15	0	14	0	28	0	58	0	0
EECO	NS	-40.45	0	9	0	47	0	44	0	0
EECO	NS	-40.75	0	13	0	20	0	66	0	0
EECO	NS	-41.05	0	17	0	0	0	83	0	0
EECO	NS	-41.35	0	11	0	0	0	89	0	0
EECO	NS	-41.65	0	16	0	0	0	84	0	0
EECO	NS	-41.95	0	13	0	0	0	87	0	0
EECO	NS	-42.25	0	17	0	0	0	83	0	0
EECO	NS	-42.55	0	15	0	0	0	85	0	0
EECO	NS	-42.85	0	8	0	74	0	18	0	0
EECO	NS	-43.15	0	0	0	0	0	100	0	0
EECO	NS	-43.45	0	0	0	0	0	100	0	0
EECO	NS	-43.75	0	43	0	0	0	57	0	0
EECO	NS	-44.10	0	9	0	16	0	75	0	0
EECO	NS	-44.45	0	53	0	0	0	48	0	0
EECO	NS	-44.80	0	0	0	76	0	24	0	0
EECO	NS	-45.13	0	10	0	25	0	65	0	0
EECO	NS	-45.48	0	62	0	0	0	38	0	0
EECO	NS	-45.85	0	11	0	22	0	68	0	0
EECO	NS	-46.15	0	8	0	38	0	55	0	0
EECO	NS	-46.50	0	14	0	25	0	61	0	0
EECO	NS	-48.40	0	49	0	10	0	41	0	0
EECO	NS	-48.70	0	47	0	17	0	37	0	0
EECO	NS	-49.03	0	58	0	0	0	42	0	0
EECO	NS	-49.35	0	27	0	17	0	55	0	0
EECO	NS	-49.65	0	39	0	0	0	61	0	0
EECO	NS	-49.95	0	30	0	15	0	55	0	0
EECO	NS	-50.25	0	37	0	26	0	37	0	0
EECO	NS	-50.55	0	38	0	20	0	43	0	0
EECO	NS	-50.85	0	44	0	0	0	56	0	0
M&C	SMx	7.30	0	5	0	92	0	0	3	0

M&C	SMx	7.04	0	5	0	90	0	0	5	0
M&C	SMx	6.95	0	6	0	61	0	0	33	0
M&C	SMx	6.81	0	4	0	78	0	0	18	0
M&C	SMx	6.58	0	5	0	60	0	0	35	0
M&C	SMx	6.42	0	1	0	95	0	0	4	0
M&C	SMx	6.23	0	5	0	57	0	0	38	0
M&C	SMx	6.07	0	7	0	2	0	0	91	0
M&C	SMx	5.93	0	6	0	37	0	0	56	0
M&C	SMx	5.83	0	9	0	30	0	0	61	0
M&C	SMx	5.70	0	12	0	28	0	0	55	6
M&C	SMx	5.45	0	16	0	14	0	0	60	10
M&C	SMx	5.27	0	8	0	36	0	0	56	0
M&C	SMx	5.11	0	7	0	33	0	0	60	0
M&C	SMx	5.00	0	5	0	6	0	0	89	0
M&C	SMx	4.95	0	16	0	2	0	0	70	12
M&C	SMx	4.82	0	4	0	12	0	0	84	0
M&C	SMx	4.80	0	9	0	12	0	0	35	43
M&C	SMx	4.58	0	17	0	6	0	0	77	0
M&C	SMx	4.42	0	16	0	1	0	0	72	11
M&C	SMx	4.25	0	17	0	8	0	0	75	0
M&C	SMx	4.08	1	17	0	4	0	0	53	25
M&C	SMx	3.86	0	7	0	5	0	0	49	39
M&C	SMx	3.76	0	16	0	5	0	0	79	0
M&C	SMx	3.67	0	16	0	0	0	0	63	21
M&C	SMx	3.57	0	13	0	0	0	0	61	25
M&C	SMx	3.52	0	17	0	0	0	0	83	0
M&C	SMx	3.32	0	17	0	0	0	0	63	20
M&C	SMx	3.08	0	13	0	5	0	0	43	39
M&C	SMx	3.02	0	15	0	11	0	0	44	29
M&C	SMx	2.80	1	9	0	39	0	1	2	48
M&C	SMx	2.47	0	6	0	89	0	0	5	0
M&C	SMx	2.25	0	16	0	30	0	0	30	24
M&C	SMx	2.00	0	27	0	15	0	0	53	5
CMO	SMx	1.72	0	100	0	0	0	0	0	0
CMO	SMx	1.25	0	27	0	73	0	0	0	0
CMO	SMx	1.10	0	27	0	73	0	0	0	0
CMO	SMx	0.75	0	51	1	48	0	0	0	0
CMO	SMx	0.45	0	54	21	25	0	0	0	0
CMO	SMx	0.00	0	21	0	79	0	0	0	0
EECO	SM	0.91	0	52	15	33	0	0	0	0
EECO	SM	0.72	0	1	0	99	0	0	0	0
EECO	SM	0.53	0	1	0	99	0	0	0	0
EECO	SM	0.36	0	1	0	99	0	0	0	0
EECO	SM	0.19	0	1	0	99	0	0	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-10.50	1	4	0	92	0	4	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-10.90	1	0	0	98	0	1	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-11.30	2	0	0	96	0	2	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-11.50	2	3	0	92	0	3	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-11.80	0	4	0	92	0	3	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-12.10	1	5	0	91	0	3	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-12.50	1	5	0	92	0	2	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-13.00	2	15	0	80	0	2	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-13.50	1	8	0	90	0	2	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-14.50	0	9	0	89	0	1	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-15.00	1	15	30	52	0	2	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-15.50	2	11	0	84	0	3	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-16.00	1	11	0	87	0	2	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-16.30	0	29	0	71	0	0	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-16.70	1	12	0	83	0	4	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-17.30	1	10	0	82	0	7	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-17.75	1	14	0	82	0	2	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-18.20	0	0	0	0	0	100	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-19.25	1	0	0	0	99	1	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-19.70	2	0	0	0	98	1	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-20.10	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-20.50	0	0	0	0	99	0	0	0

PETM_recovery	Th (Breillat)	-20.75	0	0	0	0	100	0	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-21.30	0	0	0	0	99	1	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-21.55	0	0	0	0	99	1	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-21.80	0	0	0	0	99	1	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-22.20	1	0	0	0	97	2	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-22.60	1	1	0	0	95	4	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-23.10	1	0	0	30	66	4	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-23.50	0	0	0	22	76	2	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-24.10	1	1	0	47	49	3	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-24.75	1	2	0	55	39	3	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-25.30	1	1	0	54	41	2	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-25.50	0	2	0	61	34	3	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-26.00	2	3	0	90	0	6	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-26.50	1	4	0	90	0	5	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-27.00	1	5	0	90	0	4	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-27.25	1	4	0	94	0	2	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-27.50	1	5	0	93	0	1	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-27.75	0	4	0	95	0	1	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-28.25	1	13	0	85	0	1	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-28.75	1	3	0	92	0	4	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-29.00	2	3	0	89	0	6	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-29.50	1	2	0	93	0	4	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-30.00	5	4	0	81	0	10	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-30.70	2	3	0	91	0	5	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-31.50	2	4	0	89	0	5	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-33.00	1	6	0	90	0	2	0	0
PETM_recovery	Th (Breillat)	-34.50	1	2	0	96	0	2	0	0
Bart_post-MECO	TM	25.00	0	15	0	61	0	0	16	8
Bart_post-MECO	TM	24.75	0	15	0	72	0	0	14	0
Bart_post-MECO	TM	24.40	0	18	0	74	0	0	9	0
Bart_post-MECO	TM	24.05	0	12	0	79	0	0	9	0
Bart_post-MECO	TM	23.98	0	2	0	87	0	1	5	5
Bart_post-MECO	TM	23.75	0	12	0	7	0	0	80	0
Bart_post-MECO	TM	23.70	0	8	0	52	0	0	40	0
Bart_post-MECO	TM	23.45	0	7	0	18	0	0	75	0
Bart_post-MECO	TM	23.20	0	9	0	11	0	0	80	0
Bart_post-MECO	TM	22.95	0	13	0	20	0	0	67	0
Bart_post-MECO	TM	22.40	0	20	0	29	0	0	51	0
Bart_post-MECO	TM	22.05	0	9	0	80	0	0	11	0
Bart_post-MECO	TM	21.85	0	19	0	43	0	0	38	0
Bart_post-MECO	TM	21.65	0	48	0	30	0	0	22	0
Bart_post-MECO	TM	21.45	0	30	9	61	0	0	0	0
Bart_post-MECO	TM	20.75	0	47	21	32	0	0	0	0
Bart_post-MECO	TM	20.25	0	21	0	79	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	19.50	0	16	0	84	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	19.00	0	12	0	88	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	18.50	0	42	0	50	0	0	9	0
Bart_MECO	TM	18.00	0	25	0	70	0	0	5	0
Bart_MECO	TM	17.50	0	27	0	73	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	16.75	0	38	0	62	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	16.25	0	27	0	73	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	15.50	0	17	0	83	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	15.00	0	31	0	69	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	14.50	0	19	0	81	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	13.75	0	16	0	83	0	0	1	0
Bart_MECO	TM	13.25	0	6	0	94	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	12.95	0	14	0	86	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	12.25	0	58	0	42	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	11.60	0	56	0	44	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	10.95	0	41	0	59	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	9.35	0	23	0	77	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	8.20	0	14	0	86	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	7.70	0	26	0	74	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	7.15	0	34	0	66	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	6.75	0	21	0	79	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	6.50	0	29	0	71	0	0	0	0

Bart_MECO	TM	6.00	0	48	0	52	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	5.50	0	29	0	71	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	5.00	0	22	8	70	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	4.00	0	47	0	53	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	3.75	0	48	37	15	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	3.50	0	58	12	31	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	3.25	0	53	2	45	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	2.50	0	18	0	82	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	2.25	0	57	1	42	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	1.75	0	39	0	61	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	1.20	0	28	0	72	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	0.75	0	40	0	60	0	0	0	0
Bart_MECO	TM	0.25	0	29	0	71	0	0	0	0
Bart_pre-MECO	US	-11.80	0	46	13	38	0	4	0	0
Bart_pre-MECO	US	-13.40	0	35	0	65	0	0	0	0
Bart_pre-MECO	US	-15.70	0	23	4	65	0	7	0	0
M&C	US	-16.30	0	7	0	59	0	0	34	0
M&C	US	-16.70	0	21	0	24	0	0	54	0
M&C	US	-17.50	0	18	0	32	0	0	51	0
M&C	US	-18.00	0	11	0	62	0	0	27	0
M&C	US	-18.30	0	9	0	63	0	0	27	0
M&C	US	-18.80	0	9	0	10	0	0	80	0
M&C	US	-19.30	0	12	0	43	0	0	45	0
M&C	US	-20.30	0	15	0	35	0	0	51	0
M&C	US	-20.50	0	19	0	36	0	0	45	0
M&C	US	-20.80	0	5	0	50	0	0	44	0
M&C	US	-21.30	0	9	0	51	0	0	41	0
M&C	US	-21.80	0	7	0	54	0	0	39	0
M&C	US	-22.60	0	7	0	68	0	0	24	1
M&C	US	-23.80	0	8	0	60	0	0	30	1
M&C	US	-24.80	0	6	0	72	0	0	20	2
M&C	US	-25.40	0	6	0	75	0	0	18	1
M&C	US	-25.70	0	14	0	51	0	0	34	0
M&C	US	-26.10	0	13	0	19	0	0	49	19
M&C	US	-26.60	0	6	0	5	0	0	89	0
M&C	US	-27.00	0	11	0	9	0	0	80	0
M&C	US	-28.00	0	10	0	0	0	0	90	0
M&C	US	-28.69	0	12	0	1	0	0	87	0
M&C	US	-29.00	0	11	0	3	0	0	86	0
M&C	US	-29.60	0	9	0	4	0	0	72	15
M&C	US	-30.15	0	16	0	21	0	0	51	12
M&C	US	-30.30	0	13	0	23	0	0	65	0
M&C	US	-31.40	0	13	0	29	0	0	58	0
M&C	US	-31.80	0	16	0	15	0	0	63	6
M&C	US	-32.60	0	1	0	96	0	0	3	0
M&C	US	-32.90	0	2	0	85	0	0	4	9
M&C	US	-33.10	0	2	0	87	0	0	6	4
M&C	US	-33.60	0	18	0	7	0	0	57	18
M&C	US	-34.45	0	7	0	42	0	0	51	0
M&C	US	-34.90	0	15	0	8	0	0	44	33
M&C	US	-35.40	0	9	0	0	0	0	91	0
M&C	US	-35.80	0	2	0	0	0	0	98	0
M&C	US	-36.60	0	5	0	0	0	0	95	0
M&C	US	-37.35	0	9	0	76	0	0	6	8
M&C	US	-38.10	0	5	0	92	0	0	3	0
M&C	US	-38.60	0	6	0	27	0	0	55	13
M&C	US	-39.05	0	7	2	91	0	0	0	0
CMO	US	-39.80	0	8	2	90	0	0	0	0
CMO	US	-40.30	0	4	1	95	0	0	0	0
CMO	US	-40.80	0	4	1	95	0	0	0	0
CMO	US	-41.30	0	3	2	96	0	0	0	0
CMO	US	-41.80	0	3	0	97	0	0	0	0
CMO	US	-42.40	0	2	0	97	0	0	0	0
CMO	US	-42.90	0	4	0	95	0	0	0	0
CMO	US	-43.50	0	8	0	92	0	0	0	0
CMO	US	-44.15	0	8	1	90	0	1	0	0

CMO	US	-44.60	1	11	5	81	0	2	0	0
CMO	US	-45.15	1	32	9	56	0	1	0	0
CMO	US	-46.00	1	21	2	73	0	2	0	0
CMO	US	-46.60	1	21	6	71	0	1	0	0
Lutetien_Base	US	-47.20	4	19	7	69	0	1	0	0
Lutetien_Base	US	-47.50	4	21	9	63	0	4	0	0
Lutetien_Base	US	-48.10	3	16	0	76	0	5	0	0
Lutetien_Base	US	-48.50	3	35	20	35	0	8	0	0
Lutetien_Base	US	-49.00	5	14	0	75	0	7	0	0
Lutetien_Base	VZ	10.12	0	72	21	0	0	7	0	0
Lutetien_Base	VZ	9.90	0	65	35	0	0	0	0	0
Lutetien_Base	VZ	9.63	0	72	28	0	0	0	0	0
Lutetien_Base	VZ	9.38	0	51	18	31	0	0	0	0
Lutetien_Base	VZ	9.23	0	43	12	45	0	0	0	0
Lutetien_Base	VZ	9.10	0	42	2	56	0	0	0	0
EECO	VZ	8.80	0	59	41	0	0	0	0	0
EECO	VZ	8.72	0	65	35	0	0	0	0	0
EECO	VZ	8.55	0	46	54	0	0	0	0	0
EECO	VZ	8.30	0	23	0	77	0	0	0	0
EECO	VZ	8.00	0	61	39	0	0	0	0	0
EECO	VZ	7.78	0	68	32	0	0	0	0	0
EECO	VZ	7.55	0	94	6	0	0	0	0	0
EECO	VZ	7.30	0	60	40	0	0	0	0	0
EECO	VZ	6.95	0	57	43	0	0	0	0	0
EECO	VZ	6.70	0	59	41	0	0	0	0	0
EECO	VZ	6.45	0	7	2	90	0	0	0	0
EECO	VZ	6.25	0	73	27	0	0	0	0	0
EECO	VZ	5.95	0	57	43	0	0	0	0	0
EECO	VZ	5.68	0	64	36	0	0	0	0	0
EECO	VZ	5.40	0	85	15	0	0	0	0	0
EECO	VZ	5.12	0	87	13	0	0	0	0	0
EECO	VZ	4.87	0	61	39	0	0	0	0	0
EECO	VZ	4.45	0	62	38	0	0	0	0	0
EECO	VZ	4.27	0	66	34	0	0	0	0	0
EECO	VZ	3.95	0	61	39	0	0	0	0	0
EECO	VZ	3.53	0	63	37	0	0	0	0	0
EECO	VZ	3.25	0	63	37	0	0	0	0	0
EECO	VZ	3.00	0	65	35	0	0	0	0	0
EECO	VZ	2.92	0	10	0	90	0	0	0	0
EECO	VZ	2.82	0	62	38	0	0	0	0	0
EECO	VZ	2.62	0	57	43	0	0	0	0	0
EECO	VZ	2.45	0	59	41	0	0	0	0	0
EECO	VZ	2.42	0	7	0	89	0	4	0	0
EECO	VZ	2.27	0	58	42	0	0	0	0	0
EECO	VZ	2.02	0	54	46	0	0	0	0	0
EECO	VZ	1.77	0	55	45	0	0	0	0	0
EECO	VZ	1.66	0	5	0	93	0	2	0	0
EECO	VZ	1.60	0	4	0	95	0	1	0	0
EECO	VZ	1.57	0	3	0	96	0	1	0	0
EECO	VZ	1.55	0	39	19	42	0	0	0	0
EECO	VZ	1.53	0	4	0	95	0	1	0	0
EECO	VZ	1.49	0	3	0	96	0	1	0	0
EECO	VZ	1.45	0	4	0	95	0	1	0	0
EECO	VZ	1.42	0	4	0	95	0	1	0	0
EECO	VZ	1.37	0	6	0	94	0	0	0	0
EECO	VZ	1.33	0	3	0	96	0	0	0	0
EECO	VZ	1.30	0	3	0	97	0	1	0	0
EECO	VZ	1.26	0	3	0	97	0	0	0	0
EECO	VZ	1.24	0	10	0	90	0	0	0	0
EECO	VZ	1.22	0	3	0	96	0	1	0	0
EECO	VZ	1.20	0	3	0	96	0	1	0	0
EECO	VZ	1.18	0	3	0	96	0	1	0	0
EECO	VZ	1.16	0	11	0	89	0	0	0	0
EECO	VZ	1.00	0	40	60	0	0	0	0	0
EECO	VZ	0.75	0	55	45	0	0	0	0	0
EECO	VZ	0.52	0	64	36	0	0	0	0	0

EECO	VZ	0.25	0	66	34	0	0	0	0	0
	H	-4.10	0	8	0	89	0	3	0	0
	H	-4.83	4	8	0	83	0	6	0	0
	H	-5.19	4	8	0	83	0	6	0	0
	H	-5.47	8	9	0	76	0	8	0	0
	H	-6.60	2	5	0	92	0	2	0	0
	H	-6.78	1	4	0	94	0	1	0	0
	H	-7.05	0	4	0	95	0	0	0	0
	H	-7.36	1	5	0	92	0	2	0	0
	H	-7.64	0	3	0	97	0	0	0	0
	H	-7.94	0	3	0	97	0	0	0	0
	H	-8.24	1	3	0	96	0	0	0	0
	H	-8.52	1	4	0	95	0	0	0	0
	H	-8.80	1	4	0	95	0	0	0	0
	H	-9.00	0	3	0	96	0	0	0	0
	H	-9.15	1	4	0	95	0	0	0	0
	H	-9.50	1	4	0	95	0	0	0	0
	H	-9.80	1	4	0	95	0	0	0	0
	H	-10.00	1	3	0	96	0	0	0	0
	H	-10.30	1	4	0	95	0	0	0	0
	H	-10.60	1	5	0	94	0	0	0	0
	H	-11.05	1	3	0	97	0	0	0	0
	H	-11.35	1	3	0	96	0	0	0	0
	H	-11.65	1	4	0	95	0	0	0	0
	H	-12.30	1	4	0	94	0	1	0	0
	H	-12.75	1	3	0	95	0	1	0	0
	H	-12.95	2	5	0	91	0	2	0	0
	H	-13.15	2	6	0	89	0	3	0	0
	H	-13.35	1	5	0	90	0	4	0	0
	H	-13.65	2	7	0	87	0	5	0	0
	H	-14.10	1	6	0	88	0	4	0	0
	H	-14.60	2	8	0	82	0	7	0	0
	H	-15.05	3	9	0	82	0	7	0	0
	H	-15.55	2	9	0	80	0	8	0	0
	H	-15.80	3	9	0	80	0	7	0	0
	H	-16.10	4	12	0	74	0	10	0	0
	H	-16.60	3	12	0	75	0	10	0	0
	H	-16.90	3	11	0	76	0	11	0	0
	H	-17.15	4	11	0	72	0	13	0	0
	H	-17.50	3	11	0	75	0	11	0	0
	H	-17.70	3	12	0	73	0	12	0	0
	H	-18.10	4	12	0	73	0	11	0	0
	H	-18.60	5	14	0	68	0	14	0	0
	H	-18.85	4	11	0	72	0	13	0	0
	H	-19.15	3	12	0	71	0	13	0	0
	H	-19.65	4	13	0	69	0	15	0	0
	H	-19.90	5	13	0	68	0	14	0	0
	H	-20.15	4	16	0	65	0	15	0	0
	H	-20.70	6	18	0	60	0	16	0	0
	H	-20.95	7	19	0	60	0	14	0	0
	H	-21.19	6	17	0	63	0	13	0	0
	H	-21.39	5	14	0	68	0	12	0	0
	H	-21.57	6	17	0	61	0	15	0	0
	H	-21.63	4	15	0	69	0	12	0	0
	H	-21.71	0	0	0	0	0	100	0	0
	H	-21.85	0	0	0	0	0	100	0	0
	H	-22.65	0	0	0	0	0	100	0	0
	H	-22.87	0	0	0	0	0	100	0	0
	H	-23.71	0	0	0	0	0	100	0	0
	H	-24.09	0	0	0	0	0	100	0	0
	H	-24.27	0	0	0	0	0	100	0	0
	H	-24.31	0	0	0	0	0	100	0	0
	H	-24.37	0	4	0	83	0	12	0	0
	H	-24.53	0	2	0	41	0	57	0	0
	H	-24.59	0	1	0	35	0	64	0	0
	H	-24.65	0	0	0	35	0	65	0	0

	H	-24.77	0	0	0	66	0	34	0	0
	H	-24.91	0	0	0	98	0	2	0	0
	H	-25.03	0	0	0	98	0	2	0	0
	H	-25.15	0	0	0	98	0	2	0	0
	H	-25.27	0	0	0	89	0	11	0	0
	H	-25.39	0	0	0	71	0	29	0	0
	H	-25.45	0	0	0	4	0	96	0	0
	H	-25.51	0	0	0	8	0	92	0	0
	PAN	-2.25	0	3	0	97	0	0	0	0
	PAN	-5.68	0	4	0	96	0	0	0	0
	PAN	-11.54	0	4	0	96	0	0	0	0
	PAN	-15.52	0	4	0	96	0	0	0	0
	PAN	-20.64	0	13	0	87	0	0	0	0
	PAN	-25.50	0	4	0	96	0	0	0	0
	PAN	-29.59	0	4	0	96	0	0	0	0
	PAN	-31.22	0	6	0	94	0	0	0	0
	PAN	-34.05	0	4	0	96	0	0	0	0
	PAN	-37.54	0	4	0	96	0	0	0	0
	PAN	-41.45	0	7	0	93	0	0	0	0
	PAN	-47.65	0	4	0	96	0	0	0	0
	PAN	-50.86	0	5	0	95	0	0	0	0
	PAN	-52.59	0	5	0	95	0	0	0	0
	PAN	-55.55	0	15	0	84	0	1	0	0
	PAN	-58.45	0	6	0	94	0	0	0	0
	PAN	-62.55	0	3	0	96	0	1	0	0
	PAN	-65.55	0	7	0	90	0	2	0	0

%Chl : %chlorite ; %I+G : %illite+glauconie ; CAC : Cachan ; CM : Cuise-la-Motte ; IM : Isles-les-Meldeuses ; LT : Le Tillet ; MA : Maisse ; NS : Neuilly-sur-Seine ; SMx : Saint-Maximin ; SM : Septmonts ; Th : Therdonne ; TM : Trocy-en-Multien ; US : Ussy-sur-Marne ; VZ : Vierzy ; H : Havré ; PAN : Mont-Panisel

Annexe 9 : Tableau des données $\delta^{13}C_{org}$ ayant servi à l'élaboration de la synthèse pour l'Eocène du Bassin parisien et obtenues dans le Bassin de Mons

Intervalle	Site	Cote (m)	d13Corg (‰)
Lutetien_Base	CAC	-24.70	-24.30
Lutetien_Base	CAC	-25.75	-23.77
Lutetien_Base	CAC	-26.70	-23.45
EECO_ante	CAC	-26.75	-24.99
EECO_ante	CAC	-27.10	-24.87
EECO_ante	CAC	-27.50	-25.00
EECO_ante	CAC	-27.80	-24.81
EECO_ante	CAC	-28.20	-25.42
EECO_ante	CAC	-29.60	-25.33
EECO_ante	CAC	-30.00	-25.67
PETM_recovery	CAC	-30.40	-26.56
PETM_recovery	CAC	-30.80	-26.42
PETM_recovery	CAC	-31.20	-26.81
PETM_recovery	CAC	-31.60	-26.79
PETM_recovery	CAC	-32.00	-26.89
PETM_recovery	CAC	-32.40	-26.37
PETM_recovery	CAC	-34.20	-24.13
PETM_recovery	CAC	-34.60	-24.66
PETM_recovery	CAC	-35.00	-25.19
PETM_recovery	CAC	-35.40	-25.19
PETM_recovery	CAC	-35.80	-26.35
PETM_recovery	CAC	-36.20	-25.43
PETM_recovery	CAC	-36.60	-24.72
PETM_recovery	CAC	-38.40	-21.59
PETM_recovery	CAC	-38.80	-24.79
PETM_recovery	CAC	-39.20	-24.87
PETM_recovery	CAC	-39.60	-24.11
PETM_recovery	CAC	-40.00	-24.10
PETM_recovery	CAC	-40.40	-24.39
PETM_recovery	CAC	-40.70	-24.67
PETM_recovery	CAC	-41.10	-25.23
PETM_recovery	CAC	-41.50	-24.66
PETM_recovery	CAC	-41.90	-24.66
PETM_recovery	CAC	-42.30	-25.98
PETM_recovery	CAC	-42.70	-25.17
PETM_recovery	CAC	-43.10	-24.92
PETM_recovery	CAC	-43.50	-25.58
PETM_recovery	CAC	-43.90	-26.30
PETM_recovery	CAC	-44.20	-25.63
PETM_recovery	CAC	-44.50	-25.92
PETM_recovery	CAC	-44.80	-26.08
PETM_recovery	CAC	-45.10	-26.14
PETM_recovery	CAC	-45.40	-26.55
PETM_recovery	CAC	-45.70	-26.57
PETM_recovery	CAC	-46.00	-26.43
PETM_recovery	CAC	-46.30	-26.09
PETM_recovery	CAC	-46.60	-25.49
PETM_recovery	CAC	-46.90	-25.26
PETM_recovery	CAC	-47.20	-25.49
PETM_recovery	CAC	-47.50	-25.57
PETM_recovery	CAC	-47.80	-25.41
PETM_recovery	CAC	-48.50	-26.08
PETM_recovery	CAC	-48.80	-26.32

Intervalle	Site	Cote (m)	d13Corg (‰)
M&C_pre-LLTM	SMx	2.00	-19.95
CMO	SMx	1.72	-18.78
CMO	SMx	1.25	-23.28
CMO	SMx	1.10	-20.75
CMO	SMx	0.75	-19.75
CMO	SMx	0.45	-21.88
EECO_fin	SM	0.84	-26.01
EECO_fin	SM	0.82	-25.73
EECO_fin	SM	0.72	-26.47
EECO_fin	SM	0.60	-26.21
EECO_fin	SM	0.53	-26.07
EECO_fin	SM	0.47	-25.28
EECO_fin	SM	0.36	-25.96
EECO_fin	SM	0.29	-25.69
EECO_fin	SM	0.24	-25.18
EECO_fin	SM	0.19	-25.67
EECO_fin	SM	0.07	-25.96
PETM	Th (Quesnel)	-29.75	-27.00
PETM	Th (Quesnel)	-30.40	-26.80
PETM	Th (Quesnel)	-31.30	-29.30
PETM	Th (Quesnel)	-32.90	-28.90
PETM	Th (Quesnel)	-34.50	-26.90
Bart_post-MECO	TM	24.75	-23.07
Bart_post-MECO	TM	24.40	-22.19
Bart_post-MECO	TM	23.98	-26.03
Bart_post-MECO	TM	23.45	-20.90
Bart_post-MECO	TM	22.95	-22.04
Bart_post-MECO	TM	22.05	-21.09
Bart_post-MECO	TM	21.65	-25.92
Bart_post-MECO	TM	20.75	-24.17
Bart_post-MECO	TM	20.25	-24.79
Bart_MECO	TM	19.50	-27.89
Bart_MECO	TM	19.00	-27.80
Bart_MECO	TM	18.50	-28.54
Bart_MECO	TM	18.00	-28.21
Bart_MECO	TM	17.50	-28.58
Bart_MECO	TM	16.25	-28.26
Bart_MECO	TM	15.50	-28.27
Bart_MECO	TM	15.00	-28.52
Bart_MECO	TM	13.75	-27.74
Bart_MECO	TM	13.25	-28.16
Bart_MECO	TM	12.95	-28.57
Bart_MECO	TM	11.60	-28.39
Bart_MECO	TM	10.40	-28.96
Bart_MECO	TM	9.35	-26.10
Bart_MECO	TM	8.70	-28.38
Bart_MECO	TM	8.20	-28.54
Bart_MECO	TM	7.70	-28.15
Bart_MECO	TM	7.15	-27.00
Bart_MECO	TM	6.75	-28.41
Bart_MECO	TM	6.50	-27.38
Bart_MECO	TM	5.50	-27.01
Bart_MECO	TM	5.00	-27.61

PETM_recovery	CAC	-49.10	-26.62
PETM_recovery	CAC	-49.40	-26.49
PETM_recovery	CAC	-49.70	-26.98
PETM_recovery	CAC	-50.00	-27.27
Bart_pre-MECO	IM	21.45	-26.98
Bart_pre-MECO	IM	20.10	-26.12
Bart_pre-MECO	IM	16.60	-25.68
M&C_post-LLTM	IM	16.10	-20.75
M&C_post-LLTM	IM	13.40	-21.99
M&C_post-LLTM	IM	9.00	-20.35
M&C_post-LLTM	IM	6.72	-22.28
M&C_post-LLTM	IM	5.50	-20.55
M&C_post-LLTM	IM	4.25	-20.39
M&C_post-LLTM	IM	4.00	-22.10
M&C_post-LLTM	IM	3.60	-20.70
M&C_post-LLTM	IM	2.92	-21.04
M&C_post-LLTM	IM	2.35	-20.75
M&C_LLTM	IM	2.25	-24.33
M&C_LLTM	IM	1.30	-22.07
M&C_pre-LLTM	IM	0.15	-21.33
Bart_pre-MECO	LT	-1.50	-25.56
Bart_pre-MECO	LT	-3.50	-25.99
Bart_pre-MECO	LT	-5.50	-25.81
Bart_pre-MECO	LT	-6.30	-25.77
Bart_pre-MECO	LT	-6.50	-26.53
Bart_pre-MECO	LT	-7.25	-26.03
Bart_pre-MECO	LT	-8.00	-26.92
Bart_pre-MECO	LT	-9.00	-26.44
Bart_pre-MECO	LT	-10.90	-27.68
Bart_pre-MECO	LT	-11.30	-26.91
Bart_pre-MECO	LT	-12.50	-26.04
Bart_pre-MECO	LT	-13.20	-27.08
Bart_pre-MECO	LT	-14.70	-27.21
Bart_pre-MECO	LT	-15.70	-26.73
Bart_pre-MECO	LT	-16.50	-26.77
Bart_pre-MECO	LT	-17.20	-26.46
Bart_pre-MECO	LT	-18.00	-27.13
Bart_pre-MECO	LT	-18.80	-26.94
Bart_pre-MECO	LT	-19.40	-27.11
Bart_pre-MECO	LT	-19.60	-26.88
Bart_pre-MECO	LT	-20.15	-26.40
Bart_pre-MECO	LT	-20.25	-27.38
Bart_pre-MECO	LT	-20.65	-27.63
Bart_pre-MECO	LT	-21.00	-26.63
Bart_pre-MECO	LT	-21.60	-26.61
Bart_pre-MECO	LT	-21.90	-26.40
Bart_pre-MECO	LT	-22.35	-26.79
Bart_pre-MECO	LT	-22.80	-27.20
Bart_pre-MECO	LT	-23.30	-27.29
Bart_pre-MECO	LT	-23.60	-26.75
Bart_pre-MECO	LT	-24.00	-27.04
Bart_pre-MECO	LT	-24.20	-27.36
Bart_pre-MECO	LT	-24.60	-26.77
Bart_pre-MECO	LT	-25.00	-27.32
Bart_pre-MECO	LT	-25.30	-27.10
Bart_pre-MECO	LT	-25.50	-27.06
Bart_pre-MECO	LT	-26.00	-26.84
Bart_pre-MECO	LT	-26.40	-27.03
Bart_pre-MECO	LT	-26.70	-27.10
Bart_pre-MECO	LT	-26.90	-27.32
Bart_pre-MECO	LT	-27.10	-26.35
Bart_pre-MECO	LT	-27.35	-26.66
Bart_pre-MECO	LT	-27.70	-27.29
Bart_pre-MECO	LT	-27.90	-27.13
Bart_pre-MECO	LT	-29.10	-27.16
Bart_pre-MECO	LT	-29.60	-27.40

Bart_MECO	TM	4.50	-27.52
Bart_MECO	TM	4.00	-26.80
Bart_MECO	TM	3.75	-27.83
Bart_MECO	TM	3.50	-26.98
Bart_MECO	TM	2.50	-24.90
Bart_MECO	TM	2.25	-27.51
Bart_MECO	TM	1.75	-28.58
Bart_MECO	TM	1.20	-27.40
Bart_MECO	TM	0.75	-27.69
Bart_MECO	TM	0.25	-27.68
Bart_pre-MECO	US	-11.80	-25.77
Bart_pre-MECO	US	-13.40	-26.27
Bart_pre-MECO	US	-15.70	-25.97
M&C_post-LLTM	US	-16.30	-22.31
M&C_post-LLTM	US	-16.70	-20.76
M&C_post-LLTM	US	-17.50	-21.18
M&C_post-LLTM	US	-18.00	-21.08
M&C_post-LLTM	US	-18.30	-20.86
M&C_post-LLTM	US	-18.80	-21.61
M&C_post-LLTM	US	-19.30	-21.41
M&C_post-LLTM	US	-20.30	-21.53
M&C_post-LLTM	US	-20.50	-21.49
M&C_post-LLTM	US	-20.80	-22.11
M&C_post-LLTM	US	-21.30	-21.68
M&C_post-LLTM	US	-21.80	-21.28
M&C_post-LLTM	US	-22.60	-21.91
M&C_post-LLTM	US	-23.80	-21.23
M&C_post-LLTM	US	-24.80	-21.29
M&C_post-LLTM	US	-25.40	-21.51
M&C_post-LLTM	US	-25.70	-22.12
M&C_post-LLTM	US	-26.10	-20.63
M&C_post-LLTM	US	-26.60	-20.76
M&C_post-LLTM	US	-27.00	-20.66
M&C_post-LLTM	US	-28.00	-21.89
M&C_post-LLTM	US	-28.69	-21.78
M&C_post-LLTM	US	-29.00	-23.05
M&C_post-LLTM	US	-29.60	-21.94
M&C_post-LLTM	US	-30.15	-20.51
M&C_post-LLTM	US	-30.30	-20.00
M&C_post-LLTM	US	-31.40	-20.57
M&C_post-LLTM	US	-31.80	-21.73
M&C_post-LLTM	US	-32.60	-20.54
M&C_post-LLTM	US	-32.90	-21.37
M&C_post-LLTM	US	-33.10	-22.02
M&C_post-LLTM	US	-33.60	-20.51
M&C_post-LLTM	US	-34.45	-19.66
M&C_post-LLTM	US	-34.90	-20.69
M&C_LLTM	US	-35.40	-24.00
M&C_LLTM	US	-35.80	-22.54
M&C_LLTM	US	-36.60	-24.57
M&C_LLTM	US	-37.35	-21.82
M&C_pre-LLTM	US	-38.10	-20.37
M&C_pre-LLTM	US	-38.60	-20.58
M&C_pre-LLTM	US	-39.05	-19.48
CMO	US	-39.80	-20.18
CMO	US	-40.30	-21.94
CMO	US	-40.80	-22.36
CMO	US	-41.30	-20.93
CMO	US	-41.80	-18.11
CMO	US	-42.40	-18.54
CMO	US	-42.90	-18.85
CMO	US	-43.50	-18.88
CMO	US	-44.15	-18.15
CMO	US	-44.60	-20.34
Lutetien_Base	US	-45.15	-24.13
Lutetien_Base	US	-46.00	-21.59

Bart_pre-MECO	LT	-29.80	-26.71
Bart_pre-MECO	LT	-30.20	-27.14
Bart_pre-MECO	LT	-30.40	-26.83
Bart_pre-MECO	LT	-30.80	-27.21
Bart_pre-MECO	LT	-31.20	-26.62
Bart_pre-MECO	LT	-31.50	-26.95
Bart_pre-MECO	LT	-31.80	-27.37
Bart_pre-MECO	LT	-32.25	-26.65
Bart_pre-MECO	LT	-32.45	-26.71
Bart_pre-MECO	LT	-32.95	-26.90
Bart_pre-MECO	LT	-33.10	-26.37
Bart_pre-MECO	LT	-33.25	-26.77
Bart_pre-MECO	LT	-33.40	-26.81
Bart_pre-MECO	LT	-33.60	-26.83
Bart_pre-MECO	LT	-33.65	-26.31
Bart_pre-MECO	LT	-33.85	-26.54
Bart_pre-MECO	LT	-34.00	-26.79
Bart_pre-MECO	LT	-34.30	-27.20
Bart_pre-MECO	LT	-34.70	-26.96
Bart_pre-MECO	LT	-35.15	-27.65
Bart_pre-MECO	LT	-35.50	-26.94
Bart_pre-MECO	LT	-37.35	-27.40
Lag_transgressif	LT	-38.55	-19.13
Lag_transgressif	LT	-38.70	-19.83
Lag_transgressif	LT	-38.89	-21.19
Lag_transgressif	LT	-39.40	-22.50
Lag_transgressif	LT	-39.80	-26.00
Lag_transgressif	LT	-40.20	-24.69
Lag_transgressif	LT	-40.70	-20.29
Lag_transgressif	LT	-41.10	-25.22
Lag_transgressif	LT	-41.80	-22.59
M&C_post-LLTM	LT	-42.30	-22.42
M&C_post-LLTM	LT	-42.55	-21.41
M&C_post-LLTM	LT	-43.20	-21.24
M&C_post-LLTM	LT	-43.90	-21.13
M&C_post-LLTM	LT	-44.20	-20.17
M&C_post-LLTM	LT	-44.53	-19.21
M&C_post-LLTM	LT	-45.10	-20.10
M&C_post-LLTM	LT	-45.70	-21.81
M&C_post-LLTM	LT	-46.70	-20.64
M&C_post-LLTM	LT	-47.20	-20.06
M&C_post-LLTM	LT	-48.25	-21.74
M&C_post-LLTM	LT	-48.75	-20.32
M&C_LLTM	LT	-49.00	-23.29
M&C_pre-LLTM	LT	-49.70	-21.17
M&C_pre-LLTM	LT	-51.60	-21.40
M&C_pre-LLTM	LT	-52.00	-21.00
M&C_pre-LLTM	LT	-52.90	-20.69
M&C_pre-LLTM	LT	-54.00	-20.59
M&C_pre-LLTM	LT	-54.90	-19.30
M&C_pre-LLTM	LT	-56.10	-21.17
CMO	LT	-56.90	-21.87
CMO	LT	-58.00	-21.17
CMO	LT	-59.10	-21.44
CMO	LT	-60.25	-20.87
CMO	LT	-61.45	-21.53
CMO	LT	-62.50	-22.29
CMO	LT	-63.70	-22.18
CMO	LT	-64.75	-22.18
CMO	LT	-65.85	-20.87
CMO	LT	-67.90	-21.69
CMO	LT	-68.80	-21.22
CMO	LT	-70.15	-21.12
CMO	LT	-72.65	-21.72
CMO	LT	-73.65	-21.54
CMO	LT	-74.55	-21.41

Lutetien_Base	US	-46.60	-20.00
Lutetien_Base	US	-47.20	-19.97
Lutetien_Base	US	-47.50	-18.16
Lutetien_Base	US	-48.10	-19.88
Lutetien_Base	US	-48.50	-19.85
Lutetien_Base	US	-49.00	-20.09
Lutetien_Base	VZ	9.90	-25.48
Lutetien_Base	VZ	9.38	-26.85
EECO	VZ	8.80	-27.38
EECO	VZ	8.30	-26.94
EECO	VZ	6.95	-26.94
EECO	VZ	6.45	-26.59
EECO	VZ	5.68	-26.15
EECO	VZ	4.87	-26.57
EECO	VZ	3.25	-26.45
EECO	VZ	2.27	-27.06
EECO	VZ	1.77	-27.61
EECO	VZ	1.66	-26.23
EECO	VZ	1.60	-26.81
EECO	VZ	1.57	-26.94
EECO	VZ	1.53	-26.83
EECO	VZ	1.49	-26.73
EECO	VZ	1.45	-26.76
EECO	VZ	1.42	-26.93
EECO	VZ	1.37	-26.70
EECO	VZ	1.33	-26.94
EECO	VZ	1.30	-26.63
EECO	VZ	1.26	-26.65
EECO	VZ	1.20	-26.56
EECO	VZ	1.18	-26.56
EECO	VZ	1.16	-25.90
EECO	VZ	0.25	-27.23
	H	-5.19	-25.24
	H	-5.33	-26.59
	H	-5.47	-26.68
	H	-5.70	-25.84
	H	-6.60	-25.94
	H	-6.78	-26.12
	H	-6.91	-25.99
	H	-7.05	-26.42
	H	-7.22	-26.55
	H	-7.36	-26.29
	H	-7.42	-26.79
	H	-7.45	-26.17
	H	-7.54	-26.14
	H	-7.62	-25.80
	H	-7.64	-26.26
	H	-7.78	-26.38
	H	-7.94	-26.41
	H	-8.09	-25.99
	H	-8.24	-26.64
	H	-8.38	-26.53
	H	-8.52	-26.83
	H	-8.65	-26.68
	H	-8.80	-26.59
	H	-8.90	-26.79
	H	-9.00	-26.69
	H	-9.15	-26.56
	H	-9.35	-26.62
	H	-9.50	-26.59
	H	-9.65	-26.95
	H	-9.80	-27.00
	H	-10.00	-27.01
	H	-10.13	-26.96
	H	-10.30	-27.03
	H	-10.50	-27.09

CMO	LT	-75.40	-21.71
CMO	LT	-75.75	-21.58
CMO	LT	-76.10	-21.89
CMO	LT	-76.45	-22.31
Lutetien_Base	LT	-77.40	-22.71
Lutetien_Base	LT	-77.48	-23.26
Lutetien_Base	LT	-77.83	-23.42
Lutetien_Base	LT	-78.35	-22.61
Lutetien_Base	LT	-81.10	-25.24
Lutetien_Base	LT	-84.00	-24.58
Lutetien_Base	LT	-86.65	-24.57
Lutetien_Base	LT	-90.35	-24.92
EECO_fin	LT	-93.90	-26.13
EECO_fin	LT	-94.25	-25.41
EECO_fin	LT	-94.40	-25.72
EECO	LT	-94.60	-26.21
EECO	LT	-95.05	-26.27
EECO	LT	-95.75	-26.38
EECO	LT	-98.45	-26.93
EECO	LT	-99.20	-26.72
EECO	LT	-100.80	-27.49
EECO	LT	-102.55	-26.83
EECO	LT	-102.85	-26.75
EECO	LT	-103.40	-26.23
EECO	LT	-104.00	-26.99
EECO	LT	-104.30	-26.99
EECO	LT	-104.60	-27.07
EECO	LT	-106.30	-25.56
EECO	LT	-107.50	-27.43
EECO	LT	-108.20	-26.88
EECO	LT	-108.80	-26.89
EECO	LT	-109.80	-26.55
EECO	LT	-110.00	-25.50
EECO	LT	-112.35	-27.64
EECO	LT	-115.00	-26.27
EECO	LT	-116.00	-27.46
EECO	LT	-117.55	-25.88
EECO	LT	-119.80	-25.48
EECO	LT	-121.00	-26.81
EECO	LT	-122.35	-26.18
EECO	LT	-124.85	-27.45
EECO	LT	-125.10	-26.50
EECO	LT	-126.00	-25.56
EECO	LT	-127.00	-26.45
EECO	LT	-128.00	-25.58
EECO	LT	-129.00	-26.22
EECO	LT	-130.00	-27.15
EECO	LT	-131.70	-27.35
EECO	LT	-133.00	-26.27
EECO	LT	-134.00	-26.67
EECO	LT	-135.35	-26.62
EECO	LT	-136.00	-26.35
EECO	LT	-137.00	-25.98
EECO	LT	-138.00	-25.85
EECO	LT	-139.00	-25.93
EECO	LT	-140.00	-26.67
EECO_ante	LT	-142.30	-25.43
EECO_ante	LT	-143.50	-25.44
EECO_ante	LT	-144.20	-24.74
EECO_ante	LT	-144.85	-24.26
EECO_ante	LT	-146.00	-24.42
EECO_ante	LT	-146.80	-24.16
EECO_ante	LT	-148.20	-25.08
EECO_ante	LT	-148.65	-24.53
Bart_post-MECO	MA	-85.20	-22.52
Bart_post-MECO	MA	-86.40	-21.17

	H	-10.60	-27.33
	H	-10.75	-27.53
	H	-10.85	-27.35
	H	-11.05	-27.20
	H	-11.20	-27.31
	H	-11.35	-26.92
	H	-11.50	-26.79
	H	-11.65	-26.76
	H	-11.80	-26.52
	H	-12.00	-26.59
	H	-12.15	-26.70
	H	-12.30	-26.73
	H	-12.45	-26.84
	H	-12.65	-26.75
	H	-12.75	-26.91
	H	-12.95	-26.76
	H	-13.15	-26.73
	H	-13.20	-26.93
	H	-13.35	-26.42
	H	-13.50	-26.37
	H	-13.65	-26.55
	H	-13.95	-26.40
	H	-14.10	-26.80
	H	-14.25	-26.25
	H	-14.40	-25.91
	H	-14.60	-26.33
	H	-14.70	-26.76
	H	-15.05	-26.55
	H	-15.20	-26.38
	H	-15.35	-26.48
	H	-15.55	-26.62
	H	-15.65	-26.67
	H	-15.80	-26.45
	H	-15.95	-26.44
	H	-16.10	-26.93
	H	-16.25	-26.47
	H	-16.45	-26.27
	H	-16.60	-26.61
	H	-16.75	-26.51
	H	-16.90	-26.30
	H	-17.05	-26.04
	H	-17.15	-26.31
	H	-17.35	-26.05
	H	-17.50	-26.16
	H	-17.70	-26.67
	H	-17.80	-26.11
	H	-17.95	-26.48
	H	-18.10	-26.20
	H	-18.25	-25.92
	H	-18.40	-26.22
	H	-18.60	-26.57
	H	-18.70	-26.09
	H	-18.85	-26.17
	H	-19.00	-26.23
	H	-19.15	-26.99
	H	-19.30	-26.19
	H	-19.45	-26.35
	H	-19.65	-26.32
	H	-19.75	-26.52
	H	-19.90	-26.21
	H	-20.05	-26.46
	H	-20.15	-26.61
	H	-20.35	-26.35
	H	-20.50	-26.69
	H	-20.70	-26.15
	H	-20.80	-26.36

Bart_post-MECO	MA	-87.00	-18.99
Bart_post-MECO	MA	-88.20	-20.04
Bart_post-MECO	MA	-88.60	-19.58
Bart_post-MECO	MA	-89.00	-18.48
Bart_post-MECO	MA	-89.40	-23.43
Bart_post-MECO	MA	-89.60	-24.16
Bart_post-MECO	MA	-89.80	-26.23
M&C_post-LLTM	MA	-89.90	-19.09
M&C_post-LLTM	MA	-90.00	-21.29
M&C_post-LLTM	MA	-90.17	-21.28
M&C_post-LLTM	MA	-90.35	-20.05
M&C_post-LLTM	MA	-91.15	-20.45
M&C_post-LLTM	MA	-91.90	-20.32
M&C_post-LLTM	MA	-92.30	-22.18
M&C_post-LLTM	MA	-92.70	-21.65
M&C_post-LLTM	MA	-93.10	-21.91
M&C_post-LLTM	MA	-93.50	-21.92
M&C_post-LLTM	MA	-94.10	-21.60
M&C_post-LLTM	MA	-94.70	-21.32
M&C_post-LLTM	MA	-95.10	-21.95
M&C_post-LLTM	MA	-95.60	-22.94
M&C_post-LLTM	MA	-96.00	-21.78
M&C_post-LLTM	MA	-96.50	-21.19
M&C_post-LLTM	MA	-97.00	-21.40
M&C_LLTM	MA	-97.40	-24.64
M&C_LLTM	MA	-97.70	-23.76
M&C_LLTM	MA	-98.00	-22.37
M&C_pre-LLTM	MA	-98.40	-21.65
M&C_pre-LLTM	MA	-98.80	-21.24
M&C_pre-LLTM	MA	-99.18	-20.96
M&C_pre-LLTM	MA	-99.42	-24.34
M&C_pre-LLTM	MA	-99.80	-23.17
M&C_pre-LLTM	MA	-100.17	-22.91
M&C_pre-LLTM	MA	-100.55	-23.04
M&C_pre-LLTM	MA	-100.90	-22.43
M&C_pre-LLTM	MA	-101.30	-22.56
M&C_pre-LLTM	MA	-101.90	-22.73
M&C_pre-LLTM	MA	-102.50	-21.99
M&C_pre-LLTM	MA	-102.90	-22.44
M&C_pre-LLTM	MA	-103.20	-22.00
M&C_pre-LLTM	MA	-103.60	-22.48
PETM_recovery	MA	-103.80	-24.85
PETM_recovery	MA	-104.00	-21.47
PETM_recovery	MA	-104.45	-23.76
PETM_recovery	MA	-105.00	-25.30
PETM_recovery	MA	-105.50	-25.43
PETM_recovery	MA	-106.00	-26.03
PETM_recovery	MA	-106.30	-25.86
PETM_recovery	MA	-106.60	-24.39
PETM_recovery	MA	-106.90	-20.50
PETM_recovery	MA	-107.10	-26.37
PETM_recovery	MA	-107.30	-24.41
PETM_recovery	MA	-107.60	-23.70
PETM_recovery	MA	-107.90	-22.28
PETM_recovery	MA	-108.20	-24.18
PETM_recovery	MA	-108.50	-23.36
PETM_recovery	MA	-108.90	-23.81
PETM_recovery	MA	-109.20	-24.24
PETM_recovery	MA	-109.50	-24.93
PETM_recovery	MA	-109.80	-25.27
PETM_recovery	MA	-110.30	-24.46
PETM_recovery	MA	-110.60	-24.48
PETM_recovery	MA	-111.20	-25.75
PETM_recovery	MA	-111.40	-25.71
PETM_recovery	MA	-111.90	-24.92
PETM_recovery	MA	-112.20	-25.82

	H	-20.95	-26.55
	H	-21.13	-26.60
	H	-21.19	-26.90
	H	-21.27	-26.56
	H	-21.33	-26.42
	H	-21.39	-26.48
	H	-21.45	-26.36
	H	-21.51	-26.69
	H	-21.57	-26.44
	H	-21.63	-26.35
	H	-21.71	-26.71
	H	-21.79	-26.80
	H	-21.85	-26.89
	H	-21.91	-26.93
	H	-21.99	-26.72
	H	-22.05	-27.03
	H	-22.11	-26.84
	H	-22.15	-27.01
	H	-22.25	-26.71
	H	-22.35	-26.25
	H	-22.59	-26.89
	H	-22.65	-26.71
	H	-22.69	-26.39
	H	-22.73	-26.62
	H	-22.81	-26.23
	H	-22.87	-26.45
	H	-22.93	-26.46
	H	-22.99	-26.38
	H	-23.03	-26.67
	H	-23.11	-26.51
	H	-23.17	-26.54
	H	-23.23	-25.44
	H	-23.31	-26.30
	H	-23.41	-26.44
	H	-23.47	-26.63
	H	-23.51	-26.99
	H	-23.55	-26.85
	H	-23.61	-26.13
	H	-23.65	-27.33
	H	-23.71	-27.19
	H	-23.77	-26.86
	H	-23.83	-26.27
	H	-23.89	-26.18
	H	-23.95	-26.39
	H	-24.01	-26.63
	H	-24.09	-26.73
	H	-24.21	-26.52
	H	-24.27	-26.47
	H	-24.31	-26.67
	H	-24.37	-26.68
	H	-24.43	-26.64
	H	-24.47	-26.57
	H	-24.53	-26.46
	H	-24.59	-26.36
	H	-24.61	-26.56
	H	-24.67	-26.22
	H	-24.71	-26.95
	H	-24.73	-26.03
	H	-24.79	-26.22
	H	-24.83	-26.38
	H	-24.85	-26.87
	H	-24.91	-26.46
	H	-24.93	-26.70
	H	-24.99	-26.42
	H	-25.09	-26.22
	H	-25.15	-26.74

PETM_recovery	MA	-112.75	-25.01
PETM_recovery	MA	-114.10	-25.42
PETM_recovery	MA	-114.20	-24.19
M&C	NS	-4.75	-21.72
M&C	NS	-7.00	-21.54
M&C	NS	-8.75	-21.93
M&C	NS	-10.50	-22.75
M&C	NS	-12.50	-21.76
M&C	NS	-14.50	-21.09
M&C	NS	-16.50	-21.09
M&C	NS	-19.50	-21.75
Indet	NS	-22.50	-20.87
Indet	NS	-25.50	-21.03
Indet	NS	-28.20	-22.64
Indet	NS	-31.43	-22.99
Indet	NS	-32.55	-24.30
Indet	NS	-33.43	-25.44
EECO	NS	-34.10	-25.13
EECO	NS	-34.85	-26.06
EECO	NS	-35.45	-26.08
EECO	NS	-36.15	-25.70
EECO	NS	-36.80	-26.26
EECO	NS	-37.15	-26.21
EECO	NS	-37.80	-26.16
EECO	NS	-38.45	-25.85
EECO	NS	-39.15	-25.88
EECO	NS	-39.80	-26.09
EECO	NS	-40.45	-25.90
EECO	NS	-41.05	-26.16
EECO	NS	-41.65	-26.27
EECO	NS	-42.25	-26.16
EECO	NS	-42.85	-26.26
EECO	NS	-43.45	-26.01
EECO	NS	-44.10	-26.48
EECO	NS	-44.80	-25.84
EECO	NS	-45.13	-26.30
EECO	NS	-45.85	-26.32
EECO	NS	-46.50	-26.32
EECO	NS	-47.15	-25.94
EECO	NS	-47.75	-26.32
EECO	NS	-48.40	-26.79
EECO	NS	-49.03	-27.47
EECO	NS	-49.65	-25.61
EECO	NS	-50.25	-25.98
EECO	NS	-50.85	-26.11
M&C_post-LLTM	SMx	6.95	-20.99
M&C_post-LLTM	SMx	6.58	-20.27
M&C_post-LLTM	SMx	5.93	-20.68
M&C_post-LLTM	SMx	5.45	-18.16
M&C_post-LLTM	SMx	5.00	-18.69
M&C_post-LLTM	SMx	4.82	-18.46
M&C_post-LLTM	SMx	4.42	-19.00
M&C_LLTM	SMx	4.08	-23.55
M&C_LLTM	SMx	3.86	-21.08
M&C_pre-LLTM	SMx	3.76	-20.48
M&C_pre-LLTM	SMx	3.52	-17.94
M&C_pre-LLTM	SMx	3.08	-19.69
M&C_pre-LLTM	SMx	2.47	-18.20

	H	-25.17	-26.64
	H	-25.21	-26.16
	H	-25.23	-26.50
	H	-25.27	-26.67
	H	-25.29	-26.18
	H	-25.33	-24.65
	H	-25.35	-26.29
	H	-25.39	-26.93
	H	-25.45	-26.10
	H	-25.51	-26.29
	H	-25.53	-26.60
	H	-25.55	-26.82
	PAN	-2.25	-26.97
	PAN	-3.46	-26.38
	PAN	-5.68	-26.83
	PAN	-7.64	-26.60
	PAN	-9.54	-26.85
	PAN	-13.99	-26.51
	PAN	-15.52	-27.01
	PAN	-17.54	-26.47
	PAN	-18.54	-27.19
	PAN	-20.64	-27.43
	PAN	-21.55	-26.66
	PAN	-23.55	-27.20
	PAN	-25.50	-27.25
	PAN	-27.50	-26.81
	PAN	-28.05	-26.88
	PAN	-29.59	-27.36
	PAN	-31.13	-27.10
	PAN	-31.22	-27.32
	PAN	-31.55	-27.35
	PAN	-33.55	-26.46
	PAN	-34.05	-26.76
	PAN	-34.65	-25.68
	PAN	-36.65	-26.29
	PAN	-37.54	-26.39
	PAN	-37.97	-26.58
	PAN	-39.53	-26.80
	PAN	-41.45	-26.85
	PAN	-43.55	-27.00
	PAN	-45.55	-26.46
	PAN	-47.65	-27.25
	PAN	-49.06	-26.23
	PAN	-49.55	-26.56
	PAN	-50.86	-26.30
	PAN	-51.55	-26.88
	PAN	-51.93	-26.50
	PAN	-52.59	-27.01
	PAN	-53.45	-25.98
	PAN	-54.03	-27.39
	PAN	-55.95	-27.10
	PAN	-57.30	-27.45
	PAN	-61.55	-26.69
	PAN	-62.55	-27.25
	PAN	-63.03	-27.13
	PAN	-64.03	-27.17
	PAN	-65.55	-26.51
	PAN	-65.55	-26.51

CAC : Cachan ; CM : Cuise-la-Motte ; IM : Isles-les-Meldeuses ; LT : Le Tillet ; MA : Maisse ; NS : Neuilly-sur-Seine ; SMx : Saint-Maximin ; SM : Septmonts ; Th : Therdonne ; TM : Trocy-en-Multien ; US : Ussy-sur-Marne ; VZ : Vierzy ; H : Havré ; PAN : Mont-Panisel

Title: The early-to-middle Eocene (Ypresian to Bartonian) in the Paris Basin (France) and Mons Basin (Belgium): A record of hyperthermal events and climate impacts on sedimentary dynamics in coastal to continental environments

Keywords: Hyperthermal events, Eocene, continental weathering, clay minerals, organic carbon isotopes.

Abstract: In the Paris Basin, many socio-economic challenges are closely linked to the subsurface, particularly the Cenozoic cover. These challenges include water and mineral resources, as well as geotechnical risks. Tackling these issues requires a detailed understanding of the sedimentary record, involving studies with a high spatial and stratigraphic resolution. These studies help us better understand the geodynamic processes that control the formation, transport, deposition, and variability of sediments. Climate, in particular, plays a crucial role in regulating weathering and erosion processes, which lead to the production and transport of sediments. Therefore, understanding these climate processes is essential for deciphering the dynamics and infilling of sedimentary basins.

The Eocene epoch (56 to 34 million years ago) represents the warmest period of the Cenozoic, characterised by high atmospheric CO_2 levels and short, intense warming events (hyperthermal events), which are thought to be similar to modern climate warming. Despite the historical significance of the Paris and Belgian Basins in defining this period, they remain relatively poorly studied in terms of palaeoclimate. While some Eocene hyperthermal events have been identified in these basins, their potential impacts on sedimentation are still not well understood.

This study, which is part of the BRGM's RGF Paris Basin project, aims to (1) document the record of Eocene hyperthermal events in the Paris Basin and the Mons Basin (Belgium), and (2) investigate how these events influenced sedimentation in coastal and continental environments, which are particularly sensitive to climate change. The main methods used include carbon isotope analysis of sedimentary organic matter to identify hyperthermal events, and clay mineralogy to reconstruct past weathering conditions.

The high-resolution study of five boreholes and six outcrops from the Paris Basin, as well as two boreholes (one drilled as part of this PhD) from the Mons Basin, allowed us to (1) clarify the PETM, EECO, and MECO records in the Paris Basin; (2) identify the LLTM for the first time in the Paris Basin and in a coastal setting; and (3) characterise the PETM, ETM2, and EECO in the Mons Basin. In a context where large-scale tectonic deformations control major trends, isotopic and mineralogical data from this study indicate that intense weathering favours siliciclastic-dominated sedimentation, while weaker weathering promotes carbonate to evaporite deposition.

The PETM, EECO, and MECO are linked to enhanced weathering and runoff conditions. The PETM, in particular, is marked by the transformation of smectite to kaolinite in weathering profiles that developed at the same time as sediment deposition. This suggests that the delay between clay formation in soils, its transport and preservation in coastal and continental environments is shorter than previously thought. In these proximal settings, factors such as palaeogeography, hydrodynamics, and neoformation processes can influence the distribution of clay assemblages, potentially introducing bias that could hinder the interpretation of the terrigenous signal in terms of climate. This has been observed here for the EECO. Low-weathering periods, such as the LLTM, intensify complex processes of early dolomite and fibrous clay formation, driven by microbial activity and soil development in coastal environments.

Titre : Enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène inférieur et moyen (Yprésien à Bartonien) dans le Bassin parisien (France) et le Bassin de Mons (Belgique) : Impact climatique sur la dynamique sédimentaire en milieu littoral à continental

Mots clés : Evènements hyperthermiques, Eocène, altération continentale, minéraux argileux, isotopie du carbone organique.

Résumé : Dans le Bassin parisien, de nombreux enjeux socio-économiques dépendent du sous-sol et particulièrement de la couverture cénozoïque : ressources aquifères et minérales, aléas et risques géotechniques, etc. Répondre à ces problématiques nécessite une connaissance fine de l'enregistrement sédimentaire, impliquant des études à haute résolution spatiale et stratigraphique, qui permettent la compréhension des processus géodynamiques gouvernant la formation, le transport, le dépôt et l'hétérogénéité des sédiments. Les processus climatiques contrôlent en particulier les mécanismes d'altération et d'érosion conduisant à la production et au transport des sédiments. Leur connaissance est donc de première importance pour comprendre la dynamique et le remplissage des bassins sédimentaires.

L'Eocène (56 à 34 millions d'années) représente la période la plus chaude du Cénozoïque, marquée par une concentration en CO_2 atmosphérique élevée et des évènements de réchauffement brefs et intenses (évènements hyperthermiques), considérés comme analogues au réchauffement climatique moderne. Bien qu'historiques pour la définition de cette période, les Bassins parisien et belge restent peu étudiés en termes de paléoclimat. Si certains des évènements hyperthermiques éocènes y ont été identifiés, leurs potentiels impacts sur la sédimentation restent cependant mal contraints.

L'objectif de ce travail, qui s'inscrit dans le cadre du chantier RGF Bassin parisien du BRGM, est (1) de caractériser l'enregistrement des évènements hyperthermiques de l'Eocène dans le Bassin parisien et le Bassin de Mons (Belgique) ; et (2) d'évaluer l'impact de ces évènements sur les conditions de sédimentation dans des environnements littoraux à continentaux, particulièrement sensibles aux changements climatiques. Les principales méthodes mises en œuvre sont l'isotopie du carbone de la matière organique dispersée dans les sédiments, utilisée afin d'identifier les évènements hyperthermiques, et la minéralogie des argiles, permettant de remonter aux conditions d'altération.

L'étude à haute résolution de 5 forages et 6 affleurements du Bassin parisien, ainsi que de 2 forages (dont un réalisé au cours de la thèse) du Bassin de Mons permet (1) de préciser l'enregistrement du PETM, de l'EECO et du MECO dans le Bassin parisien ; (2) d'identifier le LLTM, pour la première fois dans le Bassin parisien et en milieu littoral ; et (3) de caractériser le PETM, l'ETM2 et l'EECO dans le Bassin de Mons. Dans un contexte général où les grandes tendances sont contrôlées par des déformations tectoniques à grande longueur d'onde, les données isotopiques et minéralogiques issues de ce travail montrent que, pendant les périodes les plus hydrolysantes, une sédimentation silicoclastique est favorisée, tandis que les périodes peu hydrolysantes sont plus propices à un système sédimentaire carbonaté à évaporitique.

Le PETM, l'EECO et le MECO sont associés à des conditions d'hydrolyse et de ruissellement intenses. Le PETM est notamment marqué par des gradients de transformation entre smectite et kaolinite, qui ont lieu dans les profils d'altération contemporains de la sédimentation. L'existence de ces processus met en évidence que le délai entre la formation des argiles au cours de la pédogenèse, leur remobilisation, et leur enregistrement dans les environnements côtiers à continentaux est plus court que celui généralement admis. Dans ces environnements proximaux, la paléogéographie, l'hydrodynamisme et les processus de néoformation peuvent influencer la distribution des assemblages argileux et ainsi introduire des biais préjudiciables à une lecture trop directe du message terrigène en termes d'interprétation climatique, ce qui a pu être ici documenté pour l'EECO. Les périodes de faible hydrolyse comme le LLTM exacerbent des processus complexes de formation précoce de dolomite et d'argiles fibreuses, influencés par l'activité microbienne et la pédogenèse dans les environnements côtiers.