



**HAL**  
open science

# Caractérisation des hétérogénéités réservoirs dans les carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris : Liens entre faciès sédimentaire, diagénèse et propriétés pétrophysiques

Kévin Moreau

► **To cite this version:**

Kévin Moreau. Caractérisation des hétérogénéités réservoirs dans les carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris : Liens entre faciès sédimentaire, diagénèse et propriétés pétrophysiques. Sciences de la Terre. Université Paris-Saclay, 2023. Français. NNT : 2023UPASJ014 . tel-04160716

**HAL Id: tel-04160716**

**<https://theses.hal.science/tel-04160716>**

Submitted on 12 Jul 2023

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

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

# Caractérisation des hétérogénéités réservoirs dans les carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris : Liens entre faciès sédimentaire, diagenèse et propriétés pétrophysiques

*Characterization of reservoir heterogeneities in Cenozoic continental  
carbonates of the Paris Basin: Links between sedimentary facies,  
diagenesis and petrophysical properties*

## Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n° 579 Sciences mécaniques et énergétiques,  
matériaux et géosciences (SMEMaG)  
Spécialité de doctorat : Géosciences  
Graduate School : Géosciences, climat, environnement et planètes.  
Réfèrent : Faculté des sciences d'Orsay

Thèse préparée dans l'unité de recherche **GEOPS**, (Université Paris-Saclay, CNRS)  
sous la direction de **Benjamin BRIGAUD**, professeur,  
et le co-encadrement de **Simon ANDRIEU**, ingénieur BRGM

Thèse soutenue à Paris-Saclay, le 20 avril 2023, par

**Kévin MOREAU**

## Composition du Jury

Membres du jury avec voix délibérative

<b>Jocelyn BARBARAND</b> Professeur, Université Paris-Saclay	Président
<b>François FOURNIER</b> Maître de conférences, HDR, Aix-Marseille Université	Rapporteur/Examineur
<b>Emmanuelle VENNIN</b> Professeure, HDR, Université de Bourgogne	Rapporteuse/Examinatrice
<b>François GUILLOCHEAU</b> Professeur, Université Rennes 1	Examineur
<b>Youri HAMON</b> Ingénieur de recherche, IFPEN	Examineur
<b>Guilhem HOAREAU</b> Maître de conférences, Université de Pau et des Pays de l'Adour	Examineur



**Titre :** Caractérisation des hétérogénéités réservoirs dans les carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris : Liens entre faciès, diagenèse et propriétés pétrophysiques

**Mots clés :** Carbonates, Faciès, Diagenèse, Propriétés pétrophysiques, karst, Cénozoïque

**Résumé :** L'intérêt porté aux carbonates continentaux n'a cessé de croître ces dernières années pour leur usage comme réservoir géologique (géothermie, eau, stockage), comme matériaux (pierre de construction) ou pour la géotechnique, notamment dans la métropole du Grand Paris. Cependant, ces carbonates sont très hétérogènes, causant des variations spatiales des propriétés acoustiques ou d'écoulement difficilement prévisibles. Pour mieux prédire ces hétérogénéités, ce travail vise à établir des relations entre les propriétés pétrophysiques, les faciès et la diagenèse des carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris. L'étude multi-approche (sédimentologie, biostratigraphie, diagenèse, géochimie, matière organique) du forage de Maise a permis d'établir une nouvelle coupe sédimentaire de référence pour le sud du bassin, où le cadre stratigraphique était mal contraint. Une nouvelle classification des environnements de dépôt et des faciès est proposée en fonction de leur relation avec le domaine marin. Le lac côtier se marque par l'occurrence de rares incursions marines (Bartonien-Rupélien), tandis que le lac intérieur est totalement déconnecté du domaine marin (Rupélien et Aquitainien). La phase d'aridification de l'Eocène se traduit par le dépôt d'évaporites dans le lac côtier et la formation de calcretes dans le domaine palustre associé. Au contraire, le climat plus tempéré de l'Oligocène et du Miocène implique la formation de faciès microbiens dans le lac intérieur et de faciès palustres peu développés.

La diagenèse est limitée à des recristallisations locales dans les faciès lacustres côtiers, et aux surfaces d'émersion dans les faciès lacustres intérieurs, tandis que des phases de cimentation, de dissolution ou de remplacement modifient les faciès palustres. Une période d'intense karstification et de cimentation est datée par U-Pb de la fin du Rupélien au Chattien. Les carbonates lacustres et palustres karstifiés se sont déposés lors du début de cette phase au Rupélien, démontrant la précocité de la diagenèse dans ces environnements. Cette karstification correspond ensuite à une grande lacune sédimentaire au Chattien en lien avec un soulèvement généralisé du bassin. D'autres phases de cimentation sont enregistrées au Burdigalien et au Messinien lors de périodes de déformation du bassin. Les carbonates continentaux étudiés présentent une grande variabilité de valeurs de porosité (1,7 à 40,5 %) et de perméabilité ( $10^{-3}$  mD à 2 D). À l'échelle de la carotte, la perméabilité est contrôlée par les pores vacuolaires provenant de la dissolution du carbonate et par la cimentation ou non d'une fine épaisseur de calcite isopaque autour des pores. Ces pores se retrouvent principalement dans les carbonates palustres, pour qui les vitesses acoustiques sont anormalement élevées pour une porosité donnée, tandis qu'ils sont rares dans les faciès lacustres, où les vitesses peuvent être anticipées par les modèles prédictifs. Les indices d'émersion aux toits des bancs provoquent une anisotropie verticale et sont à l'origine de drains préférentiels horizontaux à l'échelle de la formation.

**Title :** Characterization of reservoir heterogeneities in Cenozoic continental carbonates of the Paris Basin: Links between facies, diagenesis and petrophysical properties

**Keywords :** Carbonates, Facies, Diagenesis, Petrophysical properties, karst, Cenozoic

**Abstract :** Interest in continental carbonates has been growing in recent years to better define their use in terms of geological reservoir (geothermal, water, storage), materials (building stone) or geotechnics, especially in the Grand Paris metropolis. However, these carbonates are spatially heterogeneous, making predicting the variable acoustic or flow properties difficult. Aiming to apprehend these heterogeneities better, this study establishes relationships between petrophysical properties, facies, and diagenesis of continental carbonates. Multi-approach study (sedimentology, biostratigraphy, diagenesis, geochemistry, organic matter) on the Maise well allowed to establish a new reference sedimentary section of the southern Paris Basin Cenozoic, where the stratigraphic setting was initially poorly constrained. Thanks to basin scale correlations, a new classification of facies and depositional environments is proposed based on their relationship to the marine domain. The coastal lake is marked by rare marine incursions (Bartonian-Rupelian), whereas the inland lake is disconnected from the marine domain (Rupelian and Aquitanian). The Eocene aridification phase caused the deposition of evaporites in the coastal lake and the formation of calcretes in the associated palustrine domain. In contrast, the more temperate climate of the Oligocene and Miocene favoured the deposition of microbial facies in the inland lake and less developed palustrine facies.

The diagenesis is restricted to local recrystallisation in coastal lake facies and emersion surfaces in inland lake facies, while the cementation, dissolution, or replacement modify palustrine facies. U-Pb dates a period of karstification and cementation overlapping the end of the Rupelian and the Chattian. Karstified lacustrine and palustrine carbonates were deposited at the same time as the beginning of the karstification during the Rupelian, demonstrating the earliness of diagenesis in these environments. This karstification also corresponds to a major sedimentary *hiatus* in the Chattian linked to an uplift of the basin. During the basin deformation periods, other cementation phases are recorded in the Burdigalian and Messinian. Continental carbonates show significant variability in porosity (1.7 to 40.5%) and permeability ( $10^{-3}$  mD to 2 D) values. At the plug scale, permeability is controlled by carbonate dissolution resulting in vuggy pores and the possible presence of a thin isopachous calcite surrounding the pores. These pores are mainly found in palustrine carbonates, in which acoustic velocities are abnormally high at a given porosity, all the while rare in lacustrine facies, where predictive models can anticipate velocities. The subaerial indications at the tops of the beds cause vertical anisotropy and result in horizontal preferential drains throughout the formation.

# Avant-propos

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du chantier RGF (chantier du bassin de Paris) piloté par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). L'objectif principal du chantier est de créer des modèles géologiques numériques 3D du Cénozoïque du bassin de Paris peuplés en paramètres hydrogéologiques et pétrophysiques. L'acquisition de nouvelles données de faciès sédimentaires et de pétrophysique sont nécessaires pour proposer des modèles numériques multi-couches, en 3D, avec des informations géologiques référencées et harmonisées (échantillon, faciès, vitesse acoustique, porosité, perméabilité...). Ce travail est le fruit d'une collaboration entre l'Université Paris-Saclay et le BRGM, cadré par la convention de collaboration n°2019-0157 intitulée "Caractérisation des hétérogénéités réservoirs des systèmes carbonatés continentaux - Liens entre faciès sédimentaire, propriété microstructurale, diagenèse et réponse pétrophysique". Le salaire de la thèse a été financé pendant 3 ans et 3 mois à 50% par le programme RGF et 50% par la bourse ministérielle 2019-105. Le BRGM a également participé au financement du fonctionnement du projet. Cette thèse s'est réalisée en collaboration entre les laboratoires franciliens Géosciences Paris-Saclay (GEOPS, Université Paris-Saclay, Orsay), l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP, Université Paris-Cité, Paris), Géosciences Environnement Cergy (GEC, Cergy Paris Université, Cergy) et l'Institut des Sciences de la Terre de Paris (ISTeP, Sorbonne Université, Paris), ainsi que le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM, Orléans).

# Remerciements

Après 3 ans et demi de travail, je suis heureux de pouvoir enfin exprimer ma profonde gratitude envers toutes les personnes qui ont été présentes à mes côtés et m'ont apporté leur précieuse aide tout au long de cette thèse. Leur soutien tant sur le plan mental que physique a été inestimable. Il est essentiel de se rappeler que la réussite d'une thèse ne se réalise pas en solitaire, et ces remerciements en témoignent de manière éloquente.

Bien évidemment, je souhaite tout d'abord adresser mes remerciements les plus sincères à mon directeur, Benjamin et à mon encadrant Simon. Je vous suis extrêmement reconnaissant de m'avoir accordé votre confiance dès les phases de sélection pour le concours de l'école doctorale, alors que nous ne nous connaissions pas encore. Vous m'avez laissé une grande liberté dans la gestion de ma thèse, tout en demeurant à mes côtés pour m'encourager à donner le meilleur de moi-même. Votre écoute attentive et votre présence ont été d'une valeur inestimable pour me motiver durant les périodes de doute. Vous m'avez enseigné la rigueur scientifique, la vie en laboratoire, et bien d'autres choses encore ! Parmi ces personnes qui m'ont encadré, je ne saurais oublier Justine Briaïs, pour son aide précieuse sur la connaissance et la stratigraphie du bassin de Paris. Merci infiniment pour m'avoir soutenu pendant les périodes où ce fut dur pour moi mentalement. Je tiens également à adresser mes sincères remerciements à Cédric Bailly et Jean-Baptiste Regnet pour toute leur aide sur la partie pétrophysique, pour leur perpétuels engouements sur mes résultats, leurs encouragements et conseils. Cédric, j'attends ta revanche après l'ASF !! Je tiens également à remercier Johann Schnyder, Magali Ader et Philippe Robion pour leur implication à ce projet, leur accueil chaleureux dans leurs laboratoires respectifs, ainsi que leur encadrement précieux sur les aspects paléoclimatiques, isotopiques et pétrophysiques de ma thèse. Nos échanges ont été d'une grande richesse pour moi ! Enfin, je tiens à remercier chaleureusement Florence Quesnel pour sa curiosité, ses contacts précieux, et toutes les questions pertinentes qu'elle a soulevées à propos de mon travail, toujours de manière bienveillante et amicale.

Je tiens ensuite à exprimer ma reconnaissance envers mon jury, avec mes deux rapporteurs, Emmanuelle Vennin et François Fournier pour avoir accepté d'évaluer mon travail et de me conseiller sur la stratégie à adopter pour la publication de mes recherches. Merci également à François Guillocheau, Youri Hamon, Guilhem Hoareau et Jocelyn Barbarand pour avoir consacré leur temps à lire attentivement mon manuscrit et pour m'avoir permis de prendre du recul sur mon travail lors de nos échanges scientifiques.

Cette thèse regorge de résultats, et cela n'aurait pas été possible sans l'aide de toutes les personnes que je souhaite remercier maintenant : Tout d'abord, mes deux stagiaires que j'ai eu la chance d'encadrer, Maria Moreno-Soler et Yanis Cherifi. Ce fut un véritable plaisir de partager ces quelques mois avec vous, grâce à votre bonne humeur, votre dévouement et votre sérieux, même sur des sujets complexes ! Vous avez été incroyables, et j'espère que votre avenir se déroulera comme vous l'avez imaginé ! À Frédéric Haurine et ce, pour tellement de choses ! Je te suis reconnaissant pour tes petits sacrifices qui m'ont permis d'analyser tant d'échantillons à l'ICP (même ceux qui sont maudits !), m'expliquer le fonctionnement de la machine, d'organiser quelques apéros et soirées, de m'accueillir chez toi à la fin, et de gérer toute l'organisation technique de ma soutenance ! Mes remerciements vont également aux autres ingénieurs et techniciens du laboratoire GEOPS : Claire Boukari, Valérie Godard, Serge Miska, Julius Nouet pour leur aide, leur travail et leur gentillesse. À Nelly Assayag et Virginia Rojas pour leur aide à l'acquisition des données isotopiques pendant un peu plus d'un mois dans un contexte Covid plus que compliqué ... À Chantal Bourdillon pour son travail sur les foraminifères. Je te suis redevable pour ta générosité et la qualité de ton travail sur ces échantillons si difficiles (pour ne pas dire « pourris »). À Alina Iakovleva pour son expertise sur les dinoflagellés et ses remarques sur mon travail. Et enfin à Didier Merle pour sa contribution à l'identification

des différentes espèces de mollusques et leurs significations paléoécologiques. À Véronique Durand, Thierry Gaillard, Pauline Lavaud, Claude Duperche, Paulo De Sousa et au SIARCE pour m'avoir permis d'avoir accès au forage de Maisse et à la carrière du Bois rond, ainsi qu'à toutes les sociétés d'exploitation qui m'ont autorisé l'accès à leurs carrières : a2c-matériaux, Cemex, Eurovia, Fulchiron, Imerys Ceramic France, Lafarge Holcim, SMBP. À Georgette Raboux, Mylène Viard et Kim pour votre indescriptible soutien sur la partie administrative !!!!

Ensuite, je souhaite remercier toutes les personnes avec qui j'ai pu discuter et qui m'ont aidé sur différents aspects au cours de cette thèse : Pierre Agrinier, Antonio Benedicto, Thomas Blaise, Alexandra Courtin, Eglantine Husson, Damien Huygues, Emmanuel Léger, Rémi Marsac, Hélène Massol, Yves Missenard, Pierre Pellenard, Cécile Quantin, Xavier Quidelleur, Bertrand Saint-Bézar, Antoine Séjourné, Olivier Serrano et Mathilde Zebracki. Je tiens à adresser un message particulier à Mathilde pour ses conseils, ses questions et ses remarques extrêmement pertinentes qui ont établi des liens entre mon travail et les problématiques de l'uranium en Île-de-France, et qui m'ont permis de prendre du recul sur mes travaux. Tes mots résonnent encore en moi : "Une thèse n'est pas un sprint, c'est un marathon !" Et comment pourrais-je oublier Carine Lézin ! (Oui, je l'ai déjà fait par le passé, mais j'ai appris de mes erreurs !!). Je te suis infiniment reconnaissant pour ton implication depuis mon stage de Master, pour toutes tes petites attentions et tes conseils, pour ta bienveillance à mon égard, et pour m'avoir soutenu et encouragé à distance dans ma poursuite de la voie scientifique et de la recherche !

Je finis mon tour scientifique en faisant une dédicace à tous les doctorants et post-doctorants que j'ai pu côtoyer où que j'aie pendant ces années : Agathe, Alexis, Alice, Claire, Cyril, Diana, Fares, Gaël, Hadrien, Hugo, Jamal, Jean, Léopold, Loïc, Louise D., Louise L., Maher, Margaux, Mathilde, les Maximes, Nicolas, Oriane, Perrine, Quentin, Sarah, Solène, Stephen, Tarik, Titouan, et Virgile. Je remercie particulièrement Louise, Quentin, Hadrien et Maxime V., qui, soyons honnête, m'ont servi de guide « à leur dépend ». Sans vous, j'aurais sûrement mis beaucoup plus de temps pour finaliser ma thèse... Également, un gros merci à Margaux et Alexis pour leur accueil dès mes premiers jours de thèse, pour tous leurs conseils et retours d'expérience de leur thèse ; à Louise et Quentin pour les soirées secrètes lors du confinement, pour ces discussions de ras-le-bol, et pour m'avoir offert un lit quand j'en avais besoin ! ; à ma team CESFO pour cette fidélité à se retrouver tous les midis et goûter pour dire n'importe quoi.

Je terminerai par mes proches, en commençant par Tom et Marie qui ont continué à prendre de mes nouvelles et de me soutenir depuis mon départ du Mans. Vous avez toujours été là depuis notre première année universitaire et cela me fait chaud au cœur ! Je remercie également la famille Tesfa pour leur gentillesse et leur soutien pendant ces 3 années. Et puis il me reste à dire merci à ma famille : mes parents pour leur confiance en moi et pour m'avoir permis de suivre les études que je voulais ; mes frères pour leur soutien, même s'ils ne comprenaient pas vraiment ce que j'étais en train de faire ; ainsi que mes grands-parents, cousins, tonton-tata pour leur présence et leur encouragements !

J'ai essayé d'être concis dans cette partie dédiée aux remerciements ; cela n'a pas toujours été le cas comme en témoigne la taille de ce document ! Je souhaite à tous les lecteurs une agréable et enrichissante lecture de cette thèse (et de la volonté si vous voulez tout lire).

# TABLE DES MATIERES

## Introduction générale

1. LES CARBONATES CONTINENTAUX : LEURS INTERETS ET LEURS PROBLEMATIQUES .....	1
2. LES CARBONATES CONTINENTAUX DU CENOZOÏQUE DU BASSIN DE PARIS .....	6
3. PLAN DU MANUSCRIT.....	14

## Chapitre 1 : État des connaissances et contexte général

1. ÉTAT DES CONNAISSANCES.....	17
1.1 <i>Comment se répartissent les faciès de carbonates continentaux dans un contexte intracratonique et quels sont les impacts conjugués de la tectonique, du climat et des fluctuations du niveau marin sur leur spatialisation et sur la production carbonatée ?</i> .....	17
1.1.1 Modèles de dépôts des carbonates lacustres-palustres .....	17
1.1.2 Principe de la stratigraphie séquentielle appliquée aux carbonates continentaux.....	21
1.1.3 Synthèse sur la problématique concernant l'hétérogénéité des faciès des carbonates continentaux .....	22
1.2 <i>Peut-on prédire dans le temps et l'espace la diagénèse des carbonates continentaux ? Comment distinguer les phases diagénétiques précoces et tardives et comment modifient-elles spatialement le sédiment ? Quels sont les moteurs de la circulation des fluides diagénétiques dans un bassin ?</i> .....	22
1.2.1 Caractéristiques des zones diagénétiques : origine des fluides et âge de la diagénèse .....	22
1.2.2 Le problème de l'âge de la dissolution des carbonates.....	24
1.2.3 Le cas de la silicification.....	24
1.2.4 Synthèse sur la problématique concernant l'hétérogénéité diagénétique des carbonates continentaux ..	26
1.3 <i>Quels sont les impacts respectifs des faciès et des phases diagénétiques sur les propriétés pétrophysiques des carbonates continentaux ? Peut-on prédire ces variations de propriétés pétrophysiques ?</i> .....	26
1.3.1 La porosité dans les carbonates .....	27
1.3.2 Facteurs de contrôle sur les propriétés d'écoulement.....	29
1.3.3 Facteurs de contrôle sur les propriétés élastiques .....	32
1.3.4 Les propriétés pétrophysiques dans les carbonates continentaux .....	37
1.3.5 Synthèse sur la problématique concernant les hétérogénéités pétrophysiques des carbonates continentaux.....	38
2. CONTEXTE GEOLOGIQUE DU CENOZOÏQUE DU BASSIN DE PARIS .....	39
2.1 <i>Contexte géodynamique</i> .....	39
2.2 <i>Contexte lithostratigraphique, biostratigraphique et paléoenvironnemental</i> .....	39
2.2.1 Le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur (Thanétien-Yprésien) .....	41
2.2.2 L'Eocène moyen (Lutétien et Bartonien).....	50
2.2.3 L'Eocène supérieur (Priabonien) .....	57
2.2.4 L'Oligocène inférieur (Rupélien).....	64
2.2.5 Le Miocène inférieur (Aquitainien et Burdigalien) .....	71
2.2.6 Les <i>hiatus</i> sédimentaires du Cénozoïque dans le bassin de Paris .....	75
2.3 <i>Contexte séquentiel</i> .....	77
2.3.1 Le cycle de l'Yprésien (Eocène inférieur).....	79
2.3.2 Le cycle du Lutétien (Eocène moyen).....	79
2.3.3 Le cycle du Bartonien-Priabonien (Eocène moyen-supérieur) .....	82
2.3.4 Le cycle du Priabonien-Rupélien (Eocène supérieur-Oligocène inférieur) .....	85
2.3.5 Le cycle du Miocène-Pliocène .....	86



2.4	Contexte paléo-climatique .....	87
2.5	Transformations diagénétiques notables des carbonates du bassin de Paris .....	91
2.5.1	Les ciments de calcite.....	91
2.5.2	La dolomitisation.....	92
2.5.3	La silicification .....	93
2.5.4	La karstification .....	95

## Chapitre 2 : Matériels et méthodes

1.	<b>PETROGRAPHIE SEDIMENTAIRE ET STRATIGRAPHIE</b> .....	99
2.	<b>ÉTUDES BIOSTRATIGRAPHIQUES ET PALEOCLIMATIQUES DU FORAGE DE MAÏSSE</b> .....	103
2.1	Étude biostratigraphique.....	103
2.2	Pyrolyse RockEval, isotopie stable du carbone et de l'oxygène et minéralogie des argiles.....	103
3.	<b>ÉTUDES DIAGENETIQUES</b> .....	104
3.1	Études pétrographiques et minéralogiques .....	104
3.2	Isotopie stable du carbone et de l'oxygène des ciments de calcite .....	104
3.3	Analyses par un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif haute résolution couplé à un système d'ablation laser (Laser Ablation – High Resolution – Induced Coupled Plasma – Mass Spectrometer - LA-HR-ICP-MS).....	104
3.3.1	Analyses de la composition en terres rares.....	104
3.3.2	Datation U-Pb des ciments de calcite par LA-ICP-MS.....	109
4.	<b>ÉTUDES PETROPHYSIQUES</b> .....	114
4.1	Préparation des carottes.....	114
4.2	Mesures de la porosité .....	115
4.3	Mesures de la perméabilité .....	115
4.4	Mesures de la vitesse de propagation des ondes acoustiques .....	116
4.5	Calculs de la dispersion des données acoustiques.....	116
4.6	Modélisation de l'impact des fissures sur les vitesses acoustiques .....	118
4.7	Modélisation de l'impact des géométries des pores : Équations de David and Zimmerman (2011) .....	118

## Chapitre 3 : Répartition des faciès carbonatés continentaux, environnements de dépôts et production carbonatée

1.	<b>RESUME ETENDU DU CHAPITRE</b> .....	123
2.	<b>ARTICLE 1: FACIES DISTRIBUTION AND DEPOSITIONAL CYCLES IN LACUSTRINE AND PALUSTRINE CARBONATES: THE LUTETIAN–AQUITANIAN RECORD IN THE PARIS BASIN</b> .....	125
1.	INTRODUCTION.....	127
2.	GEOLOGICAL SETTING .....	129
3.	METHODS AND MATERIAL STUDIED.....	134
4.	RESULTS: DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS AND SEDIMENTARY FACIES.....	136
4.1	Facies association FA1 Open-marine inner platform.....	144
4.2	Facies association FA2 Restricted marine inner platform .....	144
4.3	Facies association FA3 Coastal Lake.....	145
4.4	Facies F4 Floodplain .....	151

4.5	<i>Facies association FA5 Palustrine environment</i> .....	151
4.6	<i>Facies association FA6 Inland lake</i> .....	155
5.	STRATIGRAPHIC SEQUENCES, FACIES DISTRIBUTION AND PALAEOENVIRONMENTAL EVOLUTION.....	160
5.1	<i>Lutetian– lower Bartonian LB cycle: Isolation of the carbonate platform</i> .....	160
5.2	<i>Lower Bartonian to Middle Priabonian BP cycle: from an estuarine to a carbonate-evaporitic lacustrine system</i> .....	1614
5.3	<i>Middle Priabonian to upper Rupelian PO cycle: from coastal lakes to inland lakes</i> .....	166
5.4	<i>Miocene A cycle, a lake on a low energy microbial asymmetric lacustrine–palustrine margin</i> ....	167
6.	DISCUSSION .....	169
6.1	<i>Marine and tectonic influences on palaeoenvironments and sedimentary geometries</i> .....	169
6.2	<i>Carbonate palaeoenvironment classification at the transition between marine and non-marine domains</i> .....	171
6.2.1	The coastal lacustrine system.....	172
6.2.2	The inland lacustrine system .....	173
7.	CONCLUSIONS .....	175
8.	ACKNOWLEDGEMENTS .....	177

## Chapitre 4 : Le forage de Maisse, étude biostratigraphique couplée aux reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques

1.	RESUME ETENDU DU CHAPITRE.....	179
2.	<b>ARTICLE 2: MANIFESTATION OF PALEOGENE CLIMATE CHANGES IN THE CONTINENTAL SEDIMENTARY RECORD OF THE SOUTHERN PARIS BASIN: A MULTI-PROXY STUDY OF THE MAISSE SECTION (ESSONNE, FRANCE)</b> .....	181
1.	INTRODUCTION.....	183
2.	GEOLOGICAL CONTEXT .....	185
3.	MATERIALS AND METHODS .....	189
3.1	<i>Core description, Petrography, and sequence stratigraphy</i> .....	189
3.2	<i>Micropaleontology</i> .....	190
3.3	<i>Organic study</i> .....	190
3.4	<i>XRD clay minerals analyses</i> .....	191
3.5	<i>Stable isotopes analyses (<math>\delta^{13}\text{C}</math> and the <math>\delta^{18}\text{O}</math>)</i> .....	191
4.	RESULTS.....	192
4.1	<i>Facies and depositional environments</i> .....	192
4.1.1	Facies Association FA1 Marine inner platform .....	199
4.1.2	Facies Association FA2 restricted marine platform .....	199
4.1.3	Facies Association FA3 coastal lake .....	201
4.1.4	Facies Association FA4 floodplain and channel .....	204
4.1.5	Facies Association FA5 palustrine domain .....	204
4.1.6	Facies Association FA6 inland lake .....	205
4.2	<i>Depositional sequences and sedimentary discontinuities</i> .....	206
4.3	<i>Organic matter study</i> .....	208
4.4	<i>Clays assemblages</i> .....	213
4.5	<i>Stable isotopes</i> .....	216
5.	DISCUSSIONS.....	218
5.1	<i>Stratigraphic framework</i> .....	218
5.1.1	Paleocene-Early Eocene (Ypresian) .....	218

5.1.2	Middle Eocene (Lutetian) .....	218
5.1.3	Middle Eocene (Bartonian).....	219
5.1.4	Late Eocene (Priabonian).....	220
5.1.5	Early Oligocene (Rupelian) .....	220
5.2	<i>Diagenetic overprint on isotopic values?</i> .....	221
5.3	<i>Climatic events record in the Maise locality</i> .....	222
5.3.1	The Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) and the Early Eocene Climatic Optimum (EECO) .....	222
5.3.2	The Mid-Eocene Climatic Optimum (MECO) and the long-term cooling of the Eocene.....	225
5.3.3	Eocene-Oligocene Transition (EOT).....	226
6.	CONCLUSION.....	228
7.	ACKNOWLEDGMENTS.....	229

## Chapitre 5 : La diagénèse des carbonates continentaux : origines et âges des circulations des fluides diagénétiques

1.	<b>RESUME ETENDU DU CHAPITRE</b> .....	233
2.	<b>ARTICLE 3: REVIEW OF THE EARLY AND LATE DIAGENETIC PROCESSES IN MARINE, PALUSTRINE AND LACUSTRINE CARBONATES: EXAMPLE FROM THE CENOZOIC OF THE PARIS BASIN (FRANCE)</b> .....	235
1.	INTRODUCTION.....	237
2.	GEOLOGICAL CONTEXT .....	239
3.	METHODS .....	241
3.1	<i>Sampling and petrographic study of diagenesis</i> .....	241
3.2	<i>Carbon and oxygen isotope measurements</i> .....	242
3.3	<i>In-situ U-Pb dating</i> .....	242
4.	RESULTS.....	245
4.1	<i>Petrography of cements</i> .....	245
4.1.1	Modification of the sediment by pedogenic processes.....	245
4.1.2	Anisopachous calcite cements .....	248
4.1.3	Isopachous calcite cements.....	248
4.1.4	Drusy calcite cements.....	249
4.1.5	Replacement .....	251
4.2	<i>U-Pb ages</i> .....	256
5.	ABSOLUTE AND RELATIVE DATING OF DIAGENETIC PROCESSES.....	258
5.1	<i>Marine environments</i> .....	258
5.2	<i>Coastal lake environment</i> .....	259
5.3	<i>Palustrine environment</i> .....	263
5.4	<i>Inland lacustrine-palustrine environment</i> .....	264
6.	DISCUSSION .....	265
6.1	<i>Paleoenvironmental control on diagenesis in marine to inland carbonates</i> .....	265
6.2	<i>Timing and spatialisation of late diagenetic transformations in continental carbonates</i> .....	266
7.	CONCLUSION.....	272
8.	COMPOSITION EN TERRES RARES DES CIMENTS DE CALCITE.....	273
8.1	<i>Résultats</i> .....	273
8.2	<i>Interprétations des spectres de terres rares</i> .....	279
8.2.1	L'anomalie positive en cérium.....	279
8.2.2	L'anomalie positive en Lanthane .....	279

## Chapitre 6 : Datation de la karstification du Calcaire d'Etampes

1. RESUME ETENDU DU CHAPITRE.....	285
2. <b>ARTICLE 4: EVIDENCE FOR EARLY KARSTIFICATION IN RUPELIAN PALUSTRINE AND LACUSTRINE CARBONATES BY IN-SITU U-Pb DATING OF CALCITE CEMENTS</b> .....	287
1. INTRODUCTION.....	288
2. GEOLOGICAL SETTINGS.....	291
3. METHODS AND MATERIAL STUDIED.....	292
3.1 Petrographic work.....	292
3.2 In-situ U-Pb dating method.....	293
4. RESULTS.....	295
5. DISCUSSION.....	297
6. CONCLUSION.....	302
7. ACKNOWLEDGEMENTS.....	304

## Chapitre 7 : Propriétés pétrophysiques des carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris : liens avec les faciès et la diagénèse

1. INTRODUCTION .....	309
2. RESULTATS .....	310
2.1 Porosité et types de pores .....	310
2.2 Perméabilité .....	313
2.2.1 Perméabilités mesurées au perméamètre à gaz .....	313
2.2.2 Perméabilités mesurées au perméamètre TinyPerm3 .....	317
2.2.3 Mesures du Poroperm comparées aux mesures du TinyPerm3.....	318
2.2.4 Porosité versus perméabilité.....	319
2.3 Vitesses acoustiques.....	320
2.4 Isotropie et anisotropie des carbonates continentaux .....	323
2.5 Caractéristiques pétrophysiques des assemblages poreux .....	325
2.6 Les empreintes diagénétiques .....	330
3. DISCUSSION .....	340
3.1 Facteurs de contrôles de la porosité et de la perméabilité.....	340
3.1.1 L'influence du faciès et des types de pores.....	340
3.1.2 L'influence de la diagénèse .....	341
3.2 Facteurs de contrôles des propriétés acoustiques.....	344
3.2.1 L'influence des fissures.....	344
3.2.2 L'impact de la minéralogie .....	345
3.2.3 Le rôle des types de pores.....	347
3.3 Liens entre perméabilité et acoustique .....	352
3.4 Origine de l'anisotropie dans les carbonates continentaux .....	352
4. CONCLUSION .....	357

## Chapitre 8 : Discussion générale

1. LIENS ENTRE LES SEQUENCES DE DEPOTS ET LES PROPRIETES PETROPHYSIQUES.....	363
--	-----

2.	<b>VOLUMES ÉLÉMENTAIRES REPRESENTATIFS DES CARBONATES CONTINENTAUX</b> .....	368
2.1	<i>Relations entre les perméabilités des carottes et les données hydrologiques des carbonates continentaux du bassin de Paris</i> .....	368
2.2	<i>Échelles d'investigation des propriétés pétrophysiques des carbonates continentaux</i> .....	369
3.	<b>LA DUALITE LACUSTRE-PALUSTRE EST-ELLE A PRENDRE EN COMPTE POUR LES PROPRIETES RESERVOIRS ?</b>	
	370	

## Conclusion générale

1.	<b>COMMENT SE REPARTISSENT LES FACIES DES CARBONATES CONTINENTAUX ET QUELS SONT LES IMPACTS CONJUGUES DE LA TECTONIQUE, DU CLIMAT ET DES FLUCTUATIONS DU NIVEAU MARIN SUR LEUR SPATIALISATION ET SUR LA PRODUCTION CARBONATEE ?</b> .....	378
2.	<b>PEUT-ON PREDIRE DANS LE TEMPS ET L'ESPACE LA DIAGENESE DES CARBONATES CONTINENTAUX ? COMMENT DISTINGUER LES PHASES DIAGENETIQUES PRECOCES ET TARDIVES ET COMMENT MODIFIENT-ELLES SPATIALEMENT LE SEDIMENT ? QUELS SONT LES MOTEURS DE LA CIRCULATION DES FLUIDES DIAGENETIQUES DANS UN BASSIN ?</b> .....	381
3.	<b>QUELS SONT LES IMPACTS RESPECTIFS DES FACIES ET DE LA DIAGENESE SUR LES PROPRIETES PETROPHYSIQUES DES CARBONATES CONTINENTAUX ? PEUT-ON ENSUITE PREDIRE LES VARIATIONS DE CES PROPRIETES A L'ECHELLE DU BASSIN, DE LA FORMATION OU DU BANC ? QUELLE(S) ECHELLE(S) EST(SONT) LA (LES) PLUS ADEQUATE(S) POUR CARACTERISER LES CARBONATES CONTINENTAUX ?</b> .....	385
4.	<b>PERSPECTIVES</b> .....	389
4.1	<i>Problématique du changement d'échelle et identification des zones perméables</i> .....	389
4.2	<i>Fonctionnement hydrique du lac côtier bartonien-rupélien et analogues actuels</i> .....	390
4.3	<i>La datation U-Pb in-situ des spéléothèmes pour reconstituer l'évolution géomorphologique des bassins sédimentaires ?</i> .....	393
4.4	<i>La question de l'origine de l'uranium</i> .....	393
	<b>REFERENCES</b>	395
	<b>ANNEXES</b>	420



Photographie du lac Eyre (Australie). Sa couleur rose provient de sa forte teneur en sel et de la présence de bactéries halophiles (source : NASA)

# INTRODUCTION GENERALE

Les carbonates continentaux et leurs  
problématiques



# 1. Les carbonates continentaux : leurs intérêts et leurs problématiques

Les carbonates continentaux, ou non-marins, regroupent tous les carbonates développés sous l'influence majeure des eaux météoriques mélangées ou non avec des eaux marines ou des saumures (De Boever et al ; 2017). Ils se forment dans de nombreux environnements soit aquatiques ; comme dans les lacs, les systèmes fluviaux, ou encore les sources hydrothermales ; soit subaériens ; comme dans les karsts, les sols ou les glaciers (Figure Intro-1 ; Alonso-Zarza and Wright, 2010a et b ; Frisia and Borsato, 2010 ; Brasier, 2011 ; Capezzuoli et al., 2014 ; Thomazo et al., 2017 ; Arenas-Abad, 2022). Entre les environnements aquatiques et subaériens se mettent en place les carbonates palustres. Ils sont caractérisés par le dépôt d'une boue carbonatée dans une eau douce et montrent les évidences d'une exposition subaérienne (Platt and Wright, 1992). Certains de ces carbonates continentaux sont très atypiques au domaine continental. Nous pouvons par exemple citer les spéléothèmes se développant dans les systèmes karstiques (stalactites, stalagmites ...), les tufa et les travertins formés par la sursaturation en calcium d'eaux de surface ou hydrothermales respectivement, ou encore les calcrètes, résultant de la cimentation et de l'introduction du carbonate de calcium dans les sols, les sédiments ou le substratum rocheux, où les eaux souterraines deviennent saturées en carbonate de calcium (Wright and Tucker, 1991 ; Frisia and Borsato, 2010 ; Capezzuoli et al., 2014).

Ces carbonates continentaux peuvent être utilisés pour de nombreuses applications sociétales pour leur qualité en tant que matériaux de construction (notamment pierres ornementales) ou leur qualité réservoir, déterminées par leurs propriétés pétrophysiques telles que leur porosité, leur perméabilité, leur résistance à la fracturation, et leur contenance (eau, or, uranium ou hydrocarbures) (Harrell et al., 2007 ; Herrero and Escavy, 2010 ; Ronchi and Cruciani, 2015). Ils peuvent même représenter des lieux touristiques mondialement connus avec par exemple les travertins de Pamukkale, ou les spéléothèmes décorant les grottes de tous les continents (Simsek et al., 2000). Ils ont également une importance majeure pour les ressources en hydrocarbures (Li, 1995 ; Herlinger et al., 2017) ou en eau (Bakalowicz, 2005). Les bassins lacustres de l'est et du sud-est de l'Asie ont par exemple permis de produire plus de 20 milliards de barils d'hydrocarbures (Katz and Xingcai, 1998 ; Katz, 2001 ; Herrero and Escavy, 2010). Le bassin de Songliao, en Chine, est par ailleurs l'un des plus prolifiques champs pétroliers non-marin au monde avec ses 13,6 milliards de tonnes d'hydrocarbures (Herrero and Escavy, 2010). Le bassin de Campos, au large du Brésil, est quand-à-lui reconnu comme le plus grand gisement pétroliers géants récemment découverts, où 85% de la roche mère est composée de schistes et marnes d'origine lacustre (Herrero and Escavy, 2010 ; Godoi and dos Santos Matai, 2021). La province est déjà responsable d'environ 70 % de l'extraction pétrolière totale du Brésil, ce qui représente 2,739 millions de barils par jour (Godoi and dos Santos Matai, 2021). Les découvertes de plusieurs gisements pétroliers géants dans des carbonates lacustres en Chine, en Indonésie, ou au large du Brésil, de l'Angola et du Congo ont alors mis en évidence la nécessité de mieux connaître ces carbonates et la variabilité spatiale de leurs propriétés. Ils ont suscité un vif intérêt pour l'exploration et la recherche scientifique sur ces carbonates pour mieux comprendre la formation



et l'évolution des réservoirs qu'ils constituent (Li, 1995 ; Beltrão et al., 2009 ; Katz and Lin, 2014 ; Ronchi and Cruciani, 2015 ; Thompson et al., 2015 ; Wright and Barnett, 2015 ; Herlinger et al., 2017).

L'existence d'un continuum théorique dans les processus de formation des carbonates lacustres et palustres, ou des tufas, travertins, calcrètes et spéléothèmes rend difficile la classification de ces faciès dans le registre fossile (Figure Intro-1 ; Wright and Tucker, 1991 ; Tandon and Andrews, 2001 ; Alonso-Zarza, 2003 ; Brasier, 2011 ; Roche, 2020). De nombreux travaux portant sur ces carbonates ont été menés depuis les années 2000 pour contraindre leur évolution spatiale et pour proposer des classifications (Pedley, 1990 ; Pentecost and Viles, 2007 ; Riding, 2008 ; Dupraz et al., 2011 ; Ronchi and Cruciani, 2015 ; Thompson et al., 2015 ; Wright and Barnett, 2015 ; Claes et al., 2017 ; Saller et al., 2016 ; Török et al., 2017 ; Roche, 2020 ; Favoreto et al., 2021 ; Vennin et al., 2021). Une attention particulière est accordée à la classification et à la compréhension des facteurs de contrôle de la formation des structures microbiennes et des travertins-tufas pour leur potentiel d'être des roches mères et/ou de bons réservoirs (Mercedes-Martin et al., 2014 ; Roche, 2020 ; Vennin et al., 2021 ; Arenas-Abad, 2022 et leurs références). Cette difficulté à classer, décrire et nommer ces carbonates continentaux rend compte de la complexité des processus contrôlant la production et la préservation du carbonate, qui impliquent souvent l'activité simultanée et interdépendante de facteurs abiotiques et biogéniques induits et influencés par l'activité microbienne.

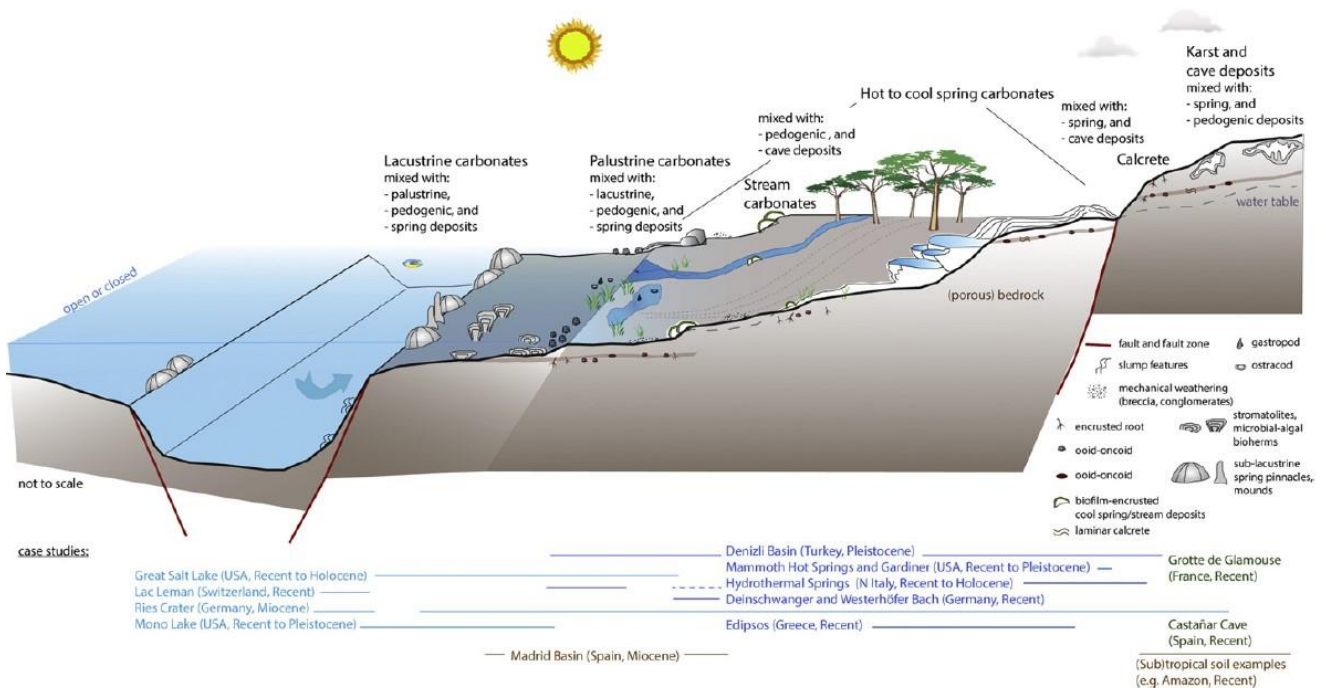


Figure Intro-1. Schéma illustrant la diversité des environnements de dépôts des carbonates continentaux le long d'un profil continental théorique (d'après De Boever et al., 2017.)

Du fait de leur formation sous l'influence d'eaux météoriques, les carbonates continentaux sont très sensibles aux variations hydrologiques, climatiques et tectoniques (Alonso-Zarza and Wright, 2010a). Cette dépendance des carbonates continentaux au climat et à l'hydrologie les rend utiles pour reconstituer les évolutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques du bassin. Toutefois, ces facteurs hydrologiques, climatiques et tectoniques ont comme effets communs de modifier le flux d'eau et l'espace disponible pour la sédimentation (Platt and Wright, 1991 ; Bohacs et al., 2000 ; Alonso Zarza and Wright, 2010). Leurs rôles respectifs sont alors souvent difficiles à distinguer sur la production carbonatée (Alonso-Zarza and Wright, 2010a). La variation de l'accommodation dans le temps et l'espace, couplée aux processus de production et de préservation complexes de ces carbonates, se traduit par une hétérogénéité de leur faciès bien plus importante et moins prédictible que celle que l'on retrouve sur les plates-formes marines (Della Porta, 2015 ; Capezzuoli et al., 2022).

De plus, les carbonates continentaux sont souvent caractérisés par un faible potentiel de préservation (Capezzuoli et al., 2022). L'enregistrement sédimentaire est probablement discontinu, fortement altéré et mal daté du fait des mauvaises conditions de préservations des fossiles. La présence de nombreux *hiatus* sédimentaire et l'absence de fossiles empêchent d'avoir des cadres stratigraphiques précis dans ces carbonates, rendant difficile l'établissement de corrélations à l'échelle des bassins sédimentaires. Des techniques de stratigraphies moins communes basées sur les propriétés magnétiques du sédiment (magnétostratigraphie) ou sur la composition isotopique du carbonates (chimiostratigraphie) sont alors utilisées pour corréler des séries de dépôts à l'échelle du bassin, notamment dans les bassins de rifts ou d'avant-pays (Kostopoulos et al., 2003 ; Lepre et al., 2011 ; Hyland et al., 2017 ; Kelder et al., 2018 ; Pérez-Rivarés et al., 2018 ; Suarez et al., 2018 ; Larrasoña et al., 2020 ; Cao et al., 2021 ; Lettéron et al., 2021). Ces techniques sont toutefois très sensibles à la diagénèse qui peut modifier partiellement ou totalement le signal initial, et ne peuvent donc pas toujours être utilisées. Les géométries de dépôts et la répartition des faciès sont alors souvent compliquées à contraindre dans les systèmes carbonatés continentaux, notamment dans des contextes tectoniquement moins actifs, tels que les bassins intracratoniques (Burke, 1976 ; Picard and High, 1981 ; Freydet and Plaziat, 1982 ; Reading, 1982 ; Ainsworth et al., 2012).

La difficulté à définir les géométries de dépôts à cause du manque d'un cadre stratigraphique précis limite la compréhension de l'influence des paramètres allocycliques (tectonique, climatique ou eustatique) sur la production et la préservation des carbonates et sur la répartition latérale et verticale des faciès à l'échelle d'un bassin.

Ce manque d'informations ne permet pas de prédire la répartition des hétérogénéités d'origine sédimentaire et de contraindre les caractéristiques du réservoir (volume, superficie, ...).

Il se pose également les questions suivantes pour contraindre les hétérogénéités sédimentaires : Comment se répartissent les faciès des carbonates continentaux et quels sont les impacts conjugués de la tectonique, du climat et des incursions marines sur leur spatialisation et sur la production carbonatée ?

Les carbonates continentaux sont également facilement mis en contact avec les eaux de surface après leur formation et sont alors très sensibles à la diagénèse. Celle-ci est responsable de la création et de la destruction de la porosité, dont pratiquement toutes les propriétés pétrophysiques (propriétés d'écoulement, élastiques, mécaniques ...) sont dépendantes (Regnet et al., 2019a). Par leur grande hétérogénéité de faciès, ces carbonates présentent des porosités et des perméabilités primaires variées qui évoluent différemment suivant les temps d'exposition aux eaux météoriques en surface et aux modifications physico-chimiques induites par l'activité microbienne locale (Davaud and Girardclos, 2001 ; Bosák, 2002 ; Soete et al., 2015 ; Pace et al., 2016 ; De Boever et al., 2017 ; Pederson et al., 2019). La diagénèse de ces carbonates implique alors des processus physico-chimiques différents (cimentation, dissolution, néomorphisme, silicification, ...) qui apparaissent aussi bien durant les premiers stades de l'histoire du sédiment (éogénèse), que durant leur enfouissement ou leur exhumation (mésogénèse et télogénèse) (Armenteros, 2010). Une hétérogénéité diagénétique apparaît alors avec des histoires diagénétiques complexes et locales, difficilement prédictibles, amenant à la création ou à la destruction de la porosité et/ou à la modification minéralogique du sédiment (Watts, 1980 ; James and Choquette, 1989 ; Golubić et al., 2008 ; Moore and Wade, 2013 ; Armenteros, 2010). Bien que la compréhension de l'évolution diagénétique d'un bassin soit cruciale pour bien appréhender les variations des propriétés des réservoirs, les études sur les carbonates continentaux ne permettent pas d'anticiper leur évolution diagénétique (Arp, 1995 ; Arenas et al., 1999 ; Bustillo and Alonso-Zarza, 2007 ; Golubić et al., 2008 ; De Boever et al., 2017 ; Herlinger et al., 2017 ; Montano et al., 2021). Notamment, l'âge des cimentations et l'origine des fluides diagénétiques responsables de ces cimentations sont rarement connus, ce qui empêche de bien appréhender les processus de modification du sédiment et leur impact sur le réservoir. L'absence de ces informations pose alors un problème pour reconstituer l'évolution du bassin et de ses réservoirs en lien avec des événements géodynamiques, eustatiques ou climatiques.

L'absence de ces informations (âge, origine, zone de circulation des fluides diagénétiques) est un verrou empêchant de bien reconstituer l'évolution du bassin et de ses réservoirs en lien avec des événements géodynamiques, eustatiques ou climatiques. Également, ce manque d'information, notamment sur le manque d'âge absolu, empêche de caler temporellement et spatialement les événements à l'origine des hétérogénéités d'origine diagénétiques dans les carbonates (i.e. karstification/dissolution, dolomitisation, silicification, cimentation) et de comprendre la genèse de leurs propriétés pétrophysiques.

Ce problème s'articule alors autour de la question : Peut-on prédire dans le temps et l'espace la diagénèse des carbonates continentaux ? Comment distinguer les phases diagénétiques précoces et tardives et comment modifient-elles spatialement le sédiment ? Quels sont les moteurs de la circulation des fluides diagénétiques dans un bassin ?

Ces hétérogénéités de faciès et de diagénèse empêchent la plupart du temps d'établir des relations fiables et universelles entre les propriétés pétrophysiques. La Figure Intro-2 montre justement l'incapacité de relier la porosité de carbonates lacustres et palustres avec leur perméabilité en se basant sur la seule identification des faciès. Pourtant, établir des relations entre les faciès, la diagénèse et les propriétés pétrophysiques sont indispensables pour investiguer le sous-sol. Par exemple, les relations faciès, diagénèse et propriétés acoustiques sont importantes pour caler les profils sismiques, les inverser en porosité, puis pour les interpréter en termes de réservoir.

Les travaux cherchant à comprendre l'origine des hétérogénéités des propriétés pétrophysiques de ces carbonates ont montré que les caractéristiques des faciès comme leur texture, leur structure, leur minéralogie... et leur diagénèse peuvent avoir un impact majeur sur leur propriétés (Garcia del Cura et al., 2012 ; De Boever et al., 2016 ; Ronchi et al., 2015 ; Soete et al., 2015 ; Claes et al., 2017 ; Herlinger et al., 2017 ; Fournier et al., 2018 ; Bailly et al., 2019a, 2019b ; Regnet et al., 2019b ; Vasquez et al., 2019 ; Reijmer et al., 2021). Cependant, ces paramètres sédimentologiques et diagénétiques sont très dépendants du faciès et de son histoire diagénétique, et les liens entre faciès, diagénèse et propriétés pétrophysiques manquent. Par conséquent, de nombreux faciès, comme les microbialites ou les travertins, présentent des propriétés pétrophysiques qui sont encore compliquées à prédire à l'échelle d'un bassin et très variables suivant l'échelle d'observation investiguée (Corbett et al., 2015 ; Soete et al., 2015 ; Regnet et al., 2019b).

Le manque de relations entre faciès, diagénèse et propriétés pétrophysiques empêche la bonne interprétation des données géophysiques (e.g. profils sismiques, diagraphies, profils électriques, ...), la prédiction des propriétés réservoir d'un bassin/d'une formation, ou l'utilisation des données de porosité ou de perméabilité obtenues en laboratoire dans des modèles numériques de réservoirs.

Il est donc important de répondre aux questions suivantes : Quels sont les impacts respectifs des faciès et de la diagénèse sur les propriétés pétrophysiques des carbonates continentaux ? Peut-on ensuite prédire les variations de ces propriétés à l'échelle du bassin, de la formation ou du banc ? Quelle(s) échelle(s) est (sont) la (les) plus adéquate(s) pour caractériser les carbonates continentaux ?

Pour résumer, la caractérisation des hétérogénéités réservoirs de ces carbonates continentaux passe alors par une meilleure compréhension (1) de la spatialisation des différents faciès et des géométries de ces dépôts, (2) de la prédiction dans le temps et l'espace de la diagénèse et (3) de l'impact du faciès et de la diagénèse sur les caractéristiques pétrophysiques de la roche.

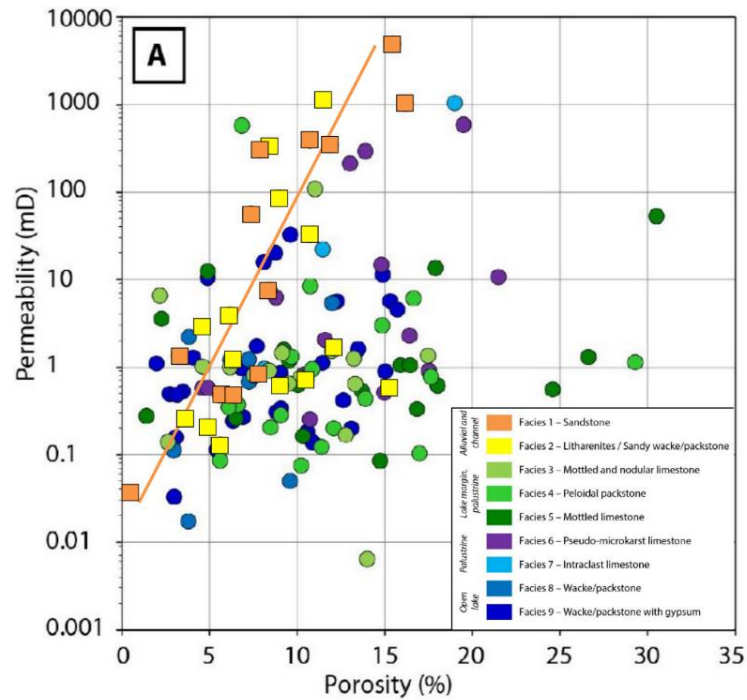


Figure Intro-2. Diagramme porosité-perméabilité illustrant la variabilité de ces propriétés au sein des sédiments alluviaux (carré), lacustres et palustres (cercle) du bassin de Madrid (Miocène) (modifié d'après Reijmer et al., 2021). Une courbe de tendance est dessinée en orange pour les grès. Notons la forte variation des données de perméabilité pour une même porosité et l'absence de tendance porosité-perméabilité pour les faciès carbonatés.

## 2. Les carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris

La compréhension des hétérogénéités des carbonates continentaux a des impacts sociaux-économiques forts pour le Cénozoïque du bassin de Paris. La configuration en cuvette du bassin de Paris est responsable de la concentration actuelle des dépôts du Cénozoïque au centre du bassin et de leur encerclement par les dépôts du Mésozoïque (Crétacé, Jurassique et Trias) (Figure Intro-3). Ces dépôts constituent le sous-sol des régions de l'Île-de-France et du Centre, regroupant plus de 14 millions d'habitants. Dans ces dépôts, de nombreuses couches sableuses et calcaires sont caractérisées par de bonnes perméabilités et transmissivités (Figure Intro-4). Certaines d'entre-elles sont séparées localement ou partiellement par des couches semi-perméables ou imperméables, formant alors des aquifères composés de plusieurs couches perméables plus ou moins connectées entre-elles (Mégnien, 1976, 1979 ; Lamé, 2013).

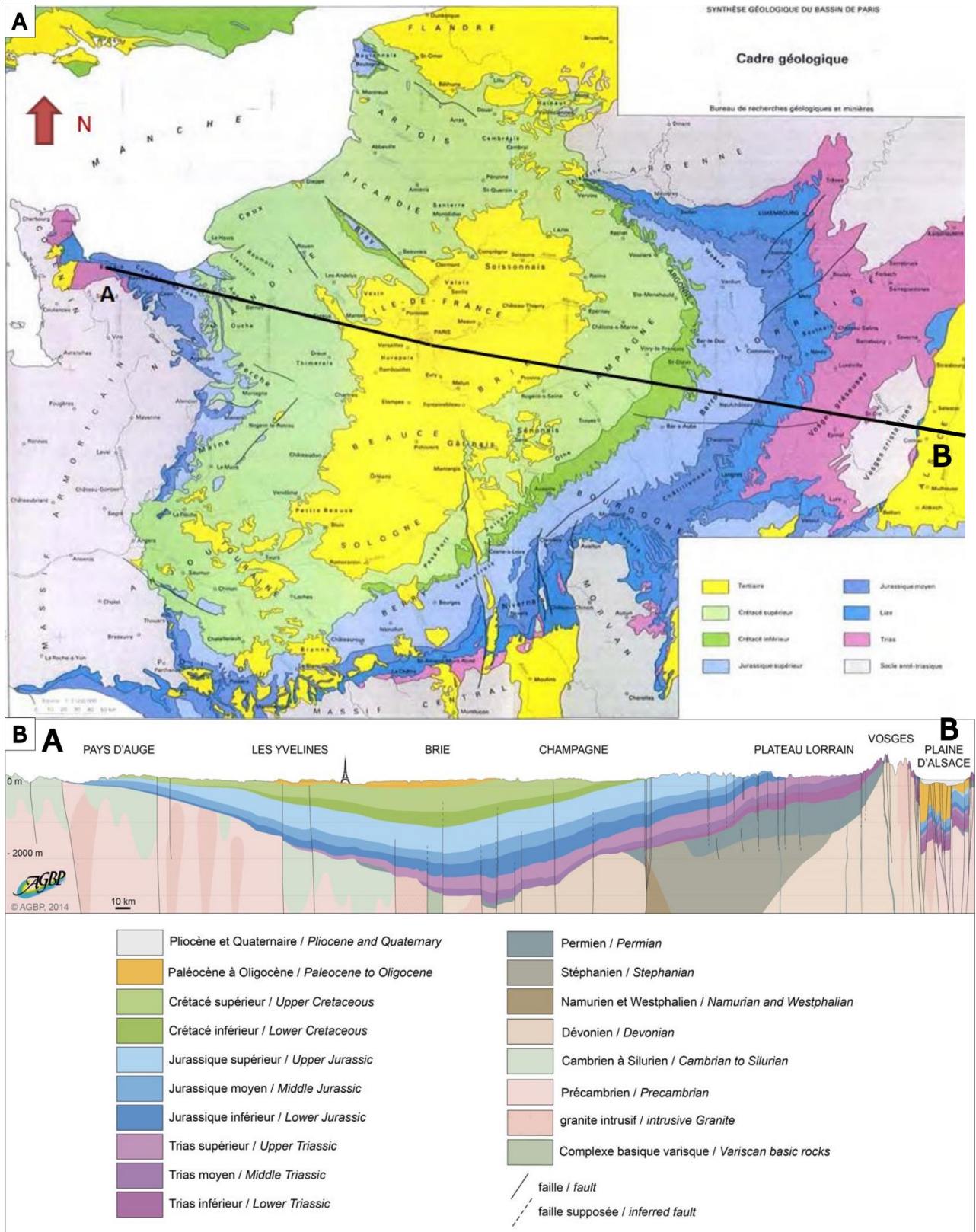


Figure Intro-3. A) Carte géologique simplifiée du bassin de Paris (d'après Mégnien, 1980). B) Coupe géologique simplifiée du bassin de Paris (d'après Perrodon and Zabeck, 1990).

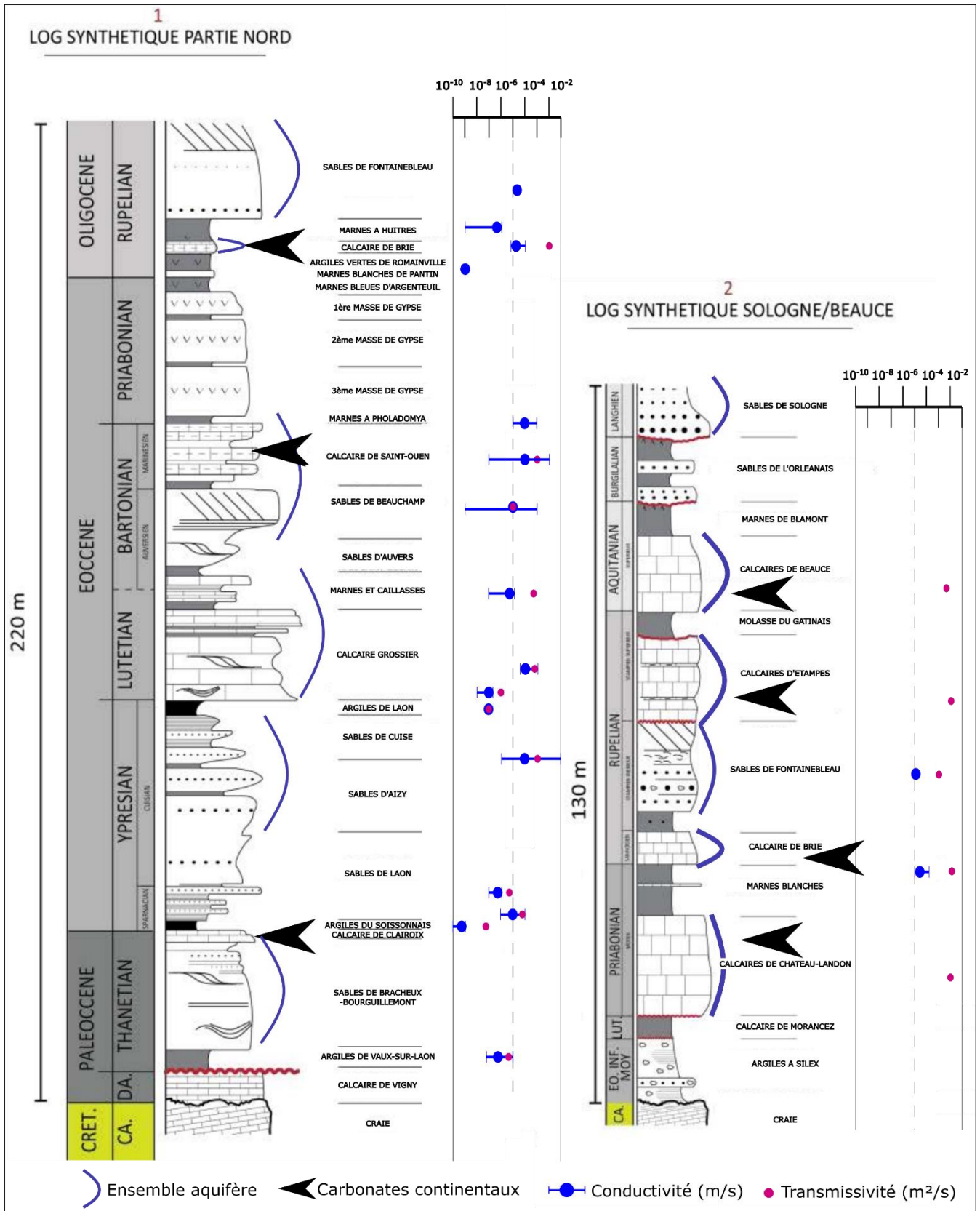


Figure Intro-4. Coupes synthétiques de la série tertiaire de la partie nord (Paris, Vexin, Soissonnais ...) et sud (Hurepoix-Beauce-Sologne) associées aux données médianes, minimales et maximales de perméabilité et aux transmissivités des principales formations aquifères du bassin de Paris (modifié de Briaïs, 2015 ; données d'après Lamé, 2013 et Preau, 2021).

Les carbonates continentaux composent justement plusieurs couches perméables de ces aquifères « multicouches » ; nous pouvons citer les Calcaires de Saint-Ouen, de Champigny, de Château-Landon, de Brie, d'Étampes et de Beauce (Figure Intro-4). Ils représentent alors plusieurs réservoirs d'eaux exploités dans la Beauce, l'Hurepoix et la Brie, autour desquels de nombreux projets de recherches s'articulent, mais servent également d'armatures pour des projets d'aménagement du territoire (métro, RER ...), et sont utilisés comme pierres de construction (pierres de Berchères, de Prasville, de Château-Landon...) (Figure Intro-5) (Merle, 2008 ; Lozouet, 2012 ; Londeix et al., 2014).

Néanmoins, les synthèses hydrogéologiques existantes (SIGES BRGM) font état d'aquifères hétérogènes avec des variations importantes de transmissivités ( $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s à  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s) et de débits (100 m<sup>3</sup>/h/m à 1 m<sup>3</sup>/h/m) complexes à prévoir (Figure Intro-4 ; Lamé, 2013). De même, la présence de karsts ou de niveaux silicifiés posent de nombreux soucis pour leur exploitation et pour la géotechnie. La prédiction de l'évolution spatiale des faciès et des zones de dissolution ou de cimentation préférentielle est alors indispensable pour comprendre ces variations hydrologiques.

Ce travail de doctorat s'est donc concentré sur l'étude des carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris. Ils se sont déposés dans un bassin intracratonique faiblement subsident en grande majorité entre le Lutétien (Eocène moyen) et l'Aquitainien (Miocène inférieur) sur une grande plate-forme à sédimentation mixte carbonatée, silicoclastique et évaporitique (Mégny, 1980 ; Guillocheau et al., 2000 ; Briais, 2015). Bien que cette plate-forme ait subi quelques incursions marines franches (pendant le Danien, le Lutétien, le Bartonien et le Rupélien), la sédimentation s'est principalement effectuée dans des environnements restreints à salinité très variables, majoritairement continentaux, i.e. lacustres et palustres (Ménillet, 1974 ; Guillemin, 1976 ; Mégny, 1980 ; Freydet and Plaziat, 1982 ; Briais, 2015). Ces carbonates présentent alors de nombreux avantages : (1) dans un contexte de bassin intracratonique peu subsident, l'impact de la tectonique est moindre comparé aux bassins de rifts ou d'avant-pays. La fracturation et la diagénèse tardive due à l'enfouissement y sont limitées. Ceci permet alors de pouvoir évaluer plus facilement le rôle d'autres facteurs sur la production et la répartition des carbonates continentaux ainsi que sur leur diagénèse. (2) Lors des 25 millions d'années séparant le début du Lutétien de la fin de l'Aquitainien, des climats tropicaux à subarides et tempérés se sont succédés. L'impact du climat sur la production de carbonates et sur la répartition des faciès peut donc être examiné. Notamment, plusieurs événements climatiques majeurs se sont déroulés lors de cette période : le *Paleocene-Eocene Thermal Maximum* (PETM), le *Early Eocene Climatic Optimum* (EECO), le *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO) et l'*Eocene-Oligocene Transition* (EOT). La manifestation de ces événements et leur impact sur la sédimentation dans le bassin pourront être regardés. (3) Le bassin de Paris dispose également d'un cadre stratigraphique bien contraint avec de multiples datations biostratigraphiques qui regroupent pour le domaine marin : (1) les foraminifères benthiques et planctoniques, (2) les Wetzeliacées (Abrard, 1925 ; Le Calvez, 1970 ; Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978 ; Aubry, 1983). Pour le domaine continental, (1) les charophytes et (2) les mammifères sont utilisés (Ginsburg and Huguency, 1980, 1987 ; Riveline, 1983, 1984 ; Escarguel et al., 1997 ; Merle et al., 2002). Les travaux de Abrard (1925), de Blondeau et al. (1965), de Aubry (1983, 1985) et de Pomerol (1989) ont permis de corréler la stratigraphie du bassin de Paris avec celles des bassins d'Hampshire et de Belgique. Par la suite, des travaux séquentiels ont pu être réalisés (Gély and Lorenz, 1991 ; Delhaye-Prat et al., 2005 ; Briais, 2015. Briais et al., 2016). Ainsi, le



cadre chronostratigraphique est déjà bien renseigné pour ces carbonates, à l'exception des zones est et sud du bassin (à partir d'Etampes-Coulommiers) où les dépôts marins sont absents, et où aucune coupe de référence n'est disponible (la plus septentrionale étant celle du forage de Marcoussis, Cavalier, 1968). Ces informations biostratigraphiques seront alors utiles pour établir des corrélations avec les sédiments les plus continentaux et dépourvus de fossiles du bassin. Associées à une base de données du sous-sol riche en description de forage et en diagraphies, ces informations seront précieuses pour corrélérer les affleurements de surface et leurs faciès, et donc pour définir les géométries de dépôts.

De nombreuses études pétrographiques sur les carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris ont été réalisées (Denizot, 1927 ; Blondeau, 1965 ; Turland, 1974 ; Ménillet, 1974, 1988a ; Guillemin, 1976 ; Freytet and Plaziat, 1982, Toulemont, 1986) mais peu se sont intéressées à la répartition des dépôts à l'échelle du bassin. Freytet and Plaziat (1982) ont proposé un modèle de dépôts décrivant l'évolution latérale des faciès des carbonates continentaux en prenant en compte ceux du bassin de Paris mais surtout ceux du bassin Pyrénéo-Provençal. De plus, la terminologie autrefois utilisée pour décrire les carbonates continentaux du bassin de Paris, comme « gravelle » ou « calcaire rubané », doit être révisée avec les nomenclatures et classifications actuelles (Alonso-Zarza and Wright, 2010a, b ; Brasier, 2011 ; Vennin et al, 2021). D'autres termes, comme « tufa » ou « travertins », ont également changé de définition depuis (Pedley, 1990 ; Pentecost and Viles, 2007 ; Riding, 2008 ; Dupraz et al., 2011 ; Capezzuoli et al., 2014 ; Roche, 2020). Un travail d'actualisation est alors nécessaire.

Des questions se posent encore sur les milieux de dépôts de ces carbonates. Notamment, les fortes fluctuations de salinité du milieu posent des soucis sur l'identification des environnements de dépôts des carbonates. Les milieux ont été classés par les anciens auteurs comme marins, laguno-marin, lagunaire, laguno-lacustre et lacustre (Mégny, 1980). Le problème est que cette classification des milieux ne représente pas des environnements de dépôts mais des milieux écologiques. Le milieu de formation des cristaux de gypses reste par exemple encore débattu entre un milieu laguno-marin similaire aux sebkhas ou un milieu laguno-lacustre à lacustre similaire aux playas (Carbonnié et al., 1974 ; Fontes, 1974 ; Sabouraud, 1974 ; Toulemont, 1982).

Finalement, bon nombre des formations de l'est et du sud du bassin sont composées de ces carbonates et sont attribuées à des âges sans marqueurs stratigraphiques mais grâce à des arguments géométriques. Un doute subsiste alors sur leur attribution stratigraphique (Ménillet, 1974 ; Guillemin, 1976). L'âge des carbonates dans ces zones est et sud, correspondant entre-autre aux régions de la Beauce, de la Brie, du Gâtinais et de l'Hurepoix, demandent donc d'être précisés (Figure Intro-5).

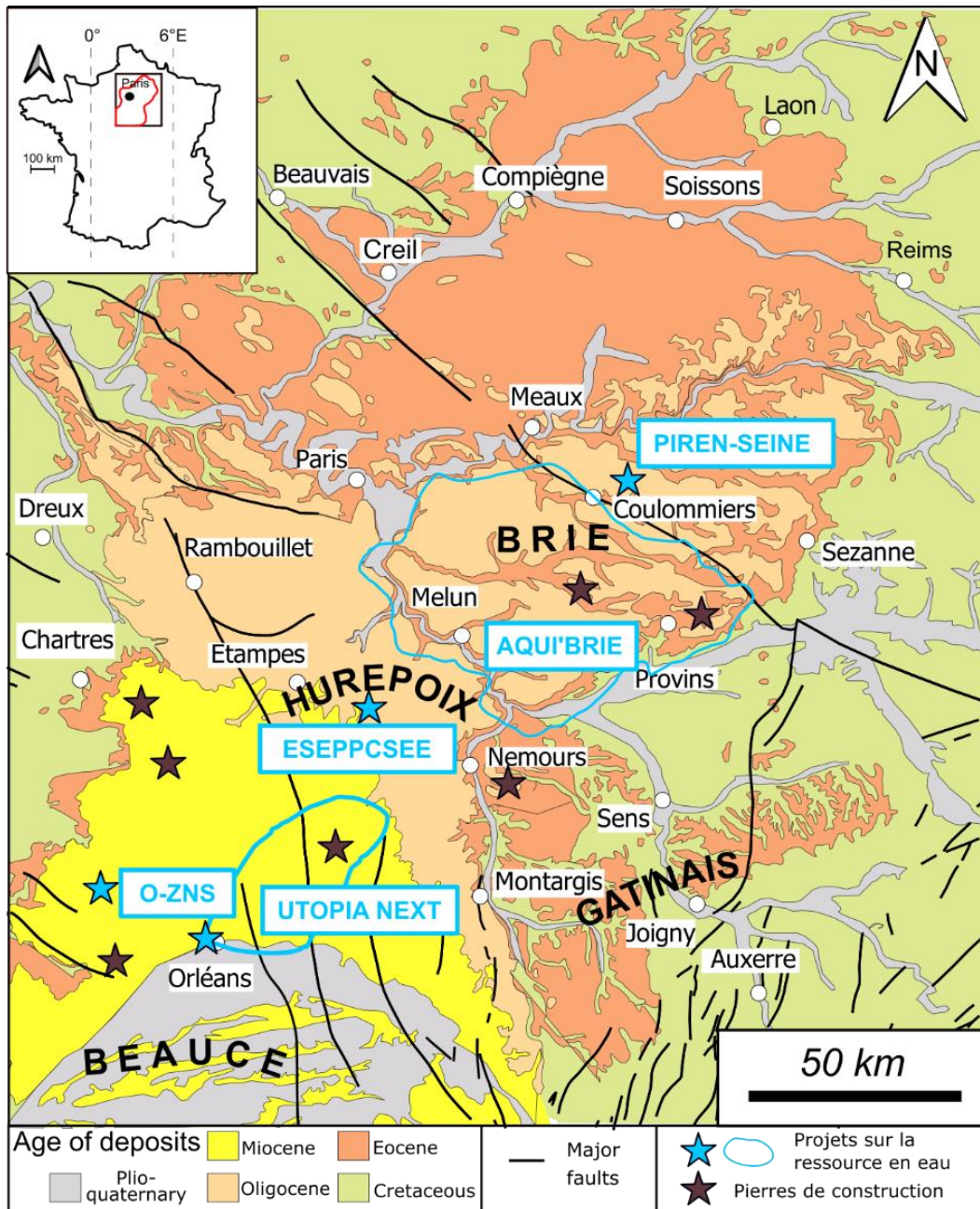


Figure Intro-5. Listes non-exhaustives de projets portés sur la ressource en eau et de localités connues pour leurs pierres de construction dans les carbonates continentaux du bassin de Paris. ESEPPCSEE : étude de sécurisation en eau potable de plusieurs communes du sud-est de l'Essonne, menée par le SIARCE. O-ZNS : Observatoire des transferts dans la Zone Non-Saturée géré par l'ISTO. UTOPIA NEXT: projet Uranium and its isoTOPic Anomaly origin porté par l'IRSN. AQUI'BRIE : périmètre d'action de l'association AQUI'BRIE. PIREN-SEINE : étude locale pilotée par le groupement de recherche PIREN-SEINE.

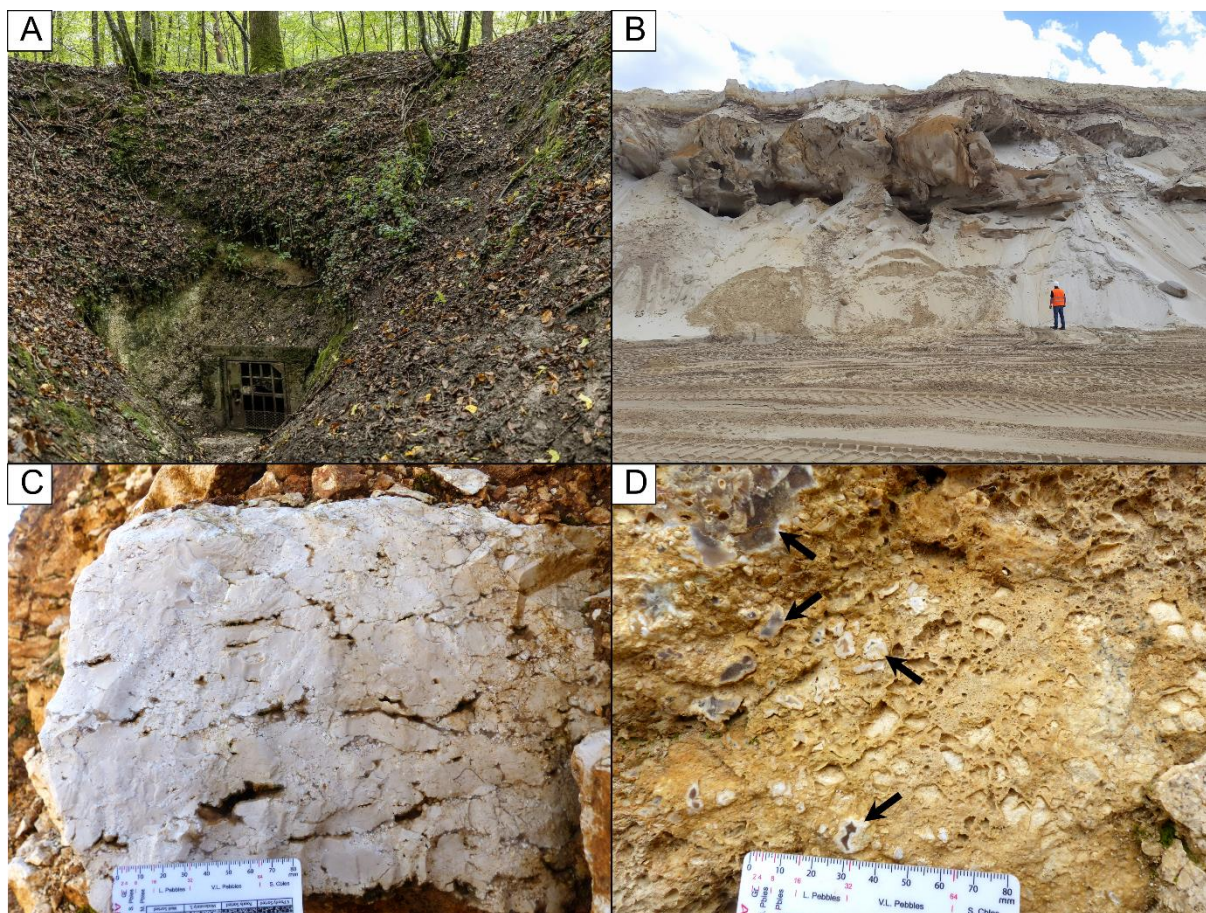


Figure Intro-6. Exemple de l'impact de la diagenèse pour l'exploitation des carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris. A) Doline dans les calcaires lacustres de la formation du Calcaire de Beauce; photographie de Giada Connestari, <https://www.onf.fr/vivre-la-foret/%2B/bf5::la-foret-dorleans-poumon-vert-geant.html?lang=fr>. B) Gogottes de silice au sommet des Sables de Fontainebleau sur lesquelles reposent des calcaires continentaux plus ou moins silicifiés du Calcaire d'Etampes (sommet de la carrière). C et D) Exemples de l'impact de la diagenèse sur la porosité des carbonates. C) Un calcaire affecté par la dissolution et la formation d'une porosité pluri-centimétrique. D) Un calcaire où la cimentation de silice obstrue la totalité de la porosité (flèches noires).

Les sédiments du Cénozoïque du bassin de Paris ont subi de variables modifications diagenétiques. Les événements diagenétiques problématiques pour les projets de géotechnie sont la dissolution et l'épigénie du gypse, la dolomitisation et la karstification des carbonates, et la silicification des sables et des carbonates (Figure Intro-6). Les travaux sur ces processus diagenétiques sont très hétérogènes. Une grande partie des travaux se sont intéressés à la silicification des dépôts sableux et argileux (Thiry et al., 1983, 1988a, 1988b, 1999, 2001, 2015), tandis que la dolomitisation (Fontes et al., 1970), la silicification des carbonates (Ménillet, 1984, 1988a ; Thiry et al., 1988) ou l'épigénie du gypse (Arbey, 1980 ; Toulemont, 1982 ; 1986) sont peu documentés (Figure Intro-6B et D). Notamment, l'origine et l'âge des circulations des fluides diagenétiques sont encore incertains et débattus. Pour exemple, deux formations calcaires sont

entièrement silicifiées dans le bassin et forment des meulières : la Meulière de Brie et la Meulière de Montmorency (Mégrien, 1980 ; Thiry et al., 1983). Elles se trouvent respectivement sous et au-dessus des Sables de Fontainebleau, eux-aussi silicifiés par endroit. Les périodes envisagées pour ces modifications sont soit peu après le dépôt des calcaires initiaux (Prost, 1961 ; Ménillet, 1988a ; Freytet et al., 1995), soit beaucoup plus tardives et postérieures au dégagement par érosion de leur couverture, Quaternaire pour la Meulière de Brie, Plio-Quaternaire pour la Meulière de Montmorency (Turland, 1974 ; Thiry et al., 1983 ; Ménillet, 1988b, 1988c). De la même manière, les formations carbonatées les plus importantes du bassin (d'un point de vue épaisseur et répartition) ont été affectées par des processus de dissolution et de karstification (Figure Intro-6A et C). Dans les formations carbonatées karstifiées, plusieurs épisodes de remplissage karstiques d'âges bartonien, burdigalien, pliocène, et quaternaire ont été identifiés dans le bassin. Cependant ces âges n'indiquent que la connexion de ces systèmes karstiques avec la surface et ne datent donc pas la dissolution de ces carbonates. Il se pose alors de nombreuses questions portant sur le nombre exact d'épisodes diagénétiques (nombres de phases de dissolution, de silicification, de cimentation...), sur la nature des fluides, sur leur origine, sur la localisation des directions et sens de circulations des fluides, et sur la temporalité de ces épisodes.

La compréhension de la variabilité des propriétés pétrophysiques des carbonates continentaux du bassin de Paris demande alors (1) de préciser leur âge dans les zones les moins documentées du bassin afin (2) d'étudier l'évolution latérale et verticale des faciès carbonatés continentaux, la géométrie des dépôts, le rôle des facteurs de contrôles de la production carbonatée, mais aussi (3) de déterminer l'origine et l'âge des fluides diagénétiques.

Les problématiques générales sur les carbonates continentaux s'appliquent également pour ceux du Cénozoïque du bassin de Paris, c'est-à-dire que le manque d'informations sur (1) la répartition des faciès et sur leur formation, et sur (2) l'âge et l'origine des fluides diagénétiques pose des problèmes pour prédire la répartition des hétérogénéités d'origine sédimentaire et diagénétique, et pour reconstituer l'évolution du bassin en fonction des paramètres allocycliques (tectonique, climatique ou eustatique). Ceci empêche alors d'établir des relations entre faciès, diagénèse et propriétés pétrophysiques qui permettraient de mieux caractériser le sous-sol du bassin parisien. De plus, l'absence de données pétrophysiques spatialisées constitue un verrou important dans la prédiction des propriétés du sous-sol. C'est également bloquant pour une modélisation 3D des qualités réservoirs du bassin, qui est un des objectifs affichés du chantier « Bassin de Paris » du Référentiel Géologique de la France (RGF), programme du BRGM. À celles-ci nous pouvons rajouter que la potentielle présence de *hiatus* sédimentaire dans le registre continental compliquent la mise en évidence de l'impact d'événements climatiques majeurs (comme le PETM, l'EEO, le MECO ou l'EOT) sur le fonctionnement sédimentaire et l'évolution du bassin.

Il se pose alors la question : Est-ce que et comment se manifestent les événements climatiques majeurs du Cénozoïque dans le registre sédimentaire continental du bassin de Paris ?

### 3. Plan du manuscrit

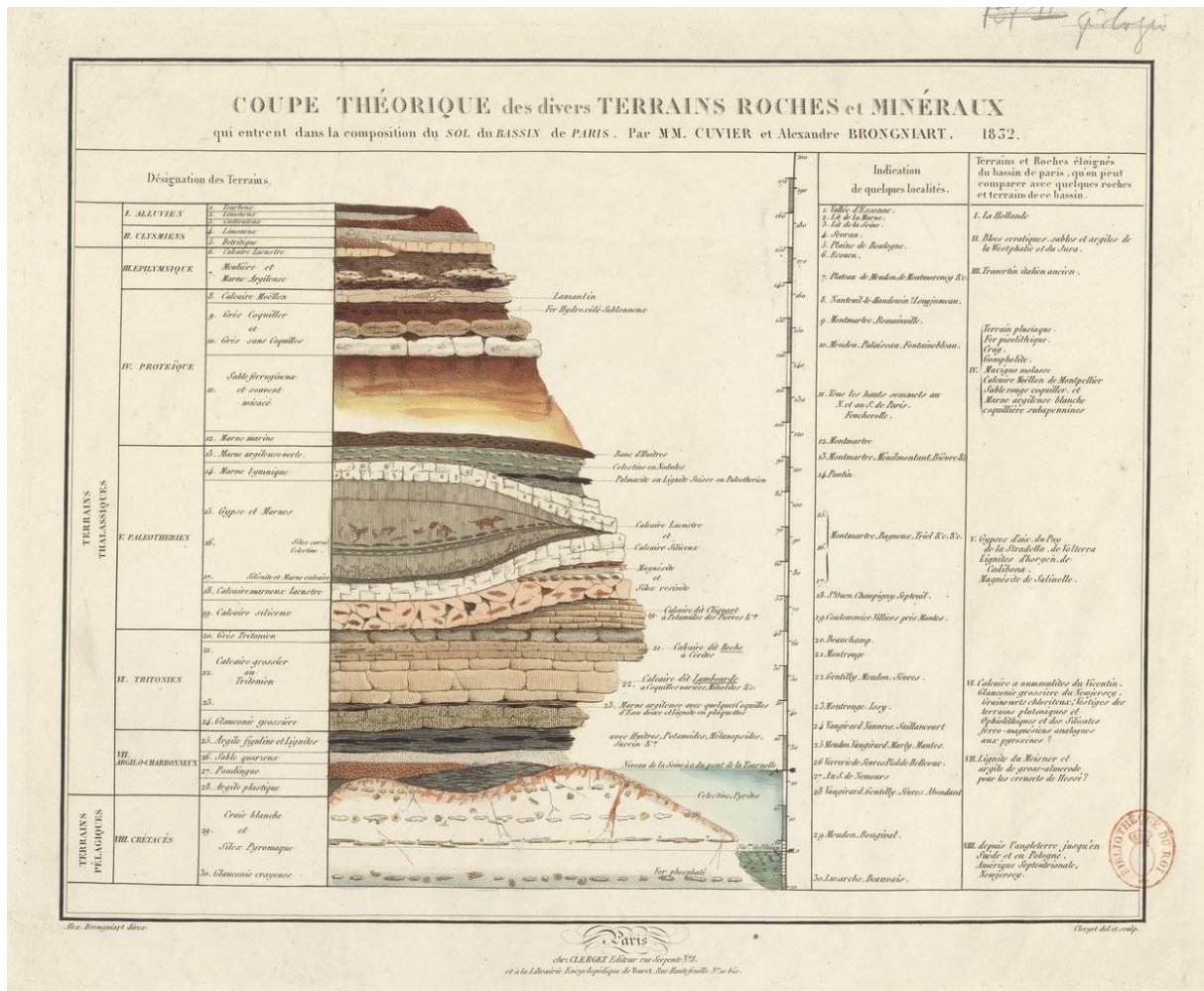
Pour répondre aux problématiques et questions posées, ce manuscrit s'articule autour de trois grands axes : (1) un axe sédimentologique, (2) un axe diagénétique et (3) un axe pétrophysique. Avant tout, un état des connaissances sur les carbonates continentaux et sur le bassin de Paris est fait (Chapitre 1). Il est suivi de la stratégie et des méthodes utilisées pour cette étude (Chapitre 2).

Le premier axe est consacré à la compréhension de la répartition des faciès et des géométries de dépôts. Pour cela, la corrélation de surfaces séquentielles synchrones depuis le domaine de bassin vers le continental seront faites en se basant sur des coupes inédites. Elles permettront d'avoir un cadre stratigraphique le plus précis possible afin d'étudier le rôle de facteurs allocycliques sur les géométries de dépôts et la production carbonatée (Chapitre 3), mais aussi de préciser l'occurrence et la manifestation des événements climatiques majeurs du Cénozoïque dans le bassin de Paris (Chapitre 4). La datation relative et absolue (biostratigraphie, stratigraphie séquentielle, corrélation, datation de ciments diagénétiques précoces par la méthode U-Pb) permettent d'affiner ces corrélations.

Le second axe a pour objectif de contraindre l'évolution diagénétique du bassin en datant de manière absolue les ciments de calcite par la récente méthode de datation U-Pb par ablation laser développée à GEOPS, et en mesurant la composition géochimique (isotopique et trace) de ces ciments (Chapitre 5). Le Chapitre 6 sera dédié à la datation de calcites de karst et de son implication sur l'évolution du bassin.

Le troisième axe se concentre sur les mesures pétrophysiques (porosité, perméabilité et vitesses acoustiques) et la caractérisation de la microstructure des carbonates continentaux, en cherchant des liens avec les principales observations et conclusions établies dans les chapitres précédents afin d'expliquer la variation de ces propriétés (Chapitre 7).

Les résultats de ces cinq chapitres seront ensuite repris dans le Chapitre 8 pour discuter (1) de la répartition de ces propriétés à l'échelle du bassin et de leur prédiction, (2) du changement d'échelle et (3) d'une synthèse des différences observées entre les carbonates lacustres et palustres.



Coupe théorique des divers terrains roches et minéraux qui entrent dans la composition du sol du bassin de Paris par Cuvier et Brongniart (1832) (source gallica.bnf.fr / Bibliothèque nationale de France)

# CHAPITRE 1

## État des connaissances et contexte général



# 1. État des connaissances

Ce travail s'articule autour de trois grands axes s'intéressant aux hétérogénéités de faciès, diagénétiques et pétrophysiques des carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris, pour lesquelles des questions générales sont posées.

- 1) Comment se répartissent les faciès de carbonates continentaux dans un contexte intracratonique et quels sont les impacts conjugués de la tectonique, du climat et des fluctuations du niveau marin sur leur spatialisation et sur la production carbonatée ?
- 2) Peut-on prédire dans le temps et l'espace la diagénèse de ces carbonates ? Comment distinguer les phases diagénétiques précoces et tardives et comment modifient-elles spatialement le sédiment ? Quels sont les moteurs de la circulation des fluides diagénétiques dans un bassin ?
- 3) Quels sont les impacts respectifs des faciès et des phases diagénétiques sur les propriétés pétrophysiques des carbonates continentaux ? Peut-on ensuite prédire les variations de ces propriétés à l'échelle du bassin, de la formation ou du banc ?

## *1.1 Comment se répartissent les faciès de carbonates continentaux dans un contexte intracratonique et quels sont les impacts conjugués de la tectonique, du climat et des fluctuations du niveau marin sur leur spatialisation et sur la production carbonatée ?*

### *1.1.1 Modèles de dépôts des carbonates lacustres-palustres*

#### *Le rôle de la tectonique*

La naissance des bassins à sédimentation non-marine est souvent liée à l'activité tectonique (Platt and Wright, 1991). Les bassins continentaux se présentent dans de nombreux contextes tectoniques tels que les rifts (ex : lacs actuels Malawi et Tanganyika de l'est Afrique, lacs du Paleogène du bassin de Saint-Chaptes, d'Issirac et d'Alès en France), les bassins d'avant-pays (ex : bassins paléogènes Pyrénéo-Provençal en France et de l'Ebre en Espagne), ou encore les bassins intracratoniques (ex : lacs actuels Eyre en Australie et Tchad entre le Cameroun, le Niger, le Nigéria et le Tchad) (Freytet and Plaziat, 1982 ; Platt and Wright, 1991 ; Gierlowski-Kordesch, 2010 ; Lettéron et al., 2021). En contexte de forte subsidence, comme dans les rifts ou les bassins d'avant-pays les profils de dépôts sont généralement pentés, donnant des géométries de dépôts de plate-forme sous une eau peu profonde et agitées sur les sommets topographiques suivit de dépôts de pentes et de bassins plus profonds. Des accumulations de coquilles ou d'oncoïdes, des bancs ooïdes, des vasières ou des sédiments dominés par les vagues peuvent alors se développer sur les plate-formes (Platt and Wright, 1991 ; Thompson et al., 2015 ; Deschamps et al., 2020 ;



Lettéron et al., 2021). Dans les zones de plus forte subsidence, des sédiments fins tels que des marnes, des mudstones, des niveaux riches en matière organique ou des évaporites se forment, et les structures microbiennes se développent abondamment (Mercedes-Martín et al., 2014 ; Thompson et al., 2015 ; Roche et al., 2018).

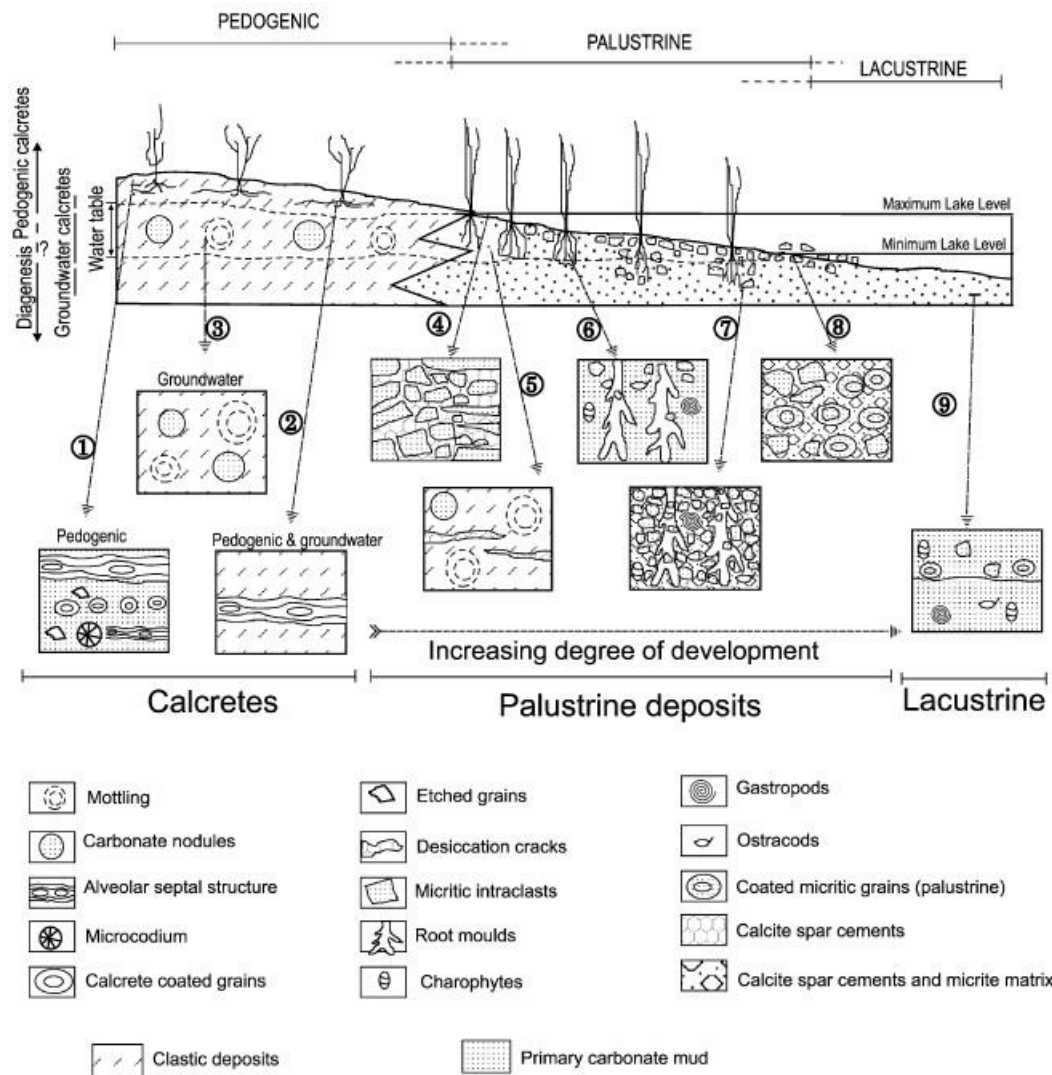


Figure 1-1. Profil de dépôt lacustre-palustre schématique présentant les différents faciès des carbonates de calcrètes et palustres (d'après Alonso-Zarza, 2003).

En contexte de faibles subsidences, comme pour les bassins intracratoniques, les géométries sont peu pentées et forment des rampes souvent douces. La production de carbonate est favorisée sous une eau peu profonde et est très influencée par les fluctuations climatiques. Ces dernières peuvent fortement modifier le niveau du lac et le taux de sédimentation en faisant varier les rapports flux/évaporation (Bohacs et al., 2000 ; Alonso-Zarza, 2003). La répartition des faciès se fait alors de manière concentrique passant des carbonates lacustres aux carbonates palustres puis

aux carbonates pédogénétiques (Figure 1-1). Cependant, les faciès peuvent être très variés au sein d'un unique environnement dans ces circonstances, rendant difficile le travail de stratigraphie séquentielle, et les problèmes de classification des faciès se posent alors (Freytet and Plaziat, 1982 ; Wright and Tucker, 1991 ; Alonso-Zarza, 2003).

### Le rôle du climat

Sous un climat humide à subtropical, le niveau d'eau est relativement stable avec des fluctuations de faibles amplitudes. Dans la partie la plus profonde du lac, des marnes, des varves ou des niveaux de matière organique se forment (Gierlowski-Kordesch, 2010). Sur les bordures, les carbonates palustres sont peu développés et riches en matière organique (Alonso-Zarza, 2003).

Sous un climat plus sec, subaride à aride, le niveau d'eau est instable avec des fluctuations de grandes amplitudes (Bohacs et al., 2000). Les faciès calcaires se forment généralement dans les environnements palustres et alluviaux présentant de nombreux indices d'émersions (fentes de dessiccation, moules de racines, *microcodium*, structures pédogénétiques, etc ...) tandis que les sédiments évaporitiques peuvent se déposer au centre du lac (Figure 1-1 ; Rouchy et al., 1993 ; Arenas and Pardo, 1999 ; Alonso-Zarza, 2003 ; Huerta and Armenteros, 2005). La matière organique est alors rarement préservée dans le déposé.

### Le rôle des fluctuations du niveau marin

Un facteur rarement présent et discuté sur la production des carbonates continentaux est l'influence marine. En effet, ces carbonates peuvent se former dans des zones très proches du domaine marin comme l'attestent la présence de foraminifères ou d'espèces à affinité marine dans le sédiment (Dye and Barros, 2005 ; MacNeil and Jones, 2006 ; Azerêdo et al., 2015 ; Strotz, 2015 ; Lettéron et al., 2017 ; Pint et al., 2017 ; Fritz et al., 2018). Les Florida Everglades avaient dans un premier temps été proposés par Platt and Wright (1992) pour être un analogue actuel des environnements où se forment les carbonates palustres. Le problème de cet analogue est que ses marges sont partiellement sous l'influence des eaux du Golfe du Mexique et de l'Océan Atlantique.

L'influence marine est, en toute logique, un facteur présent le long des côtes. MacNeil and Jones (2006) avaient justement montré que les carbonates palustres pouvaient se développer durant les baisses du niveau de la mer dans les zones côtières. Cependant, il n'est clairement pas prouvé qu'une influence eustatique existe. De plus, Warren et Kendall (1985) suggèrent que la précipitation de gypse dans les salines/playas provient de l'apport de sulfates depuis les eaux souterraines d'origine marine dans les zones côtières. Malgré ces informations, l'impact respectif des eaux marines sur la répartition des faciès n'est pas connu.

## La production carbonatée en milieu continental

La Figure 1-2 montre l'impact de facteurs régionaux tels que le vent, le flux sédimentaire apporté par le réseau hydrographique, la température, la pression atmosphérique ou la gravité sur le fonctionnement d'un lac (Allen and Collinson, 1986). Ces différents facteurs sont tous contrôlés par le climat et la tectonique. Ils modifient directement la dynamique sédimentaire du milieu, ce qui influence fortement les producteurs de carbonates. Cela se traduit alors par des taux de production de carbonates changeant, dépendant de la zone du lac et de l'évolution au cours du temps de ces facteurs.

La production de carbonates continentaux se fait par l'activité microbienne, par la fabrication de squelettes calcitiques, et/ou de manière abiotique (Shinn and Steinen, 1989 ; Milliman et al., 1993 ; Robbins and Blackwelder, 1992 ; Morse et al., 2003 ; Arenas et al., 2007 ; Riding and Virgone, 2020 ; Roche, 2020). Le type de production dépend grandement de l'environnement. Par exemple, un milieu évaporitique aura tendance à entraîner une sur-concentration en  $\text{CaCO}_3$ , ce qui facilitera sa précipitation abiotique. A l'inverse, Gradzinski (2010) et Arenas-Abad (2022) suggèrent que les climats chauds et humides favorisent la productivité microbienne.

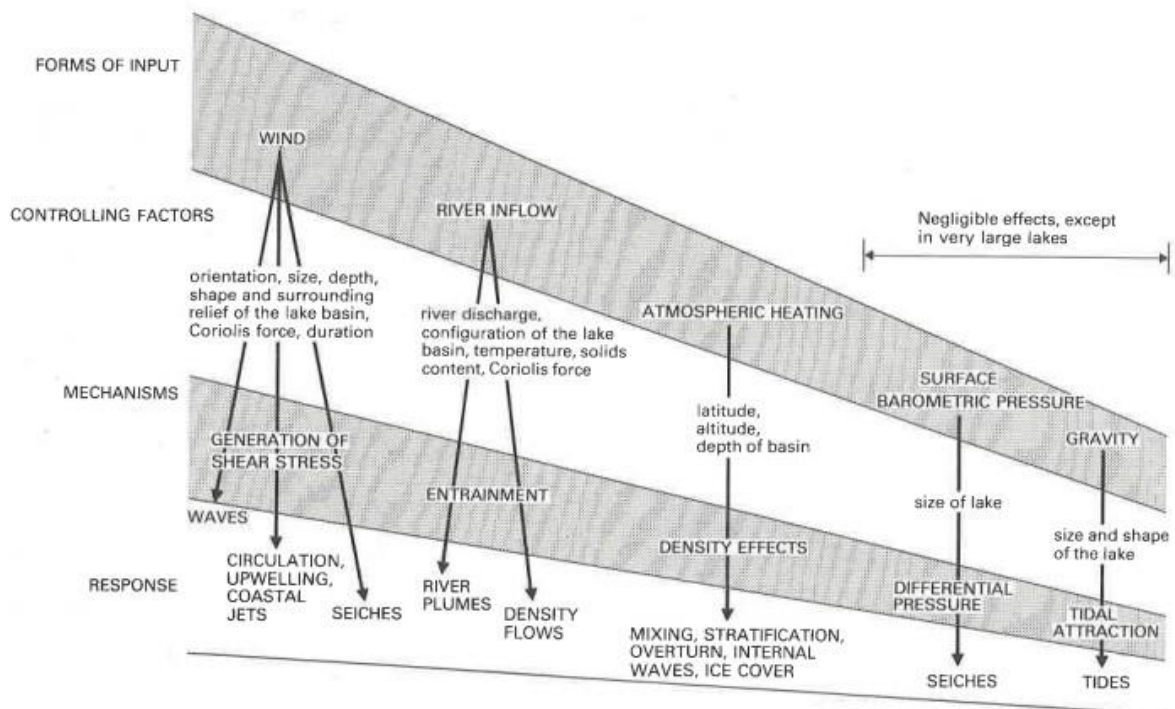


Figure 1-2. Schéma illustrant l'impact de différents facteurs sur la dynamique d'un lac (d'après Allen and Collinson, 1986).

Le rôle de l'influence marine sur la production carbonatée n'est pas bien connu. Comme le suggère Alonso-Zarza (2003), la géochimie du mélange entre les eaux météoriques et marines, et

des précipités qui s'y forment peuvent être différents de ceux formés dans des eaux entièrement météoriques. Ces différences géochimiques du milieu peuvent exercer une influence sur les producteurs de carbonates, mais ceci n'est pas connu. En plus, les corrélations avec le domaine marin sont généralement compliquées, ce qui empêche de bien discuter l'influence marine, notamment l'eustatisme, sur la production carbonatée.

### 1.1.2 Principe de la stratigraphie séquentielle appliquée aux carbonates continentaux

La méthode de la stratigraphie séquentielle est utilisée dans les carbonates continentaux pour corréler les séries sédimentaires grâce à la définition de lignes temps, comme elle est également utilisée dans les carbonates marins (Embry, 2009, Hanneman and Wideman, 2010). Dans les séries les plus proximales, les séquences de dépôts sont délimitées par des *subaerial unconformities* correspondant à des surfaces ayant été émergées, caractérisées par des figures d'érosion, de la karstification ou par le développement de paléosols. Dans les séries de dépôts les plus distales, ces discontinuités passent à des *correlative conformities* localisées dans les faciès les moins profonds et marquées par l'extension minimale des dépôts (Strecker et al., 1999 ; Changsong et al., 2001 ; Keighley et al., 2003 ; Hanneman and Wideman, 2010 ; Pérez-Rivaréz et al., 2018 ; Deschamps et al., 2020 ; Guan et al., 2021 ; Lettéron et al., 2021 ; Melo et al., 2021). Entre ces deux surfaces, deux cortèges de dépôts se définissent avec un cortège transgressif (*transgressive systems tract*), correspondant à des faciès de plus en plus profonds s'étendant sur les bords du bassin, et un prisme de haut niveau (*highstand systems tract*), caractérisé par des faciès de moins en moins profonds progradant vers le centre du bassin (Strecker et al., 1999 ; Bohacs et al., 2000 ; Changsong et al., 2001 ; Keighley et al., 2003 ; Bohacs et al., 2007 ; Deschamps et al., 2020 ; Guan et al., 2021). La surface d'inondation maximale sépare ces deux cortèges et représente les dépôts les plus profonds ainsi que le maximum d'extension des dépôts dans le bassin (Hamilton and Tadros, 1994 ; Keighley et al., 2003). Cette surface peut se caractériser par les dépôts de matières organiques au fond de lacs, ou par la mise en place de sols hydromorphes sur les marges (Hamilton and Tadros, 1994 ; Tandon and Gibling, 1997). Néanmoins, pour établir ces séquences de dépôts et les corréler à l'échelle d'un bassin, il est nécessaire d'avoir un cadre biostratigraphique précis. Les biozonations de charophytes et de mammifères sont alors souvent utilisées pour cela (Cione and Tonni, 1995 ; Sanjuan and Martín-Closas, 2015). Lorsque le registre sédimentaire est peu fourni en fossiles ; ce qui est souvent le cas ; la magnétostratigraphie ou la chimiostratigraphie sont parfois utilisées, mais leur utilisation est souvent rendue difficile à cause des empreintes diagénétiques et/ou de l'absence des éléments magnétiques (Kostopoulos et al., 2003 ; Lepre et al., 2011 ; Hyland et al., 2017 ; Kelder et al., 2018 ; Pérez-Rivarés et al., 2018 ; Suarez et al., 2018 ; Larrasoña et al., 2020 ; Cao et al., 2021 ; Letteron et al., 2021).

### *1.1.3 Synthèse sur la problématique concernant l'hétérogénéité des faciès des carbonates continentaux*

Prédire la répartition des faciès est cruciale pour comprendre les propriétés réservoirs. La forte variabilité latérale et verticale des faciès carbonatés continentaux est difficile à contraindre car les rôles respectifs des paramètres allocycliques (tectonique, climatique ou eustatique) sur la production de carbonates sont compliqués à démêler. Ceci s'explique par le fait que le manque d'informations chronostratigraphiques rend fastidieux les corrélations dans ces dépôts, empêchant d'étudier les évolutions latérales et verticales des faciès, l'identification de géométrie de dépôts et d'établir leurs liens avec des phénomènes géodynamiques, climatiques ou eustatiques globaux/régionaux.

### *1.2 Peut-on prédire dans le temps et l'espace la diagénèse des carbonates continentaux ? Comment distinguer les phases diagénétiques précoces et tardives et comment modifient-elles spatialement le sédiment ? Quels sont les moteurs de la circulation des fluides diagénétiques dans un bassin ?*

#### *1.2.1 Caractéristiques des zones diagénétiques : origine des fluides et âge de la diagénèse*

Les carbonates continentaux présentent dès leur formation des caractéristiques pétrophysiques telles que la porosité ou la perméabilité très différentes en fonction des faciès. Ces différences amèneront à des circulations de fluides préférentielles qui contrôleront la diagénèse de ces carbonates. Cette diagénèse peut affecter très précocement ; si ce n'est dès le dépôt du sédiment ; les carbonates continentaux à l'échelle micrométrique par la minéralisation de biofilms microbiens ou à l'échelle métrique avec la formation des carbonates palustres et le développement de sols calcaires (Alonso-Zarza and Wright, 2010b ; Pace et al., 2016 ; De Boever et al., 2017). Ceci se déroule en subsurface dans la zone éogénétique, depuis la sédimentation du carbonate jusqu'à son enfouissement (Figure 1-3). Cette zone diagénétique se caractérise par la modification précoce du sédiment par des eaux météoriques mélangées ou non à des eaux alcalines marines dans la zone vadose (non-saturée en eau) ou dans la zone phréatique (zone saturée). La surconcentration des fluides météoriques en CO<sub>2</sub> et/ou la diminution du pH amène à la dissolution du carbonate, tandis que la sursaturation des fluides en carbonate fait précipiter des ciments de calcite fibreux et gravitaires dans la zone vadose, ou des ciments équants, en dents-de-chien, *bladed*, ou drusique se forment dans la zone phréatique (Figure 1-3; Klimchouk and Ford, 2000 ; Flügel and Munnecke, 2010 ; Frisia and Borsato, 2010 ; Moore and Wade, 2013). Également, le néomorphisme de la

micrite ou de l'aragonite peut se produire sous une faible tranche d'eau dans cette zone éogénétique (Armenteros, 2010 ; Flügel and Munnecke, 2010). Proche de la zone de mélange entre les eaux météoriques et marines, la calcite peut être remplacée par de la dolomite par l'apport de fluides marins enrichis en magnésium (Petrash et al., 2021). La datation par la série de l'uranium de la calcite et du carbonate dans les calcaires palustres ou dans les spéléothèmes a montré la précocité de la diagénèse dans la zone éogénétique (Rasbury et al., 1998 ; Wang et al., 1998 ; Polyak et al., 2008 ; Decker et al., 2018 ; Woodhead and Petrus, 2020). Montano et al. (2021) et Wang et al. (1998) ont par exemple montré que certains ciments de calcite diagénétiques pouvaient être contemporains de l'âge de la formation des carbonates palustres.

La zone diagénétique où le carbonate subit l'influence des eaux de surfaces mélangées à des fluides plus profonds correspond à la zone mésogénétique (Figure 1-3). La compaction associée à la formation de joints stylolithiques et la cimentation de blocage se produisent ici.

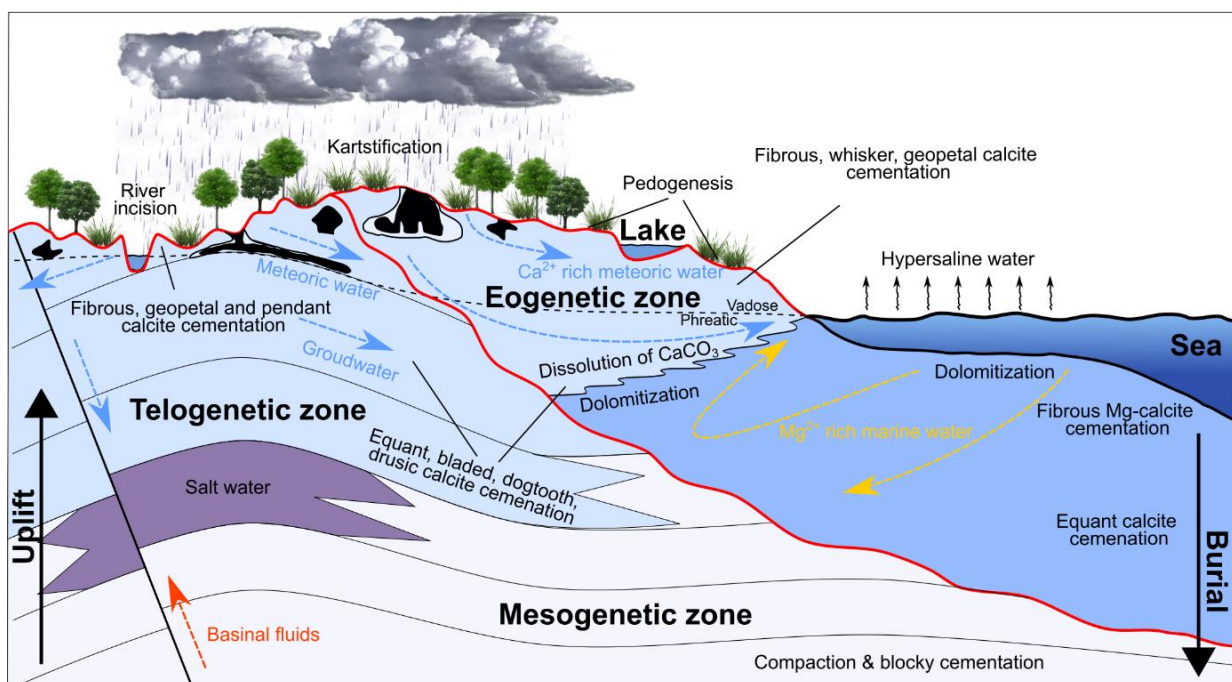


Figure 1-3. Illustration des zones diagenétiques et de la circulation des différents fluides diagenétiques (modifié d'après Ali et al., 2010 ; Moore and Wade, 2013 ; Petrash et al., 2021).

Une dernière zone diagenétique se définit par la remise en contact des sédiments précédemment enfouis avec les eaux météoriques à la suite de leur remontée en surface (zone télégénétique ; Figure 1-3). Cette remontée est donc tardive et résulte de l'érosion et de la surrection du bassin. Les caractéristiques diagenétiques de la zone télégénétique sont similaires à celles de la zone éogénétiques puisque les fluides diagenétiques ont une origine commune. Seul l'âge de la circulation des fluides permet de les différencier, ce qui n'est pas toujours facile à déterminer.

### 1.2.2 Le problème de l'âge de la dissolution des carbonates

Les principes de dissolution des carbonates continentaux sont les mêmes que ceux affectant les carbonates marins, c'est-à-dire qu'il suffit qu'un fluide acide enrichie en CO<sub>2</sub> rencontre le sédiment (Klimchouk and Ford, 2000 ; Frisia and Borsato, 2010). Dans des cas extrêmes, la dissolution peut amener au développement de réseaux karstiques, ayant leur importance sur les propriétés d'écoulements à l'échelle d'un bassin sédimentaire (Hardage et al., 1996 ; Conti et al., 2019). Les eaux météoriques jouent fréquemment ce rôle après s'être chargée en CO<sub>2</sub> lors de leur percolation dans le substrat grâce à l'activité biologique (Klimchouk and Ford, 2000 ; Frisia and Borsato, 2010). La différence entre les carbonates continentaux et marins réside dans le fait que les carbonates continentaux sont facilement et rapidement mis en contact avec les eaux météoriques ; la dissolution peut donc aussi bien commencer dès les premiers stades de l'histoire du sédiment que plusieurs millions d'années après. Le problème est que les phases de dissolution ne peuvent pas être datées puisque le matériel a disparu. Ces phases sont alors calées temporellement de manière relative par de nombreuses méthodes souvent basées sur le remplissage de la porosité, notamment celles des cavités karstiques (Colman et al., 1987 ; Bosák, 2002). Cependant, ces méthodes ne permettent de renseigner que le moment auquel le pore/la cavité s'est connecté avec la surface ; il peut donc exister une incertitude de plusieurs millions d'années sur l'âge du début de la dissolution (Bosák, 2002). Les cimentations associées aux fonctionnements karstiques constituent des éléments pouvant préciser l'âge de la dissolution, ou du moins, du fonctionnement du karst. Les méthodes de datation U-Th et U-Pb par dilution ont été utilisées dans cet objectif (Polyak and Asmerom, 2005 ; Polyak et al., 2008 ; Decker et al., 2018 ; Lang et al., 2021). Cependant, ces deux méthodes ont quelques inconvénients : les calcites les plus vieilles pouvant être datées avec la méthode U-Th sont de 500ka, donc de nombreux ciments ne peuvent être datés *via* cette méthode. La méthode U-Pb par dilution permet quant-à-elle de dater des calcites beaucoup plus vieilles (jusqu'à 4,5 Ga), toutefois, la préparation des analyses demande une quantité de matière parfois difficile à obtenir et le prélèvement a un risque de contamination non négligeable lorsque les générations de calcite sont peu épaisses. C'est pourquoi la méthode de datation U-Pb par ablation laser a été récemment testée afin de dater ces calcites et semble prometteuse (Woodhead and Petrus, 2020).

### 1.2.3 Le cas de la silicification

La silicification des carbonates continentaux peut aussi bien ne représenter que la cimentation des pores que le remplacement total du carbonate par de la silice SiO<sub>2</sub> (formation de cherts ; Bustillo, 2010).

La silice peut se présenter sous des minéralogies de quartz, de cristobalite ou de tridymite avec des textures microgranulaires à granulaire, fibreuses ou d'opale (Folk and Pittman, 1971 ; Bustillo, 2010). Une tendance morphologique retrouvée fréquemment dans les carbonates est la

succession opale/quartz microgranulaire-quartz fibreux-quartz granulaire, témoignant de la baisse de la concentration de silicium, des métaux alcalins et/ou des sulfates (Folk and Pittman, 1971). Le remplacement du carbonate par de la silice est supposé provenir de fluctuation du pH autour de 9 (Wheeler and Textoris, 1978 ; Wells, 1983 ; Bustillo, 2010). Au-dessus de pH 9, la silice peut être mise en solution tandis que la calcite précipite (Figure 1-4; Langmuir, 1997). Lorsque le pH diminue, par exemple en chargeant les fluides de CO<sub>2</sub> par la dégradation de la matière organique ou le mélange entre les eaux météoriques et alcalines, les processus sont opposés : la solubilité de la calcite augmente fortement, ce qui permet de facilement dissoudre le carbonate de calcium tandis que la silice peut précipiter (Figure 1-4; Langmuir, 1997).

Généralement, la source de silicium est mal connue. Il peut s'agir de la dissolution des organismes à tests siliceux (diatomées, éponges et phytolithes principalement) (Denys et al., 1998), de l'altération des argiles (Mahran, 1999) ou de cendres volcaniques (Lowe and Byerly, 1999), de sources hydrothermales (De Wet and Hubert, 1989) ou de la dissolution de formations sableuses (Thiry et al., 1988b ; Thiry and Ribet, 1999).

La plupart des silicifications sont interprétées comme ayant eu lieu lors de l'éogénèse ou de la mésogénèse des sédiments lacustres ou palustres (Bustillo, 2010). Le plus souvent, c'est lors du passage du domaine lacustre au domaine palustre que la silicification se produit (Knoll, 1985 ; Bustillo et al., 2002 ; Bustillo, 2010). Néanmoins, aucune datation ne confirme cela. De plus, personne ne comprend actuellement pourquoi dans des zones d'un bassin, les calcaires peuvent être totalement silicifiés, tandis que dans d'autre, ils ne le sont pas ou seulement partiellement.

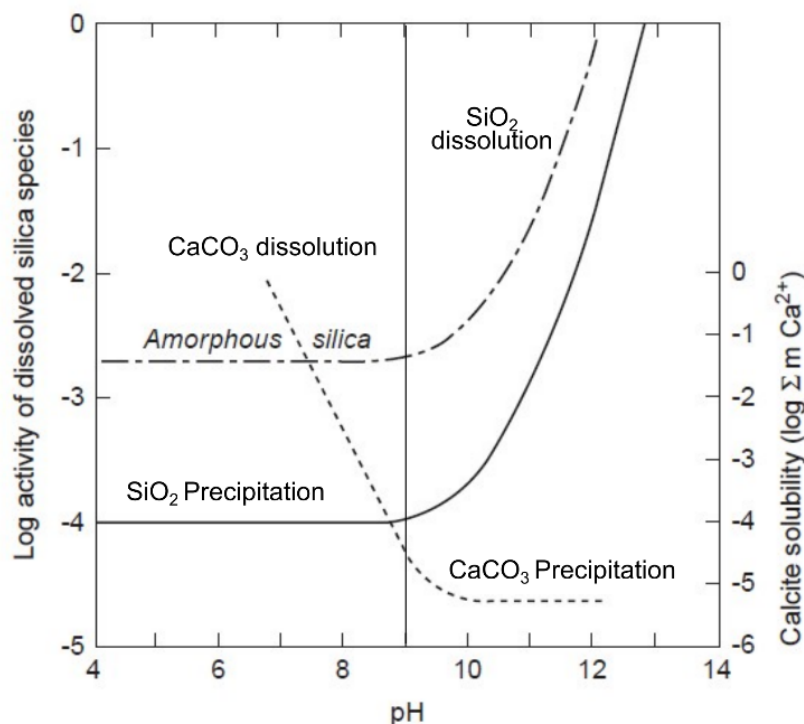


Figure 1-4. Courbes de solubilité de la calcite (Langmuir, 1997) et de la silice (Drever, 1988) à 25°C et à pression atmosphérique (modifié d'après Bustillo, 2010).



### *1.2.4 Synthèse sur la problématique concernant l'hétérogénéité diagenétique des carbonates continentaux*

Les différentes phases diagenétiques locales peuvent donc amener à des changements majeurs des propriétés des carbonates continentaux, tout en étant difficilement prédictibles. Ceci s'explique par le fait que la diagenèse de ces carbonates englobe une grande diversité de processus physiques, chimiques et biologiques liés aux environnements diagenétiques et à l'action des eaux météoriques, pouvant dissoudre, cimenter ou remplacer le carbonate. De plus, la diagenèse peut se produire aussi bien pendant les premiers stades diagenétiques que plus tard en présentant des caractéristiques similaires. La difficulté à identifier et à replacer les différents épisodes diagenétiques affectant les carbonates continentaux dans un contexte spatial et temporel est alors un verrou majeur à la prédiction des variations de leur propriétés pétrophysiques et à la reconstitution de l'évolution du bassin en fonction des événements globaux ou régionaux (géodynamique, climatique, eustatique).

### *1.3 Quels sont les impacts respectifs des faciès et des phases diagenétiques sur les propriétés pétrophysiques des carbonates continentaux ? Peut-on prédire ces variations de propriétés pétrophysiques ?*

D'un point de vue général, les formations carbonatées présentent une très grande variabilité de propriétés pétrophysiques, et sont des milieux très hétérogènes (Amthor and Moun, 1994 ; Ehrenberg and Nadeau, 2005). Cette hétérogénéité peut s'expliquer par le fait que (i) les roches carbonatées se développent dans de nombreux environnements de dépôt différents, et (ii) la très grande sensibilité chimique du carbonate de calcium à la diagenèse et aux interactions fluide-roche en générale, qui est fonction de la minéralogie primaire des dépôts carbonatés (Anselmetti et Eberli, 1993 ; Ehrenberg and Nadeau, 2005 ; Regnet et al., 2019a ; Matonti et al., 2021 ; Bailly et al., 2022). Par exemple, la diminution de la porosité avec l'augmentation de la profondeur n'est pas vérifiée pour les carbonates à cause de phénomènes de dissolution et/ou de dolomitisation (Anselmetti and Eberli, 1993 ; Amthor and Moun, 1994 ; Ehrenberg and Nadeau, 2005). Cette forte hétérogénéité implique que certaines relations, comme les relations porosité ( $\Phi$ ) – perméabilité ( $k$ ) ou porosité ( $\Phi$ ) – acoustique ( $V_p$ - $V_s$ ) sont alors difficiles à appréhender (Altunbay et al., 1997 ; Anselmetti and Eberli, 1999 ; Bernabé et al., 2003 ; Verwer et al., 2008 ; Janjuhah et al., 2019 ; Regnet et al., 2019a).

Les propriétés physiques des roches mesurées à l'échelle macroscopique (à l'échelle du réservoir) sont souvent sensibles aux variations microscopiques de la structure des carbonates et du réseau poreux (Regnet et al., 2019a). Les informations microstructurelles peuvent être obtenues à partir des propriétés élastiques et d'écoulement des roches. En général, les propriétés élastiques (vitesses de propagation des ondes P et S, dispersion des vitesses...), ou acoustiques

dans ce travail, sont contrôlées par les contacts entre les constituants de la roche, tandis que les propriétés d'écoulement (perméabilité) sont plus sensibles à la géométrie des pores et à l'agencement du réseau poreux (Lucia, 2007 ; Zinszner and Pellerin, 2007 ; Mavko et al., 2009 ; Regnet et al., 2019a).

### 1.3.1 La porosité dans les carbonates

Les pores peuvent être classés en fonction de nombreux paramètres (forme, taille, connectivité, origine...). Plusieurs types de pores sont définis : interparticulaire, intraparticulaire, de fenêtre, d'abris, de fabrique, intercrystallin, moldique, de fracture, *channel*, vacuolaire, caverneux, de brèche, de perforation, de terrier ou de *shrinkage*. Choquette and Pray (1970) ont proposé de classer les types de pores en fonction de la fabrique sédimentaire (sélective ou non ; Figure 1-5) en intégrant quelques notions liées au faciès et de diagenèse. Les porosités interparticulaires, intraparticulaires, fenêtres, d'abris, et de fabrique sont intimement liées aux conditions de dépôts du carbonate. D'un autre côté, les porosités moldiques, intercrystallines, vacuolaires, *channel* et cavernueuses résultent généralement de phases de dissolution du carbonate (Figure 1-5). Cette classification est assez difficile à utiliser en physique des roches car elle regroupe sous une même catégorie (sélective ou non-sélective) des types de pores exerçant une influence différente sur les propriétés physiques. Elle est donc plus adéquate pour parler de l'origine des pores et pour prédire l'évolution de la porosité d'une roche au cours du temps (Choquette and Pray, 1970). Les classifications de Lønøy (2006) et Lucia (2007) sont plus adaptées pour investiguer le contrôle de la porosité sur les propriétés pétrophysiques (Figure 1-6 et Figure 1-7). Elles intègrent les propriétés de transport à différentes échelles en utilisant leurs caractéristiques des pores comme leur type, leur taille, leur forme, leur distribution et leur connectivité.
















		FABRIC SELECTIVE	NOT FABRIC SELECTIVE
PRIMARY		INTERPARTICLE BP	 FRACTURE FR  CHANNEL* CH  VUG* VUG  CAVERN* CV *Cavern applies to man-sized or larger pores of channel or vug shapes.
		INTRAPARTICLE WP	
		FENESTRAL FE	
		SHELTER SH	
		GROWTH-FRAMEWORK GF	
SECONDARY		INTERCRYSTAL BC	
		MOLDIC MO	
<b>FABRIC SELECTIVE OR NOT</b>			
		BRECCIA BR	
		BURROW BU	
			SHRINKAGE SK

Figure 1-5. Classification de la porosité dans les carbonates par Choquette and Pray (1970).

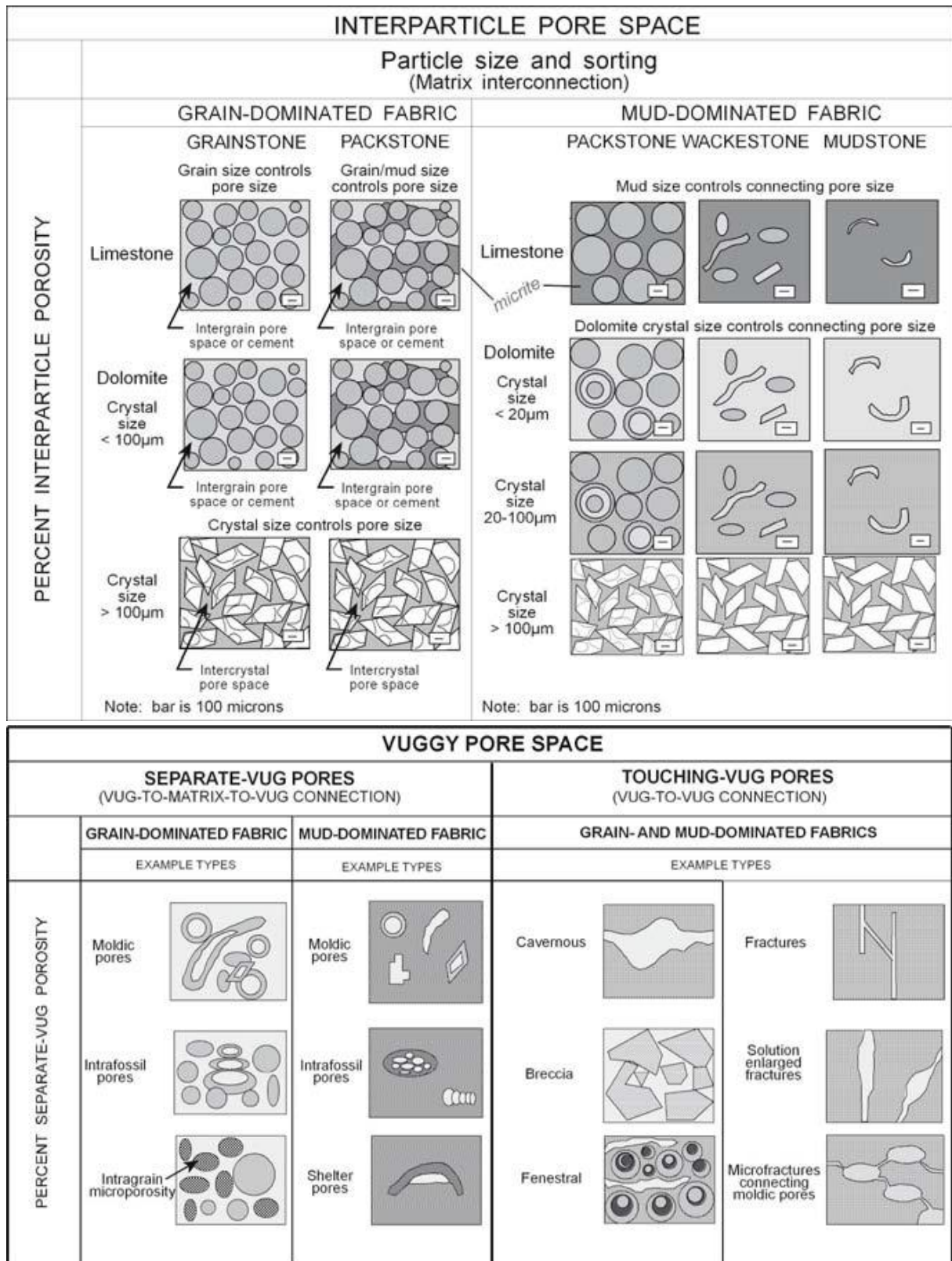


Figure 1-6. Classification de Lucia (2007) de l'espace poreux intergranulaire et vacuolaire basée sur la taille et l'abondance des grains/cristaux, ainsi que sur la taille et l'interconnexion des pores.

Pore Type	Pore Size	Pore Distribution	Pore Fabric
Interpartide	Micropores (10–50 $\mu\text{m}$ )	Uniform	Interpartide, uniform micropores
		Patchy	Interpartide, patchy micropores
	Mesopores (50–100 $\mu\text{m}$ )	Uniform	Interpartide, uniform mesopores
		Patchy	Interpartide, patchy mesopores
	Macropores (>100 $\mu\text{m}$ )	Uniform	Interpartide, uniform macropores
		Patchy	Interpartide, patchy macropores
Intercrystalline	Micropores (10–20 $\mu\text{m}$ )	Uniform	Intercrystalline, uniform micropores
		Patchy	Intercrystalline, patchy micropores
	Mesopores (20–60 $\mu\text{m}$ )	Uniform	Intercrystalline, uniform mesopores
		Patchy	Intercrystalline, patchy mesopores
	Macropores (>60 $\mu\text{m}$ )	Uniform	Intercrystalline, uniform macropores
		Patchy	Intercrystalline, patchy macropores
Intrapartide			Intrapartide
Moldic	Micropores (<10–20 $\mu\text{m}$ )		Moldic micropores
	Macropores (>20–30 $\mu\text{m}$ )		Moldic macropores
Vuggy			Vuggy
Mudstone microporosity	Micropores (<10 $\mu\text{m}$ )		Tertiary chalk
			Cretaceous chalk
		Uniform	Chalky micropores, uniform
		Patchy	Chalky micropores, patchy

Figure 1-7. Classification de la porosité par Lønøy (2006) basée sur le type de pore, sa taille et sa distribution.

### 1.3.2 Facteurs de contrôle sur les propriétés d'écoulement

Les propriétés d'écoulement sont investiguées ici par la mesure de la perméabilité des carbonates, c'est-à-dire par la capacité de leur milieu à se faire traverser par un fluide. La perméabilité est intimement liée à la porosité (Altunbay et al., 1997). Fondamentalement, lorsqu'il n'y a pas de porosité, la perméabilité est nulle tandis que lorsqu'il n'y a pas de matrice (porosité de 100%), la perméabilité est infinie. Malheureusement, il n'existe pas de relation simple entre ces deux extrêmes (Guéguen and Dienes, 1989 ; Bernabé et al., 2003). Dans les roches carbonatées, les mesures de porosité vs perméabilité sont souvent très dispersées, et les faciès ne suffisent pas forcément à établir des relations concluantes (Figure 1-8 ; Regnet et al., 2019b ; Reijmer et al., 2021). La principale raison de cette dispersion est la grande variabilité de la structure du réseau poreux (géométrie et connectivité des pores), notamment la forte diversité des tailles et de la densité des connexions entre les pores (Figure 1-8 ; Guéguen and Dienes, 1989 ; Zinszner and Pellerin, 2007 ; Regnet et al., 2019b).

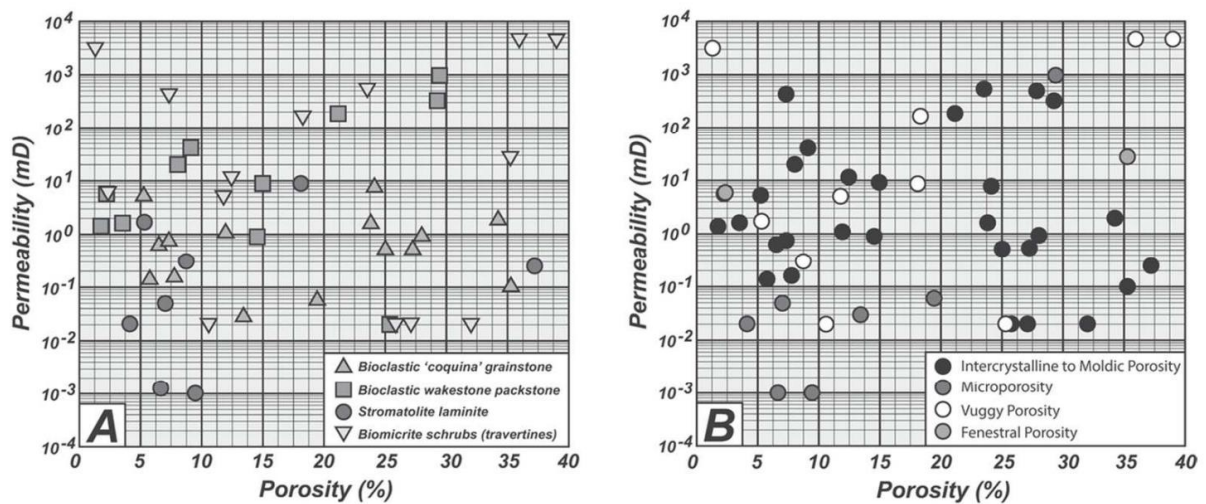


Figure 1-8. Diagramme perméabilité en fonction de la porosité, du faciès et des types de pores dominants dans des carbonates continentaux analogues de la formation du Pre-Salt (Brésil ; Regnet et al., 2019b).

La dissolution du carbonate est le créateur majeur de porosité dans les carbonates (Anselmetti and Eberli, 1993 ; Bernabé et al., 2003 ; Baechle et al., 2008 ; Verwer et al., 2008). Elle peut affecter l'ensemble d'une formation ou d'un banc, ou affecter des zones préférentielles localisées dans certains faciès ou le long de discontinuités (failles, fractures, surfaces bioturbées, surfaces d'érosion, surface d'arrêt de sédimentation de type *hardground* ou *firmground* ; Hardage et al., 1996 ; Menke et al., 2016 ; Conti et al., 2019 ; Balsamo et al., 2020 ; de Paulo Ferrera et al., 2020). La fracturation de la roche joue alors un rôle important sur les propriétés d'écoulement, puisqu'elle permet de connecter les pores entre-eux sans pour autant augmenter drastiquement le volume total de porosité (Zinszner and Pellerin, 2007). La dissolution préférentielle peut être contrôlée par le réseau poreux initial, dépendant directement du milieu de dépôt et du faciès (Menke et al., 2016). Elle peut même dans certains cas amener à la formation de karsts, et peut impacter durablement les chemins de circulation de fluides dans un bassin (Hardage et al., 1996 ; Conti et al., 2019 ; Balsamo et al., 2020). A cause de cette dissolution préférentielle du carbonate le long de discontinuités, l'anisotropie est généralement importante dans les carbonates au regard de la perméabilité. A l'inverse, la cimentation carbonatée colmate la porosité et provoque une diminution drastique de la perméabilité. Les travaux de van der Land et al. (2013) ont même montré par la modélisation de l'évolution de la perméabilité dans les carbonates en fonction de la texture primaire et de la diagénèse que la chute de perméabilité est plus rapide que la diminution de la porosité.

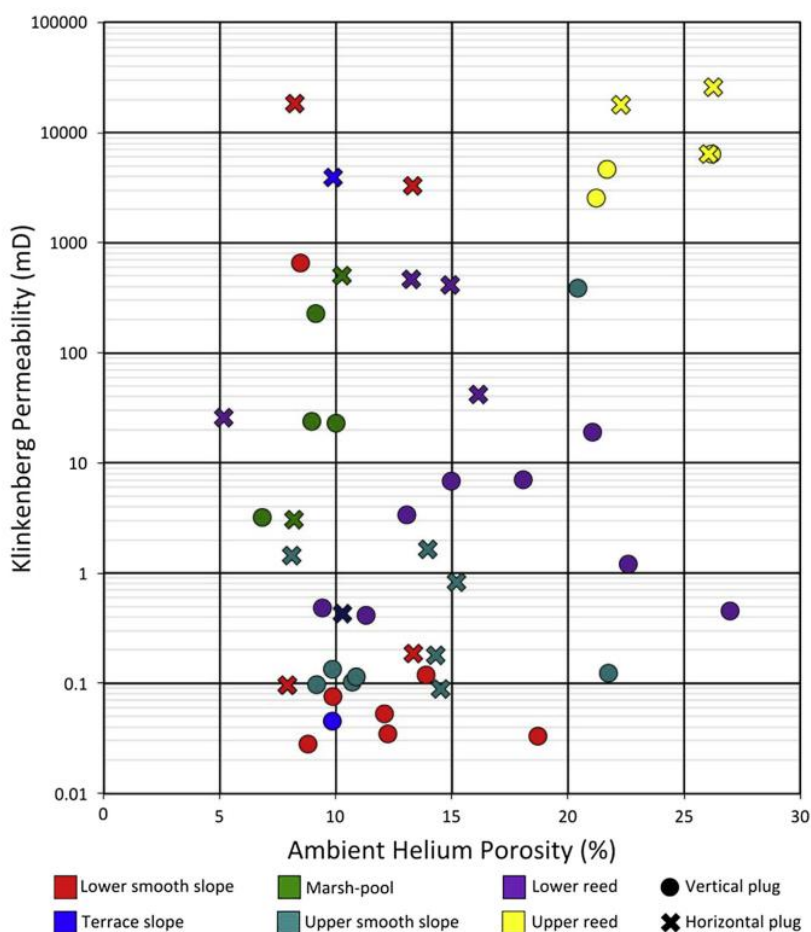


Figure 1-9. Diagramme perméabilité en fonction de la porosité et des faciès sur des carottes verticales et horizontales dans les travertins pléistocènes de Buda Hills (Hongrie, Claes et al., 2017).

Le remplacement du carbonate peut également favoriser la circulation de fluide dans l'encaissant en créant des zones plus poreuses et perméables. Par exemple, le remplacement de la calcite par de la dolomite favorise une bonne perméabilité en augmentant l'espace poral (Amthor and Moun, 1994). À l'inverse, la cimentation, quelle qu'elle soit, remplit la porosité et induit généralement une baisse de la perméabilité. De même, le néomorphisme de la micrite initiale, poreuse et caractérisée par des cristaux ronds (*rounded micrite*), en une micrite composée de cristaux xénomorphes fusionnés entre eux (*anhedral and fused micrite*) provoque la diminution de la porosité et de la perméabilité (Deville de Periere et al., 2011 ; Regnet et al., 2015). Un autre facteur pouvant jouer un rôle majeur sur la perméabilité est la fabrication du carbonate. Claes et al (2017) ont par exemple obtenu des perméabilités très hétérogènes dans des travertins pléistocènes de Hongrie, pour lesquels les perméabilités horizontales sont toujours plus importantes que les perméabilités verticales (Figure 1-9). Ceci est expliqué par une meilleure connexion des pores le long des pores primaires parallèles à la stratification.

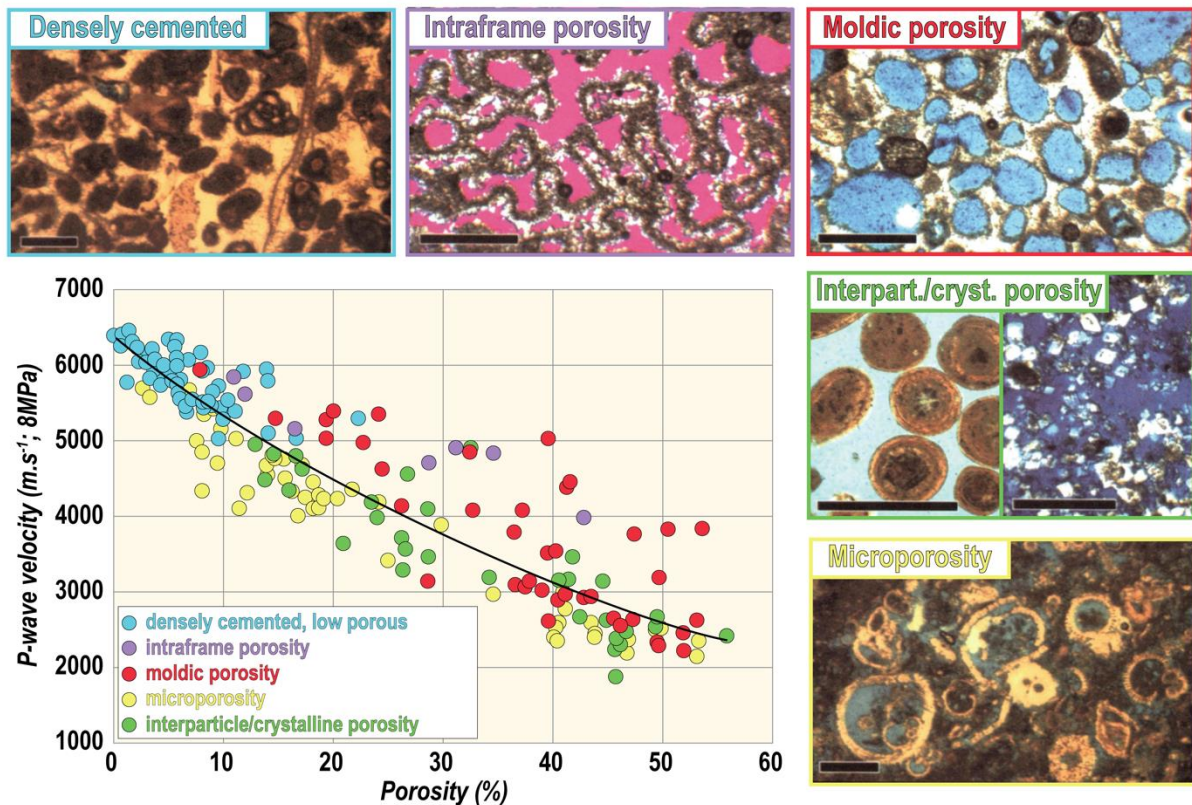


Figure 1-10. Contrôle du type de pores sur les propriétés acoustiques de carbonates provenant de forages du Grand Banc des Bahamas (Pléistocène à Miocène, Mer des Caraïbes) et d'affleurements de la Montagne de Majella (Crétacé supérieur, Italie). Chaque type de pores est imagé par des clichés pétrographiques (barre d'échelle noire = 1 mm, Anselmetti and Eberli, 1997) et permet d'expliquer la large gamme des vitesses pour une porosité donnée. (Bailly, 2019, modifié d'après Eberli et al., 2003).

### 1.3.3 Facteurs de contrôle sur les propriétés élastiques

Les propriétés élastiques sont étudiées dans ce travail par la capacité du solide à se déformer pour permettre la propagation des ondes acoustiques. Lorsqu'une onde se propage, elle crée une petite perturbation mécanique locale du milieu. Sa vitesse de propagation dépend alors des caractéristiques du milieu comme sa minéralogie, sa porosité et la nature des fluides contenus dans le milieu. Les travaux de Biot et Gassmann par exemple, ont permis d'établir plusieurs équations permettant de prédire la vitesse d'une onde en fonction du milieu traversé, de sa porosité, et de la nature des fluides saturants. Dans ces équations, la minéralogie dominante de la roche traversée par l'onde joue un rôle important, puisqu'elle définit les modules d'incompressibilité et de cisaillements du squelette rocheux (Mavko et al., 2009). Par exemple, la calcite a un module d'incompressibilité ( $K=71$  GPa) plus élevé que celui du quartz ( $K=37$  GPa), mais plus faible que celui de la dolomite ( $K=95$  GPa). De ce fait, la vitesse de propagation des ondes P sera plus élevée dans la calcite ( $V_p=6,40$  km.s<sup>-1</sup>) que dans le quartz ( $V_p=6,08$  km.s<sup>-1</sup>), mais moins que

dans la dolomite ( $V_p=7,73 \text{ km.s}^{-1}$ ). Néanmoins, d'autres paramètres influencent ces vitesses et ne sont pas pris en compte dans ces modèles analytiques ou empiriques simples.

De nombreuses études traitant des propriétés élastiques des carbonates marins ont montré le contrôle majeur de la porosité et de la géométrie des pores sur les propriétés élastiques des carbonates (Wyllie et al., 1956 ; Raymer et al., 1980 ; Anselmetti and Eberli, 1993, 2001 ; Eberli et al., 2003 ; Baechle et al., 2008 ; Verwer et al., 2008 ; Weger et al., 2009 ; Soete et al., 2015 ; Fournier et al., 2018 ; Bailly et al., 2019b, Regnet et al., 2019a, 2019b). L'augmentation de la porosité induit une diminution des vitesses de propagation des ondes acoustiques et sismiques (Mavko et al., 2009). La typologie des pores exerce une forte influence sur la vitesse des ondes acoustiques (Figure 1-10 ; Anselmetti and Eberli, 1993, 2001 ; Eberli et al., 2003). Les ondes traversant des milieux avec de la microporosité ou de la porosité interparticulaire sont ralenties et les vitesses sont alors moins élevées (Figure 1-11; Anselmetti and Eberli, 2001 ; Eberli et al., 2003 ; Baechle et al., 2008 ; Matonti et al., 2021). À l'inverse, les porosités moldique, vacuolaire, *channel* ou caverneuse rendent comparativement le milieu plus résistant. Les vitesses acoustiques sont donc plus élevées (Figure 1-10 ; Anselmetti and Eberli, 2001 ; Eberli et al., 2003 ; Baechle et al., 2008 ; Matonti et al., 2021).

La caractérisation en 2D de la géométrie des pores a ensuite permis de mieux expliquer les variations de vitesse des ondes en calculant par exemple l'arrondi des pores, leur rapport d'aspect (plus grand côté divisé par le plus petit côté), ou la complexité du réseau (périmètre du pore divisé par son aire) (Figure 1-11; Weger et al., 2009). Ainsi, il a été mis en évidence que des pores sphériques (rapports d'aspect proche de 1) ont tendance à être plus résistants à la compression que les pores de fissures (rapports d'aspect supérieurs à 1). Ceci se traduit par des vitesses plus élevées dans les milieux à pores sphériques que dans des milieux fracturés (Figure 1-11f ; Kumar and Han, 2005 ; Weger et al., 2009 ; Soete et al., 2015 ; Fournier et al., 2018). La présence de pores très allongés posent même des problèmes de *squirt-flow* pour des ondes à hautes fréquences (Dvorkin et al, 1995 ; Adelinet et al., 2011). David and Zimmerman (2011b) ont alors proposé plusieurs équations afin de prédire la vitesse de propagation d'une onde P en fonction des propriétés élastiques du milieu et du rapport d'aspect.



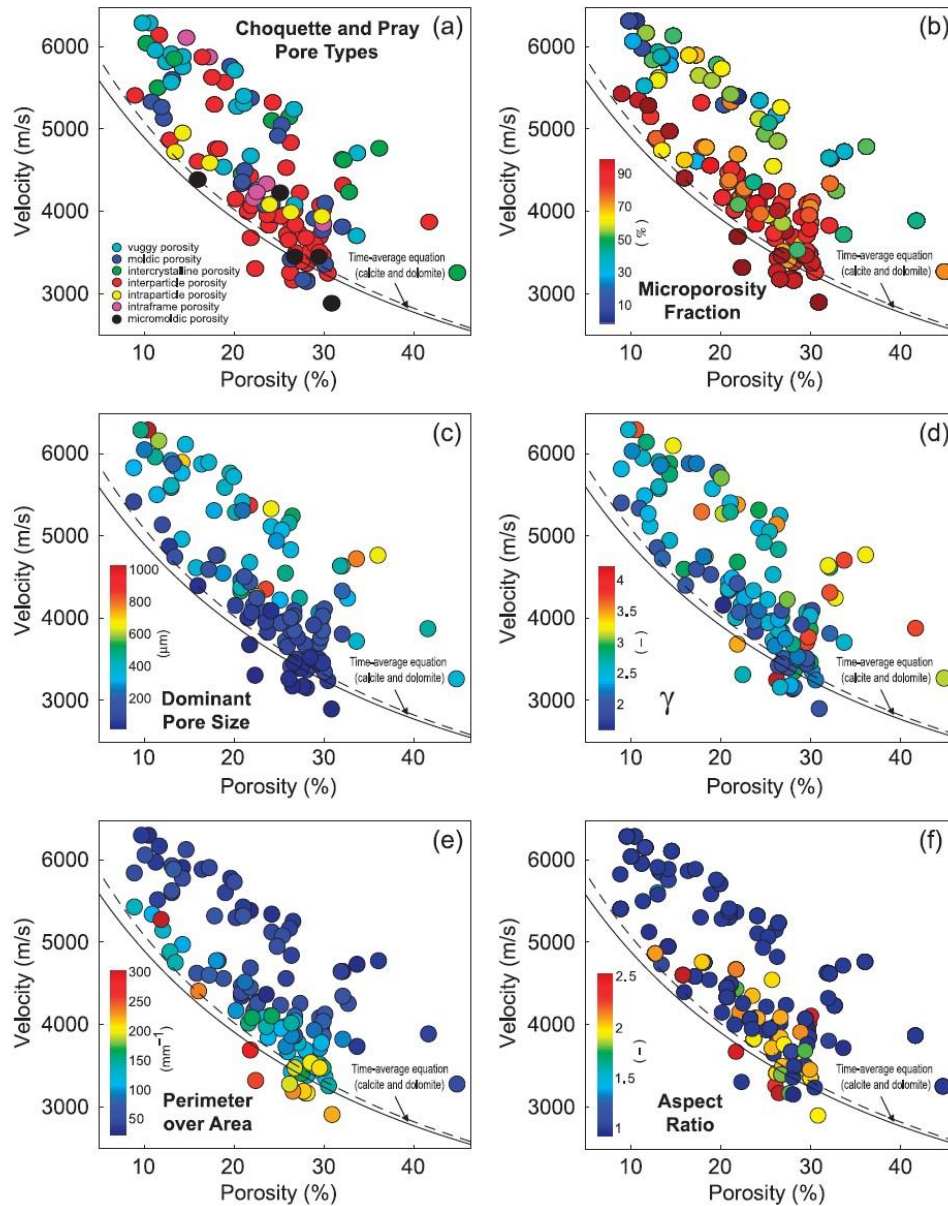


Figure 1-11. Diagrammes représentant l'évolution de la porosité en fonction de la vitesse des ondes P. Ces diagrammes montrent l'influence de la proportion de microporosité (b), de la taille moyenne des pores (c), de leur arrondi (d), de la surface spécifique moyenne des pores (e) et de leur rapport d'aspect (f), sur les valeurs de vitesse des ondes P (Weger et al., 2009).

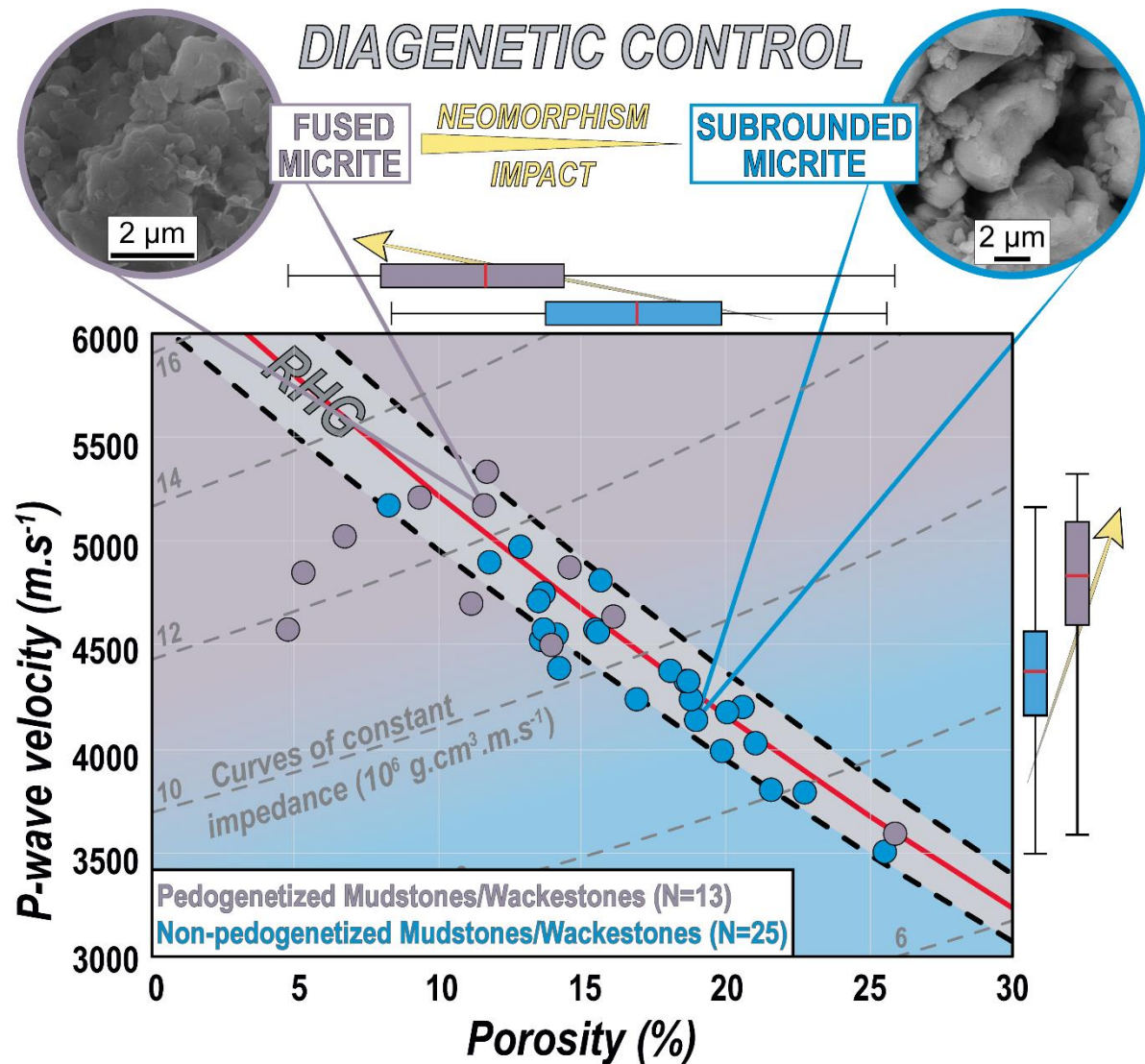


Figure 1-12. Diagramme porosité-Vitesse des ondes P montrant l'influence du néomorphisme pour les carbonates continentaux micritiques (Bailly et al., 2019a).

Un autre facteur jouant sur la propagation des ondes est la cristallographie de la micrite. Regnet et al (2015) ont montré dans les carbonates marins qu'une micrite peu compactée composée de cristaux arrondis sera moins compressible qu'une micrite comportant des cristaux fusionnés les uns aux autres. Cette minéralogie plus résistante facilite alors la propagation des ondes, augmentant la vitesse des ondes P. Bailly et al (2019a) ont observé la même chose dans les carbonates palustres, où la différence de cristallinité de la micrite provient de différents degrés d'altération diagénétique du carbonate issu de la pédogénèse (Figure 1-12).

La compaction mécanique, généralement liée à l'enfouissement du sédiment, a deux effets inverses sur la porosité du milieu : elle peut soit la réduire, ce qui rigidifie le milieu et le rend plus favorable à la propagation des ondes, soit l'augmenter en fracturant la roche, ce qui s'accompagne

d'une diminution des vitesses acoustiques (Ehrenberg and Nadeau, 2005 ; Fortin et al., 2007 ; Regnet et al., 2019a).

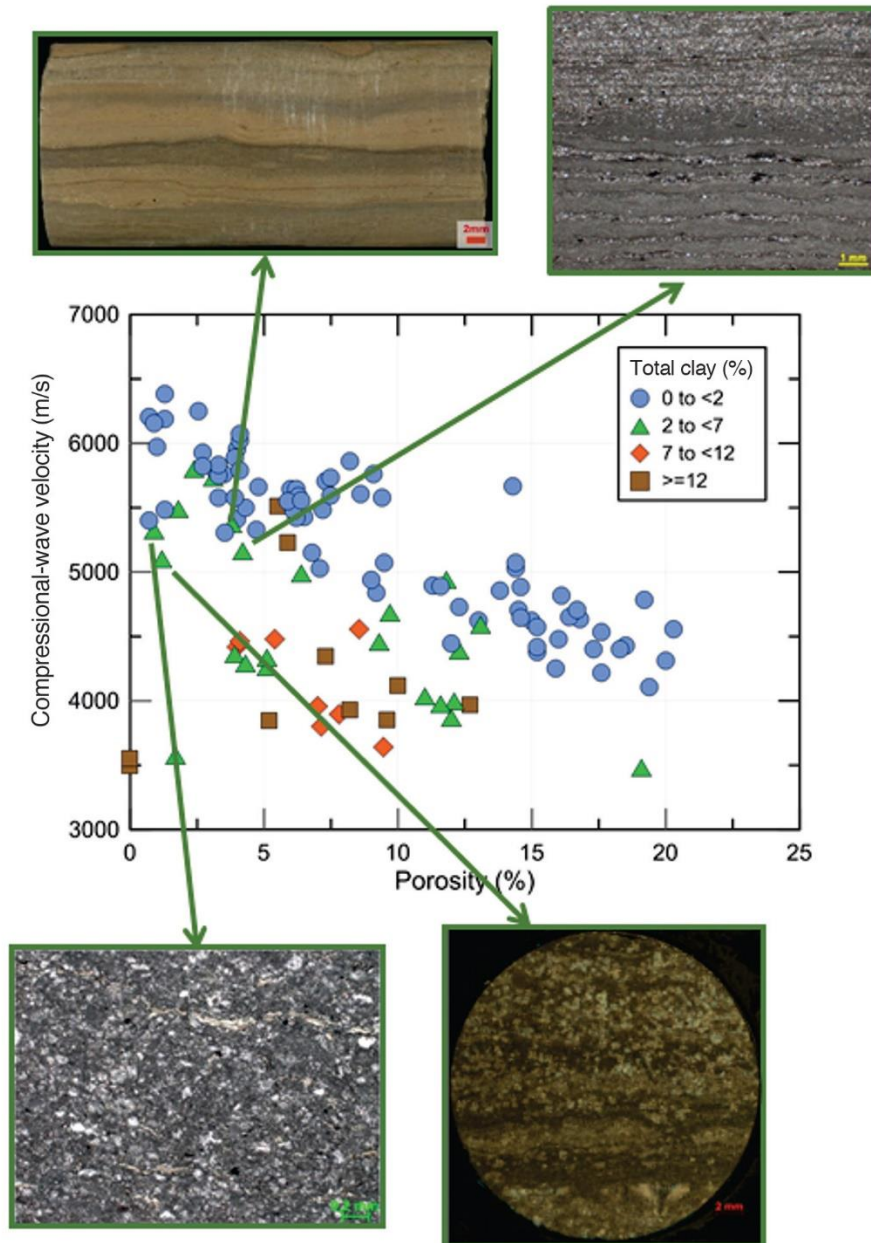


Figure 1-13. Diagramme porosité-vitesse des ondes P dans les carbonates lacustres des formations du Pre-Salt du bassin de Santos (Brésil) en fonction de la teneur en argile (Vasquez et al., 2019). Les données présentant des vitesses acoustiques anormalement élevées pour leur teneur en argiles sont illustrées avec quatre photographies des échantillons.

Également, la minéralogie du carbonate peut influencer les ondes acoustiques puisqu'elle définit les modules d'incompressibilité K et de cisaillements G du milieu traversé (Mavko et al.,

2009). Par exemple, la calcite a un module d'incompressibilité ( $K=71$  GPa) plus élevé que celui du quartz ( $K=37$  GPa), mais plus faible que celui de la dolomite ( $K=95$  GPa) (Mavko et al., 2009). De ce fait, la vitesse de propagation des ondes P sera plus élevée dans la calcite ( $V_p=6,40$  km.s<sup>-1</sup>) que dans le quartz ( $V_p=6,08$  km.s<sup>-1</sup>), mais moins que dans la dolomite ( $V_p=7,73$  km.s<sup>-1</sup>). Le mélange de phases minérales, comme la présence d'argiles dans le carbonate va alors avoir un impact direct sur la vitesse des ondes (Figure 1-13). Les données de vitesse des ondes P acquises sur les carbonates lacustres de la formation du *Pre-Salt* dans le bassin de Santos (Brésil) mettent bien en évidence le ralentissement des ondes en fonction de la teneur en argile (Figure 1-13). Néanmoins, quelques carbonates « riches » en argiles présentent des vitesses comparables aux carbonates presque purs. La présence de structures laminées est supposée être la raison des vitesses anormalement hautes de ces carbonates « riches » en argiles.

Finalement, la présence de ciments diagénétiques peut influencer la propagation des ondes (Figure 1-14). Par exemple, la présence de ciments isopaques peut diminuer la vitesse des ondes pour des échantillons à porosité équivalente (Brigaud et al., 2010). Le phénomène de cimentation précoce rend la fabrication de la roche résistante au phénomène de compaction, inhibant en grande partie son effet, ce qui limite la diminution de porosité au cours de l'enfouissement (Brigaud et al., 2010). Cette diminution des vitesses pourrait être induite par la présence d'une interface moins rigide entre les grains (Brigaud et al., 2010 ; Adelinet et al., 2019). Également, la cimentation précoce peut permettre de préserver une partie de la porosité en rendant la roche moins sensible à la compaction (Makhloufi et al., 2013). Toutefois, la diagenèse a tendance à augmenter la vitesse de propagation des ondes P au cours du temps en diminuant l'espace poreux. Cette augmentation n'est cependant pas identique suivant les phases diagénétiques précédentes (présence ou absence de ciments isopaques précoces par exemple ; Brigaud et al., 2010).

### 1.3.4 Les propriétés pétrophysiques dans les carbonates continentaux

Depuis la fin des années 2000, plusieurs études se sont intéressées aux propriétés pétrophysiques des carbonates continentaux (Garcia del Cura et al., 2012 ; De Boever et al., 2016 ; Ronchi and Cruciani., 2015 ; Soete et al., 2015 ; Claes et al., 2017 ; Herlinger et al., 2017 ; Fournier et al., 2018 ; Bailly et al., 2019a, 2019b, 2022 ; Regnet et al., 2019 ; Vasquez et al., 2019 ; Reijmer et al., 2021). Ces études sont surtout portées sur les tufas/travertins (Garcia del Cura et al., 2012 ; De Boever et al., 2016 ; Ronchi and Cruciani, 2015 ; Soete et al., 2015 ; Claes et al., 2017 ; Bailly et al., 2022) et sur les faciès lacustres similaires au Campos Basin, au large du Brésil (Herlinger et al., 2017 ; Fournier et al., 2018 ; Regnet et al., 2019 ; Vasquez et al., 2019). Les relations décrites précédemment semblent également valables dans ces carbonates continentaux. La diagenèse y exerce un contrôle fort sur la porosité et la perméabilité (Herlinger et al., 2017). Par exemple, la recristallisation des sédiments durant la pédogénèse augmente la vitesse des ondes en réduisant la porosité en fusionnant les cristaux de micrites (Bailly et al., 2019a). Les micrites à cristaux très fusionnés favorisent la bonne propagation des ondes (Bailly et al., 2019a). L'anisotropie est souvent présente dans ces carbonates. Elle est généralement dépendante des structures des

bioconstructions (travertins, tufas, microbialites) et de leur état de cimentation (Garcia del Cura et al., 2012 ; De Boever et al., 2016 ; Herlinger et al., 2017).

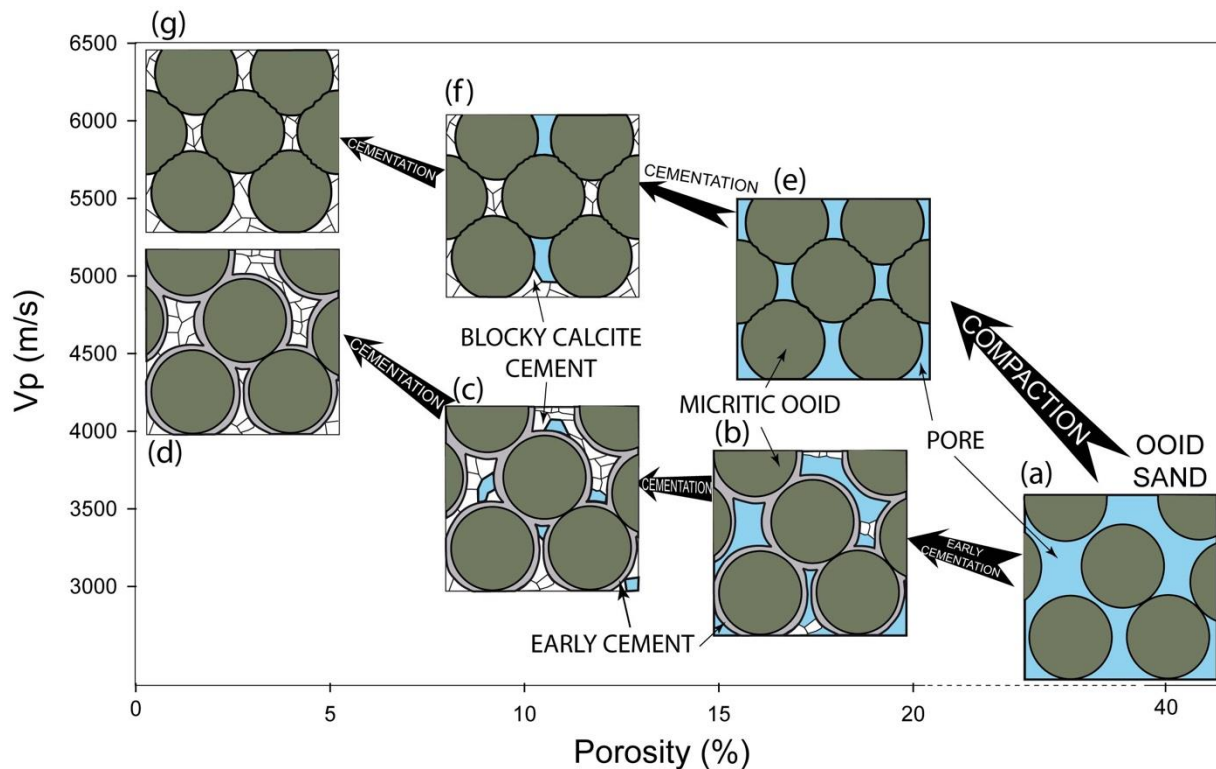


Figure 1-14. Diagramme porosité-vitesse des ondes P dans des carbonates marins illustrant l'impact de la diagénèse et de la compaction sur les vitesses acoustiques (Brigaud et al., 2010).

### 1.3.5 Synthèse sur la problématique concernant les hétérogénéités pétrophysiques des carbonates continentaux

La forte variabilité des propriétés pétrophysiques des carbonates continentaux doit être anticipée pour la prospection du sous-sol, pour l'utilisation de ses ressources et son aménagement. La prédiction des propriétés pétrophysiques dans les carbonates continentaux est plus complexes que dans les carbonates marins à cause de la plus grande diversité des faciès et des processus diagenétiques dans le domaine continental. Le manque de liens clairement établis entre propriétés d'écoulement, propriétés acoustiques, et la microstructure héritée du faciès sédimentaire et de sa diagenèse posent alors soucis pour la modélisation et la prédiction des qualités réservoirs de ces carbonates.

## 2. Contexte géologique du Cénozoïque du bassin de Paris

### 2.1 Contexte géodynamique

Le bassin de Paris repose sur un socle Cadomien-Varisque et est entouré du Massif armoricain à l'ouest, du Massif central au sud, du Massif des Vosges à l'est et du Massif des Ardennes au nord-est (Figure 1-15). Ce bassin est affecté par des accidents tectoniques qui délimitent quatre domaines rhéologiques hérités de l'orogène varisque (Autran et al., 1994) : (1) le bloc Rhéno-Hercynien, (2) le bloc Saxo-Thuringien, (3) le bloc Morvano-Vosgien, et (4) le bloc Cadomien (Figure 1-15). Ces blocs sont délimités par les failles de Bray, de Vittel, de Metz, de la Seine, de Rambouillet et de la Loire. Cette structuration profonde est potentiellement responsable des périodes et zones de déformations enregistrées au cours du Cénozoïque dans le bassin. Par exemple, la position du paléo-slab varisque (Averbuch et al, 2012) au niveau de la faille de Bray correspondrait aux zones de subsidences maximales enregistrées du Thanétien au Bartonien (Briais, 2015 ; Briais et al., 2016).

Un contexte de faible subsidence caractérise le bassin au cours du Cénozoïque (Figure 1-16). La variation du taux de subsidence est principalement contrôlée par (1) le rejeu des failles d'orientation NW-SE lié à la compression pyrénéenne dont le maximum de déformation est enregistré au cours de l'Yprésien et au cours du Lutétien-Bartonien, et (2) la flexure NE-SW liée à la compression alpine (Figure 1-15) au cours du Miocène (Guillocheau et al., 2000 ; Bourgeois et al., 2007). De nombreux anticlinaux et synclinaux d'orientation NW-SE à E-W sont identifiables et responsables de variations d'épaisseurs sédimentaires au cours du Cénozoïque tels que les anticlinaux d'Artenay, de Bray/Margny-Lès-Compiègne, de La Rémarde, de Meudon, d'Orxois, et de Vigny (Figure 1-17).

### 2.2 Contexte lithostratigraphique, biostratigraphique et paléoenvironnemental

Les dépôts du Cénozoïque du bassin de Paris sont localisés au centre du bassin, en discordance sur les dépôts du Mésozoïque. La faible subsidence du bassin (Figure 1-16) implique de faibles taux de sédimentation atteignant jusqu'à 300m de sédiments déposés entre le Danien (66,0-61,6 Ma) et l'Aquitaniens (23,03-20,44 Ma), soit environ 6m/Ma.

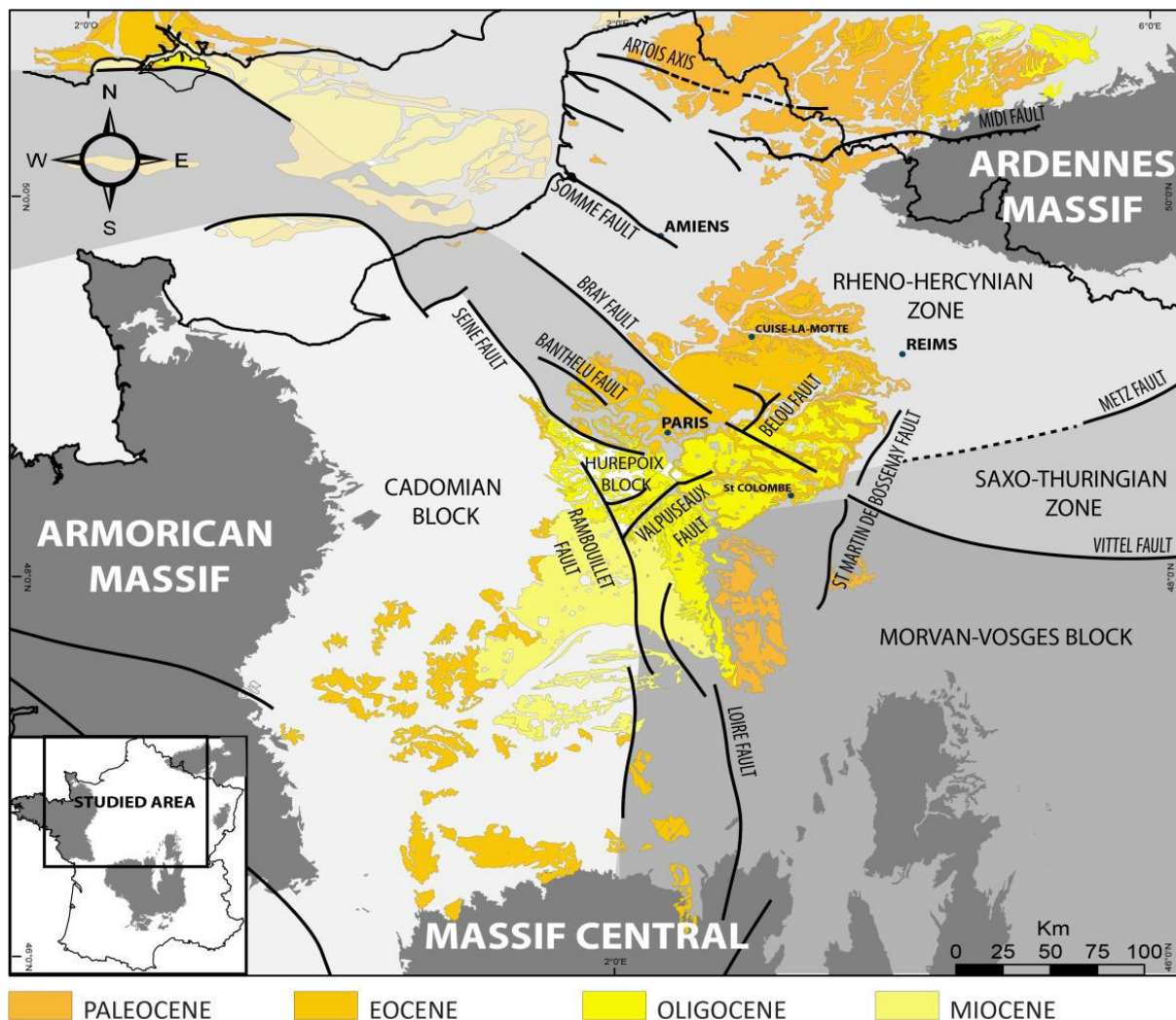


Figure 1-15. Configuration du socle varisque et localisation des dépôts cénozoïques du bassin de Paris (Briaux, 2015).

Le remplissage sédimentaire est affecté par des *hiatus* sédimentaires majeurs. Les deux principaux sont le *hiatus* séparant l'Yprésien et le Lutétien (2 Ma), et le *hiatus* du Chattien (5 Ma) (Figure 1-18 ; Pomerol, 1989). Ce second *hiatus* est interprété comme conséquent d'un flambage lithosphérique responsable du soulèvement de la partie nord du bassin associé à la compression alpine (Guillocheau et al., 2000, Bourgeois et al., 2007). Ce soulèvement provoque la déconnection permanente du bassin avec la Mer du Nord.

La sédimentation s'est majoritairement faite au centre du bassin de Paris lors des quatre étages qui composent l'Eocène (l'Yprésien, le Lutétien, le Bartonien et le Priabonien) et pendant le premier étage de l'Oligocène (le Rupélien), tandis qu'elle s'est faite plus au sud pendant le début du Miocène (l'Aquitainien et le Burdigalien) puis localement au cours du Miocène et du Pliocène.

Ci-dessous, une synthèse des différentes Formations rencontrées dans cette étude est réalisée, reprenant les descriptions des cartes géologiques, la synthèse du bassin de Paris de 1980

(Mégrien, 1980) et des derniers travaux sur ces dépôts (Delhaye-Prat et al., 2005 ; Briaïs, 2015 ; Briaïs et al., 2016). Une proposition de découpage lithostratigraphique en Groupes, Formations et Membres est faite suivant les définitions du *North American Stratigraphic Code* de 2005. Les définitions utilisées sont les suivantes : (1) Une Formation est un corps rocheux caractérisé par sa lithologie et sa position stratigraphique. Elle est cartographiable à la surface de la terre ou identifiable en sub-surface. Un Groupe peut regrouper plusieurs Formations et est utile pour la cartographie à petite échelle et l'analyse stratigraphique régionale. Finalement, le Membre est reconnu comme une partie d'une Formation possédant des caractéristiques qui la distinguent des parties adjacentes de la Formation.

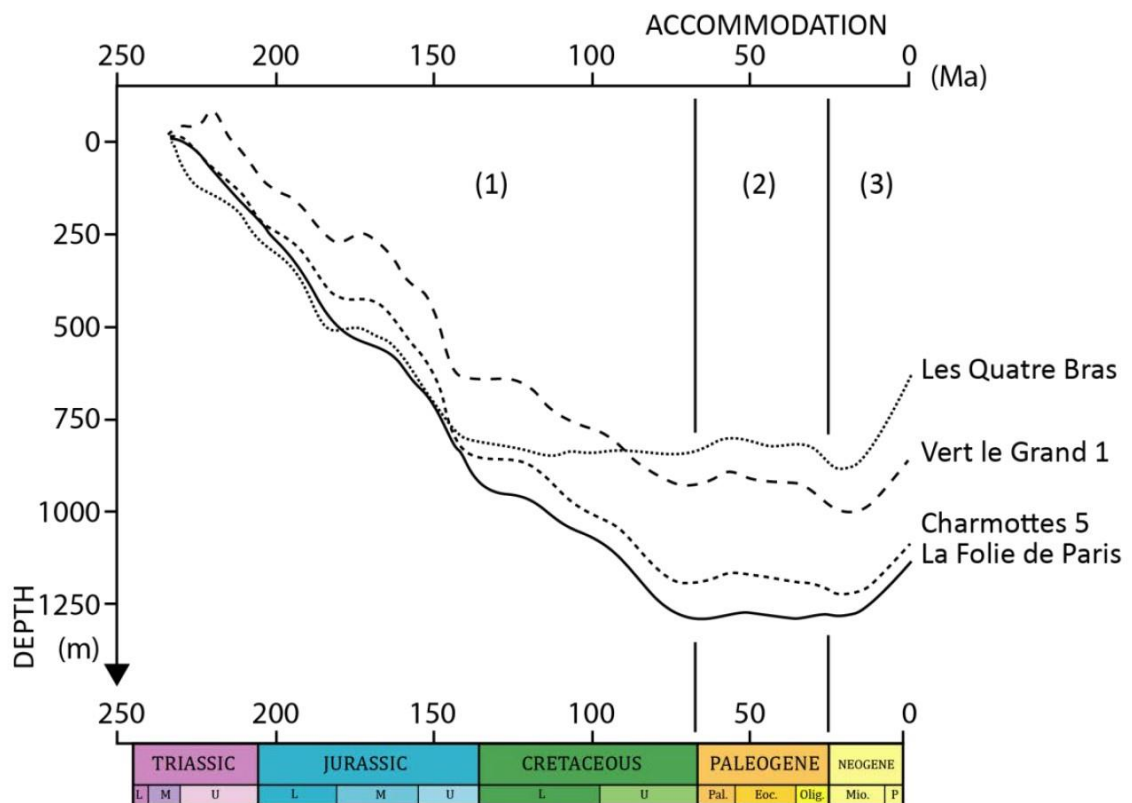


Figure 1-16. Courbes d'accommodation calculées sur 4 puits du bassin de Paris pour la période du Mésozoïque - Cénozoïque (Guillocheau et al., 2000).

### 2.2.1 Le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur (Thanétien-Yprésien)

Les dépôts du Thanétien et de l'Yprésien sont essentiellement silicoclastiques. Ils proviennent de domaines littoraux à fluviaux et lacustres. Ils comprennent de nombreuses Formations conglomératiques (Conglomérats de Cernay, de Meudon, Poudingues de Nemours ...), sableuses (Sables de Bracheux et de Mortemer, d'Aizy, de Cuise ...), argileuses ou argilo-ligniteuses



(Argiles et lignites du Soissonnais, Argiles de Vaugirard, Argiles de Laon ...) et localement des dépôts carbonatés (Calcaire de Breuil-sur-Vesle, Calcaire du Cap d'Ailly, Travertin de Sézanne) (Aubry et al., 2005). Ces dépôts sont présents sur tout le bassin Cénozoïque, de Reims à Evreux, et de Brenne à Dieppe (Figure 1-19).

L'Yprésien est subdivisé en deux sous-étages locaux, essentiellement basé sur les faciès : le Sparnacien et le Cuisien. Le Sparnacien correspond à des faciès majoritairement argilo-ligniteux laguno-lacustre à fluvio-lacustre (Figure 1-20). Les faciès associés au Sparnacien sont caractérisés par l'abondance du genre de wetzeliellacés *Apectodinium* (zones *Apectodinium hyperacanthum* et *Apectodinium-acme* de Iakovleva et al., 2021 ; zone W1 de Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978 ; Figure 1-21). Ce *bloom* du genre *Apectodinium* commence à la fin du Thanétien et dure jusqu'au début de l'Yprésien, marquant le maximum thermique de la transition Paléocène-Eocène (PETM ; Figure 1-19). De ce fait, les dépôts associés au Sparnacien local peuvent être datés du Thanétien comme de l'Yprésien inférieur. Les calcaires yprésiens sont peu épais (maximum 3 mètres pour les Membres des Calcaires de Mortemer et du Cap d'Ailly), sont caractérisés par des boues micritiques riches en charophytes et parfois en ostracodes ou gastéropodes et se sont formés autour de cette transition Thanétien-Yprésien inférieur (Mégny, 1980). Le Cuisien, quant-à-lui, est représenté par des faciès silicoclastiques d'environnements laguno-marins à marin littoraux (zones *Dracodinium astra* à *Rotundata*, zones W2 à W7 ; Iakovleva et al., 2021 ; Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978). Les biozones à charophytes *Sphaerochara edda*, *Peckichara disermas* et *Peckichara piveteaui* sont également connues dans ces formations (Riveline, 1983 ; Figure 1-21). Les formations sableuses marines de l'Yprésien supérieur possèdent également des foraminifères corrélés aux biozones de nanofossiles calcaires NP11-12 et SBZ10 (Figure 1-22 ; Aubry, 1983, 1985). La fin de l'Yprésien (zone NP13) n'est pas connue et est considérée comme un *hiatus* sédimentaire majeur dans le bassin (Pomerol, 1989 ; Briais et al., 2016 ; Figure 1-21).

Il est important de noter que la majorité des Formations du Thanétien et de l'Yprésien sont mal datées et mal cartographiées à cause (1) du manque de fossiles stratigraphiques dans de nombreuses localités et (2) de la forte ressemblance lithologique des faciès d'âges différents. Par exemple, les formations à poudingues de silex présentes dans le Gâtinais ou le long de la limite septentrionale des dépôts du Cénozoïques sont pauvres en marqueurs biostratigraphiques (Formations à chailles et Poudingues de Nemours ; Figure 1-19). Les niveaux inférieurs de ces formations, reposant généralement sur la craie crétacée ou sur une formation d'altération de la craie, sont attribués à l'Yprésien inférieur pour des raisons géométriques mais sans arguments paléontologiques (Demarcq, 1955). Des faciès similaires ont pourtant été datés par les palynomorphes de l'Yprésien supérieur à Brenne (Châteauneuf and Berthier, 1977) ou reposent même sur des dépôts du Lutétien-Bartonien dans le Gâtinais (Gigout, 1977). Ces âges sont donc à considérer avec précautions en l'absence de données biostratigraphiques.

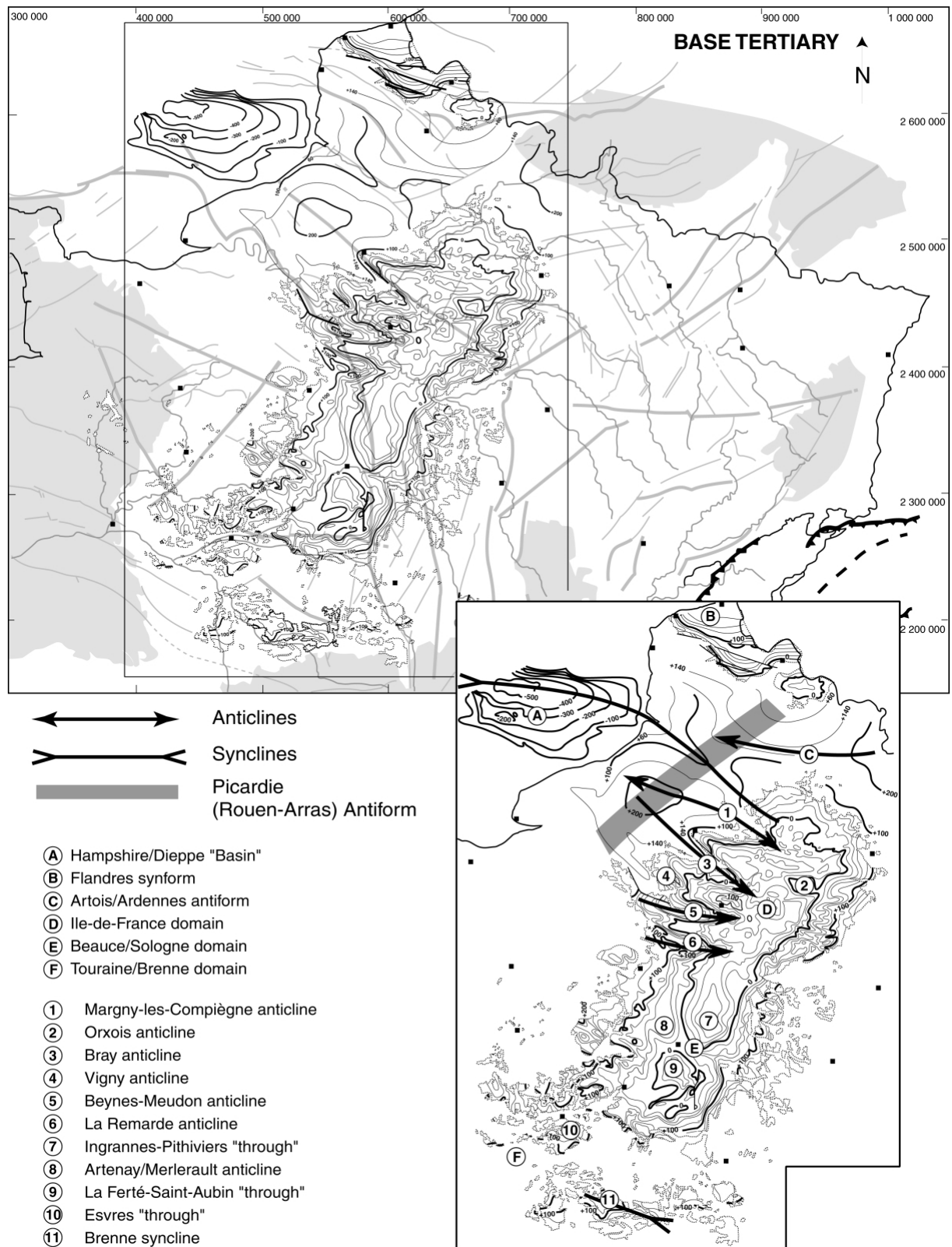


Figure 1-17. Carte d'isohypses de la base du Cénozoïque du bassin de Paris et évidence des zones de déformations lors du Cénozoïque (Guillocheau et al., 2000).

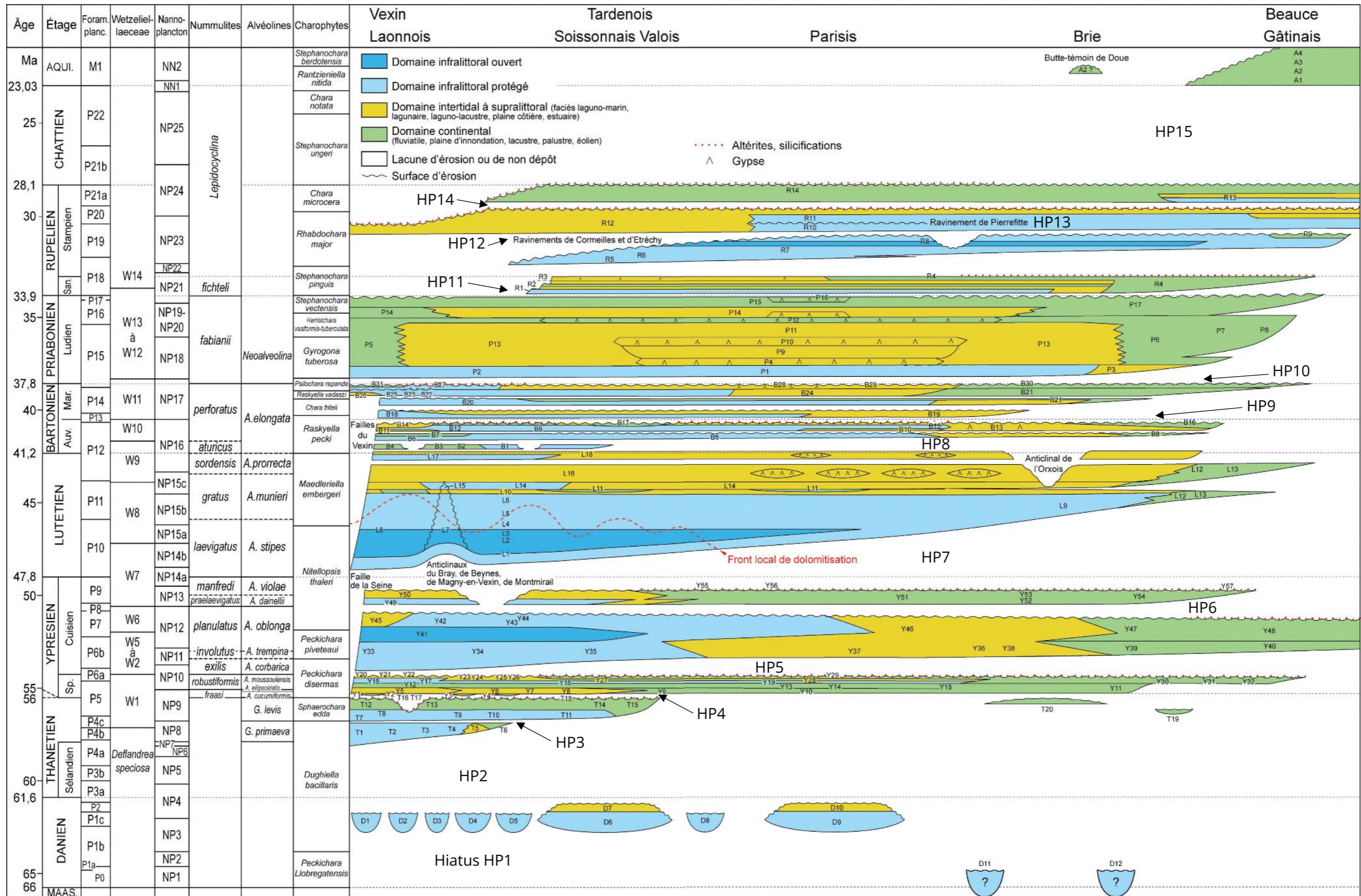


Figure 1-18. Diagramme de Wheeler (diagramme espace-temps) du Cénozoïque du bassin de Paris suivant un transect N-S du Vexin à la Beauce (modifié d'après Gély, 2016). Les sédiments d'intérêts pour cette étude sont localisés dans les niveaux jaunes et verts. Les formations ci-dessous sont réorganisées.

## Danien

D1 : Calcaire de Laversines  
 D2 et D4 : Calcaire d'Ambleville  
 D3 : Calcaire de Bray-et-Lû  
 D5 : Calcaire de Vigny  
 D6 : Calcaire de Meulan  
 D7 et D10 : Marnes de Meudon  
 D8 : Calcaire de Montainville  
 D9 : Calcaire de Meudon  
 D11 : Calcaire du Bois d'Esman  
 D12 : Pierre de Falaise

## Thanétien

T1 et T2 : Tuffeau de la Fère  
 T3 : Tuffeau du Moulin Compensé  
 T4 à T12 : Sables de Bracheux et de Bourguillemont  
 T13 : Calcaire de Breuil-sur-Vesle  
 T14 à T18, T20 : Sables de Bracheux et de Bourguillemont  
 T19 : Travertin de Sézanne

## Thanétien-Yprésien (Sparnacien+Cuisien)

Y1, Y4, Y6 à 9, Y11, Y15 : Sables de Bracheux et de Bourguillemont  
 Y2 : Calcaire du Cap d'Ailly  
 Y3, Y12, Y16 à Y18, Y21, Y23 à Y27, Y36, Y38, Y45, Y47 : Sables et Argiles à lignites du Soissonnais  
 Y5, Y40, Y48, Y54 : Sables à Unio et Térédines  
 Y10, Y13 et Y14, Y19, Y22, Y28, Y29 : Argiles de Vaugirard  
 Y20, Y33 : Sables de Varengeville  
 Y30 à Y32 : Conglomérat de Nemours inférieur  
 Y34-35, Y37, Y41 à 44, Y46, Y49-50, Y52-53, Y55 à 57 : Sables de Cuise  
 Y51 : Sables de Breuillet

## Lutétien-Bartonien inférieur

L1 à L11, L14-15 : Calcaire grossier  
 L12, L13 : Calcaires d'eau douce éocènes  
 L16, L18 : Marnes et Caillasses  
 L17 : Falun de Foulangués

## Bartonien

B1 à B7 : Sables d'Auvers  
 B8 à 14, B18 : Sables de Beauchamp  
 B14 : Membre du Calcaire de Neauphle  
 B19, B21, B29 à B31 : Calcaire de Saint-Ouen  
 B20 : Membre des Sables de Mortefontaine  
 B22 à B27 : Membre des Sables de Cresnes-Monceau  
 B28 : Membre de la 4<sup>e</sup> Masse de gypse

## Priabonien

P1-2 : Membre des Marnes à Pholadomya ludensis  
 P3 : Membre du Calcaire de Ludes  
 P4 : Membre de la 3<sup>e</sup> Masse de gypse  
 P5 à P7 : Calcaires de Champigny, Septeuil, Vouast, Château-Landon  
 P8 : Conglomérat de Nemours supérieur  
 P9 : Membre des Marnes à Lucines  
 P10 : Membre de la 2<sup>e</sup> Masse de gypse  
 P11 : Membre des Marnes-d'entre-deux-Masses  
 P10 : Membre de la 1<sup>er</sup> Masse de gypse  
 P13 : Marnes du Tardenois  
 P14 : Membre des Marnes bleues d'Argenteuil  
 P15 : Membre des Marnes blanches de Pantin  
 P16 : Membre du gypse du Marabet

## Rupélien

R1-2 : Membre des Argiles vertes de Romainville  
 R3 à 5 : Calcaire de Brie, de Sannois et Caillasses d'Orgemont  
 R6 à R13 : Sables de Fontainebleau  
 R9 : Membre du Calcaire de Darvault  
 R14 : Calcaire d'Etampes, du Gâtinais, Meulière de Montmorency

## Aquitaniien

A1 : Molasse du Gâtinais, Marnes de Voise  
 A2 à A4 : Calcaire de Beauce

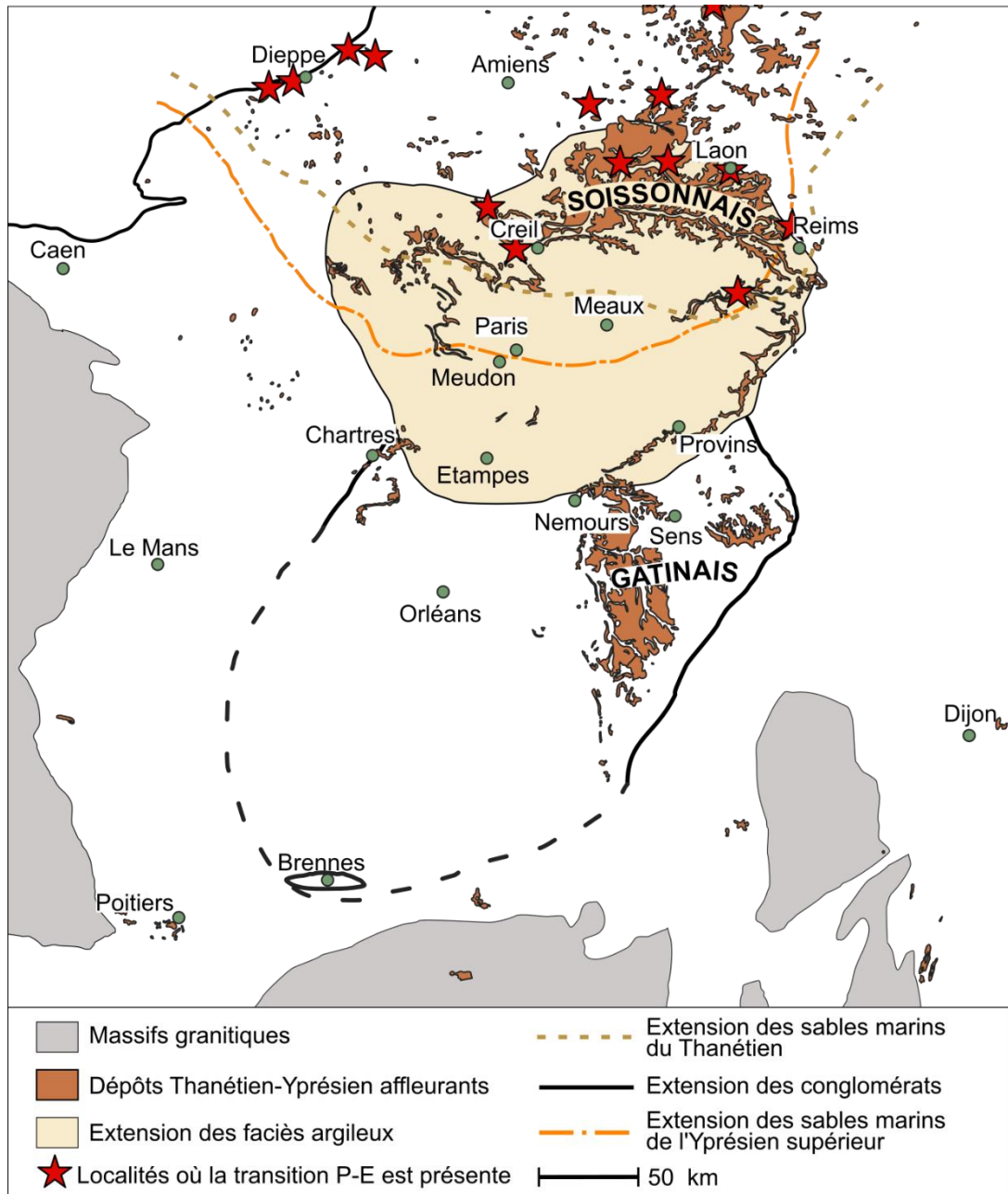


Figure 1-19. Localisation des dépôts d'âges anté-lutétien, de la répartition des dépôts argileux et conglomératiques lacustres et fluviaux, des extensions septentrionales des dépôts marins du Thanétien et de l'Yprésien supérieur, et des localités où la transition entre les dépôts du Paléocène et de l'Éocène s'observe dans le bassin de Paris (d'après Mégnien, 1980 ; Iakovleva et al., 2021).

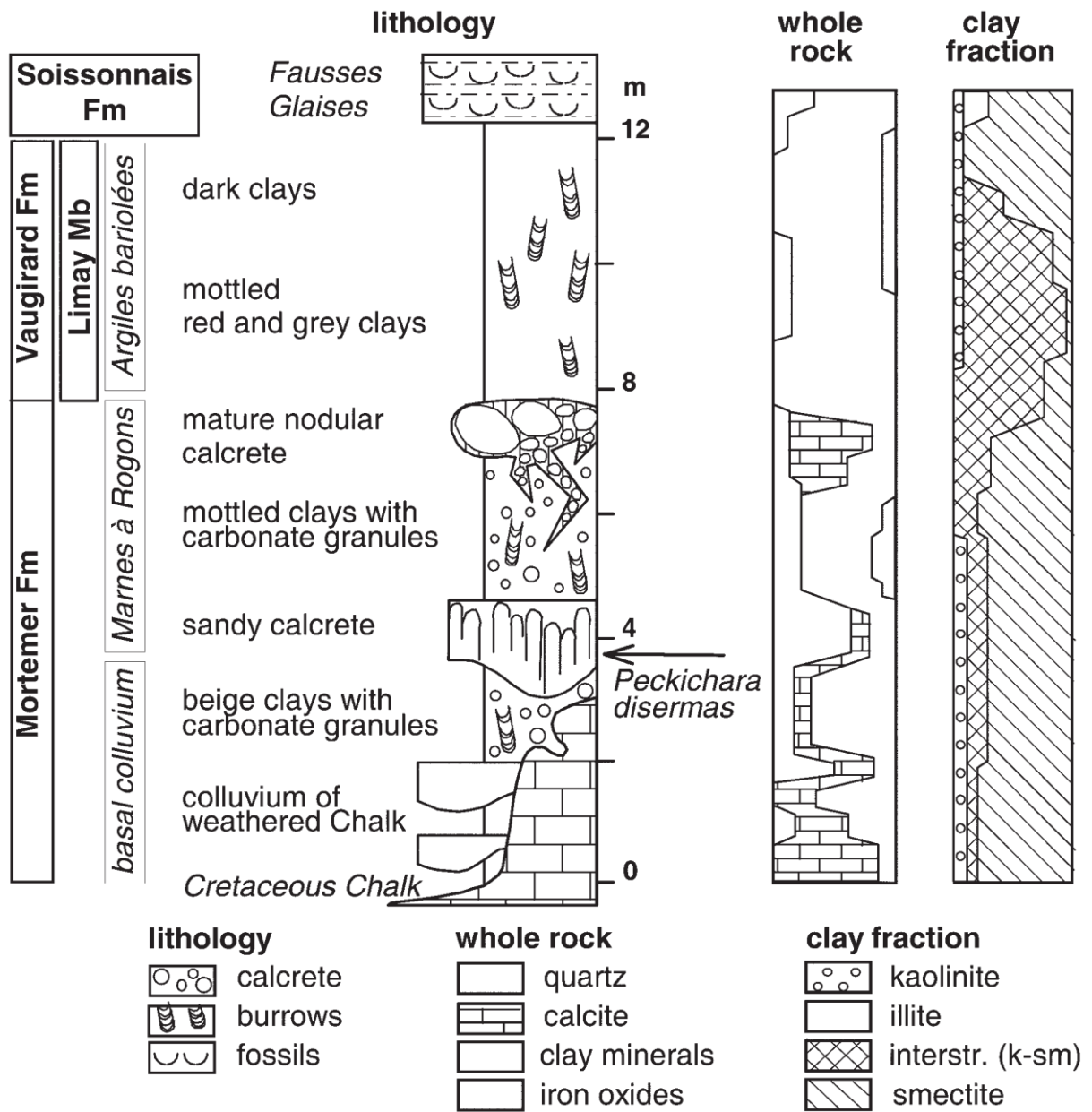


Figure 1-20. Coupe de Limay (Yvelines) présentant quelques faciès carbonatés de l'Yprésien inférieur du bassin de Paris (Aubry et al., 2005).

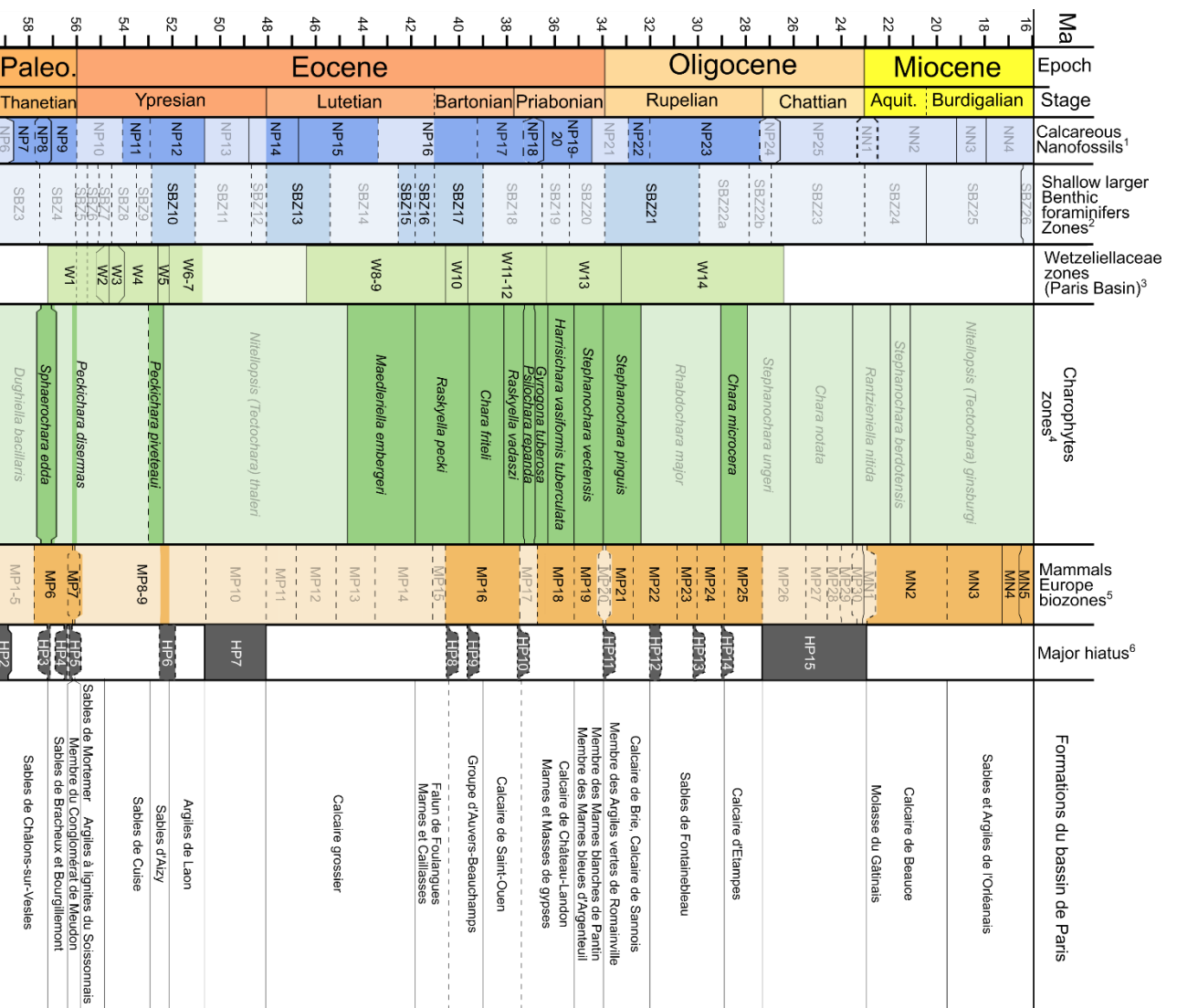
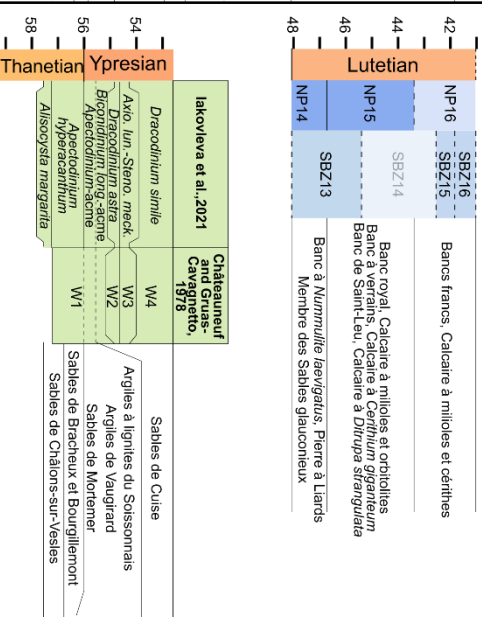


Figure 1-21. Charte synthétisant les données biostratigraphiques connues dans les Formations du Thanétien au Burdigalien du bassin de Paris (harmonisées avec la geological time scale 2020 ; Gradstein et al., 2020). Les assemblages paléontologiques du bassin de Paris ayant été corrélés aux biozones de la geological time scale sont représentés en pleine couleur. Les biozones absentes sont en transparence. Données du bassin de Paris : 1 : Aubry, 1983 et Aubry, 1985 ; 2 : Blondeau, 1965 ; Cavelier and Le Calvez, 1965 ; Le Calvez, 1970 ; 3 : Châteauneuf and Grus-Cavagnetto, 1978 ; Iakovleva et al., 2021 ; 4 : Cavelier et al., 1979 ; Riveline, 1983 et Riveline, 1984 ; 5 : Brunet, 1978 ; Ginsburg and Huguéney, 1980 ; Ginsburg, 1989 ; Escarguel et al., 1997 ; Merle et al., 2002 ; 6 : Pomerol, 1989.



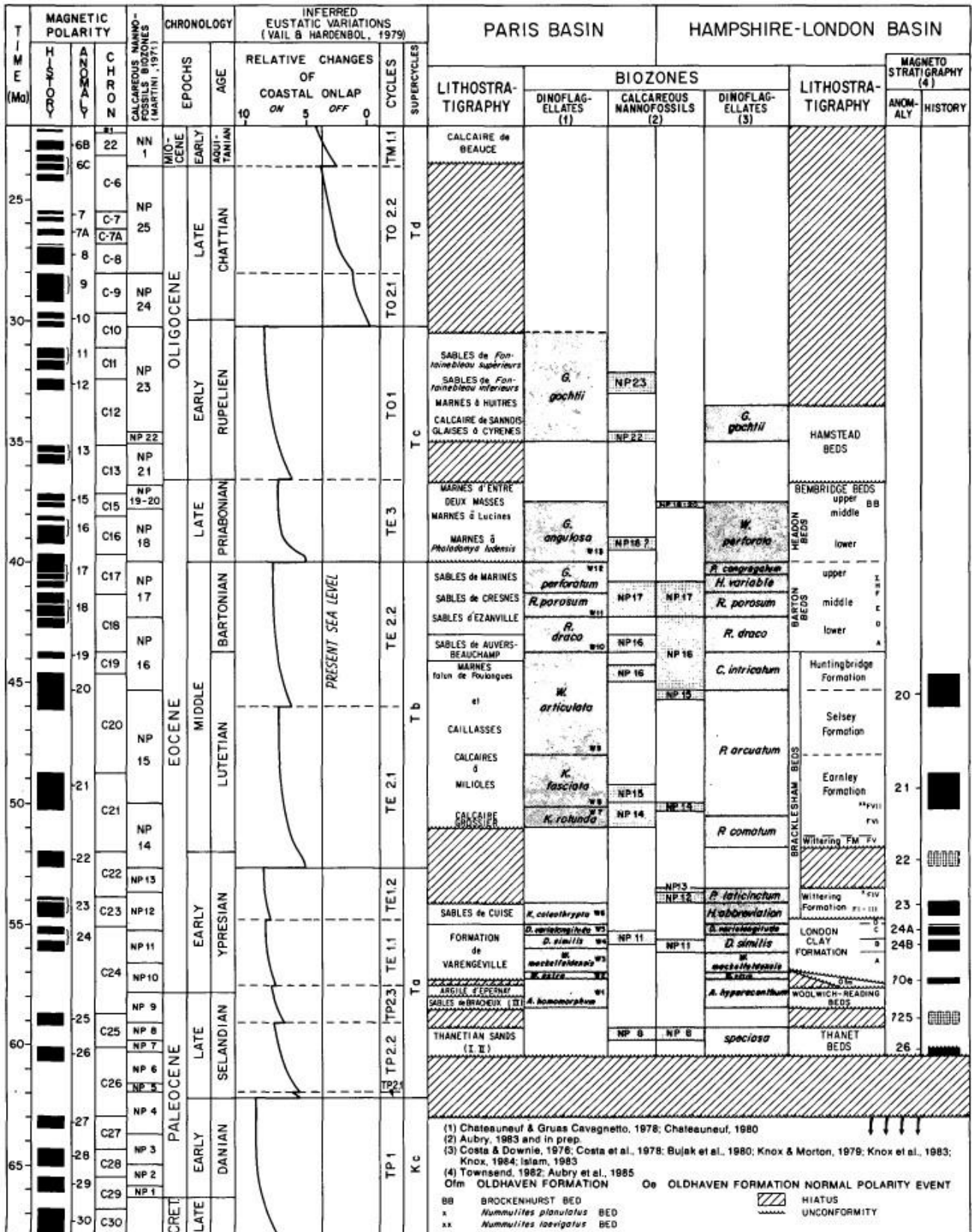


Figure 1-22. Corrélation magnétostratigraphique et biostratigraphique des dépôts paléogènes du bassin Hampshire-Londres et du bassin de Paris (Aubry, 1985).



## 2.2.2 L'Eocène moyen (Lutétien et Bartonien)

### Formation du Calcaire grossier :

Description : Le Calcaire grossier est composé de nombreux Membres et Bancs de calcaires consolidés riches en bioclastes (foraminifères, annélides, bivalves, gastéropodes, bryozoaires, coraux, oursins, tortues, poissons ..., Merle, 2008) passant à des faluns sur les limites géographiques sud et entre les anticlinaux de Vigny, Meudon et la Rémarde (Faluns de Grignon, de Houdan, de Villiers-Saint-Frédéric ; Figure 1-23). Le Calcaire grossier est composé à la base de sables calcaires grossiers et glauconieux (Sables glauconieux ou Glauconie grossière ; Figure 1-24) comportant les bioclastes cités précédemment ainsi que des galets de grès et de silex, voire des blocs de craie (Merle, 2008). Ces sables grossiers sont recouverts par des sables de plus en plus fins et calcaires, moins glauconieux dans lesquels *Nummulites laevigatus* apparaît (Banc chlorité à *N. laevigatus* et Pierre à liards ; Figure 1-24). Au-dessus, les calcaires tendres de texture *packstone* sont prédominants ; le contenu détritique diminuant à seulement quelques pourcents. *N. laevigatus* disparaît progressivement tandis que de nombreuses nouvelles espèces apparaissent et caractérisent les Bancs du milieu de la formation : l'annélide *Ditrupa strangulata* pour le Banc de Saint-Leu (ou le Calcaire à *D. strangulata* ; Figure 1-24) ; de nombreux mollusques dont *Cerithium giganteum* pour le Banc à verrains ; les *Orbitolites complanatus*, *Alveolina boscii* et nombreuses milioles dont *Fabularia discolithes* pour le Banc du vergelés et le Banc royal (= Calcaire à milioles et orbitolites ; Figure 1-24). Quelques mégarides tidales ont été identifiées dans ces niveaux (Briais, 2015). La partie supérieure du Calcaire grossier est composée par des argiles dolomitiques verdâtres localement riches en débris de végétaux (planorbes et limnées, Banc vert ; Figure 1-24), et de *grainstones-wackestones* siliceux à milioles et cérithes, dont certains niveaux contiennent des gastéropodes d'eau saumâtre (potamides) et des bivalves (lucines) (Membre du Calcaire à milioles et cérithes et les Bancs francs). Quelques niveaux gypseux sont à noter tandis que *N. laevigatus*, *O. complanatus* et *A. boscii* ont complètement disparues du registre fossile.

Répartition et épaisseur : Les épaisseurs des Bancs du Calcaire grossier varient fortement dans le bassin. Globalement, les épaisseurs sont les plus importantes dans le Soissonnais (≈45 m), et se réduisent en progressant vers le sud, aux alentours de Paris (≈20 m). La partie inférieure de la formation (Sables glauconieux, Banc chlorité à *N. laevigatus* et Pierre à liards) ne semble pas dépasser Paris tandis que les parties intermédiaire et supérieure s'étendent jusqu'à l'anticlinal de la Rémarde au sud-ouest et jusqu'à Provins au sud-est (Figure 1-23).

Interprétation environnementale : La Formation du Calcaire grossier représente une rampe carbonatée marine interne évoluant d'un domaine ouvert dominé par la marée avec une forte diversité d'espèces à un domaine restreint, calme, dont la salinité de l'eau fluctue entre la sursalure et la dessalure et où la diversité des espèces est faible (Mégnyen, 1980 ; Merle, 2008 ; Briais, 2015).

Âge : Les premiers niveaux (Sables glauconieux, Banc chlorité à *N. laevigatus* et Pierre à Liards) présentent des assemblages de foraminifères corrélés aux zones de nanofossiles NP14 et aux zones de grands foraminifères SBZ13 (Figure 1-22 ; Blondeau, 1965 ; Cavelier and Le Calvez, 1965 ; Aubry, 1985), avec des dinocystes de la base de la zone W8 (Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto,

1978), leur donnant un âge Lutétien inférieur (Figure 1-21). À l'intérieur des galets de grès et de silex des Sables glauconieux, des fossiles de l'Yprésien et du Crétacé supérieur ont été retrouvés (Merle, 2008). Entre le Banc de Saint-Leu et le Banc royal, les foraminifères sont corrélés à la biozone NP15 (Figure 1-22 ; Aubry, 1985) tandis que les dinocystes de la zone W9 ont été retrouvés. Ceci indique le Lutétien moyen (Figure 1-21). Le Calvez (1970) attribuait les foraminifères de la zone IVa d'Abrard (1925) (du Banc royal aux Bancs francs) comme équivalents aux zones des grands foraminifères SBZ15 et SBZ16 actuels (Serra-Kiel et al., 1998 ; Wade et al., 2011), soit du Lutétien supérieur (Figure 1-21). Le sommet de la Formation (Banc vert et Bancs francs) voit également la préservation des charophytes de la biozone de *Maedleriella embergeri*, confirmant l'âge Lutétien moyen à Lutétien supérieur (Figure 1-21).

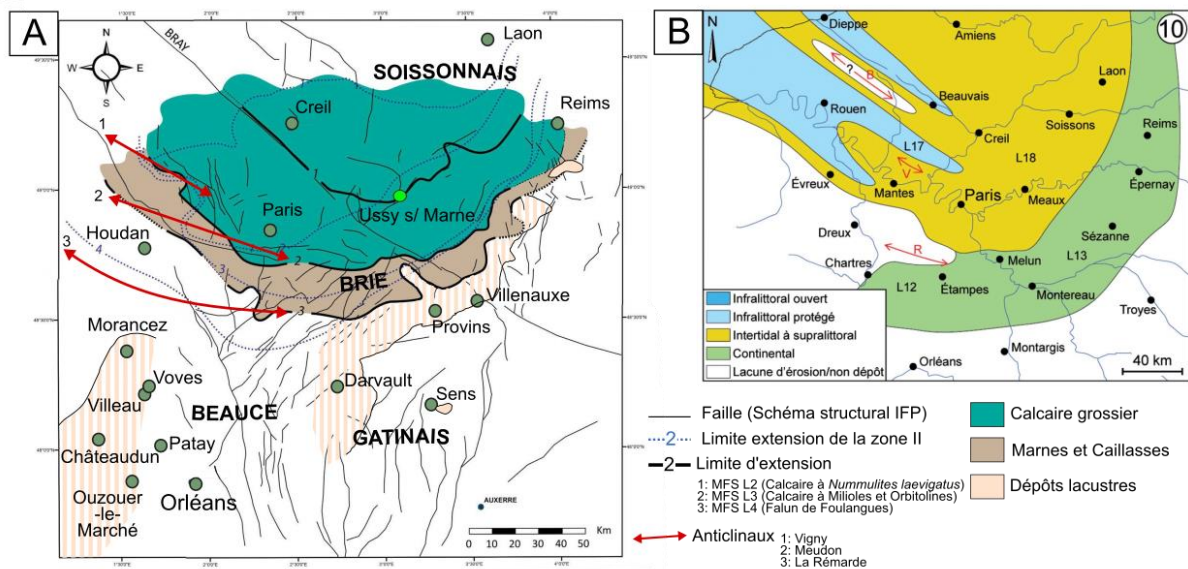


Figure 1-23. A) Localisation des maximas d'extensions des surfaces d'inondations maximale du Lutétien (modifié de Briais, 2015). B) Reconstitution paléogéographique lors du dépôt de la formation des Marnes et Caillasses au Lutétien supérieur-Bartonien inférieur d'après Gély (2016). L12 : Calcaire de Morancez, Calcaire de Villeau ; L13 : Calcaire de Provins, Calcaire de Darvault ; L17 : Falun de Foulangues ; L18 : Marnes et Caillasses.

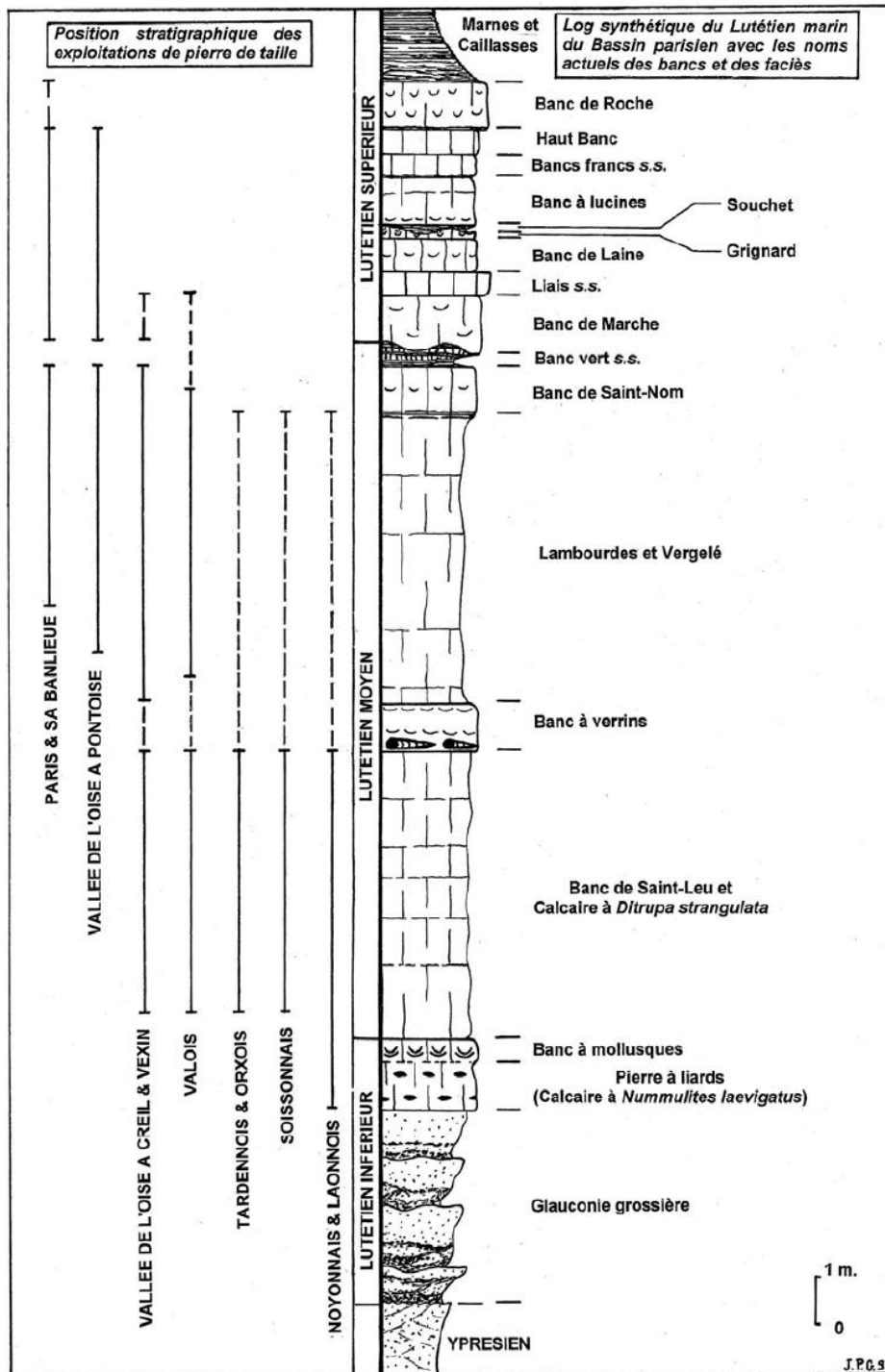


Figure 1-24. Coupe géologique synthétique du Lutétien du bassin de Paris (Gély, 2009).

## Formations des Marnes et Caillasses et du Falun de Foulangues :

Description : La Formation des Marnes et Caillasses est composée d'une alternance de marnes blanches, grises ou bleuâtres et de calcaires blancs à textures *mudstone* et *wackestone* plus ou moins bioturbés. Certains niveaux peuvent être dolomitiques ou légèrement silicifiés. Des niveaux de gypses sont également identifiés aux alentours de Paris dans les zones de maximum d'épaisseur, et à Ussy-sur-Marne, où ils sont associés à des voiles algaires et des fentes de dessiccation (Merle, 2008 ; Briais, 2015). Les niveaux carbonatés peuvent contenir quelques miliolles (beaucoup moins que dans le Calcaire grossier), de rares bivalves (corbules) et de nombreux gastéropodes de milieux laguno-lacustres dont le fréquent *Potamides lapidorum*. Au nord de Paris, un épisode sableux riche en bioclastes compose la Formation du Falun de Foulangues et s'intercale dans la Formation des Marnes et Caillasses. Dans ce falun et dans les calcaires associés ont été retrouvés les foraminifères *Discorinopsis kerfornei*, *Linderina brugesi* et *Alveolina elongata* (Cavelier and Le Calvez, 1965, Le Calvez, 1970 ; Mégnien, 1980 ; Merle, 2008).

Répartition et épaisseur : Les Marnes et Caillasses s'étendent au-delà de l'anticlinal de la Rémarde et jusqu'à Provins, où ils passent aux calcaires d'eau douce éocènes (voir ci-après ; Figure 1-23). L'épaisseur des dépôts est maximale à Paris et dans la Brie avec 10 à 35 m de sédiments. Cette épaisseur diminue vers le nord à Creil (≈12 m) jusqu'à disparaître au sud de Laon, où une partie voire la totalité des dépôts ont sûrement été érodés par les sables bartoniens (Briais, 2015).

Interprétation environnementale : La faune des Marnes et Caillasses atteste d'un milieu saumâtre. Certains niveaux riches en foraminifères semblent indiquer des augmentations de la salinité proche de la normale marine, tandis que les niveaux à charophytes et potamides témoignent plutôt d'épisodes de dessalure. La présence de niveaux gypseux montre également des périodes d'évaporations importantes, similaires à celles enregistrées dans les environnements de sebkha (Merle, 2008 ; Briais, 2015). Ce milieu est défini comme laguno-saumâtre dans Mégnien (1980), et comme un lagon/sebkha dans Briais (2015). La Formation du Falun de Foulangues, quant-à-elle, est clairement marine (Cavelier and Le Calvez, 1965).

Âge : La base des Marnes et Caillasses comporte des spores et pollens ainsi que des charophytes de la fin du Lutétien (équivalence de la *Maedleriella embergeri* biozone ; Figure 1-21). Les foraminifères du Falun de Foulangues appartiennent à la fin de la biozone de foraminifères NP16 et à la biozone SBZ17, lui attribuant un âge du début du Bartonien (ancienne biozone IVb de Abrard ; Figure 1-21 et Figure 1-22 ; Le Calvez, 1970 ; Aubry, 1983 ; Briais, 2015).

## Formations des Calcaires d'eau douce éocènes :

Description : Des marnes et calcaires à faunes d'eaux douces ou terrestres (familles des helicidae, hydrobies, limnées, et planorbis entre autres, dont *Planorbis pseudoammonia*) sont décrits et nommés suivant différentes localités dans les parties septentrionales du bassin : Membre du Calcaire de Provins à l'est, du Calcaire de Darvault au sud, du Calcaire de Morancez et du Calcaire de Villeau au sud-ouest (Figure 1-23). Ils consistent en des calcaires blancs micritiques indurés ou

crayeux à textures parfois bréchiqes, vacuolaires et marnes blanches à verdâtres pulvérulentes. Vers Sens, ces calcaires peuvent être meuliérisés (Blondeau, 1965). Les contenus détritiques et paléontologiques sont faibles voire inexistantes dans de nombreuses localités. Les mesures de calcimétrie et les analyses aux rayons X ont montré que les niveaux calcaires sont composés d'au moins 98 % de CaCO<sub>3</sub> (Gigot, 1973 ; Gigot et al., 1975 ; Mégnien, 1980). Ainsi, les « Marnes de Villeau » de la littérature ont été renommées « Calcaire de Villeau » puisque le terme « marne » n'était pas approprié.

Répartition et épaisseur : La Formation fait jusqu'à 10 m d'épaisseur sur les bordures sud et est du bassin. Elle a été retrouvée dans de nombreuses localités le long des bordures du Cénozoïque dans la Beauce, le Gâtinais, et la Brie, notamment à l'est de Chartres, Châteaudun, Ouzouer-le-Marché, Nemours, Sens, Darvault, Celle-sur-Loire, Provins, et Villenauxe (Figure 1-23).

Interprétation environnementale : La sédimentation est interprétée comme se produisant dans des lacs temporaires en domaine continental par la précipitation chimique d'une eau saturée en carbonate de calcium après le lessivage de la craie crétacée (Gigot, 1973 ; Gigot et al., 1975 ; Guillemin, 1976). Blondeau (1965) y voit de vastes dépressions inondables de part et d'autre de fleuves provenant du sud.

Âge : Les espèces de gastéropodes identifiées dans les quelques niveaux fossilifères seraient de la fin du Lutétien et/ou du début du Bartonien. Cette Formation est rattachée pour des raisons géométriques aux Marnes et Caillasses, avec un âge allant de la fin du Lutétien au début du Bartonien (Blondeau, 1965).

### Groupe d'Auvers-Beauchamp et le Membre du Calcaire de Neauphle :

Description : Le Groupe d'Auvers-Beauchamp reprend les Formations des Sables d'Auvers et des Sables de Beauchamp, dans lesquels de nombreux Membres et Bancs ont été décrits et divisés (Briais, 2015). Les Sables d'Auvers-Beauchamp sont caractérisés par des sables quartzeux jaunes ou blancs à stratification obliques et entrecroisées (Sables d'Auvers) ou à stratification plane (Sables de Beauchamp), dont certains niveaux sont riches en mollusques. Vers Paris, ces sables deviennent localement plus argileux et verdâtres. Sur la carte géologique au 1/50 000 de la feuille de Versailles (Cavelier and Feuguer, 1967), ils passent à des sables calcaires blancs à petits foraminifères dont *Rotalia audouini*, des grès calcaires et des grès quartzeux, voire à des calcaires silicifiés à *Meretrix*, ou des calcaires à *Corbula gallica*, *C. exarata*, *Cardium* sp., et nombreuses miliolles (Membre du Calcaire de Neauphle, Figure 1-25A). Des hydrobies, limnées, planorbes et potamidés ont été retrouvés dans ces calcaires vers Neauphle et dans le forage de Marcoussis (Cavelier, 1968).

Répartition et épaisseur : L'épaisseur maximale des sables est atteinte dans la partie nord du bassin, dans le Vexin et le Soissonnais (de 25 à 40 m). Cette épaisseur se réduit fortement vers Paris et l'est du bassin (Briais, 2015). Les sables ne sont plus observés avant l'anticlinal de la Rémarde, au nord-ouest de Provins et à Reims (Figure 1-25A). Le Membre du Calcaire de Neauphle

semble lui s'étendre sur une zone limitée à l'ouest du bassin entre les anticlinaux de Meudon et la Rémاردة. Il est décrit comme faisant environ 1 m d'épaisseur, mais ses limites sont mal définies. Dans le forage de Marcoussis, il est possible que ce calcaire fasse jusqu'à 6m d'épaisseur (Cavelier, 1968).

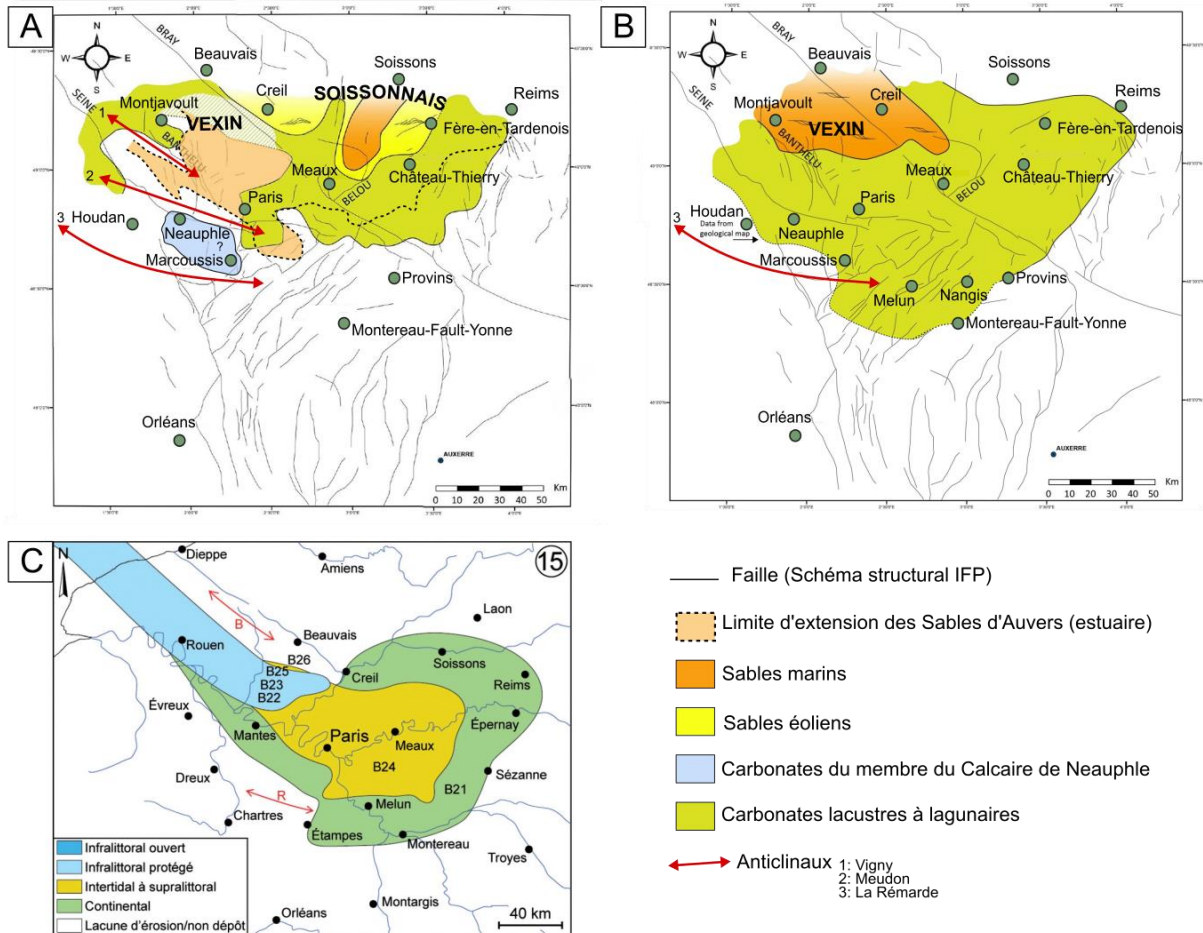


Figure 1-25. A) Carte paléogéographique du Bartonien inférieur lors du dépôt du groupe d'Auvers-Beauchamp (modifié de Briais, 2015). B) Carte paléogéographique du Bartonien supérieur lors du dépôt de la partie supérieure de la formation du Calcaire de Saint-Ouen (modifié de Briais, 2015). C) Reconstitution paléogéographique lors du dépôt de la formation du Calcaire de Saint-Ouen au Bartonien supérieur d'après Gély (2016). B21 : Calcaire de Saint-Ouen ; B22 : Sables de Cresnes ; B23 : Sables de Montagny-en-Vexin ; B24 : Sables de Monceau ; B25 : Cailloutis de La Villetertre ; B26 : Argiles de Tumbrel.

Interprétation environnementale : Les sables se sont déposés dans des domaines littoraux dominés par la houle, et estuariens dominés par les marées (Briais, 2015). Le sommet de ces sables est composé de dunes éoliennes (Briais, 2015). Le Membre du Calcaire de Neauphle est interprété comme laguno-lacustre grâce à son contenu paléontologique (Cavelier, 1968).

Âge : Les sables ont fourni de nombreux fossiles permettant d'attribuer ces Formations au Bartonien inférieur. Il a été retrouvé (1) des foraminifères corrélés aux biozones NP16 et SBZ17 (Figure 1-22 ; Le Calvez, 1970 ; Aubry, 1985), (2) des dinoflagellés de la biozone W10 (Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978) et (3) des charophytes de la biozone *Raskyella pecki* (Riveline, 1983, 1984) (Figure 1-21).

### Formation du Calcaire de Saint-Ouen :

Description : La Formation du Calcaire de Saint-Ouen est caractérisée par une alternance de bancs décimétriques à métriques de marnes blanches et de calcaires micritiques tendres à textures *mudstone*, *wackestone* et *packstone*. Des niveaux de gypses ou d'argiles peuvent s'intercaler entre les bancs marno-calcaires. Quelques silex sont présents dans les niveaux calcaires. Les faciès carbonatés sont souvent riches en characées (*Chara friteli*, *Gyrogona wrighti*, *Harrisichara vasiformis*, *Maedleriella embergeri*, *Raskyella vadaszi* ; Turland, 1974 ; Mégnien, 1980) en ostracodes et en gastéropodes (*Dissostomia munia*, *Hydrobia sp.*, *Limnaea longiscata*, *L. pyramidalis*, *Planorbis goniobasis* ; Lorenz and Pomerol, 1965 ; Pomerol, 1977). Quelques niveaux sont également riches en deux espèces de foraminifères, notamment dans le Vexin : *Rosalina bractifera* et *Nonion graniferum* (Figure 1-25B). Dans le sud-est, le sommet du Calcaire de Saint-Ouen présente des calcaires blancs azoïques à textures bréchoïdes surmontés par des calcaires en plaquettes riches en quartz, gastéropodes et en quelques oogones de characées (Turland et al., 1972 ; Turland, 1974). Plusieurs niveaux détritiques viennent s'intercaler dans la formation calcaire dans le Vexin avec des faciès semblables aux Sables d'Auvers ou de Beauchamp (Sables de Mortefontaine, de Cresnes-Monceau, de Marines, de Montagny-en-Vexin ; Figure 1-25B et C).

Répartition et épaisseur : L'épaisseur de la Formation est localisée à Paris avec entre 8 et 12 m de sédiments. La puissance de la formation diminue ensuite vers le nord, l'est et le sud. Son extension précise est difficile à estimer du fait de la forte ressemblance de ses faciès dans l'est et le sud du bassin avec ceux de la formation du Calcaire de Champigny (voir après). Elle se retrouve encore à Houdan à l'ouest, Montereau-Fault-Yonne au sud-est, Montjavoult au nord-ouest, Creil et Fère-en-Tardenois au nord-est, mais plus à Soissons (Figure 1-25B).

Interprétation environnementale : L'environnement était surtout lacustre (Aubry et al., 1977 ; Mégnien, 1980). La présence de niveaux à foraminifères indique un environnement laguno-continentale présentant une connexion avec un domaine marin à l'ouest et au nord-ouest (Mégnien, 1980 ; Figure 1-25B et C). Les différents épisodes sableux sont réputés provenant de domaines marins littoraux.

Âge : La Formation du Calcaire de Saint-Ouen a fourni entre-autre les characées *Chara friteli*, *Raskyella vadaszi*, et *Psilochara repanda* dans de nombreuses localités, lui attribuant un âge Bartonien supérieur-Priabonien inférieur (Figure 1-21). À Grisolles, un gisement de vertébrés est associé à la biozone européenne de mammifère MP16 (Pomerol, 1977). Les Sables de Cresnes-Monceau et de Mortefontaine ont également livrés des dinocystes de la biozone W11 (Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978).

### 2.2.3 L'Eocène supérieur (Priabonien)

#### Formation des Marnes et Masses de gypses :

Description : La Formation des Marnes et Masses de gypses est composée de quatre épisodes gypseux (de la 4<sup>e</sup> à la 1<sup>ère</sup> Masse de gypse) séparés par des épisodes marneux à cristaux de gypses (Membres des Marnes à *Pholadomya ludensis*, Marnes à lucines, Marnes d'entre-deux-Masses) (Figure 1-26). Il est important de noter que les Marnes à *Pholadomya ludensis* présentent un faciès marneux au centre du bassin, vers Paris, qui évolue vers un faciès sableux à l'ouest et vers un faciès calcaire à l'est et au sud-est.

Répartition et épaisseur : L'extension du Membre des Marnes à *Pholadomya ludensis* est reconnue jusque dans le Vexin et au Mont-Pagnotte au nord, et jusqu'à la Rémarde et Montereau-Fault-Yonne au sud. Le faciès calcaire se confond avec les faciès de la Formation du Calcaire de Champigny et ne permet pas de placer sa limite géographique. Son épaisseur ne dépasse pas 2-3 mètres. Les autres Membres des Marnes et Masses de gypses, quant-à-eux, sont localisés au centre du bassin, entre Palaiseau, Champigny, Meaux, Château-Thierry, Fère-en-Tardenois, le Mont-Pagnotte et Marines (Figure 1-27A et B). Les Marnes et Masses de gypses peuvent atteindre une trentaine de mètres de puissances, la 1<sup>ère</sup> Masse étant la plus épaisse avec par endroit une vingtaine de mètre de sédiments.

Interprétation environnementale : L'environnement de dépôts des Marnes et Masses de gypses est débattu depuis longtemps entre une théorie où les sulfates ont précipité dans un environnement marin et une autre dans un environnement continental (Cuvier and Brogniard, 1835 ; Finaton, 1934 ; Soyer, 1953 ; Toulemont, 1982). De nombreux arguments tels que la présence de poissons d'eau douce (Priem, 1900), la géochimie du bore et du strontium, ou encore l'isotopie de l'oxygène et du soufre, (Fontes et al., 1963 ; Renard, 1975) indiqueraient la précipitation du gypse de la 1<sup>ère</sup> Masse sous une eau douce ou fortement dessalée d'origine météorique (Figure 1-28). Cependant, la présence de miliolles, la géochimie des inclusions de fluides ou encore, la géochimie du chlore et du brome du gypse indiqueraient que les 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> Masses se sont formées sous des conditions marines (Bosch, 1974 ; Carbonnié et al., 1974 ; Deicha, 1974 ; Sabouraud, 1974). Les faunes réputées marines découvertes de part et d'autre de la 3<sup>ème</sup> masse de gypse appuient l'hypothèse de la connexion marine (Figure 1-28). Néanmoins, chaque argument en faveur de l'origine marine a été débattu par Fontes (1974, 1976). Par exemple la présence d'espèces d'affinité marine n'est pas forcément un critère fiable de la paléo-salinité et de la connexion marine. Fontes (1974) rappelle que des faunes réputées marines peuvent être capable de s'adapter à des milieux dessalés comme sur les rives actuelles de la Mer Noire, de la Mer Baltique ou de la Mer Caspienne. Finaton (1934), Fontes and Letolle (1976) et Toulemont (1982) concluent que le sulfate provient des séries permo-triassiques de l'est du bassin grâce aux analyses géochimiques et isotopiques des cristaux de gypse. L'environnement de dépôt serait donc lacustre, avec des influences marines ponctuelles lors des dépôts des Membres des Marnes à *Pholadomya ludensis*, des Marnes à lucines, et des 3<sup>ème</sup> et 2<sup>ème</sup> Masses de gypse.



Âge : Les Membres des Marnes à *Pholadomya ludensis* et des Marnes à lucines ont donné des dinoflagellés de la biozone W13 ainsi que des characées de la biozone *Gyrogona tuberosa*, indiquant un âge Priabonien moyen et ont été corrélées aux zones NP18 (Figure 1-21 et Figure 1-22 ; Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978 ; Aubry, 1985). La partie supérieure des Marnes et Masses de gypses a également fourni les characées de la biozone *Harrisichara vasiformis tuberculata* et une faune de vertébrés de la biozone MP18 (plusieurs espèces de *Paleotherium* et *Anoplotherium* dont *Paleotherium magnum*, *P. duvali*, ou *Anoplotherium laurillardi*) dans les Marnes d'entre-deux-Masses et la 1<sup>ère</sup> Masse de gypse, confirmant un âge Priabonien moyen (Mégnyen, 1980 ; Figure 1-21).

**Base de la première masse**

- 31 — 0,20 m Argile litée verdâtre
- 30 — 0,40 m Gypse saccharoïde.
- 29 — 0,20 m Gypse roux.

**Marnes d'entre deux masses**

- 28 — 0,30 m Marnes gris verdâtre compactes.
- 27 — 0,10 m Marne plastique verte.
- 26 — 0,35 m Marne gris jaunâtre à gypse fer de lance.
- 25 — 0,05 m Idem, sans fer de lance.
- 24 — 0,15 m Marne gris jaunâtre à gypse fer de lance.
- 23 — 0,70 m Marne gris verdâtre magnésienne à diaclasses avec enduit de manganèse.
- 22 — 0,15 m Argile feuilletée verdâtre à brun.
- 21 — 0,90 m Marne gris verdâtre magnésienne compacte et diaclassée avec enduit de manganèse.
- 20 — 0,08 m Argile verdâtre sépiolitique.
- 19 — 0,15 m Calcaire marno-siliceux dur blanchâtre, base ondulée (Le « Silex »).

**Deuxième masse**

- 18 — 0,40 m Gypse saccharoïde.
- 17 — 0,10 m Marnes grises blanchâtres.
- 16 — 0,25 m Gypse saccharoïde.
- 15 — 0,18 m Gypse pied d'alouette.
- 14 — 0,55 m Gypse saccharoïde à surface supérieure mamelonnée (« les « Moutons »).
- 13 — 0,16 m Gypse pied d'alouette.
- 12 — 0,15 m Marnes blanches magnésiennes (le « Savon »).
- 11 — 0,45 m Gypse saccharoïde avec 2 gros niveaux à pied d'alouette.
- 10 — 0,10 m Gypse avec 3 niveaux de ripples-marks.
- 9 — 0,04 m Argiles magnésiennes verdâtres.
- 8 — 0,30 m Gypse saccharoïde.
- 7 — 0,08 m Gypse pied d'alouette.
- 6 — 0,85 m Gypse saccharoïde.
- 5 — 0,38 m Gypse avec 4 niveaux pied d'alouette.
- 4 — 0,15 m Gypse en dalles.
- 3 — 1,30 m Gypse saccharoïde lité.
- 2 — 0,05 m Gypse pied d'alouette.

**Marnes à Lucines (sommets)**

- 1 — 0,50 m Marnes blanchâtres magnésiennes à cassure conchoïdale.

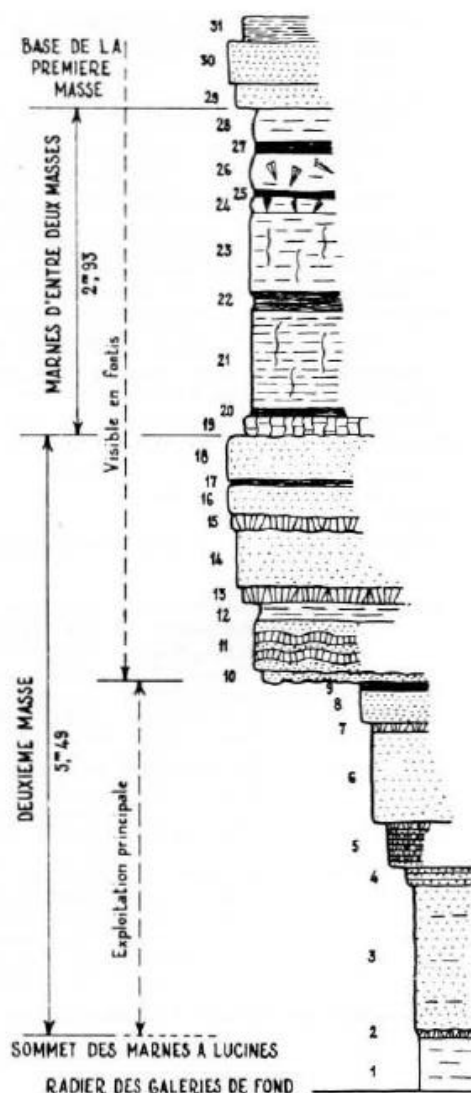


Fig. 3. — Coupe de l'ancienne exploitation souterraine de Quincy-Voisins (coupe synthétique des galeries et fontis).

Figure 1-26. Coupe dans la Formation des Marnes et Masses de gypses à Quincy-Voisins (Mégnyen, 1974).

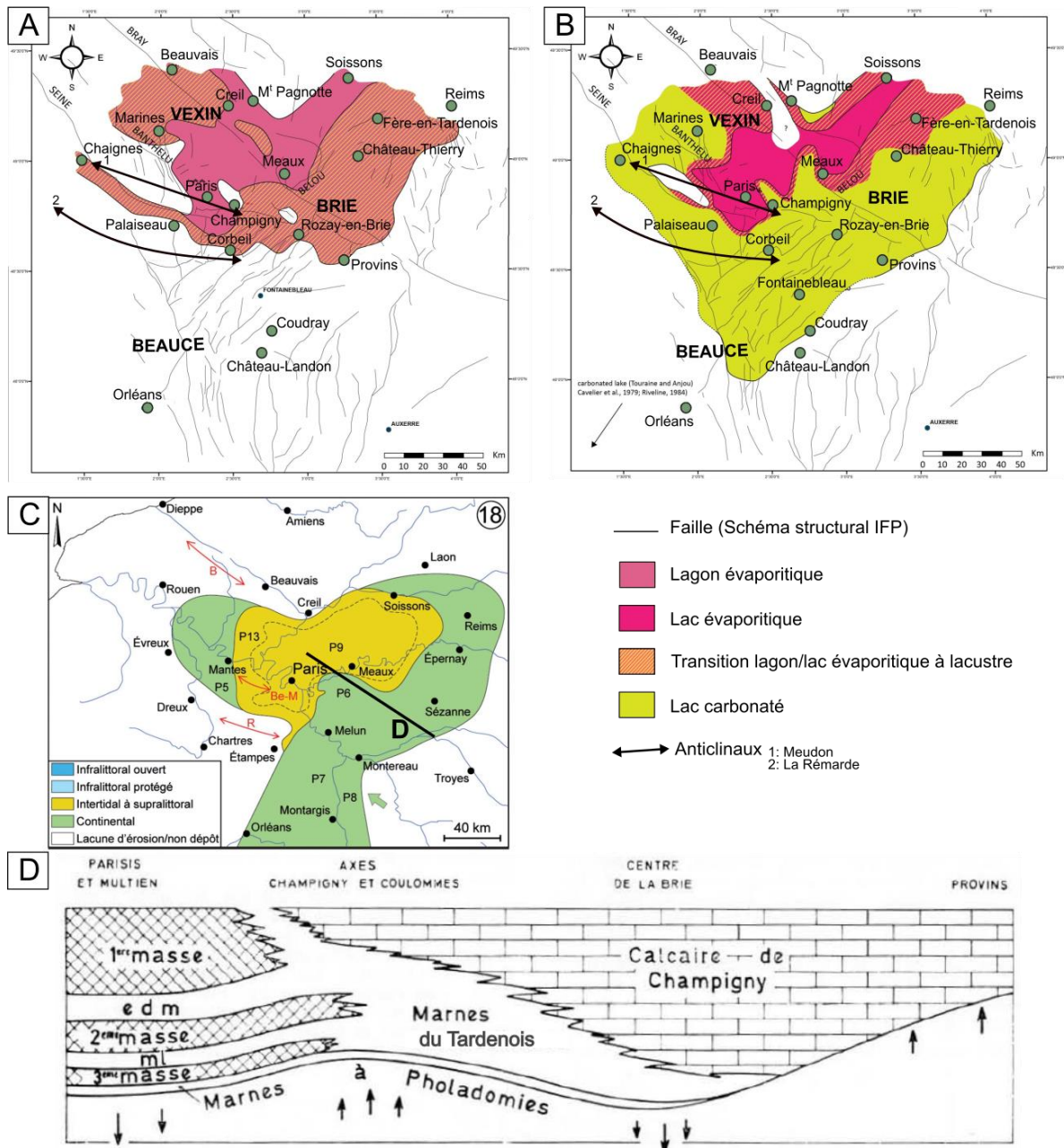


Figure 1-27. A) Carte paléogéographique du Priabonien lors du dépôt de la 3<sup>ème</sup> Masse de gypse (modifié de Briais, 2015). B) Carte paléogéographique du Priabonien lors du dépôt de la 1<sup>ère</sup> Masse de gypse et Calcaire de Champigny (modifié de Briais, 2015). C) Carte du Priabonien moyen d'après Gély (2016) ; P5 : Calcaires de Septeuil et de Vouast ; P6 : Calcaire de Champigny ; P7 : Calcaire de Château-Landon ; P8 : Conglomérat de Nemours ; P9 : Marnes à Lucines ; P13 : Marnes du Tardenois. D. Schéma du passage latéral de faciès entre les Formations des Marnes et Masses de gypses et de Champigny (d'après Mégnien, 1974).

HYPERSALIN	SALINITE NORMALE	HYPOSALIN	EAU DOUCE
			oooooooooooo 1 ooooooooooooo
		o o o	oooooooooooo 2 ooooooooooooo
	+++++	3 +++++	
+++++	4 +++++		
+++++	5 +++++		
+++++	6 +++++		
	————— 8 —————	oooooooooooo 7 ooooooooooooo	
		+o+o+o+o 13 +o+o+o+o+	
+ + + + +	9 +++++	o+o+o+o+o 10 +o+o+o+o	
		oooooooooooo 11 ooooooooooooo	
	+++++	12 +++++	

ooooo Relatifs à la première masse  
+++++ Relatifs aux deuxième et troisième masses  
———— Indéterminés.

ARGUMENTS	MASSES DU GYPSE
1 Présence de Mammifères, avec squelette intact (Cuvier)	1 <sup>re</sup> et 2 <sup>e</sup> masses
2 Présence de Poissons d'eau douce (Priem)	1 <sup>re</sup> masse
3 Miliolidés (Le Calvez - Cavalier)	2 <sup>e</sup> masse
4 Faciès cristallographiques des gypses (Deicha)	2 <sup>e</sup> masse
5 Trémies de sel (Lacroix)	2 <sup>e</sup> masse
6 Inclusions (Deicha, Sabouraud)	2 <sup>e</sup> masse
7 Géochimie du bore (Fontes)	Base 1 <sup>re</sup> masse
8 Géochimie du strontium (Sulfates) (G. Muller)	(?)
9 Géochimie du chlore et du brome (Cl/Br) (Sabouraud)	2 <sup>e</sup> masse
10 Isotope 18O de l'eau de cristallisation des gypses (Fontes)	1 <sup>re</sup> , 2 <sup>e</sup> et 3 <sup>e</sup> masses
11 Isotope 34S des gypses (Fontes)	1 <sup>re</sup> masse
12 Isotope 34S des gypses (Fontes, Marcé, Mégnien)	2 <sup>e</sup> et 3 <sup>e</sup> masses
13 Géochimie du strontium (Carbonates) (M. Renard)	1 <sup>re</sup> , 2 <sup>e</sup> et 3 <sup>e</sup> masses

Figure 1-28. Synthèse des arguments sur la salinité du milieu de dépôt des différentes Masses de gypses dans le bassin de Paris au Priabonien (selon Carbonnié et al., 1974).

### Formations des Calcaires de Champigny, de Château-Landon, de Septeuil et de Vouast :

Description : Les Formations des Calcaires de Champigny, de Septeuil et de Vouast présentent les mêmes faciès : ce sont des calcaires micritiques en gros bancs ou en masses sans stratifications, blancs à brun clair, siliceux, durs et compacts, d'aspects bréchoïdes, avec des veinules de calcédoine, de sparite ou de microsparite (Figure 1-29). La base des formations est généralement

marno-calcaires et est constituée de nodules de calcaires piégés dans une pâte calcaire tendre et pulvérulente légèrement sableuse. Les calcaires deviennent moins massifs, souvent vacuolaires et parfois un peu vermiculés vers le sommet. Ces formations sont rarement fossilifères. Les éléments bréchiques sont composés d'une micrite contenant un peu de quartz détritique fin et sont interprétés comme intra-sédimentaires. Des *microcodia* sont identifiés en abondance dans le sédiment et dans le ciment de la brèche, entiers ou en débris. La silice est abondante et se présente en nodules siliceux, en veines de calcédoine suivant un réseau de microfracturation, ou en remplacement du carbonate, en conservant sa structure et sa teinte (Figure 1-29 ; Mégnien, 1974).

Le Calcaire de Château-Landon présente une succession de faciès bien différentes des Formations décrites précédemment. Il est composé de bancs de calcaires micritiques bien distinct, vacuolaires et vermiculés (traces de racines) à rares fentes de dessiccation, alternant avec des faciès stromatolithiques et des niveaux grisâtres putrides plus ou moins marneux (Denizot, 1971a ; Guillemin, 1976).

Entre les Formations calcaires et les Marnes et Masses de gypses, des faciès marneux composés d'alternances de marnes, de calcaires marneux blancs avec des argiles bleuâtres-noirâtres et du gypse sont présents (Marnes du Tardenois ; Figure 1-27).

Répartition et épaisseur : Ces Formations calcaires encerclent la Formation des Marnes et Masses de gypses à l'ouest (Calcaires de Septeuil et de Vouast), au sud et au sud-est (Calcaire de Champigny et de Château-Landon) (Figure 1-27). À l'ouest, elles s'étendent jusqu'à Chaignes. À l'est, elles constituent le sous-sol de toute la Brie et continuent probablement au sud sous la Beauce (Figure 1-27). Leur épaisseur est variable, les maximas d'épaisseurs atteignent la quarantaine de mètres pour le Calcaire de Champigny vers Rozay-en-Brie. Les Marnes du Tardenois ont une extension limitée le long d'une ligne allant de Corbeil à Fère-en-Tardenois (Figure 1-27).

Interprétation environnementale : La distribution de ces faciès carbonatés autour des Masses de gypses est interprétée par Turland (1974) par la présence d'un domaine palustre autour d'une *playa lake* (lac évaporitique) (Figure 1-27). La Formation du Calcaire de Château-Landon provient d'un milieu plus lacustre que les autres Formations. Le sédiment se déposait néanmoins sous une faible tranche d'eau, et était parfois exposé à la surface (Guillemin, 1976).

Âge : Les Formations des Calcaires de Septeuil, Vouast et de Champigny ne sont pas datées. Elles ont été corrélées à la formation des Marnes et Masses de gypses (Mégnien, 1974, 1980). Seule la formation du Calcaire de Château-Landon a fourni des éléments biostratigraphiques en livrant les characées *Harrisichara tuberculata*, *Rhabdochara stockmansii*, *Tectochara wonnacotti* et *T.aemula* dans la carrière du Coudray (Guillemin, 1976). Cette association de characées est à rapporter aux *Bembridges Beds* du Bassin d'Hampshire et peut être corrélée à la 1<sup>ère</sup> Masse de gypse, confirmant l'âge Priabonien de ces formations (Cavelier et al., 1979).

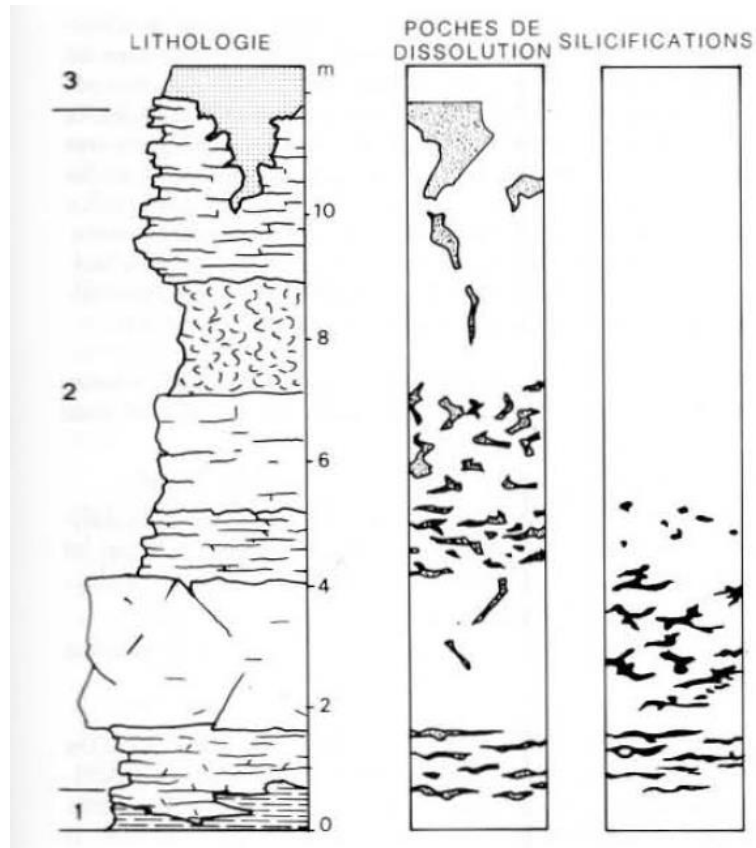


Figure 1-29. Coupe du Calcaire de Champigny à Pécy (Seine-et-Marne) et localisation des zones karstifiées et silicifiées (Thiry et al., 1988b). 1 : Marnes verdâtres à rognons calcaires ; 2 : Calcaire de Champigny de faciès pseudo-bréchique ; 3 : Limons des plateaux.

### Formation des Marnes supragypseuses :

Description : La Formation des Marnes supragypseuses est divisée en trois ensembles, de bas en haut : le Membre des Marnes bleues d'Argenteuil, le Membre des Marnes blanches de Pantin /du Gypse du Marabet, et le Membre des Argiles vertes de Romainville. Le premier ensemble correspond à des marnes et argiles feuilletées gris-bleutées à vertes et jaunâtres présentant quelques niveaux de gypses (Membre des Marnes bleues d'Argenteuil). Quelques niveaux contiennent des foraminifères (dont *Elphidium minutum*), ostracodes et characées. Au-dessus, un second ensemble de marnes calcaires et de calcaires micritiques blancs comportant parfois des traces de dessiccation et des traces de matières organiques est présent (Membre des Marnes blanches de Pantin). Ces marnes sont riches en gypses au nord de Paris (Membre du Gypse du Marabet). Les foraminifères y sont plus rares, tandis que les oogones de characées sont abondantes (Lozouet, 2012). Enfin, le dernier ensemble ressemble au premier avec des alternances de marnes et d'argiles feuilletées vertes à jaunes brunâtres (Membre des Argiles vertes de Romainville). De fins niveaux de sables fins et de gypses sont également reconnus au nord de Paris. La malacofaune est composée d'espèces des genres *Nystia*, *Cyrena* et *Potamides* ; quelques

foraminifères et nanofossiles sont connus ainsi que quelques ostracodes et quelques characées (Aubry et al., 1977 ; Mégnién, 1980).

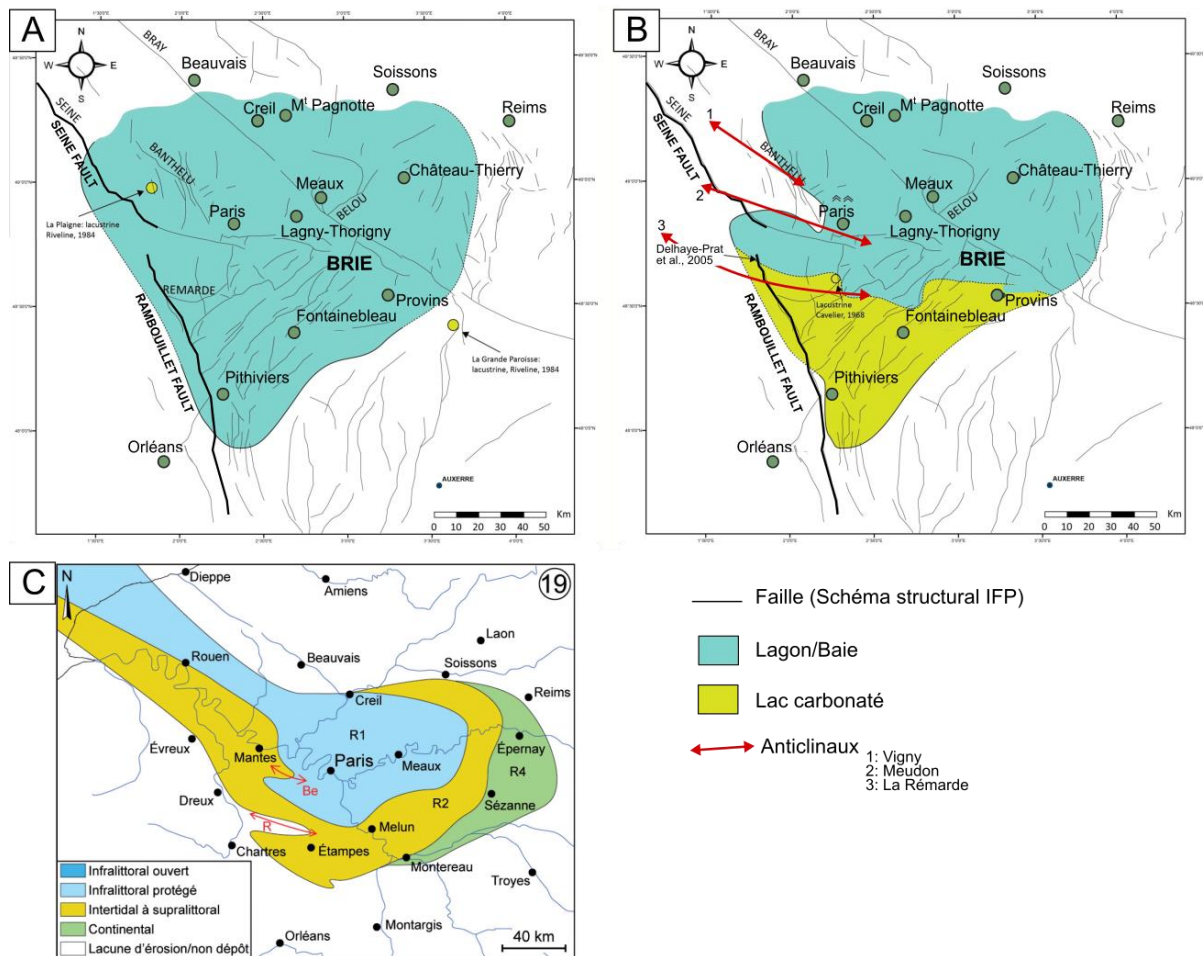


Figure 1-30. A) Carte paléogéographique du Priabonien supérieur lors du dépôt des Marnes bleues d'Argenteuil (modifié de Briaïs, 2015). B) Carte paléogéographique du Rupélien inférieur lors du dépôt des Argiles vertes de Romainville (modifié de Briaïs, 2015). C) Reconstitution paléogéographique lors du dépôt de la formation du Calcaire de Brie au Rupélien inférieur d'après Gély (2016) ; R1 : Glaises à Cyrènes ; R2 : Argiles vertes de Romainville ; R4 : Calcaire de Brie.

**Répartition et épaisseur :** Ces marnes se sont déposées au-delà de Provins et Château-Thierry à l'est, et de Pithiviers (?) au sud (Figure 1-30). Elles ne semblent pas s'étendre au-delà de la faille de la Seine et de Rambouillet à l'est. Au nord, elles sont encore préservées dans les buttes témoins n'ayant pas été érodées (Mont-Pagnotte entre-autre). Les épaisseurs moyennes des Marnes bleues d'Argenteuil, des Marnes blanches de Pantin et des Argiles vertes de Romainville sont de 10 m, 5 m, et 7 m respectivement.

**Interprétation environnementale :** Le contenu paléontologique des Marnes blanches de Pantin (lymnées, planorbes et characées) montre un milieu de dépôt lacustre peu profond. La plus grande diversité et abondance des foraminifères dans les Marnes bleues d'Argenteuil et les Argiles vertes

de Romainville indiquent un milieu plus marin, ce qui est appuyé par la conservation de dinoflagellés dans les Argiles vertes de Romainville. Ces deux Membres sont interprétés comme laguno-lacustres soumis à des influences marines plus ou moins prononcées (Aubry et al., 1977 ; Mégnien, 1980) (Figure 1-30). Certains niveaux argileux semblent même franchement marins (Aubry et al, 1977).

Âge : Les foraminifères récoltés dans cette Formation permet mal de la corréler avec les biozones NP et SBZ (Aubry, 1985). Ceux retrouvés dans les Marnes bleues d'Argenteuil sont corrélés aux biozones NP19-20 (fin Priabonien), tandis que ceux des Argiles vertes de Romainville sont corrélés à la biozone NP22 (début Rupélien ; Figure 1-22 ; Aubry, 1985). Dans les Marnes blanches de Pantin, les derniers témoins de la faune de mammifères de l'Eocène MP19 ont été récoltés (Lozouet, 2012). Les Argiles vertes de Romainville contiennent des dinoflagellés de la biozone W14, leur donnant un âge Rupélien (Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978) (Figure 1-21).

#### 2.2.4 L'Oligocène inférieur (Rupélien)

##### Formation du Calcaire de Brie :

Description : La Formation du Calcaire de Brie se présente en deux faciès. Le premier faciès est une alternance de marnes-calcaires blancs crayeux. Quelques niveaux, surtout à la base, peuvent être composés d'argiles et de marnes vertes. Le second faciès est un calcaire micritique à texture bréchique, vacuolé, siliceux et dur. Ce calcaire peut être meuliérisé au sommet. Des hydrobies et *Nystia* ont été retrouvées dans ces dépôts. Cette Formation passe au nord à la Formation des Caillasses d'Orgemont, un calcaire micritique bréchoïde alternant avec des niveaux gypseux, puis à la Formation du Calcaire de Sannois. Ce dernier est plus marneux et comprend une faune de mollusques (corbules, cyrènes, *Thympanotonus*, *Pyrene*), et des foraminifères à affinité marine (*Peneroplis orbicularis* et *P. mimetum* associés aux genres *Elphidiidae* et *Buliminidae* et à des miliolites ; Le Calvez, 1970).

Répartition et épaisseur : La répartition de ces calcaires est similaire à celles des Marnes supragypseuses (Figure 1-30C). Le Calcaire de Brie atteint la dizaine de mètre d'épaisseur dans la Brie. Il passe aux Caillasses d'Orgemont et au Calcaire de Sannois aux environs de Paris, où les épaisseurs sont plus faibles, de l'ordre de 3-5 mètres.

Interprétation environnementale : Le Calcaire de Brie s'est formé dans un milieu lacustre à palustre. Dans le forage du Mont-Pagnotte, l'environnement évolue du laguno-lacustre (Caillasses d'Orgemont) au laguno-marin (Calcaire de Sannois) (Aubry et al., 1977). Le Calvez (1970), du fait de l'assemblage des foraminifères du Calcaire de Sannois, indique que le milieu du Calcaire de Sannois n'est pas totalement marin mais saumâtre.

Âge : Le Calcaire de Brie contient les characées *Harrisichara tuberculata* et *Stephanochara pinguis* (Mégnien, 1980). La présence de ces deux espèces de characées permet de restreindre l'âge du Calcaire de Brie à la biozone de *Stephanochara pinguis*, au début de l'Oligocène (Riveline et al, 1996)

(Figure 1-21). A Lagny-Thorigny, des mammifères oligocènes de la zone MP22 ont été découverts : *Entelodon magnus*, *Eggysodon gaudryi*, *Ronzotherium velaunum* et *Gelocus communis* (Brunet, 1978). Cette faune coïncide avec l'Oligocène inférieur (Brunet, 1978). Les Caillasses d'Orgemont ont également fourni quelques restes abîmés de dinocystes de la zone rupélienne W14 (Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978). Le Calcaire de Sannois a livré de son côté un assemblage plus diversifié et mieux préservé de cette même zone, et des foraminifères corrélées à la fin de la biozone NP22 (Figure 1-21 ; Aubry, 1985).

### Formation des Sables et Grès de Fontainebleau et le Membre du Calcaire de Darvault :

**Description** : Les sables sont fins à grossiers et présentent des stratifications planes, obliques (rides 2D et 3D), entrecroisées (rides 3D, HCS et SCS), des drapages argileux et des bioturbations par endroits (Delhay-Prat et al., 2005). Certains niveaux sont riches en fossiles, notamment la base avec le Membre du Calcaire grossier d'Étrechy, appelé à tort « Molasse » (Figure 1-31 et Figure 1-32). Ce Membre est composé de calcaires sableux ou de grès calcaires riches en mollusques marins (Figure 1-31 et Figure 1-32). De nombreux membres divisent cette Formation ; ils ne seront pas détaillés ici. Le lecteur peut se référer aux ouvrages de Delhay-Prat et al. (2005) et de Lozouet (2012) pour obtenir ces informations. Dans ces sables, un niveau calcaire est carté sur les cartes géologiques de Versailles et de Fontainebleau (Membre du Calcaire de Darvault ; Cavelier and Feuguer, 1967 ; Denizot, 1970). Ce calcaire est silicifié et comporte des limnées et des planorbes, ainsi que des empreintes de végétaux (feuilles, graines et rhizomes, dont des rhizomes du nénuphar *Nymphaea arethusae* et des tiges de *Arundo anomala* ; Freytet et al., 1995 ; Koeniguer et al., 1995). À Nemours, des hydrobies et des potamides (*Potamides lamarckii*) ont également été identifiés.

**Répartition et épaisseur** : La Formation des Sables de Fontainebleau est retrouvée dans les buttes témoins du nord, du nord-ouest et de l'est du bassin cénozoïque. Elle s'étend jusqu'entre Etampes et Orléans au sud (Figure 1-33). L'épaisseur de cette formation est très variable ; elle peut atteindre plus de 60 m dans les buttes témoins aux alentours de Paris, environ 40 m vers Etampes et Fontainebleau, une vingtaine de mètres à Pithiviers. Le banc calcaire intercalé dans les sables ne dépasse pas 4 m d'épaisseur. Il fait généralement entre 1 et 2 m d'épaisseur. Il a été retrouvé en sondage à Bois-d'Arcy, et à l'affleurement à Clayes-sous-Bois, Magny-les-Hameaux et Saint-Nom-la-Bretèche au nord-ouest du bassin (Freytet et al., 1995 ; Koeniguer et al., 1995), et dans de nombreuses localités le long de la route entre Nemours et Sens au sud-est (Poligny, Saint-Louis... ; Alimen, 1936).

**Interprétation environnementale** : Les sables se sont déposés dans un milieu littoral allant du *shoreface* inférieur au *backshore* (formations de dunes éoliennes au sommet, Delhay-Prat et al., 2005). Le niveau calcaire témoigne d'un épisode laguno-lacustre à lacustre (Koeniguer et al., 1995).

**Âge** : La faune de vertébrés récoltée dans les sables à la Ferté-Alais et à Itteville (*Acerotherium albigense*, *Anthracotherium magnum*, *Entelodon deguilhemi*, *Ronzotherium filholi*) est équivalente aux zones MP23, MP24 et MP25 (Ginsburg and Hugueney, 1980 ; Escarguel et al., 1997 ; Merle et al.,



2002). Aubry (1985) corrèle ces sables à la zone de nanofossiles NP23 (Figure 1-21 et Figure 1-22). Enfin, le foraminifère *Archiacina armorica* peut être rattaché à la zone des grands foraminifères SBZ21 (Briais, 2015). Ces zones regroupent le milieu et la fin du Rupélien. Le banc calcaire serait positionné au-dessus de la zone de Pierrefitte (Denizot, 1970). Il est mis en relation avec un niveau de paléosol présentant une centaine d'arbres silicifiés à Villejust (Koeniguer et al., 1995 ; Figure 1-33).

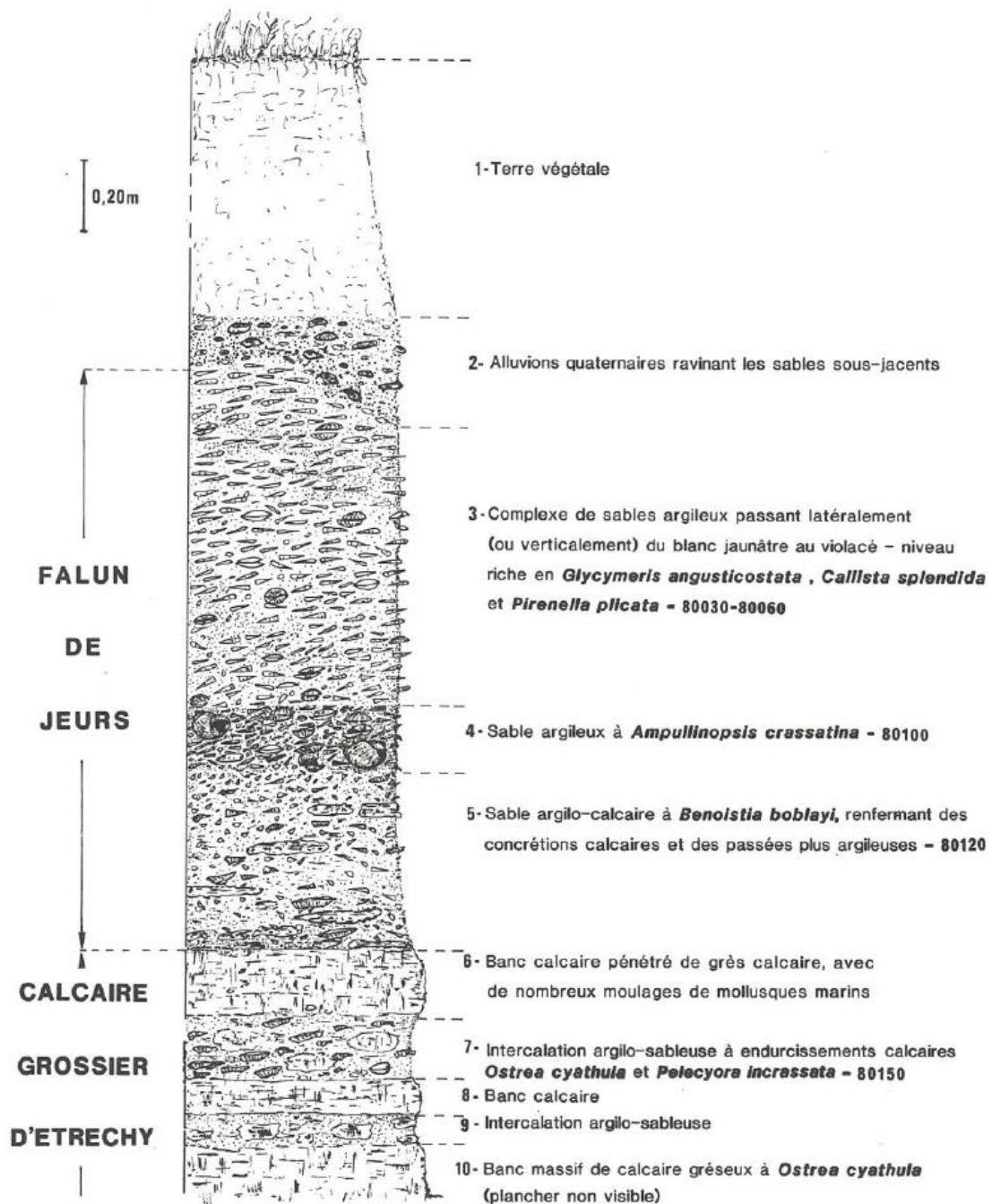


Figure 1-31. Coupe stratigraphique d'Auvers-Saint-George de la base des Sables de Fontainebleau (Gitton et al., 1986).

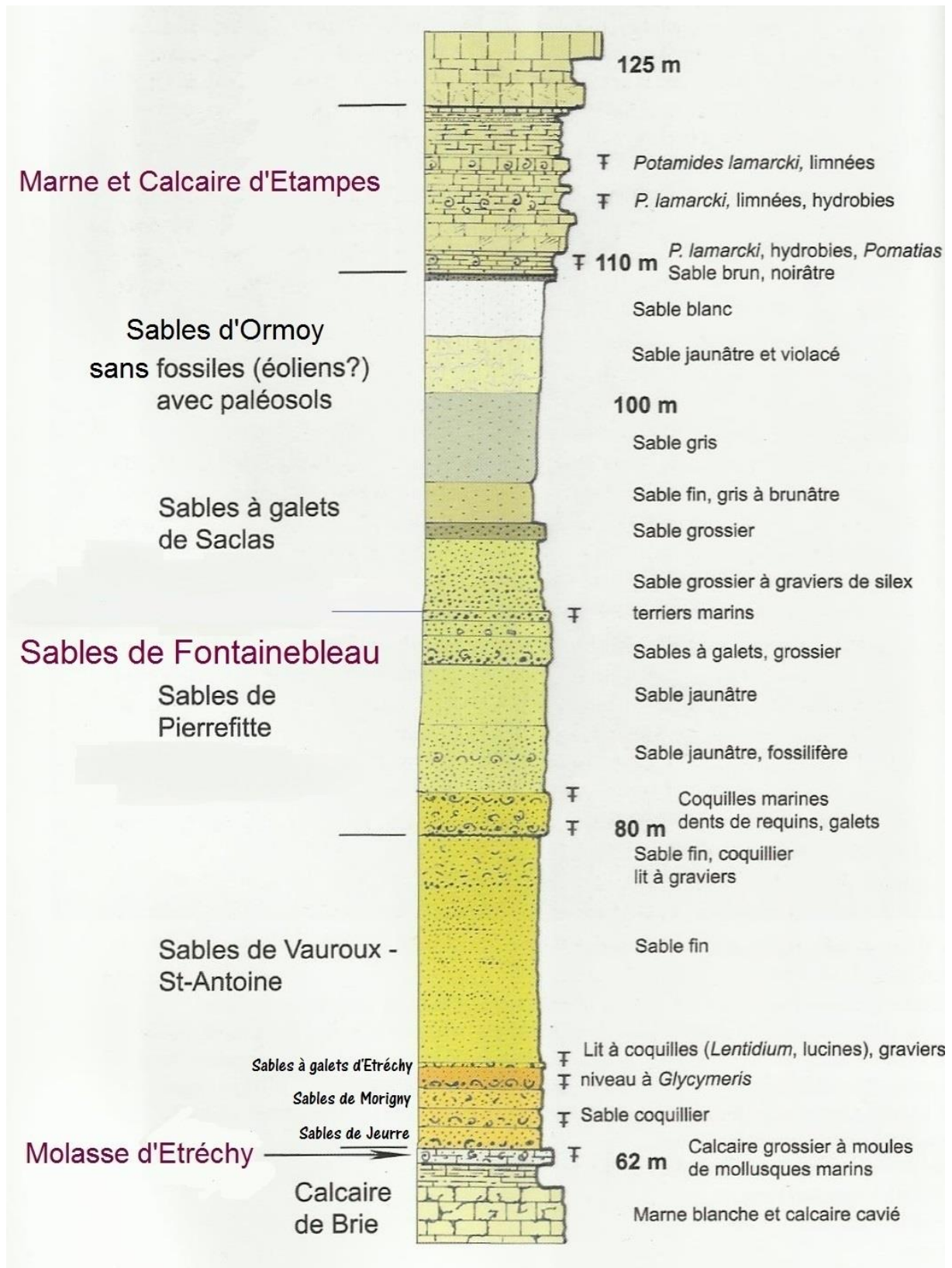
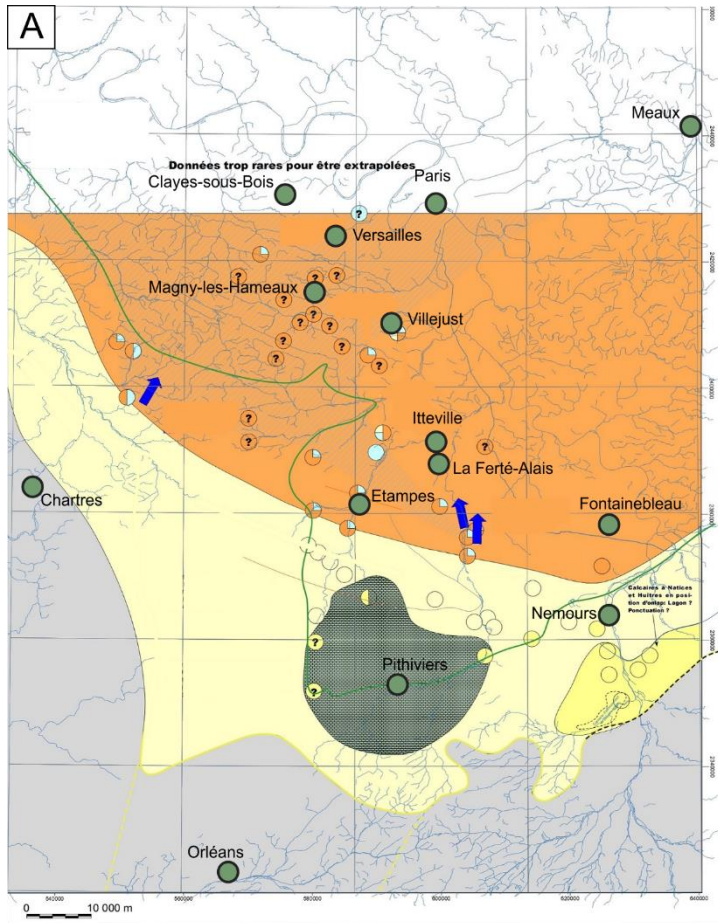


Figure 1-32. Coupe synthétique des Formations du Calcaire de Brie, des Sables de Fontainebleau et du Calcaire d'Etampes (Lozouet, 2012).



- Sables de replats de marée
- Faluns
- Sables éoliens
- Calcaires lacustres

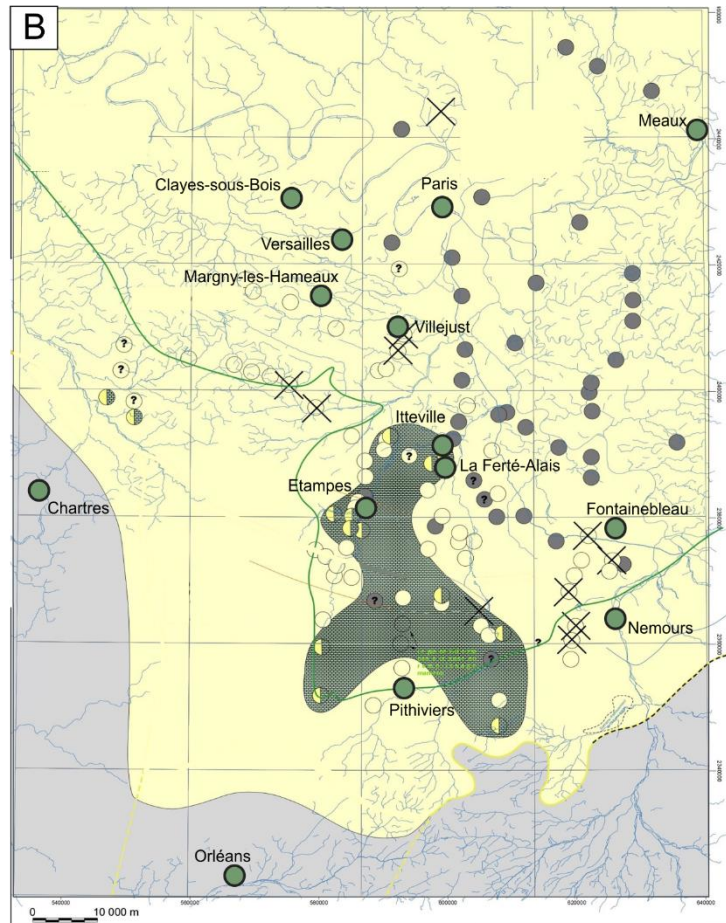


Figure 1-33. Cartes paléogéographiques lors des deux dernières phases transgressives des Sables de Fontainebleau (Membres des Sables de Saclas (A) et des Sables de Fontainebleau s.s. (B) ; Delhaye-Prat et al., 2005). Les premiers sédiments lacustres se déposent dans les espaces interdunes (Calcaire du Gâtinais, Calcaire d'Etampes). Le Membre du Calcaire de Darvault n'est pas représenté sur ces cartes ; il est réparti vers Nemours et vers Versailles lors de la phase régressive précédent la carte A.

### Formations des Calcaires d'Etampes et du Gâtinais, de la Meulière de Montmorency :

Description : Ménillet (1974) et Guillemin (1976) proposaient de regrouper les calcaires rupéliens et aquitaniens sous un unique nom, les Calcaires de Beauce s.l., puisqu'il est parfois compliqué de les distinguer (Figure 1-34 et Figure 1-35). Cette nomenclature est difficile à utiliser puisqu'elle porte à confusion avec l'utilisation des termes « calcaires de Beauce inférieur » pour la partie rupélienne et « calcaire de Beauce s.s. » et « calcaire de Beauce supérieur » désignant la partie aquitanienne, ou l'utilisation des termes relatifs aux calcaires aquitaniens : Calcaire de Pithiviers, Calcaire de l'Orléanais, Calcaire de Berchères, Calcaire de Prasville, Calcaire de Saint-Marc, Marnes de Blamont .... C'est pourquoi je propose de former le Groupe de Beauce, regroupant les calcaires rupéliens des Formations d'Etampes et du Gâtinais, et les calcaires aquitaniens de la Formation de la Molasse du Gâtinais et du Calcaire de Beauce. Trois différences majeures permettent de séparer les Formations rupéliennes et aquitaniennes. (1) Les deux formations sont séparées par la Formation de la Molasse du Gâtinais, une Formation soit marno-calcaire avec des lentilles de sables quartzeux (Pomerol, 1969 ; Gigot et al., 1973 ; Manivit et al., 1978, 1979 ...), soit sablo-argileuse (Denizot, 1971b) ; (2) la succession des faciès aux alentours de Pithiviers permettent facilement d'identifier les dépôts aquitaniens (cf. partie 2.2.5) ; (3) La faune de mollusques change fortement entre les Formations du Calcaire de Beauce et du Calcaire d'Etampes, notamment la disparition de *Potamides lamarckii* à l'Aquitaniens (Ménillet, 1974 ; Guillemin, 1976).

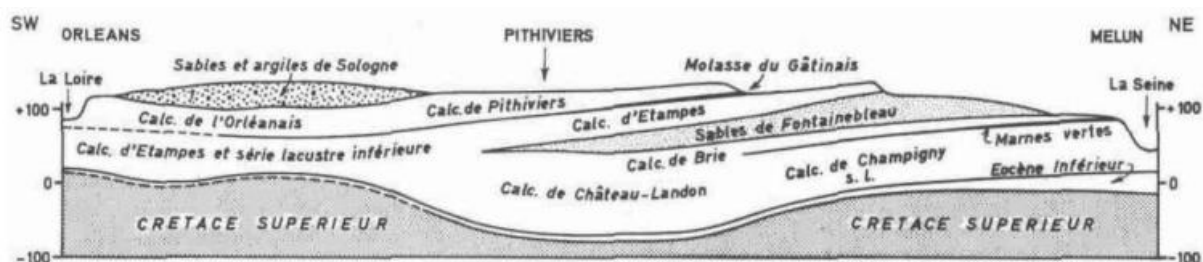


Figure 1-34. Coupe schématique du plateau de Beauce, entre Orléans et Melun (Mégny et al., 1970).

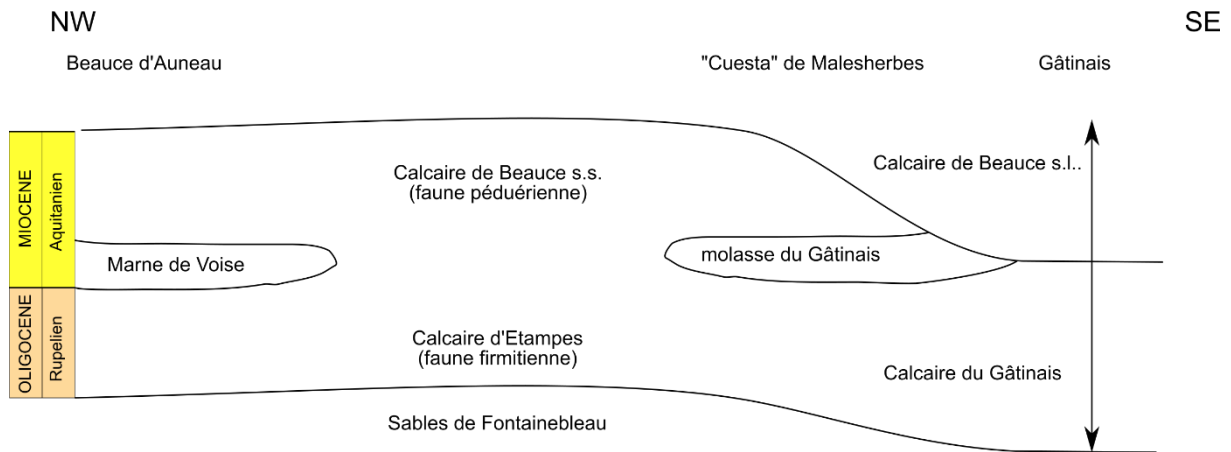


Figure 1-35. Coupe simplifiée des relations entre les Formations du Calcaire d'Etampes (Rupélien) et du Calcaire de Beauce (Aquitanien) (modifié de Ménéillet, 1974).

Les calcaires rupéliens composent donc la partie inférieure du Groupe de Beauce (Figure 1-34 et Figure 1-35). Le Calcaire d'Etampes est caractérisé par une succession de bancs de calcaires micritiques présentant de nombreux faciès. Ménéillet (1974) y distingue six faciès principaux. (1) Des calcaires micritiques indurés à limnées et planorbes ; (2) des calcaires crayeux parfois silicifiés à nodules de calcaires et à horizon riche en matières organiques ; (3) des calcaires vermiculés, souvent vacuolaires, bioturbés et à traces de racines ; (4) des calcaires rubanés à lamines horizontales, en dômes ou en colonnettes provenant de la collaboration des Cyanophycées, de bactéries, de microbes et d'autres genre d'algues (Guillemin, 1976) ; (5) des calcaires indurés à intraclastes millimétriques, parfois enrobés de croûtes algaires/microbiennes (gravelles) ; et (6) des calcaires bréchiques provenant de la dessiccation des bancs calcaires aux faciès précédemment cités. À ces faciès, nous pouvons préciser que des *microcodia* ont été retrouvés dans les calcaires indurés, et que la base du Calcaire d'Etampes est fréquemment marneuse à hydrobies, potamides et characées. Elle comporte parfois des horizons sableux et des niveaux argilo-marneux humiques (Pomerol, 1969 ; Labourguigne and Turland, 1974 ; Gigot, 1980). Le Calcaire du Gâtinais se démarque du Calcaire d'Etampes par la présence de fossiles marins à sa base, absents dans celui d'Etampes (Cythère, lucines, cérithes ... Denizot, 1971b). Le calcaire est remplacé vers le nord par des blocs de meulière parfois fossilifères dans lesquels des limnées, planorbes, oogones de characées (*Gyrogona medicaginula*) et débris de végétaux peuvent encore être identifiables (Meulière de Montmorency ; Pomerol, 1969 ; Labourguigne, 1971).

Répartition et épaisseur : Le Calcaire d'Etampes affleure au nord de la Beauce et dans l'Hurepoix où atteint une vingtaine de mètres d'épaisseur. Les premiers dépôts se retrouvent dans les espaces interdunes des sables éoliens de la Formation de Fontainebleau, entre Nogent-le-Roi et Fontainebleau (Figure 1-32, Figure 1-33 et Figure 1-36). L'extension et l'épaisseur du Calcaire d'Etampes est difficile à contraindre dans la Beauce puisque sa distinction avec le calcaire aquitanien est compliquée, notamment à cause de la rareté des forages et des données biostratigraphiques. D'après Ménéillet (1984), il aurait la même extension que le calcaire aquitanien et s'étendrait jusqu'à la vallée du Cher au sud et de Montargis à Châteaudun d'est en ouest (Figure

1-36). Pour Denizot (1927), il ne dépassait pas Orléans. Le Calcaire du Gâtinais affleure le long de la vallée du Loing et peut faire jusqu'à 25 m d'épaisseur vers Puiseaux. La Meulière de Montmorency, quant-à-elle, se retrouve à partir de Saint-Yon puis dans la partie nord du bassin, sous forme résiduelle (Figure 1-36).

Interprétation environnementale : L'environnement de dépôt est lacustre à palustre. Le contenu paléontologique indique un milieu dessalé, proche de l'eau douce (Mégnyen, 1980). La base du Calcaire du Gâtinais est légèrement plus salée. La boue carbonatée s'est déposée sous une faible hauteur d'eau sur une surface plate où les phases humides permettaient son dépôt, et les phases arides sa dessiccation et sa fracturation, la rendant plus facile à remanier (Guillemin, 1976).

Âge : Les faunes excavées à la Ferté-Alais et à Itteville ont fourni des vertébrés tels que *Acerotherium filholi*, *Anthracootherium magnum*, *Tragulootherium tertium*, et des espèces des genres *Paleotherium* et *Entelodon* (Denizot, 1927, repris de Guillemin, 1976), donnant un âge du Rupélien (MP 24-25 ; Brunet, 1978 ; Figure 1-21). Également les characées dont *Chara microcera*, *Gyrogona medicaginula*, *Psilochara acuta* et *Rhabdochara major* ont permis de préciser l'âge du calcaire à la fin du Rupélien (Mégnyen, 1980 ; Riveline, 1983 ; Riveline et al., 1996). La base du Calcaire du Gâtinais, par sa faune semblable aux faluns de Pierrefitte (Sables de Fontainebleau), est supposée contemporaine du Calcaire de Darvault et donc antérieure à la formation du Calcaire d'Etampes (Figure 1-21). Le sommet du Calcaire du Gâtinais est néanmoins corrélé à ce dernier.

### 2.2.5 Le Miocène inférieur (Aquitaniens et Burdigaliens)

#### Formations du Calcaire de Beauce et de la Molasse du Gâtinais :

Description : La Formation du Calcaire de Beauce est considérée ici comme purement aquitanienne et présente de nombreuses appellations locales suivant leur faciès et localité hiérarchisées dans cette étude comme Membres : Calcaire de Pithiviers, Calcaire de l'Orléanais, Calcaire de Berchères, Calcaire de Prasville, Calcaire de Saint-Marc, Marnes de Blamont ... Les Calcaires de Beauce et d'Etampes présentent des faciès similaires (cf. la partie précédente). Le Membre du Calcaire de Pithiviers se démarque des autres Membres (Calcaire de l'Orléanais, ...) par l'abondance de calcaires gris et fétides, riches en fer et en matières organiques, de calcaires vacuolaires blancs à limnées, planorbes et hélix, de calcaires à intraclastes et de calcaires rubanés (Berger and Desprez, 1969 ; Manivit et al., 1978).

Répartition et épaisseur : Le Calcaire de Beauce est présent dans toute la Beauce (Figure 1-37). Il s'étend jusqu'à l'est de Chartres, Châteaudun et Vendôme, jusqu'à Billy au sud et jusqu'à la limite avec le Gâtinais à l'est. Son épaisseur est maximale dans les zones subsidentes de Pithiviers et de la Ferté-Saint-Aubin, avec 30 m. La Molasse du Gâtinais affleure, elle, entre Beaune-la-Rolande et Maisse, c'est-à-dire entre les régions du Gâtinais et de la Beauce, mais également dans le nord de la Beauce, jusqu'à Etampes. Vers l'ouest, cette formation passe aux Marnes de Voise, de la Neuville

et au Calcaire de Saint-Marc (feuilles de Malesherbes, Orgères-en-Beauce). Son épaisseur diminue d'est en ouest avec 20 m à Puisseaux, 10 m à Pithiviers et 1 à 2 m vers Voise.

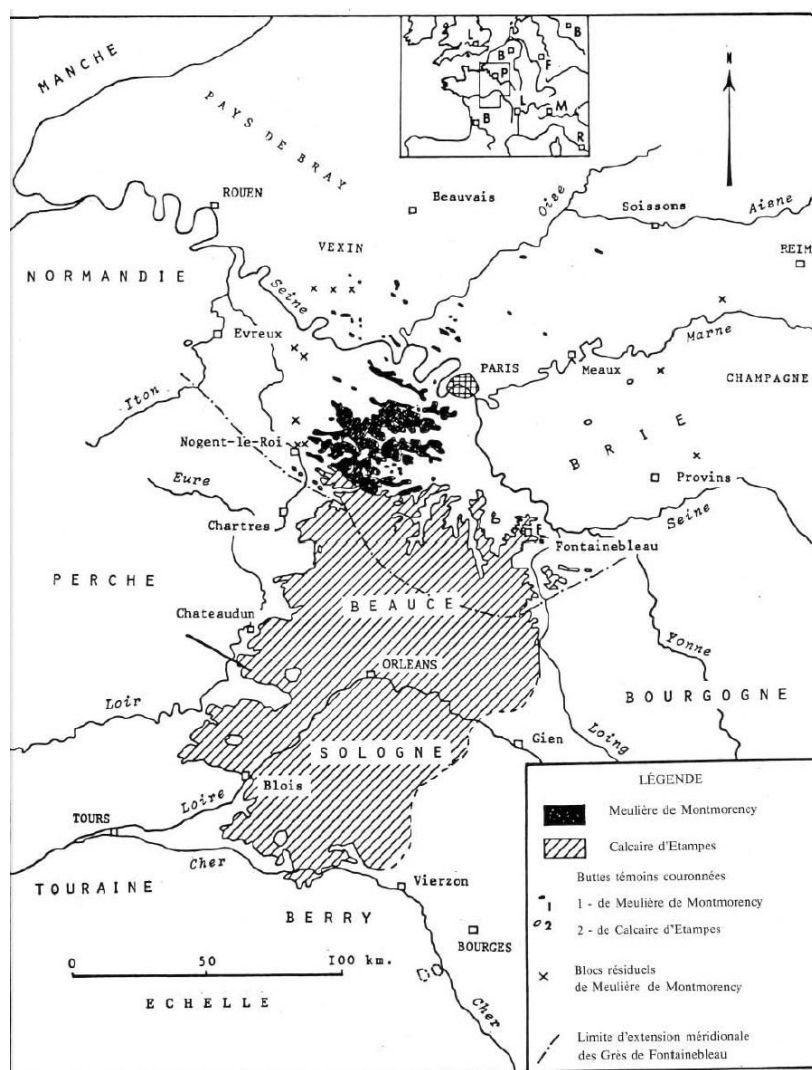


Figure 1-36. Extensions du Calcaire d'Etampes et de la Meulière de Montmorency (Ménillet, 1984).

Interprétation environnementale : Tout comme pour le Calcaire d'Etampes, le Calcaire de Beauce s'est formé sous une faible hauteur d'eau douce, en milieu lacustre et palustre. La Molasse du Gâtinais est interprétée comme un delta marécageux dont les rivières provenaient du Massif central et du Morvan (Guillemin, 1976).

Âge : Les faunes récoltées à Selles-sur-Cher et à Billy appartiennent à la zone de mammifères MN2 (*Cerathorinus tagicus*, *Tapius intermedius*, *Paleocheirus typus*, *Amphitragulus elegans*, *A. pomeli*, *Dremotherium feignouxii*, *Amphicyon lemanensis*), donnant un âge aquitaniens (Denizot, 1927 ; Ginsburg and Hugueney, 1980 ; Figure 1-21). Guillemin (1976) rappelle également que des characées de la base de l'Aquitaniens ont été retrouvées dans les Marnes de Voise, sans donner de précision sur les espèces reconnues.

## Formation des Sables et Marnes de l'Orléanais, des Sables et Argiles de Sologne et des Faluns de Touraine et d'Anjou :

Description : Ces différentes Formations sont toutes composées de sables quartzeux. Les Sables et Marnes de l'Orléanais et les Sables et Argiles de Sologne se retrouvent dans des vallées E-W creusées dans le Calcaire de Beauce. Les Sables et Marnes de l'Orléanais se différencient de ceux de Sologne par la présence d'une phase carbonatée. Les faluns d'Anjou et de Touraine sont composés de nombreux fossiles marins, dont des cétacés (Charrier et al., 1980).

Répartition et épaisseur : Les dépôts sableux de l'Orléanais et de la Sologne sont concentrés dans la partie sud-ouest du bassin, de Gien jusqu'en Anjou et peuvent atteindre 75 m d'épaisseurs en Sologne (Gigout, 1971), tandis que les faluns de Touraine et d'Anjou sont reconnus dans les régions éponymes.

Interprétation environnementale : Les Sables et Marnes de l'Orléanais et les Sables et Argiles de Sologne représentent d'anciens systèmes fluviaux à fluvio-deltaïques passant vers l'ouest à un domaine marin littoral (Mégnién, 1980).

Âge : Les Sables et Marnes de l'Orléanais contiennent de nombreux fossiles de vertébrés des zones MN3 à MN5 (Ginsburg and Hugueney, 1980 ; Ginsburg, 1989), indiquant des dépôts du Burdigalien jusqu'au début du Langhien (Figure 1-21). D'un autre côté, les faunes des faluns de Sologne, de Touraine et d'Anjou indiquent des âges commençant au Burdigalien et s'étalant jusqu'à la MN9-10 (Tortonien ; Mégnién, 1980).



Figure 1-37. Carte du sud du Bassin de Paris montrant les zones d'affleurements du Calcaire d'Etampes en orange et du Calcaire de Beauce en jaune (Loindeix et al., 2014).



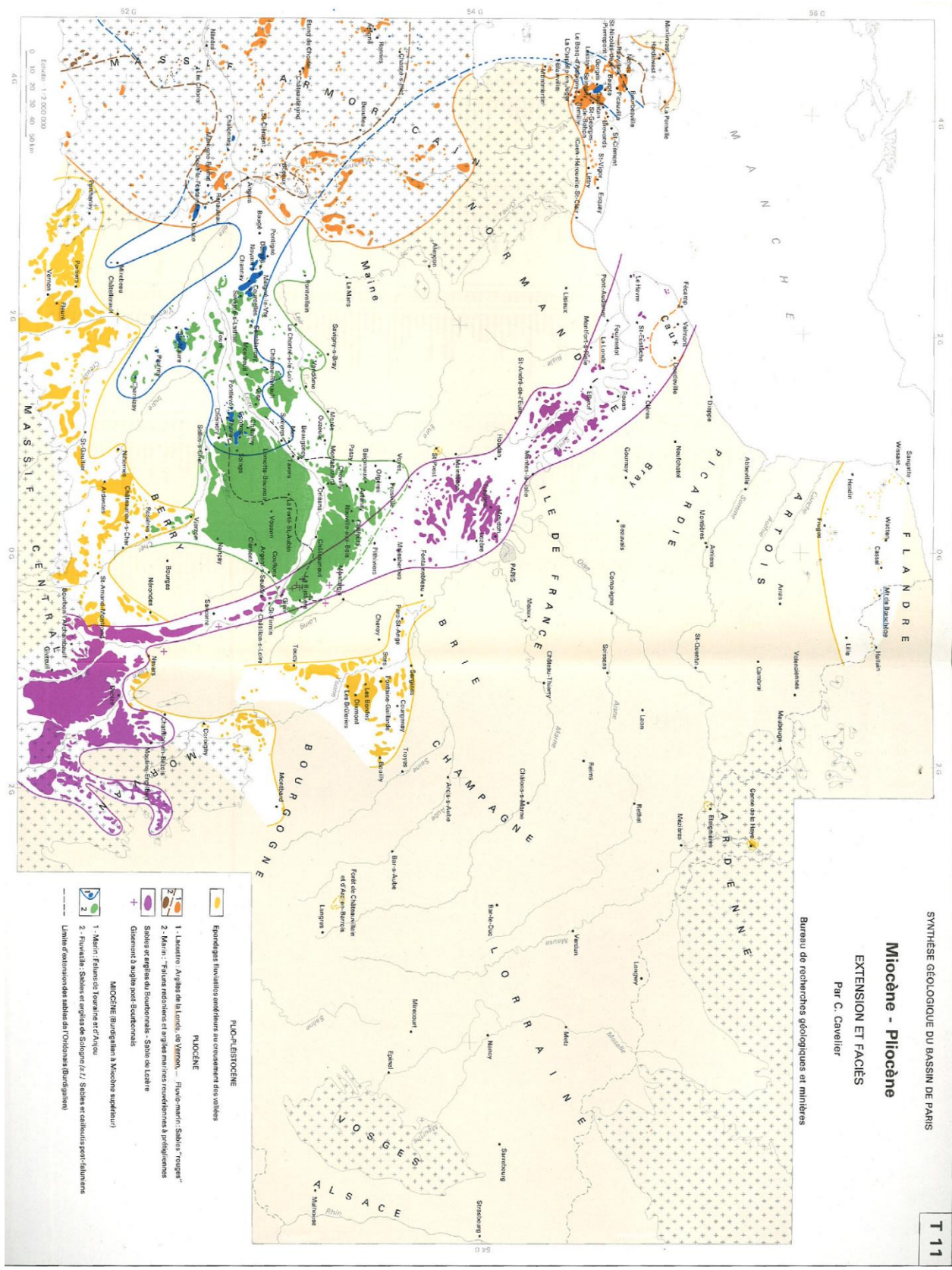


Figure 1-38. Carte du bassin de Paris présentant l'extension des dépôts fluviaux lors du Néogène (Miocène et Pliocène) (Mégrien, 1980).

### 2.2.6 Les hiatus sédimentaires du Cénozoïque dans le bassin de Paris

Seize *hiatus* HP ont été reconnus lors du Cénozoïque dans le bassin de Paris (Figure 1-39 ; Aubry, 1985 ; Pomerol, 1989 ; Briais, 2015) :

- HP1 est situé à la limite Crétacé-Tertiaire entre le Maastrichtien et le Danien. Il a duré entre 3 et 4 millions d'années.
- HP2 comprend l'intervalle NP4-NP7. Sa durée serait d'au moins 2 millions d'années.
- HP3 est situé entre NP8 et NP9. Il est marqué par un niveau de grès à racines au sommet des dépôts sableux et dure sur une courte période (plus court qu'un million d'années).
- HP4 existe entre les Sables de Bracheux (Thanétien) et les premiers dépôts sparnaciens (Thanétien-Yprésien). La discontinuité est marquée par un changement de la faune des vertébrés notables, des paléosols dans les sables humifères partiellement indurés et par la formation de calcrètes. Tout comme HP3, ce *hiatus* est sûrement court.
- HP5 est souligné par un niveau de galets et de coquilles sparnaciennes remaniées et sépare les niveaux à dinoflagellés *Apectodinium hyperacanthum* (W1), de ceux à characées *Peckichara disermas* ou *Peckichara piveteaui*. Ce *hiatus* a été plus long dans la partie sud du bassin ; où il a pu durer un million d'années ; que dans la partie nord.
- HP6 ne se manifeste qu'à l'est du bassin et englobe la partie inférieure de W6.
- HP7 est le plus grand *hiatus* de l'Eocène dans le bassin et marque la transition entre l'Yprésien et le Lutétien. L'Yprésien se termine dans le bassin de Paris avec les zone NP12 et W7 tandis que le Lutétien commence avec la partie supérieure de la zone NP14. La durée du *hiatus* est de 1 à 2 millions d'années dans la partie nord du bassin et de 4-5 millions d'années dans la partie sud.
- HP8 se manifeste par une émergence observée au sommet de la Formation des Marnes et Caillasses, accompagnée d'une dissolution karstique. Il n'a pas dû durer longtemps (inférieur à un million d'années).

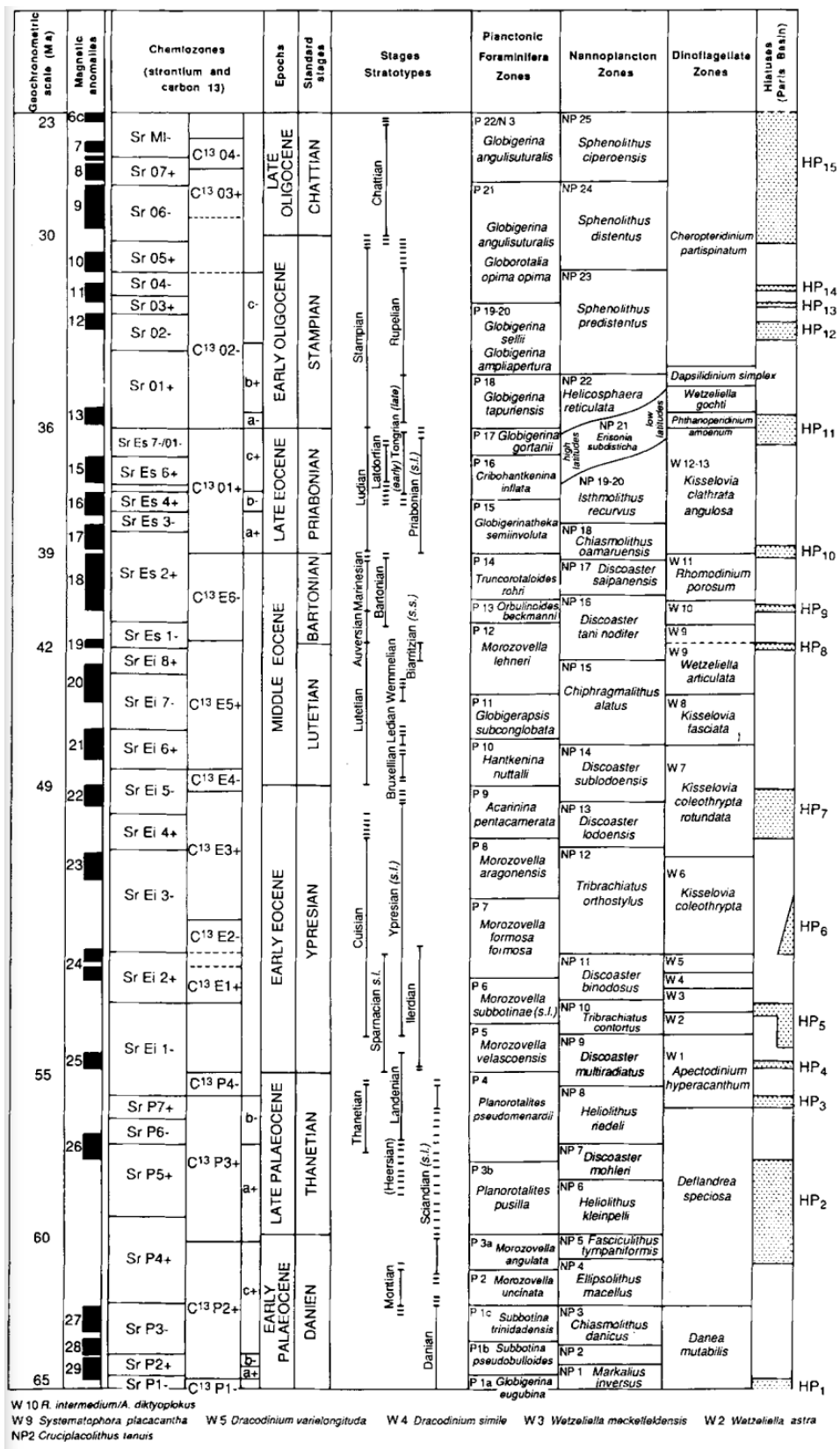


Figure 1-39. Hiatus sédimentaires majeurs du Cénozoïque du bassin de Paris au regard des biozones de nanofossiles planctoniques (P et NP), de dinoflagellés (W) et des zones physico-chimiques

(radiométriques, anomalies magnétiques et chimiozones) basées sur la teneur en Sr et  $^{13}\text{C}$  des carbonates marins (Pomerol, 1989).

- Les HP9 et HP10 se marquent par le développement de paléosols et de sables indurés au sommet de la Formation des Sables de Beauchamp (Bartonien inférieur) et des Sables de Cresnes-Monceau (Bartonien supérieur). Leurs durées ne sont pas contraintes mais devaient être courtes.
- La limite Eocène-Oligocène est marquée par un changement faunistique et floristique majeur (HP11) entre les Membres des Marnes blanches de Pantin et des Argiles vertes de Romainville.
- HP12, HP13 et HP14 s'observent par plusieurs niveaux de galets ravinés dans la Formation des Sables de Fontainebleau (Rupélien). La durée de HP12 semble être plus longue que celles des deux autres (1 à 2 millions d'années).
- HP15 est peu marqué par la lithologie et sépare le Calcaire d'Etampes (daté par les mammifères de la biozone MP24-MP25) du Calcaire de Beauce (MN2). Ce *hiatus* s'étend donc sur la totalité du Chattien.
- Un dernier *hiatus* est à noter entre le Langhien et le Tortonien, entre les dépôts fluviaux des Sables de Sologne et des Sables de Lozère.

### 2.3 Contexte séquentiel

La période Paléocène-Miocène est marquée par (1) une augmentation du niveau eustatique de 60-80 m au début de l'Eocène et qui durera jusqu'à la fin de l'Yprésien (Eocène inférieur), et par (2) une importante baisse eustatique de 50-60 m à la transition Eocène-Oligocène (Figure 1-40). Au cours de l'Eocène, puis au cours de l'Oligocène et du Miocène, plusieurs fluctuations eustatiques sont identifiées. Leurs origines proviennent des variations du volume de glace sur les continents rythmées par les cycles astronomiques (Miller et al., 2020).

Dans le bassin de Paris, ces fluctuations du niveau marin global se répercutent sur les environnements de dépôts. Ils évoluent rapidement latéralement et au cours du temps avec des systèmes marins souvent silicoclastiques (estuaire, littoral) à des systèmes continentaux (lacs carbonaté ou évaporitiques, mangrove) marqués par des émergences importantes (Pomerol, 1989). D'un point de vue général, le bassin montre une grande tendance régressive de premier ordre depuis le maximum d'inondation du Danien, qui se caractérise par le développement d'une plateforme carbonatée, jusqu'au maximum de régression marquée par l'émergence généralisée du Miocène post-aquitain (Briais 2015 ; Briais et al., 2016). À l'intérieur de cette grande régression (comblement du bassin) il existe trois périodes de transgressions majeures au cours du Cénozoïque (Figure 1-18). L'installation d'une connexion franche du bassin avec la Mer du Nord ou la paléo-Manche amène au développement (1) d'un système estuarien à l'Yprésien supérieur, (2) d'une plateforme carbonatée au Lutétien moyen puis silicoclastique au Bartonien inférieur, et (3) d'un golf silicoclastique au Rupélien moyen (Abrard, 1925 ; Feugueur, 1963 ; Blondeau et al., 1965, 1976 ; Pomerol et al., 1965 ; Dupuis et al., 1984 ; Gitton et al., 1986 ; Delhaye-Prat et al., 2005 ; Merle, 2008 ; Lozouet, 2012). Entre les phases transgressives du Lutétien et du Rupélien, une

régression générale est marquée par l'isolement progressif du bassin et la mise en place de systèmes lacustres carbonatés et évaporitiques (Figure 1-18 ; Lorenz et Pomerol, 1965 ; Fontes, 1974 ; Mégnién, 1974 ; Turland, 1974 ; Mégnién, 1980 ; Le Callonnec et al., 2018). À l'Aquitainien (Miocène inférieur), la sédimentation est délocalisée dans la partie sud du bassin avec l'installation de systèmes lacustres (Ménillet, 1974 ; Guillemin, 1976 ; Freytet and Plaziat, 1982). À partir du Burdigalien (Miocène inférieur), un grand système estuarien connecté à l'océan Atlantique (Falun de Touraine et d'Anjou) se met en place dans le domaine ligérien, tandis que des systèmes fluviaux se mettent en place en Sologne (Mégnién, 1980).

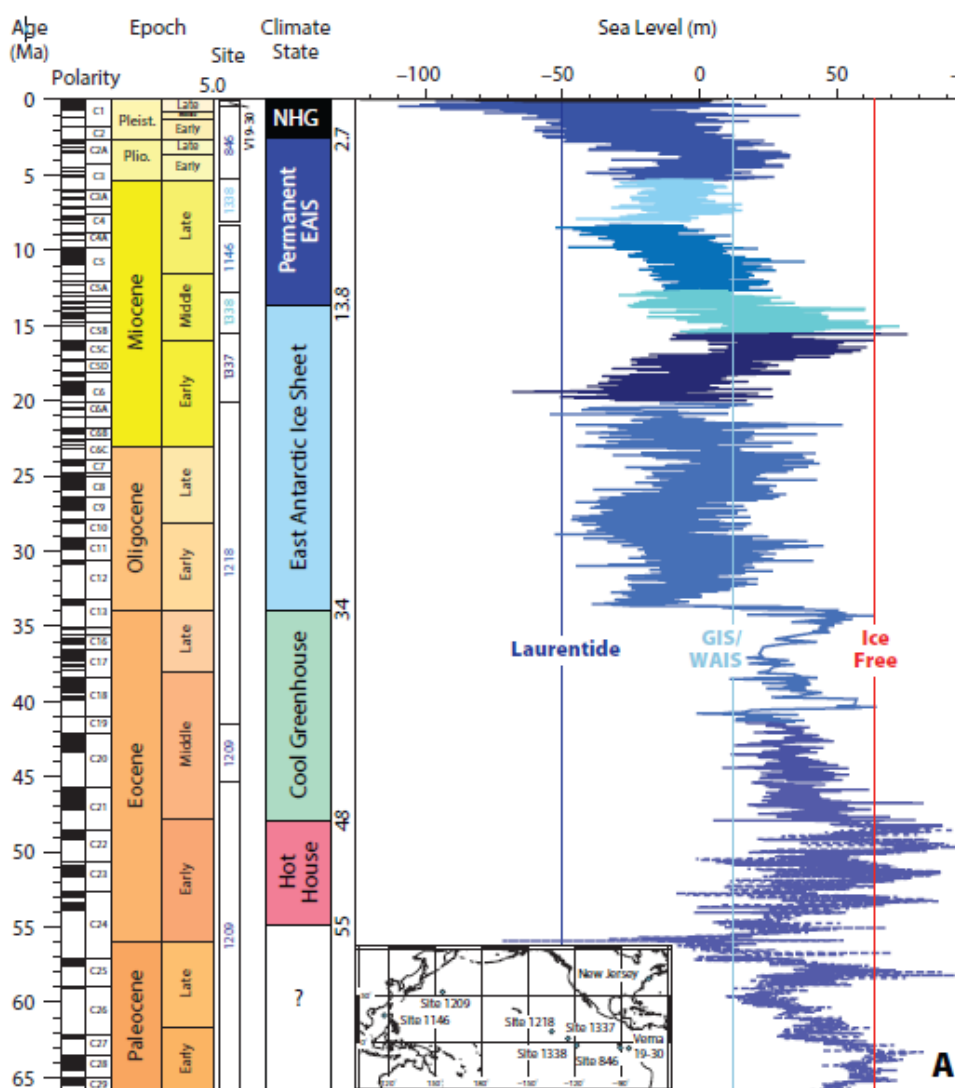


Figure 1-40. Synthèse des niveaux marins obtenus des données de  $\delta^{18}\text{O}$  de foraminifères benthiques cénozoïques (Miller et al., 2020).

Cinq cycles sédimentaires du 2<sup>ème</sup> ordre ont été interprétés sur la période Eocène-Miocène (Figure 1-41 ; Braias, 2015) : le premier débute au Paléocène (Thanétien) et se termine à la fin de

l'Yprésien, le second dure du Lutétien jusqu'à la base du Bartonien, le troisième commence à la base du Bartonien et se termine pendant le Priabonien, le quatrième débute à la fin du Priabonien et se finit au moment de l'émersion et de la déformation au Chattien, le dernier est miocène.

### 2.3.1 Le cycle Thanétien-Yprésien (Eocène inférieur)

Dans le bassin de Paris, l'Yprésien atteint jusqu'à 80 m de puissance. Il est composé majoritairement de dépôts argileux de plaines d'inondations (partie sud) et de sables marins à estuariens (partie nord). La production carbonatée est limitée à quelques niveaux dans des localités restreintes (exemple de la formation du Calcaire de Clairoux, Aubry et al., 2005). Le plus long *hiatus* sédimentaire de l'Eocène s'observe au sommet de l'Yprésien (Pomerol, 1989) par l'absence de la biozone de nanofossiles NP13 (2 millions d'années) et marque la fin du cycle du 2<sup>ème</sup> ordre Thanétien-Yprésien ainsi que la transition Yprésien-Lutétien. Ce *hiatus* est caractérisé par une émersion totale du bassin et par une surface d'érosion majeure (Briais et al., 2016).

### 2.3.2 Le cycle Lutétien-Bartonien inférieur (Eocène moyen)

Comme au cours de l'Yprésien, la plateforme est connectée à la Mer du Nord au cours du Lutétien. Les premiers dépôts transgressifs sont localisés au nord de la faille de Bray, où la subsidence reprend après l'émersion généralisée de la fin de l'Yprésien (Figure 1-42A). Le Lutétien représente un cycle entier du second ordre qui se termine au début du Bartonien. Trois cycles du 3<sup>ème</sup> ordre sont identifiés (cycles CL1, CL2 et CB1 ; Figure 1-42 ; Briais, 2015). La surface transgressive du Lutétien sur les dépôts yprésiens correspond à la discontinuité L1 de Briais (2015) et se marque par le dépôt de sables glauconieux (base du Calcaire grossier) remaniant les formations sous-jacentes. Les sables yprésiens ainsi que la craie sont alors grésifiés, durcis et perforés par les organismes marins du Lutétien (Merle, 2008). Au-dessus de ces dépôts, les carbonates bioclastiques du Calcaire grossier forment un ensemble rétrogradant vers le sud du bassin (Figure 1-42B et C ; Mégnien, 1980 ; Merle, 2008 ; Briais, 2015). Les cycles du 3<sup>ème</sup> ordre CL1 et CL2 sont identifiables dans cet ensemble calcaire (Figure 1-41). Leurs surfaces maximales d'inondation se localisent respectivement dans les niveaux riches à *Nummulites laevigatus* (surface L2, qui correspond également à la surface maximale d'inondation du cycle du 2<sup>ème</sup> ordre) et dans le Calcaire à miliolites et orbitolites (surface L3). Les dépôts suivants correspondent à des faciès marins plus restreint, mais rétrogradent de plus en plus vers le sud. Ceci suggère que la partie sud est progressivement plus subsidente au cours du Lutétien jusqu'à l'anticlinal de la Rémarde.

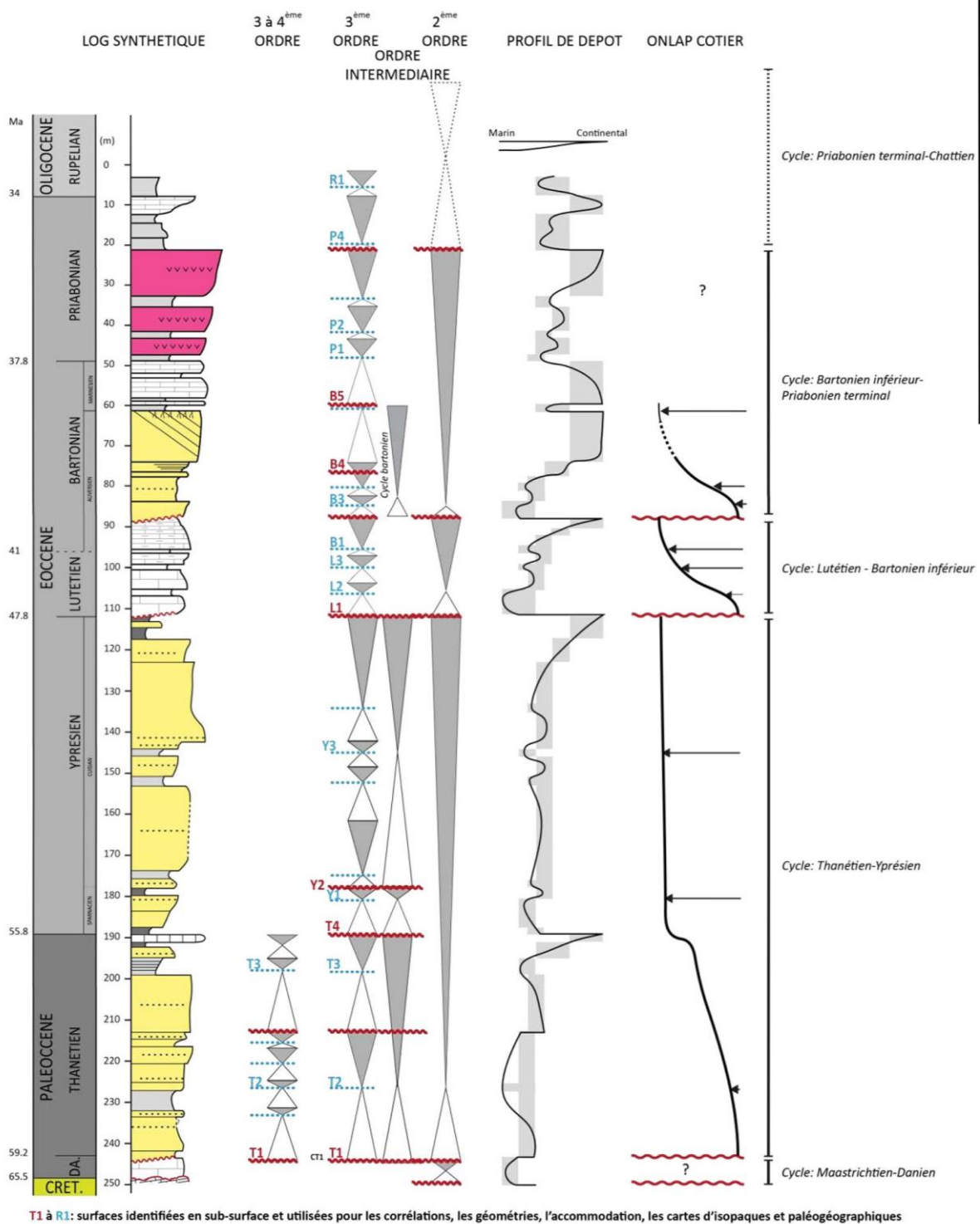


Figure 1-41. Coupe sédimentaire synthétique du Cénozoïque du Bassin de Paris avec son découpage séquentiel suivant des cycles du 2<sup>ème</sup> et de 3<sup>ème</sup> ordres ainsi qu'une courbe de l'évolution des environnements (depuis Briais, 2015). Cette courbe montre des changements rapides d'environnements de dépôts avec des périodes d'émersion.

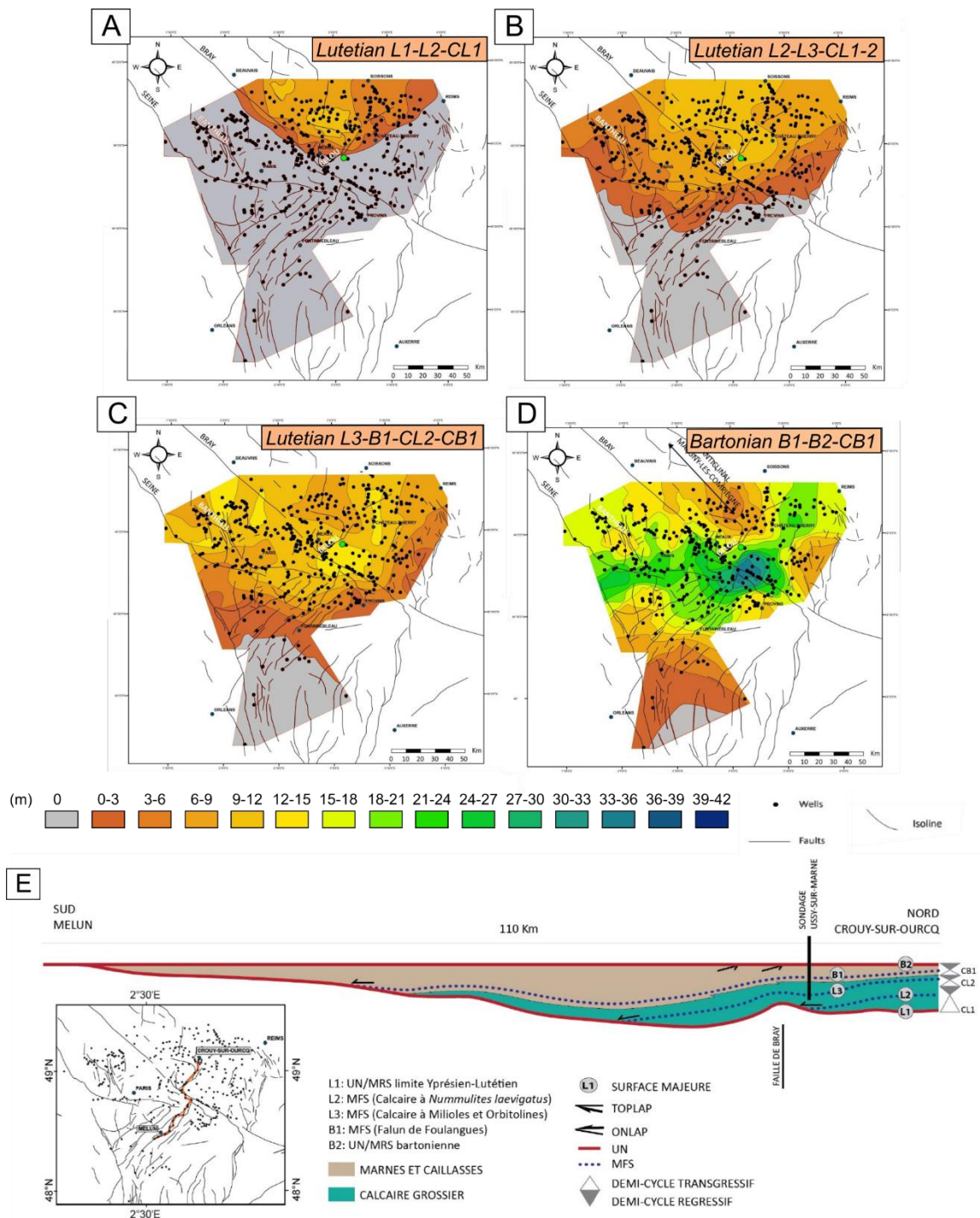


Figure 1-42. A à D) Cartes isopaques lors des épisodes de sédimentation carbonatée du Lutétien au Bartonien modifiées de Briais (2015). A) Demi-cycle transgressif de la base des Sables glauconieux (L1) jusqu'au banc à *Nummulites laevigatus* (L2). B) Cycle T/R du banc à *N. laevigatus* (L2) jusqu'au Calcaire à miliolites et orbitolites (L3). C) Cycle T/R du Calcaire à miliolites et orbitolites (L3) jusqu'au Falun de Foulangues (B1). D) Demi-cycle régressif du Falun de Foulangues (B1) jusqu'au sommet des Marnes et Caillasses (B2). E) Géométries des dépôts du Lutétien-Bartonian inférieur selon un profil nord-sud (Briais, 2015).



À partir du Lutétien supérieur, la connexion avec la Mer du Nord se réduit à cause des jeux des anticlinaux de Margny-Lès-Compiègne et de la Rémarde (Figure 1-42D et E). Le pôle de subsidence se localise alors entre les deux anticlinaux. La régression générale débutée depuis la surface L2 se traduit par la baisse de la biodiversité des espèces marines, de l'hydrodynamisme et du détritisme. Seul un couloir orienté NW-SE vers Versailles et Cergy présente une faune à affinité marine avec des foraminifères dont *Discorinopsis kerfornei* ou *Alveolina elongata* (Merle, 2008). La Formation des Marnes et Caillasses présente au centre du bassin passe vers le sud et l'est aux Calcaires d'eau douce de l'Eocène (Membres du Calcaire de Provins, du Calcaire de Darvault, du Calcaire de Morancez et du Calcaire de Villeau ; Blondeau et al., 1965 ; Mégrien, 1980). La dernière transgression du 3<sup>ème</sup> ordre du cycle Lutétien-Bartonien inférieur (B1) s'enregistre par l'incursion des sables à faunes marines du Falun de Foulanges depuis le nord-ouest lors du Bartonien inférieur. Cette surface d'inondation maximale est très transgressive sur les dépôts yprésiens jusqu'à Provins à l'est, et Melun au sud (Figure 1-42D et E). Le cycle Lutétien-Bartonien inférieur se termine par une surface érosive (surface B2). Cette surface marque une émergence du bassin enregistrée par des paléo-karsts, une déformation bien identifiée (Figure 1-41 ; Briais, 2015) et par une érosion et incision de paléo-vallées.

### 2.3.3 Le cycle du Bartonien-Priabonien (Eocène moyen-supérieur)

Lors du Bartonien, la connexion du bassin ne s'effectue plus en direction du nord, mais en direction du nord-ouest. Un nouveau cycle du 2<sup>ème</sup> ordre, composé de six cycles du 3<sup>ème</sup> ordre (CB2, CB3, CB4, CP1, CP2, CP3), débute au Bartonien inférieur au-dessus de la discontinuité B2 et se terminera au Priabonien (Figure 1-43 et Figure 1-44). Les jeux des anticlinaux de Margny-Lès-Compiègne, de Vigny et de Meudon s'identifient bien sur les cartes d'isopaques à partir du Priabonien (Figure 1-44A à D). Une période de plus forte subsidence d'orientation NE-SW s'enregistre entre Meaux et Orléans à la fin du cycle de 2<sup>ème</sup> ordre (Figure 1-44B).

Les trois premiers cycles du 3<sup>ème</sup> ordre sont identifiés par Briais (2015) dans les sables estuariens et éoliens du Groupe d'Auvers-Beauchamp (cycles CB2, CB3 et CB4 ; Figure 1-41, Figure 1-43A). Au sommet des sables éoliens, des paléosols ont été décrit et constituent une discontinuité importante (Pomerol et al., 1965) nommée B5 (Briais, 2015). Le dépôt des sables bartoniens est localisé dans une zone de subsidence locale au nord du bassin.

La zone de subsidence se localise ensuite vers Paris lors du Bartonien supérieur et marque la migration des dépôts du nord vers le centre du bassin (cycle CP1 ; Figure 1-43A et B). Les dépôts micritiques du Calcaire de Saint-Ouen sont alors concentrés aux alentours de Paris. La géométrie des dépôts du Calcaire de Saint-Ouen est globalement homogène et s'étend jusqu'au sud de Melun et dans l'est du bassin (Figure 1-43B et C). À l'intérieur du Calcaire de Saint-Ouen, deux transgressions sableuses marines sont également enregistrées avec la présence de quelques espèces de foraminifères telle que *Rosalina bractifera* (Membres des Sables de Mortefontaine et de Cresnes-Monceau). Elles sont interprétées d'ordre supérieur au 3<sup>ème</sup> ordre par Briais (2015).

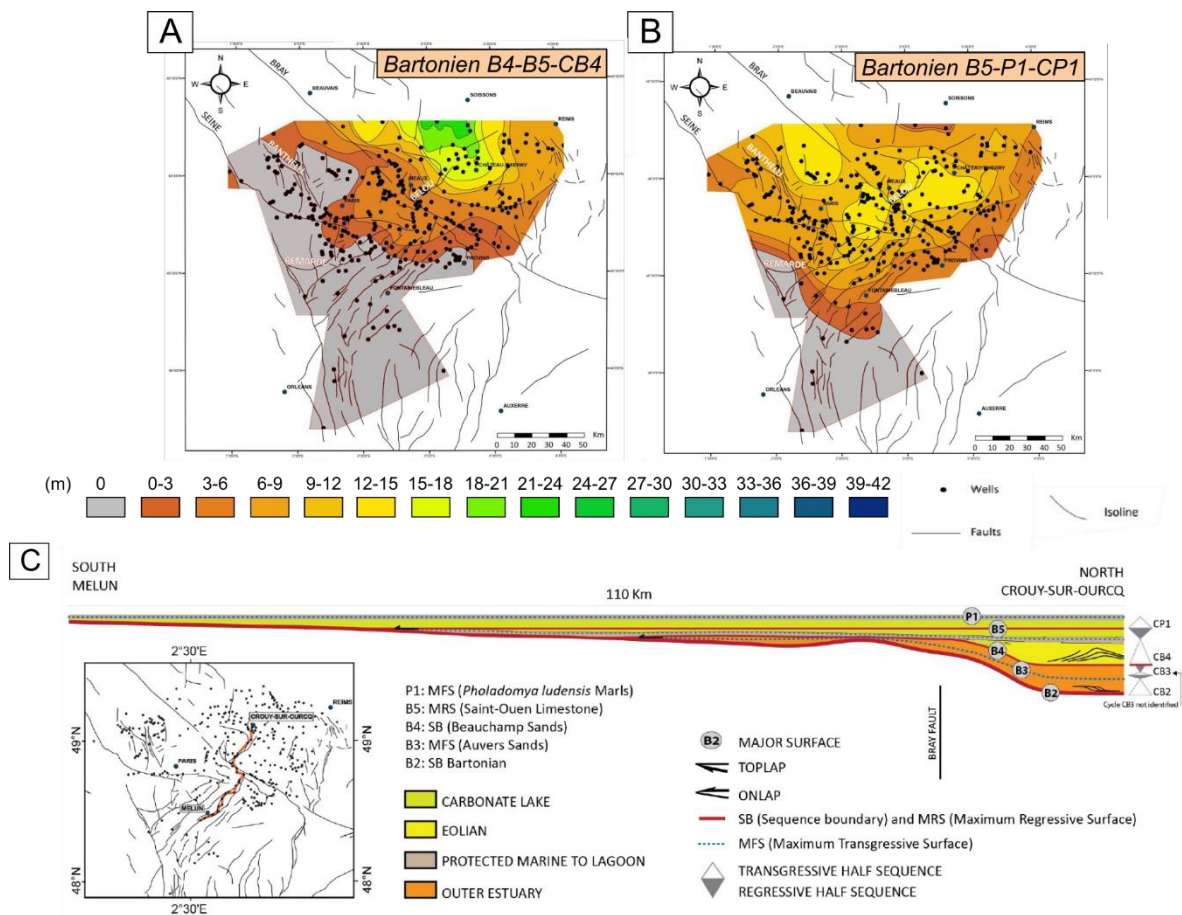


Figure 1-43. A) Carte d'isopaques du cycle des Sables de Beauchamp (B4 à B5). B) Carte d'isopaques du demi-cycle transgressif du sommet des Sables de Beauchamp (B5) jusqu'aux Marnes à *Pholadomya ludensis* (P1). C) Géométries des dépôts du Bartonien selon un profil nord-sud (Briais, 2015).

Les trois premières surfaces d'inondations maximales des cycles du Priabonien correspondent aux dépôts marno-gypseux du centre du bassin : les Marnes à *Pholadomya ludensis* (surface P1, cycle CP1), les Marnes à Lucines (surface P2, cycle CP2) et les Marnes-d'entre-deux-Masses (surface d'inondation maximale du cycle CP3). Cette sédimentation au cœur du bassin évolue vers une sédimentation plus carbonatée à faunes saumâtres voire d'eaux douces vers le sud et l'est du bassin. Les cortèges régressifs de ces cycles représentent entre 3 et 20 m de gypses correspondant aux différentes Masses de gypses. Latéralement aux dépôts évaporitiques, des marnes magnésiennes des Marnes du Tardenois et les calcaires micritiques d'aspect bréchiqes des Calcaires de Champigny, de Septeuil, du Vouast et de Château-Landon sédimentent avec des épaisseurs similaires aux Masses de gypses (Figure 1-44A et B ; Mégnien, 1974 ; Turland, 1974). Les formations carbonatées progradent au cours du Priabonien vers le centre du bassin (Mégnien, 1974) tandis que les Marnes et Masses de Gypses migrent vers nord au plus proche de la zone de connexion avec le domaine marin (Figure 1-44E). Le cycle de 2<sup>ème</sup> ordre se termine au sommet de la 1<sup>ère</sup> Masse de gypse et du Calcaire de Champigny par une surface d'émergence P3 (Figure 1-41).

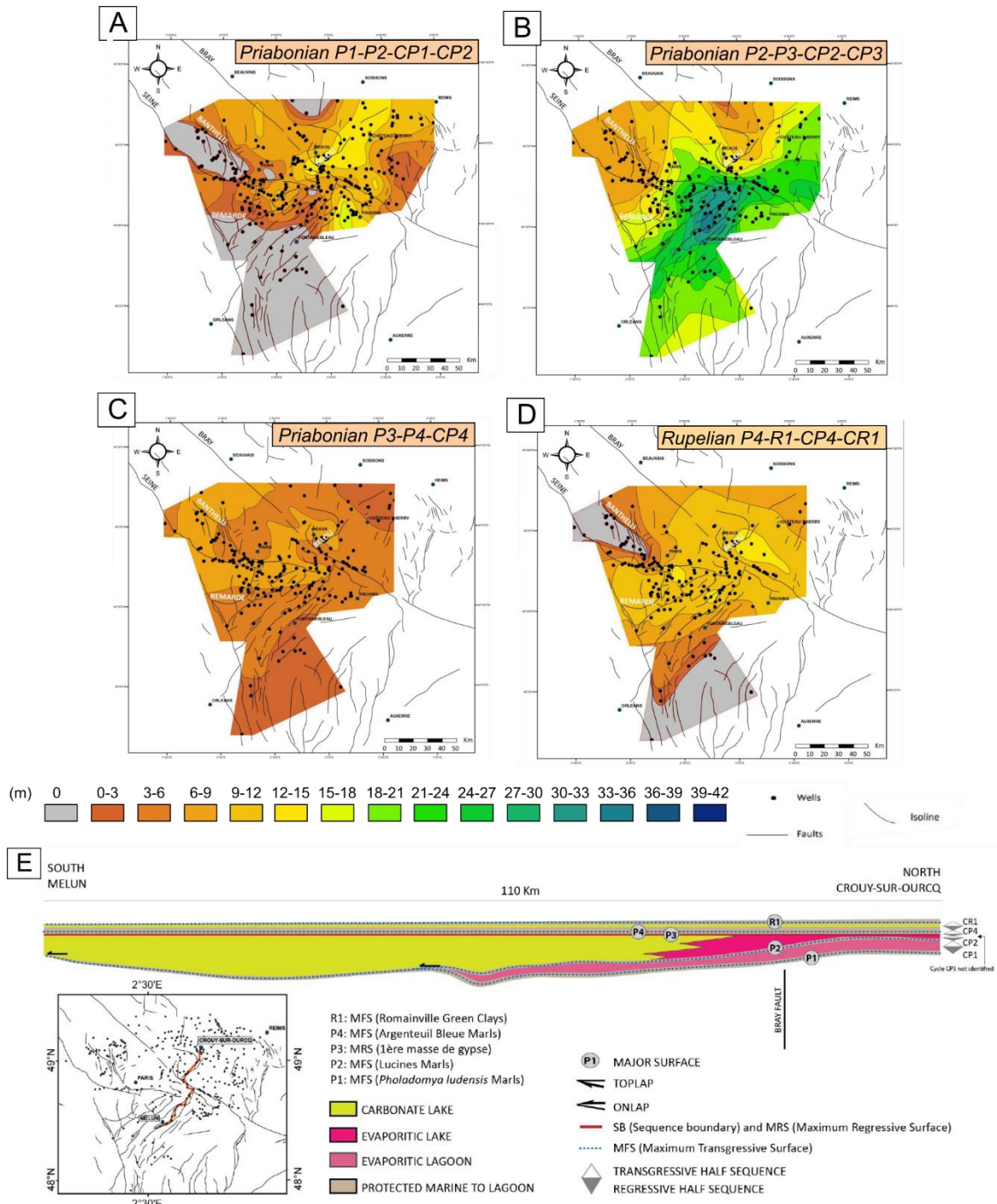


Figure 1-44. A) Carte d'isopaques du cycle T/R des Marnes à *Pholadomya ludensis* (P1) jusqu'aux Marnes à Lucines (P2). B) Carte d'isopaques du demi-cycle régressif des Marnes à Lucines (P2) au sommet de la 1<sup>ère</sup> Masse de gypse et du Calcaire de Champigny (P3). C) Carte d'isopaques du demi-cycle transgressif du sommet de la 1<sup>ère</sup> Masse de gypse et du Calcaire de Champigny (P3) jusqu'aux Marnes bleues d'Argenteuil (P4). D) Carte d'isopaques du cycle T/R des Marnes bleues d'Argenteuil (P4) jusqu'aux Argiles vertes de Romainville. E) Géométries des dépôts du Priabonien et du Rupélien inférieur selon un profil nord-sud (Briais, 2015).

### 2.3.4 Le cycle du Priabonien-Rupélien (Eocène supérieur-Oligocène inférieur)

Un nouveau cycle du 2<sup>ème</sup> ordre commence au-dessus de la surface d'émersion P3 (cycle Priabonien supérieur-Rupélien). Ce cycle est composé de six cycles du 3<sup>ème</sup> ordre (cycles CP4 et CR1 de Briais, 2015 ; Unités 2 à 5 de Delhaye-Prat et al., 2005).

Le début du cycle est caractérisé par le dépôt des marnes du Membre des Marnes bleues d'Argenteuil dans un contexte de faible subsidence généralisée sur l'ensemble du bassin (cycle CP1, Figure 1-44C et E). Dans ces niveaux marneux, des figures de tempêtes et l'incursion d'espèces marines dans le nord du bassin sont interprétées comme une surface d'inondation maximale (surface P4). Cette transgression appartient au 4<sup>ème</sup> cycle de 3<sup>ème</sup> ordre du Priabonien qui se termine à la transition Eocène-Oligocène. La fin de ce cycle est enregistrée par de fins dépôts de gypse (Membre du gypse de Marabet ; 0,5 à 2 m) et de marnes/calcaire lacustres (Membre des Marnes de Pantin ; 4 à 6 m) à la fin du Priabonien.

Le premier cycle du 3<sup>ème</sup> ordre du Rupélien commence avec une phase transgressive et le dépôt constant sur l'ensemble du bassin d'argiles vertes (Membre des Argiles vertes de Romainville) (Figure 1-44D et E). La surface maximale d'inondation de ce cycle (surface R1 ; Briais, 2015) se situe dans les niveaux où une faune d'affinité marine a été décrite au nord-ouest du bassin (Lozouet, 2012). Il convient néanmoins de rappeler que ces niveaux « marins » montrent des fluctuations de salinité fortes et ne sont répandus que sur une zone restreinte au nord du bassin (Lozouet, 2012) ; vers le sud, le contenu paléontologique s'appauvrit rapidement, ne contenant que des gastéropodes d'eau douce (Mégny, 1980). Ce cycle se termine par la progradation des calcaires bréchiques et meuliérisés du Calcaire de Brie depuis le sud et l'est du bassin vers le nord (Mégny, 1980 ; Lozouet, 2012). Au nord, ce calcaire passe à aux calcaires gypseux des Caillasses d'Orgemont et probablement aux niveaux fossilifères saumâtres du Calcaire de Sannois.

Après la formation du Calcaire de Brie, trois cycles du 3<sup>ème</sup> ordre s'enregistrent avec le dépôt de sables marins de type *foreshore* et *shoreface* grâce à la connexion du bassin avec le domaine marin de nouveau par le nord-ouest (Sables de Fontainebleau ; Delhaye-Prat et al., 2005). Les dépôts-centres migrent vers le sud du bassin (Delhaye-Prat et al., 2005). La série sableuse se termine par le dépôt de sables éoliens formant des dunes orientées WNW-ESE dans la région de Melun à Rambouillet. Dans les espaces interdunes, une courte transgression marine est enregistrée par les Faluns d'Ormoy (Delhaye-Prat et al., 2005). Ensuite, une sédimentation lacustre carbonatée correspondant au Calcaire d'Etampes remplit dans un premier temps l'espace interdunaire. Dans un second temps, ce calcaire va sceller ces dunes (Freytet et al., 1995). L'étendue de cette formation calcaire n'est pas bien définie dans la partie sud par manque de données en sub-surface. Elle s'étend de Rambouillet à Montargis et continue sûrement jusqu'à Orléans, voire plus loin vers le sud (Figure 1-45). La fin de la sédimentation oligocène est admise au début du Chattien (Pomerol, 1989). Aucun dépôt n'est connu au Chattien (Pomerol, 1989).

### 2.3.5 Le cycle du Miocène-Pliocène

Lors de l'Oligocène supérieur et du Miocène, un flambage lithosphérique est responsable du soulèvement de la partie nord du bassin (Guillocheau et al., 2000, Bourgeois et al., 2007). Ce soulèvement est associé à la compression alpine et provoque la déconnexion permanente du bassin avec la Mer du Nord et la Paléo-mer Manche. La sédimentation au Miocène débute par la mise en place d'un immense lac sur la Beauce et la Sologne à l'Aquitarien (Formation du Calcaire de Beauce). Au-dessus de ce système lacustre, se dépose un système fluviatile en Sologne (Sables et Marnes de l'Orléanais, Sables et Argiles de Sologne) attribué au Burdigalien-Langhien qui semblerait être connecté à la mer par le sillon ligérien (Faluns de Touraine et d'Anjou). Deux maxima de subsidence peuvent être identifiés sur les cartes d'isopaques du Cénozoïque : une première vers Pithiviers et une seconde vers la Ferté-Saint-Aubin (Figure 1-17). Au cours du Pliocène/Pléistocène, des dépôts fluviatiles sablo-argileux se déposent entre Etampes et Evreux pour se connecter à un système estuarien en Normandie (Sables de Lozère ; Cavalier and Kuntz, 1974 ; Mégnien, 1980). Cependant ces systèmes sédimentaires sont très peu contraints en termes de chronologie et de géométries.

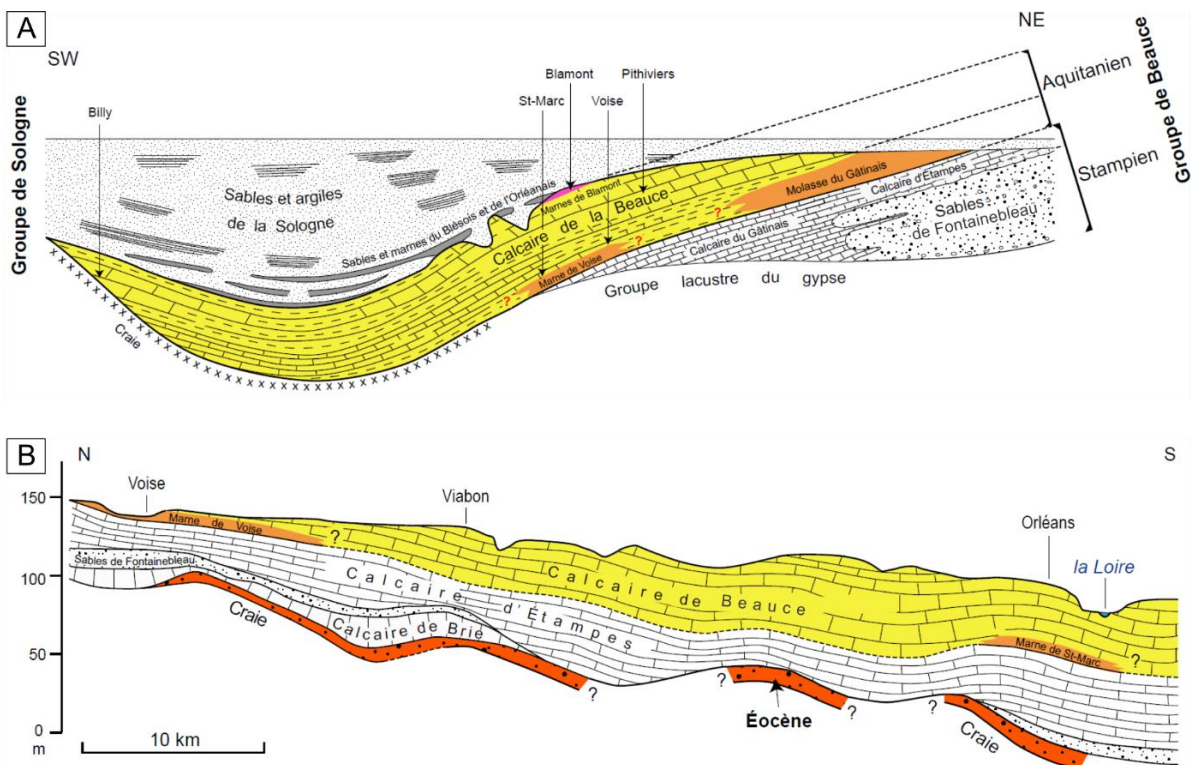


Figure 1-45. A et B Coupes géologiques simplifiées du Cénozoïque de la Beauce (modifié de Londeix et al., 2014).

Les dépôts de l'Aquitaniens sont localisés plus au sud que ceux de la fin du Rupélien (Figure 1-45A). La stratigraphie dans les dépôts du Miocène est moins détaillée que celle du Paléogène par manque de données biostratigraphiques. Après la sédimentation lacustre de l'Aquitaniens, une phase érosive est associée à la mise en place d'un système fluvial lors du Burdigalien en Sologne avec les Sables et Argiles de l'Orléanais ou de Sologne (Rasplus, 1978) (Figure 1-45A). C'est également lors de cette période que les faluns marins se déposent en Touraine et en Anjou, traduisant la transgression marine depuis le domaine atlantique (Mégrien, 1980). Ces faluns perdurent également dans le temps puisqu'ils sont également datés du Langhien-Serravalien et du Tortonien (Rasplus, 1978 ; Riveline 1984 ; Ginsburg and Mornand, 1986).

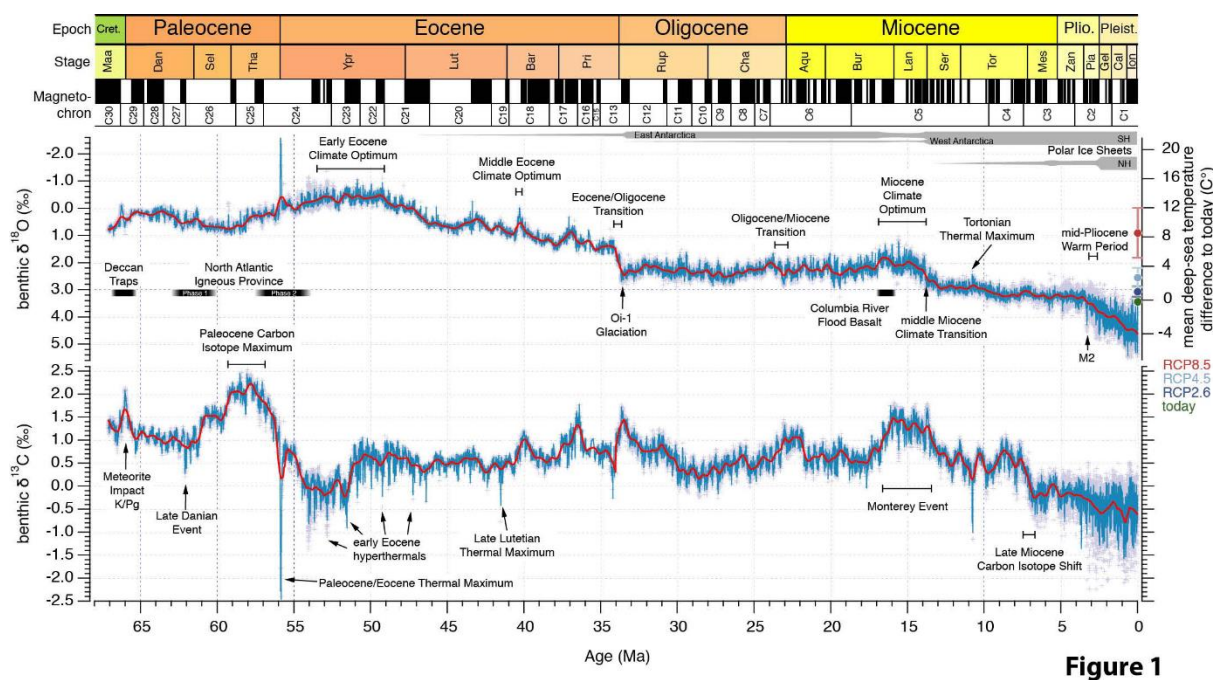
## 2.4 Contexte paléo-climatique

Le Cénozoïque est marqué par de nombreux changements climatiques. Les compositions isotopiques de l'oxygène des foraminifères benthiques montrent un réchauffement progressif des océans du Paléocène moyen au début de l'Éocène jusqu'à l'optimum climatique de l'Eocène inférieur (EECO, *Early Eocene Climatic Optimum*), entre environ 49 et 53 Ma (Figure 1-46 ; Gradstein et al., 2020 ; Westerhold et al., 2020). Ensuite, la fin de l'EECO marque le début d'une tendance de refroidissement à long terme lors de l'Éocène, interrompue par des phases de réchauffement brèves comme lors de l'optimum climatique du Bartonien, le MECO (*Middle Eocene Climatic Optimum*) (Figure 1-46). La transition Eocène-Oligocène (EOT) est quand-à-elle marquée par une importante augmentation du  $\delta^{18}\text{O}$ , soit une importante baisse des températures (Figure 1-46 ; Zachos et al., 2001, 2010 ; Cramer et al., 2009). À ces tendances climatiques générales se superposent des événements hyperthermiques et de refroidissement/glaciation de courte durée (200 000 ans). Le plus important d'entre-eux est le PETM (*Paleocene-Eocene Thermal Maximum*), se déroulant au début de l'Eocène (Figure 1-46 ; Gradstein et al., 2020). Il est caractérisé par les températures mondiales des océans les plus élevées du Cénozoïque. Ces événements climatiques (PETM, EECO, MECO, EOT ...) s'enregistrent sur les continents par des changements majeurs du climat, amenant à des changements drastiques de la faune et de la flore (Cooper et al., 2008 ; Escarguel et al., 2008 ; Roberts et al., 2010 ; Kayseri-Özer, 2013 ; Quan et al., 2014 ; Tramoy et al., 2016 ; Hessler et al., 2017 ; Jouve et al., 2019).

Dans le bassin de Paris, le climat tropical régnant jusqu'au Lutétien passe progressivement à un climat subtropical à tempéré, et à saisons contrastées (Figure 1-47 ; Châteauneuf, 1980). Ceci s'exprime clairement dans les reconstitutions des températures de surface de l'eau de mer, avec un net refroidissement de 10°C entre l'Yprésien et la fin du Lutétien (Figure 1-48, Huygues et al., 2017). L'augmentation de l'aridité dans le bassin se fait ressentir à partir du Lutétien moyen (Châteauneuf, 1980). Le début du Bartonien et le MECO sont marqués par un réchauffement des températures de l'eau de mer obtenues par l'isotopie de l'oxygène des coquilles de mollusques (Figure 1-48 ; Huygues et al., 2015, 2017). Également, une augmentation de l'humidité est enregistrée par le contenu microfloristique lors du Bartonien supérieur (Figure 1-47 ; Châteauneuf, 1980). Après la période humide du Bartonien supérieur, qui durera jusqu'à la base du Priabonien, un climat plus sec, à saisons contrastées et à périodes de sécheresses se met en place (Figure 1-

47 ; Châteauneuf, 1980). Les températures de l'eau de mer diminuent à nouveau (Figure 1-48 ; Huygues et al., 2017). La limite Eocène-Oligocène caractérisée par un grand refroidissement serait enregistrée dans les Marnes de Pantin. En effet, Châteauneuf (1980) montre une chute de la diversité des pollens et spores à partir de ce niveau. Le climat est difficile à contraindre dans le bassin de Paris à partir de l'Oligocène. D'après Châteauneuf (1980) (Figure 1-47), le climat serait de plus en plus froid et sec au cours du Rupélien. Pourtant, les températures de l'eau de mer augmentent (Figure 1-48 ; Huygues et al., 2017).

Finalement, la faune de l'Aquitaniens témoigne d'un climat plutôt subtropical (Londeix et al., 2014). La faune de mammifères de Selles-sur-Cher (Aquitaniens, MN2) a les caractéristiques des faunes vivant actuellement sous des climats tropicaux à subtropicaux (Guillemin, 1976) tandis que les contenus palynologiques du Burdigalien suggèrent un climat relativement chaud où saisons humides et arides alternaient (Mégnyen, 1980).



**Figure 1**

Figure 1-46. Courbes isotopiques du carbone et de l'oxygène obtenues sur des foraminifères benthiques couvrant les 66 derniers millions d'années (Westerhold et al., 2020).

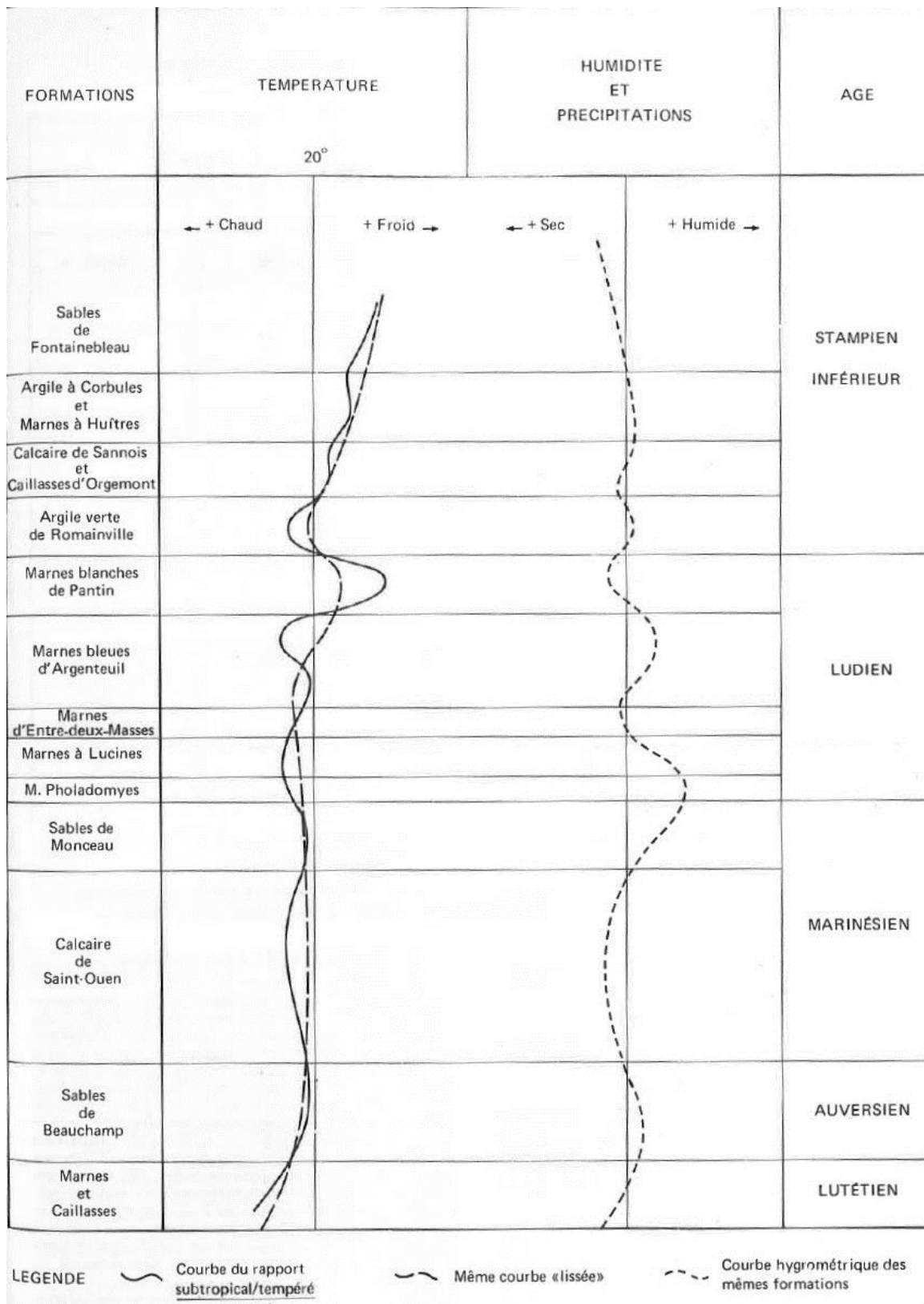


Figure 1-47. Courbes de températures et d'hygrométrie relatives déduites de l'étude des formations fossilifères de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du bassin de Paris (Châteauneuf, 1980).



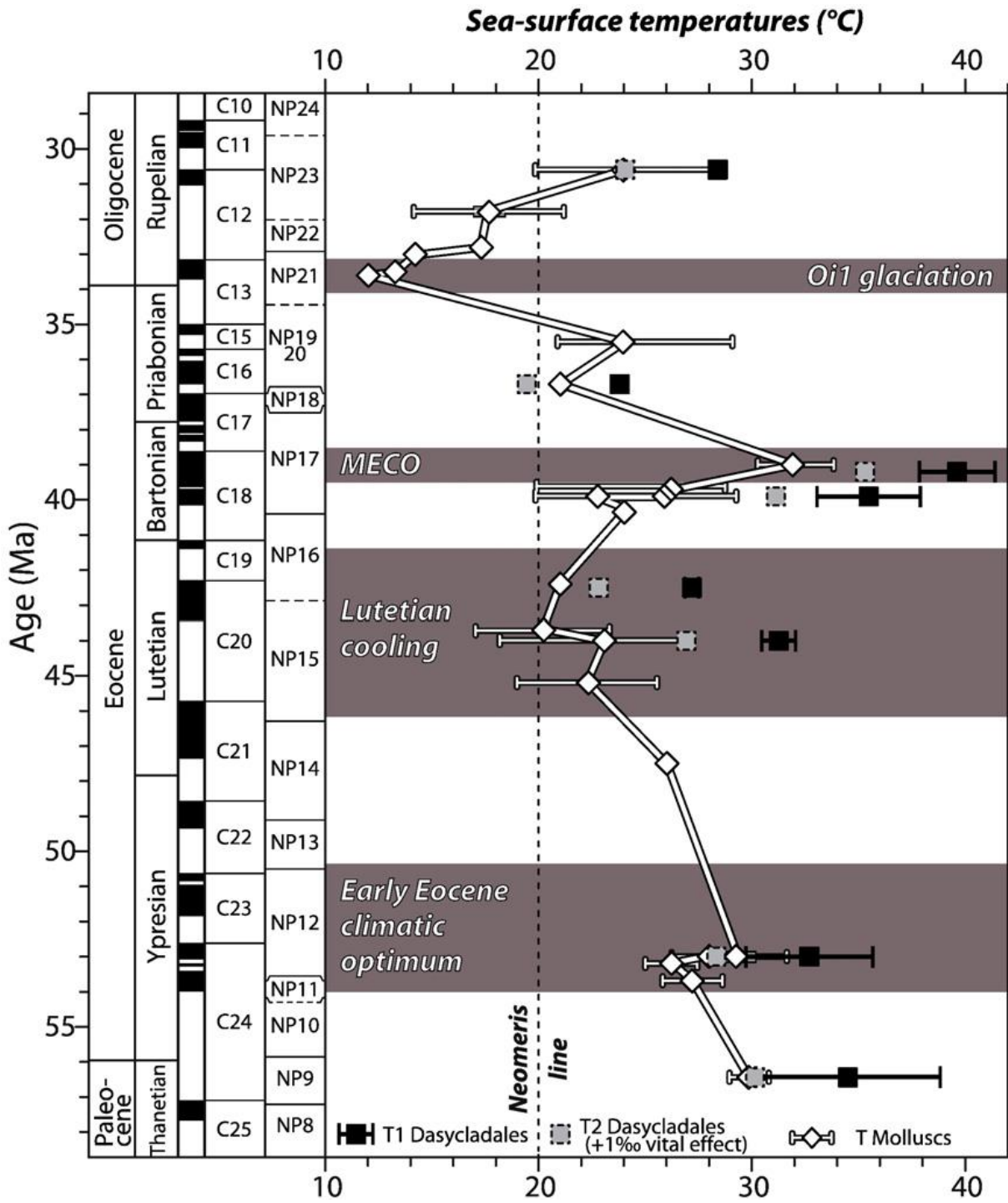


Figure 1-48. Variation des températures de surface de la mer du Bassin de Paris dérivées des valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  des mollusques et des dasycladales (Huygues et al., 2017).

## 2.5 Transformations diagénétiques notables des carbonates du bassin de Paris

### 2.5.1 Les ciments de calcite

Peu de travaux se sont intéressés à décrire les ciments diagénétiques de calcite et à discuter de l'âge et de l'origine de ces précipitations. Les ciments de calcite sont connus dans la majorité des formations du Cénozoïque du bassin de Paris, aussi bien les formations composées d'argiles, que celles constituées de sables ou de calcaire. Par exemple, les formations argilo-sableuses du Paléocène et du début de l'Eocène peuvent contenir des concrétions de calcite sous forme de granules millimétriques ou de nodules centimétriques à décimétriques (Thiry, 1981). Ces concrétions pénètrent le sédiment argileux suivant des fentes verticales et peuvent s'aligner horizontalement dans les sables. Les phénomènes de formation d'une croûte pédogénétique précoce avant le recouvrement du sédiment sont proposés pour expliquer la formation de ces nodules (Thiry, 1981).

La Formation du Calcaire grossier est affectée par des précipitations de calcite de manière hétérogène. Une partie des calcites sont associées aux diaclases (Obert, 1982). Des calcites sparitiques ont été décrites dans carbonates continentaux du Lutétien, du Bartonien et du Priabonien dans la partie est du bassin (Freytet, 1975 ; Ménillet, 1988a). Ces ciments se retrouvent entre les blocs de brèches et peuvent piéger des fragments d'ostracodes ou de gastéropodes (Freytet, 1975). Des calcites géodiques sont également observées en tapissant les parois de racines (Freytet, 1975). Un âge très précoce mais post-dépôt est supposé. D'autres sparites ont été retrouvées dans les carbonates silicifiés. Ces sparites ont clairement précipité après le phénomène de silicification, dont l'âge est encore débattu (Ménillet, 1988a ; cf. partie 2.5.3).

Finalement nous pouvons citer les calcites affectant les Sables de Fontainebleau (Thiry and Bertrand-Ayrault, 1988). Elles se présentent soit sous la forme d'un ciment consolidant le sable (formation de lentilles de grès calcaire), soit sous la forme de cristaux enchevêtrés de rhomboèdres de calcite de 1 à 10 cm de longueur présents à la base des sables (les Calcites de Fontainebleau). Les cristaux de calcite constituant le ciment des sables se localisent généralement au niveau de manchons de racines et sont soit contenus dans la phase silicifiée, leur attribuant un âge anté-silicification, soit corrodent la phase siliceuse, leur donnant un âge post-silicification (Thiry and Bertrand-Ayrault, 1988).

Les cristaux rhomboédriques ont été datées lors de deux périodes « récente » par les méthodes de datation au  $^{14}\text{C}$  et à l'U/Th : la première vers 300 000 ans, et la seconde entre 30 000 et 50 000 ans, soit durant les phases de glaciations du Quaternaire (Thiry, 2012).

## 2.5.2 La dolomitisation

La dolomitisation diagénétique touche principalement les carbonates marins du Lutétien et du début du Bartonien (Formation du Calcaire grossier et des Marnes et Caillasses). Ces calcaires sont par endroit extrêmement dolomitisés (ex : affleurement de Creil ; Figure 1-49), surtout dans la partie nord du bassin. Fontes et al. (1970) ont montré que cette dolomite a une origine diagénétique grâce à l'étude des microfaciès. Également, ils ont montré que la dolomite et la calcite ont respectivement une composition isotopique de l'oxygène de 0‰ et -5‰ et une composition isotopique du carbone de +1‰ et -7‰. Par la composition isotopique de la dolomite et la présence d'organismes dolomitisés, Fontes et al. (1970) concluent que la dolomite est postérieure au dépôt, mais qu'elle peut être précoce. À l'inverse, la composition isotopique des calcites suggère plutôt une origine météorique et une cristallisation plus tardive. D'après eux, les niveaux calcaires voisins de niveaux dolomitisés portent la trace de phénomènes de dédolomitisation. Ils supposent alors que le front de dolomitisation s'étendait plus loin vers le sud, contrairement à ce qui est proposé par Gély (2016) (Figure 1-18).



Figure 1-49. Exemples de dolomitisation des carbonates marins du Lutétien du bassin de Paris sur l'affleurement le long de la voie ferrée Paris-Creil où le banc royal est dolomitisé (zone gris foncé et marron orangé ; Briais, 2015).

### 2.5.3 La silicification

#### Formes de la silicification

La silicification touche toutes les formations carbonatées continentales (Ménillet, 1988a), mais elle ne représente généralement que quelques pourcents du volume total du carbonate : 3-5 % pour le Calcaire de Champigny (Ménillet, 1988a), 5 % pour le Groupe de Beauce (Ménillet, 1974) et 7 % pour les calcaires de la région centre (Guillemin, 1976). Il s'agit majoritairement de quartz, sous forme d'opale, de quartz microcristallins ou grossier, ou de calcédoine fibreuse (Ménillet, 1984, 1988a). Les opales peuvent également être composée de cristobalite-tridymite (Ménillet, 1988a). La silice peut se présenter sous différentes formes macroscopiques : (1) elle peut remplacer totalement le carbonate ou des cristaux de gypses, (2) former des dalles ou des lentilles de silice pluri-décimètres à métrique, (3) établir un réseau anastomosé étendu sur plusieurs mètres, (4) se localiser dans des veines décimétriques à millimétriques, (5) former des niveaux de silex (essentiellement dans les carbonates crayeux), ou (6) se retrouver de manière éparses dans le carbonate (Figure 1-50 et Figure 1-51 ; Toulemont, 1982 ; Thiry et al., 1983, 1988b ; Ménillet, 1984, 1988a). Le plus souvent, les silicifications sont discordantes par rapport aux structures du calcaire, qui peuvent être conservées (réseau anastomosé, veines, nodules de silex ... ; Thiry et al., 1988b). Les Meulières de Brie et de Montmorency représentent les cas extrêmes de silicification totale du carbonate. Elles sont composées d'une base argileuse à fragments de calcaires silicifiés surmontée par une meulière compacte puis caverneuse au sommet, remplie de sables et d'argiles (Sables et Argiles de Lozère ; Figure 1-50 et Figure 1-51 ; Thiry et al., 1983).

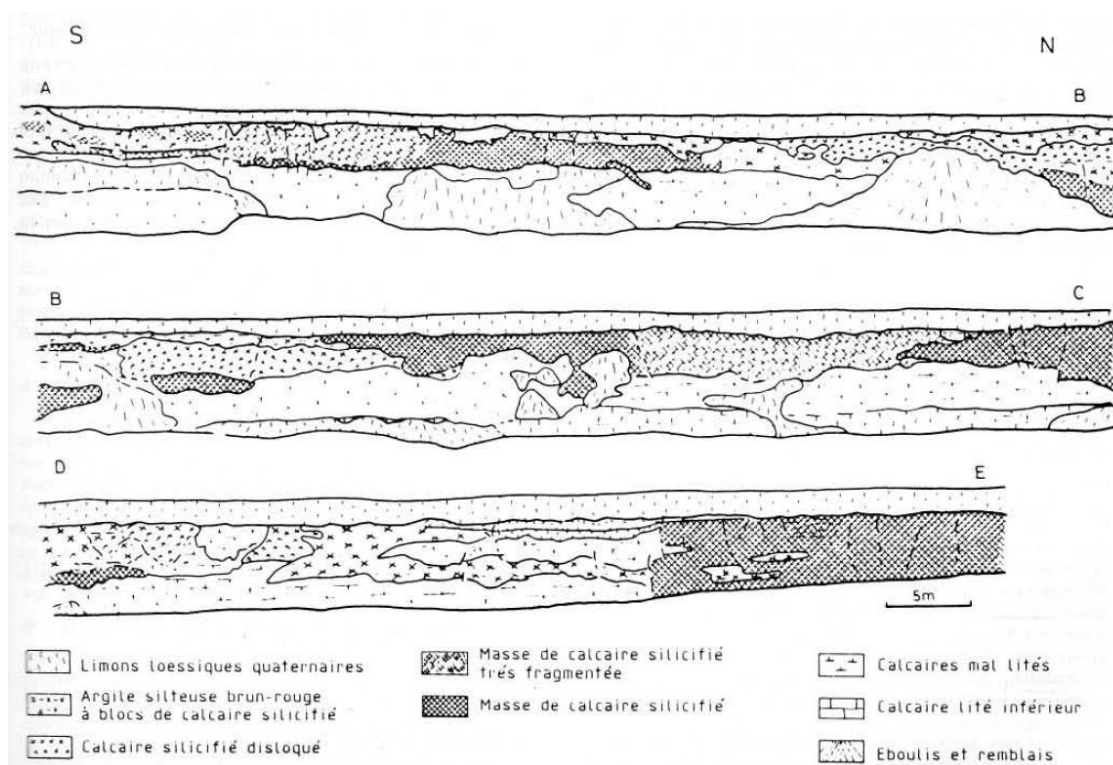


Figure 1-50. Schéma du front de taille de la carrière Vendrand dans le Calcaire de Brie silicifié (Ménillet, 1988a).

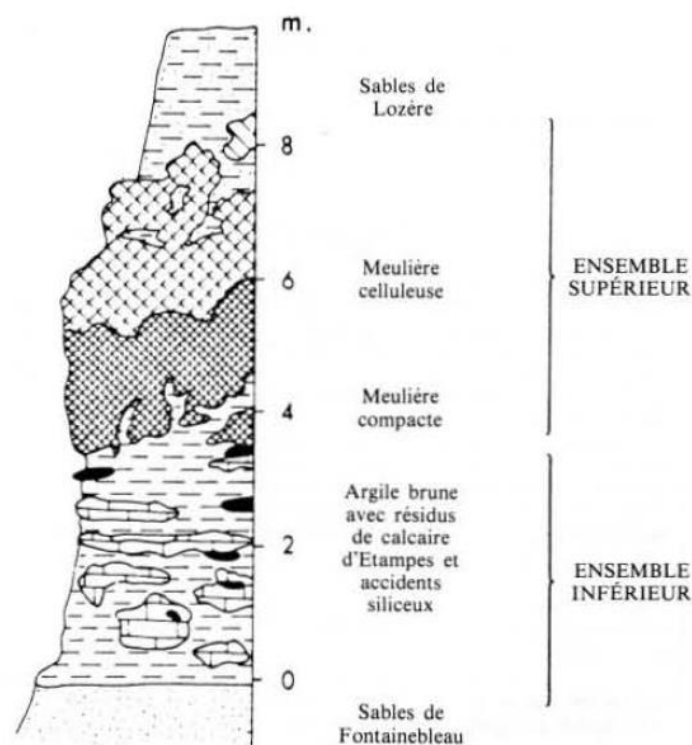


Figure 1-51. Profil type de la Meulière de Montmorency comblée par les argiles à meulière (Ménillet, 1988c).

### Processus de silicification

Les sables tertiaires sont également silicifiés et forment de nombreuses dalles de grès dans le bassin (Thiry et al., 1983). Néanmoins, ces silicifications des formations silicoclastiques ne semblent pas forcément liées avec celles affectant les formations carbonatées ; les processus et les âges de silicification sont potentiellement bien différents. En effet, Ménillet (1984) n'a pas trouvé de relations entre les Grès de Fontainebleau et la Meulière de Montmorency. La précipitation de silice dans les carbonates est expliquée par Thiry et al. (1988b) comme de légères fluctuations du pH autour d'une valeur de 8,4. Lorsque le pH est inférieur à cette valeur, la silice peut précipiter tandis que la calcite est dissoute ; lorsqu'elle est y supérieur, l'inverse se produit. La préservation des structures sédimentaires des calcaires supposerait que la silicification se fait en contexte de « nappes » (Thiry et al., 1988b). La silice précipiterait alors lorsque soit le pH baisse, soit la concentration en silice augmente, soit les argiles présentes dans le carbonate se dégradent et libèrent du silicium (Thiry et al., 1988b).

Deux origines de la silice sont discutées. Une première origine possible est extérieure au bassin et est apportée par des éléments détritiques (quartz, argiles ou silice dissoute ; Ménillet, 1988a ; Thiry et al., 1988b). Puisque les carbonates sont généralement pauvres en quartz et en argiles, à l'exception de quelques niveaux des Marnes et Caillasses et du Calcaire de Saint-Ouen, ces sources sont peu probables. La silice dissoute peut être envisagée par la présence des argiles

fibreuses (palygorskites et sépiolites) dans les Marnes et Caillasses et le Calcaire de Saint-Ouen, ou la découverte de diatomées, organismes à test siliceux, dans les Calcaires de Brie et d'Etampes par Cayeux (1925). La présence de ces éléments suggère que les eaux lors du dépôt du carbonate étaient enrichies en silicium. Néanmoins, les diatomées n'ont pas été retrouvées dans les carbonates depuis Cayeux (1925) (Ménillet, 1974 ; Ménillet, 1988a), questionnant leur contribution dans le bilan de silice s'infiltrant dans les carbonates. La seconde origine possible est l'altération des sables et argiles recouvrant les carbonates (Thiry et al., 1983 ; Ménillet, 1988a).

### Âges des silicifications

La silicification des carbonates est considérée comme diagenétique à la suite de l'action des eaux météoriques (Ménillet, 1988a). Les opales sont souvent associées à des argiles riches en silice provenant de l'environnement de dépôt (sépiolite et palygorskite), suggérant un âge très précoce voire syn-sédimentaire pour ces formes de silice (Ménillet, 1984, 1988a). Les autres phases de silicifications sont postérieures au dépôt. La présence de calcaires totalement silicifiés dans le Calcaire de Brie (Rupélien inférieur) sous les marnes et sables non-silicifiés de la partie inférieure des Sables de Fontainebleau (Rupélien inférieur à moyen) et la découverte de rognons et blocs de meulière remanié du Calcaire de Brie dans la base des Sables de Fontainebleau suggèrent par exemple une silicification post-dépôt mais précoce du Calcaire de Brie (anté-dépôts des Sables de Fontainebleau ; Alimen, 1936 ; Laurain et al., 1976 ; Ménillet, 1988a). Une phase de silicification tardive est également envisagée au cours du Plio-Quaternaire lors de la formation des paysages actuels de la Brie, de la Beauce et de l'Hurepoix, formant ainsi les Argiles à Meulière de Montmorency et de Brie (Thiry et al., 1983 ; Ménillet, 1988a, 1988b, 1988c).

#### 2.5.4 La karstification

Plusieurs formations carbonatées sont bien karstifiées (Calcaire grossier, Marnes et Caillasses, Calcaire de Champigny, Calcaire de Brie, Calcaire d'Etampes, Calcaire de Beauce). L'âge absolu de la formation des karsts n'est pas connu, mais des remplissages permettent une datation relative (Lozouet, 2012 ; Londeix et al., 2014). Le Calcaire grossier est par endroit karstifié, généralement dans le nord du bassin (Figure 1-52A). Ces karsts ne sont généralement pas remplis. Les Marnes et Caillasses sont surtout karstifiées sous la surface B2, où les poches karstiques sont remplies par des sables et argiles associés au Bartonien (Briais, 2015). Les Calcaires de Champigny et de Brie le sont également (Figure 1-52B), notamment lorsqu'ils sont fortement silicifiés. L'âge de ces karsts est inconnu. Finalement, les karsts du Calcaire d'Etampes sont remplis d'argiles associées aux Argiles de Lozère, dont l'âge est déduit du contenu minéralogique semblables aux argiles et sables normands datés du Pliocène (Figure 1-52C ; Larue et Etienne, 2000) tandis que les karsts du Calcaire de Beauce sont remplis des dépôts argileux et sableux burdigaliens (MN3-4-5 ; Ginsburg and Hugueney, 1980). Les âges pliocènes et burdigaliens sont alors donnés pour la genèse de ces cavités respectivement pour le Calcaire d'Etampes et le Calcaire de Beauce.

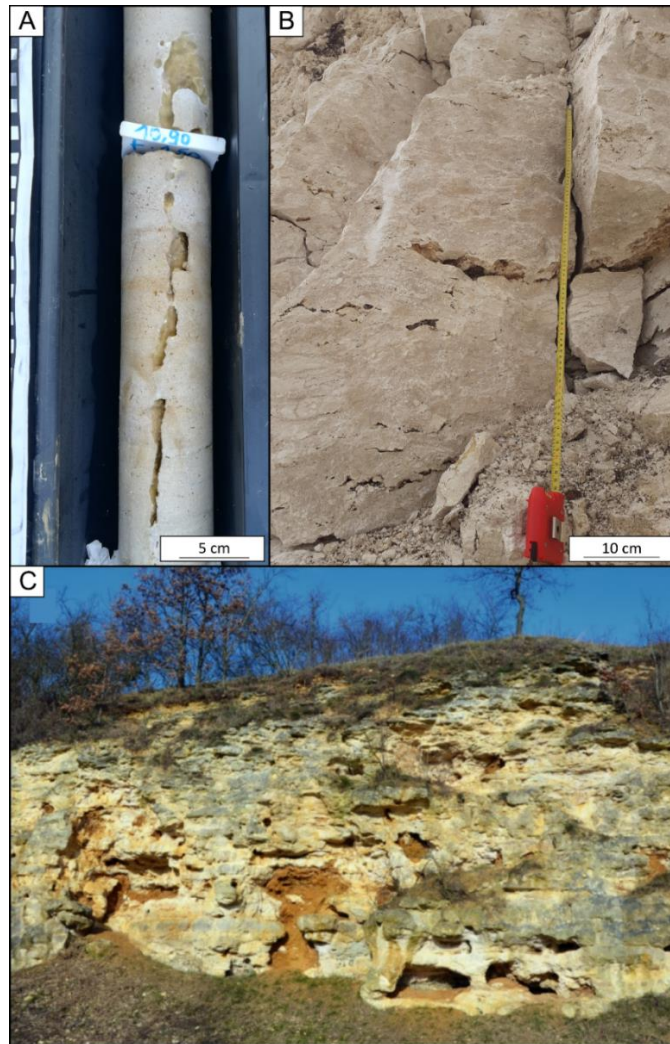


Figure 1-52. Illustration des karsts dans les carbonates du Cénozoïque du Bassin de Paris. A) Karst dans le Calcaire grossier à Bréthisy (photographie de F. Quesnel) ; B) karst dans le Calcaire de Champigny à Pécy ; C) Cavités karstiques dans le Calcaire d'Etampes remplies par les Argiles de Lozère à Chauffour-lès-Etréchy (Bétard, 2015).

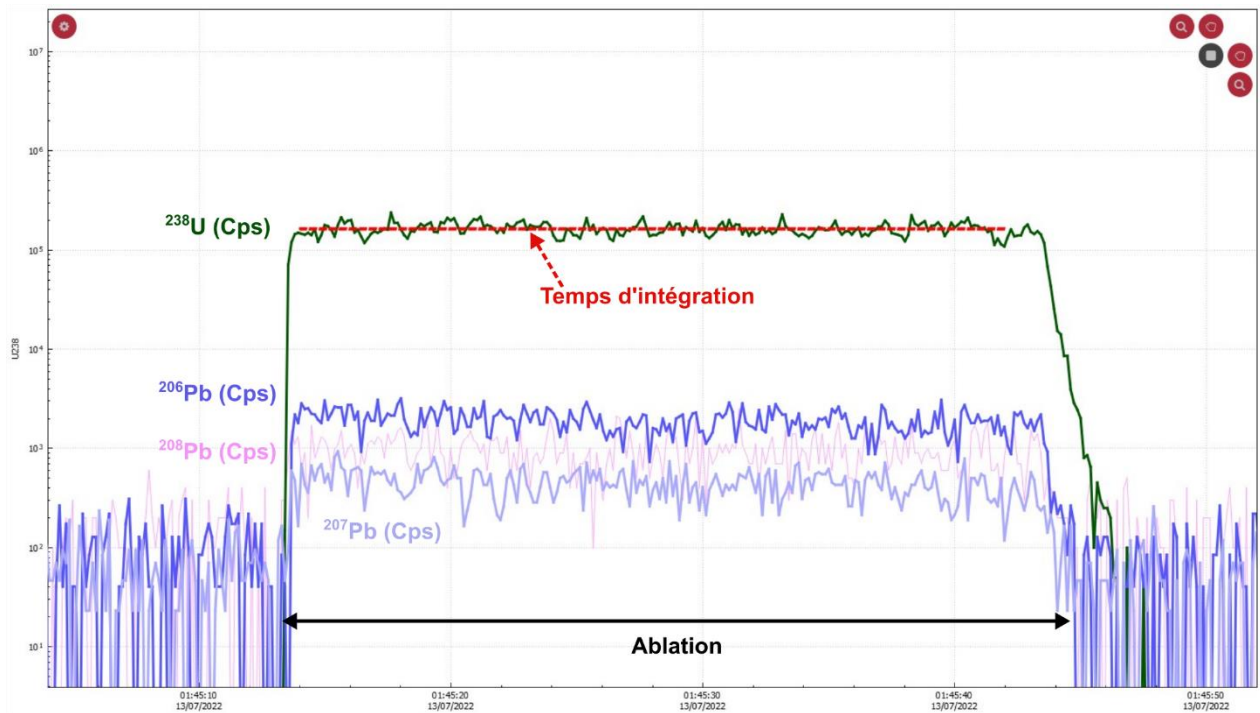


Illustration de l'interface Lolite4© montrant le signal obtenu pour les isotopes de l'uranium et du plomb à la suite d'un tir d'ablation laser au LA-ICP-MS lors des sessions de datation (échantillon Mck2-2)

# CHAPITRE 2

## Matériels et méthodes





Pour étudier les carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris, 33 coupes sédimentaires ont été levées en détail dans une zone allant de Soissons au Nord à Orléans au Sud et Provins à l'Est (Figure 2-1). Cette zone permet d'étudier ces carbonates de la limite Crétacé-Tertiaire à l'Aquitainien (Miocène inférieur) du bassin de Paris, ce qui représente une quarantaine de millions d'années pendant lesquels des changements climatiques et paléogéographiques majeurs se sont produits. Leur étude a permis de récolter plus de 330 échantillons, de fabriquer 220 lames minces et 83 carottes (Figure 2-2). De la résine d'époxy bleue a été utilisée lors de la préparation des lames minces afin de mettre en évidence la porosité. Les coupes sédimentaires, échantillons et lames minces ont été la base de nombreuses analyses pétrographiques, minéralogiques, géochimiques et géophysiques dont les méthodes respectives seront détaillées dans les chapitres et articles dédiés, ainsi que d'interprétations paléoenvironnementales et de stratigraphie séquentielle.

Ce travail s'est articulé autour de quatre types d'études : (1) études pétrographiques et stratigraphiques (Chapitre 3), (2) études biostratigraphiques et paléoclimatiques (Chapitre 4), (3) études diagénétiques (Chapitres 5 et 6) et (4) études pétrophysiques (Chapitre 7) (Figure 2-2).

## 1. Pétrographie sédimentaire et stratigraphie

Les 33 affleurements et forages ont été décrits en détail en utilisant les classifications de Dunham (1962) et Embry and Klovan (1971) pour les textures. Ensuite, les observations de terrain et sur lames minces des carbonates ont permis de décrire leur lithologie, leur texture, leur structures sédimentaires, et leur composition. Ceci a permis d'identifier les différents faciès et microfaciès des carbonates continentaux en utilisant la terminologie communément utilisée pour cela (Platt, 1989 ; Platt and Wright, 1991 ; Alonso-Zarza and Wright, 2010a ; Gierlowski-Kordesch, 2010 ; Alonso-Zarza et al., 2011 ; Roche, 2020), puis de reconstituer leur environnements de dépôts.

Les principes de stratigraphie séquentielle ont été utilisés pour lier le domaine continental au domaine marin en considérant que les variations d'espace disponible en domaine marin (tectonique et eustatisme) s'enregistrent dans le domaine continental par les variations du niveau de base (profil d'équilibre) (Homewood et al., 1992 ; Embry, 2009). Des interprétations de stratigraphie séquentielle ont ainsi été réalisées, basées sur les données de biostratigraphie nouvellement acquises sur le forage de Maise et sur celles issues de la bibliographie. Les surfaces de maximum d'inondation, représentant également les maximas d'extension des dépôts, et les *subaerial unconformities* ou leur *correlative conformity*, représentant les minimas d'extension des dépôts, ont été identifiées parmi le registre sédimentaire puis corrélées entre-elles à l'aide de données diagaphiques de gamma-ray présente dans une cinquantaine de puits. Deux grands transects de corrélations ont ainsi été réalisés. Le premier, d'orientation N-S, s'étend du Mont-Pagnotte à Orléans, tandis que le second, orienté E-W, s'étend entre Provins et Orléans (Figure 2-1). Ces transects recourent l'intégralité des carbonates continentaux de la période Lutétien-Aquitainien et se corrèlent par le transect N-S aux coupes stratigraphiques de références du forage de Marcoussis et du Mont-Pagnotte (Cavelier, 1968 ; Aubry et al., 1977). Pour construire ces

transects, les 33 coupes réalisées dans cette étude ont été combinées à 10 coupes préexistantes et 51 descriptions de forages avec des diagraphies gamma-ray provenant de la BSS et de la BEPH. Aussi, ces deux transects se croisent au niveau du forage de Maisse, qui a servi de point de référence grâce au travail biostratigraphique détaillé dans le chapitre 4.

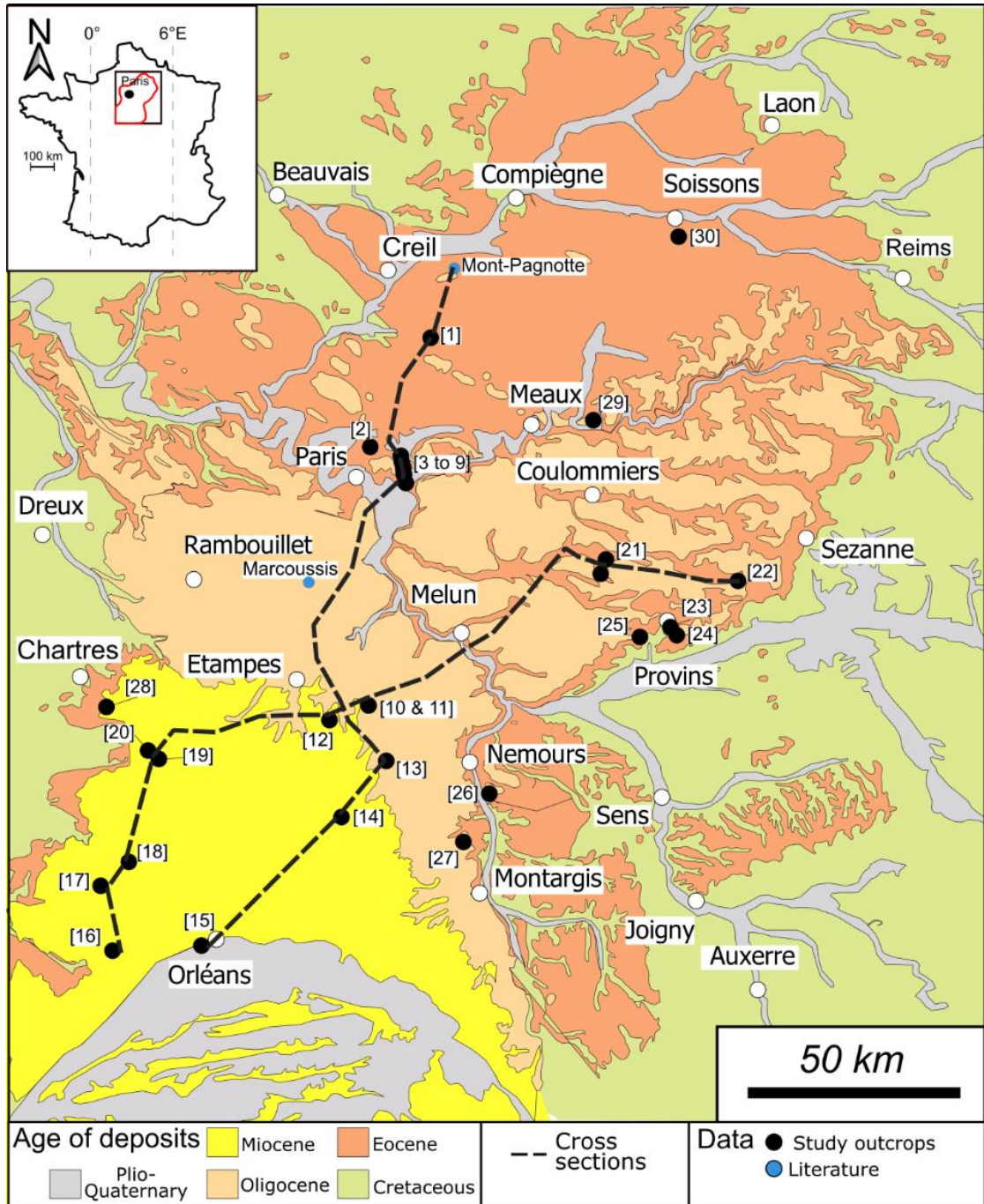


Figure 2-1. Carte de localisation des affleurements et forages étudiés dans cette étude. Les noms des localités sont donnés dans le Tableau 2-1.

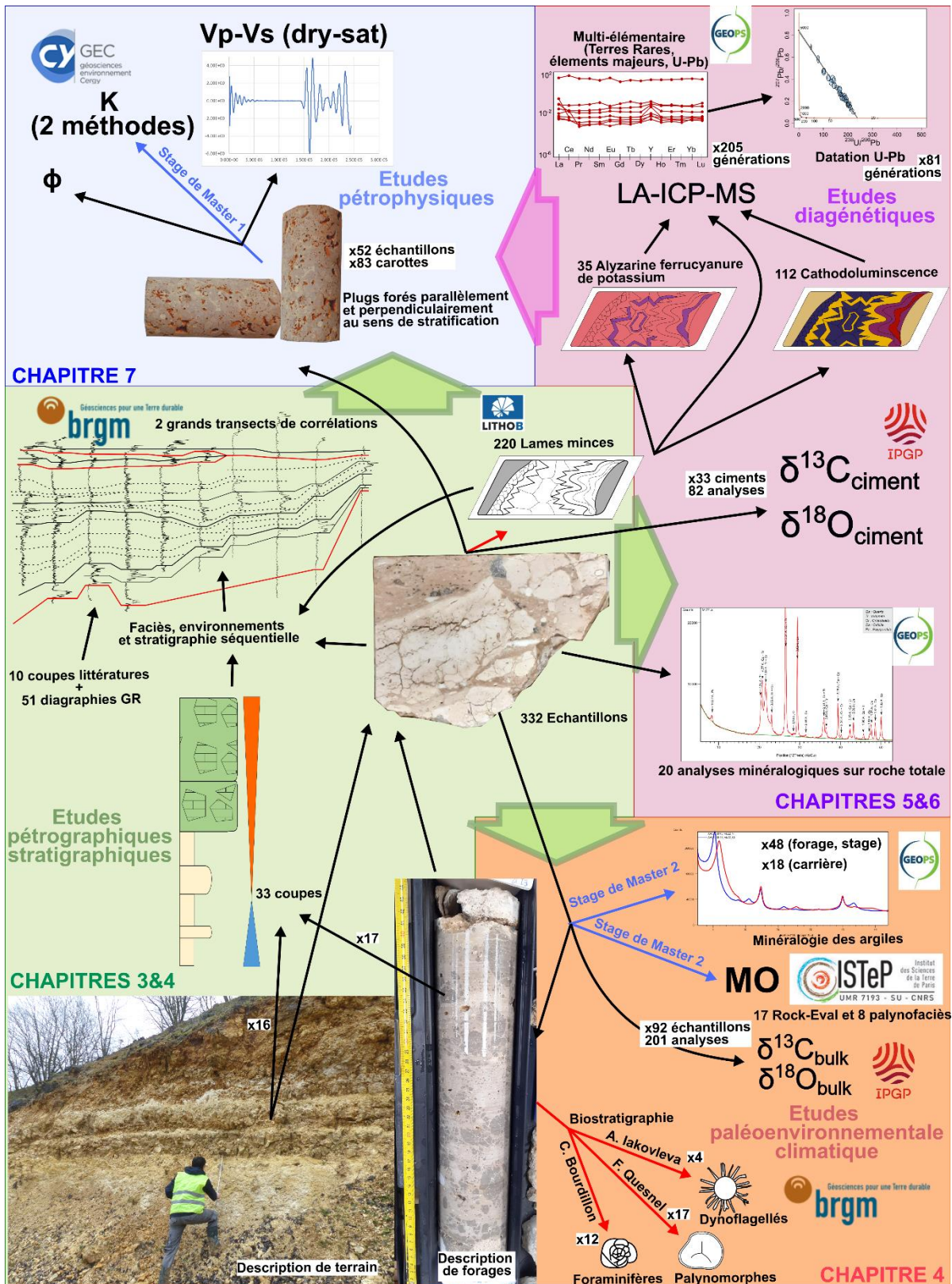


Figure 2-2 résumant les analyses poursuivies dans cette étude. Les flèches bleues indiquent ce qui a été fait lors de l'encadrement de stages de master, les flèches rouges ce qui a été fait par d'autres personnes.

Numéro Figure 2-1	Nom	Position GPS	Âges des dépôts	Nombre d'échantillons	Nombre de lames minces	Nombre de carottes	Analyses DRX « roche totale »	Nombre de générations de ciments investiguées au LA-ICP-MS	Nombre de générations de ciments datées par la méthode U-Pb	Isotopie des ciments	Porosité	Perméabilité	Acoustique
1	Forage d'Astérix	49°8'3.06 "N 2°34'16.43 "E	Lutétien supérieur- Bartonien	10	7	0	0	4	2	2	0	0	0
2	Forage d'Aubervilliers	48°54'44.13 "N 2°23'2.58 "E	Bartonien-Priabonien	5	5	0	0	1	0	0	0	0	0
3	Forage de Bondy SC5745	Inconnu	Lutétien	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0
4	Forage de Bondy SC5746	Inconnu	Lutétien-Bartonien	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0
5	Forage de Bondy SC5749	Inconnu	Lutétien-Bartonien	2	2	0	0	3	2	0	0	0	0
6	Forage de Rosny-sous-Bois SC5808	Inconnu	Lutétien-Bartonien	3	3	0	0	2	0	0	0	0	0
7	Forage de Fontenay-sous-Bois SC6017	Inconnu	Lutétien-Bartonien	5	5	0	0	3	0	2	0	0	0
8	Forage de Péripole	48°51'17.66 "N 2°29'19.33 "E	Lutétien-Bartonien	11	8	0	0	3	1	0	0	0	0
9	Forage de Le Perreux-sur-Marne SC5511	Inconnu	Lutétien-Bartonien	7	7	0	0	5	1	1	0	0	0
10	Forage SC1 de Maise	48°22'57.33 "N 2°22'43.34 "E	Crétacé-Rupélien	80	69	11	7	14	0	14	10	11	10
11	Carrière le Bois rond	48°23'36.49 "N 2°25'0.05 "E	Rupélien-Aquitaniien ?	64	13	11	0	96	46	0	11	11	8
12	Forage de Mespuits	48°21'8.90 "N 2°15'27.29 "E	Rupélien-Aquitaniien ?	13	7	3	3	2	0	1	3	3	2
13	Carrière de Ronceveaux	48°16'6.21 "N 2°26'0.80 "E	Rupélien	8	7	0	1	5	0	0	0	0	0
14	Carrière de Crambes (Dadonville)	48°9'8.58 "N 2°17'41.57 "E	Aquitaniien	4	2	0	0	2	0	0	0	0	0
15	Forage CR6-A71	47°53'8.64 "N 1°51'39.39 "E	Aquitaniien	6	5	0	0	0	0	0	0	0	0
16	Carrière des Grands Réages (Villermain)	47°52'30.39 "N 1°35'7.99 "E	Aquitaniien	9	9	13	1	10	1	0	13	13	13
17	Forages de Villamblain (coupe composite de 3 forages)	48°0'35.72 "N 1°32'55.27 "E	Aquitaniien	7	5	2	0	8	0	0	1	2	2
18	Carrière Moreau (Villeneuve-sur-Conie)	48°3'34.13 "N 1°38'9.09 "E	Aquitaniien	10	6	2	2	0	0	0	2	2	2
19	Carrière de Viabon	48°16'20.63 "N 1°43'44.66 "E	Aquitaniien	13	12	18	2	6	0	0	17	18	16
20	Carrière de Prasville	48°17'18.41 "N 1°42'45.67 "E	Aquitaniien	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0
21	Carrière de Pécy + de Calcaire de Brie (coupe composite)	48°39'25.32 "N 3°5'50.75 "E	Priabonien	6	5	1	0	3	0	2	1	1	1
22	Carrière de la Baronnie	48°38'18.48 "N 3°31'23.43 "E	Yprésien-Rupélien	15	11	7	2	30	2	6	5	5	5
23	Carrière de Montbron	48°31'37.63 "N 3°20'0.80 "E	Yprésien-Bartonien	4	4	1	1	3	0	1	1	1	1
24	Carrière de Chalautre	48°32'36.93 "N 3°18'50.02 "E	Priabonien	10	6	5	0	4	0	2	5	5	5
25	Carrière du Tunnel (Saint-Loup-de-Naud)	48°31'24.57 "N 3°13'9.94 "E	Priabonien	5	4	4	0	0	0	0	4	4	4
26	Carrière du Coudray	48°12'2.63 "N 2°45'10.51 "E	Priabonien-Rupélien	11	7	4	0	1	0	2	3	4	4
27	Carrière de Préfontaines	48°6'2.89 "N 2°40'20.98 "E	Priabonien-Rupélien	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0
28	Carrière de Berchère-les-Pierres	48°22'46.30 "N 1°34'0.33 "E	Aquitaniien	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
29	Forage d'Ussy-sur-Marnes	48°57'59.62 "N 3°4'30.06 "E	Lutétien-Bartonien	4	2	0	0	0	0	0	0	0	0
30	Forage de Noyant	49°20'20.15 "N 3°20'21.69"E	Lutétien-Bartonien	6	4	0	1	0	0	0	0	0	0
Total				332	220	83	20	205	55	33	77	81	74

Tableau 2-1. Synthèse des analyses réalisées dans cette étude suivant les localités.

## 2. Études biostratigraphiques et paléoclimatiques du forage de Maise

### 2.1 Étude biostratigraphique

Le forage de Maise a été réalisé en 2016 dans le cadre d'une recherche en eau pour le Syndicat Intercommunal d'Aménagement, de Réseaux et de Cours d'Eau (SIARCE). Profond de 122m, ce forage a reçu une attention particulière d'une part étant donné sa position géographique (localisé à la transition entre les terrains affleurants des dépôts oligocènes et miocènes, dans une zone où le sous-sol cénozoïque est peu documenté) et d'autre part parce que la quasi-totalité du Cénozoïque du bassin de Paris est observable lorsqu'on le couple avec la carrière voisine (carrière du « Bois rond », société Fulchiron Industrielle). Ainsi, ce forage carotté a permis d'étudier l'évolution temporelle des environnements et du climat dans une zone peu documentée sur une période allant de la fin du Crétacé (sommet de la craie carotté) à l'Aquitanién (Miocène inférieur). Avec un travail biostratigraphique réalisé entre 120 m et 70 m de profondeur par C. Bourdillon sur les foraminifères, par A. Iakovleva sur les dinoflagellés et par F. Quesnel sur les palynomorphes, ce forage a servi de point d'ancrage pour les corrélations entre la partie nord du bassin, bien calée stratigraphiquement, et les parties est et sud, pauvres en niveaux stratigraphiques.

### 2.2 Pyrolyse RockEval, isotopie stable du carbone et de l'oxygène et minéralogie des argiles

Des reconstitutions paléoenvironnementales et climatiques ont été proposées grâce à des analyses de la matière organique (17 analyses au RockEval et 8 lames de palynofaciès), de la minéralogie des argiles par diffraction aux rayons X (66 analyses) et de la composition isotopique du carbone et de l'oxygène de la micrite (201 analyses réparties sur 92 échantillons ; Figure 2-2). Pour éviter tout problème de signal diagénétique, les prélèvements ont été réalisés sur des cassures fraîches pour les échantillons récoltés dans la carrière et sur des zones nettoyées et pré-forées pour les échantillons récupérer dans le forage. Ces études ont été entreprises à l'Institut des Sciences de la Terre et des Planètes (ISTEP) de Sorbonne Université, en collaboration avec Johann Schnyder pour les palynofaciès et le Rock-Eval, à Géosciences Paris-Saclay (GEOPS) pour la minéralogie des argiles et à l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) à l'Université Paris Cité en collaboration avec Magali Ader pour l'isotopie. Un stage de Master 2 a été mené entre GEOPS et l'ISTeP sur l'étude de la matière organique et de la minéralogie des argiles du forage (stage de Maria Moreno-Soler étudiante du Master Sciences de la Terre et des Planètes, Environnement, STePE, à Sorbonne Université). Les informations détaillées pour chaque méthode sont données dans le chapitre 4.

## 3. Études diagénétiques

### 3.1 *Études pétrographiques et minéralogiques*

Une grande partie de l'étude diagénétique a été réalisée sur lame mince. L'étude pétrographique et minéralogique des ciments a été faite dans un premier temps en utilisant le microscope optique classique. Dans un second temps, les 112 lames présentant des ciments diagénétiques ont été observées en cathodoluminescence. 35 lames ont également été colorées à la solution d'alizarine-ferricyanure de potassium et observées au microscope optique. Ces observations ont permis d'identifier la minéralogie des ciments diagénétiques (silice, calcite ou dolomite, calcite ferreuse ou non-ferreuse) et chaque phase de croissance de ces ciments. Pour compléter, les minéralogies de dix-neuf phases siliceuses et d'une phase dolomitique présentes dans les carbonates ont été étudiées à l'aide du diffractomètre à rayons X à GEOPS. Pour cela, les échantillons ont été broyés à l'aide d'un mortier en agate et ont été passés en « roche totale » (Tableau 2-1).

### 3.2 *Isotopie stable du carbone et de l'oxygène des ciments de calcite*

Quelques grammes des ciments de calcites les plus développées ont été prélevés à l'aide d'un foret pour des analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène à l'IPGP. La méthode est détaillée dans le chapitre 5. Au total, 33 ciments de calcite présents dans les carbonates du Lutétien à l'Aquitainien ont été analysés (Tableau 2-1).

### 3.3 *Analyses par un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif haute résolution couplé à un système d'ablation laser (Laser Ablation – High Resolution – Induced Coupled Plasma – Mass Spectrometer - LA-HR-ICP-MS)*

#### 3.3.1 *Analyses de la composition en terres rares*

205 générations de ciments (dont 84 associées à des karsts) ont ensuite été analysées par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif haute résolution couplé à un système d'ablation laser (*Laser Ablation – High Resolution – Induced Coupled Plasma – Mass Spectrometer - LA-ICP-MS*) pour une détermination des teneurs en éléments traces et ultra-traces (éléments des terres rares) (Tableau 2-1). Les analyses ont été effectuées au laboratoire Géosciences Paris-Saclay

(GEOPS) avec un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif haute résolution Element XR de Thermo Scientific™ couplé à un système d'ablation laser 193 nm de chez Photon Machines (TELEDYNE). Avec les observations pétrographiques, des images composites en lumière naturelle et en cathodoluminescence ont été systématiquement réalisées pour visualiser les zones à ablater et les localiser à l'aide du logiciel de commande du laser Chromium 2.4. Au minimum 5 tirs d'ablations par génération de ciment ont été réalisés directement sur les lames minces. Les paramètres utilisés sont détaillés en Annexes. Les isotopes suivants ont été sélectionnés pour éviter des problèmes d'interférences :  $^{24}\text{Mg}$ ,  $^{27}\text{Al}$ ,  $^{31}\text{P}$ ,  $^{43}\text{Ca}$ ,  $^{55}\text{Mn}$ ,  $^{56}\text{Fe}$ ,  $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{89}\text{Y}$ ,  $^{137}\text{Ba}$ ,  $^{139}\text{La}$ ,  $^{140}\text{Ce}$ ,  $^{141}\text{Pr}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{153}\text{Eu}$ ,  $^{157}\text{Gd}$ ,  $^{159}\text{Tb}$ ,  $^{163}\text{Dy}$ ,  $^{165}\text{Ho}$ ,  $^{166}\text{Er}$ ,  $^{169}\text{Tm}$ ,  $^{172}\text{Yb}$ , et  $^{175}\text{Lu}$ . 8 sessions d'analyses réparties entre octobre 2020 et juillet 2022 auront été nécessaires pour analyser chacune de ces générations (Tableau 2-2). Ces sessions sont appelées sessions « multi-élémentaires ».

En plus des terres rares, les teneurs en magnésium et en calcium ont été mesurées afin d'estimer le taux de dolomite dans la zone ablatée. Les teneurs en aluminium, phosphore, fer et strontium sont également prises en compte afin de s'assurer que la source des terres rares ne soit ni des argiles, ni des phosphates qui sont généralement enrichis en terres rares (Nothdurft et al., 2004). Finalement, le fer et le manganèse servent à discuter des conditions oxydo-réductrices.

Date de la session	Nombre d'échantillons	Nombre de générations	Nombre d'analyses
14-oct-20	7	17	259
19-oct-20	5	14	253
08-juil-21	6	12	90
10-août-21	6	21	145
11-août-21	8	23	170
01-sept-21	14	45	330
17-juin-22	4	34	244
04-juil-22	4	39	282
Total	54	205	1773

Tableau 2-2 récapitulant le nombre d'analyses réalisées au cours des sessions « multi-élémentaires »

Les concentrations élémentaires ont été calibrées en utilisant deux matériaux de référence certifiés comme standards externes : un verre synthétique NIST612 (Jochum et al., 2011) et une poudre carbonatée MACS-3 (Jochum et al., 2019). Deux matériaux de référence additionnels ont été utilisés comme standards internes pour garantir la qualité et le suivi de la séquence d'analyse : le Jct-1, une calcite de corail (*Tridacna gigas*) provenant des îles Ryukyu au Japon (Inoue et al., 2004) et AUG-B6, une calcite de brèche de faille du fossé de Gondrecourt à Augeville (Pagel et al., 2018) (Figure 2-3 et Figure 2-4).



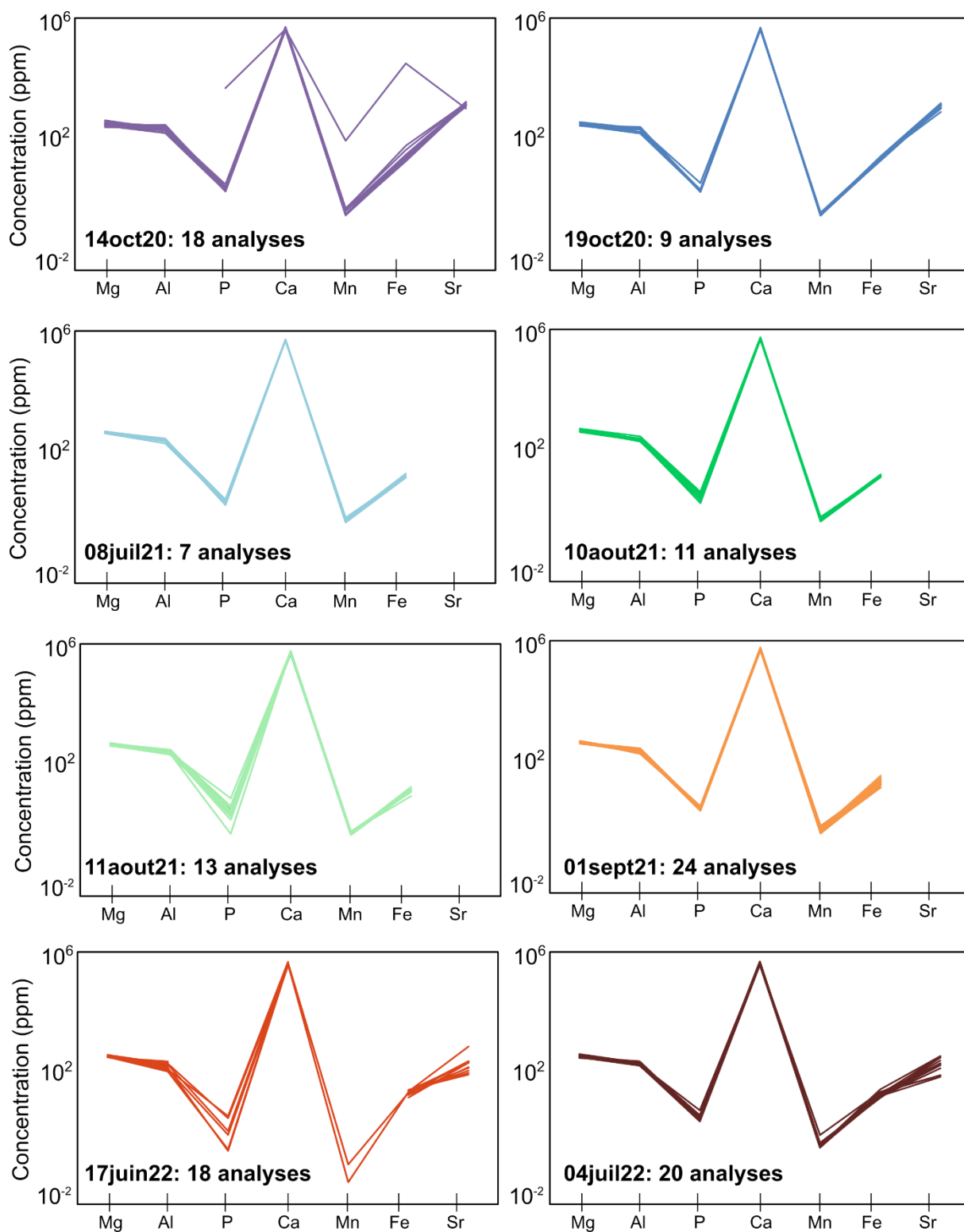


Figure 2-3. Synthèses des concentrations d'éléments majeurs obtenues par chaque tir d'ablation sur le matériau de référence Jct-1 lors des différentes sessions « multi-élémentaires ».

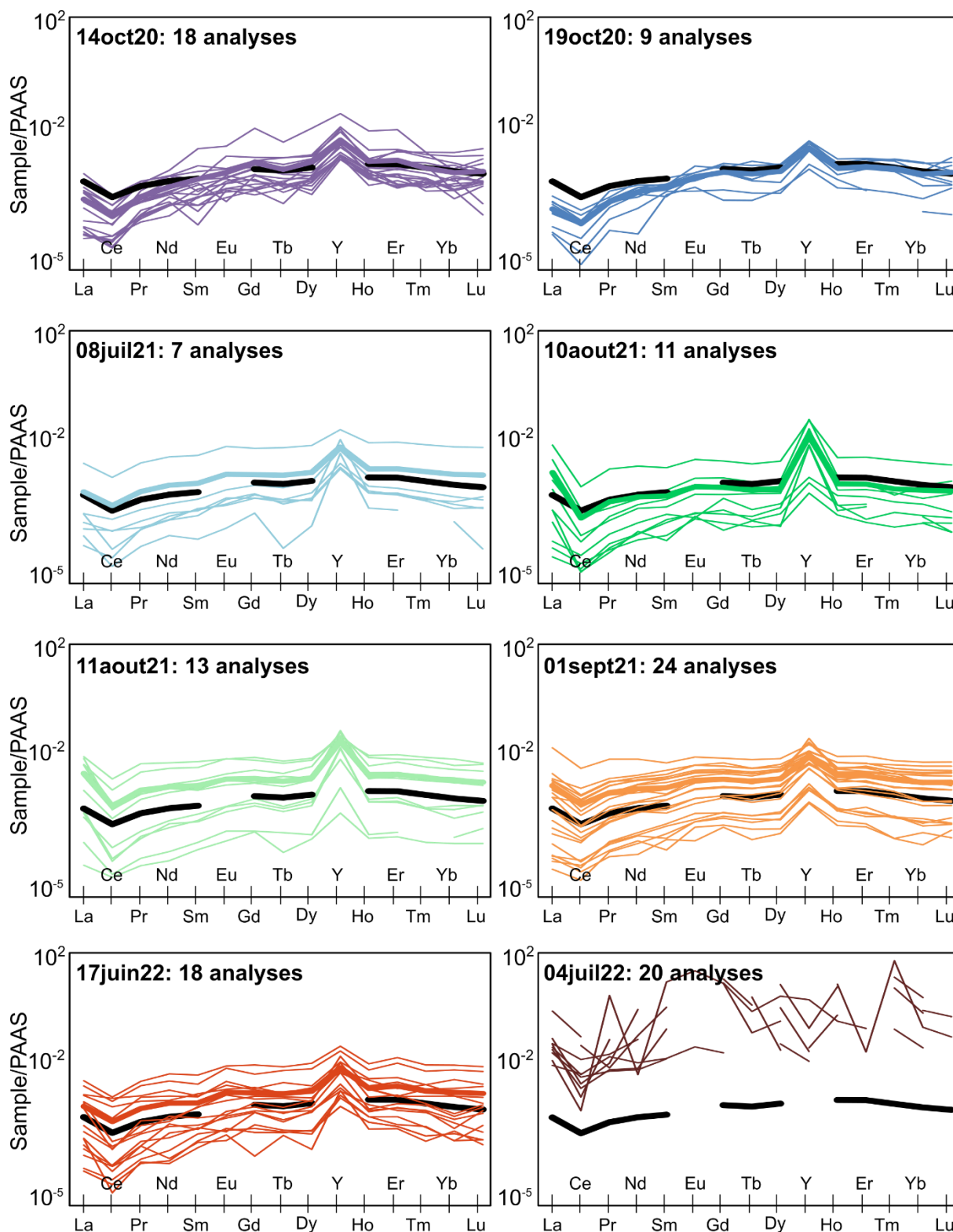


Figure 2-4. Synthèses des spectres des éléments de terres rares normalisés au PAAS obtenus par chaque tir d'ablation sur le matériau de référence AUG-B6 lors des différentes sessions « multi-élémentaires ». La courbe noire correspond à la moyenne des données de références de Pagel et al. (2018) tandis que les courbes épaisses colorées correspondent à la moyenne des données de la session.

Chaque tir d'ablation est précédé d'une phase de pré-ablation de 3s pour éliminer toutes contaminations de surface. Les échantillons et les matériaux de référence MACS-3, Jct-1 et AUG-B6 sont pré-ablatés à une fréquence de 8 Hz, une fluence de 2 J.cm<sup>-2</sup> et un diamètre de faisceau laser de 155 µm. Le NIST612 a été pré-ablaté à une fréquence de 10 Hz, une fluence de 6,25 J.cm<sup>-2</sup> et une taille de faisceau de 50 µm. L'ablation quand-à-elle, se fait pendant 30s incluant 35 cycles de mesures. Les ablations sont précédées par 30s d'acquisition du bruit de fond et suivies par 30s de temps de lavage. Toutes les calcites inconnues et les calcites de référence sont ablatées avec une taille de faisceau laser de 150 µm. Le NIST612 est quant à lui ablaté avec un faisceau de 40 µm. Puisque le nombre d'isotopes considérés est élevé pour ces sessions « multi-élémentaires », le temps de comptage dédié pour chaque isotope est fortement réduit. Dans le cas des éléments les moins concentrés, comme les terres rares lourdes (numéro atomique supérieur à 64), leur signal peut être instable et donnera alors de grandes incertitudes de mesures. Pour compenser, les tirs de laser ont été réalisés avec une fluence à 2 J.cm<sup>-2</sup> et une fréquence de 10 Hz sur les échantillons et les standards internes afin d'ablater plus de matière et donc d'augmenter le signal. MACS3 est exceptionnellement ablaté à une fluence de 1 J.cm<sup>-2</sup> et une fréquence de 10 Hz à cause de texture poudreuse plus sensible à l'ablation. Le NIST612 a été ablaté à une fréquence de 10 Hz, une fluence de 6,25 J.cm<sup>-2</sup> et une taille de faisceau de 40 µm.

Les données sont traitées avec le logiciel Lolite4© (Paton et al., 2011). Une teneur en CaO de 52.75% a été appliquée pour convertir l'intensité du signal en concentration. Cette valeur correspond aux teneurs de ciments de calcite présents dans les calcaires jurassiques du bassin de Paris et analysés à la microsonde électronique (Andrieu et al., 2018). Les données sont ensuite traitées par le schéma de réduction de données « Trace Elements Next » en utilisant le NIST612 comme matériau de référence primaire pour corriger le bruit de fond, le biais de masse et la dérive instrumentale au cours du temps (Paton et al., 2011). Les valeurs des éléments des terres rares sont converties des coups par seconde (cps) en concentrations (ppm) par le logiciel.

Les teneurs en terres rares ont ensuite été normalisées au PAAS (Post-Archean Australian Shale ; Pourmand et al., 2012) afin d'identifier les anomalies de terres rares et de discuter de l'origine du fluide. Ces argiles représentent les concentrations moyennes en terres rares de la croûte continentale.

Les calculs des anomalies en lanthane, cérium et praséodyme sont réalisés après normalisation par rapport au PAAS grâce aux formules géométriques de Lawrence et al. (2006) :

$$\text{Anomalie en lanthane : } \frac{La}{La^*} = \frac{La}{Pr^* \left( \frac{Pr}{Nd} \right)^2}$$

$$\text{Anomalie en cérium : } \frac{Ce}{Ce^*} = \frac{Ce}{Pr^* \left( \frac{Pr}{Nd} \right)}$$

$$\text{Anomalie en praséodyme : } \frac{Pr}{Pr^*} = \frac{Pr}{Nd^* \left( \frac{Nd}{Sm} \right)}$$

Les données sont bien reproductibles d'une session à une autre et sont similaires avec les valeurs des standards internes ; à l'exception de la session du 4 juillet 2022 pendant laquelle une mauvaise génération de calcite de AUG-B6 a été analysée. Le fait de ne pas avoir un bon standard

interne sur la dernière session n'est pas problématique puisqu'elle était destinée à explorer le potentiel de datation des générations de ciments ; dépendant du standard externe NIST612 ; plutôt que d'obtenir des concentrations en terres rares, déjà acquises dans des sessions précédentes.

### 3.3.2 Datation U-Pb des ciments de calcite par LA-ICP-MS

#### Sélection des échantillons potentiellement datables

Lors des sessions « multi-élémentaires », les concentrations isotopiques de l'uranium, du plomb et du thorium ( $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$ , et  $^{238}\text{U}$ ) ont été mesurées, ce qui permet d'évaluer le potentiel de datation de chaque génération de ciment. L'âge U-Pb d'un ciment se détermine par l'intersection basse de la concordia ; une courbe de référence où les couples de géochronomètres  $^{207}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}$  et  $^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}$  donnent le même âge ; et l'isochrone, une droite de régression linéaire des rapports  $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$  et  $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$  du ciment (Figure 2-5A).

Pour définir quelles générations peuvent être datées, plusieurs conditions doivent être réunies (Figure 2-5) :

- La concentration en uranium doit être suffisante pour pouvoir la détecter avec une bonne précision à l'ICP-MS, et répartie de manière hétérogène dans le ciment. Cela permet d'avoir une variation du rapport  $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$  et de diminuer les incertitudes (Figure 2-5B). Une concentration minimum de 0,1 ppm d'U est généralement nécessaire. Si la variation du rapport  $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$  n'est pas suffisante à cause d'une faible teneur en uranium, les points pourront certes s'aligner suivant une droite isochrone, mais ils seront concentrés autour de l'axe des ordonnées (Figure 2-5C). Cela ne permet pas d'obtenir une bonne précision pour l'intersection basse de l'isochrone avec la Concordia, et donc une incertitude forte sur l'âge U-Pb (Figure 2-5C).
- Le rapport  $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$  est réparti de manière homogène dans la génération de ciment lors de la fermeture du système.
- La concentration en plomb commun est faible, sinon le rapport  $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$  ne varie pas.

Les points s'alignent suivant une et une seule droite, indiquant qu'aucune recristallisation, ou échanges isotopiques postérieures à la fermeture du système n'a eu lieu (Figure 2-5D).

Lorsque ces conditions sont remplies, des sessions appelées « datations » au LA-ICP-MS sont lancées afin de contraindre l'âge de la diagénèse. Ces sessions sont focalisées sur la datation U-Pb ; seules les compositions isotopiques de l'uranium ( $^{238}\text{U}$ ), du plomb ( $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ) et du thorium ( $^{232}\text{Th}$ ) sont mesurées. De nouveau, les paramètres utilisés lors de ces sessions sont détaillés en Annexes. 44 générations ont été sélectionné sur des calcites remplissant un karst dans la carrière de Maisse (Le Bois rond) et 37 générations proviennent de ciments de calcite divers mais non-karstiques (Tableau 2-1).

-

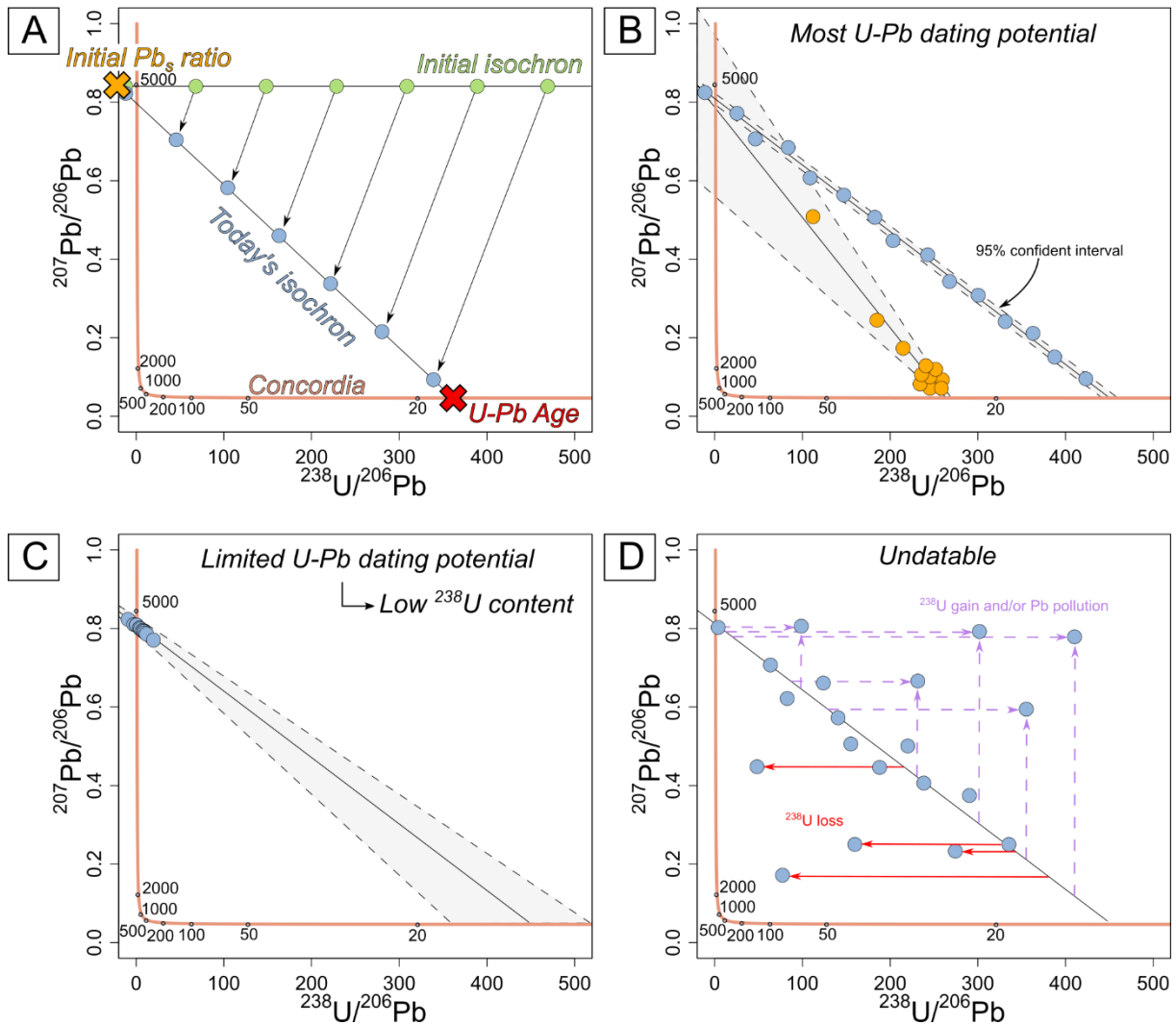


Figure 2-5. A) Evolution théorique des rapports  $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$  et  $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$ , et donc de la droite de régression (isochrone) au cours du temps dans le diagramme Tera-Wasserburg. B) Diagramme Tera-Wasserburg théorique souhaité pour obtenir des âges précis. C) Diagramme Tera-Wasserburg présentant une isochrone bien définie mais avec une faible variation du rapport  $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$ . L'incertitude sur l'âge peut alors être importante. D) Échantillon théorique non datable à cause de la réouverture du système dans certains cristaux.

6 sessions de datation ont été faites dans cette étude entre juillet 2021 et juillet 2022 afin de tenter de dater ces 81 générations (Tableau 2-3). Au total, 55 âges (= 55 générations datées, dont 44 pour les karsts) ont été obtenus sur les 81 générations sélectionnées donnant un taux de datation de 68 % sur les générations de calcite sélectionnées ou de 27 % en considérant les 205 générations analysées au laser en session « multi-élémentaire » (Tableau 2-1 et Tableau 2-3).

Date de la session	Nombre d'échantillons	Nombre de générations	Nombre d'âges obtenus
02-juil-21	4	7	1
12-août-21	9	16	3
27-août-21	2	6	1
03-sept-21	8	16	14
11-juil-22	4	18	18
12-juil-22	4	18	18
<b>Total</b>	<b>32</b>	<b>81</b>	<b>55</b>

Tableau 2-3 récapitulant le nombre d'analyses réalisées au cours des sessions « datations »

### Matériaux de références et acquisition de la donnée

Pour ces sessions de datation, le NIST614 est utilisé comme standard externe (Jochum et al., 2011 ; Woodhead and Petrus, 2020). Il permet de corriger le rapport  $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$  du fractionnement de masse (surconcentration des isotopes lourds lors de l'analyses), qui est inférieur à 1 % à GEOPS.

La correction du fractionnement du rapport  $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$  est réalisée de manière indirecte selon la méthodologie proposée par Roberts et al. (2017). Cette correction se réalise à partir du matériau de référence Walnut Canyon (WC-1), qui est une calcite provenant d'un complexe récifal Permien des Guadalupe Mountains aux États-Unis et dont l'âge a été déterminé par spectrométrie de masse par ionisation thermique (TIMS) à  $254,4 \pm 6,4$  Ma. Deux autres calcites considérées comme matériaux de référence secondaires sont également utilisées afin de s'assurer de la qualité des âges U-Pb obtenus : la calcite du Duff-Brown Tank du Grand Canyon (DBT,  $64,0 \pm 0,7$  Ma ; Hill et al., 2016) et la calcite de brèche du fossé de Gondrecourt à Augeville AUG-B6, déjà utilisée lors des sessions « multi-élémentaires » ( $43,0 \pm 1,0$  Ma ; Pagel et al., 2018). Elles sont passées dans la session comme calcites d'âges non connus et subissent le même traitement de corrections et de calcul d'âge afin de pouvoir les comparer avec leur âge publié. Ceci permet d'évaluer la robustesse des âges obtenus lors des sessions d'analyses (Tableau 2-4).

Une pré-ablation a été réalisée pour les calcites inconnues et les matériaux de référence afin de réduire toutes contaminations potentielles par le plomb sur la surface des lames minces. Les calcites ont été pré-ablatés pendant 4s à une fréquence de 8 Hz, une fluence de  $2 \text{ J.cm}^{-2}$  avec un faisceau laser de  $155 \mu\text{m}$ . Le matériau de référence certifié NIST614 a quant-à-lui été pré-ablaté pendant 3s à une fréquence de 10 Hz et une fluence de  $6,25 \text{ J.cm}^{-2}$ , avec un diamètre de faisceau laser de  $135 \mu\text{m}$ .

Les calcites inconnues et les calcites de références ont ensuite été ablatées pendant 30s à une fréquence de 8 Hz, une fluence de  $1 \text{ J.cm}^{-2}$  et une taille de faisceau laser de  $150 \mu\text{m}$ . Le matériau de référence NIST614 a été ablaté à une fréquence de 10 Hz, une fluence de  $6,25 \text{ J.cm}^{-2}$  et une taille de faisceau laser de  $110 \mu\text{m}$ .

Date de la session	Age sans corrections du rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ avec la référence WC-1 (254,4 ± 6,4 Ma ; Roberts et al., 2017)	Facteur de correction $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Age DBT après corrections du rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (64,0 ± 0,7 Ma ; Hill et al., 2016)	Age AUG-B6 après corrections du rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (43,0 ± 1,0 Ma ; Pagel et al., 2018)
02-juil-21	232,1 ± 2,4	0,912	69,1 ± 3,6	42,5 ± 1,6
12-août-21	233,1 ± 3,0	0,917	65,3 ± 3,4	42,1 ± 1,9
27-août-21	224,5 ± 1,8	0,881	62,1 ± 3,2	42,3 ± 1,8
03-sept-21	229,4 ± 3,7	0,881	62,1 ± 2,4	42,4 ± 1,3
11-juil-22	239,5 ± 3,8	0,94	65,1 ± 3,9	43,6 ± 1,8
12-juil-22	231,4 ± 4,8	0,906	67,3 ± 3,1	43,6 ± 1,6

Tableau 2-4 récapitulant les âges obtenus sur les standards internes WC-1 avant correction, DBT et AUG-B6 après correction.

### Traitement des données

Les données obtenues à l'ICP-MS sont ensuite intégrées et traitées dans le logiciel Iolite4© (Paton et al., 2011). Le NIST614 a été utilisé comme matériau de référence pour corriger les mesures du bruit de fond, du biais de masse des isotopes du plomb et de la dérive instrumentale des rapports isotopiques  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  au cours de la séquence (Lawson et al., 2018). Comme la profondeur effectuée lors de l'ablation est faible (< 4 µm), aucune correction du fractionnement liée au creusement n'est appliquée (Nuriel et al., 2017).

Pour obtenir un âge précis sur une génération de calcite, une quinzaine à une vingtaine de tirs d'ablations sont nécessaires (Figure 2-6). Chaque point d'analyse est représenté sur un Tera-Wasserburg avec ses incertitudes en  $2\sigma$  suivant chaque axe en utilisant le logiciel IsoplotR© et le modèle « Discordia-1 » (Vermeesch, 2018). Dans un premier temps, les analyses effectuées sur la calcite de référence WC-1 sont projetées dans un diagramme de Tera-Wasserburg. La droite de régression linéaire, permettant de définir l'âge du système, est ancrée avec un rapport isotopique  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 0,85. Un facteur de correction est calculé en divisant le rapport  $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$  correspondant à l'intersection entre l'isochrone et la Concordia obtenu au cours de la session par le rapport  $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$  de la littérature (= 24,84 ± 0,62 ; Roberts et al., 2017). Ces facteurs de corrections sont compris entre 0,88 et 0,94 (Tableau 2-4) et sont utilisés pour corriger les rapports isotopiques des calcites inconnues, de DBT et de AUG-B6.

Ensuite, les rapports des calcites inconnues, de DBT et de AUG-B6 sont projetés dans des graphiques Tera-Wasserburg. Les droites de régression ne sont cette fois-ci pas ancrées au niveau du pôle du plomb commun. L'âge obtenu est donné avec son incertitude en  $2\sigma$  liées aux constantes de désintégration de  $^{238}\text{U}$  et  $^{235}\text{U}$ , ce qui correspond à un intervalle de confiance de 95,5% suivant une loi normale. Ensuite, les incertitudes sur l'âge sont ajoutées en propageant l'incertitude systématique de l'âge du matériau de référence WC-1 (2,6 %) (Roberts et al., 2017). Les incertitudes  $2\sigma$  du rapport  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et celles du rapport  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  du NIST614 sont également ajoutées pour chaque session d'analyses par addition quadratique.

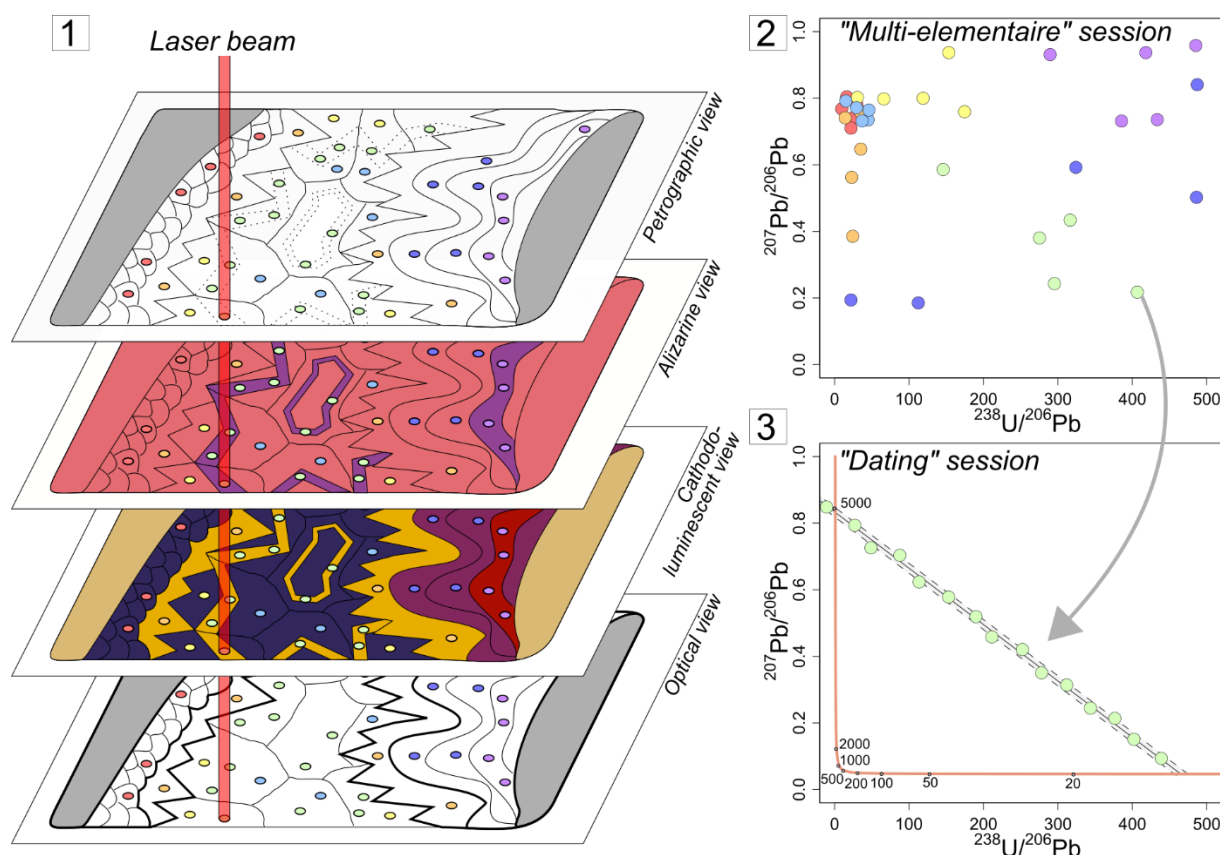


Figure 2-6. Récapitulatif des trois étapes suivies pour obtenir un âge U-Pb sur des ciments de calcites. 1) Chaque génération de ciment doit être individualisée par une étude pétrographique précise comprenant des observations en lumière naturelle, en cathodoluminescence et après coloration à la solution d'alizarine ferrucyanide de potassium. Grâce à ce travail préalable, les tirs d'ablation laser peuvent être placés précisément dans une unique génération. 2) Les rapports isotopiques de l'uranium et du plomb sont investigués lors des sessions « multi-élémentaires » afin de sélectionner les générations ayant le plus de potentiel d'être datées. 5 tirs d'ablations sont alors effectués par génération. 3) Les générations potentiellement datables sont analysées lors de sessions « datations » grâce à une vingtaine de tirs d'ablation. Dans cette illustration, seule la génération verte avait les prérequis pour être datable.

### Fiabilité des âges obtenus

Les âges obtenus sur les calcites de référence DBT et AUG-B6 sont compris dans les incertitudes analytiques des âges de la littérature, signifiant que les âges obtenus sur les calcites inconnues sont fiables (Tableau 2-4).

La « Mean Square Weighted Deviation » (MSWD), ou « écart pondéré au carré moyen » en français, permet d'évaluer la qualité de l'isochrone à partir de la dispersion et des incertitudes des points d'analyses le long de l'isochrone. Un MSWD  $\approx 1$  signifie que la dispersion des données est cohérente avec leurs incertitudes et qu'elles suivent une distribution normale univarié. L'isochrone est alors fiable. Un MSWD  $< 1$  signifie que la dispersion des données est trop faible ou inférieure à



celle prédite par les incertitudes, qui sont alors surestimées ou trop importantes. Un MSWD > 1 indiquera, lui, des incertitudes trop faibles pour expliquer la forte dispersion des données par rapport à l'isochrone. Dans ces deux derniers cas, les âges obtenus sont à prendre avec précaution. D'après Brooks et al. (1972) et Rasbury and Cole (2009), un âge calculé avec un MSWD > 2,5 n'a pas de signification géologique et peut être témoin d'une réouverture du système. Bien que cette valeur de 2,5 puisse être retenue, elle n'en est pas moins arbitraire et discutable. Dans ce travail par exemple, des âges obtenus avec un MSWD > 2,5 ont également été obtenus avec un MSWD < 2,5 sur d'autres échantillons et ont été considérés comme fiables.

## 4. Études pétrophysiques

### 4.1 Préparation des carottes

L'étude géophysique a été menée au GEC à Cergy Université en collaboration avec Jean-Baptiste Regnet et Philippe Robion. Lorsque cela était possible, deux carottes (*plugs*) ont été préparées à l'aide d'un foret diamanté sur un bloc/échantillon : une carotte parallèle et une autre perpendiculaire au sens de stratification. Ainsi, 83 carottes de 25,4 mm de diamètre (= 1 pouce) et d'une longueur de 2 cm minimum ont été préparées sur 52 échantillons collectés dans différentes localités et formations géologiques (Tableau 2-1 et Tableau 2-5). Sur chacune de ces carottes, des mesures de porosité, de perméabilité et de vitesses acoustiques ont été réalisées (Tableau 2-1 et Tableau 2-5).

L'anisotropie est étudiée en comparant des données pétrophysiques sur les carottes perpendiculaires et parallèles à la stratification provenant d'un même échantillon, et en confrontant des perméabilités obtenues pour des volumes d'investigations du cm<sup>3</sup> à la trentaine de cm<sup>3</sup>. Les analyses de porosité, de perméabilité et de vitesse de propagation des ondes acoustiques sont réalisées sur une même carotte, ce qui permet d'effectuer des comparaisons fiables entre les différents paramètres considérés. Des lames minces sont également disponibles pour 40 échantillons et permettent d'investiguer leurs attributs/paramètres structuraux (pores, ciments, etc...). De ce fait, les types de pores peuvent être décrits et la géométrie 2D du réseau poreux (ensemble des types de pores) peut être caractérisée. La classification de Lønøy (2006) a été utilisée pour définir les types de pores. Pour caractériser l'impact de la diagénèse sur les propriétés pétrophysiques d'un échantillon, son histoire diagénétique propre est déterminée en utilisant l'étude diagénétique du chapitre 5. La succession des événements diagénétiques détaillée et interprétée dans ce chapitre a permis d'établir différentes histoires diagénétiques communes à un groupe d'échantillons, nommées empreintes diagénétiques (« diagenetic pathways ») (Barbier et al., 2012 ; Hamon et al., 2016).

## 4.2 Mesures de la porosité

Les données de porosité ont été mesurées par la méthode des trois pesées à l'eau, donnant accès au volume de pores effectifs. La méthode consiste à peser la carotte une première fois après séchage dans une étuve à 50 °C pendant 48 h ( $m_{sec}$ ), puis après saturation en eau ( $m_{sat}$ ) et enfin immergée et saturé ( $m_{imm}$ ). Pour la saturer en eau, la carotte est disposée dans un dessiccateur relié à une pompe permettant d'obtenir un vide de l'ordre du millibar (environ 10 Pa). De l'eau désaérée et déminéralisée est ensuite injectée dans le dessiccateur. La carotte est laissée au minimum 24h dans l'eau pour assurer une saturation complète. La porosité  $\Phi$  est ensuite calculée grâce à la formule de l'équation 1 (Eq. 1) :

$$\Phi = \frac{m_{sat} - m_{sec}}{m_{sat} - m_{imm}} \times 100 \text{ [Eq. 1]}$$

## 4.3 Mesures de la perméabilité

Les mesures de la perméabilité ont été réalisées avec deux appareils différents : le TinyPerm3 et le Poroperm à gaz (Vinci Technologies). Le TinyPerm 3 est un perméamètre à air utilisé pour mesurer la perméabilité des roches à petites échelles dans différents contextes, que ce soit sur le terrain ou au laboratoire. Il est basé sur la méthode transitoire, c'est-à-dire la relaxation de la pression au cours du temps. Son avantage est qu'il est capable de donner des valeurs de perméabilités pour des volumes d'investigation de l'ordre du centimètre cube et pour des roches faiblement consolidées qui ne peuvent être analysées par le Poroperm. Cet appareil permet donc de caractériser l'hétérogénéité d'une carotte à l'échelle centimétrique. Pour cela, la moyenne de trois à cinq mesures sont réalisées sur chaque face de la carotte (supérieure et inférieure). La perméabilité globale  $K$  de la carotte est alors calculée en effectuant une moyenne de Reuss des faces supérieure  $K_{moy_{sup}}$  et inférieure  $K_{moy_{inf}}$  (Eq. 2) :

$$K = \frac{1}{\frac{0.5}{K_{moy_{sup}}} + \frac{0.5}{K_{moy_{inf}}}} \text{ [Eq. 2]}$$

La seconde mesure de perméabilité a été réalisée avec un perméamètre à gaz utilisant la cellule de Hassler et de l'azote (Poroperm). Les carottes ont été au préalable séchées 24h à 50°C puis remises à température ambiante. Cinq mesures ont été effectuées pour chaque carotte afin de pouvoir corriger l'effet de compressibilité du gaz par la méthode de Klin-kenberg (Rushing et al., 2004). Pour la majorité des carottes, la perméabilité est tellement faible qu'elle sort du domaine de résolution de l'appareil, et les mesures de relaxation de la pression sont alors « extrapolées ».

Formation	Nombre de localités	Nombre de blocs récoltés	Nombre de carottes/carottes parallèles/carottes perpendiculaires	Mesures de porosité	Mesures de perméabilité au TinyPerm3	Mesures de perméabilité au Poroperm à gaz	Mesures de Vp-Vs
Calcaire de Provins	2	2	4/3/1	2	2	2	2
Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i>	1	1	1/1/0	1	1	1	1
Calcaire de Champigny	5	11	18/11/7	16	18	18	16
Calcaire de Château-Landon	1	1	2/1/1	2	2	2	2
Calcaire de Brie	3	5	7/2/5	7	7	7	7
Calcaire du Gâtinais	1	2	2/1/1	3	4	4	4
Calcaire d'Etampes	2	9	12/5/7	12	12	12	8
Calcaire de Beauce	4	21	35/19/16	33	35	35	33

Tableau 2-5. Synthèse des données pétrophysiques acquises sur les carbonates continentaux du bassin de Paris en fonction des Formations.

#### 4.4 Mesures de la vitesse de propagation des ondes acoustiques

Les mesures de vitesses de propagation des ondes compressives (Vp) et cisailantes (Vs) ont été faites d'abord sur des carottes préalablement séchées pendant 24h à l'étuve puis après les avoir saturées à l'eau. Les mesures ont été réalisées à l'aide de transducteurs de fréquence d'1 MHz pour les capteurs Vp, de 0,5 MHz pour les capteurs Vs, le tout relié à un générateur d'impulsion SOFRANEL HV pulser receiver (model 5058 PR). Les temps d'arrivée des ondes P et S sont relevés directement sur l'oscilloscope InfiniiVision DSO-X (2014 A, Agilent Technologies), puis divisés par la longueur de la carotte pour obtenir les vitesses des ondes P et S.

#### 4.5 Calculs de la dispersion des données acoustiques

La théorie de la poroélasticité de Biot (1956) prévoit une influence de la fréquence sur la vitesse des ondes élastiques. En laboratoire, comme dans cette étude, les données de vitesses sont obtenues à hautes fréquences (MHz). À cette fréquence, si la roche est remplie d'un fluide, celui-ci n'a pas le temps de circuler même localement à l'intérieur de l'échantillon, « rigidifiant » la roche et donc augmentant la vitesse des ondes élastiques. Dans le cas où la roche possède des pores très allongés (tels que des fissures) et des pores sphériques, la pression relative subit par le fluide lors

du passage d'une onde à l'intérieur des fissures peut être supérieure à celle dans des pores sphériques. Ce gradient de pression peut alors induire un écoulement du fluide depuis les zones de haute pression (fissures) vers les zones de basse pression (pores sphériques ; principe de *squirt-flow* ; Adelinet et al., 2011) et rend la roche plus « déformable », diminuant la vitesse des ondes. La présence de fissures augmente alors fortement la dispersion des données par rapport aux équations de Biot-Gassmann (Winkler, 1985). Pour discriminer la présence de fissures, la dispersion  $D$  est calculée grâce à l'équation suivante (Eq. 3 ; Adelinet et al., 2011) :

$$D = \frac{V_p^{sat} - V_p^{BG}}{V_p^{BG}} * 100 \quad [\text{Eq. 3}]$$

$$\text{Avec } V_p^{BG} = \sqrt{\frac{K_{LF}^{sat} + \frac{4}{3}G_{LF}^{sat}}{1000 * \rho_{sat}}} \quad \text{et } G_{LF}^{sat} = V_s^{dry\ 2} * \rho_{dry} * 1000$$

Où  $V_p^{sat}$  est la vitesse de propagation de l'onde P en milieu saturé,  $V_p^{BG}$  la vitesse de propagation de l'onde P en milieu saturé calculé suivant l'équation de Biot-Gassmann (Eq. 4) avec  $K_{LF}^{sat}$  le module d'incompressibilité en milieu saturé à basses fréquences,  $G_{LF}^{sat}$  le module de cisaillement à basses fréquences en milieu saturé,  $\rho_{sat}$  la densité de la matrice en milieu saturé,  $V_s^{dry}$  la vitesse de propagation de l'onde S en milieu sec, et  $\rho_{dry}$  la densité de la matrice en milieu sec.

Pour obtenir les modules d'incompressibilité et de cisaillements en milieu saturé à basses fréquences  $K_{LF}^{sat}$  et  $G_{LF}^{sat}$ , les vitesses des ondes P et S mesurées sont utilisées pour remonter aux modules d'incompressibilité en milieu sec à hautes fréquences  $K_{HF}^{dry}$  et  $G$ . Ensuite, les équations Biot-Gassmann permettent de passer des modules élastiques saturés à leurs équivalents non-saturés en les associant aux théories classiques de poro-élasticité (Eq. 4).

$$K_{LF}^{sat} = K_{HF}^{dry} + \frac{\beta^2 K_f}{\phi + (\beta - \phi) \frac{K_f}{K_0}} \quad [\text{Eq. 4}]$$

$$\text{Avec } \beta = 1 - \frac{K^{dry}}{K_0} \quad \text{et } K_{HF}^{dry} = V_p^{dry\ 2} * \rho_{dry} * 1000 * \frac{4}{3} G$$

Où  $K_{HF}^{dry}$  est le module d'incompressibilité en milieu sec à hautes fréquences,  $K_f$  le module d'incompressibilité du fluide,  $K_0$  le module d'incompressibilité de la matrice,  $G$  le module de cisaillement,  $\phi$  la porosité,  $\beta$  le coefficient de Biot,  $\rho_{dry}$  la densité de la matrice, et  $V_p^{dry}$  la vitesse de propagation de l'onde P en milieu sec.

La différence entre les modules d'incompressibilité à hautes et à basses fréquences s'explique par la présence d'une hétérogénéité de porosité et notamment la présence d'une phase plus compliant que l'autre, comme des fissures.

#### 4.6 Modélisation de l'impact des fissures sur les vitesses acoustiques

Les modèles pétrophysiques sont utiles pour étudier l'influence de la microstructure sur les variations des propriétés physiques des carbonates (Regnet, 2014). Les modèles d'inclusions permettent par exemple de simuler l'impact des fissures et de la densité de fissures sur les ondes élastiques. Ces modèles supposent que la roche est composée de deux phases : une phase solide et une phase poreuse (Fortin et al., 2007). La porosité peut être caractérisée par un mélange entre des pores et des fissures, caractérisés par leur rapport d'aspect. Le modèle d'inclusions proposé par Fortin et al. (2007) permet d'obtenir les vitesses des ondes P et S en calculant les modules effectifs K et G dans un milieu composé de pores sphériques et de fissures (Eq. 5).

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}} ; V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad [\text{Eq. 5}]$$

$$\text{Avec } K = \frac{K_0}{K} \quad G = \frac{G_0}{G}$$

$$\text{Et } \frac{K_0}{K} = 1 + \frac{\rho_c}{1-\phi} \times \frac{h}{1-2\nu_0} \left(1 - \frac{\nu_0}{2}\right) + \frac{\phi}{1-\phi} \times \frac{3(1-\nu_0)}{2(1-2\nu_0)}$$

$$\frac{G_0}{G} = 1 + \frac{\rho_c}{1-\phi} \times \frac{h}{1-\nu_0} \left(1 - \frac{\nu_0}{5}\right) + \frac{\phi}{1-\phi} \times \frac{15(1-\nu_0)}{7-5\nu_0}$$

$$h = \frac{16(1-\nu_0^2)}{9(1-\frac{\nu_0}{2})} \quad \text{et} \quad \rho_c = \frac{3\phi}{4\pi\alpha}$$

Où  $\rho$  est la densité de la roche,  $\rho_c$  la densité de fissure,  $\phi$  la proportion de pores sphériques,  $\nu_0$  la constante élastique de la matrice,  $h$  un paramètre lié à la géométrie des fissures, et  $\alpha$  le rapport d'aspect.

#### 4.7 Modélisation de l'impact des géométries des pores : Équations de David and Zimmerman (2011)

Afin de prendre en compte l'influence de la porosité et de la géométrie des pores sur les propriétés élastiques, les modèles de milieux effectifs (*Differential Effective Models* en anglais) peuvent être utilisés (Salganik, 1973, McLaughlin, 1977, Zimmerman, 1984, Norris, 1985, David and Zimmerman, 2011a, 2011b). David and Zimmerman. (2011a ; 2011b) proposent des solutions asymptotiques liant les modules élastiques au coefficient de Poisson pour des rapports d'aspect des pores allant de 0,01 à 0,3 (*crack-like pores*) pour l'Eq. (6) et de 0,7 à 1,3 (*slightly deformed spheres*) pour l'Eq. (7). Les expressions simplifiées de ces solutions donnent :

Pour  $0,01 < \alpha < 0,3$  : 
$$\left(\frac{-3}{4\pi\alpha}\right) \ln\left(1 - \frac{4}{3}\pi\alpha\rho_c\right) = -\frac{5}{8}\ln\left(\frac{\nu}{\nu_0}\right) + \left(c_1 \ln\left(\frac{\nu}{\nu_0}\right) + c_2\left(\frac{1}{\nu} - \frac{1}{\nu_0}\right)\right) + \alpha^2\left(c_3 \ln\left(\frac{\nu}{\nu_0}\right) + c_4\left(\frac{1}{\nu} - \frac{1}{\nu_0}\right) + c_5\left(\frac{1}{\nu^2} - \frac{1}{\nu_0^2}\right)\right) \quad [\text{Eq. 6.1}]$$

$$\frac{K}{K_0} = \left(\frac{10}{9}\ln\left(\frac{\nu}{\nu_0}\right) - \ln\left(\frac{1-2\nu}{1-2\nu_0}\right)\right) + \alpha\left(C_1 \ln\left(\frac{\nu}{\nu_0}\right) + C_2\left(\frac{1}{\nu} - \frac{1}{\nu_0}\right)\right) + \alpha^2\left(C_3 \ln\left(\frac{\nu}{\nu_0}\right) + C_4\left(\frac{1}{\nu} - \frac{1}{\nu_0}\right) + C_5\left(\frac{1}{\nu^2} - \frac{1}{\nu_0^2}\right)\right) \quad [\text{Eq. 6.2}]$$

Avec  $c_1=0,533$ ,  $c_2=0,538$ ,  $c_3=0,579$ ,  $c_4=-1,407$ ,  $c_5=0,232$  et  $C_1=1,402$ ,  $C_2=-0,956$ ,  $C_3=-0,486$ ,  $C_4=0,479$ ,  $C_5=-0,412$  (David and Zimmerman, 2011a) ;

Où  $\alpha$  représente le rapport d'aspect des pores,  $\rho_c$  la densité de fissures,  $\nu$  le coefficient de Poisson de l'échantillon,  $\nu_0$  le coefficient de Poisson théorique pour une matrice donnée (ici un carbonate).

Pour  $0,7 < \alpha < 1,3$  : 
$$\ln(1 - \phi) = -\frac{1}{6}\ln\left(\frac{1-\nu}{1-\nu_0}\right) + \frac{5}{6}\ln\left(\frac{1-5\nu}{1-5\nu_0}\right) - \frac{2}{3}\ln\left(\frac{1+\nu}{1+\nu_0}\right) + \frac{8}{105}(\alpha - 1)^2\left(\left(\frac{1}{1-5\nu} - \frac{1}{1-5\nu_0}\right)\left(\frac{2619}{1225}(\alpha - 1) - 1\right) + \frac{41}{15}\ln\left(\frac{1-5\nu}{1-5\nu_0}\right)\left(\frac{12741}{10045}(\alpha - 1) - 1\right)\right) \quad [\text{Eq. 7.1}]$$

$$\frac{K}{K_0} = \exp\left[\frac{5}{3}\ln\left(\frac{1-\nu}{1-\nu_0}\right) - \ln\left(\frac{1-2\nu}{1-2\nu_0}\right) - \frac{2}{3}\ln\left(\frac{1+\nu}{1+\nu_0}\right) + \frac{16}{105}(\alpha - 1)^2\left(\left(\frac{1}{1-5\nu} - \frac{1}{1-5\nu_0}\right)\left(\frac{2619}{1225}(\alpha - 1) - 1\right) + \frac{7}{5}\ln\left(\frac{1-5\nu}{1-5\nu_0}\right)\left(\frac{1847}{1715}(\alpha - 1) - 1\right)\right)\right] \quad [\text{Eq. 7.2}]$$

L'objectif est alors de déterminer le coefficient de Poisson en résolvant les équations 6.1 et 7.1 puis de l'incorporer dans les équations 6.2 et 7.2 pour obtenir le module d'incompressibilité K, et donc de calculer théoriquement les vitesses des ondes P pour un milieu effectif donné et une gamme de porosité.





Photographie de la carrière de la Baronnie (Fontaine-sous-Montaiguillon, Seine-et-Marne)

## CHAPITRE 3

Répartition des faciès carbonatés continentaux, environnements de dépôts et production carbonatée





# 1. Résumé étendu du chapitre

La prédiction des variations de faciès dans les carbonates continentaux est essentielle pour comprendre la répartition des hétérogénéités associées à ces faciès et leurs impacts sur les propriétés pétrophysiques. Cependant, ceci est rendu complexe par la difficulté à établir des corrélations dans ces dépôts et à démêler l'impact des facteurs climatiques, tectoniques et même eustatiques sur les processus de production de carbonates en domaine continental.

Afin d'étudier ce problème, cette étude s'est consacrée aux carbonates continentaux du Lutétien à la fin de l'Aquitaniens du bassin de Paris. L'avantage de ces carbonates est qu'ils se sont formés sur une longue période de 25 millions d'années pendant laquelle de nombreux climats différents se sont succédés. Également, ces carbonates sont encadrés par des formations marines bien connues et calées stratigraphiquement (cf. chapitre 1), facilitant les corrélations à l'échelle du bassin.

L'objectif de ce chapitre est alors d'identifier les différents faciès carbonatés continentaux du bassin de Paris, de définir les géométries de dépôts, et de comprendre les rôles respectifs du climat, de la tectonique et du domaine marin sur la répartition des faciès et sur la production de carbonates. Pour cela, des études pétrographiques, de faciès et de stratigraphie séquentielle ont été réalisées sur les carbonates du Lutétien (Eocène moyen) à l'Aquitaniens (Miocène inférieur) du bassin de Paris. Ces résultats ont fait l'objet d'une ébauche d'article scientifique rédigée en anglais et sont présentés dans ce chapitre.

Cette partie a pour but de répondre aux questions scientifiques suivantes : Comment peut-on corréler les séquences de dépôts continentales avec celles du domaine marin ? Quels sont les faciès carbonatés continentaux du bassin de Paris ? Comment évoluent les faciès spatialement et temporellement ? Quel est le rôle de la tectonique, du climat et de la proximité du domaine marin sur la stratigraphie séquentielle et sur la production de carbonate ?

Au total, 33 coupes sédimentaires ont été réalisées sur le terrain (x16) et sur des forages (x17). Différentes localités avec un calage biostratigraphique ont également été utilisées afin de corréler les sédiments à faunes marines avec les sédiments continentaux. Des descriptions de forages et des diagraphies gamma-ray provenant des bases de données de la BSS et de la BEPH ont permis de faire suivre les surfaces stratigraphiques sur de grandes distances depuis le nord du bassin, bien calé stratigraphiquement, jusqu'au sud (Orléans) et à l'est (Provins). Le principe de la stratigraphie séquentielle a été utilisé pour construire les lignes de corrélations. Elle consiste dans un premier temps à diviser la pile sédimentaire en séquences majeures par les *subaerial unconformities* majeures et leurs *correlative conformities*. La nomenclature de Briais (2015) a été réutilisée pour définir les surfaces majeures. Du détail a ensuite été réalisé à l'intérieur des séquences majeures. Deux grands transects de corrélations, le premier orienté N-S allant du Mont-Pagnotte à Orléans et un second orienté E-W de Provins à Orléans, ont alors été établis. Le forage de Maisse a servi de point d'ancrage grâce au travail de stratigraphie séquentielle et aux données biostratigraphiques obtenues et détaillées dans le chapitre suivant.

Trois parties du remplissage sédimentaire n'ont pu être détaillées dans cette étude, faute de descriptions et de données de forage :

1) Dans les formations éocènes de la zone de Provins, où la subsidence tectonique et le manque de descriptions de forage ne permettent pas de placer précisément la surface d'inondation maximum P1 (Marnes à *Pholadomya ludensis*) et donc de définir la géométrie des dépôts sus-jacents.

2) Dans les formations éocènes de la Beauce, entre Etampes et Orléans pour les mêmes raisons. Aux vues des épaisseurs des formations lutétiennes et bartoniennes dans le forage de Maisse, il est fort probable qu'elles se continuent jusqu'à Pithiviers.

3) Toujours dans la Beauce mais dans les formations rupéliennes et aquitaniennes des Calcaires d'Etampes et de Beauce. Cette zone manque de détail à cause de l'absence d'une coupe type associée à une diagraphie gamma-ray.

L'étude pétrographique et de faciès a permis de décrire 30 faciès sédimentaires allant du domaine marin ouvert (2 faciès) aux domaines de lacs intérieurs (8 faciès) et palustres (8 faciès), en passant par des environnements marins restreints (8 faciès) et de lacs côtiers (8 faciès). La distinction entre les faciès marins (domaine marin ouvert et restreint) et les faciès continentaux (lac côtier, lac intérieur et domaine palustre) se base sur les figures sédimentaires, la composition isotopique du carbonate et sur le contenu paléontologique. Le domaine marin présente fréquemment des bioturbations de type *Ophiomorpha*, des rides de courant et des foraminifères de formes variées (miliolidae, orbitoliddidae, nummulitidae etc ...), des échinodermes, algues vertes, bivalves et gastéropodes, annélides etc ... avec un  $\delta^{13}\text{C}$  et un  $\delta^{18}\text{O}$  moyen de -2.9‰ et -1.4‰ respectivement. D'un autre côté, les faciès continentaux présentent quelques bioturbations, de rares rides et une biota composée de charophytes, gastéropodes et ostracodes préférentiellement, avec des foraminifères de milieux euryhalins exclusifs aux faciès du lac côtier. La composition isotopique dans ces milieux est plus appauvrie en  $^{13}\text{C}$  et en  $^{18}\text{O}$ , suggérant une influence majeure des eaux météoriques (moyennes respectives du  $\delta^{13}\text{C}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  de -5.4‰ et -3.3‰ pour le lac côtier, -7.1‰ et -4.6‰ pour le palustre et -6.8‰ et -3.2‰ pour le lac intérieur).

L'étude stratigraphique a montré que certains cycles court-termes enregistrés dans les sédiments de lacs côtiers se corrèlent avec les cycles du 3<sup>ème</sup> ordre marins européens, mais ne correspondent pas à des fluctuations eustatiques. Ainsi, les variations relatives du niveau marin européen du 3<sup>e</sup> ordre contrôlent les cycles court-termes dans les systèmes lacustres côtiers du Priabonien-Rupélien. Ceci se traduit par l'incursion plus étendue des faunes marines et l'augmentation de la salinité. L'origine de ces variations du niveau marin est supposée tectonique à l'échelle de l'Europe. La réalisation des transects de corrélation a permis de mettre en évidence trois géométries de dépôts : (1) au cours du Lutétien et du Bartonien, le dépo-centre se situe au nord de la faille de Bray et se dépose progressivement vers le sud; (2) du Bartonien supérieur au Rupélien inférieur, le dépo-centre migre vers Paris et vers la partie orientale du bassin tandis que la partie nord du bassin et l'anticlinal de Meudon se soulèvent; (3) au cours du Rupélien supérieur, le dépo-centre se déplace au sud avant le grand soulèvement du bassin au cours du Chattien. Ces changements de géométries sont responsables de l'évolution des environnements. En effet, la configuration (1) permet la connexion du bassin avec le domaine marin ; les environnements

marins ouverts ou restreints et d'estuaires dominant. En passant à la configuration (2), la connexion avec le domaine marin est réduite, ne permettant que de rares incursions marines dans les dépôts lacustres grâce à des connexions avec le domaine marin par le nord-ouest. Enfin, avec la configuration (3), le bassin est totalement déconnecté du domaine marin. La tectonique contrôle donc les cycles de dépôts de 2<sup>e</sup> ordre.

Finalement, le climat joue un rôle majeur sur la sédimentation carbonatée en contrôlant le type de sédimentation (micritique vs évaporitique ; lacustre vs palustre). Les différences de faciès observées dans les domaines palustres du Priabonien et de l'Aquitaniens s'expliquent par un climat aride à subtropical au Priabonien, provoquant des phases d'émersions longues et la formation récurrente de faciès de calcrètes, tandis que le climat tempéré de l'Aquitaniens montre des phases d'émersions plus courtes et des faciès palustres moins développés présentant encore des reliques du carbonate lacustre initial.

Deux modèles de faciès sont ainsi proposés et illustrent la répartition spatiale des faciès au sein des environnements lacustres et palustres dans des configurations côtières et internes. Le système lacustre côtier est présent entre le Bartonien et le Rupélien dans le bassin de Paris. Le lac montre des connexions épisodiques avec le domaine marin. Les dépo-centres sont composés de varves ou d'évaporites tandis que des carbonates micritiques à faunes saumâtres sédimentent sur les marges. Le domaine palustre associé est principalement marqué par la formation de faciès de calcrètes présentant des textures variées (crayeuses, nodulaires, laminaires et rhizoconcrétions) et des séquences de dépôts métriques enregistrant des phases de sédimentation et d'exposition subaérienne. Les brèches formées *in-situ* par la dessiccation de la boue carbonatée et les calcrètes crayeuses sont les faciès palustres les plus proches du lac. En s'en éloignant, elles passent à des calcrètes nodulaires puis à des calcrètes laminées et aux rhizoconcrétions. Ces derniers sont les faciès palustres les plus développés du système lacustre côtier.

Le second modèle de dépôt est un système lacustre intérieur qui se développent au Rupélien et à l'Aquitaniens. Les lacs sont déconnectés du domaine marin et présentent une faune exclusivement d'eau douce. Les croûtes microbiennes à microfabrique stratifiés micritiques ou hybrides et des bancs d'oncoïdes sont fréquents et témoignent d'une intense activité microbienne. Dans le domaine palustre, des couches riches en matière organique, des calcaires à traces de racines et des grainstones à peloides se forment près des bords du lac. Ils présentent des caractéristiques d'exposition subaériennes telles que des racines, des fentes de dessiccation, une micro-karstification, et sont fréquemment interstratifiés avec des faciès lacustres. Les brèches *in-situ* et les rares faciès de calcrètes présentent des temps d'exposition plus long et sont situés plus loin de la bordure du lac.

## 2. Article 1: Facies distribution and depositional cycles in lacustrine and palustrine carbonates: the Lutetian–Aquitaniens record in the Paris Basin

# FACIES DISTRIBUTION AND DEPOSITIONAL CYCLES IN LACUSTRINE AND PALUSTRINE CARBONATES: THE LUTETIAN–AQUITANIAN RECORD IN THE PARIS BASIN

Kévin MOREAU<sup>1</sup>, Simon ANDRIEU<sup>2,3</sup>, Justine BRIAIS<sup>2</sup>, Benjamin BRIGAUD<sup>1</sup>, Magali ADER<sup>4</sup>

1: Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay Cedex, France

2: BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans, France

3: Department of Geoscience, Aarhus University, Høegh-Guldbergs Gade 2, 8000 Aarhus C, Denmark

4: Université Paris Cité, Institut de physique du globe de Paris, CNRS, F-75005 Paris, France

## ABSTRACT

The difficulty to establish correlations in the continental domain makes challenging to predict how lacustrine and palustrine carbonate facies vary in time and space. This study aims to understand better the processes governing these facies heterogeneities by conducting carbonate isotopes measurements and facies, petrographic and sequence stratigraphy analyses of the Lutetian–Aquitanian record of the Paris Basin, marking the transition from marine to lacustrine environments. Large-scale correlations have been established, enabling to define two lacustrine–palustrine carbonate facies models. (1) The coastal lacustrine system (Bartonian to Rupelian), consisting of micritic and gypsum sedimentation, exhibits episodic marine inputs in brackish carbonates during short-term relative sea-level maxima and evaporite sedimentation during relative sea-level minima. In the associated palustrine environment, depositional sequences evolve upwards from micritic lacustrine deposits or chalky calcretes to nodular and then laminar calcretes. Microbial-coated grains and rhizoconcretions in palustrine facies indicate biological processes during repeated subaerial exposure phases in sub-tropical to arid climates. (2) The inland lacustrine system (Rupelian and Aquitanian) was disconnected from the marine domain and showed microbial activity with microbial crusts and oncoidal rudstones. Facies rich in micritic intraclasts composed of palustrine and lacustrine facies indicate the reworking of already lithified sediments along the margins. In the palustrine domain, the calcrete facies are less present than breccias formed in-situ by desiccation, limestones with root traces, or organic-rich wackestones and marls. This system reflects a more temperate climate with more developed microbial structures and less exposed carbonates than the coastal lacustrine system. This study provides the scientific community with a new reading guide for non-marine carbonate facies.

**KEYWORDS** : Paris Basin, non-marine carbonate, stratigraphy, lacustrine, palustrine, Cenozoic, facies model.

# 1. Introduction

In continental systems, facies vary significantly, both spatially and temporally, making it difficult to predict and model them. This heterogeneity is partly explained by the fact that continental environments are more sensitive than marine environments to changes in accommodation space (Allen and Collinson, 1986; Bohacs et al., 2000). Variation in accommodation space is directly controlled by (1) vertical tectonic movements and (2) climate, which alters lake levels and sedimentation rates by varying inflow/evaporation ratios (Allen and Collinson, 1986; Bohacs et al., 2000; Alonso-Zarza, 2003). The respective influences of climate and tectonics on accommodation space and sedimentary facies variations are still difficult to disentangle, not least because of the incomparably more significant carbonate facies heterogeneity than is found for marine platforms (Della Porta, 2015; De Boever et al., 2017; Capezzuoli et al., 2022). Despite their significant variability, it is difficult to discriminate among deposits from nearby environments, such as lacustrine and palustrine facies (Alonso-Zarza and Wright, 2010a) or palustrine and pedogenic facies (Freytet and Plaziat, 1982; Wright and Tucker, 1991; Alonso-Zarza, 2003; Brasier, 2011), due to similar sedimentary features (roots, desiccation cracks, etc.; Wright and Tucker, 1991; Tandon and Andrews, 2001; MacNeil and Jones, 2006; Brasier, 2011).

Non-marine carbonates represent, by definition, "carbonate rock deposits that form and may be syn-depositionally transformed ("diagenetically altered") under the strong influence of meteoric waters, including situations with various degrees of mixing with seawater, evaporative or basinal fluids" (De Boever et al., 2017). This definition, although generic, has limitations in ancient coastal environments since it lacks criteria for determining in which environments carbonates were deposited: non-marine (lacustrine, palustrine) or marine (lagoons). The coasts of the Yucatán, Florida and Bahamas platforms are a perfect example of the close geometric relationship that can exist between non-marine (mainly palustrine, brackish to freshwater environments) and marine (lagoon, beach barriers, reefs ...) carbonates (Platt and Wright, 2023). Indeed, fresh to brackish water foraminifera have even been found in the Cenozoic and Quaternary lake deposits, attesting of marine water influence (Dye and Barros, 2005; Strotz, 2015; Lettéron et al., 2017; Pint et al., 2017; Fritz et al., 2018). Moreover, Warren and Kendall (1985) suggest that the sulphate supply leading to gypsum precipitation in salina/playa comes from marine groundwater in coastal areas. The impact of the marine domain on coastal lacustrine and palustrine sedimentation requires further investigation.

Another question related to the impact of the marine domain on continental environments concerns the ability or otherwise to correlate marine and non-marine sedimentary series. Indeed, the evolution of continental systems is largely controlled by autocyclical parameters (river inflow and discharge, local climate, tides for very large lakes... Allen and Collinson, 1986). Eustatic variations should not affect lakes or marshes. Nonetheless, MacNeil and Jones (2006) show that palustrine carbonates developed during the sea-level fall in ancient coastal areas. In the same way, Platt and Wright (2023) suggest that palustrine deposits occurring in inland basins may have been influenced by sea-level thanks to ephemeral connections with the marine domain. The coastal

realm, even if predominantly non-marine, could therefore exhibit cyclicity similar to that of the marine realm.

Furthermore, there is difficulty in dating non-marine deposits due to (1) the poor preservation of fossils, (2) the scarcity of good stratigraphic fossils, and (3) the abundance of sedimentary hiatuses. This creates difficulty in establishing correlations in non-marine carbonates that prevent the precise characterisation of sedimentary geometries, further reinforcing the difficulty in understanding and predicting their facies heterogeneity in the continental domain. Numerous studies have focused on spatially constraining non-marine facies in extensive contexts, such as in lacustrine rift basins, where the difference in subsidence rates leads to profiles with steep slopes (e.g. Platt and Wright, 1991; Thompson et al., 2015). In these contexts, shallow high-energy platforms can develop on topographic highs, displaying shells or oncoids accumulations, ooid shoals, mudflats, or wave-dominated sedimentary features (Platt and Wright, 1991; Mercedes-Martín et al., 2014; Thompson et al., 2015; Deschamps et al., 2020; Lettéron et al., 2022). There is less literature on basins in more stable tectonic contexts, such as intracratonic basins. In these cases, depositional profiles are flatter and smoother, and the lake margins are more subject to variation in the lake water level that strongly depends on climate (Platt and Wright, 1991; Bohacs et al., 2000; Alonso-Zarza, 2003).

While depositional models have already been proposed for lacustrine systems, mostly on extensive contexts (Mercedes-Martín et al., 2014; Thompson et al., 2015; Deschamps et al., 2020; Lettéron et al., 2022), several questions remain. How do climate and tectonics influence lacustrine and palustrine carbonate facies in intracratonic basins, i.e., in a continental area unrelated to plate boundary activity? How does the relative position of the basin in relation to the coastline influence non-marine carbonate sedimentation and facies? What are the criteria for identifying lacustrine carbonates from lagoon carbonates? Do eustatic variations affect coastal lake systems? If so, do they allow us to correlate stratigraphic surfaces from the marine to the continental domain?

The Cenozoic carbonate deposits of the Paris Basin formed in marine and non-marine settings from the Lutetian to the Aquitanian (Eocene, Oligocene, Miocene). Their biostratigraphic fauna has been closely studied, providing an excellent stratigraphic framework for answering the questions raised above (Abrard, 1925; Blondeau et al., 1965; Cavelier, 1969; Turland, 1974; Pomerol and Riveline, 1975; Gitton et al., 1986). However, most previous facies and stratigraphic works on the Cenozoic sedimentary rocks of the Paris Basin have focused on the coastal and marine domains (Gély and Lorenz, 1991; Briais, 2015; Briais et al., 2016). Only a few (albeit detailed) studies have concentrated on interpreting non-marine carbonate facies (Ménillet, 1974; Guillemin, 1976; Freydet and Plaziat, 1982), where no magneto- or chemostratigraphy is available. This study has the objective to determine the facies and the depositional environments of the Lutetian-Aquitainian carbonates of the Paris Basin. Then, the control of climate, tectonics, and proximity of the coastline on the variety and distribution of non-marine carbonate facies is discussed. For this purpose, we conducted a field and petrographic study to define facies and depositional environments. Based on pre-existing biostratigraphic data and sequence stratigraphy, we propose large-scale cross-sections reconstructing the geometries from the marine to lacustrine or palustrine domains. To constrain the hydrology and the type of water (marine vs meteoric) where carbonate facies formed, oxygen and carbon stable isotopic data on carbonates were acquired. The main contribution of

this study is to propose two facies models for lacustrine–palustrine environments corresponding to the newly defined coastal lake and inland lake systems. For each of these models, we precisely assess the evolution of facies from the lake depocenter to the palustrine setting. Moreover, we produce evidence that both climate and geography location control facies type and heterogeneity.

## 2. Geological setting

The Paris Basin is an intracratonic sedimentary basin filled by Triassic to Quaternary deposits above a Cadomian to Variscan basement (Guillocheau et al., 2000). During the Cenozoic, a low subsidence phase occurred along E–W axes of subsidence until the Late Eocene while NE–SW subsidence went on until the Miocene (Guillocheau et al., 2000; Briais, 2015). A number of compressive structures such as NW–SE-orientated folds and faults were active during these periods in relation to the Pyrenean collision, while NE–SW flexure is interpreted as a response to the Alpine collision (Robin et al., 1998; Guillocheau et al., 2000; Bourgeois et al., 2007; Briais, 2015).

From the Lutetian to the Aquitanian, the Paris Basin was dominated by carbonate and clastic sedimentation fluctuating from shallow marine environments to lacustrine and palustrine environments (Ménillet, 1974; Mégnien, 1980; Ziegler, 1990; Meulenkamp et al., 2000; Copestake et al., 2003; Londeix et al., 2014). Coastal environments, including estuaries, restricted marine, intertidal zones, supratidal zones, or lakes, were important depositional environments during this interval (Blondeau et al., 1965; Delhaye-Prat et al., 2005; Fig. 3-1). This variety of depositional environments depends on the connection of the northern part of the basin with the marine domain via a NW–SE oriented channel (Fig. 3-1A and B). This channel is recorded by littoral shelly sands with marine to brackish fauna between the Bray and Vigny anticlines (Morellet and Morellet, 1948; Pomerol, 1965; Mathelin and Bignot, 1989; Gély and Lorenz, 1991). The connection became less and less active from the Lutetian (Fig. 3-1A and B) and was severed as of the upper Rupelian with the transition from estuarine and restricted marine environments to evaporitic and non-evaporitic lacustrine systems from the Bartonian (Fig. 3-1C). Also, the Paris Basin was dominated by a subtropical to subarid climate during the Eocene, and a cooler, temperate to subarid climate during the Oligocene (Châteauneuf, 1980). The sedimentary material consisted of carbonates, sands, marls, clays, and gypsum evaporites deposited in shallow marine to lacustrine environments. Brackish foraminifera, charophytes, and palynomorphs were attributed to Calcareous Nannofossil assemblages (Calcareous Nannofossil Paleogene NP and Neogene NN zones) in an effort to correlate non-marine and marine deposits by comparing palaeontological records with the neighbouring basins of Hampshire and Belgium (Blondeau et al., 1965; Le Calvez, 1970; Pomerol and Riveline, 1975; Aubry, 1985). For example, Riveline et al. (1996) proposed charophyte biozonations for the European Cenozoic deposits, considering the charophytes assemblages of the Paris Basin. Aubry (1985) did also a synthesis on the biostratigraphy and the magnetostratigraphy of the northwestern European basins, taking into account the Paris Basin formations. These articles help to locate the formations in the geological time scale (Gradstein et al., 2020). Five major episodes of carbonate production are identified for the Lutetian–Aquitanian period, with N–S



migration of the environments (Fig. 3-2): (1) From the Lutetian to lower Bartonian (equivalent to Calcareous Nannofossil zones NP14b–NP16), (2) during the upper Bartonian (equivalent to Calcareous Nannofossil zone NP17), (3) during the Priabonian (equivalent to Calcareous Nannofossil zones NP18–NP20), (4) during the lower Rupelian (equivalent to Calcareous Nannofossil zone NP21), and (5) from the upper Rupelian to Aquitanian (equivalent to Calcareous Nannofossil zones NP24, NN1, NN2).

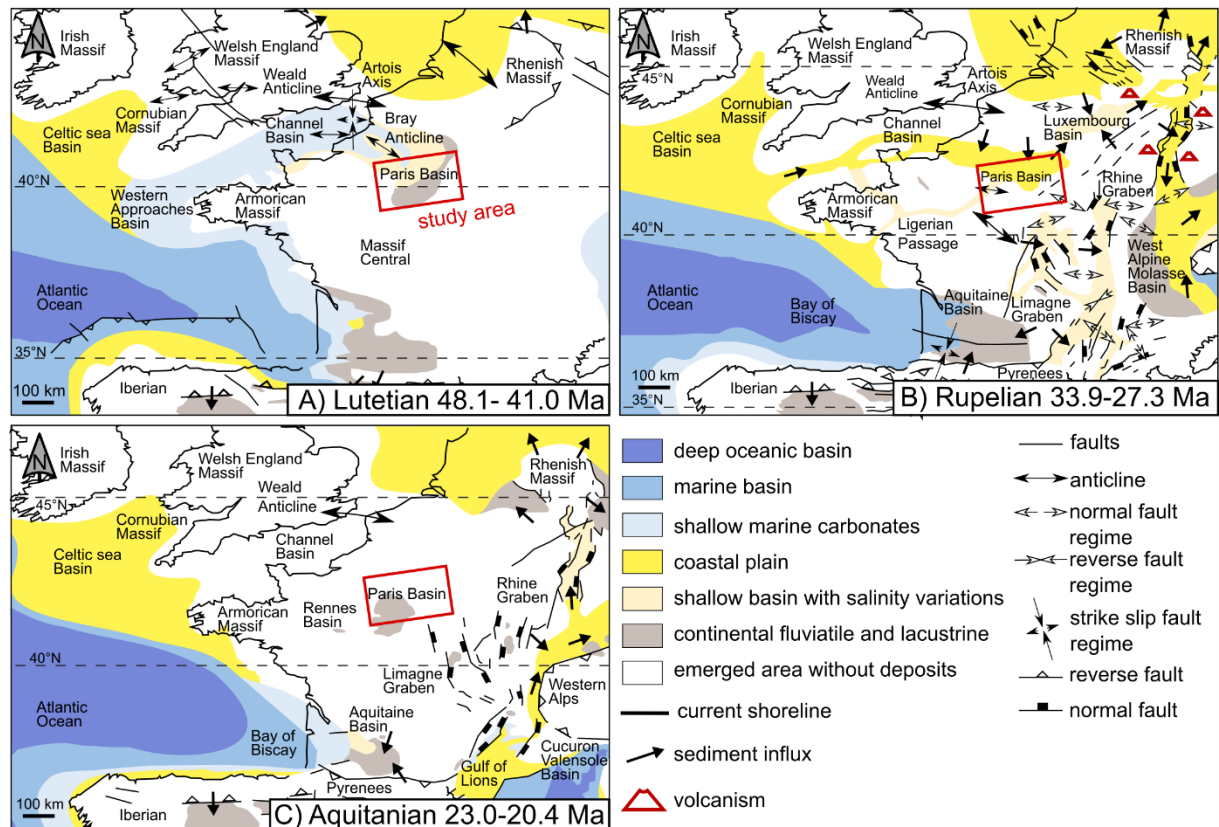


Fig. 3-1. Location of the study area on a palaeogeographical map of Western Europe during (A) the Lutetian, (B) the Rupelian, (C) the Aquitanian (Londeix et al., 2014; Copestake et al., 2003; Meulenkamp et al., 2000). The study area is highlighted by the red rectangle.

1) From the Lutetian to lower Bartonian, marine bioclastic grainstones (*Calcaire grossier* Formation; equivalent to Calcareous Nannofossil zones NP14b to NP15b) gave way to restricted marine facies (*Banc vert*, *Banc à Cerithes* Members and *Marnes et Caillasses* Formations; equivalent to Calcareous Nannofossil zones NP15c, NP16; Fig. 3-2; Fig. 3-3) in the northern part of the basin (Abrard, 1925; Blondeau et al., 1965; Pomerol and Riveline, 1975; Toulemont, 1982). In the southern part, planorbidae limestones formed in freshwater (*Planorbis pseudoammonius*; Blondeau et al., 1965) (*Calcaire de Morancez*, *Calcaire de Darvault*, and *Calcaire de Provins* Formations).

2) During the upper Bartonian (equivalent to Calcareous Nannofossil zone NP17), the sedimentation of a charophytes rich restricted marine–lacustrine limestone dominated (*Chara*

*friteli*, *Gyrogona tuberosa*, and *Raskyella vadaszi* zones; Calcaire de Saint-Ouen Formation) between short marine sandy episodes (*Sables de Mortefontaine* and *Sables de Cresnes-Monceau* Members).

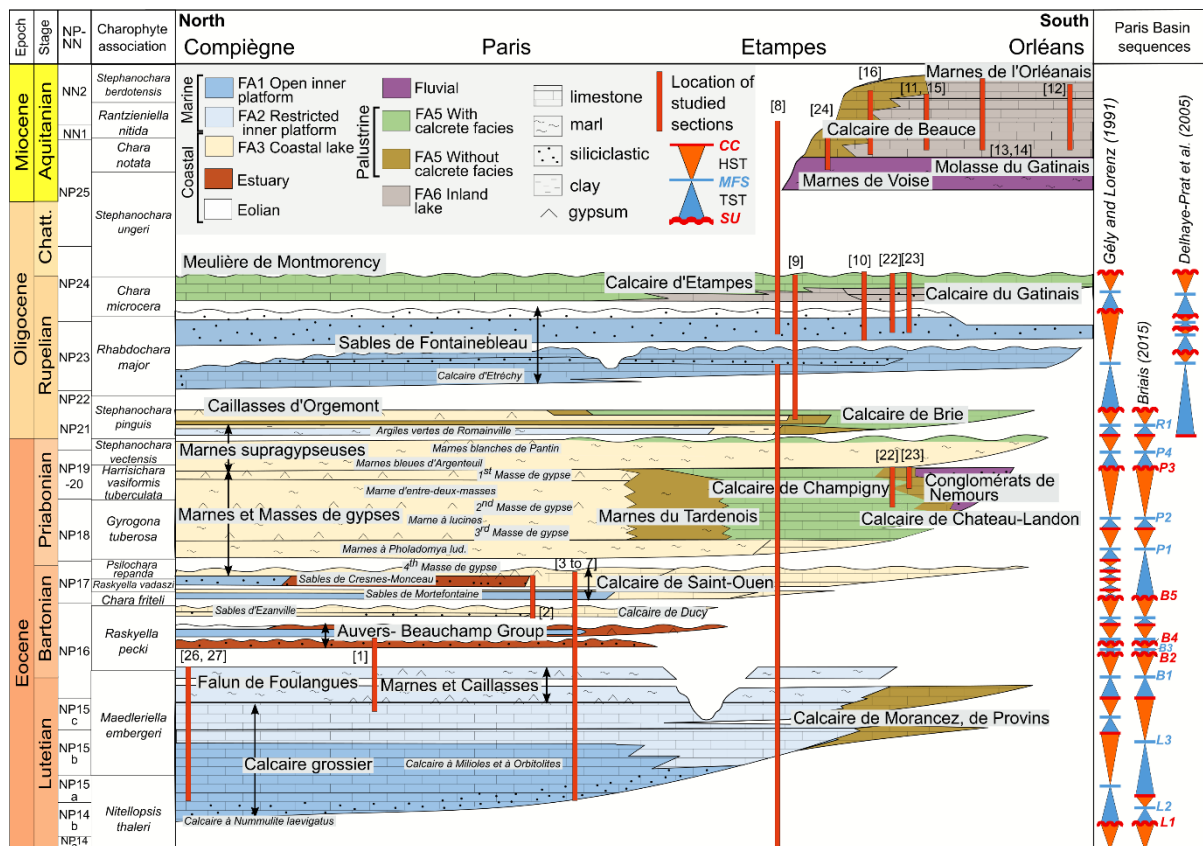


Fig. 3-2. Schematic lithostratigraphic illustration following a NE-SW cross section across the study area (modified after Gély, 2016). Members are written in italic. Palaeoenvironmental interpretations are from Mégnien (1980), Briais (2015), and this study. The names of the localities are given in Fig. 3-4. NP-NN: Calcareous Nannofossil zones for the Palaeogene (NP) and Neogene (NN) epochs. The following abbreviations are used for short-term sequence stratigraphy surfaces and systems tracts: CC: Correlative conformity; HST: Highstand Systems Tract; MFS: Maximum Flooding Surface; TST: Transgressive Systems Tract; SU: Subaerial Unconformity.

3) and 4) During the Priabonian to lower Rupelian (equivalent to Calcareous Nannofossil zones NP18, 19, 20, and 21), lacustrine limestones poor in fossils, were deposited in the southern and eastern parts of the basin (*Calcaire de Champigny*, *Calcaire de Brie* Formations; Fig. 3-2; Fig. 3-3). Gypsum evaporites or marls sedimented in the central part of the Paris Basin during the Priabonian (*Masses de gypses* Formation: *Marne à lucines*, *Marne d'entre-deux-masses*; *Marnes supragypseuses* Formation: *Marnes bleues d'Argenteuil*, *Marnes blanches de Pantin* Members; Mégnien, 1974; Turland, 1974), giving way to limestones or marls with marine species during the lower Rupelian (*Marnes à huîtres* Member, *Caillasses d'Orgemont* Formation).

5) During the upper Rupelian and Aquitanian, lacustrine carbonates were deposited in the southern part of the basin, between Chartres, Etampes, and Montargis (Fig. 3-4) with the *Calcaire d'Etampes* (upper Rupelian, *Chara microcera*, equivalent to Calcareous Nannofossil zone NP24, Riveline, 1983) and the *Calcaire de Beauce* Formations (Aquitanian, *Stephanochara bertotensis* zone; Fig. 3-2) due to the separation of the basin from the marine domain to the north (Denizot, 1927; Cavelier, 1969; Ménillet, 1974; Guillemin, 1976; Lozouet, 2012). A sedimentary *hiatus* is admitted during the Chattian, between these two periods (Pomerol, 1989).

These five major episodes of carbonate production are separated by four siliciclastic episodes (Fig. 3-2): coastal sands of the *Auvers-Beauchamp* Group (lower Bartonian; Mégnien, 1980; Briais, 2015) and of the *Sables de Cresnes-Monceau* Member (upper Bartonian); marl deposits with brackish to marine fauna of the *Marnes à Pholadomya ludensis* Member (lower Priabonian; Pomerol et al., 1965); the *Marnes bleues d'Argenteuil* (upper Priabonian) and the *Argiles vertes de Romainville* (lower Rupelian) Members; and finally a sandy siliciclastic marine episode topped by aeolian dunes with the *Sables de Fontainebleau* Formation (Rupelian; Alimen, 1936; Gitton et al., 1986; Delhaye-Prat et al., 2005). Four long-term cycles and twenty-two short-term depositional cycles were established by previous work in the Lutetian–Aquitanian interval of the Paris Basin (Delhaye-Prat et al., 2005; Briais, 2015) (Fig. 3-3). According to Briais (2015), long- and short-term subaerial unconformities, correlative conformities or maximum flooding surfaces are identifiable and can be extrapolated over large areas of the basin (Fig. 3-3).

The first long-term cycle begins with the subaerial exposure L1 which separates Ypresian sands from Lutetian marine limestones and marks the beginning of the Lutetian transgression above an erosional surface (Fig. 3-2, Fig. 3-3) and ends with an erosional surface B2 at the top of the *Marnes et Caillasses* Formation during the lower Bartonian. During the Lutetian, three short-term maximum flooding surfaces have been identified: L2, L3, and B1. L2 corresponds to the first maximum flooding surface in the *Calcaire à Nummulites laevigatus* Member (equivalent to Calcareous Nannofossil zones NP14b/NP15) and is only present in the northern part of the basin. L3 is marked by fossiliferous levels and high hydrodynamism in the *Calcaire à Miliolites et à Orbitolites* Member within the *Calcaire Grossier* Formation (equivalent to Calcareous Nannofossil zone NP15). Finally, the maximum flooding surface B1 corresponds to the marine incursion of the *Falun de Foulanges* Formation (equivalent to Calcareous Nannofossil zone NP16) into restricted marine facies during the latest Lutetian–earliest Bartonian. The major erosional surface B2 records the beginning of retrogradation of the Bartonian estuarine sands. The maximum flooding surface B3 is present within the *Sables d'Auvers* Formation, whereas the subaerial unconformity B4 is marked by the development of palaeosols between the estuarine and the aeolian facies of the *Sables de Beauchamp* Formation. The subaerial unconformity B5 corresponds to a discontinuity marked by emersion at the bottom of the *Calcaire de Saint-Ouen* Formation (Mammal Palaeogene zone MP16, *Gyrogona tuberosa* and *Raskyella vadaszi* zones) and to the deposits of lacustrine facies. During the Priabonian and the lower Rupelian, five short-term cycles have been identified. The maximum flooding surfaces P1, P2, P4, and R1 correspond to marine faunal incursions in the *Marnes à Pholadomya ludensis* (*Gyrogona tuberosa* zone), *Marnes à Lucines*, *Marnes bleues d'Argenteuil* (*Harrisichara tuberculata* zone), and *Argiles vertes de Romainville* (*Harrisichara tuberculata* zone, dinocyst zone D13) Members, respectively. The correlative conformities are located between these

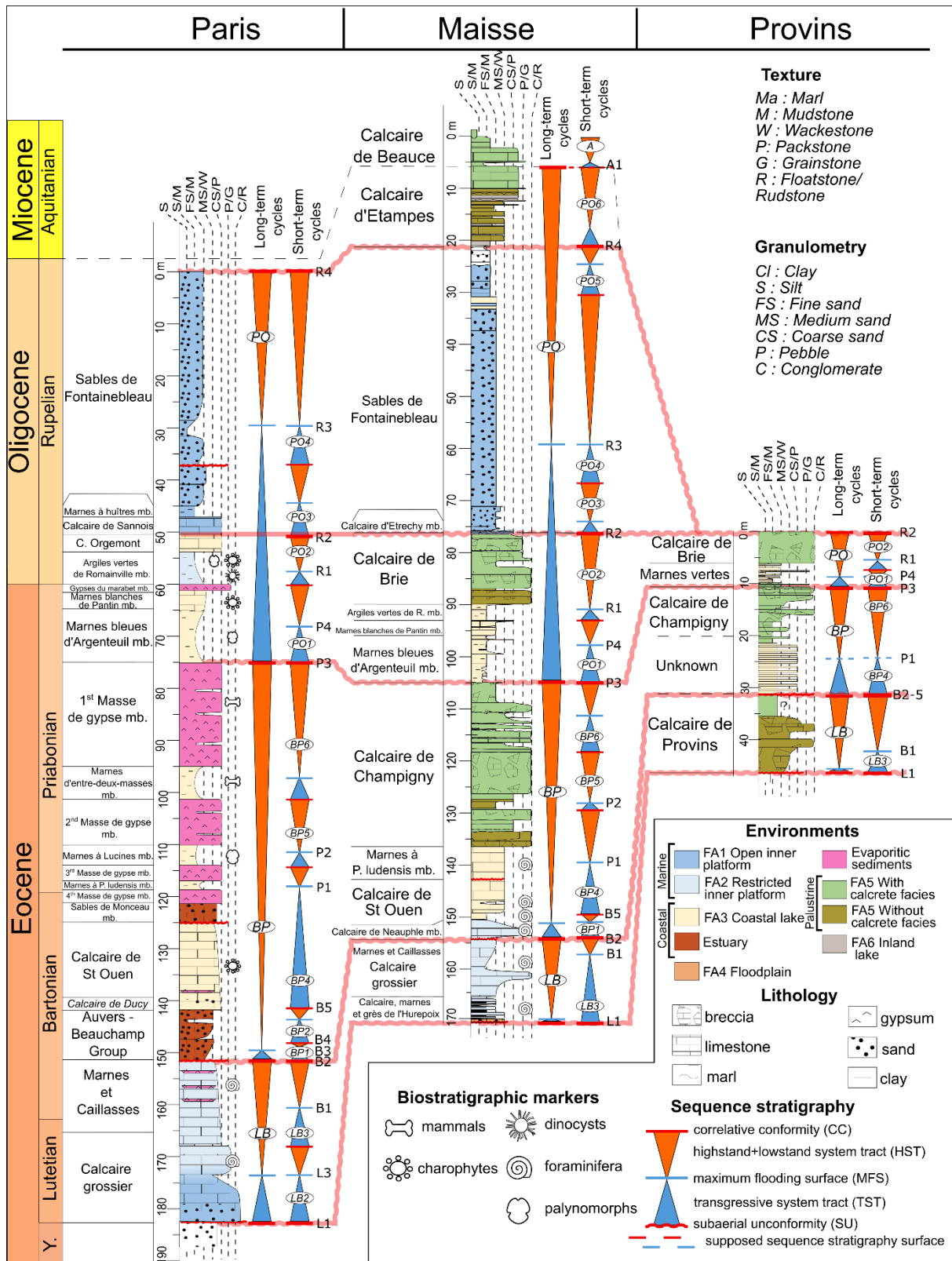


Fig. 3-3. Short and long-term sequence stratigraphy interpretations of the synthetic sedimentary log of the Paris area, and the sedimentary logs of the Maisse borehole and Baronnie quarry. The names of sequence stratigraphy surfaces and systems tracts are from Briais (2015).

marls, in gypsum (*Masse de gypse* Formations) or limestone levels (*Calcaire de Champigny*, *Marnes blanches de Pantin*, *Calcaire de Brie* Formations). Then, three flooding surfaces are found in the marine sands of the *Sables de Fontainebleau* Formation during the Rupelian (Delhaye-Prat et al., 2005). The lacustrine deposits at the end of the Rupelian form the last cycle of the Oligocene.

### 3. Methods and material studied

This study is based on the detailed examination of 17 outcrops in the eastern and southern part of the basin and 18 boreholes located in Paris [locations 3 to 7 in Fig. 3-4], Maisse [8], Mespuits [9], Orléans (A71-6) [12], Villamblain [14], Ussy-sur-Marne [25], and Saint-Germain-sous-Doue [28]. The data set is completed with 51 borehole data from the French Geological Survey databases available online giving gamma-ray well-logs (<http://infoterre.brgm.fr/> and <http://www.minergies.fr/fr>) completed by 11 outcrop or borehole sedimentary logs from the 1:50 000 scale geological maps (Marchand, 1968; Labourguigne, 1971; Labourguigne and Turland, 1974; Gigot, 1973, 1980, 1984) and other studies (Cavelier, 1968; Aubry et al., 1977; Delhaye-Prat et al., 2005; Le Callonnec et al., 2018). Outcrops and boreholes have been described in detail using the classifications of Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971) for the texture, and the commonly used terminology for non-marine facies based on their structures for specific facies such as calcretes or microbial carbonates (Platt, 1989; Platt and Wright, 1991; Alonso-Zarza and Wright, 2010a; Gierlowski-Kordesch, 2010; Alonso-Zarza et al., 2011; Roche, 2020). Microbial-rich build-ups classification from Vennin et al. (2021) is used for the description of microbial features in sedimentary facies. Facies and microfacies have been characterized based on their lithology, texture, sedimentary structures, and component grains observed on macro samples and on 205 thin sections. To understand the depositional geometries and to establish stratigraphic cross-sections, outcrops and boreholes were interpreted in terms of sequence stratigraphy. Three types of stratigraphic surfaces used in marine areas can be applied to continental deposits (Hanneman and Wideman, 2010): subaerial unconformities, correlative conformities, and maximum flooding surfaces. Units are bounded by subaerial unconformities and their correlative conformities, which represent the shallowest environment recorded within a sequence and coincide with shifts in stacking patterns between shallowing-upward and deepening-upward trends (Strecker et al., 1999; Changsong et al., 2001; Keighley et al., 2003; Hanneman and Wideman, 2010; Pérez-Rivaréz et al., 2018; Deschamps et al., 2020; Guan et al., 2021; Lettéron et al., 2021; Melo et al., 2021). A subaerial unconformity corresponds to a surface that was exposed – which can be characterized by features as erosion karstification or paleosoils occurrence – whereas a correlative conformity designates a surface that was not. Maximum flooding surfaces represent the deepest deposits encountered within a sequence and mark the shift between deepening-upward and shallowing-upward trends (Hamilton and Tadros, 1994; Keighley et al., 2003). Subaerial unconformities, correlative conformities, and maximum flooding surfaces separate transgressive systems tracts, characterized by retrograding architectures with deeper facies upwards, from highstand systems tracts, characterized by prograding architectures with shallower facies upwards (Strecker et al., 1999;

Bohacs et al., 2000; Changsong et al., 2001; Keighley et al., 2003; Bohacs et al., 2007; Deschamps et al., 2020; Guan et al., 2021). The nomenclature of the short- and long-term surfaces used in this work for the Cenozoic of the Paris Basin was initially defined by Briais (2015).

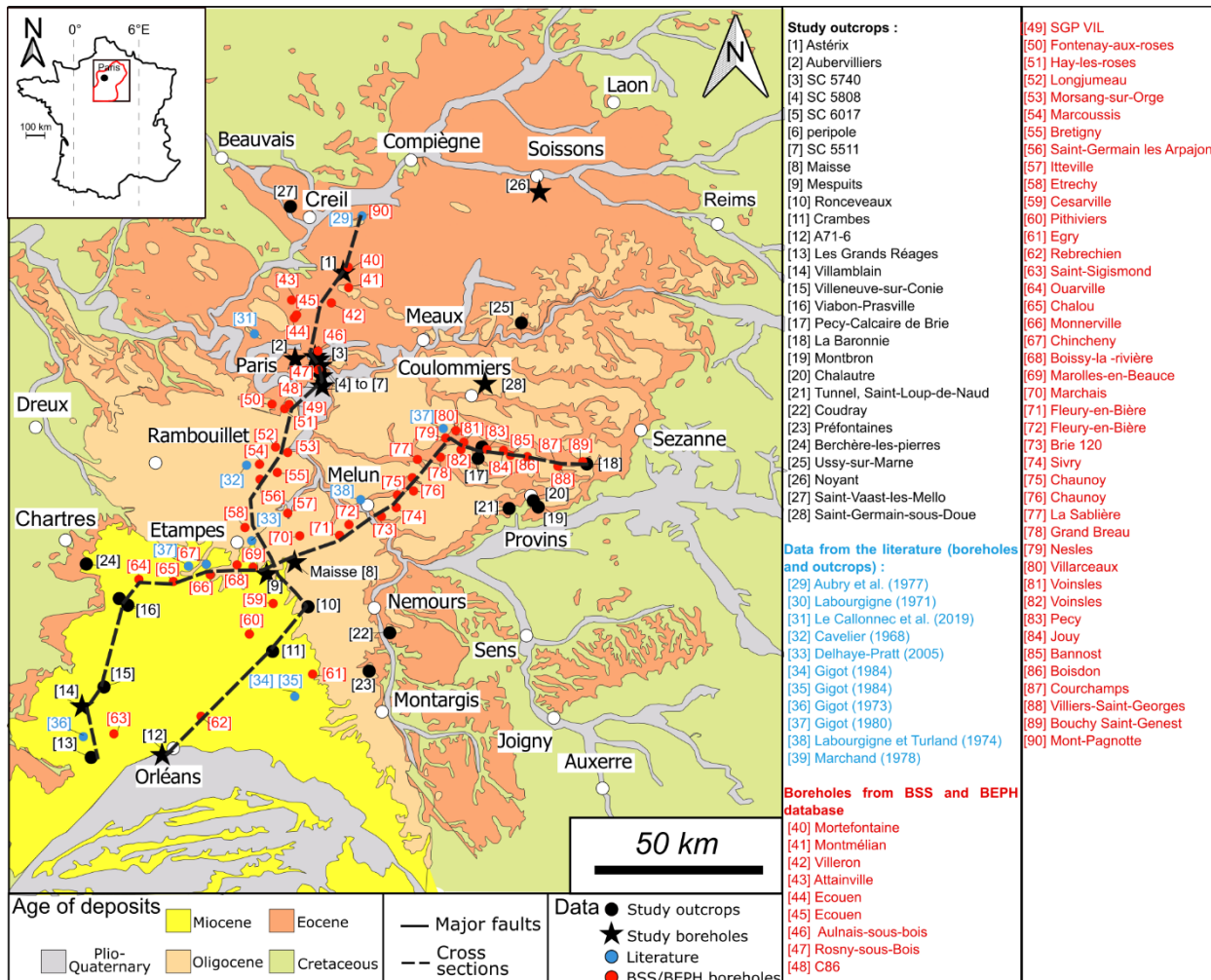


Fig. 3-4. Location of the study outcrops, outcrop and borehole data from the literature and databases, cross-sections in this study, and major faults intersecting the Cenozoic deposits in the Paris Basin.

Two stratigraphic cross-sections were constructed using outcrop and borehole descriptions from this study and previous outcrop descriptions (Cavellier, 1968; Marchand, 1968; Labourguigne, 1971; Gigot, 1973, 1980, 1984; Labourguigne and Turland, 1974; Aubry et al., 1977; Delhaye-Prat et al., 2005; Le Callonnec et al., 2018) and borehole data (Fig. 3-4).

The two cross-sections intersect at the Maisse borehole [location 8 in Fig. 3-4] for which detailed sedimentary description and gamma-ray well-log acquisition were performed (Fig. 3-3). This allows sedimentary facies and stratigraphic sequences to be matched with gamma-ray logs. This matching is used as a reference for interpreting other gamma-ray logs in terms of sedimentary facies and then to establish correlations between sedimentary logs and well logs and finally extend

sequence stratigraphy surfaces from the marine to the non-marine domain. The first cross-section is oriented north-south from the Mont-Pagnotte borehole [location 27 in Fig. 3-4] (Aubry et al., 1977) to Orléans [12] by way of Paris. The second one is oriented east-west, extending from Baronnie quarry [location 18] to Villermain quarry [13]. The age model of the depositional sequences relies on (1) the biostratigraphic fauna (foraminifera, charophytes, palynomorphs, dinocysts, malacofauna, and mammals) identified in previous studies in sections from Creil to Etampes (N-S cross-section, Cavelier, 1968; Pomerol and Riveline, 1975; Aubry et al., 1977) and (2) the correlation of these sequences with the ones defined in Briais's cross-sections (2015), which relate to a biostratigraphically well anchored zone in the north of the basin. For that, our east-west cross-section intersects those of Briais (2015) on the section between locations 71 to 78 (Fig. 3-4).

Carbon and oxygen isotope analyses were conducted on 43 micritic carbonate samples collected in the Maisse well [location 8 on Fig. 3-4] in deposits dated from the Lutetian (top of the *Calcaire grossier* Formation) to the end of the Rupelian (*Calcaire d'Etampes* Formation; Fig. 3-3 and Supplementary data). Carbonate powders (2.5 mg) were sampled by micro-drilling on newly sawn faces in homogeneous micritic areas, then placed in sealed tubes and dissolved using  $H_3PO_4$  to produce  $CO_2$ . Carbon and oxygen isotopes compositions of the evolved  $CO_2$  were measured using a gas chromatograph coupled to a GVInstruments Analytical Precision 2003 mass spectrometer at the Université Paris Cité (Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France) (see Assayag et al. (2006) for methods details). Three internal standards (Rennes 1; Merck and Accros) were to convert raw isotope values into  $\delta^{18}O/PDB$  and  $\delta^{13}C/PDB$  values and evaluate the reproducibility of the analyses. The isotopic values represent the mean of four analyses made in a row for each sample. The external reproducibility's ( $1\sigma$ ) for  $\delta^{13}C$  and  $\delta^{18}O$  values are 0.1% and 0.2% respectively.

## 4. Results: Depositional environments and sedimentary facies

Thirty-two sedimentary facies were grouped into six depositional environments (Fig. 3-5): (1) the open marine inner platform for facies deposited in a highly dynamic marine setting above the fair-weather wave base (Facies association FA1, two facies); (2) the restricted marine domain for facies deposited in calm and shallow marine environments with varying salinity conditions (Facies association FA2, seven facies); (3) the coastal lake for facies deposited under fresh to brackish waters in the coastal environment with rare sporadic connections with the marine domain (Facies association FA3, five facies); (4) the floodplain (Facies F4); (5) the palustrine environment, recording the deposition of carbonates under fresh or brackish water which were then subjected to subaerial exposure and strong modification of the sediment (Facies association F5, eight facies); and (6) the inland lake, never connected to the marine setting (Facies association F6, seven facies). Observations, descriptions, and isotopic data are summarized in Table 3-1 and presented in detail below.

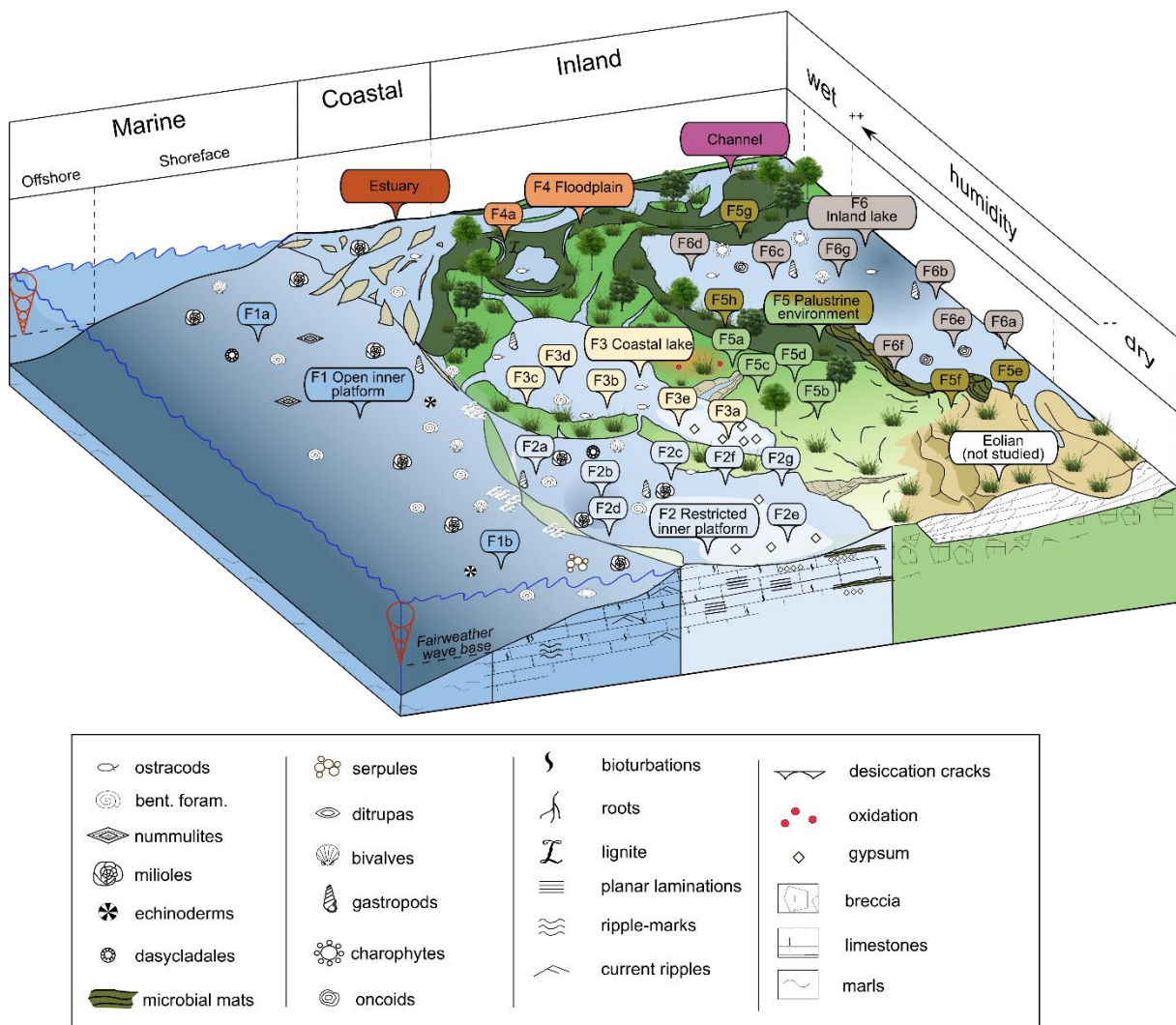


Fig. 3-5. Schematic diagram representing the depositional environments of the Lutetian to Aquitanian carbonate facies.



Facies association	Sedimentary facies	Non-bioclastic components	Bioclastic components	Biogenic and sedimentary structures	Sorting and grain size	Texture	Isotopic values (vs PDB)	Palaeoenvironment interpretation
FA1 Open marine inner platform	F1a: Siliciclastic and foraminifera rudstones	Quartz (F)	Nummulites (F), other benthic foraminifera (F), algae (C), miliolids (C), bivalves (C), gastropods (R)	Bioturbation ( <i>Thalassinoids</i> ), erosion gully, planar bedding, erosive bed base, Nummulites are oriented	120 µm–1 cm Poorly sorted	Wackestone (R)- packstone (C)- grainstone (A)		Subtidal to intertidal, high detrital input
	F1b: Bioclastic grainstones-rudstones	Quartz (C), glauconite (C), peloids (C), faecal pellets (R), organic matter (R)	Benthic foraminifera (C), miliolids (C), serpulids (C), echinoderms (C), bivalves (C), algae (C), gastropods (R)	Bioturbation ( <i>Ophiomorpha</i> ), cross bedding stratification, wave ripples, planar bedding	100 µm–2 cm Poorly sorted	Grainstone (A), rudstone (C), floatstone (R)		Shoreface to intertidal
FA2 Restricted marine inner platform	F2a: Grainstones-packstones with miliolids	Quartz (C), glauconite (C), peloids (C), faecal pellets (R)	Miliolids (F), green algae (dasyclads) (F), benthic foraminifera (C), echinoderms (C), gastropods (C), bivalves (C)	Bioturbation Planar bedding	80 µm–5 cm Moderately sorted	Grainstone (F), packstone (F), rudstone (R), wackestone (R)	$\delta^{13}\text{C}$ : -2.7 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -1.7 ‰	Protected and restricted marine environment, shallow and calm. Salinity variations. Lagoon type
	F2b: Alternating foraminifera-rich wackestones and grainstones	Organic matter (C), faecal pellets (R)	Benthic foraminifera (F) miliolids (F), ostracods (F).	Planar bedding, bioturbation, cross bedding	50–400 µm Moderately sorted	Wackestone (A), grainstone (C), mudstone (R)	$\delta^{13}\text{C}$ : -3.0 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -3.6 ‰	Calm inner platform
	F2c: Bioturbated floatstones with a wackestone matrix	Peloids (C), quartz (C)	Bivalves (F), gastropods (F), ostracods (C), miliolids (C), benthic foraminifera (C), serpulids (C), echinoderms (R)	Bioturbation	50 µm–2 cm Poorly sorted	Floatstone (F), wackestone (C), packstone (C)	$\delta^{13}\text{C}$ : -3.2 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -4.2 ‰	Shallow restricted marine environment Restricted marine to intertidal
	F2d: Alternating dolomites and	Peloids (R)	Benthic foraminifera (F), ostracods (C), bivalves	Storm wash-over	50 µm–250 µm Poorly sorted	Mudstone (F),		Restricted marine platform

	wackestones with foraminifera and tempestites		(C), gastropods (C), miliolids (R)			wackestone (C), Rudstone in wash-over		
	F2e: Alternating miliolids grainstones and green marls	Marls (A), quartz (silt) (C), organic matter (R)	Miliolids (C), gastropods (C), ostracods (C), benthic foraminifera (C)	Bioturbation, planar bedding, cross bedding	< 200 µm Moderately sorted	Mudstone, wackestone, grainstone, silt	δ <sup>13</sup> C: -0.8 ‰ δ <sup>18</sup> O: 0.9 ‰	Calm inner platform to intertidal
	F2f: Alternation of gypsum and mudstone/wackestone levels	Quartz (R), calcite (C), gypsum (C)	Miliolids (F), benthic foraminifera (F), ostracods (R)	Planar bedding Tepee structures, microbial mats	50 µm–250 µm Moderately sorted	Wackestone (A), mudstone (C)		Restricted marine platform to supratidal
	F2g: Bioturbated azoic mudstones			Bioturbation		Mudstone (A)	δ <sup>13</sup> C: -3.1 ‰ δ <sup>18</sup> O: -0.7 ‰	Restricted marine platform
FA3 Coastal lake	F3a: Gypseous limestones and marls alternations	Gypsum (A), quartz (F), marls (C), organic matter (C), iron oxides (R)	Ostracods (F), gastropods (C), benthic foraminifera (C).	Microbial mats, bioturbation	50 µm–300 µm	Fine to coarse gypsum (A), mudstone to wackestone (C), floatstone (C)		Sabkha, supratidal
	F3b: Euryhaline foraminifera wackestones to mudstones	Peloids (F)	Ostracods (F), charophytes(C), gastropods (C), bivalves (C), euryhaline benthic foraminifera (C).		50 µm – 500 µm Poorly sorted	Mudstone (C), wackestone (F), floatstone (C)	δ <sup>13</sup> C: -5.2 ‰ δ <sup>18</sup> O: -2.7 ‰	Brackish water
	F3c: Shell-rich packstones	Peloids (C)	Ostracods (F), gastropods (F), euryhaline benthic foraminifera (F), Charophytes (R)	Planar bedding, Bioturbation	100 µm–2 cm Poorly sorted	Packstone (A), rudstone (C), wackestone (C), grainstone (R)	δ <sup>13</sup> C: -5.7 ‰ δ <sup>18</sup> O: -4.4 ‰	Brackish lacustrine margin

	F3d: Varves	Clays (C)	Ostracods (C), charophytes (C)	Planar bedding		Mudstone (A), wackestone (C)		Stratified calm lake
	F3e: Gypseous marls	Clays (A), gypsum (C), dolomite (R)	Bivalves (C), gastropods (C), ostracods (C), euryhaline benthic foraminifera (C), charophytes (C)	Tempestites	70 µm–3 cm Poorly sorted	Marl	$\delta^{13}\text{C}$ : -6.4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -4.3 ‰	Brackish water with high evaporation. Lacustrine to lagoon environments.
F4 Floodplain	F4a: Coarse to fine carbonate and clayed sand	Quartz (A), clays (F), organic matter (C)	Gastropods (R)	Erosional surface at the bottom of beds, bioturbation, roots	Poorly sorted			Floodplains
FA5 Palustrine environment	F5a: Rhizolith concretions	Iron oxides (C), peloids (C), <i>in-situ</i> intraclasts (C)		Roots, <i>microcodia</i>	100–500 µm	Boundstone, grainstone		Palaeosol
	F5b: Nodular calcretes	Subangular to subrounded monogenic carbonate clasts (A)	Gastropods (R)	Desiccation cracks, roots, <i>microcodia</i>	1 mm–20 cm	Wackestone (R), packstone (C), grainstone (C), floatstone (C), rudstone (F)	$\delta^{13}\text{C}$ : -7.0 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -4.8 ‰	Substantial pedogenesis, long-time exposure
	F5c: Laminar calcretes	Fibrous calcite (R), monogenic carbonate clasts (A)		Desiccation cracks, roots, <i>microcodia</i> , undulated bedding			$\delta^{13}\text{C}$ : -7.4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -4.8 ‰	Substantial pedogenesis, long-time exposure
	F5d: Chalky calcretes	Iron oxides (C)		Roots, <i>microcodia</i>		Mudstone, microsparite	$\delta^{13}\text{C}$ : -6.7 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -4.8 ‰	Substantial pedogenesis, long-time exposure
	F5e: Peloidal grainstones	<i>In-situ</i> intraclasts (F), peloids (A)		Centimetric karsts	500 µm Well to poorly sorted	Grainstone (A), rudstone (C)		Infilling of cavities after dissolution

	F5f: <i>In-situ</i> brecciated limestones	<i>In-situ</i> intraclasts, peloids (C) <i>Filling</i> : black pebbles (C), reworked intraclasts (C), peloids (C)	<i>In-situ</i> intraclasts: gastropods (C), laminar microbial crust (C) <i>Filling</i> : gastropods (C)	Microbial crust surrounding clasts, desiccation cracks, <i>microcodia</i> , birdseyes	1 mm–20 cm Poorly sorted	Floatstone (C) -rudstone (F)	$\delta^{13}\text{C}$ : -8.4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -5.5 ‰	Lake or lagoon margins, long subaerial exposure
	F5g: Organic-rich wackestones and marls with reworked intraclasts	Organic matter (C), reworked intraclasts (F), quartz (C), iron oxides (R)	Gastropods (C), ostracods (C)	Roots, desiccation, bioturbation	50 $\mu\text{m}$ –2 cm Poorly sorted	Mudstone (C) to wackestone (A)		Vegetized lake margins
	F5h: Alternation of mudstones and wackestones with root traces	Iron oxides (R)	Ostracods (F), charophytes (C), gastropods (F)	Roots, desiccation cracks	2 mm–2 cm Poorly sorted	Wackestone (F), floatstone (F), mudstone (C), rudstone (R)	$\delta^{13}\text{C}$ : -6.3 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -3.3 ‰	Lake margins
FA6 Inland lake	F6a: Polygenic breccia	Black pebbles (F), subangular to subrounded reworked intraclasts (F), oncoids (C)	Gastropods (C), ostracods (C)	Desiccation cracks, stromatolites	1 mm – 40 cm Poorly sorted	Floatstone (F), rudstone (F)	$\delta^{13}\text{C}$ : -6.8 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -3.0 ‰	Erosion of lake margins after subaerial exposure, deposits under freshwater with high energy
	F6b: Wackestones with lithoclasts	Reworked intraclasts (black pebbles and others) (C), oncoids (C)	Gastropods (C), ostracods (C)	Desiccation cracks	1 mm – 3 mm Moderately sorted	Wackestone (F), packstone (C), mudstone (C), floatstone (C)	$\delta^{13}\text{C}$ : -6.7 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -3.5 ‰	Erosion of lake margins after subaerial exposure, deposits under freshwater with moderate energy
	F6c: Grainstones with peloids and shell fragments	Peloids (A), oncoids (C)	Gastropods (F), ostracods (C)		50 $\mu\text{m}$ –150 $\mu\text{m}$ Poorly sorted	Grainstone (F), packstone (C)		Shallow lake. Sometimes subaerial exposure

F6d: Gastropod shell-rich floatstones		Gastropods (F), ostracods (C), charophytes (R).	Desiccation cracks, birdseyes	500 µm – 3 cm Moderately sorted	Floatstone (F), rudstone (C)		Shallow freshwater. Margins of the lake. Sometimes subaerial exposure
F6e: Oncoidal floatstones and rudstones	Oncoids (F), grapestone (C), reworked intraclasts (C)		Birdseyes	250 µm–500 µm Moderately sorted	Rudstone (F), floatstone (C)		Lake with moderate energy
F6f: Microbial crusts			Micritic columnar (C) and planar (F) laminae	Few millimetres to 20 cm		δ <sup>13</sup> C: -7.0 ‰ δ <sup>18</sup> O: -3.0 ‰	Shallow lake
F6g: Mud-wackestone and clayey marl alternations	Clays, marls	Ostracods (C), gastropods (R)		100 µm	Mud-wackestone		Stratified lake

Table 3-1. Description of textures, components, sedimentary structures, and granulometry of the sedimentary facies identified in the study area of the Paris Basin and their palaeoenvironmental interpretation. R = rare: <10%; C = common: 10–20%; F = frequent: 20–40%; A = abundant: >40%.

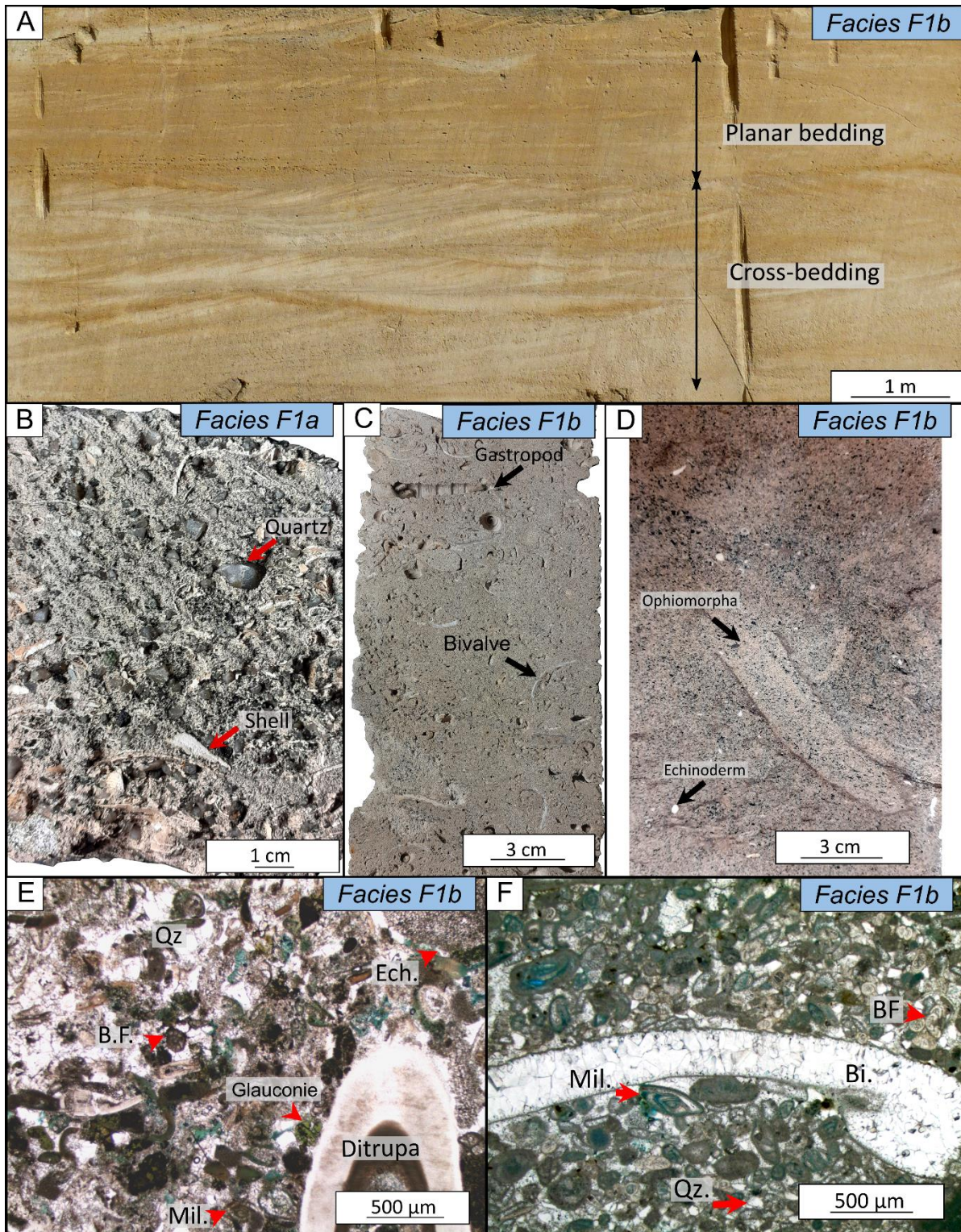


Fig. 3-6. Open inner platform facies association FA1. The numbers indicated [#] correspond to the location of the boreholes and sedimentary sections in Fig. 4. A. Picture of the cross (mega ripples) and planar (tidal flat) stratifications at the outcrop; Facies F1b; Saint-Vaast-les-Mello outcrop [27], Saint-Vaast-les-Mello, Calcaire grossier Formation, Lutetian. B. Sandy rudstone with coarse quartz and shell fragments; Facies F1a; SC-6017 well [5], Paris, Calcaire grossier Formation, Lutetian. C and D. Rudstone

and grainstone with marine bivalves, gastropods, echinoderms, and foraminifera, see the bioturbation (*Ophiomorpha*) in picture D; Facies F1b; SC 5740 [3] and Peripole [6] wells, Paris, Calcaire grossier Formation, Lutetian. E. Bioclastic grainstone in thin sections with quartz (Qz), benthic foraminifera (B.F.), miliolids (Mil.), and echinoderms (Ech.); Facies F1b; Peripole well [6], Paris, Calcaire grossier Formation, Lutetian. F. Same facies as picture D with bivalves (Bi.); Maise [8] well, Maise, Molasse d'Etrecthy Formation, Rupelian.

#### 4.1 Facies association FA1 Open-marine inner platform

This facies association contains granular bioclastic limestones with two distinctive facies: a siliciclastic and foraminifera rudstone (facies F1a) and a bioclastic grainstone or rudstone (facies F1b) (Fig. 3-6A to E). The biota is composed of gastropods, bivalves, annelids (serpulids and ditrupes), echinoderms, and a wide variety of benthic foraminifera (nummulitids, orbitolinids, miliolids, etc.). Based on previous studies, bryozoans, sponges, brachiopods, fishes, or turtles have also been found in these facies in the Paris Basin (Merle, 2008). Siliciclastic and foraminifera rudstones (facies F1a) present *Thalassinoids* burrows while bioclastic grainstones display *Ophiomorpha* bioturbations (facies F1b).

The marine biota, the trough cross bedding in dunes or planar bedding (Fig. 3-6A), the common bioturbations (Fig. 3-6D), the large quantity of detrital input (quartz), and the presence of wave ripples all suggest a well oxygenated open marine domain with a high energy wave- or tide-dominated environment located above the fair-weather wave base (Briais, 2015). Facies F1b shows cross bedding in dunes ranging from 10 cm to 1 m in height (types II to IV of Allen, 1980), which indicate an open environment between the subtidal and the intertidal domains. The smallest dunes more frequently have reactivation surfaces. Cross bedding alternates with planar bedding (Fig. 3-6A), marking high energy tidal flat environments. Facies F1a, which is coarser than facies F1b, presents nummulites (often oriented), *Thalassinoids* burrows, erosion gullies and erosive surfaces. This indicates a shoreface environment further to the shoreline where storm events are recorded (Pemberton et al., 1992). This facies association is abundant in the Calcaire grossier Formation (Lutetian) and the Calcaire d'Etrecthy Member (Rupelian, base of the Sables de Fontainebleau Formation).

#### 4.2 Facies association FA2 Restricted marine inner platform

Seven facies compose this association: (1) grainstone/packstone with miliolids (facies F2a) (Fig. 3-7A to C), (2) alternations of foraminifera rich wackestone and grainstones (facies F2b) (Fig. 3-7A, D), (3) bioturbated floestone with a wackestone matrix (facies F2c) (Fig. 3-7E, F), (4) alternations of dolomite and wackestone with foraminifera and storm wash-over (facies F2d) (Fig. 3-7G, Fig. 3-8A), (5) alternations of miliolid grainstone and green marls (facies F2e) (Fig. 3-8B), (6) alternations

of gypsum and mudstone/wackestone levels (facies F2f) (Fig. 3-8C, D), and (7) bioturbated azoic mudstone (facies F2g) (Fig. 3-8E). They correspond to centimetre- to decimetre-sized muddy limestone alternations with low faunal diversity and less detrital input than facies association FA1. Beds are planar or present metric undulation (Fig. 3-8F). Marine foraminifera families identified in these facies are, among others, Calcarinidae, Miliolidae, Fabulariidae, Polymorphinidae, or Valvulinidae. Marine-brackish families are also present, such as Bolivinidae, Buliminidae, Discorbidae, Elphidiidae, or Rosalinidae. Isotopic values range from -4.6‰ to 1.1‰ for the  $\delta^{13}\text{C}$  and from -4.3‰ to 1.9‰ for the  $\delta^{18}\text{O}$  (mean value of -2.2‰ and -1.2‰ respectively; Fig. 3-9).

All these facies show a low content of detrital grains, abundant bioturbations, laminations, and alternation between muddy and granular lamina and/or beds, indicating fluctuating hydrodynamism from low to moderate energy environments, typical of restricted marine environments (Wilson, 1974; Arribas et al., 2004). The foraminifera assemblage characterizes a marine environment with salinity fluctuations. The low biota diversity, dominated by miliolids and dasyclad algae, suggests a protected marine environment such as an inner lagoon (Wilson, 1974; Langer and Lipps, 2003; Amao et al., 2016). Alternating muddy and shelly beds suggests deposition during storm wash-overs. In facies F2f, the alternation of gypsum and mudstone/wackestone levels with tepee structures indicates a supratidal environment along the margin, subjected to alternating periods of flooding and then exposure during dry episodes (Kendall and Warren, 1987). The presence of gypsum may indicate fluctuating salinity, which is supported by the low diversity of biota in this facies. This association is exclusive to the upper part of the *Calcaire grossier* and the *Marnes et Caillasses* Formations (Lutetian to lower Bartonian).

#### 4.3 Facies association FA3 Coastal Lake

This facies association consists of five facies showing rare sporadic connections of the basin with the marine domain: (1) alternating gypsum limestones and marls (facies F3a) (Fig. 3-10A, B and C), (2) euryhaline foraminifera wackestone to mudstone (facies F3b) (Fig. 3-10D, E), (3) shell rich packstone (facies F3c) (Fig. 3-10F), (4) varves (facies F3d), and (5) gypseous marls (facies F3e). Facies F3a is locally composed of alternations between layers of gypsum, millimetric levels of planar microbial laminae, or calcite dendrites in a micritic matrix (Fig. 3-10A, B and C). Gypsum crystallized as saccharoidal, lenticular, or dendritic forms (Le Callonnec et al., 2018). Sometimes, it is recrystallized in calcite or in silica (Arbey, 1980; Toulemont, 1982). Gastropods are locally recrystallized in calcite. Facies F3b, F3c, and F3d present a biota of ostracods, euryhaline foraminifera (families: Bolivinidae, Buliminidae, Discorbidae, Nonionidae, and Rosalinidae; genus: *Elphidiella* and *Caucasina*), gastropods, bivalves, and charophytes (Fig. 3-10D–F). The varve facies F3d corresponds to alternations between beds of limestone several tens of centimetres thick and



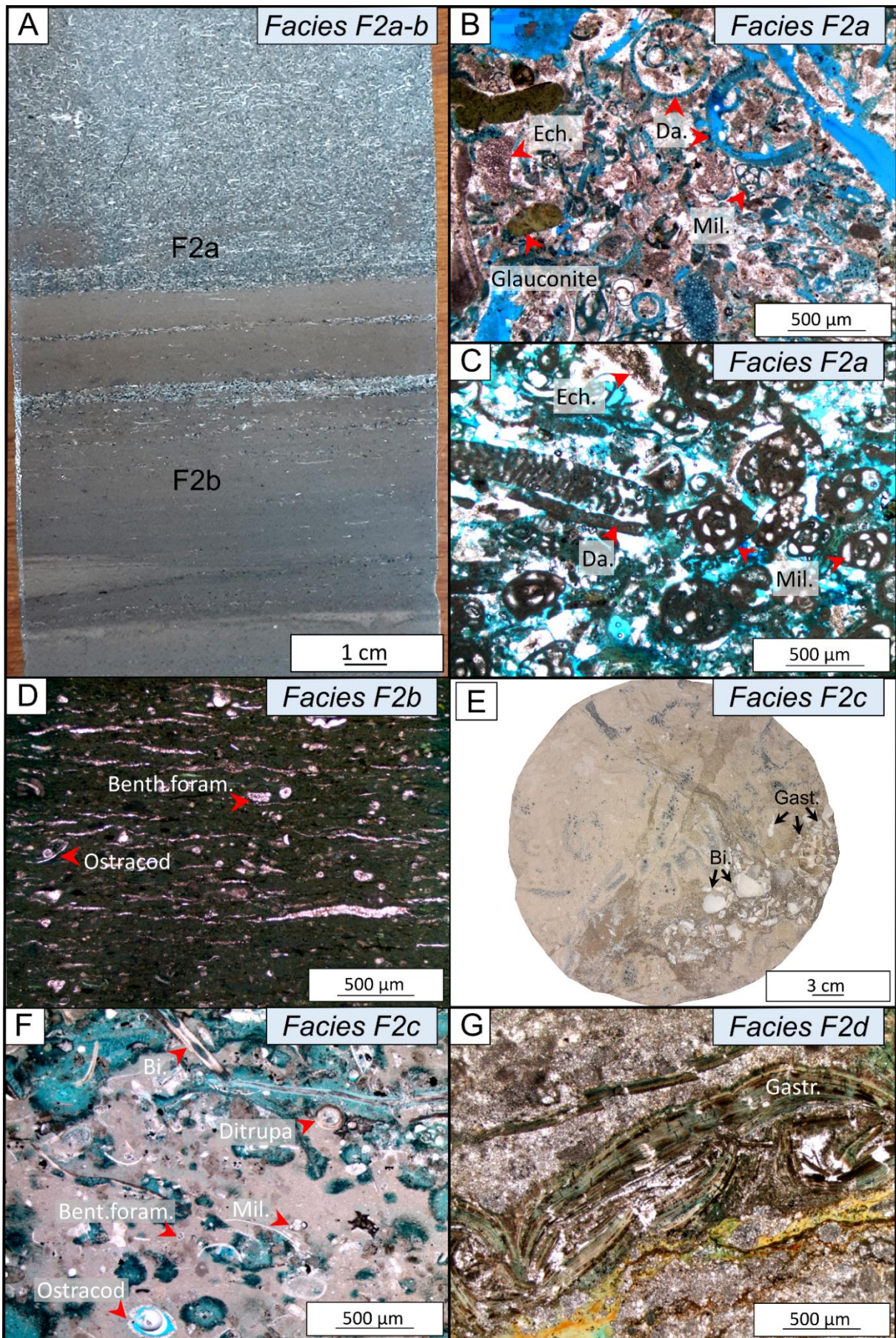


Fig. 3-7. Restricted marine platform facies association FA2. The numbers indicated [#] correspond to the location of the boreholes and sedimentary sections in Fig. 3-4. A. Horizontal alternations of bivalve-rich grainstone (facies F2a) and wackestone with foraminifera (facies F2b). Peripole well [6], Paris, Calcaire grossier Formation, Lutetian. B. Grainstone with miliolids; Facies F2a: miliolidae (mil.), dasyclads algae (da.), echinoderms (ech.), glauconite and quartz; peripole well [6], Calcaire grossier Formation, Lutetian. C. Same facies as picture B; SC-5740 well [3], Paris, Calcaire grossier Formation, Lutetian. D. Wackestone with foraminifera; Facies F2b: benth. Foram.: benthic foraminifera. Peripole well [6], Paris, Calcaire grossier Formation, Lutetian. E-F. Floatstone with large gastropods (gast.) and bivalves (bi.) in a wackestone matrix; Facies F2c with foraminifera, bivalves (Bi.), ostracods, and ditrupes, miliolids (Mil.), and benthic foraminifera (benth. Foram.). Bivalves are marine species (Veneridae). Maise well [8], Maise, Calcaire grossier Formation Formation, Lutetian. G. Broken gastropod shell (gastr.) in a wackestone matrix. Facies F2d. See Figure 7-A for location of the sample on the core; Asterix well [1], Plailly, Marnes et Caillasses Formation, Lutetian–Bartonian.

thin clayey interbeds. The fossil assemblage in the gypseous marls F3e consists of brackish to marine species (Corbulidae, Turritellidae, Potamididae families) associated with charophytes in the northern part of the basin. However, they show an affinity for brackish to freshwater (Lymnaeidae, Planorbidae, Truncatellidae families with genus *Nystia*) in the southern part (Mégnyen, 1980). Isotopic values range from -7.0‰ to -2.3‰ for the  $\delta^{13}\text{C}$  and from -6.2‰ to 1.7‰ for the  $\delta^{18}\text{O}$  (means of -5.6‰ and -3.5‰ respectively; Fig. 3-9).

These mud-rich facies with the low content of detrital grains (>10%) indicate a restricted depositional environment with low terrestrial inputs. The cohabitation in some levels of ostracods and euryhaline foraminifera is known in brackish environments like estuaries, lagoons, and coastal lakes (Dye and Barros, 2005; Strotz, 2015; Pint et al., 2017; Fritz et al., 2018). The fossil assemblage is characteristic of a brackish to freshwater depositional environment with fluctuating salinity mostly with mesohaline to oligohaline conditions (Plaziat, 1993; Pint et al., 2017; Fritz et al., 2018; Lettéron et al., 2018), rarely subjected to marine influences. These salinity variations are supported by the presence of gypsum levels and euryhaline foraminifera in the depositional record. Facies association 3 therefore presents mud-dominated carbonate with a low detrital content, a dominance of brackish species, and records meteoric carbon and oxygen isotope values. We interpret these observations as indicating a coastal lake environment. The varve facies F3d represents the deeper and/or calmer part of the coastal lake whereas the shell packstone levels of facies F3c indicate moderate hydrodynamism with local accumulation of shells along the lake margin (Gierlowski-Kordesch, 2010). Facies F3a with gypsum levels and microbial mats indicates saline water deposits in a playa-like environment (Schreiber, 1988; Rouchy et al., 2001; Flügel and Munnecke, 2010). Gypseous marl (F3e) is the facies that is the most influenced by marine incursions, as shown by the common occurrence of marine species. Some levels composed by this facies even show a marine environment like lagoons. This facies association made up the limestone and marl formations in the centre and the northern part of the basin during the Bartonian, Priabonian, and lower Rupelian.

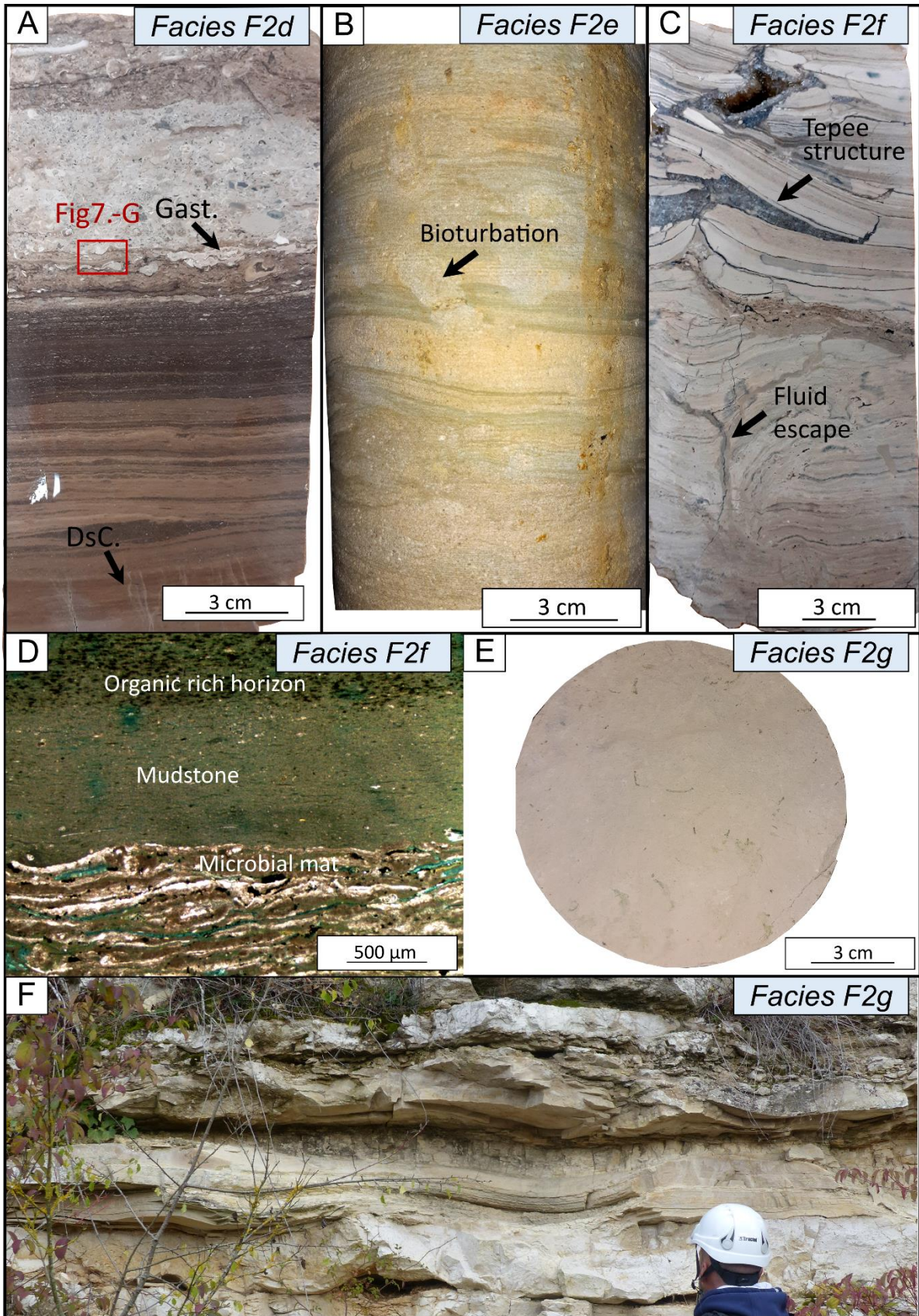


Fig. 3-8. Restricted marine facies association FA2. The numbers indicated [#] correspond to the location of the boreholes and sedimentary sections in Fig. 4. A. Alternation of dolomite (dol.) and wackestone with foraminifera subjected to turbation by a tempestite with crushed gastropods (gast.); Facies F2d; See the desiccation cracks (DsC) at the bottom of the sample; Asterix well [1], Plailly, Marnes et Caillasses Formation, Lutetian–Bartonian. B. Alternation of cross-bedded and bioturbated green marls and grainstone with foraminifera; Facies F2e; Noyant well [26], Noyant, Calcaire grossier Formation, Lutetian. C and D. Alternation of mudstone to wackestone layers with fluid escape and tepees; Facies F2f; Sparite has precipitated between the laminae composed of stromatolitic-like layers and mudstone or organic rich layers (D); Asterix well [1], Plailly, Marnes et Caillasses Formation, Lutetian–Bartonian. E. Azoic mudstone; Facies F2g; Green clay fragments are present, blue circles are microporous areas (G); Maise well [8], Maise, Calcaire de Maise Formation, Lutetian. F. Picture of restricted marine beds at outcrop showing metric undulation; Saint-Vaast-les-Mello quarry [27], Saint-Vaast-les-Mello, Marnes et Caillasses Formation, Lutetian–Bartonian.

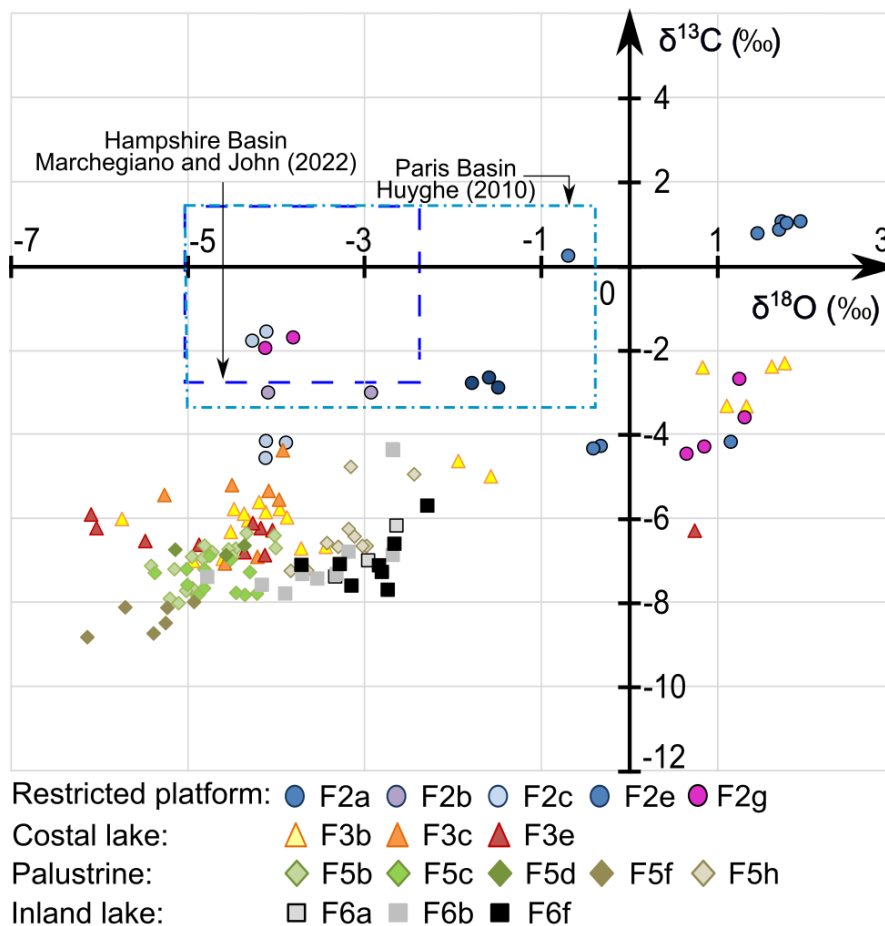


Fig. 3-9. Cross-plot of stable carbonate isotopic composition ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  vsPDB) of micrite for restricted marine, lacustrine, and palustrine facies of the Cenozoic of the Paris Basin. The marine isotopic domain is given by the two blue rectangles based on the isotopic composition of ostracods from the Hampshire Basin (Marchegiano and John, 2022) and marine molluscs from the Paris Basin (Huyghe, 2010).

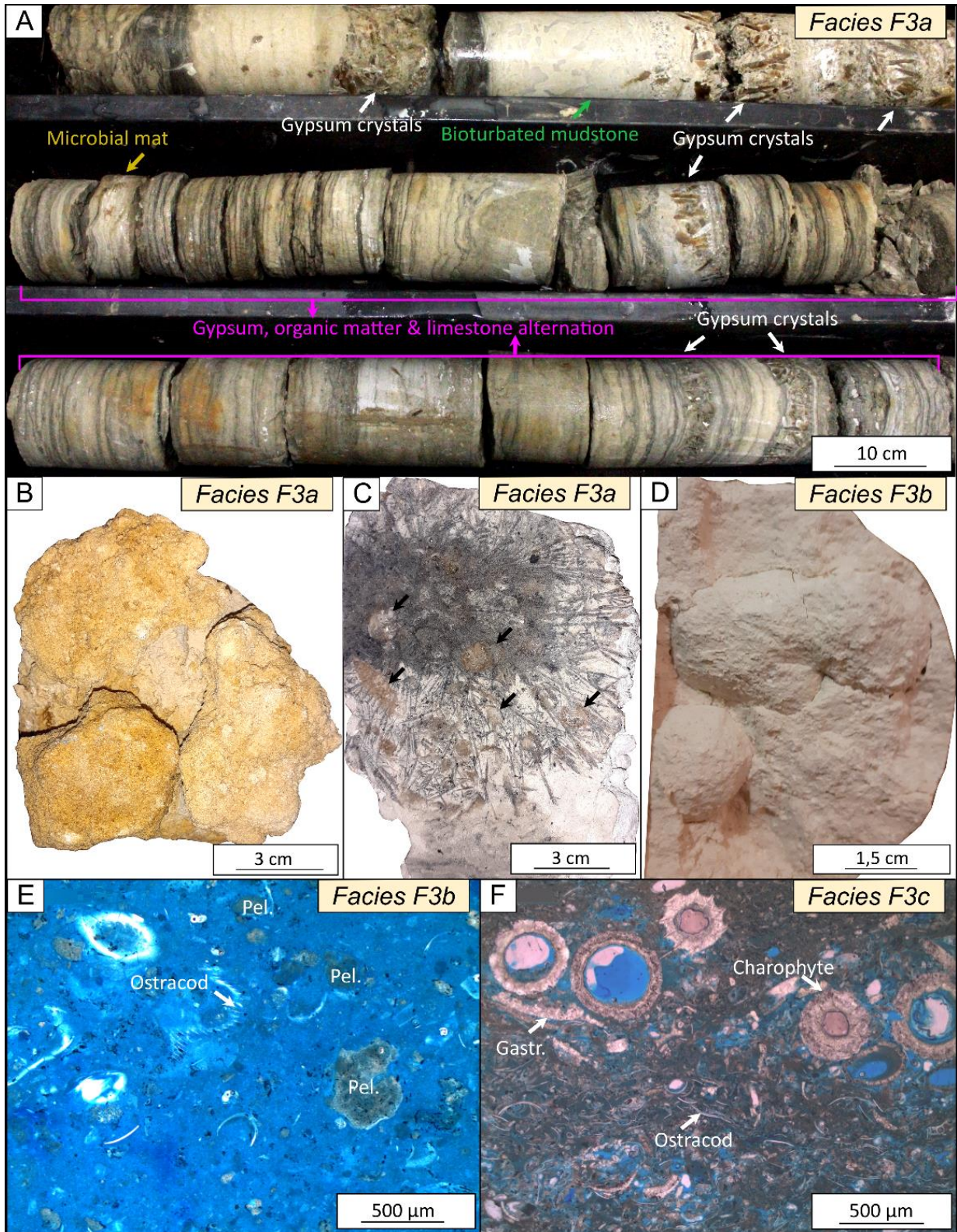


Fig. 3-10. Coastal lake facies association FA3. The numbers indicated [#] correspond to the location of the boreholes and sedimentary sections in Fig. 4. A. View of gypsum, limestones, and organic matter alternation in well; Facies F3a; Saint-Germain-sous-Doue well, Saint-Germain-sous-Doue, Masses de gypses Formation, Priabonian. B. Gypsum developing in limestone; Facies F3a; Asterix well [1], Plailly, Marnes et Caillasses Formation, Lutetian–Bartonian. C. Limestone with calcite dendrites and

*recrystallized gastropods (some are shown with black arrows); Facies F3a; SC-6017 well [5], Paris, Calcaire de Saint-Ouen Formation, Bartonian. D. Wackestone with microfossils; Facies F3b; Aubervilliers well [2], Paris, Calcaire de Saint-Ouen Formation, Bartonian. E. Wackestone with peloids (Pel.), ostracods and small foraminifera; Facies F3b; SC-5511 well [7], Paris, Calcaire de Saint-Ouen Formation, Bartonian. F. Shell-rich packstone with ostracods, charophytes (with oogonia), gastropods (gastr.) and euryhaline benthic foraminifera (benth. foram.); Facies F3c; Peripole well [6], Paris, Calcaire de Saint-Ouen Formation, Bartonian.*

#### 4.4 Facies F4 Floodplain

The floodplain is represented by only one facies in the Paris Basin: coarse to fine sandy clays. This facies is present at the base of the Lutetian deposits. It consists of brownish sandy clays to marls. Roots have been observed together with terrestrial gastropods.

This facies is interpreted as a floodplain facies associated with estuary or fluvial systems, marking the transgression of the Lutetian deposits above the Ypresian sedimentary formations.

#### 4.5 Facies association FA5 Palustrine environment

The palustrine facies association is composed of eight facies displaying abundant subaerial exposure markers such as desiccation cracks or pedogenetic processes (Fig. 3-11 and Fig. 3-12): (1) rhizolith concretions (facies F5a; Fig. 3-11A and B), (2) nodular calcretes (facies F5b, Fig. 3-11C to F), (3) laminar calcretes (facies F5c, Fig. 3-11G), and chalky calcretes (facies F5d, Fig. 3-11H), (5) peloidal grainstones (facies F5e, Fig. 3-12A, B), (6) *in-situ* brecciated limestones (facies F5f, Fig. 3-12B, E), (7) organic-rich wackestone and marls with reworked intraclasts (facies F5g, Fig. 3-12F), and (8) alternating mudstone and wackestone with root traces (facies F5h, Fig. 3-12G). Facies F5a to F5d present intense subaerial exposure leading to extensive transformation of the primary sediment, which is difficult to recognize in some case. The succession of these facies makes the identification of the beds limits difficult in the outcrop (Fig. 3-13). Facies F5e to F5h also present markers of subaerial exposure, although these are notably less important than in facies F5a–d. The top of the beds are often irregular but well identifiable at the outcrop. The isotope compositions are depleted in  $^{13}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}$  with values ranging from  $-8.8\text{‰}$  to  $-4.7\text{‰}$  for the  $\delta^{13}\text{C}$  and from  $-6.2\text{‰}$  to  $-2.5\text{‰}$  for the  $\delta^{18}\text{O}$  (mean values of  $-7.1\text{‰}$  and  $-4.6\text{‰}$  respectively; Fig. 3-9).

In facies F5a to F5d, fauna is either absent or limited to rare ostracods. Facies F5a is a centimetre or so thick and often recrystallized by silica. In facies F5b and F5c, intraclasts are mainly desiccated, displaying a jigsaw-puzzle structure (Fig. 3-11C and Fig. 3-13D). Roots extend through the matrix and the intraclasts (Fig. 3-11D, G and Fig. 3-13E). A micritic matrix or a sparitic calcitic cement separate the clasts (Fig. 3-11D, E) while vadose calcitic cements develop in the porosity (Fig. 3-11F). Rhizoconcretion facies F5a and calcrete facies F5b and F5c are locally silicified by opal A,

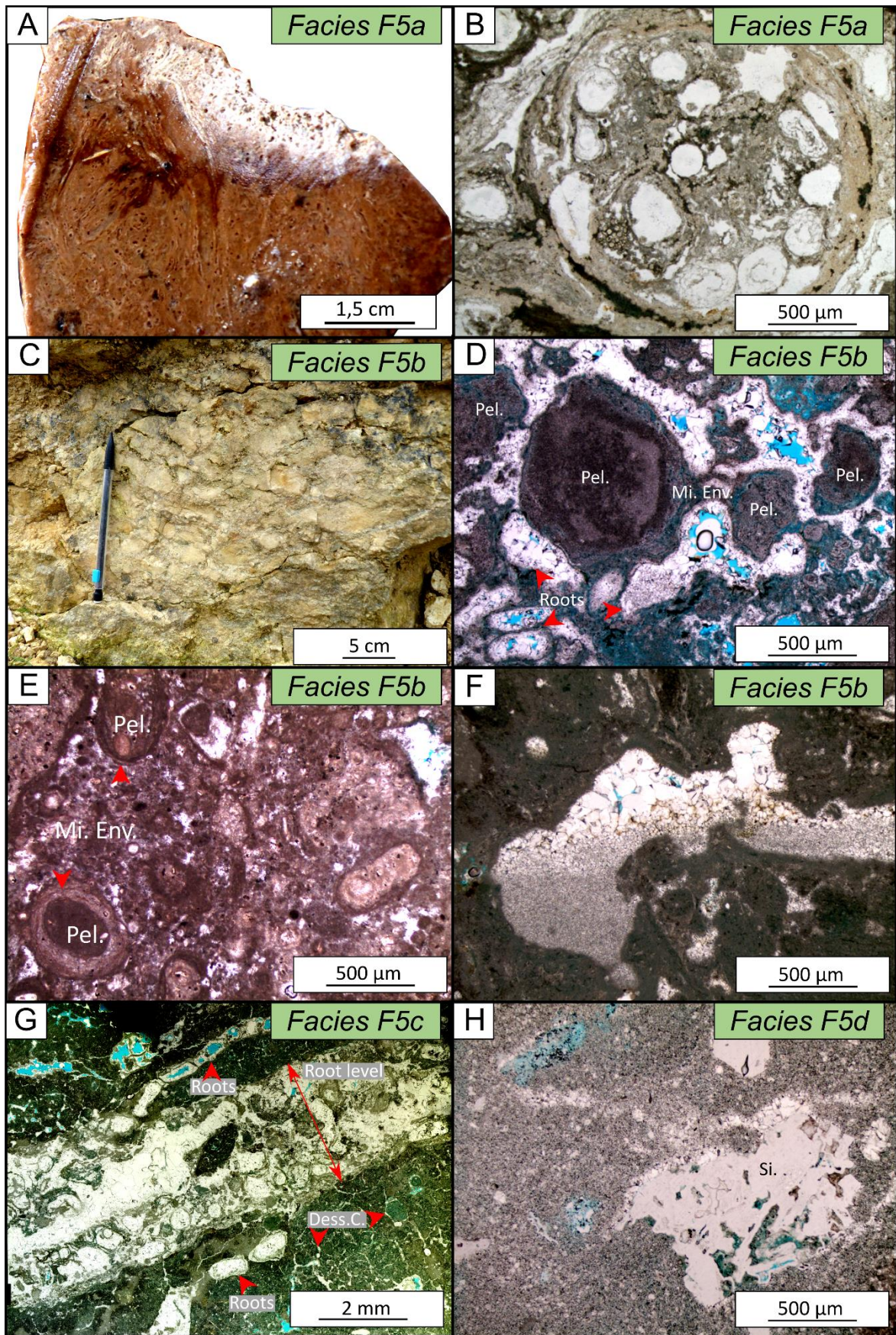


Fig. 3-11. *Palustrine carbonates facies association FA5*. The numbers indicated [#] correspond to the location of the boreholes and sedimentary sections in Fig. 4. A. Rhizoliths; Facies F5a; A71-6 well [12], Orléans, Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. B. Thin section of the sample in picture A, roots are filled by chalcedony. C. Nodular calcretes; Facies F5b; Chalautre quarry [20], Provins, Calcaire de Champigny Formation, Priabonian. D. Calcrete showing peloids coated by micritic envelopes (mi.env); Facies F5b; Saint-Loup-de-Naud quarry [21], Provins, Calcaire de Champigny Formation, Priabonian. E. Same facies as in picture D; Baronnie quarry [18], Fontaine-sous-Montaignillon, Calcaire de Champigny Formation, Priabonian. F. Geopetal cement in nodular calcrete; Facies F5b; Maise well [8], Maise, Calcaire de Champigny Formation, Priabonian. G. Laminar calcrete displaying a recrystallized millimetre thick root level around which desiccation cracks (Dess.C.) develop; Facies F5c; Maise well [8], Maise, Calcaire de Brie Formation, Rupelian. H. Chalky calcrete with recrystallized micrite in microsparite and silica (Si.); Facies F5d; Maise well [8], Maise, Calcaire de Champigny Formation, Priabonian.

microcrystalline quartz, or chalcedony. The chalky calcrete facies (F5d) corresponds to an altered limestone where micrite was recrystallized in microsparite (Fig. 3-11H). In thin section, mainly beta microfabrics are identified in facies F5a to F5c with roots, alveolar-septal structures (Fig. 3-11G), coated grains with micritic agglutinated fabrics (Fig. 3-11D and E), rhizoliths, and clotted micrite. Limestone clasts like peloids can be covered by concentric microbial laminations, forming ooids, or by a micritic envelope (Fig. 3-11D, E). In facies F5e, F5f, F5g, and F5h, the primary sediment is partly preserved and can be identified and described. Gastropods and ostracods are common, charophytes are locally present but rare, and roots are abundant in the upper part of some beds. In *in-situ* brecciated limestones facies F5f, the original limestone is observable inside the centimetre- to decimetre-sized intraclasts. Sometimes, the presence of laminated microbial crusts lying horizontally within the intraclasts confirms that the clasts have not been remobilized. In Fig. 3-12D, they also highlight that the two intraclasts were formerly continuous. The surface of the intraclasts ranges from rough to smooth and may be locally covered by laminated microbial crusts (Fig. 3-12C, D). Between intraclasts, the filling is composed either by gastropods and reworked polygenic carbonate intraclasts like stromatolite crusts, black pebbles, or other lacustrine carbonate rock fragments within a micritic matrix that is rarely desiccated or by sparite cements (Fig. 3-12C to E).

Organic-rich wackestone and marls with reworked intraclasts (facies F5g) present a varying amount of detrital material depending on their geographical location. The facies is generally composed of millimetre- to centimetre-sized limestone fragments and organic matter clasts. The alternation of mudstone and wackestone with root traces (facies F5h) exhibits a palustrine carbonate in the upper part of the beds, while the bottom is unaffected by subaerial exposure (Fig. 3-12A, F). Peloidal grainstone F5e fills desiccation cracks, microcavities, or karstic channels within facies F5b to F5h described before. All the facies of this facies association FA5 present characteristics of subaerial exposure such as desiccation cracks, abundant roots, vadose cements, or dissolution processes, suggesting the ephemeral presence of water in lacustrine systems, i.e., typical of a palustrine environment (Freytet and Plaziat, 1982; Platt, 1989; Platt and Wright, 1991; Freytet and Verrecchia, 2002; Alonso-Zarza and Wright, 2010a). In this palustrine environment, the initial carbonate formed in low saline meteoric water judging from the biota. These facies are



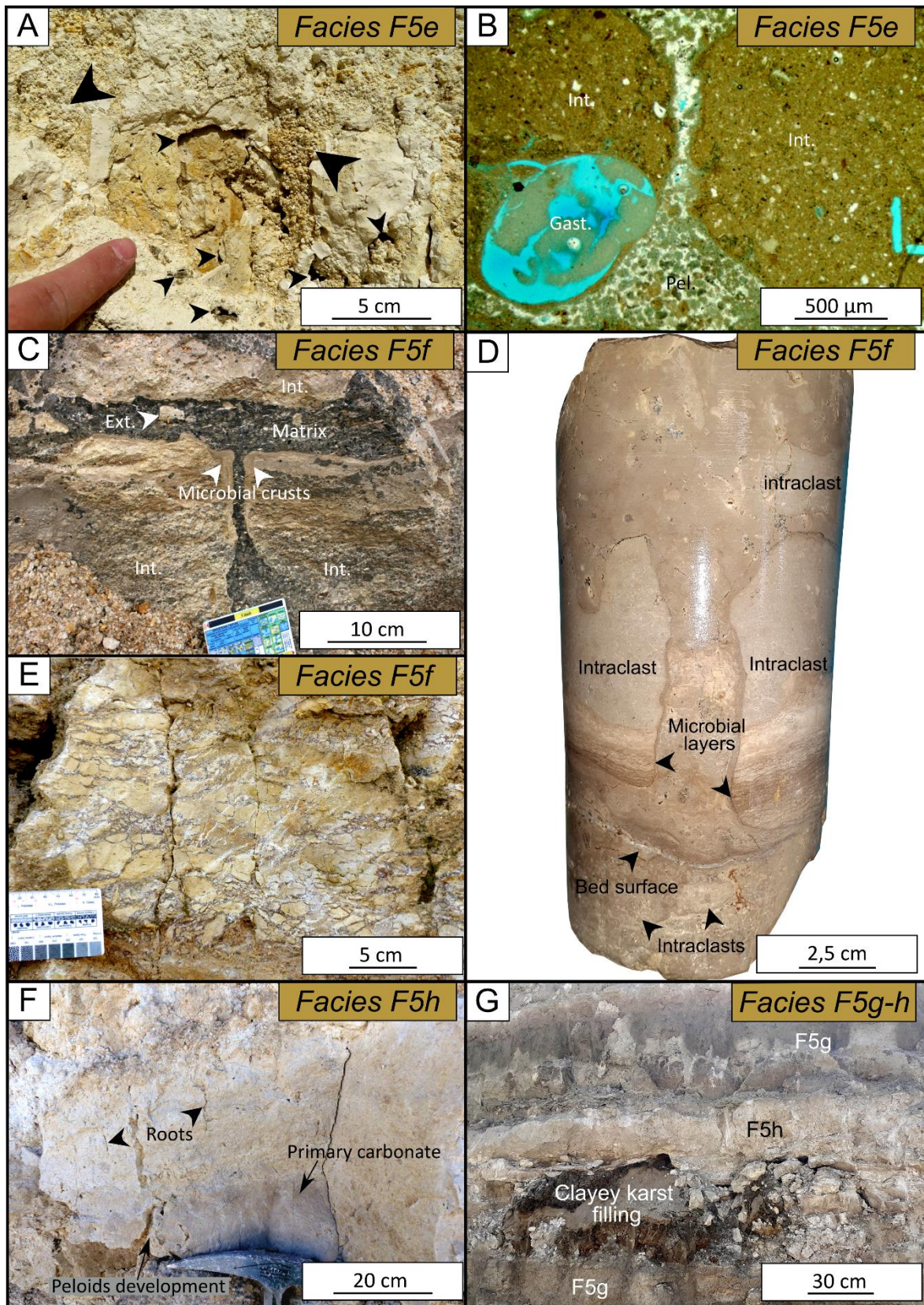


Fig. 3-12. Palustrine facies association FA5. The numbers indicated [#] correspond to the location of the boreholes and sedimentary sections in Fig. 3-4. A. Peloidal grainstone (large arrows) filling a karstic cavity (small arrows); Facies F5e; Maise quarry [8], Maise, Calcaire d'Etampes Formation, Rupelian. B. Peloidal grainstone (facies F5e) filling spaces between two *in-situ* intraclasts with gastropods (gast.); Facies F5e and F5f; Viabon quarry [16], Prasville, Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. C. *In-situ* brecciated limestones with a thin layer of microbial crust visible around the *in-situ* intraclasts; Facies F5f; Viabon quarry [16], Prasville, Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. D. *In-situ* brecciated limestones with stromatolitic structures inside the intraclasts (picture C). The fact that the microbial crusts lie horizontally inside the intraclasts shows that these intraclasts are *in place* and are maintained with the filling of desiccation cracks or dissolution voids. The filling between the intraclasts is a wackestone with some gastropods and reworked limestone intraclasts. Facies F5f; Villamblain well [14], Villamblain, Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. E. *In-situ* brecciated limestones showing jigsaw-puzzle like centimetre large intraclasts marking desiccation of the former carbonate rock. The intergranular space is cemented with vadose and phreatic cements; Facies F5f; Baronnie quarry [18], Fontaine-sous-Montaiguillon, Calcaire de Provins Formation, Lutetian. F. Wackestone with root traces and peloid development; Facies F5h; Maise quarry [8], Maise, Calcaire d'Etampes Formation, Rupelian. G. Alternation of palustrine facies F5g and F5h affected by the development of a metre-sized karstic cavity; Crambes quarry [11], Pithiviers, Calcaire de Beauce Formation; Aquitanian.

framed by facies interpreted as lacustrine (FA3 or FA6 facies associations). It is therefore highly likely that the initial micrite was formed under similar conditions. The deposits of the muddy limestone in facies F5f, F5g, and F5h represent the highest water-level of the lake while the development of peloids, roots, and *in-situ* brecciated limestones record the lowest water-level of the lake depositional system (Fig. 3-13; Freytet and Plaziat, 1982; Platt and Wright, 1991; Bohacs et al., 2000; Freytet and Verrecchia, 2002; Alonso-Zarza and Wright, 2010a).

Facies F5a to F5d are interpreted as calcretes formed during long or intense episodes of subaerial exposure with an abundance of alveolar-septal structures, roots, and rhizoconcretions (Wright, 1994; Kosir, 2004; Kabanov et al., 2008; Alonso-Zarza and Wright, 2010a). These facies record the extreme weathering of the primary carbonate of the Lutetian, Priabonian, Rupelian, and Aquitanian.

#### 4.6 Facies association FA6 Inland lake

This association is composed of seven facies: (1) polygenic breccia (facies F6a), (2) wackestone with lithoclasts (facies F6b), (3) grainstone with peloids and shell fragments (facies F6c), (4) shell-rich floatstone (facies F6d), (5) oncoidal wackestone to packstone (facies F6e), (6) microbial crust (facies F6f), and (7) alternations of mudstone and marls (facies F6g) (Fig. 3-14, Fig. 3-15). Gastropods are the main fossil found in these facies; ostracods and charophytes are present in

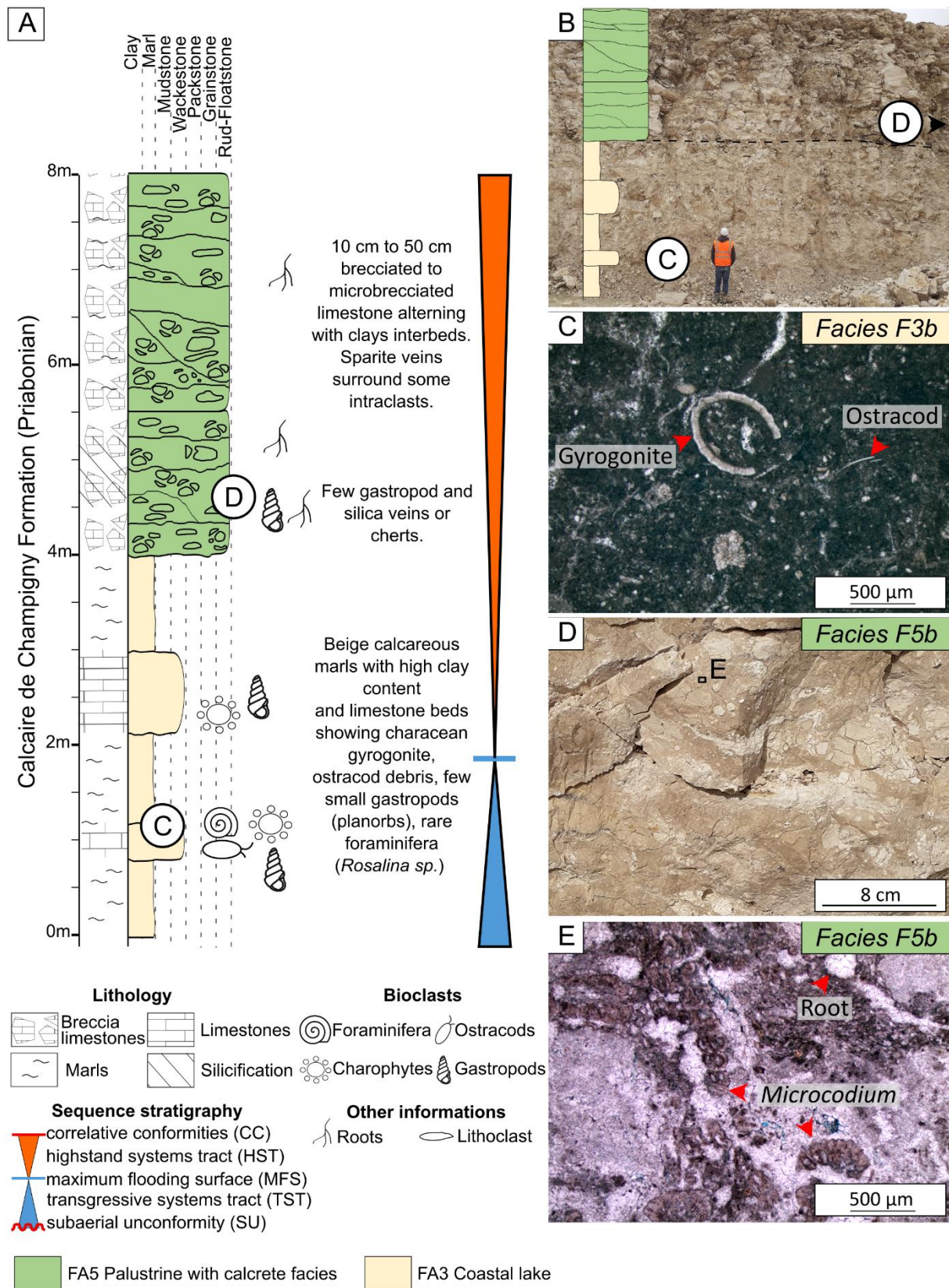


Fig. 3-13. A. Schematic log of the Pécy quarry (location 17 on Fig. 4) showing one coastal lacustrine-palustrine short-term cycle. B. Outcrop of the Pécy quarry. C. Microscopic view of wackestone displaying ostracods and characeae gyrogonites (facies F3b). D and E. Nodular calcrete facies (facies F5b) presenting microcodia and roots.

lesser amounts. Birdseyes are present and filled by dogtooth or drusy sparite cements. Polygenic breccia facies (F6a) display reworked carbonate intraclasts of a few centimetres to a few tens of centimetres in size with different morphologies (rounded to sub angular) and origins (black pebbles, microbial crusts, palustrine carbonates) without preferential orientation, and locally attesting to a polyphase process of breccia formation (Fig. 3-14A, B). Lithoclastic wackestones (facies F6b) exhibit similar reworked intraclasts to facies F6a but with smaller grain-sizes and lower proportions of grains. Reworked intraclasts are composed of millimetre-sized fragments of limestone of different origins. They are mostly rounded and sometimes concentrated along horizontal levels a few millimetres thick (Fig. 3-14C). Within centimetre- to decimetre-thick grey to bluish sublithographic beds, floatstones and rudstones with gastropods (F6d) or with oncoids (F6e) are present (Fig. 3-14E to G). Desiccation is often identified at the top of the beds with roots. Microbial crusts (facies F6f) commonly develop over exposure surfaces (Fig. 3-14B; Fig. 3-15C to E) and display often micritic and rarely hybrid laminated microfabrics (Vennin et al., 2021). The crust varies in thickness laterally from just millimetres to several centimetres and it may locally form domes (Fig. 3-15C, D). Finally, the alternation of mudstone and marls (facies F6g) is composed of beds of mudstones or wackestones several centimetres thick with reworked intraclasts and gastropods alternating with marls (Fig. 3-15E). No subaerial exposure features were identified in this facies. The isotopic values of these facies are negative, ranging from -7.8‰ to -4.3‰ for the  $\delta^{13}\text{C}$  and from -4.8‰ to -2.3‰ for the  $\delta^{18}\text{O}$  (mean values of -6.8‰ and -3.2‰ respectively; Fig. 3-9).

The biota of this association indicates deposition in a fresh to brackish water lake, isolated from any marine influence. "Pure" lacustrine limestones are rare, with most showing slight signs of subaerial exposure towards the top of the beds (desiccation cracks, some roots, birdseyes, and primary micrite in the nuclei of oncoids). This suggests that this facies association represents lacustrine sediments subjected to brief subaerial exposure. Black lithoclasts present in the polygenic breccia (facies F6a), known as "black pebbles" (Platt, 1989), attest to a short transport distance from the palustrine system (Platt, 1989; Miller et al., 2013). The presence of polyphasic breccia indicates multiple reworking phases of the sediment (Fig. 3-14B). Polygenic breccia generally occur above subaerial exposure surfaces or above microbial crusts and are interpreted as resulting from a flooding episode of the margins. The breccias suggest the reworking of primary sediments in shallow water. The wackestone with lithoclasts (facies F6b) is interpreted as resulting from the deposition of the smallest reworked intraclasts removed from the margins which have been transported over longer distances than the polygenic breccia (facies F6a) during flooding periods. The common presence of microbial crust facies (F6f) above exposure surfaces suggests that this facies formed in shallow water during the high-water level episodes (Fig. 3-14B; Fig. 3-15C to E). In the mud-wackestone and clayey marl alternations (facies F6g) (Fig. 3-15B), the absence of subaerial features and organic matter rich or clayey levels suggests a deposit far from the lake margins but still above the hypolimnion (Platt and Wright, 1991; Gierlowski-Kordesch, 2010). This facies association is encountered in the last episodes of carbonate sedimentation in the Paris Basin in the *Calcaire d'Etampes* (upper Rupelian) and the *Calcaire de Beauce* (Aquitanian) Formations.

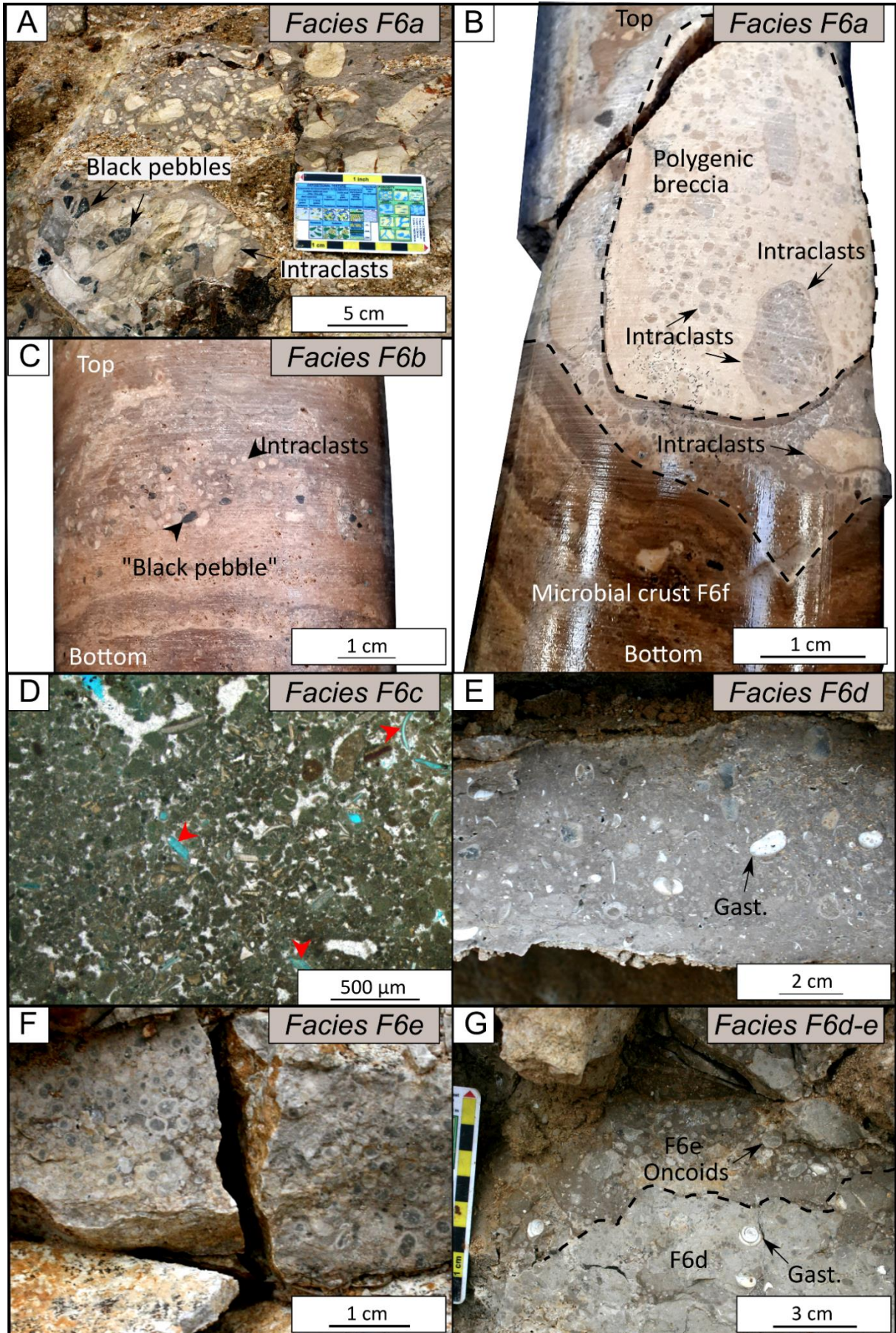


Fig. 3-14. Inland lake facies association FA6. The numbers indicated [#] correspond to the location of the boreholes and sedimentary sections in Fig. 3-4. A. Polygenic breccia with black angular limestone pebbles and reworked carbonate intraclasts; Facies F6a; Viabon quarry [16], Prasville, Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. B. Polyphase and polygenic limestone breccia above a microbial crust; Facies F6a; Villamblain well [14], Villamblain, Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. C. Reworked limestone intraclasts forming beds in a micritic matrix; Facies F6b; Villamblain well [14], Villamblain, Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. D. Grainstone with peloids and shell fragments (red arrows); Facies F6c; A71-6 well [12], Orléans, Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. E. Gastropod (gast.)-rich rudstone bed; Facies F6d; Les Grands Réages quarry [13], Villermain, Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. F. Beds of oncoidal rudstone; Facies F6e; Les Grands Réages quarry [13], Villermain, Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. G. Shell floatstone with gastropods (gast.) (facies F6d) topped by an oncoidal rudstone (facies F6e). An erosional surface separates the two facies. Les Grands Réages quarry [13], Villermain, Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian.

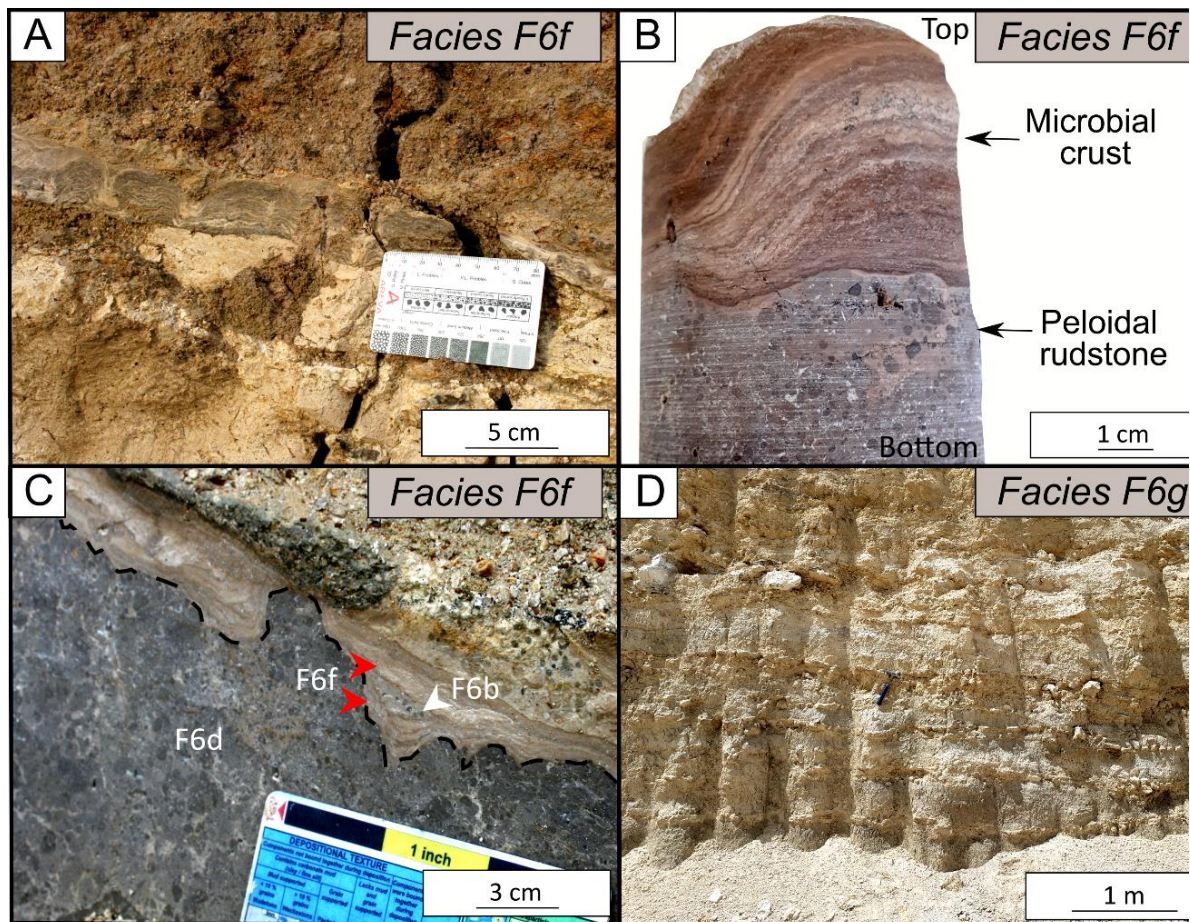


Fig. 3-15. Inland lake facies association FA6. The numbers indicated [#] correspond to the location of the boreholes and sedimentary sections in Fig. 3-4. A. Columnar laminated microbial crusts overlying an eroded surface; Facies F6f; Viabon quarry [16]; Prasville, Calcaire de Beauce Formation; Aquitanian. B. Same facies as in picture A; Villamblain well [14], Villamblain, Calcaire de Beauce Formation. C. Multiple generations of microbial crusts (red arrows) marked by the intercalation of facies F6b (white arrow); facies F6f; Viabon quarry [16], Prasville; Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. D. Alternation of mudstones and gastropod marls; Facies F6g; Ronceveau quarry [10], Buthiers, Calcaire d'Etampes Formation, Rupelian.

## 5. Stratigraphic sequences, facies distribution and palaeoenvironmental evolution

Sequence stratigraphy was used to construct the cross-sections. First, the main sedimentary units are defined from subaerial unconformities and correlative conformities bounding long-term cycles (longer than 4 Ma; L1, B2, P3, and R4 surfaces; Fig. 3-3), which are easily identifiable in both marine and non-marine settings. Then, maximum flooding surfaces, subaerial unconformities, and correlative conformities separating short-term cycles (shorter than 4 Ma) were identified and extended into the units following the principle of sequence stratigraphy. The two cross-sections are horizontalized along the major subaerial unconformity R2, preceding the marine transgression of the *Sables de Fontainebleau* Formation above palustrine or lacustrine formations (*Calcaire de Brie*, *Caillasses d'Orgemont* Formations).

Fifteen short-term stratigraphic cycles have been identified from the Lutetian to the Rupelian (47 to 28 Ma) using the facies associations described above. The average duration of a cycle is approximately 1.25 Ma, which matches the range of duration of third-order cycles (Vail et al., 1991; Hardenbol et al., 1999). All these cycles are included in four lower-order cycles, considered by Briais (2015) as second-order cycles. The first one ranges from the Lutetian to the lower Bartonian (LB cycle, duration  $\approx$  7 Ma) and is delimited by the L1 and B2 maximum regressive surfaces. It is followed by the lower Bartonian to Middle Priabonian cycle topped by the P3 subaerial unconformity (BP cycle,  $\approx$  7 Ma) and the Middle Priabonian to upper Rupelian cycle ending at the A1 subaerial unconformity (PO cycle,  $\approx$  7–8 Ma). The final cycle ranges from the Aquitanian to the Burdigalian (A cycle,  $\approx$  4–5 Ma).

Because of the lack of outcrops, boreholes, and biostratigraphic data, correlations of several stratigraphic intervals present a high level of uncertainty: (1) the stratigraphic interval below the *Calcaire de Champigny* Formation in the eastern part of the basin, for which no descriptions are available, (2) the stratigraphic interval below the *Sables de Fontainebleau* Formation in the southern part of the basin, for which only a few boreholes and gamma-ray logs are available, and (3) the stratigraphic interval above the *Sables de Fontainebleau* Formation in the same area, where no particulars can be given between the *Calcaire d'Etampes* and *Calcaire de Beauce* Formations because of the lack of detailed descriptions, and the absence of gamma-ray logs.

### 5.1 Lutetian– lower Bartonian LB cycle: Isolation of the carbonate platform

The Lutetian to lower Bartonian LB cycle contains three short-term cycles (LB1, LB2, and LB3), each one mainly composed of marine carbonate rocks from the FA1 and FA2 facies associations. This cycle extends from the erosional subaerial unconformity L1, developing above

Ypresian deposits and recording a 2 Ma-long *hiatus* (Pomerol, 1989; Briais et al., 2016), to the erosional subaerial unconformity B2 at the top of the *Marnes et Caillasses* Formation. The deposits thin out from north to south (Fig. 3-16). The maximum flooding surfaces of each cycle, L2, L3, and B1, are onlapping southwards and westwards (Fig. 3-16; Fig. 3-17). The Lutetian marks a long-term regression from open marine (facies association FA1) to restricted marine environments (facies association FA2). Nonetheless, the maximum flooding surfaces L2 and L3 do not extend beyond the Remarde anticline (Fig. 3-16) and Melun (Fig. 3-17), where they merge with the L1 subaerial unconformity, while the B1 maximum flooding surface stretches further southwards and westwards to Pithiviers and Etampes (Fig. 3-16; Fig. 3-17). These observations are consistent with the stratigraphic works of Briais (2015) and Gély and Lorenz (1991). However, it seems that the early and middle Lutetian deposits (equivalent to zones NP14 and NP15) do not extend south of the Remarde anticline.

During the LB1 and LB2 cycles, the abundant *Nummulites laevigatus*, *Ditrupea strangulata*, and sea urchins indicate the occurrence of the deepest bathymetries in the northern part of the basin, ranging from 40–50 m during the LB1 cycle to 10–20 m during the LB2 cycle (Merle, 2008). Bathymetries then decrease southwards and along the Bray and Remarde anticlines with less than 5 m in Paris during LB1 and 5–10 m during LB2 (Merle, 2008). This is consistent with the progradation of dunes from multiple localities, following the decrease in bathymetry (locations [3 to 6], [25] in Fig. 3-4 in this study, Merle 2008; Briais, 2015) (Fig. 3-18A). The upper regressive systems tract of the LB2 cycle records the northeastward progradation of restricted marine foraminiferal grainstones to mudstones (facies association FA2), which persists throughout the LB3 cycle in the basin with several evaporitic episodes around Paris (Fig. 3-16; Fig. 3-18B). This progradation was also highlighted by Briais (2015), Gély and Lorenz (1991), Mégnien (1980), or Abrard (1925). The occurrence of tepee structures and gypsum levels (F2f) in the regressive systems tract of the LB3 sequence marks variations in the evaporation/inflow ratio and so a more evaporitic environment than during the transgressive systems tract, when limestones and marls alternated (facies F2b, F2d, and F2e). Restricted marine deposits pass laterally into a palustrine domain extending westwards to Provins (Fig. 3-17; Fig. 3-18B) with *in-situ* brecciated limestones (facies F5f, *Calcaire de Provins* Formation) and southwards from Pithiviers to Orléans in the LB3 cycle with several facies displaying the freshwater gastropod *Biomphalaria pseudoammonia* (facies F5f, F5g, F5h; Turland, 1974; Mégnien, 1980; Gély and Lorenz, 1991; Merle, 2008).

## 5.2 Lower Bartonian to Middle Priabonian BP cycle: from an estuarine to a carbonate-evaporitic lacustrine system

The long-term BP cycle records six short-term cycles (BP1 to BP6), marking a marine transgression above the *Marnes et Caillasses* Formation (subaerial unconformity B2) during the lower Bartonian with estuarine and tidal siliciclastic sands (BP1 to BP3, Briais, 2015) and then isolation of the basin during the upper Bartonian to Middle Priabonian with lacustrine and evaporitic deposits (facies association F3) (BP4 to BP6) (Fig. 3-15 and Fig. 3-16). The cycle ends with



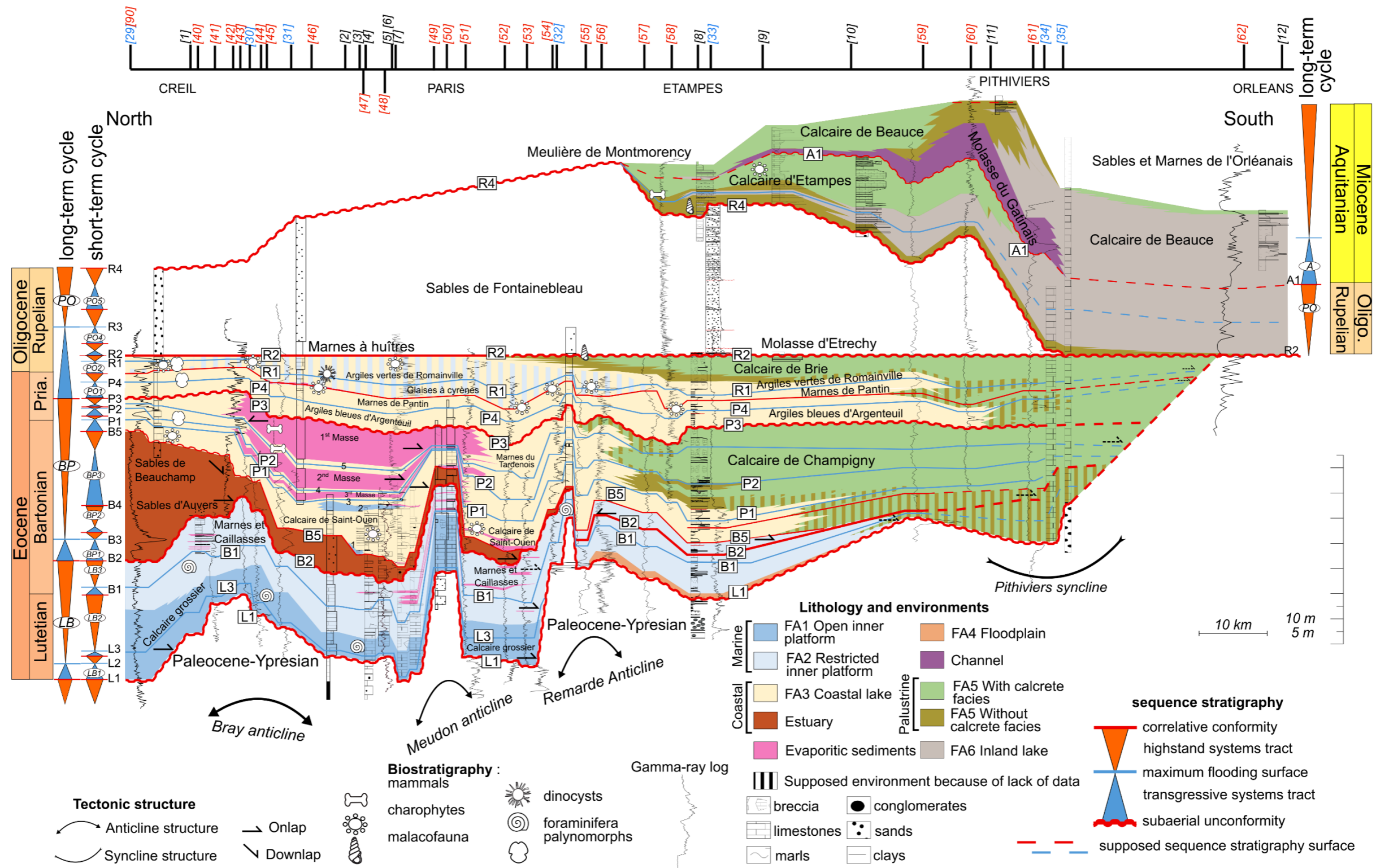


Fig. 3-16. Correlation diagram of Lutetian to Miocene sections along a north-south transect between Mont-Pagnotte borehole and Orléans. This diagram incorporates 12 outcrop sections examined in this study supplemented by two sections from the literature (Delhay-Prat et al., 2005; Le Callonnec et al., 2018) and 28 boreholes (Cavelier, 1968; Labourguigne, 1971; Aubry et al., 1977; Gigot, 1984). Correlations are based on biostratigraphy (foraminifera, mammals, dinocysts, charophytes, malacofauna, and palynomorphs; Cavelier, 1968; Le Calvez, 1970; Pomerol and Riveline, 1975; Aubry et al., 1977; Riveline, 1983) and the definition of 16 stratigraphic cycles delimited by subaerial unconformities and their correlative conformities. The names of the localities associated with the numbers indicated [#] are in Fig. 3-4. The facies architecture is not described for the Sables de Fontainebleau Formation. 1: Sables de Mortefontaine Member; 2: Sables de Cresnes-Monceau Member; 3: Marnes à *Phalodomya ludensis* Member; 4: Marnes à lucines Member; 5: Marnes d'entre-deux-Masses Member.

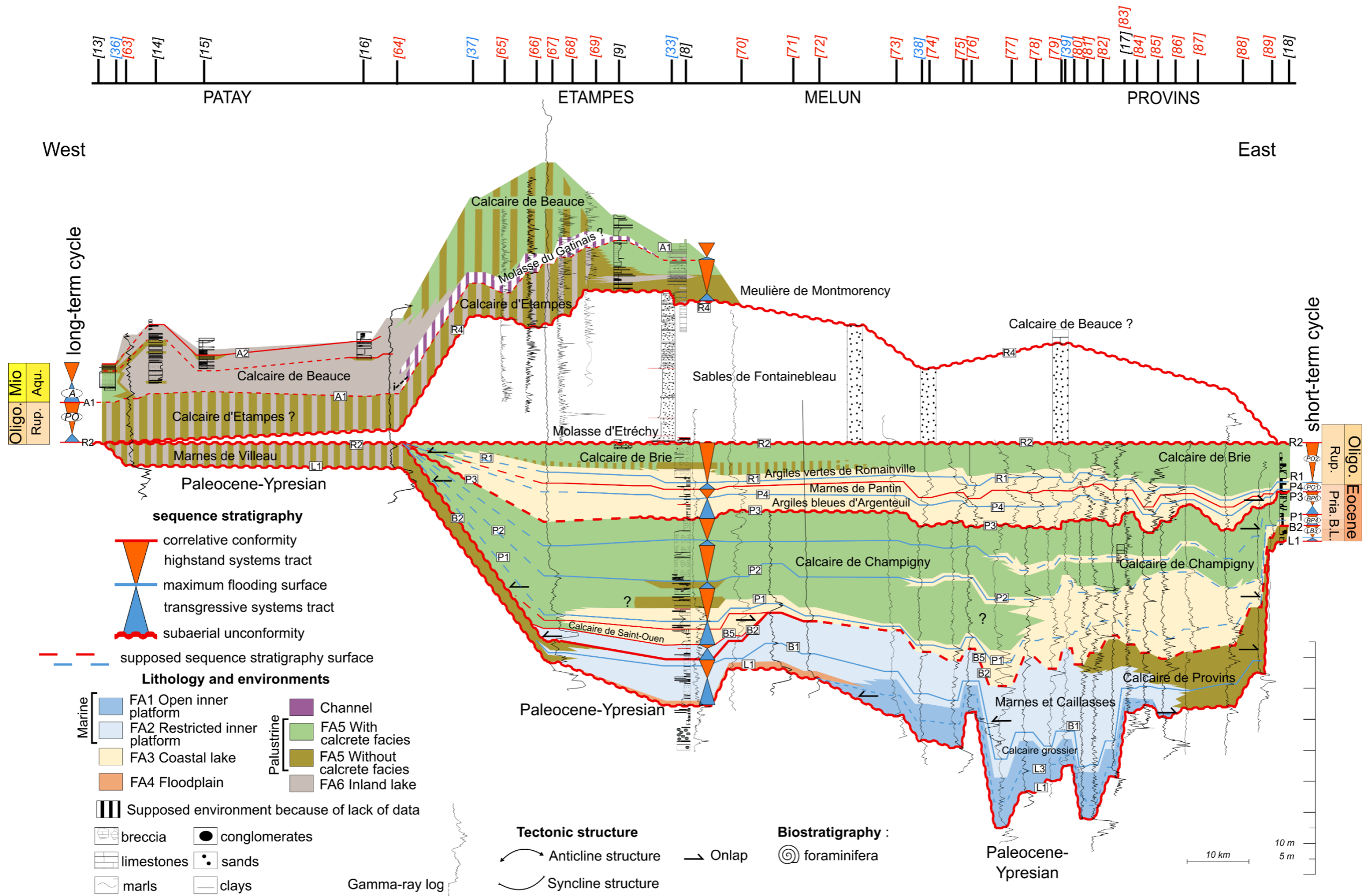


Fig. 3-17. Correlation diagram of Lutetian to Miocene sections along an east-west transect between La Baronnie quarry and Les Grands Réages quarry. This diagram incorporates eight outcrop sections examined in this study supplemented by three sections from the literature (Marchand, 1968; Labourguigne and Turland, 1974; Delhaye-Prat et al., 2005) and 29 boreholes (Gigot, 1973, 1980). Correlations are based on the definition of nine stratigraphic cycles delimited by subaerial unconformities and their correlative conformities at Maisse. The names of the localities associated with the numbers indicated [#] are in Fig. 3-4.

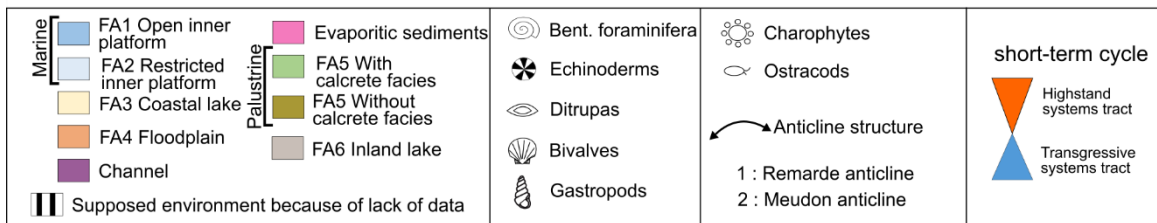
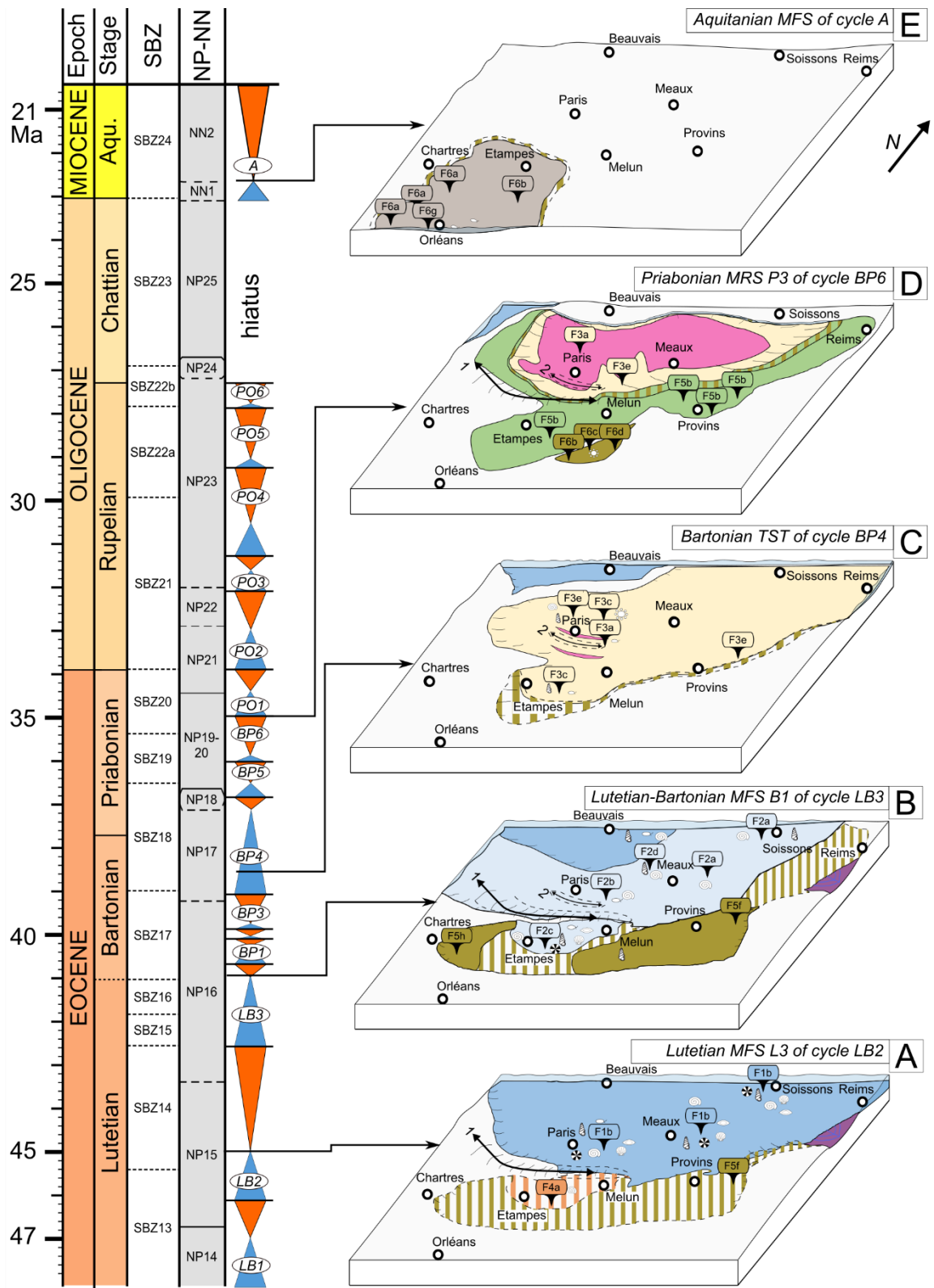


Fig. 3-18. Palaeoenvironmental evolution during five periods of carbonate sedimentation. These reconstructions are based on the cross-sections of this study (Fig. 14, Fig. 15) and on pre-existing palaeoenvironmental maps (Mégnyen, 1980; Merle, 2008; Briais, 2015). The Shallow Benthic Zone (SBZ) and the Calcareous Nannofossils (NP) are based on the global chronostratigraphic chart (Speijer et al., 2020).

the subaerial unconformity P3 at the top of the 1<sup>st</sup> Masse de Gypse Member and the Calcaire de Champigny Formation.

The first three short-term cycles (BP1 to BP3) present the same geometries as the Lutetian cycles LB1 and LB2, i.e., a maximum thickness and depth in the northern part of the basin and thinning southwards where the maximum flooding surfaces onlap and facies are shallower (Fig. 3-16). From the south of the Remarde anticline to Etampes (Fig. 3-16), restricted marine packstone with foraminifera dominate (facies F2a) while siliciclastic sands are present in the north (*Sables de Beauchamp* and *Sables d'Auvers* Formations). A sedimentary *hiatus* is identified in the eastern part during these cycles (Fig. 16). During the last three short-term cycles of the BP cycle (BP4 to BP6), lacustrine limestones, marls, and evaporites develop from Creil to Etampes (facies association FA3, *Calcaire de Saint-Ouen* Formation to 1<sup>st</sup> Masse de gypse Member), passing southwards and eastwards into palustrine limestones (facies F5a to F5d, *Calcaire de Champigny* Formation, Fig. 3-16, Fig. 3-17C and D). The maximum thickness of deposits occurs in Paris and decreases northwards. Deposits also thin out around the Meudon and Remarde anticlines (Fig. 3-16). At Paris, the transgressive systems tract of the BP4 cycle is composed of lacustrine marl and limestone facies mixed with thin evaporite layers (facies F3a, F3b, F3c, and F3d; *Calcaire de Saint-Ouen* Formation). The sandy levels with marine species in this systems tract correspond to a marine transgression from the northwest (Fig. 3-15, Fig. 3-18C) and are considered to be fourth or fifth-order cycles (Briais, 2015). In the eastern area, deposits thin out even completely, possibly representing a sedimentary *hiatus* (Fig. 3-17). The maximum flooding surfaces of cycles BP4 to BP6 are identified as gypseous marls (facies F3e) with marine or brackish fauna (respectively the *Marnes à Pholadomya ludensis* for BP4, *Marnes à lucines* for BP5, and *Marnes d'entre-deux-Masses* Members for BP6). Episodes of connection with marine water are marked by the occurrence of marine bivalves or foraminifera fauna in the maximum transgressive surfaces (Pomerol et al., 1965; Mégnyen, 1980), which record salinity close to but lower than that of normal seawater. The highstand systems tracts of cycles BP4, BP5, and BP6 correspond to gypsum deposits around Paris, and spread as far as the Meudon anticline as noted by Gély and Lorenz (1991) and Mégnyen (1974). They record high evaporation rates and hypersaline shallow water. From the BP4 to BP6 cycles, a palustrine domain dominated by calcrete facies (F5a to F5d) progrades from Pithiviers, Melun, and Provins towards Paris (Fig. 3-16, Fig. 3-17, Fig. 3-18D). Limestone and marl beds composed mainly of ostracods, charophytes, and foraminifera represent the maximum flooding surfaces of each cycle in these palustrine sequences (facies F3b, F5f, and F5g, Fig. 3-17). Along the margins of the basin, palustrine sequences presenting *in-situ* brecciated limestones F5f or chalky calcretes F5d overlaid by other calcretes (facies F5a, F5b, and F5c) develop in several locations (Maisse [location 8 in Fig. 3-4], Pécy [17], Chalaudre [20]). These palustrine limestones record discontinuous sedimentation with successive flooding events

and subaerial exposures on the margins of an evaporitic lake. The descriptions in the west and northwest of the basin of the same palustrine limestones as in the south and southeast (Mégnyen, 1980; Fig. 17D) and the thinning of sediments in the north of the basin (Fig. 3-16) suggest that the lake was periodically closed to the marine domain and surrounded by a frequently exposed palustrine area.

### 5.3 Middle Priabonian to upper Rupelian PO cycle: from coastal lakes to inland lakes

The long-term PO cycle ranging from the Middle Priabonian to the Rupelian is composed of six short-term cycles (PO1 to PO6) showing the evolution of a lacustrine domain (facies association FA3) into a sandy marine environment. The PO cycle ends with the establishment of lacustrine and palustrine domains (F5 and F6) in the southern part of the basin. It ends with the subaerial unconformity A1, corresponding to a major sedimentary *hiatus* beginning at the end of the Rupelian and extending throughout the Chattian (Fig. 3-16). In some localities between Etampes and Orléans, this *hiatus* is located between the *Calcaire d'Etampes* (Rupelian) and the *Molasse du Gatinais* (Aquitanian) Formations with sandy or silty marl levels directly overlying lacustrine carbonates. Depocenters are located around Paris until the last short-term cycle PO6, when deposits migrate southward.

During the PO1 and PO2 cycles, gypseous marl levels (facies F3e, *Argiles bleues d'Argenteuil*, *Marnes de Pantin*, *Glaises à cyrènes*, and *Argiles vertes de Romainville* Members) displaying brackish to marine fauna develop in a coastal lake environment in the northern part of the basin from Creil to Pithiviers (Fig. 3-16). They pass southwards and eastwards into palustrine deposits with calcrete facies (facies association FA5, *Calcaire de Brie* Formation). Palustrine environments (*Calcaire de Brie* Formation) prograde strongly northwards during the deposition of the highstand systems tracts of the PO2 sequence (Fig. 3-16). These cycles exhibit the same facies and sequences as the BP5 and BP6 cycles previously described. The thickness of the PO3, PO4 and PO5 cycles is maximum around Paris and Etampes and thins southwards and eastwards with the *Sables de Fontainebleau* Formation (Fig. 3-16; Fig. 3-17). This formation correlates with a sedimentary *hiatus* from Pithiviers to Orléans, and westwards to Patay and marks a sandy marine transgression from the northwest to the southeast of the basin (Fig. 3-16). On the contrary, the cycle PO6 displays a maximum thickness in the south and east of the study area with the *Calcaire d'Etampes* Formation and is correlated with a sedimentary *hiatus* from Paris to Creil (Fig. 3-16, Fig. 3-17). The first microbial structures (facies F6f) appear at this time with thin microbial crusts. The lacustrine facies association FA6 often displays desiccation cracks or root traces, showing an ephemeral lake. The PO6 cycle ends with alternating lacustrine and palustrine facies passing to calcretes facies in the south of the study area from Etampes to Orléans (facies F5b, F5c, F5e, F5g, F5h, F6b, F6d, F6f, and F6g; Fig. 3-16).

#### 5.4 Miocene A cycle, a lake on a low energy microbial asymmetric lacustrine–palustrine margin

This last long-term cycle corresponds to the Neogene deposits in the Paris Basin and contains the carbonate lacustrine Aquitanian *Molasse du Gatinais* and *Calcaire de Beauce Formations* and the siliciclastic fluvial *Sables et Marnes de l'Orléanais Formations*. They occur after a 5 Ma *hiatus* covering the Chattian (Pomerol, 1989) throughout the basin (Fig. 3-18E). The transgressive systems tract of this long-term cycle is composed of lacustrine and palustrine limestones (commonly facies F5f, F5g, F5h, F6a, F6b, F6d, F6e, and F6f) in the north of the Miocene basin (locations 11, 13, 14, 15, 16, and 24 in Fig. 3-4; Fig. 3-16; Fig. 3-17, Fig. 3-18E) and more clayey facies near the depocenter at Orléans (facies F6b, F6c, and F6g) (Fig. 3-16; Fig. 3-17, Fig. 3-18E). Multiple depositional sequences are topped by desiccation cracks and indicate successions of lake-level variations. Their order cannot however readily be determined because of the uncertain correlation between the different sections and the absence of a continuous log covering the entire *Calcaire de Beauce Formation*. Only one highstand systems tract recorded by a succession of desiccated limestones (facies F6d, F5f, and F5h) covered by microbial crusts F6f and then by white marls, and the A2 subaerial unconformity located at its top, are identified at the top of the *Calcaire de Beauce Formation* in several localities in the basin (locations [11], [13], [14], [15], and [16] in Fig. 3-17 and Fig. 3-19).

The lacustrine facies (facies association FA6) of the *Calcaire de Beauce Formation* often displays desiccation cracks or erosional surfaces indicating that the lake margins were often subaerially exposed. Microbial activity is more developed than in the previous lacustrine systems, as attested to by centimetre-thick microbial crusts (facies F6f) or oncoidal rudstone beds (facies F6e). The abundance of black pebbles and polyphase breccias (facies F6a) suggests intense erosion of the palustrine margins during either storm or flooding events (Platt, 1989). Facies F6b is rather associated with *in-situ* brecciated limestones (facies F5f) along the western margin [locations 13, 14, 15, 16, and 24 in Fig. 3-4], and rather with limestones with root traces and wackestones or marls with lithoclasts (respectively facies F5h and F5g) on the eastern margin [location 11] (Fig. 3-19). This difference in facies on either side of the basin may record water inflow differences. As the asymmetrical lacustrine system model from Arenas and Pardo (1999) suggests, poorly drained margins are more brecciated and subject to pre-existing material erosion, while heavily vegetated fringes develop along well-drained margins. Therefore, the Aquitanian lake shows an asymmetric profile with a poorly drained western margin and a well-drained eastern margin. This scheme is consistent with the presence of a fluvial system arriving from the southeast at the beginning of the A cycle.

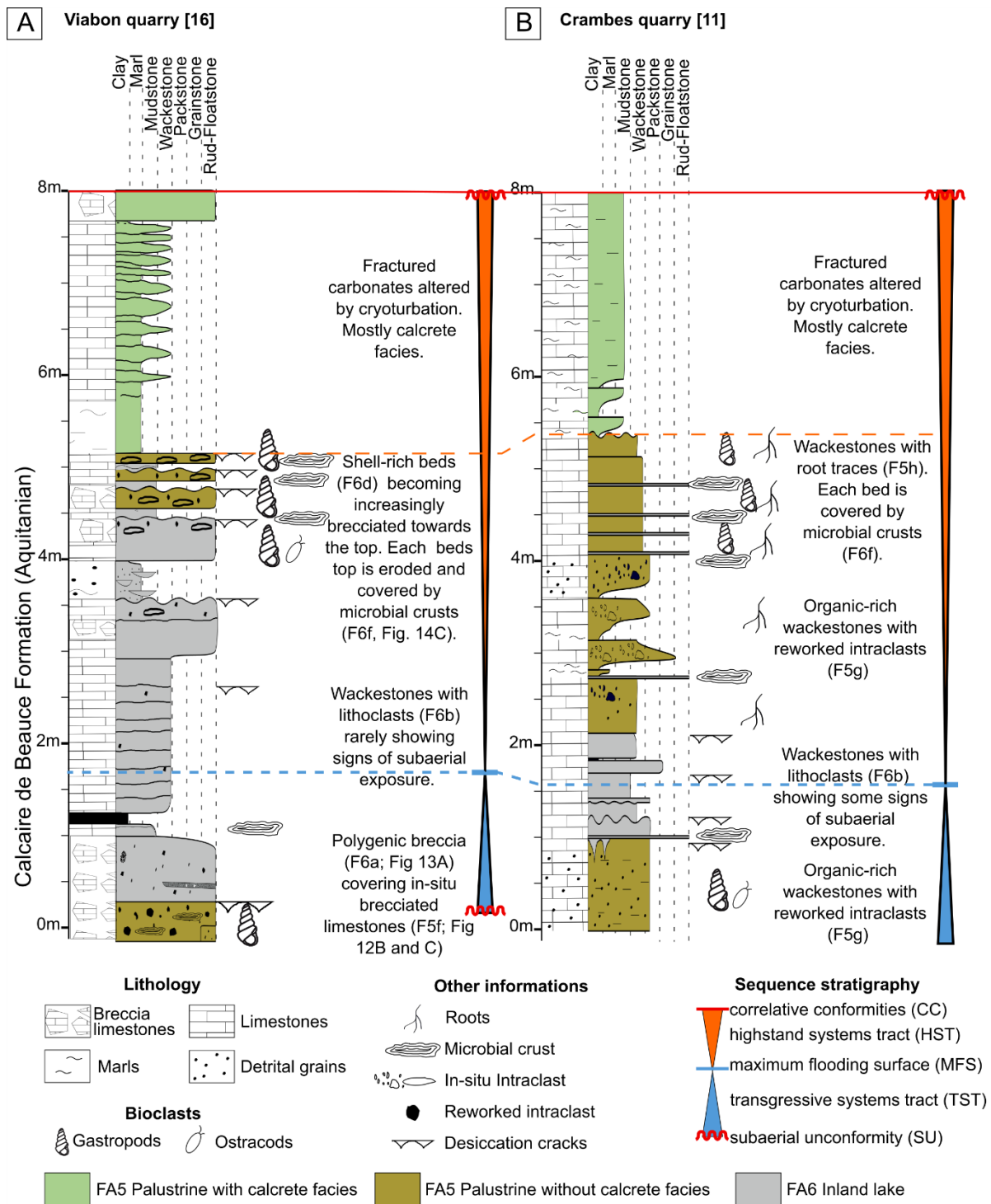


Fig. 3-19. Schematic logs of the Viabon (A) and Crambes (B) quarries (respectively locations 16 and 11 on Fig. 4) and their stratigraphic sequences.

## 6. Discussion

### *6.1 Marine and tectonic influences on palaeoenvironments and sedimentary geometries*

Each short- and long-term cycle was readjusted in time thanks to the biostratigraphic framework detailed in sections 2 and 3 in three locations: in the center and the north (locations around Paris [1 to 7] in Fig. 3-4), in the south (locations around Maisse [8 to 16], and to the east (Provins [17 to 21]). Some uncertainties remain, however, about the exact age of surfaces. These cycles are compared to the global sea-level curve and European marine cycles (Fig. 3-20; Hardenbol et al., 1999; Miller et al., 2020; Speijer et al., 2020). Three short-term maximum flooding surfaces are found in the Bartonian-Priabonian deposits in the central and northern parts of the study area, as they are in other European basins (P1, P4, and maximum flooding surface of the BP6 cycle; Fig. 3-20). This could indicate a control over those cycles of large-scale sea-level variations. This is consistent with the fact that Priabonian and Rupelian times saw brackish or marine fauna in marls in the lacustrine deposits only during the maximum flooding surfaces, indicating the occurrence of marine incursions during relative sea-level maxima. While the short-term cycles identified in eastward palustrine deposits seem to partially match the cycles in the northern part of the basin (Paris area) or in other European basins, there are fewer of them (Fig. 3-20; Hardenbol et al., 1999; Speijer et al., 2020). This indicates that the control of relative sea-level variations over short-order cycles decreased or even disappeared eastwards, where environments lay further from the marine domain. However, the Bartonian-Priabonian short-term cycles of the Paris Basin and of European basins are not consistent with global sea-level variations, which means that the origin of these sea-level variations is not mainly due to eustatism. For example, the major unconformity P3 coincide well with a sequence boundary in European cycles but corresponds to a global sea-level maximum (Fig. 3-18). Moreover, the short-term cycles identified in the Paris basin during the Lutetian-Bartonian differ somewhat from third-order cycles in other European basins, both in number and age (Fig. 3-20; Hardenbol et al., 1999; Speijer et al., 2020). While the study area was mostly occupied by estuarine, restricted marine, or even open marine platform environments during this period. These differences may be explained by local and/or regional tectonic movements (Briais, 2015). When the tectonic constraints relaxed, the palaeotopography flattened, enabling the deposition of marine sediments over long distances, which then represent maximum flooding surfaces.

The long-term cycles (5 to 10 Ma) of the Paris Basin doesn't correlate with those of the European basins. However, the global sea-level maxima of the Bartonian and the Rupelian coincide with estuary and open marine sandy sedimentation in the Paris Basin (surfaces B3 and R3; Fig. 3-18). It likely indicates an eustatic influence, while Briais (2015) suggested that long-term cycles are mainly controlled by tectonics (Fig. 3-20). The cross-sections highlight three different basin configurations (Fig. 3-16, Fig. 3-17, Fig. 3-20): (1) during the Lutetian and Bartonian, the depocenter was located north of the Bray fault and deposits progressively overlapped southwards; (2) from the upper Bartonian to lower Rupelian, the depocenter migrated to Paris and to the eastern part of



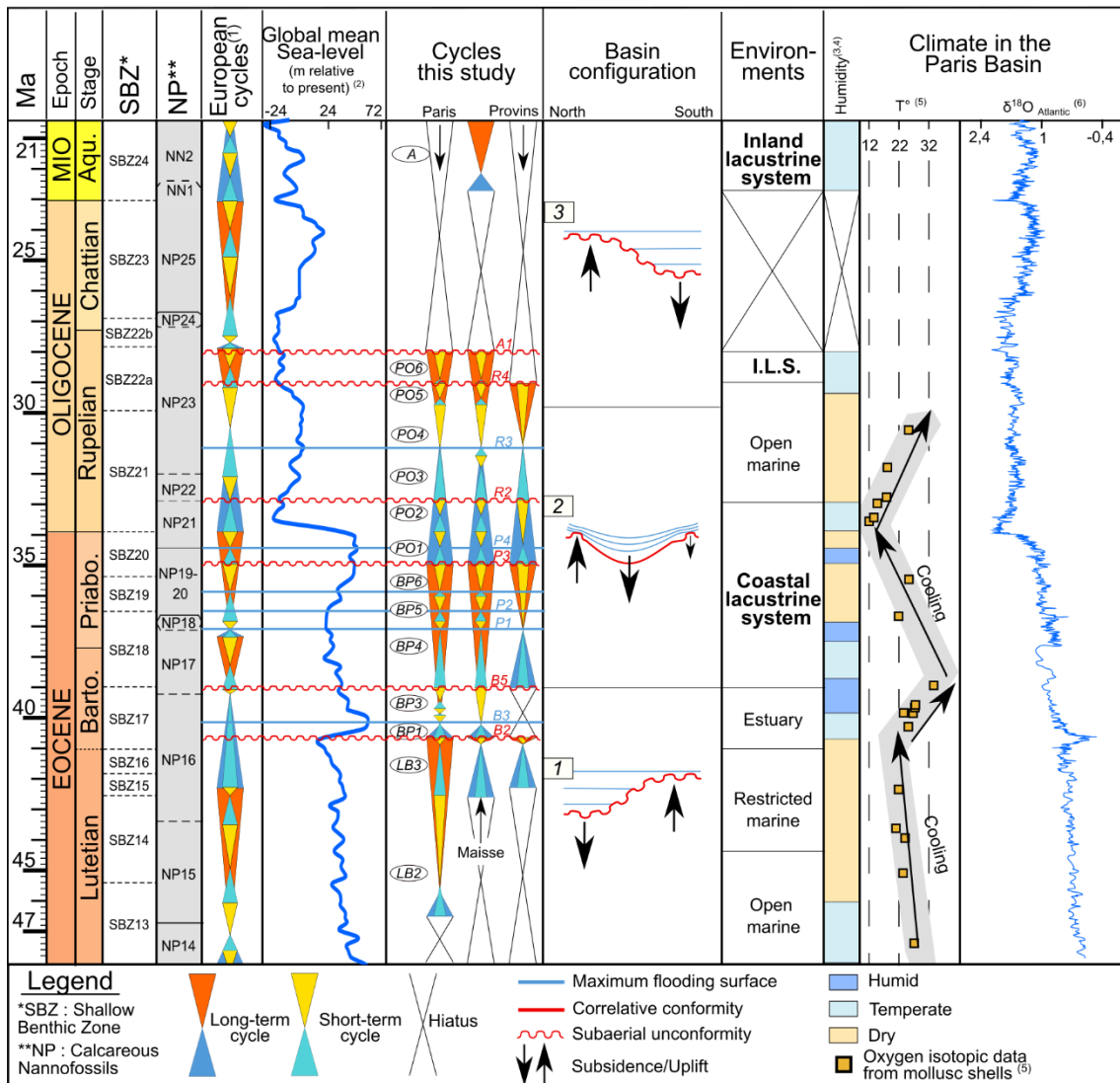


Fig. 3-20. Synthetic chronostratigraphic diagram from the Lutetian to the Aquitanian showing stratigraphic cycles in Europe and in the Paris Basin (1: Speijer et al., 2020), global sea-level variations (2: Miller et al., 2020), the evolution of the Paris Basin configuration resulting from tectonic activity and the evolution of depositional systems/environments, and climate (3: Chateaufneuf, 1980; 4: Mégnien, 1980; 5: Huyghe et al., 2015; 6: Cramer et al., 2009). The time of each cycle is based on the biostratigraphic fauna discovered in the basin correlated to the global chronostratigraphic chart (see sections 2 and 3 for details; Gradstein et al., 2020).

the basin while the northern part of the basin and the Meudon anticline underwent uplift; (3) during the upper Rupelian, the depocenter moved further south before the large uplift of the basin during the Chattian. The different deformation phases recorded in the Paris Basin during the Cenozoic have already been evidenced and discussed in relation to the global geodynamic context by Briais (2015, 2016). The first and second configurations are associated with Pyrenean deformations whereas the last configuration is linked to Alpine deformations (Guillocheau et al., 2000; Bourgeois et al., 2007; Briais, 2015). The depocenter migration and major palaeogeographical

changes related to these deformations involved different sedimentary profiles. The first configuration favours the northward connection of the basin to the marine domain, and then the deposition of open and restricted marine facies (associations FA1 and FA2; *Calcaire grossier* and *Marnes et Caillasses* Formations). The progressive southward migration of the depocenter during the Bartonian–Priabonian implies a progressive disconnection of the basin from the marine domain to the deposition of coastal lake facies (association FA3, *Calcaire de Saint-Ouen* and *Masses de Gypses* Formations). During the Rupelian, the migration of the depocenter even further south implies a complete disconnection with the marine domain, and thus the formation of inland lake facies (association FA6, *Calcaire d'Etampes* and *Calcaire de Beauce* Formations).

## 6.2 Carbonate palaeoenvironment classification at the transition between marine and non-marine domains

It is a challenge to classify and relate facies to their depositional environments between the marine and non-marine domains in many ancient sedimentary systems especially where outcrops are rare (e.g., the Issirac Basin, France, or the coquina Formations in the Campos and Sergipe basins, Brazil; Thompson et al., 2015; Lettéron et al., 2018; Favoreto et al., 2021). In some previous works focusing on the Cenozoic of the Paris Basin, palaeontologists based their palaeoenvironmental definitions on salinity criteria (Abrard, 1925; Denizot, 1927; Blondeau et al., 1965; Pomerol et al., 1965; Cavelier, 1968; Mégnien, 1974; Turland, 1974; Pomerol and Riveline, 1975; Aubry et al., 1977; Mégnien, 1980). Indeed, deposits with a palaeontological record showing a normal salinity affinity were defined as open to restricted marine deposits with a brackish water fauna were classified as coastal brackish lagoonal, and deposits with freshwater to brackish fossils as lacustrine. The large-scale cross-sections traced in this study indicate that levels with marine or brackish fauna are correlated with those with brackish to freshwater fauna without thickness variations and without “barrier” facies (sand bars, palaeosols, marshes etc.). This highlights a salinity gradient within a single waterbody rather than separate lakes or lagoons. These salinity gradients must therefore have resulted from the mixture between seawater and meteoric water from the drainage basin, and/or from a variable evaporation rate. Three distinct settings (restricted marine platform, coastal lake, and inland lake; Fig. 3-5) can be defined based on facies, salinity, sedimentary geometries, palaeogeography, and carbon and oxygen isotopes data of micrites. The Cenozoic carbonates of the Paris Basin were only slightly buried (a hundred metres at most), and the facies (F2a, b, c and e) with marine fauna have  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values close to the range of non-recrystallized marine fossils (Fig. 3-9; Huyghe, 2010; Marchegiano and John, 2022). It implies a low impact of burial diagenesis on the micrite. Therefore, we interpret the isotopic compositions of the micrite as mainly depending on its environment of precipitation, including early diagenetic processes.

Firstly, the restricted marine platform (facies association FA2) was attached to the marine domain, with variable salinity (marine, brackish, or hypersaline water) and the deposition of marine influenced sediments (diversified marine fauna, wave and current ripples, slightly negative  $\delta^{13}\text{C}$ ; Fig. 3-5 and Fig. 3-9). The isotope compositions of micrites in these facies from the restricted marine

facies coincides with those obtained on marine molluscs from the Paris Basin (Huyghe, 2010) and on ostracods from the Hampshire Basin (Marchegiano and John, 2022), which, for a similar age, range from -2.5 to 1.5‰ for the  $\delta^{13}\text{C}$  and from -5 to -0.5‰ for the  $\delta^{18}\text{O}$ . This similarity supports a marine origin of the carbonate (Fig. 3-9; Lécuyer et al, 2012; Chamberlayne et al., 2021). This setting developed during the Lutetian– lower Bartonian period in the Paris Basin (Fig. 3-18A and B). Secondly, the coastal lake (facies association FA3) was dominated by meteoric and fluvial waters although ephemeral connections occurred with the marine domain (Bartonian–Rupelian period in the Paris Basin; Fig. 3-18C and D). The micrite isotope composition clearly distinguish this environment from the restricted marine environment, since its  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  are more negative. Finally, the inland lake setting (facies association F6) is disconnected from any marine influences and sediments formed in freshwater (upper Rupelian and Aquitanian periods in the Paris Basin; Fig. 3-18E). In the following parts of the discussion, we present detailed facies models and differences for the newly defined coastal lake and inland lake settings.

### *6.2.1 The coastal lacustrine system*

The coastal lacustrine system (facies association FA3 and FA5, Fig. 3-21) was dominated by freshwater, recorded in the lacustrine sediments by the abundance of ostracods, charophytes, and gastropods, but had ephemeral connections with the marine domain (Fig. 3-21A). Carbon and oxygen isotope show a large range of values (mean value of -5.6‰ and -3.5‰ respectively) and are lower than those from the restricted marine carbonates (Fig. 3-21A). This is best interpreted here as reflecting a higher contribution of meteoric waters (Allan and Matthews, 1982; Talbot, 1990). It indicates variation in salinity due to (1) the mixing between meteoric and marine waters and (2) a decrease of the inflow-evaporation ratio (Fig. 3-9 and 21; Talbot, 1990). Carbonate facies are micritic with some bioclastic levels (both marine and lacustrine fauna). The faunal content and its diversity are generally greater in marine influenced deposits (Fürsich, 1993), which present packstone to rudstone textures (facies F3b and F3c) or marly facies (F3e). Freshwater deposits often present mudstone to packstone textures. Ephemeral connections with the marine domain, probably during storms as attested by the presence of tempestites, favour the development of euryhaline foraminifera and marine fauna in brackish to saline waters (Pint et al., 2017; Fritz et al., 2018).

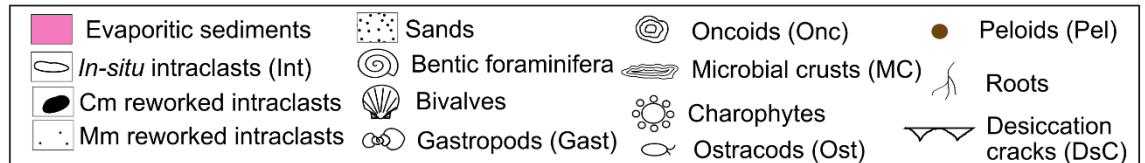
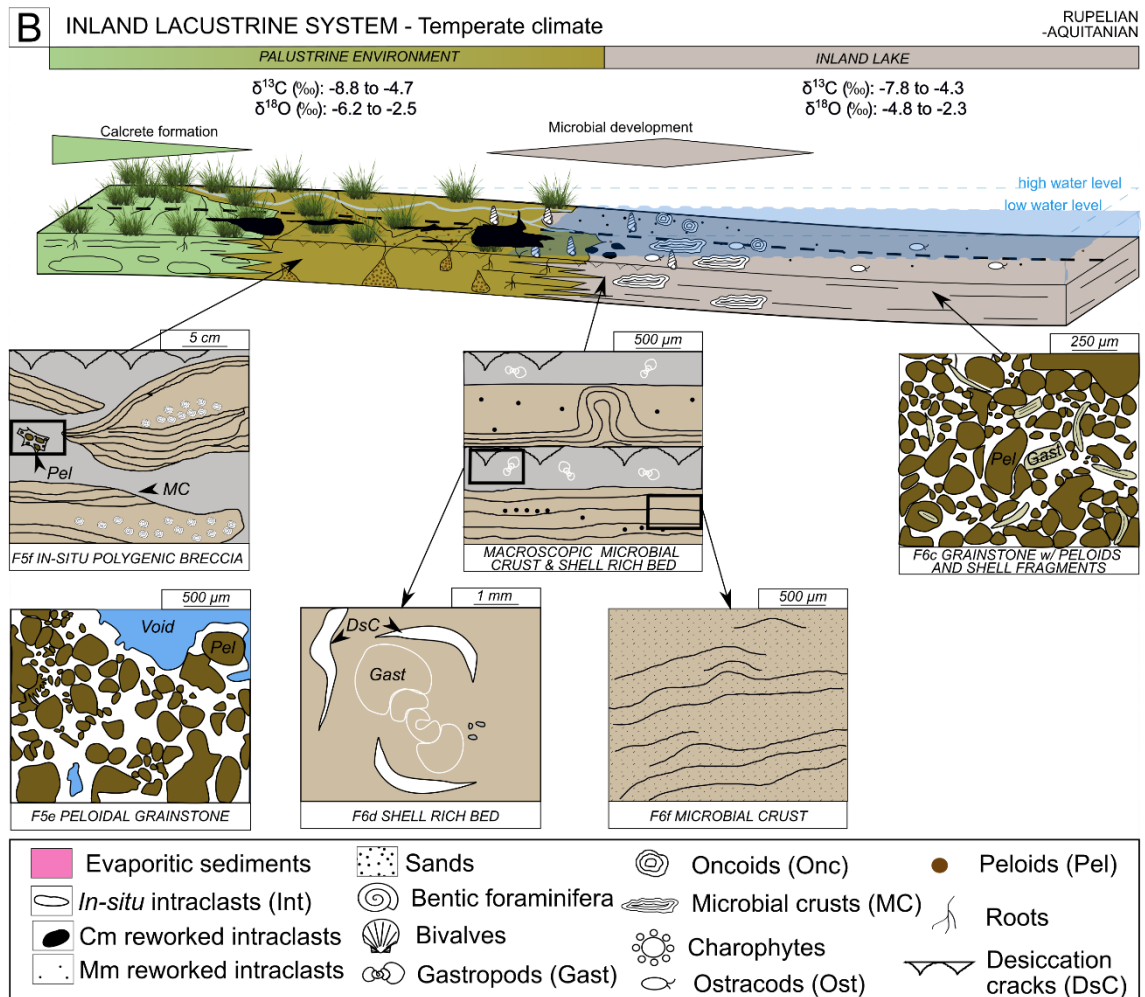
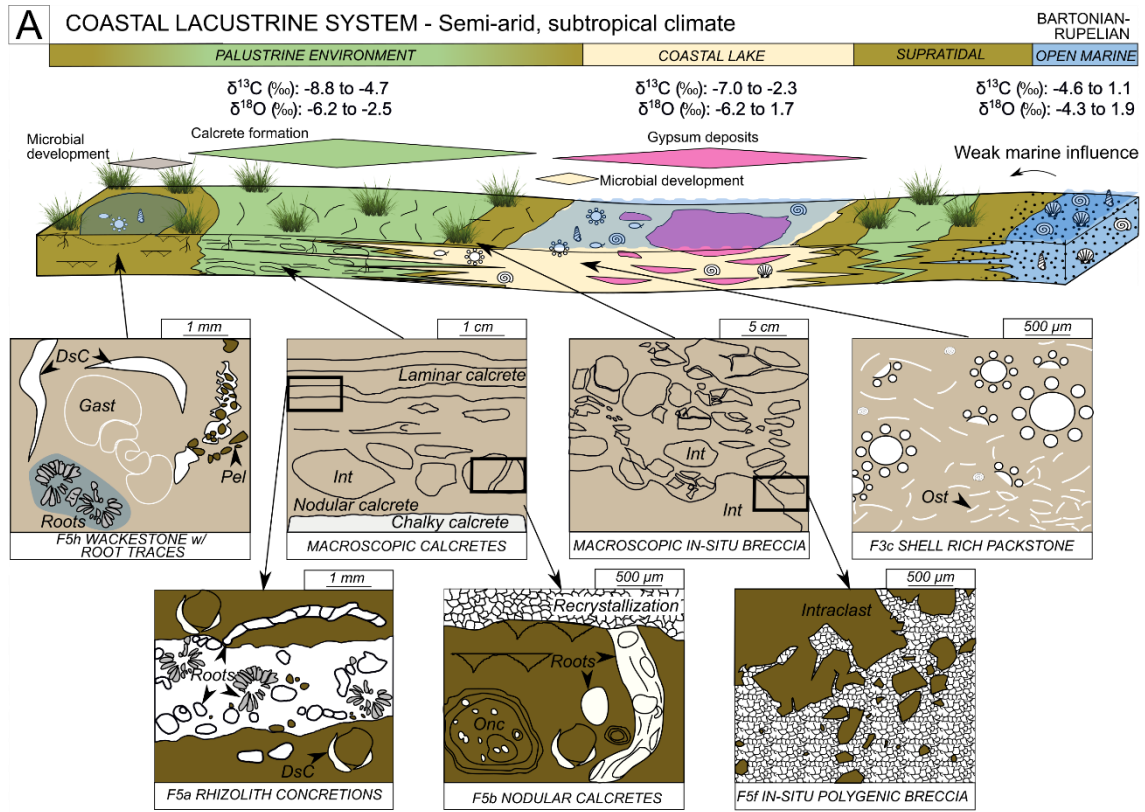
This system developed under two different climates in the Paris Basin: a subtropical climate (wet with contrasted seasons) during the Bartonian and the Rupelian, and a semi-arid climate (dry with strong seasonality) during the Priabonian (Fig. 3-20; Châteauneuf, 1980). Under subtropical climate, gypsum precipitation was reduced and micritic facies (facies F3b and F3c) and varves (facies F3d) formed on the margins and in the depocenter of a stratified lake (Fig. 3-20 and Fig. 3-19). Under semi-arid conditions, high gypsum-content deposits form in the depocenter of the lake (facies F3a and F3e) (Priabonian, Fig. 3-20 and Fig. 3-21). Planar microbial laminae formed on the lake margins, mostly with gypsum deposits (facies F3a). The same facies distribution was identified depending on the climate in the oligohaline to mesohaline and hypersaline lake models (Eugster

and Hardie, 1978; Allen and Collisson, 1986; Bohacs et al., 2000; Lettéron et al., 2022) or in sabkha and non-marine evaporitic environments (Evans et al., 1969; Warren and Kendall, 1985; Shaw et al., 1990; Cooke et al., 1993; Rouchy et al., 1993; Arenas and Pardo, 1999; Bouton et al., 2016). However, it differs with respect to the presence of marine fauna due to marine connections.

Laterally to the lake (facies association FA3), a palustrine domain (facies association FA5) developed, strongly affected by subaerial exposure (Fig. 3-21A). The palustrine domain was greatly extended in a semi-arid climate (Fig. 3-20), which is consistent with the current view of palustrine carbonate formations (Freytet and Plaziat, 1982; Wright and Tucker, 1991; Platt and Wright, 1992; Alonso-Zarza, 2003; Huerta and Armenteros, 2005; Alonso-Zarza and Wright, 2010b; Azerêdo et al., 2015). Palustrine facies show varying degrees of modification by subaerial exposure processes, ranging from the simple desiccation of the primary mud (facies F5e and f) to total pedogenic overprinting (facies F5a to d). These variations of features (desiccation cracks, microkarsts, root traces, calcretes, rhizoconcretions) reveal different durations of exposure to surface processes, directly dependent on the climate. Under subtropical conditions, these features are less developed and calcrete facies are thinner in metre-sized depositional sequences. The depositional sequences begin at the base with *in-situ* brecciated limestones (facies F5f) and chalky calcrete (facies F5d) marking high sedimentation rates and moderate pedogenetic processes, i.e., a high-lake-water level during a relatively wet period (Alonso-Zarza and Wright; 2010b). They pass upwards into nodular calcrete (facies F5b) and then rhizoconcretions and laminar calcretes (facies F5a and F5c), which indicate a lower sedimentation rate and formed by intense pedogenesis during longer periods of subaerial exposure. Subaerial exposure increasingly modified palustrine facies with distance from the lake (Fig. 3-21). The presence of lacustrine facies at the base of palustrine depositional sequences clearly indicates the lacustrine origin of the micrite.

### 6.2.2 The inland lacustrine system

The inland lacustrine system (facies associations FA6 and FA5) presents no marine influence but instead sedimentation in freshwater (upper Rupelian and Aquitanian periods, Fig. 3-21B). Fossils such as gastropods, ostracods, and charophytes are present but only abundant in specific locations on the lake margins, where they may form coquinas (facies F6d, Gierlowski-Kordesch, 2010). These fossil-rich beds alternate with thick microbial crusts (facies F6f) and oncoidal beds (facies F6e). Desiccation in the lacustrine facies is frequent and marks subaerial exposure. The abundance of reworked intraclast facies (F6a and F6b) and grainstones with peloids and shell fragments (facies F6c) highlights the reworking by waves of desiccated carbonates from the palustrine and lacustrine margins (Strasser, 1984; Platt, 1989; Vera and Jiménez de Cisneros, 1993; Miller et al., 2013). In the deepest part of the lake, alternations of marls and mudstones (facies F6g) form. As mentioned by Platt and Wright (1992), the highly extended palustrine domain indicates that the lacustrine–palustrine system was mainly shallow, as attested by the abundance of desiccated lacustrine facies (facies F6a, b, d, and e) and the rarity/absence of deep-water facies. The palustrine domain that developed laterally to the inland lake presents differences with the palustrine domain associated with the coastal lake. Fewer calcretes formed and they are localized



*Fig. 3-21. Depositional and facies models of lacustrine–palustrine carbonate systems of the Paris Basin during the Cenozoic. A. Coastal lacustrine system model: mixed carbonate-evaporitic brackish to hypersaline lacustrine to palustrine environments, with episodic connections with the marine domain; semi-arid and subtropical climate; Bartonian to Rupelian. B. Inland lacustrine system: low energy freshwater microbial lacustrine margin isolated from the marine domain; temperate climate; Rupelian and Aquitanian.*

in the areas furthest from the lake (Fig. 3-20 and Fig. 3-21). Instead, organic-rich marls and alternations between mudstones and wackestones with root traces (facies F5g and F5h) were more frequent along the lake margins. Breccia facies formed *in-situ* by desiccation are also abundant and are characterized by polygenic carbonate intraclasts encrusted by microbialites (facies F5f). These facies were not found in the coastal lacustrine system. These differences in facies distribution can be explained by the wetter climate during the Rupelian–Aquitanian than during the Priabonian (Fig. 3-21B). This model is similar to those of Freytet and Plaziat (1982), Allen and Collinson (1986), Platt (1989), or Bohacs et al. (2000) in open-, balanced-filled lakes on low-energy margins. Nonetheless, it differs by showing a lower detrital input, abundant microbial crusts, and reworked intraclasts, and a large variety of palustrine facies. It also differs from the reconstruction of the upper Rupelian of the Paris Basin by Freytet et al. (1995) (*Calcaire d'Etampes* Formation), while showing a consistent facies distribution. Freytet et al. (1995) demonstrated that the first metres of the lacustrine *Calcaire d'Etampes* Formation formed in depressions between palaeo-aeolian dunes of the *Sables de Fontainebleau* Formation. However, aeolian dunes are known in a restricted area between Etampes, Melun, and Nemours, while the *Calcaire d'Etampes* Formation extends further north (*Meulière de Montmorency* Formation, Fig. 3-2) and south (Fig. 3-16). Because this setting is restricted to a specific area and represents a brief sedimentation period, it has not been illustrated in the model of the inland lacustrine system (Fig. 19B). In the inland lake, micrite is still dominant but microbial activity is clearly more important than in coastal lakes, with the abundance of laminated microbial crusts and microbial oncoids (facies F6e and f, Fig. 3-18). These differences in microbial structures between coastal and inland lakes probably result from climate changes. Indeed, microbial structures are more developed during temperate (Rupelian and Aquitanian) climatic periods (Châteauneuf, 1972; Utescher et al., 2000; Scherler et al., 2013). The enhanced development of microbial structures in wet climates during the Aquitanian is already known for other locations in Western Europe (Roche et al., 2018; Arenas-Abad, 2021; Vennin et al., 2021). High precipitation rates may favour microbial activity by bringing nutrients into the lakes.

## 7. Conclusions

The petrographic and facies studies of 35 new sedimentary sections coupled with data from the literature for the coastal and continental carbonate formations of the Cenozoic of the Paris Basin allow us to define 32 facies formed in depositional environments ranging from open

marine to lacustrine and palustrine. Key short-term and long-term sequence stratigraphy surfaces (maximum flooding and maximum regressive surfaces) were correlated along two large-scale cross-sections to distinguish spatial and temporal facies evolution and depositional geometries. Two facies models are proposed for coastal and inland lacustrine systems, encompassing both the lacustrine and palustrine environments.

Coastal lacustrine systems developed during the Bartonian and Rupelian in the Paris Basin. Those lakes had episodic connections with the marine domain. This environment differs from lagoon environments by a fauna adapted to desalinated conditions (mesohaline to oligohaline), a strong negative carbon and oxygen isotopy of the micrite indicating a major contribution of continental waters and sediment thicknesses reducing towards the marine domain. Facies correspond to varves or evaporites in the depocenter while micritic carbonates with a brackish fauna were deposited on the lake margins. The associated palustrine domain is mainly marked by the formation of calcrete facies presenting different textures (chalky, nodular, laminar, and rhizoconcretions) and showing successive metre-sized shallowing upwards sequences, recording subaerial exposure. *In-situ* brecciated limestones and chalky calcretes are the palustrine facies located closest to the lake margins. Moving away from the lake, they passed into nodular calcretes and then into laminated calcretes and rhizoconcretions. The latter are the most developed palustrine facies in the coastal lake system.

Inland lacustrine systems developed during the Rupelian and the Aquitanian in the Paris Basin. Lakes became disconnected from the marine domain and were home to freshwater fauna. Microbial crusts with micritic or hybrid laminated microfabrics and oncoids are frequent and attest to intense microbial activity. In the palustrine domain, organic-rich layers, limestones with root traces, and peloidal grainstones formed close to the lake margins. They present subaerial exposure features such as roots, desiccation cracks, and microkarstification and they are frequently interbedded with lake facies. *In-situ* brecciated limestones and rare calcrete facies reflect a longer exposure time and are located further from the lake margin.

In the intracratonic Paris basin, large-scale and long-term tectonic processes controlled mainly long-term cycles and lead to the southward migration of the depocenter. Tectonism was responsible for the changes from dominant marine environments in the Lutetian to coastal lacustrine systems during the Bartonian and then inland lacustrine systems during the Rupelian and Aquitanian by modifying the connection of the basin with the marine domain. Third-order relative sea-level variations recorded in European basins seem to control short-term cycles in the coastal lacustrine systems, but not in the inland systems. As a result, short and long-term sequence stratigraphy surfaces (maximum regressive and maximum flooding surfaces) could be extended from the marine domain to the coastal lacustrine systems, allowing to correlate sedimentary formations from those two depositional settings. This reinforces the importance of differentiating between coastal and inland lacustrine environments.

Finally, the impact of climate on non-marine carbonate production was a major feature in the Paris intracratonic basin. In more temperate to humid climates, lacustrine carbonate production was induced by microbial activity.

By proposing two new facies models for lacustrine and palustrine carbonates, this study illustrates the coupled impact of climate and episodic connections to the marine domain on facies distribution and type. These models precisely locate facies on depositional profiles and may serve as guides for sedimentologists willing to use carbonate macrofacies and microfacies to reconstruct past continental environments.

## 8. Acknowledgements

This study was conducted within the framework of the research collaboration agreement 2019-157 between the BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières, French Geological Survey) and Université Paris-Saclay. This project was funded by the BRGM through the “Référentiel Géologique de la France” programme and by a doctoral PhD from the French Ministry of Research and Higher Education (2019-105). We thank all the companies that gave us access to their quarries, without which some of this work would not have been possible: a2c-matériaux, Cemex, Eurovia, Fulchiron, Imerys Ceramic France, Lafarge Holcim, SMBP, and Roland and Dadonville quarries. We are also grateful to the SIARCE for allowing us to describe the Maise borehole. Thanks to Chantal Bourdillon (Stratigraphie et biochronologie) for the identification of foraminifera species and to Phillipe Blanc (Lithologie Bourgogne) for the high-quality of thin sections.







## CHAPITRE 4

Le forage de Maise, étude biostratigraphique  
couplée aux reconstitutions  
paléoenvironnementales et paléoclimatiques



## 1. Résumé étendu du chapitre

Le cadre biostratigraphique du bassin de Paris a été utilisé dans le chapitre précédent pour contraindre temporellement les séquences de dépôts et construire les transects de corrélation. Il est plutôt bien détaillé dans la partie nord de la zone d'étude, où de nombreux forages ont pu être étudiés par les anciens auteurs. Dans la zone nord, 13 forages à valeurs biostratigraphiques permettent de connaître la composition et l'âge du sous-sol du Cénozoïque du bassin de Paris (Chaignes, Chelles, Cuise-la-Motte, Le Ludes, Le Tillet, Les Hogues, Marcoussis, Monsoult, Montjavoult, Mont Bernon, Mont Pagnotte, Sevran et Ussy-sur-Marnes) (Figure 4-1 ; Trauth et al., 1968 ; Cavelier, 1968 ; Slansky et al., 1971 ; Blondeau et al., 1976 ; Gruas-Cavagnetto, 1976 ; Aubry et al., 1977 ; Bolin et al., 1982 ; Laurain et al., 1983 ; Briais, 2015). Cependant, les informations disponibles dans les formations continentales de l'est et du sud du bassin sont plus rares ; les affleurements ne proposent que peu de fossiles, souvent sans intérêts stratigraphiques. De ce fait, la coupe de référence biostratigraphique la plus septentrionale du bassin est le forage de Marcoussis (Figure 4-1; Cavelier, 1968).

Le projet « Etude de sécurisation en eau potable de plusieurs communes du Sud-Est de l'Essonne » porté par le SIARCE (Syndicat Intercommunal d'Aménagement, de Réseaux et de Cours d'Eau) a permis d'acquies fin 2016 cinq forages dans la commune de Maisse (Essonne). Le forage le plus profond, SC-1, fait 122 m. Il commence à la base des Sables de Fontainebleau et s'arrête au sommet de la craie crétacée. Associé aux carrières de sables voisines, dont celle du « Bois rond », ce forage donne une chance inédite de dresser une coupe de la série cénozoïque depuis le Crétacé jusqu'à la fin du Rupélien dans cette partie du bassin. Également, puisque les carbonates continentaux sont sensibles aux variations climatiques, ils représentent de bon proxy pour les reconstitutions paléoclimatiques. Le forage offre donc l'opportunité d'étudier sur 120 m et plus de 35 Ma les évolutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques enregistrées dans le registre sédimentaire de la partie sud du bassin. Il permet notamment de s'intéresser à l'enregistrement des événements climatiques majeurs du Cénozoïque (PETM, EECO, MECO et EOT entre-autres) dans le domaine continental, dans une unique localité, ce qui est extrêmement rare. Pour ces raisons, un travail biostratigraphique (foraminifères, dinoflagellés, spores et pollens), pétrographiques, paléoenvironnementale et paléoclimatique a été mené en collaboration avec plusieurs académies et entreprises (BRGM, CPGF-HORIZON, Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Sorbonne Université, Stratigraphie et biochronologie, et Université Paris Cité).

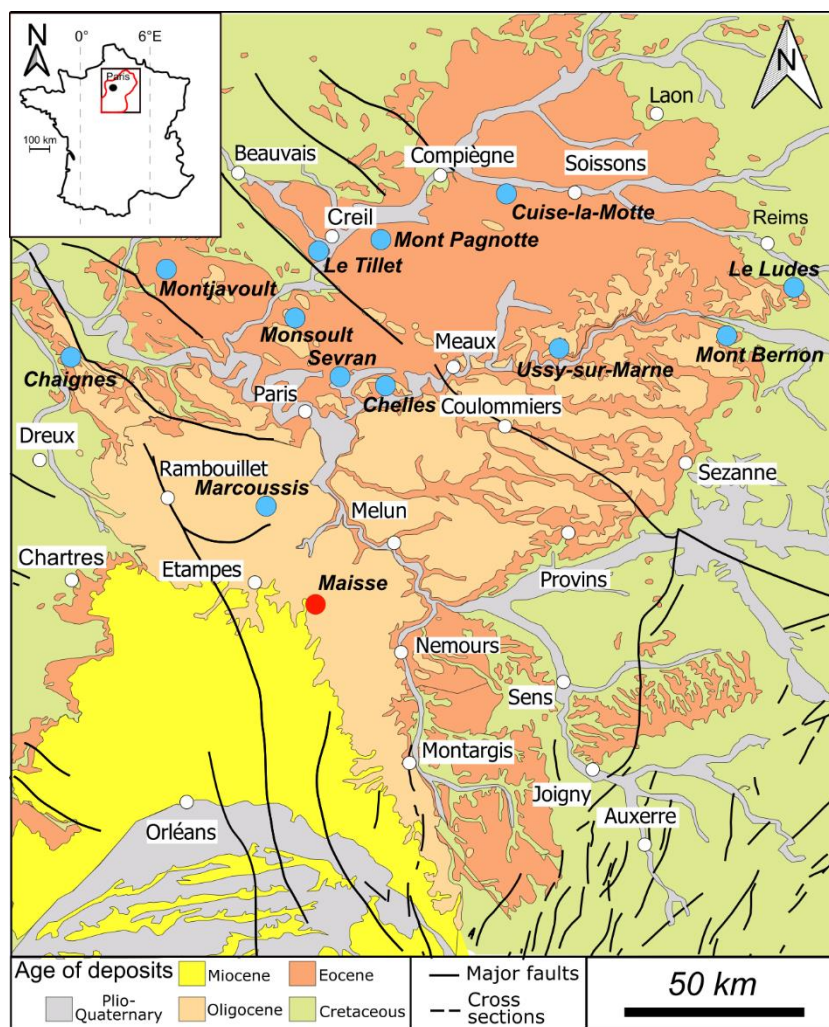


Figure 4-1. Carte du Cénozoïque du bassin de Paris repositionnant les différents forages stratigraphiques et le forage de Maisse.

Ce chapitre présente alors une ébauche en anglais d'un article scientifique portant sur l'identification des événements climatiques majeurs du Cénozoïque dans le registre sédimentaire continental. Il détaille une nouvelle coupe comportant des informations biostratigraphiques inédites. Également, les résultats des études sur la matière organique, sur la composition isotopique de l'oxygène et du carbone des carbonates, et sur la minéralogie des argiles sont présentés et comparés aux précédentes études du bassin de Paris. La coupe détaillée avec la position précise des échantillons, le récapitulatif des analyses et les principales informations biostratigraphiques est donnée en Annexes.

La série sédimentaire Cénozoïque commence par des conglomérats de silex (5m) recouverts par des dépôts riches en matière organiques, argiles et silts (8m) provenant de plaines d'inondations. Les dépôts argileux riches en matière organique sont bien datés à l'Yprésien basal par l'abondance du genre *Apectodinium* (*Apectodinium-acme* biozone). L'âge des conglomérats est controversé : les dinoflagellés identifiés dans la matrice sablo-argileuse des conglomérats

appartiennent au Crétacé supérieur. Toutefois un potentiel remaniement n'est pas exclu. Ces dépôts passent ensuite à des carbonates micritiques de plateforme marine restreinte du Lutétien supérieur (équivalence des biozones de foraminifères SBZ15 et 16, 16m). La suite de la série est composée de (1) des calcaires micritiques de plateforme marine restreinte du Bartonien inférieur (SBZ17, 4m), (2) de calcaires micritiques de lac côtier au Bartonien supérieur (SBZ18, 9m) et au Priabonien inférieur (SBZ18 à 20 et *Harrisicara vasiformis-tuberculata*, 4m), (3) des carbonates palustres priaboniens (31m), (4) des alternances de marnes vertes et de calcaires micritiques de la fin du Priabonien au début du Rupélien (15m), (5) un second ensemble de carbonates palustres rupéliens (15m) surmontés par (6) des sables marins (50m) et (7) des alternances de carbonates lacustres et palustres de la fin du Rupélien (20m).

Ainsi deux grands *hiatus* semblent présents dans ce forage : (1) un premier long de 10 Ma entre le Crétacé supérieur et l'Yprésien basal ou le Thanécien-Yprésien basal (fonction de l'âge des dépôts conglomératiques); (2) et le second long de 8 Ma entre les dépôts de l'Yprésien basal (*Apectodinium-acme* biozone) et le Lutétien supérieur (SBZ15-16). Les courbes de la composition isotopique du carbone et de l'oxygène montrent clairement le changement hydrologique du bassin au cours du Bartonien avec le passage d'un signal marin à un signal continental. Les tendances climatiques globales du Paléogène sont reconnues dans le forage. (i) Le climat tropical à subtropical de l'Eocène inférieur se détériore au cours (ii) d'une longue phase de refroidissement et d'aridification à l'Eocène moyen et supérieur. (iii) La chute eustatique de la transition Eocène-Oligocène semble se caractériser par un paysage plus sensible à l'érosion à partir de l'Oligocène.

Le PETM peut être présent à la base du forage avec des preuves de climats tropicaux à subtropicaux et de feux de forêts. Les dépôts riches en matière organique de la base du forage, datés de l'*Apectodinium-acme* biozone sont d'excellents candidats pour être des vestiges de cette période. Cependant, la transition Paléocène-Eocène n'est pas localisée à cause de l'incertitude sur l'âge des conglomérats. La présence de l'EECO est très incertaine en raison de la présence du *hiatus* sédimentaire de 8 Ma entre l'Yprésien et le Lutétien.

L'existence du MECO doit également être clarifiée. Elle pourrait être enregistrée lors d'une transgression marine avec le dépôt de faciès de plateforme marine de la SBZ 17. Dans ces niveaux, une augmentation de la quantité de smectite et d'illite est identifiée et interrompt la tendance évaporitique de l'Eocène marquée par l'abondance de la palygorskite et de la sépiolite.

La transition Eocène-Oligocène se traduit faiblement par une augmentation du détritisme et de l'illite, montrant un paysage plus sensible à l'érosion. Ce climat ne dure qu'un temps limité, car un climat moins contrasté est enregistré à la fin de l'Oligocène inférieur.

## 2. Article 2: Manifestation of Paleogene climate changes in the continental sedimentary record of the southern Paris Basin: a multi-proxy study of the Maise section (Essonne, France)

# MANIFESTATION OF PALEOGENE CLIMATE CHANGES IN THE CONTINENTAL SEDIMENTARY RECORD OF THE SOUTHERN PARIS BASIN: A MULTI-PROXY STUDY OF THE MAISSE SECTION (ESSONNE, FRANCE)

Kévin MOREAU<sup>1</sup>, Benjamin BRIGAUD<sup>1</sup>, Johann SCHNYDER<sup>2</sup>, Simon ANDRIEU<sup>3</sup>, Maria MORENO-SOLER<sup>2</sup>, Justine BRIAIS<sup>3</sup>, Magali ADER<sup>4</sup>, Florence QUESNEL<sup>3</sup>, Alina I. IAKOVLEVA<sup>5</sup>, Nelly ASSAYAG<sup>4</sup>, Véronique DURAND<sup>1</sup>, Thierry GAILLARD<sup>6</sup>

1: Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France ; 2 : Sorbonne Université, CNRS, Institut des Sciences de la Terre, IStEP, F-75005 Paris, France ; 3: BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans, France ; 4: Université Paris Cité, Institut de physique du globe de Paris, CNRS, F-75005 Paris, France ; 5 : Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky pereulok 7, 119017 Moscow, Russian Federation ; 6: CPGF-HORIZON, 49 avenue Franklin Roosevelt, 77210 Avon, France

## ABSTRACT

The recent acquisition in 2016 of the Maisse borehole (Maisse-1) has enabled a cross-section of the entire Paleogene in the continental sediments of the Paris Basin to be made in combination with the nearby "Bois rond" quarry. This section offers the possibility to study the environmental and climatic evolution from the Cretaceous to the Early Oligocene to a given location and the major climatic events of the Paleogene such as the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM), the Early Eocene Climatic Optimum (EECO), the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO), and the Eocene-Oligocene Transition (EOT). To this end, a multi-approach study was carried out using petrographic, palaeontological, stratigraphic, organic, mineralogical, and carbon and oxygen isotope composition. The global climate trends recognised in the oceans and continents were identified in the core section. (i) The tropical to subtropical climate of the Early Eocene deteriorates during (ii) an extended cooling and aridification phase in the Middle and Late Eocene. (iii) The eustatic fall of the Eocene-Oligocene transition appears to result in a more erosion-sensitive landscape from the Oligocene onwards. The PETM may be recorded at the base of the borehole with evidence of tropical to subtropical climates, and forest fires similarly to neighbouring basins. The presence of the EECO is highly uncertain due to an 8Ma-long sedimentary *hiatus* between the Ypresian and the Lutetian. The existence of the MECO also needs to be clarified. It may be recorded during a marine transgression with the deposition of restricted platform facies associated with smectite and illite, interrupting an palygorskite-sepiolite-rich evaporitic trend. Finally, the Eocene-Oligocene Transition is weakly reflected by an increase in detritism and illite, showing a landscape more sensitive to erosion. This climate only lasts for a limited time, as a less contrasting climate is recorded at the end of the Lower Oligocene.

Keywords: Paleogene. PETM. EECO. MECO. EOT. Paleoclimatic proxies. Paris Basin. Continental climate.

## 1. Introduction

The Paleogene is marked by four major climatic events: the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM), the Early Eocene Climatic Optimum (EECO), the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) and the Eocene-Oligocene Transition (EOT). These events have mainly been identified in deep marine sediments in all oceanic domains, in particular with isotopic data and paleontological records (Zachos et al., 2001; Tremolada and Bralower, 2004; Tripathi et al., 2005; Moran et al., 2006; Ivany et al., 2008; Cramer et al., 2009; Zachos et al., 2010; Moebius et al., 2014; Zhou et al., 2014; Slotnick et al., 2015; Savian et al., 2016; Westerhold et al., 2018a, 2018b; Crouch et al., 2020). Continuous sedimentation in the marine domain, i.e., without any significant temporal hiatuses, allows for determining major or minor climatic events, at least on the regional oceanic scale. However, having discontinuous records in the continental domain makes recognising climate change in these areas challenging. In the marine realm, PETM and EECO correspond to remarkable increases in temperature associated with faunal and floral extinctions during the transition between the calcareous nannofossils Paleogene NP9 and the NP10 biozones for the PETM, and between the calcareous nannofossils NP12 and the calcareous nannofossils NP13 biozones for the EECO (Cramer et al., 2009; Zachos et al., 2010; Hofmann et al., 2015). They are easily identifiable in oxygen and carbon isotope curves with a large and rapid negative excursion of carbon for the PETM and a long-term increase in oxygen associated with a drop in carbon for the EECO. The MECO is also identifiable by short-lived warming events in a long-term cooling period during the beginning of the calcareous nannofossils NP17 biozone (Zachos et al., 2001; Moran et al., 2006; Cramer et al., 2009; Moebius et al., 2014, 2015; Savian et al., 2016). This long-term cooling is characterised by cycles of short-term warming events and polar ice-sheet accumulation (Tripathi et al., 2005). The EOT is evidenced by substantial positive excursions of both oxygen and carbon isotope compositions, which record a global temperature cooling associated with major fauna and flora turnovers resulting from the establishment of a permanent ice sheet in Antarctica at the Eocene-Oligocene transition (NP20-NP21) (Zachos et al., 2001; Tripathi et al., 2005).

Despite the few available sections in the continental sedimentary record, studies on paleoclimate reconstructions were carried out in the continental records in Africa (Roberts et al., 2010; Pickford et al., 2014; Jouve et al., 2019), North America (Wilf, 2000; Wing et al., 2005; Yans et al., 2006; Kraus and Riggins, 2007; Smith et al., 2007; Smith et al., 2008; Buck et al., 2010; Hessler et al., 2017), South America (Raigemborn et al., 2009; Hyland et al., 2017; Fernicola et al., 2021), Antarctica (Cooper et al., 2008), Asia (Bosboom et al., 2014; Quan et al., 2014), and Europe (Utescher et al., 2000; Mosbrugger et al., 2005; Escarguel et al., 2008; Garel et al., 2013; Kayseri-Özer, 2013; Utescher et al., 2015; Tramoy et al., 2016; Marchegiano and John, 2022). The same temperature changes as in the marine domain have been observed in these continental domains. Associated with temperature changes, an increase in humidity during the PETM and the EECO is observed



through the development of warm temperate and tropical forests in Asia, North America, South America and Europe (Wilf, 2000; Mosbrugger et al., 2005; Wing et al., 2005; Raigemborn et al., 2009; Le Roux, 2012; Garel et al., 2013; Quan et al., 2014; Utescher et al., 2015; Hessler et al., 2017; Hyland et al., 2017; Fernicola et al., 2021). Global cooling follows these thermal maxima during the Eocene and leads to aridification associated with more contrasting seasons (Mosbrugger et al., 2005; Escarguel et al., 2008; Buck et al., 2010; Le Roux, 2012; Kayseri-Özer, 2013; Bosboom et al., 2014; Pickford et al., 2014; Quan et al., 2014; Utescher et al., 2015; Jouve et al., 2019). The MECO was rarely identified in continental sediments. Nevertheless, it interrupts the Eocene cooling with fluctuations in sea temperature and salinity on the coasts and with a warmer and moister climate on lands (Bosboom et al., 2014; Pickford et al., 2014; Marchegiano and John, 2022). Finally, the global cooling at the EOT is marked by fauna and flora changes, a decrease in humidity and an increase in continental erosion (Cooper et al., 2008; Escarguel et al., 2008; Roberts et al., 2010; Kayseri-Özer, 2013; Quan et al., 2014; Tramoy et al., 2016; Hessler et al., 2017; Jouve et al., 2019). Despite the identification of global trends in continental settings, high-resolution studies show, for example, that the PETM is not just a warmer period induced by increased moisture and plants activity but begins with a change in the plant community and a temperate climate (Wing et al., 2005; Kraus and Riggins, 2007; Smith et al., 2007). The general understanding of each of these events requires studies on the most continuous sections of the continental sedimentary record possible to observe the manifestation of these events and their respective impact on a single basin, which is extremely rare to find.

The intracratonic Paris Basin offers interesting possibilities for studying these events as it is composed of sediments from marine to lacustrine environments, covering the Thanetian (Late Paleocene) to the Aquitanian (lower Miocene) period. As mentioned by several authors (Willumsen, 2004; Collinson et al., 2009; Bosboom et al., 2014; Hofmann et al., 2015), coastal environments where continental and marine sediments alternate are interesting targets for the study of major climatic events in the continental record. Furthermore, a good stratigraphic framework exists for the basin, especially for marine sediments, and shows that known basin-wide sedimentary hiatuses do not cut across climatic events (Mégnyen, 1980; Pomerol, 1989). Several studies were carried out on climatic and paleoenvironmental reconstruction on the Paleocene-Miocene period in these basins (Cavelier, 1968; Trauth et al., 1968; Renard, 1975; Aubry et al., 1977; Trauth, 1977; Châteauneuf, 1980; Stott et al., 1996; Aubry et al., 2005; Garel et al., 2013; Le Callonnec et al., 2018; Marchegiano and John, 2022). The palynological records show the same global trends as in other continental basins worldwide (Châteauneuf, 1980). However, these observations are based on numerous short sections spread over the basin, especially in the northern part, where many marine sediments are deposited. The climatic trends in the basin's southern part, composed of continental deposits, are unknown because of the lack of available sections.

The recent acquisition of a 120m deep core drill at Maise (France, 50 km south of Paris) in 2016 for hydrogeological purposes represents an opportunity to study Cenozoic paleoclimates and paleo-environments in a coastal to continental context. This borehole, named Maise-1, coupled with the study of the "Le Bois rond" quarry, offers the possibility to study all the Paleogene deposits of the Paris Basin over 180m of sedimentary section, from the top of the cretaceous chalk to the top of the Rupelian carbonates (lower Oligocene, Paleogene) or even the Aquitanian (lower

Miocene, Neogene) (Ménillet, 1974; Mégnien, 1980; Gaillard and Garnier-Sereno, 2017). It also offers a rare opportunity to study the four major climatic events in a single location.

Gaillard has already briefly described the combination of the core section and the quarry section (2017). Its location to the south of the Rémarde anticline, where marine transgression influences are minimal, is well-suited to study the continental Paleogene deposition of the basin. The objectives here are to address a new Paleogene section using petrographic, paleontological, mineralogical, organic, and geochemical proxies to reconstruct the evolution of environments and climates during the Paleocene-Miocene interval. This work will aim to identify the intervals of interest in this new continental section to study the record of major Paleogene climatic events in the continental domain. As this area of the Paris Basin is poorly constrained by biostratigraphic data, especially for the Eocene limestones, a detailed stratigraphic framework will be proposed for the study of foraminifera, dinoflagellates, pollen, and spores. Moreover, the data were placed in a stratigraphic framework based on correlations with the northern part of the basin, where the stratigraphic framework is well established (Gély and Lorenz, 1991; Briaux, 2015). The lower part of the borehole, rich in organic matter, was analysed by Rock-Eval, and palynofacies assemblages were determined. X-Ray Diffraction analyses were also conducted to identify the clay mineral assemblages along the entire borehole and in the quarry. Carbon and oxygen isotopic data were measured in the bulk-carbonate and some calcite cement and completed with carbonate isotope compositions in Moreau et al. (in prep.; chapter 3). All these data are replaced in the basin and global scales to understand the local and regional effects in the sedimentary record and to reconstruct the paleoenvironmental and paleoclimatic evolution. The location and recording of each major climatic event will be discussed allowing us to identify intervals of interest for future specific studies.

## 2. Geological context

The borehole Maise-1 was drilled in the Maise town at 48.382567°N and 2.378689°E in the valley of the Essonne River in the Paris Basin (Fig. 4-1A). This basin corresponds to an intracratonic basin filled with Triassic to Quaternary deposits lying above a Cadomian to Variscan basement (Guillocheau et al., 2000). Several marine deposits retrograde from the North Sea and the Atlantic Ocean southwards during the Eocene and the Oligocene (Fig. 4-1B). Between these periods, lacustrine, palustrine, and fluvial deposits sediment.

Maise is located at the transition between the northern sub-basin, dominated by Eocene and lower Rupelian (lower Oligocene) deposits, and the southern sub-basin, characterised mainly by upper Rupelian and Aquitanian (lower Miocene) deposits (Fig. 4-1C and D). In this area, the Paleocene, the Ypresian (Early Eocene) and the Lutetian-Bartonian (Middle Eocene) deposits are poorly known, and they directly cover Cretaceous chalk deposits (Fig. 4-1E). However, the Ypresian

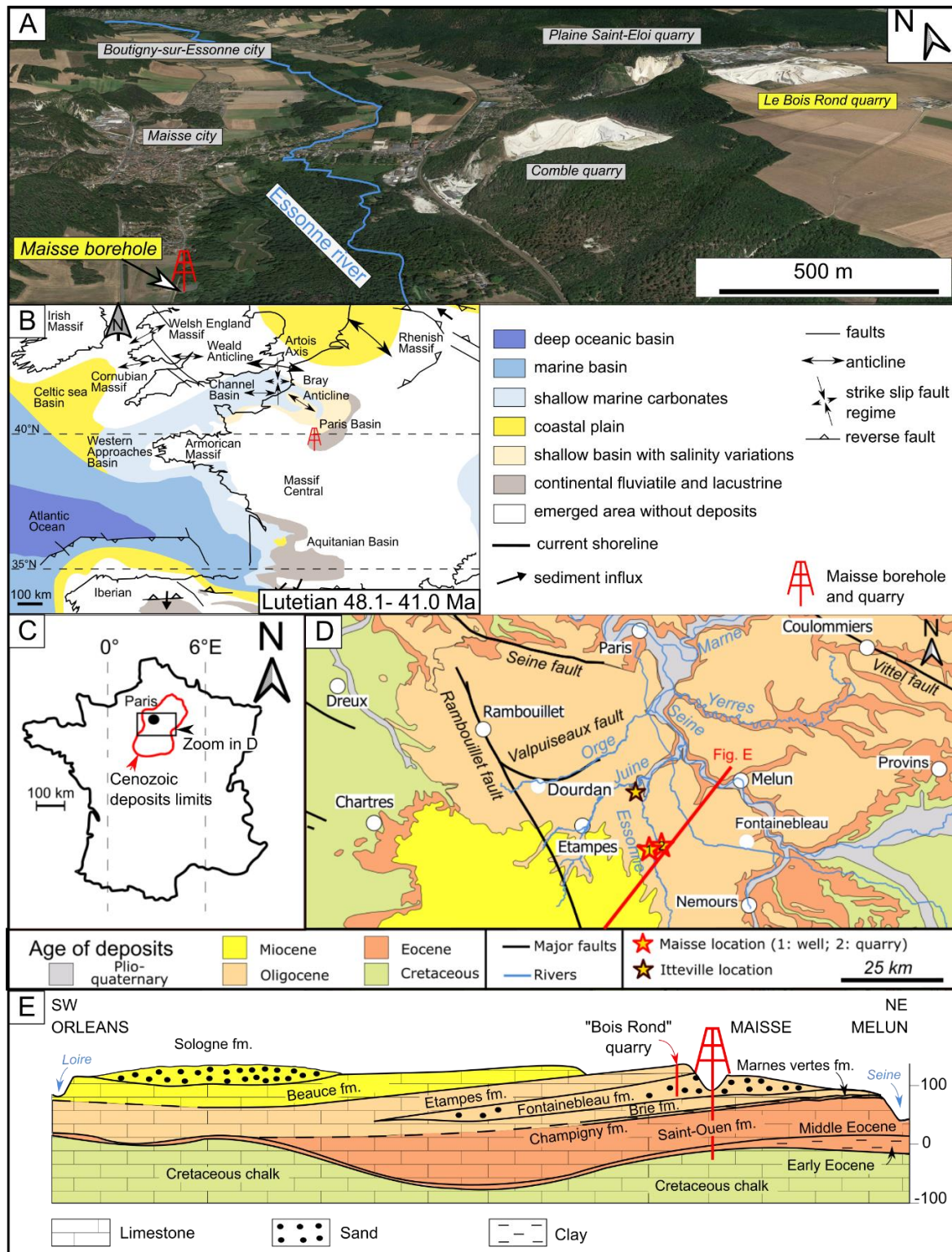


Fig. 4-1. Location of the Maise-1 borehole. A) Satellite view of Maise taken on Google Earth with a x3 vertical exaggeration to mark the geographical relation between the two studied sections. Data source Landsat/Copernicus. B) Location in the paleogeography of Western Europe during the Lutetian (Middle Eocene) (Meulenkamp et al., 2000; Copestake et al., 2003). C) Location of the Cenozoic deposits of the Paris Basin (red line) in the France map. D) Geological map in the study area. E) geological section (modified from Mégnien et al., 1970) with approximately locations of the Maise-1 borehole and the quarry.

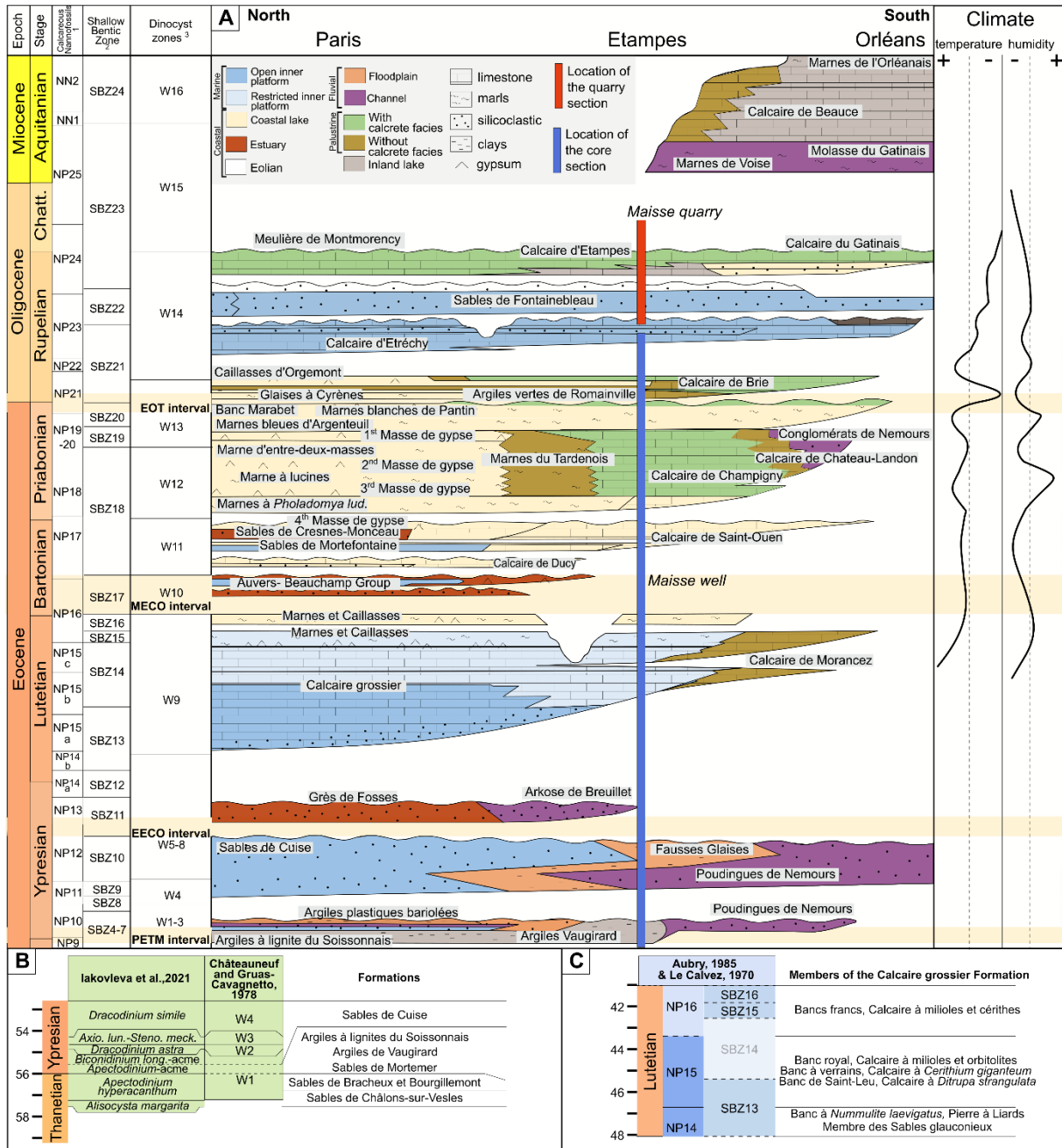


Fig. 4-2. Schematic lithostratigraphic illustration and location of the Maisse sections following a NE-SW cross section in the Paris Basin (Modified after Gély, 2016). Biostratigraphic zones are replaced in the geologic time scale 2020 (Speijer et al., 2020) and come from Le Calvez (1970) and Aubry (1983, 1985) for nannofossils calcareous biozones NP and NN and Shallow Benthic Zones SBZ, from Riveline (1983, 1984) and Riveline et al. (1996) for the charophyte associations, and from Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto (1978) for the dinoflagellate biozones. Environmental interpretations come from Mégnien (1980), Briaux (2015), and Moreau et al. (in prep.). Curves of temperature and humidity come from pollens and spore studies (Châteauneuf, 1980).

deposits represent estuarine and marine sands in the north, changing to fluvial sands, marl and clays with different names and ages (nannoplankton NP11 Zone; *Apectodinium-acme*, *Biconidinium*

*longissimum*, *Dracodinium astra*, *Axiodinium lunare*/*Stenodinium meckelfeldense*, *Dracodinium simile*, *Dracodinium varielongitudum*, *Charlesdowniea coleothrypta* dinoflagellate zones; Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978; Aubry, 1983; Aubry, 1985; Iakovleva et al., 2021). The Lutetian deposits correspond to marine limestones forming the upper part of the *Calcaire grossier* and the *Marnes et Caillasses* Formations, well-known at Paris and in the northern part of the basin, are dated by foraminifera from NP14, NP15 and NP16 biozones (Fig.4-2; Aubry, 1985). Wetzeliellaceae-Dinoflagellates were also rarely found in these deposits and gave *K.rotunda*, *K.fasciata* and *W.articulata* (W9) (Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978; Aubry, 1985). These formations evolve to palustrine carbonates southward (Fig.4-2). An early Bartonian sedimentary *hiatus* exists in the area during the transition between the NP16 and the NP17 zones (Aubry, 1985; Pomerol, 1989). The estuarine sands of the *Auvers-Beauchamp* Group are not mapped here and represent a remarkable erosional surface (Fig.4-2; Briais, 2015). The sedimentation starts again during the upper part of the Bartonian, considered to be present in the south of the basin with the lacustrine limestones of the *Calcaire de Saint-Ouen* Formation, well-dated by characeans such as *Chara friteli*, *Raskyella vadaszi* and *Gyrogona tuberosa* zones.

Priabonian deposits are firstly composed of palustrine limestones corresponding to the *Calcaire de Champigny* Formation in the south and east of the basin, laterally changing to evaporitic deposits with gypsum and marls in the centre. The evaporitic sediments are deposited in a lake, sometimes connected with the marine domain to the north, dated with *Gyrogona tuberosa* and *Harrisichara vasiformis tuberculata* zones (*Masses de Gypses* Formations; Mégnien, 1974; Cavalier et al., 1979).

Then, a succession of four lacustrine and palustrine marly-limestone deposits are present with the *Marnes bleues d'Argenteuil*, *Marnes blanches de Pantin*, and *Argiles vertes de Romainville* Members and with the *Calcaire de Brie* Formation (Fig.4-2; Cavalier, 1968; Turland, 1974; Aubry et al., 1977; Cavalier and Riveline, 1979; Mégnien, 1980).

The studied "Bois rond" quarry is located 3 km towards the northeast of the core drill, on a plateau to exploit the Rupelian (lower Oligocene) sands of the *Sables de Fontainebleau* Formation (Fig. 4-1A and E). At the top of the quarry, lacustrine limestones of the *Calcaire d'Etampes* Formation cover these sands. The presence of *Chara microcera* at Itteville and La Ferté-Alais, 10 km from Maisse, attests that this limestone corresponds to the late Rupelian *Chara microcera* zone (Fig.4-2; Riveline, 1983). The question remains on the presence of the Aquitanian lacustrine limestones of the *Calcaire de Beauce* Formation, which is located further south, and presents a similar petrography as the *Calcaire d'Etampes* Formation (Fig.4-2; Ménéillet, 1974).

The paleoclimate during the Paleogene in the Paris Basin was defined by palynological studies and was generally temperate with hot and humid periods alternating with cooler and drier periods (Fig. 4-2; Châteauneuf, 1980; Aubry et al., 2005). The Ypresian (early Eocene) is the hottest and wettest period, attested by the frequent deposition and preservation of organic-rich layers of C3 land plant origins as swamps or fen (Mégnien, 1980; Storme et al., 2012). The palynological studies by Châteauneuf (1980) show a cooling during the Lutetian (Middle Eocene) to the lower Bartonian with drying during the time of the *Marnes et Caillasses* Formation accumulation, followed by an increase in humidity during the time of the *Auvers-Beauchamp* Group accumulation (Fig.4-2).

The same observations were made on isotopic composition in marine shells in the northern part of the basin showing a decrease in sea-surface temperature from 30°C in the Ypresian to 22°C during the Lutetian-Priabonian (Huyghe et al., 2015). Variations of humidity in the palynological content of the *Marnes à Pholadomia ludensis*, the *Marnes bleues d'Argenteuil*, and the *Argiles vertes de Romainville* Members also indicate maxima of moisture during the Priabonian (late Eocene) and the Oligocene while drier periods were interpreted with the content of the *Marnes blanches de Pantin* Member, the *Calcaire de Brie*, and the *Sables de Fontainebleau* Formations (Fig.4-2; Châteauneuf, 1980). The decrease and change in spore and pollen species has been interpreted as a consequence of lower temperatures at the transition between the Eocene and the Oligocene (Châteauneuf, 1980). This is confirmed by a drop in sea surface temperature from 22°C during the late Eocene to 15°C in the early Oligocene (Huyghe et al., 2015).

### 3. Materials and methods

#### 3.1 Core description, Petrography, and sequence stratigraphy

The outcrop in the quarry and the cores have been described in detail with the Dunham's classification (1962) and Embry and Klovan (1971) for textures and the commonly used terminology for continental facies when it is adequate (Platt, 1989; Platt and Wright, 1991; Alonso-Zarza and Wright, 2010a; Gierlowski-Kordesch, 2010; Vennin et al., 2021). Facies and microfacies have been identified following their lithology, texture, sedimentary structures, and component grains observed on macro samples and 43 thin sections made essentially in carbonate facies. The description of the sandy part of the *Sables de Fontainebleau* Formation by Delhay-Prat et al. (2005) in the "Bois rond" quarry has been reused, as it was not studied in this work.

A well-log Gamma-Ray (GR) was acquired along the borehole by the SOLEO company with a speed of 3 meters per minute and a precision of 1 count per second (CPS). The zero has been measured on the surface. This Gamma-Ray log was used to describe and detail the characteristic of facies in terms of organic matter and clay content. Sequence stratigraphy interpretations were performed integrating vertical facies succession and its paleo-environmental interpretations, including paleontological data and gamma-ray pattern. Depositional sequences are composed of transgressive and highstand systems tracts (TSTs and HSTs, Strecker et al., 1999; Bohacs et al., 2000; Changsong et al., 2001; Keighley et al., 2003; Bohacs et al., 2007; Hanneman and Wideman, 2010; Deschamps et al., 2020). These depositional sequences are bounded by sequence boundaries corresponding either to subaerial unconformities (SU) or their correlative conformities (CC) when no evidence of exposure is observed. Maximum flooding surfaces (MFS) mark the boundary between deepening-upward (TSTs) to shallowing-upward trends (HSTs).

### 3.2 *Micropaleontology*

Foraminifera fauna was used as biostratigraphic markers and paleoenvironmental proxies in the lower part of the core section (from 103m deep to 75m deep). Palynology studies are also used to precise the stratigraphic framework and as humidity/aridity conditions proxies in the most appropriate lithologies from the bottom of the borehole until 80m deep, i.e., the richest levels of organic matter and clays determined with the naked eye.

The foraminifera determination was carried out by "Stratigraphie et biochronologie" (Angers, France) on nine samples. Multiple extraction methods (biostratigraphic slides, rinses, cold and hot acetolyses, HCl attacks, thermal contrast) were carried out to separate the fauna from limestones. No specific foraminifera of the Shallow Benthic Zones (SBZ) was found. Therefore, a correspondence between foraminifera in Maise and foraminifera from the Shallow Benthic Zones (SBZ) in the Paris Basin and the Hampshire Basin (United Kingdom) according to the published associations were used, based in part on the works of Bhatia (1955), Curry (1965), Le Calvez (1970) and Murray et al. (1981). These references were updated to the geologic time scale 2020 (Speijer et al., 2020).

Sixteen palynological samples were prepared using standard palynological techniques at the Evo-Eco-Paleo laboratory (University of Lille, France). All samples were (1) gently crushed in an agate mortar; (2) processed with HCl and HF for dissolution of carbonates and silicates; (3) neutralized with distilled water and sieved between 10 and 106  $\mu\text{m}$ ; (4) processed (few minutes) with hot  $\text{HNO}_3$  to clarify certain organic elements. The remaining organic residues were then mounted on the slides. If possible, a minimum of 200 marine and continental palynomorphs and then, 200 dinoflagellate cysts were counted per sample. Palynological material is stored in the BRGM (Orléans, France).

### 3.3 *Organic study*

The organic matter-rich levels were studied using geochemistry, organic petrography and palynofacies to identify their preservation and origins. Organic matter examination was conducted from 114.1m deep to 81.2m deep, where core and thin-section observations identified the richest levels in clays, marls, and organic matter. Within this interval, seventeen samples were chosen for the Rock-Eval pyrolysis according to their possible organic matter content and their distribution along this interval. The samples were steamed to evaporate any water they may accumulate in porosity and reduced into a fine powder using a metallic grinder for 6 seconds. The analyses were carried out using a Rock-Eval 6 machine at the Sorbonne Université (ISTeP laboratory, Paris, France). A minimum of 100mg of powder from each sample was used. Samples are first introduced in the pyrolysis oven, which is brought to a temperature of 300°C, that then increases continuously from 25°C/min up to 650°C to destroy the organic matter under an inert atmosphere (Espitalié et al., 1985; Behar et al., 2001; McCarthy et al., 2011; Danzelle, 2019). Then they pass into the

inoxidation oven where the residual organic carbon content and the inorganic carbon content are determined by combustion in air between 300°C and 850°C. Following Behar et al. (2001) and McCarthy et al. (2011), the Total Organic Carbon (TOC), Hydrogen Index (HI), Oxygen Index (OI) and maximum temperature (Tmax) were obtained to characterise the type of organic matter and its maturity.

Eight of the seventeen samples used in Rock-Eval were selected for the palynofacies method with the same criteria as the Rock-Eval. Palynological slides have been made using 10g per sample. Firstly, crushed samples were decarbonated by HCl attacks followed by HF and heated HCl attacks to eliminate the carbonates and silicates of the samples. Dilutions by several successive rinses must be carried out after each attack once the sample has been decanted. Then a row slide with unfiltered organic matter and a filter slide of 10µm were used for each sample. Samples were dried on a slide with a few drops of polyvinyl acid, and then fix a coverslip on the slides with a few drops of Eukitt glue and let dry again. The identification of the palynomorphs is based on the structure, shape, size, colour, etc., following McArthur et al. (2016) description with an objective of 63X. The counting was made on twenty grids of 10x10 per slide.

### 3.4 XRD clay minerals analyses

The clay mineral assemblages were determined along the entire core section (48 samples) and at the top of the quarry (18 samples) using X-Ray Diffraction (XRD). The preparations and analyses were carried out at the Université Paris-Saclay (GEOPS laboratory, Orsay, France) using a Panalytical X'Pert Pro diffractometer. Carbonate, marl, and clayey samples were crushed with an agate mortar and then suspended in distilled water before decarbonation using 30% acetic acid to remove the fine carbonate fraction. After agitation, the solutions are decanted for 1h35 min to obtain from the supernatant water containing the clay grain-size particles. Clay fractions lower than 2µm are sampled in the top 2cm of the supernatant water by pipetting. Clays are deposited on a slide and dried in the open air. Each slide was then analysed with the three standard tests: normal, ethylene glycol, and finally, heating treatment at 500°C for 2 hours. Semi-quantitative estimations of clay minerals were realised with in-house software at GEOPS (University Paris-Saclay) based on the reflection peak positions and surface areas of the ethylene-glycol diffractograms summed to 100%; the relative error for the peak area being analysed is about ± 5% (Holtzapffel, 1985).

### 3.5 Stable isotopes analyses ( $\delta^{13}\text{C}$ and the $\delta^{18}\text{O}$ )

Isotopic analyses of the carbon and oxygen have been carried out on bulk carbonates and on macroscopic calcite cements. 43 isotope compositions in Moreau et al. (in prep) were added to 49 new isotope measurements reported here for the first time to cover the whole core section. A few milligrams of the 49 bulk samples, 31 along the core section (1 sample approximately every meter) and 18 along the quarry section (1 sample every sixty centimetres), plus sixteen cements in



the core section have been drilled with a Dremel. 2.5mg of each sample was weighed and placed in exetainer tubes. The tubes were then closed with their septum screw cap and the air was replaced by helium.  $H_3PO_4$  was then injected through their septum to produce  $CO_2$  by carbonates dissolution, over a minimum of 4 hours of agitation at ambient temperature. The carbon and oxygen isotopes compositions of the evolved  $CO_2$  were measured using a gas chromatograph coupled to a GVInstruments Analytical Precision 2003 mass spectrometer at the Université Paris Cité (Institut de physique du globe de Paris laboratory, Paris, France) (see Assayag et al. (2006) for more methods details). Three internal standards (Rennes 1; Merck and Accros) were also used every ten samples to ensure the analyses' reproducibility and convert raw isotope values into  $\delta^{18}O_{/PDB}$  and  $\delta^{13}C_{/PDB}$  values. Duplicates, even triplicates, were done for each sample to highlight their isotopic heterogeneities. The external reproducibility ( $1\sigma$ ) for  $\delta^{13}C$  and the  $\delta^{18}O$  measurements is 0.1% and 0.2%, respectively.

## 4. Results

### *4.1 Facies and depositional environments*

In the core sections of the Masse-1 borehole and the quarry, twenty-three facies of carbonates have been identified and are summarised in the Table 4-1. These facies were grouped into six depositional environments: (1) open-marine to shore for one facies showing a highly dynamic marine setting above the fair-weather wave base, (2) restricted marine platform for facies with a marine fauna deposited in a shallow and calm domain, (3) coastal lake for facies with a brackish fauna and showing fluctuation of salinity, (4) floodplain for facies showing high detrital and terrestrial contents, (5) palustrine domain where facies exhibit subaerial exposure features, and (6) inland lake for facies with freshwater fauna lacking marine affiliations. Here, a succinct description of facies is given. All facies associations are represented along log sections (Fig. 4-3 and Fig. 4-4).

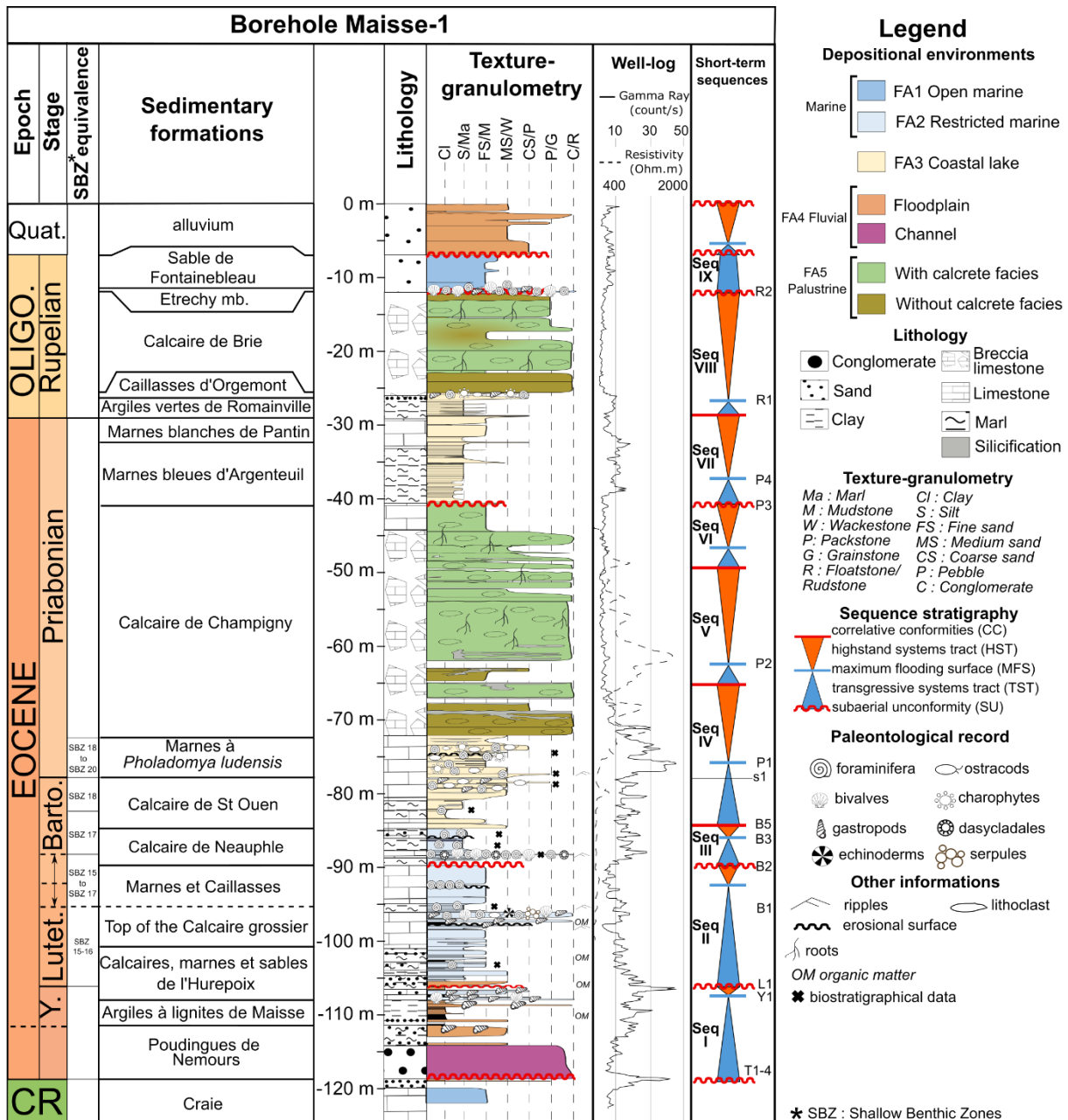


Fig. 4-3. Maisee-1 borehole log with the biostratigraphic framework based on foraminifera, dinoflagellate, pollens, and spores contents, on gamma-ray trends and correlations with the centre of the Paris Basin.

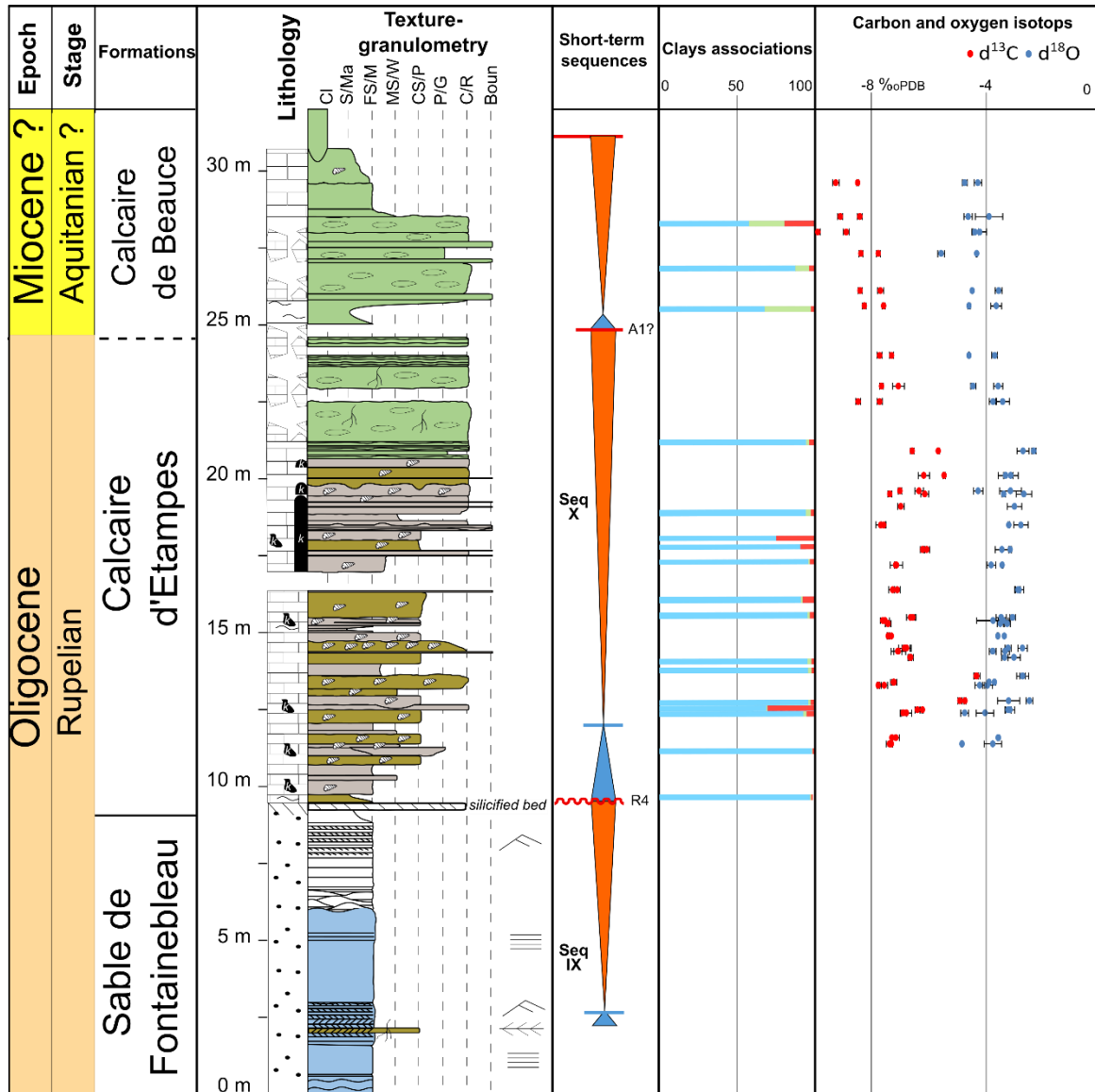


Fig. 4-4. "Le Bois rond" quarry log with stratigraphic framework and the location of XRD and isotopic analyses.

Facies association	Lithologic facies	Non-bioclastic element	Bioclastic element	Biogenic and sedimentary structures	Granulometry	Texture	Paleoenvironment interpretation
FA1 Open marine inner platform	F1a: Bioclastic sands	Quartz (A)	Benthic foraminifera (C), miliolids (C), bivalves (C), gastropods (R)	<i>Ophiomorpha</i> , Hummocky Cross Stratifications, Swaley Cross Stratifications, planar bedding, herringbone cross bedding, 3D ripples, tidal flats	50-200 µm well sorted	Fine to medium sands	Internal platform shoreface to intertidal
FA2 Restricted marine inner platform	F2a: Packstones rich in foraminifera		Miliolids (F), green algae (dasyclads) (F), benthic foraminifera (C), echinoderms (C), bivalves (C)	Bioturbation Planar bedding	80 µm – 5 cm Moderately sorted	Packstone (F) floatstone (R) Wackestone (R)	Protected and restricted marine environment, shallow and calm. Salinity variations. Lagoon type
	F2b: Bioturbated floatstones with a wackestone matrix	Peloids (C), quartz (C)	Bivalves (F), gastropods (F), ostracods (C), miliolids (C), benthic foraminifera (C), serpulids (C), echinoderms (R)	Bioturbation	50 µm – 2 cm Poorly sorted	Floatstone (F), wackestone (C), packstone (C)	Shallow restricted marine environment
	F2c: Alternating foraminifera wackestones to mudstones and green marls	Marls (A), quartz (silt) (C), organic matter (R)	Miliolids (C), gastropods (C), ostracods (C), benthic foraminifera (C)	Bioturbation, planar bedding, cross bedding	< 200 µm Moderately sorted	Mud-wackestone/silt	Calm marine platform to intertidal
	F2d : Bioturbated azoic mudstones			Bioturbation		Mudstone (A)	Restricted marine
FA3 Coastal lake	F3a: Euryhaline foraminifera wackestones to mudstones	Peloids (F)	Ostracods (F), charophytes(C), gastropods (C), bivalves (C), euryhaline benthic foraminifera (C).		50 µm – 500 µm Poorly sorted	Mudstone (C)-wackestone (F)	Brackish water
	F3b : Shell-rich packstones	Peloids (C)	Ostracods (F), gastropods (F), euryhaline benthic foraminifera (F), Charophytes (R)	Planar bedding, Bioturbation	100 µm – 2 cm Poorly sorted	Packstone (A) rudstone (C) Wackestone (C) grainstone (R)	Brackish lacustrine margin
	F3c: Silty to sandy marls	Clays (A), silt to coarse quartz (C)	Ostracods (C), euryhaline benthic foraminifera (C), charophytes(C)	cross bedding	70 µm – 3 cm	Marls	Brackish water with low detrital input

FA4 Floodplain	F4a: Alternation with silty marls or clays and organic levels	Clays (F), silt (quartz) (C), and organic matter (F)		Planar laminae (A), bioturbation roots	50 µm	Silt/clay (A)	Fresh to brackish ponds or swamps.
	F4b: Coarse to fine carbonated and clayed sand	Quartz (A), clays (F), glauconite? Organic matter (C), flints (R)	gastropods (R)	Erosional surface, bioturbation, roots	Poorly sorted		Floodplains or swamps
	F4c: Sandy to medium clay matrix with flint pebbles	Coarse quartz (A), rutile (C), flint (A), organic matter (C)			Until 8 cm	Conglomerate (A) and coarse (A)	Fluvial channels
FA5 Palustrine environment	F5a : Rhizoliths concretions	Iron oxydes (C), peloids (C), intraclasts (C)		Roots, <i>microcodia</i>	100 – 500 µm	boundstone, grainstone	Paleosoil
	F5b : Nodular calcretes	Subangular to subrounded monogenic carbonate clasts (A)	Gastropods (R)	Desiccation cracks, roots , <i>microcodia</i>	1 mm – 20 cm	Wackestone (R)-packstone (C)-grainstone (C), floatstone (C)-rudstone (F)	Substantial pedogenesis, long-time exposure
	F5c : Laminar calcretes	Fibrous calcite (R), monogenic carbonate clasts (A)		Desiccation cracks, roots, <i>microcodia</i> , undulated bedding			Substantial pedogenesis, long-time exposure
	F5d : Chalky calcretes	Iron oxides (C)		Roots, <i>microcodia</i>		Mudstone, microsparite	Substantial pedogenesis, long-time exposure
	F5e : Peloidal grainstones	<i>In-situ</i> intraclasts (F), peloids (A)		Centimetric karsts	500 µm Well to poorly sorted	Grainstone (A)	Infilling of cavities after dissolution
	F5f: <i>In-situ</i> brecciated limestones	<i>In-situ</i> intraclasts, peloids (C), black pebbles (C)	Gastropods (C),	Desiccation cracks, <i>microcodia</i> , bird's eyes	1 mm – 20 cm Poorly sorted	Floatstone (C) - rudstone (F)	Lake margins, long subaerial exposure
	F5g: Organic-rich wackestones and marls with lithoclasts	Organic matter (C), reworked intraclasts (F),	Gastropods (C), ostracods (C)	Roots, desiccation, bioturbation	50 µm-2 cm Poorly sorted	Mudstone (C) à wackestone (A)	Vegetized lake margins

		quartz (C), iron oxides (R)					
	F5h: Alternation of mudstones and wackestones with root traces	Iron oxides (R)	Ostracods (F), charophytes (C), gastropods (F)	Roots, desiccation cracks	2mm -2 cm Poorly sorted	Wackestone (F), floatstone (F), Mudstone (C), rudstone (R)	Lake margins
FA6 Inland lake	F6a : Polygenic breccia	Black pebbles (F), subangular to subrounded reworked intraclasts (F), oncoids (C)	Gastropods (C), ostracods (C)	Desiccation cracks, stromatolites	1 mm – 40 cm Poorly sorted	Floatstone (F), rudstone (F)	Erosion of lake margins after subaerial exposure
	F6b : Wackestones with lithoclasts	Reworked intraclasts (black pebbles and others) (C), oncoids (C)	Gastropods (C), ostracods (C)	Desiccation cracks	1 mm – 3 mm Moderately sorted	Wackestone (F), packstone (C), mudstone (C)	Erosion of lake margins after subaerial exposure
	F6c: Gastropod shell-rich floatstones		Gastropods (F), ostracods (C), charophytes (R).	Desiccation cracks, bird's eyes	500 µm – 3 cm Moderately sorted	Wackestone (C) packstone (C), floatstone (C), rudstone (C)	Shallow freshwater. Sometimes subaerial exposure
	F6d : Microbial crusts			Micritic columnar (C) and planar (F) laminae	Few millimeters to 20 cm		Lake

Table 4-1. Description of textures, components, sedimentary structures and granulometry of the sedimentary facies identified in the Maisse logs and their paleoenvironmental interpretation. R = rare: <10%; C = common: 10–20%; F = frequent: 20–40%; A = abundant: >40%.

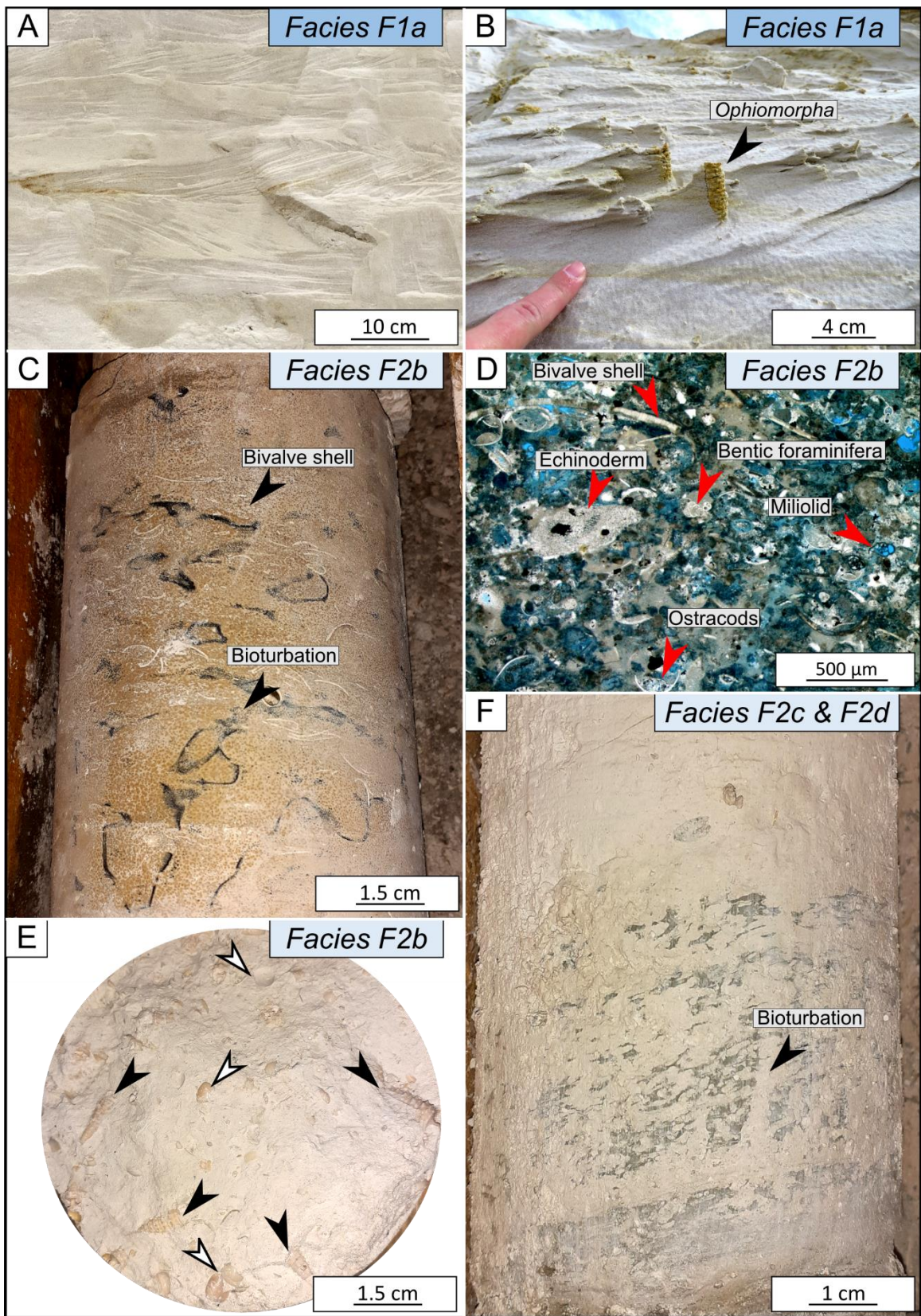


Fig. 4-5. Open (FA1) and restricted (FA2) marine facies. A) 3D ripples; facies F1a; Maise quarry, Sables de Fontainebleau Formation, Rupelian. B) *Ophiomorpha* burrow in planar bedding sands; facies F1a; Maise quarry, Sables de Fontainebleau Formation, Rupelian. C to E) Bioturbated floatstones with a wackestone matrix observations; in picture E, black arrows pick *Serratocerithium* gastropods while white arrows pick *Veneridae* bivalves; facies F2b; Maise-1 borehole, top of the Calcaire grossier Formation, Lutetian. F) Transition between green marls (facies F2c) and azoic mudstone (facies F2d), note the strong bioturbation of the marls; Maise-1 borehole, Calcaire de Saint-Ouen Formation, Bartonian.

#### 4.1.1 Facies Association FA1 Marine inner platform

Sands levels at the top of the core section of Maise-1 and the base of the quarry are composed of well-sorted fine sands rich in fossils (bivalves, foraminifera, rare gastropods (Fig. 4-3 and Fig. 4-4). A large variety of sedimentary structures were identified with 3D ripples, herringbone cross-bedding and tidal flats as the most common (Fig. 4-5A; Table 4-1). Vertical *Ophiomorpha* burrows were also concentrated in some levels in the quarry, where planar laminations are frequent (Fig. 4-5B). Delhaye-Pratt (2005) also observed some Hummocky Cross Stratifications and Swaley Cross Stratifications. These observations clearly indicate a shoreface to the intertidal zone of a sandy marine platform.

#### 4.1.2 Facies Association FA2 restricted marine platform

This facies association is composed of micritic marls and limestones presenting a marine fauna assemblage with echinoderm fragments, green algae (dasyclads), bivalves (*Veneridae*, *Hydrobiidae*, *Corbulidae*, and *Cardiidae* families), ostracods, and gastropods (*Serratocerithium*) coupled with a thanatocenosis of marine foraminifera (*Valvulinidae* and *Miliolidae* families, among other things), and autochthon brackish foraminifera (e.g., *Rosalinidae*, *Bolivinidae*, *Discorbidae*, *Elphidiidae*, *Buliminidae* families) (Fig. 4-5C to E). This facies association was found in the lower part of the borehole, between 108.0m and 106.7m and 105.75m and 85m deep (Fig. 4-3). The detrital content is low except in rare poorly sorted silty beds. Some levels are rich in fossils especially above erosional surfaces, and form either packstones (facies F2a) or floatstones (facies F2b) and can alternate with organic-rich layers or green marls (facies F2c). Other levels are azoic (facies F2d). All these facies are bioturbated, exhibit some ripples and present erosional boundaries at the top of the bed (Fig. 4-5F).

The micritic dominance and alternation with marls and organic layers suggest a calm environment as a restricted marine inner platform, supported by the diversified marine fauna. However, thanatocenosis of marine foraminifera coupled with autochthonous brackish



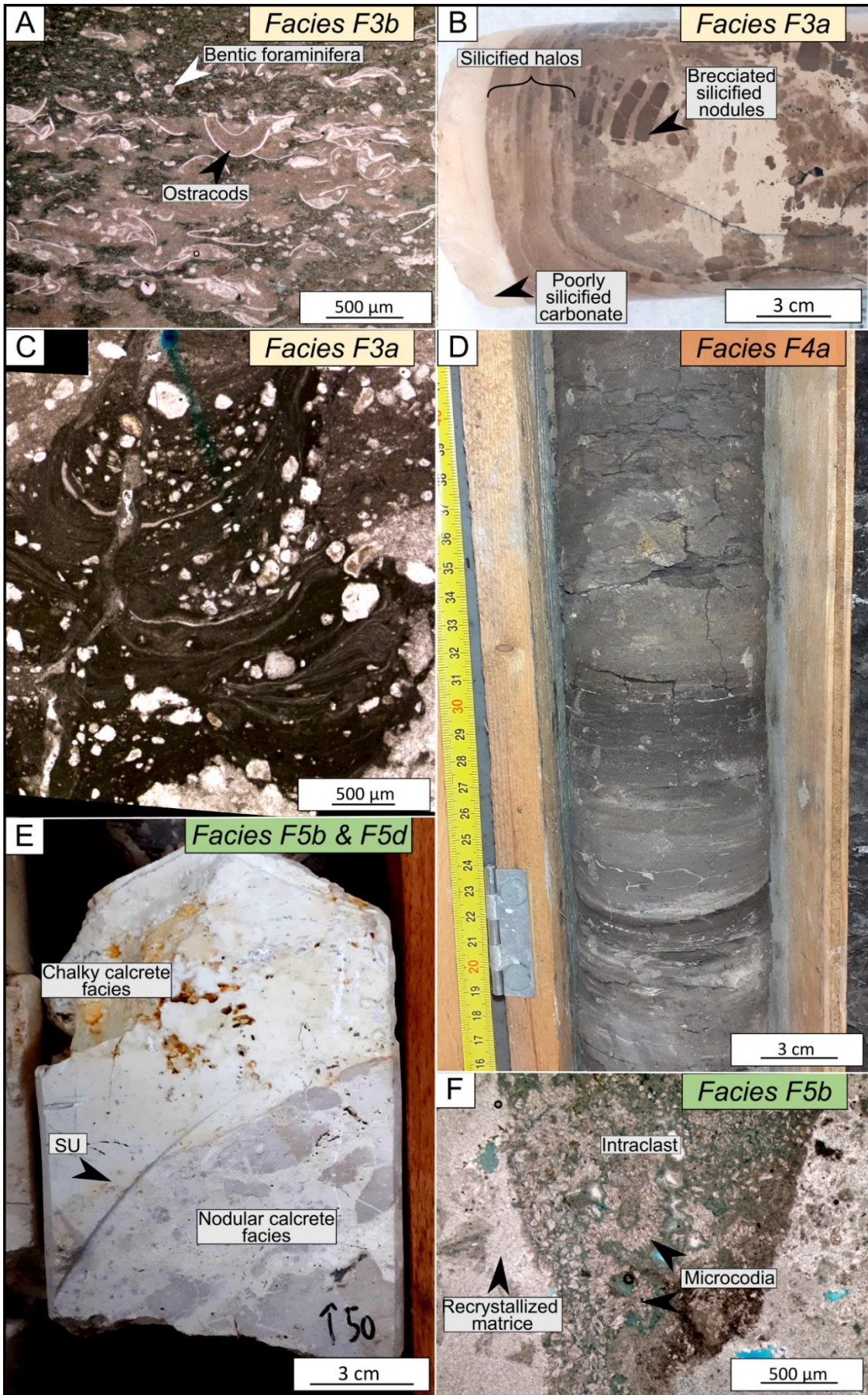


Fig. 4-6. Coastal lacustrine (FA3), floodplain/swamp (FA4) and palustrine (FA5) facies in the Maise-1 borehole. A) Shell rich packstone in thin section; facies F3b; Marnes à *Pholadomya ludensis* Formation, Priabonian. B) Brown silicified chert in carbonates with halos and brecciated structures. The sample is almost entirely silicified, only the top is since carbonated; facies F3a; Marnes à *Pholadomya ludensis* Formation, Priabonian. C) Thin section in the clear part in the centre of the silicified chert of the picture B. The stromatolite-like structures is like the cusped colloform structures described by Ulliyott and Nash (2016). D) Alternation of organic rich layers and clayey layers; facies F4a; Argiles à lignites du Soissonnais; Ypresian. E) Nodular (facies F5b) and chalky calcrete (F5d) facies separated by an oxidized subaerial unconformity (SU); Calcaire de Champigny Formation, Priabonian. F) Thin section in nodular calcretes showing a recrystallised matrix in microsparite, and intraclasts exhibiting fragments of microcodium; facies F5b; Calcaire de Champigny Formation, Priabonian.

foraminifera suggest general brackish water with periods of agitation, marine connections, and salinity variation. The silty levels of quartz highlight ephemeral flooding input, while ripples and erosional surface also indicate some agitated episodes.

### 4.1.3 Facies Association FA3 coastal lake

The facies association FA3 comprises micritic limestones and marls with euryhaline fauna and some silica concretions. This association was described in the lower part of the core section between 89.9m and 72m deep and the upper part between 41m and 26m deep (Fig. 4-3). The paleontological record is composed of ostracods (*Virgatocypris tenuistriata*, among other things) with some gastropods (Lymnaeidae and Planorbidae families), charophytes and foraminifera (Rosalinidae and Boliviniidae families, Elphidiella and Caucasina genus). As in restricted marine facies, some carbonate levels present a wackestone to mudstone texture (facies F3a) with few bioclasts, while others present packstone texture (facies F3b) with a high concentration of bioclasts (Fig. 4-6A). Bioturbations are familiar and similar to those described in the restricted marine facies. Some intervals are composed of silty to sandy marls with green or white colours (facies F3c). In the most clayey levels, millimetric planar bedding can be observed. Some levels in the lower part of the core section present silicification of Opal CT like brown cherts (89.9m and 72m deep, Fig. 4-3). They present brecciated structures surrounded by multiples halos (Fig. 4-6B). In thin sections, several stromatolite-like structures are identifiable between the silicified intraclasts. They look like the cusped colloform structures described by Ulliyott and Nash (2016), interpreted as pedogenic silcretes processes (Fig. 4-5C).

The micritic dominant facies with planar lamination show a calm environment. The fauna marks brackish water with low salinity and species able to endure strong variations of salinity. The presence of foraminifera indicates however the proximity of the marine domain. This facies association is interpreted as a coastal lake, where lacustrine freshwaters are mixed with marine

waters by ephemeral connections. The silicified carbonates suggest a pedogenetic alteration, but the age of the modification is not defined.

#### *4.1.4 Facies Association FA4 floodplain/swamp and channel*

The facies association FA4 is mainly composed of detrital and organic sediments with a low carbonate content and was observed at the bottom of the core section, between 119m and 106.2m deep (Fig. 4-3). The most frequent facies is an alternation with silty marls or clays and organic levels (F4a; Fig. 4-6D). Some organic-rich layers have a coal aspect with an indurated organic matter. A coarse to fine carbonated and clayed sandstone was also identified (facies F4b) between organic-rich intervals, showing organic matter contents (roots and black layers) and strong bioturbation. Finally, a coarse sandy to medium clay matrix contains a lot of flints at the bottom of the core section and corresponds to a conglomerate (facies F4c). The flints are pebble-sized, sub-rounded and black in colour. In the matrix, dinoflagellate cysts, foraminifera, freshwater algae, and pollen have been identified (see the 4.c. Organic matter study).

The accumulation of organic matter with clays suggests an anoxic environment under a low hydrodynamism. The low detrital content, essentially silts, supports this interpretation. The presence of some roots and gastropods in carbonated and clayed sandstones (facies F3b) indicates rather floodplain, swamp or mangrove environments than the bottom of a lake or pond.

The environmental interpretation of the facies F4c is difficult in the borehole as only the base and the top of the 119m-114m interval could be collected. The matrix shows at the base a mixed assemblage between marine, aquatic and continental palynomorphs, dinoflagellates cycts, freshwater algae and pollens. 25km east of Maise, towards Fontainebleau and Nemours (Fig. 4-1), formations rich in flint pebbles change laterally and vertically to coarse sands showing normal grading sequences and cross-laminations (Mégnyen, 1980, and the references contained therein). The marine fossils found in the matrix of these levels were reported to be Cretaceous and Jurassic and are interpreted as reworked. These observations coupled with the flint morphometry would indicate a fluvial origin of these sediments, such as wadi-type detrital discharges. It, therefore, seems reasonable to suggest that the flint-rich sandy facies (facies F4c) in the core section are also of fluvial origin.

#### *4.1.5 Facies Association FA5 palustrine domain*

The palustrine facies association FA5 is present in the core section between 72m and 41m deep and between 26m and 12m deep (Fig. 4-3), but also at the top of the quarry section (Fig. 4-4). The facies in the core section and in the quarry are different but show nevertheless alteration of the primary limestone by subaerial exposure. In the core section, palustrine facies are composed

of rhizoconcretions (facies F5a), nodular calcretes (facies F5b), laminar calcretes (facies F5c), chalky calcretes (facies F5d), peloidal grainstones (facies F5e) and *in-situ* brecciated limestones (facies F5f). In facies F5b, F5c, and F5f, intraclasts are abundant and mainly desiccated, displaying a jigsaw-puzzle structure. They range from a millimetre to several centimetres wide and have either smooth, angular or diffuse contours (Fig. 4-6E). Several cycles of one metre can be identified with irregular surfaces, often erosional surfaces, highlighted by oxidized horizons and covered by chalky oxidized white calcretes (Fig. 4-6E). In thin sections, the carbonate is composed of microsparite and some roots-*microcodia* (facies F5d), of intraclasts with alveolar structures and/or *microcodia*, and coated grains microfacies (facies F5b, F5e and F5f) or high concentration of roots and *microcodia* (facies F5a and F5c; Fig. 4-6F). Recrystallisation of the micrite by microsparite is frequent. Geopetal and isopachous cements are often present, and alternate. Silicification is important in the 72m-60 m deep interval, with carbonate substitution by quartz. Conversely, the top of the core section is less silicified with just some veins of quartz infiltrating the carbonate rock.

The brecciated carbonates with roots, alveolar structures, *microcodia*, coated grains and desiccation cracks are typical of the pedogenesis of palustrine carbonates by biological processes (Wright and Tucker, 1991; Alonso-Zarza and Wright, 2010b). Chalky and brecciated horizons correspond to the chalky and nodular calcretes defined by Wright and Tucker (1991). The cycles identified in this interval suggest multiples events of flooding and sedimentations, followed by prolonged subaerial exposures.

In the quarry, the palustrine facies represent twenty centimetres thick benches of wackestone and marls with lithoclasts (facies F5g), wackestones with root traces (facies F5h) or calcretes (facies F5b and F5c). Several *Potamides lamarckii*, *viviparus*, *limnea* and ostracods were recognized (Fig. 4-7A and B). These facies show recurrent desiccation cracks and root moulds. Contrary to the palustrine intervals of the core section, the palustrine facies of the quarry indicate a shorter subaerial exposition, giving the possibility to identify the primary lacustrine facies from the facies association FA6.

#### 4.1.6 Facies Association FA6 inland lake

This facies association correspond to freshwater limestones showing no evidence of marine connection. It is present in the upper part of the quarry (between 9m and 30m; Fig. 4-4) by twenty centimetres thick benches of polygenic breccias (facies F6a), mudstones or wackestones with lithoclasts (facies F6b), gastropod shell-rich floatstones (facies F6c), and microbial crusts (facies F6d; Fig. 4-7C). Like in the palustrine facies, *Potamides lamarckii*, *viviparus*, *limnea* and ostracods were recognized. Planorbs were also identified in specific beds after the disappearance of *Potamides lamarckii*. Some desiccation cracks can be present at the top of the beds.

The paleontological record shows brackish waters at the beginning with *Potamides lamarckii* evolving towards freshwaters with the abundance of *limnea* and planorbs. These facies alternate with the palustrine facies described above and record a lacustrine and palustrine

environment, where the lacustrine deposits are often exposed (Platt and Wright, 1991; Alonso-Zarza and Wright, 2010a; Gierlowski-Kordesch, 2010).

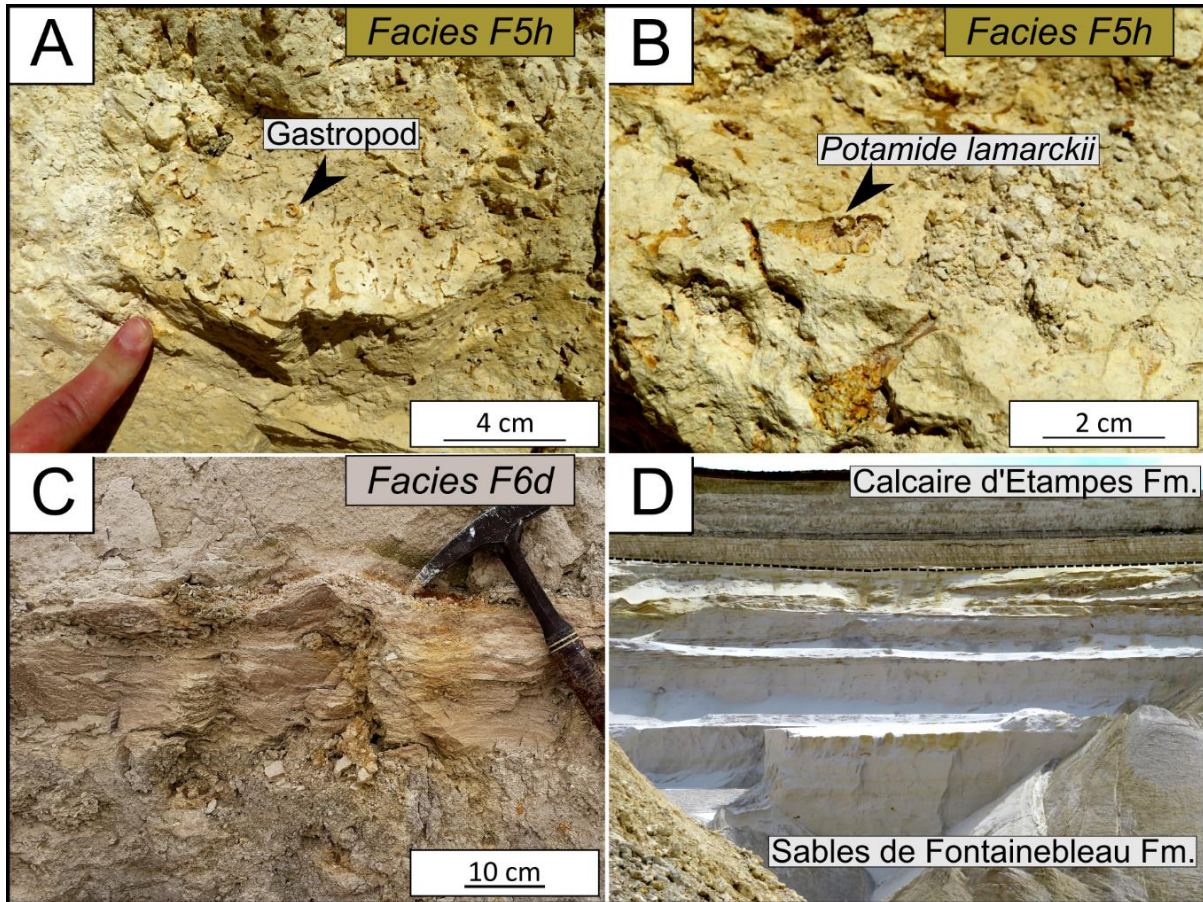


Fig. 4-7. Palustrine (FA5) and inland lacustrine (FA6) facies in the quarry. A and B) Wackestones with root traces and moulds *Potamida lamarckii*; facies F5h; Calcaire d'Etampes Formation; Rupelian. C) Microbial crust with a centimetre thick dome at the top of the bench; facies F6d; Calcaire d'Etampes Formation, Rupelian. D) Overview of the quarry with the limestones of the Calcaire d'Etampes Formation covering the sands of the Sables de Fontainebleau Formation.

## 4.2 Depositional sequences and sedimentary discontinuities

Ten depositional sequences were interpreted from the facies succession and the gamma-ray log. The nomenclature of sedimentary discontinuities used is that of Briais's works (2015) which were confirmed by cross sections with the northern part of the basin (Fig. 4-3 and Fig. 4-4).

(i) At the bottom of the core section, the Cretaceous chalk is eroded and covered by a fine layer of brown clays (facies F4a). A transgressive sequence appears above with the deposits of floodplain/swamp facies with first 5m of coarse sands with flint pebbles, then with 3m of coarse

to fine carbonated and clayed sandstone (facies F4b) and finally 5m of alternation with silty marls and organic levels (facies F4a; T1-4 surface; Fig. 4-3). This transgressive trend is recorded by a distinguishable high peak at the base, followed by a constant increase of the gamma-ray log (T1-4 surface; Fig. 4-3). Between 108 and 107m deep, two twenty-centimetre-thick marine beds (facies F2b) correspond to the maximum flooding of the sequence (Y1; Fig. 4-3). This sequence ends with fifty centimetres of facies F4a and a remarkable erosional surface with the reworking of clays in coarse to fine carbonated and clayed sandstone (facies F4b) and a second peak of gamma-ray at 106.2m deep (L1; Fig. 4-3).

(ii) The second depositional sequence corresponds to the progradation of marine platform deposits from 106.2 to 89.6m deep (approximately 15m). Two shorter sequences of 8m can be individualized by the gamma-ray log with a rapid increase of the gamma-ray followed by a slow gamma-ray downward. They end with minor erosional surfaces. The maximum flooding surface was in the most concentrated marine fauna level at 92m deep (B1; Fig. 4-3), in the second short sequence. The end of this sequence is placed at -89.8m deep where a subaerial unconformity surface is coupled with a rapid upward trend of the gamma-ray log (B2; Fig. 4-3).

(iii) Above the subaerial unconformity B2, rich fossils marine platform facies are present (facies F2a and F2b). The most diversified and marine level of the core section is present at 86m deep (B3). After this maximum flooding, a global regressive trend is observed until 41m deep with the deposition of coastal lacustrine facies (FA3), followed by palustrine facies (FA5).

(iv to vi) Three depositional sequences can be correlated with the northern part of the basin (Fig. 4-3). The first sequence is composed of 20m of coastal lacustrine facies (FA3) passing to palustrine facies (FA5). The maximum flooding surfaces correspond to a high peak of gamma-ray coupled with high concentration of foraminifera (P1; Fig. 4-3). A twenty-centimetre-thick silicified bed marks the increase of the gamma-ray log at 78m deep (surface s1; Fig. 4-3). The second and third sequences are twenty to fifteen metre thick and are composed entirely of palustrine facies. The less developed palustrine facies associated with low rise of the gamma-ray log represent the maximum flooding surfaces (P2; Fig. 4-3). Smaller depositional sequences can also be individualized, finishing with oxidized subaerial unconformities. The last sequence in the palustrine facies ends at 41m deep with a subaerial exposure surface and the reworking of carbonates in the first centimetres of overlying marls (P3; Fig. 4-3).

(vii and viii) The two next depositional sequences are twelve and seventeen thick and are composed of moderate radioactive coastal lacustrine marls with detrital inputs and foraminifera (facies F3c) passing to low radioactive lacustrine (facies F3a) or palustrine (FA5) limestones. The maxima flooding surfaces were in the most agitated layers (richest in quartz, fossils, and cross bedding) at 39 (P4) and 28m (R1) deep. The two depositional sequences are separated by a silicified surface at the top of azoic mudstone (facies F3c). The transition between lacustrine and palustrine facies is marked by a rich fossil level (facies F3b). The second depositional sequence ends at 11m deep with a subaerial unconformity at the top of the palustrine carbonates (R2; Fig. 4-3).

(ix) This depositional sequence corresponds to a marine transgression of sixty metre of bioclastic sands (FA1). This sequence ends in the quarry with the passing from tidal sedimentary structures (3D ripples, herringbones, tidal flats) to aeolian sedimentary structures. A silicified bed bench cover the end of the aeolian sands and marks the end of the sequence (R4; Fig. 4-4).

(x) Finally, a fifteen-metre-thick sequence presents the deposition of lacustrine (FA6) and palustrine (FA5) deposits (Fig. 4-7D). The maximum flooding surface is in the lacustrine facies at the base of the sequence. The highstand systems tract shows the increase of the frequency of palustrine facies, especially for the calcrete facies (facies F5b and F5c; Fig. 4-4).

A last sequence can be identified in the last ten metre of the quarry with the deposit of chalky calcretes (facies F5d) and other palustrine facies (facies F5b and F5c) above the laminar calcrete (facies F5c) (A1). However, the alteration suffered by the sediments at the top of the quarry makes it difficult to identify it clearly.

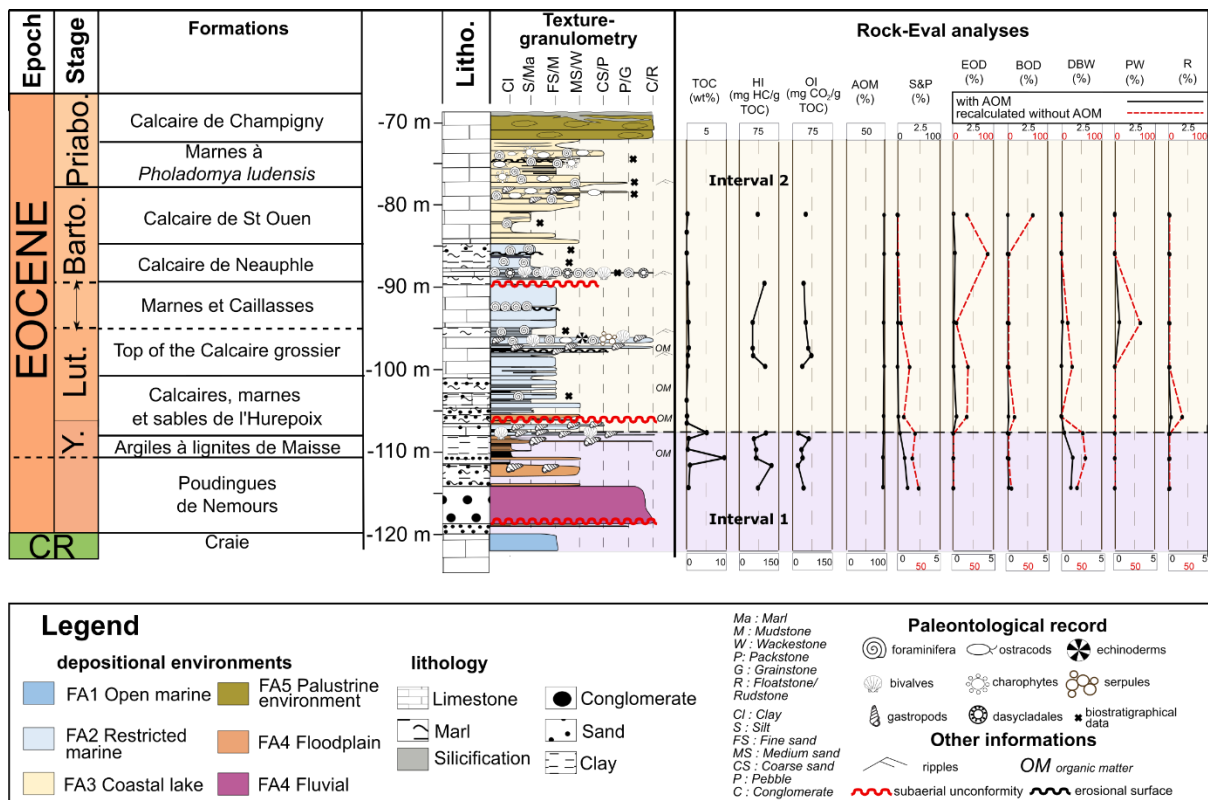


Fig. 4-8. TOC, HI, OI curves, and particles' proportions along the interval of study of Maise's stratigraphic log. Percentages of palynomorphs were recalculated without taking account the amorphous organic matter (AOM) to highlight trends. Palynofacies abbreviations: AOM (amorphous organic matter), S&P (spores and pollen), EOD (equant opaque debris), BOD (bladed opaque debris), DBW (degraded brown wood), PW (palynowafers), and R (resin).

### 4.3 Organic matter study

The organic matter study was held in the lower part of the core section, between 119.1m and 81.2m deep, where fluvial (119.1-114.1m deep) and alluvial (114.1-105.75m) deposits change

to restricted marine platform (108-106.8m and 105.75-85m deep) and then coastal lacustrine (85-72m deep) deposits. Seventeen samples rich in organic matter are summarized in the

Table 4-2 and Fig. 4-8. Additionally, palynological observations and determination on sixteen samples are presented in the Table 4-3. The TOC values are low, varying from 0 to almost 10wt%, with the better values at the bottom part of the interval (5.06 and 9.43wt%). The other samples are characterized by a TOC below 1wt%, and even very low TOC values below 0.2wt% for five samples. For these samples, the HI and OI values were not given as they are in the significance threshold's limit of the Rock-Eval machine. The HI/OI diagram shows that the organic matter of the chosen samples is of Type III kerogen, representing a continental organic matter (Fig. 4-9A). In this case, HI values are low, varying from 72 to 138mg HC/g TOC, whereas OI values go from 26 up to 76mg CO<sub>2</sub>/g TOC. HI/Tmax diagram shows that Type III samples are found of the 0.5wt% vitrinite reflectance limit, corresponding to Tmax values between 377 and 427°C, and representing an immature organic matter, which indicate no to limited thermal/burial diagenesis (Fig. 4-9B).

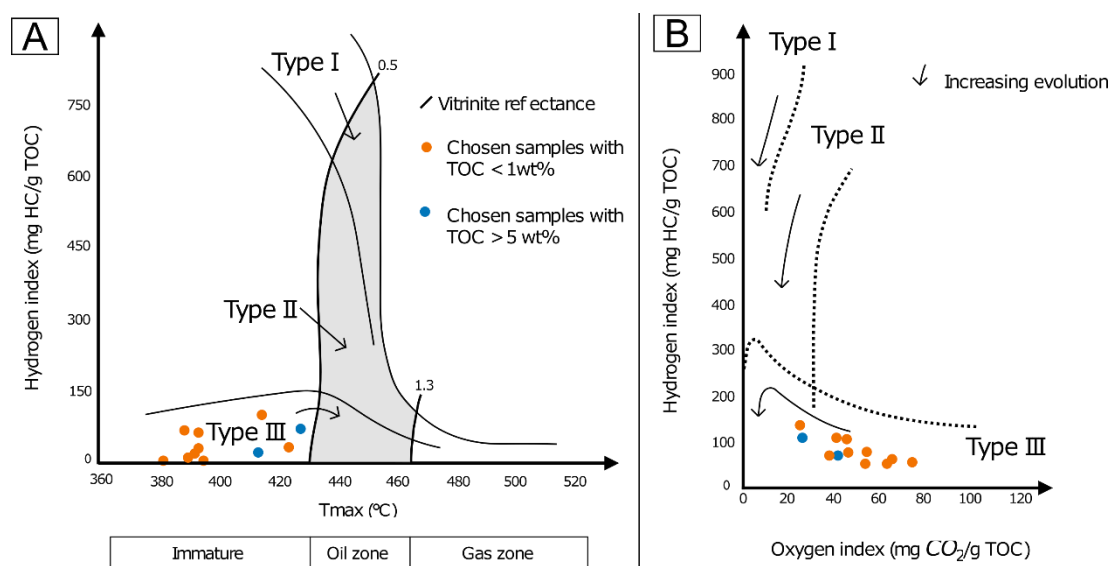


Fig. 4-9. HI/Tmax diagram for Maise's chosen samples and their classification in an HI/OI diagram (where increasing evolution means degradation pathway of the organic matter). Samples with a TOC greater than 5 wt% are shown in blue, whereas those who have TOC values under 1 wt% are shown in orange.

In details, Rock-Eval pyrolysis and palynofacies highlight two major intervals of organic matter, both highly rich in amorphous organic matter (Fig. 4-8 and Fig. 4-10). The interval 1 (114.1 to 105.5m deep), corresponding to floodplain facies association (FA4), is composed of an average TOC of 2.36wt%, average HI of 98.3mg HC/g TOC, and average OI of 41.33mg CO<sub>2</sub>/g TOC. It corresponds to a relatively better-preserved organic matter with relative quantity of degraded brown wood and spores and pollens (Fig. 4-10 and Fig. 4-11A to C). Phytoclasts, charcoals, resinite and lacustrine algae are common even abundant (Fig. 4-10). Some levels contain dinoflagellate cysts (119.10-118.65, 111.00, 105.75, and 49.95 m depth). The samples collected between the Cretaceous chalk and the conglomerates, and in the matrix of conglomerates (119.1m and 118.65m deep) show a relatively homogeneous pollen and spore assemblage between them.



Cretaceous palynological assemblage is dominated by dinoflagellate cysts and contain foraminiferal organic linings mix with freshwater algae (e.g., *Bostryococcus*, *Leiospheres*, *Ovoides*), fern spores (e.g., *Gemmatrilites*) and few and less diversity pollen taxa (archaic *Normapolles*, notably *Interporopollenites* and *Trudopollis pflugii*). Above the conglomerates, the pollen grains and spores observed between 114.1m and 105.75m show an assemblage radically different. Dinoflagellate cysts are limited to two levels at 111.0m and 105.75m. Fern spores and pollen grains are abundant and well diversified. Some taxa were identified: *T. Plicatus*, *T. bourreauii*, *C. circulus* and *Thomsonipollis*. Moreover, palm pollen grains from *Dicolpae*, *Proxapertites* (?) and the taxa *Iodes*, *Pandanus* and *Sapotaceae* were found.

The interval 2 (105.5m to 81.2m deep), corresponding to restricted marine and lacustrine environments, is composed of an average TOC of 0.29wt%, average HI of 78.5mg HC/g TOC, and average OI of 56.5mg CO<sub>2</sub>/g TOC. The organic matter is more degraded with relative higher amounts of palynofauna, equant organic debris and a decreasing content of spores, pollens and degraded brown wood (Fig. 4-8 and Fig. 4-11D to F). Moreover, two of the three samples of this interval (at 103.7m and 101.7m deep) are lacking palynomorphs. The sample at 102.6m deep offers poorly preserved dinocysts fragments, freshwater algae, pollens, and fern spores. Phytoclasts, charcoals, resinite and lacustrine algae are less present than in the interval 1 (Fig. 4-10). The dominant amorphous organic matter is generally interpreted as resulting from algal-bacterial lacustrine or marine organic matter sources (Tyson, 1995). However, amorphous organic matter particles can also come from the degradation of vascular plants tissues in low energy, floodplains, or coastal marshes lacustrine environments (Tyson, 1995). The latter interpretation is more in line with Rock-Eval results and palynofacies assemblages (lacustrine algae with fern spores, resinite, charcoal...). Furthermore, the very low content of wood debris, lignitic particles such as equant and bladed opaque debris (EOD and BOD) in palynofacies suggest few influences of organic detrital inputs from land brought by rivers (or secondary reworked by sea flows), suggesting quiet, low energy environments protected from allochthonous organic inputs, such as low energy coastal marshes and/or mangroves and floodplains with the bulk of organic matter produced *in-situ*. In this respect, amorphous organic matter should better derive from the degradation of tissues of terrestrial plants and/or from partly submerged, totally submerged and/or floating plants in marshes or mangrove environments. The difference between both intervals (i.e., degraded organic matter, higher amounts of palynofauna, equant organic debris and a decreasing content of spores, pollens and degraded brown wood, phytoclasts, charcoals, resinite and lacustrine algae) can be related to an environmental change in the second interval the change from floodplain to marine environments. This would have led to the decreasing preservation of organic matter and increasing contents of detrital organic debris such as equant and bladed opaque debris (EOD and BOD), which may be related to higher reworking and higher detrital allochthonous inputs of organic matter associated with a more open environment. This change is accompanied by the marine transgression Y1, which explains the oxidation of interval 2.

Sample	Depth	Rock-Eval pyrolysis							Palynofacies								
		Tmax	S1	S2	S3	TOC	HI	OI	AOM	S&P	EOD	BOD	DBW	PW	R	Total	Fields
M20	81.2	390	0.08	0.23	0.16	0.29	79	55	99.92	0	0.02	0.04	0	0	0	1692.25	20
M19	83.4	0.07	0.16	0.19	0.11												
M18	85.9	0.09	0.12	0.16	0.1				99.8	0	0.19	0	0	0	0	1660.25	20
M16	89.5	390	0.12	0.41	0.18	0.38	108	47									
M15	94.2	392	0.2	0.29	0.28	0.51	57	55	99	0.07	0.09	0	0.16	0.66	0	1818.1	20
M13	97.3	377	0.47	0.35	0.39	0.61	57	64									
M12	98.2	377	0.24	0.22	0.28	0.37	59	76									
M11	99.5	385	0.21	0.4	0.15	0.36	111	42	99.98	0.03	0.04	0	0.03	0	0	1570.75	20
M10	103.6	0.09	0.08	0.22	0.06												
M9	105.5	0.05	0.11	0.04	0.15				99.02	0.13	0.38	0.13	0	0	0.31	718.25	20
M8	106.35	0.12	0.15	0.11	0.12												
M7	107.5	427	1.28	5.78	1.36	5.06	114	27	99.2	0.33	0	0	0.46	0	0	1845.75	20
M6	108.2	386	0.16	0.36	0.38	0.57	114	66									
M5	109.5	389	0.12	0.24	0.13	0.33	72	39									
M4	110.5	412	0.84	6.75	4.1	9.43	72	43	97.41	0.91	0	0	1.66	0	0	870.5	20
M3	111.4	413	0.22	1.23	0.23	0.89	138	26									
M1	114.1	423	0.17	0.44	0.26	0.55	80	47	97.5	1.27	0	0.17	1.4	0	0	1465.8	20

Table 4-2. Rock-Eval pyrolysis results and estimation of organic composition of the chosen samples from the Maisse well. Counted fields: 20 grids of 10x10 for each sample. Units: depth (m), Tmax (°C), TOC (wt%), S1 and S2 (mg HC/g rock), S3 (mg CO<sub>2</sub>/g rock, HI (mg HC/g TOC, and OI (mg CO<sub>2</sub>/g TOC), palynofacies data are given in percentages. Palynofacies abbreviations: AOM (amorphous organic matter), S&P (spores and pollen), EOD (equant opaque debris), BOD (bladed opaque debris), DBW (degraded brown wood), PW (palynowafers), and R (resin).

Depths	Palynomorph content
MAI 101,70 m	
MAI 102,60 m	Common lacustrine algae (Bottryococcus, small Laricoidites, Leiospheres); rare dinokysts debris; few to common fern spores (P. potonieii, L. adriennis, Triplanosporites, Trilites); common Dissaccates; few pollen (Ericaceae, Sparganiaceae, Milfordia, T. plicatus, T. palmularius, T. liblarensis fallax) ...
MAI 103,70 m	No palynomorphs
MAI 105,75 m	Common lacustrine algae (Ovoidites ligneolus and O. lisse, Laricoidites, Bottryococcus); common and diversified spores (Osmundaceae, Triplanosporites, P. potonieii, L. adriennis, T. multivallatus); many and diversified pollen (common Dissaccates, I. hiatus and I. Dubius, Ephedripites, Proxapertites ?, Liliacidites, Sparganiaceae, Ericaceae, S. constans, Tiliaceae, T. platycaryoides, T. palmularius, Gallopollis (2 taxa), Tetrapollis ?, T. microhenrici, T. plicatus, T. belgicus, T. robustus, T. cingulum, T. margaritatus, Iodes, Tetracolporopollenites (Sapotaceae))
MAI 106,70 m	Rich fern sample, Osmundaceae, L., T. paravallatus, C. doroensis, P. potonieii, Concavitriletes); common lacustrine algae (Ovoidites ligneolus, Laricoidites, Bottryococcus, Leiospheres), mushroom spores, common pollen (Liliacidites?, I. hiatus and I. dubius, Sparganiaceae, S. constans with 4 pores, T. platycaryoides, small Plicapollis, T. plicatus, Thomsonipollis ?)
MAI 107,50 m	No palynomorphs
MAI 108,40 m	Common lacustrine algae (Ovoidites); common and diversified spores (Echinatisporis, Osmundaceae, ...); many and diversified pollen (Dissaccates, Araucariaceae?, Ericaceae, Sparganiaceae, Milfordia, T. palmularius, T. plicatus, T. cingulum, T. margaritatus, Iodes, Tetrapollis, Gallopollis, Sapotaceae, T. microhenrici, T. platycaryoides, T. engelhardtoides ...)
MAI 109,35 m	Common lacustrine algae (Ovoidites); many and diversified pollen and spores; many Echinatisporis; Dissaccates, Ephedripites, T. hiatus, Sparganiaceae, Milfordia, S. constans, T. margaritatus, T. palmularius, T. plicatus, T. microhenrici, Carya circulus, T. liblarensis fallax, Sapotaceae, Iodes ...
MAI 110,50 m	No palynomorphs
MAI 111,00 m	Common lacustrine algae (Leiospheres, Bottryococcus); many small dinoflagellates; many and diversified spores; Dissaccates, Ericaceae, T. plicatus, T. margaritatus, T. robustus, T. platycaryoides, T. engelhardtoides, Gallopollis, Sapotaceae, ...
MAI 111,40 m	Common lacustrine algae (Bottryococcus, Leiospheres and small Laricoidites), common fern spores (Echinatisporis, P. potonieii, L. adriennis, Triplanosporites, L. discordatus and L. haardti, Trilites...); Dissaccates, T. hiatus, Ephedripites, Ericaceae, Milfordia, T. margaritatus, T. plicatus, S. constans, Tetrapollis, Thomsonipollis ?, Interpollis, Plicapollis, Pandanus, Iodes, T. quietus, Liliacidites ...
MAI 111,65 m	Common lacustrine (Laricoidites, Ovoidites, Bottryococcus, Leiospheres); FERN spike spores; Dissaccates, Ericaceae, Iodes, Proxapertites ?, T. margaritatus, T. palmularius, T. liblarensis fallax, T. platycaryoides, T. engelhardtoides...
MAI 112,40 m	No palynomorphs
MAI 114,10 m	Few lacustrine algae (Leiospheres, Laricoidites, Ovoidites); common and diversified fern spores (L. adriennis, Osmundaceae, Triplanosporites, P. potonieii, Trilites multivallatus, C. doroensis, L. haardti, Echinatisporis, ); sphagnum spores; mushroom spores; Podocarpites, I. hiatus; Pandanus, Ericaceae and Milfordia, T. robustus, T. margaritatus, T. palmularius, T. kruschi, T. henrici, T. liblarensis fallax, T. cingulum, Plicapollis, Tetrapollis, T. platycaryoides, T. engelhardtoides, T. rurensis, T. belgicus, Iodes, Tetracolpites bourreau
MAI 118,65 m	Common dinocysts; common lacustrine algae (Leiospheres, Bottryococcus); rare pollen with low diversity (Araucariaceae ?, I. hiatus ?, Iodes ?; and Normapolles archaïques (Interporopollenites, Trudopollis pflugii)...
MAI 119,10 m	Common dinocysts; common lacustrine algae (Bottryococcus, Ovoidites, Laricoidites, Leiospheres); fern spores (Gemmatrilites, L. adriennis, L. haardti, L. discordatus); rare pollen with low diversity (Araucariaceae ?, Monocolpés, Sparganiaceae, Milfordia, T. paleobetuloïdes, Nudopollis, Interpollis supplingensis, + Classopollis (?) and Normapolles archaïques (Interporopollenites, Trudopollis pflugii) ...

Table 4-3. Palynological composition of the sixteen samples collected between 119.1 and 101.7m in the lower part of the Maise borehole.

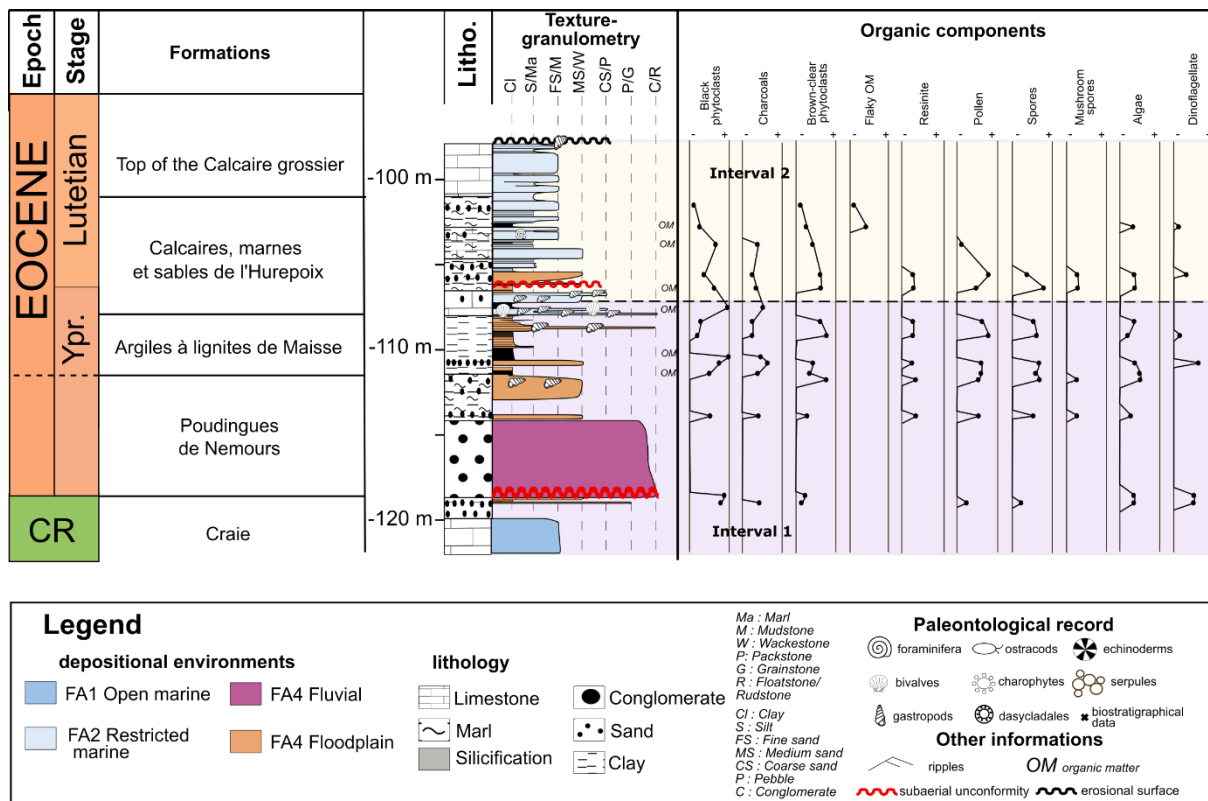


Fig. 4-10. Palynomorphs-relative abundance along the interval of study of Maise's stratigraphic log.

#### 4.4 Clays assemblages

Four clays assemblages can be identified (Fig. 4-12): (1) a smectites dominant assemblage, with few quantities of illites and kaolinites present in different intervals of the core section and in the quarry; (2) the same association than (1) but with more illites and even kaolinites in the upper part of the core section and the upper part of the quarry; (3) a palygorskite dominant assemblage with sepiolite, illite and smectite located in the marine and coastal lake deposits in the lower part of the core section; (4) a sepiolite dominant assemblage with palygorskite, and few quantities of illite and smectite at the transition between coastal lake and palustrine deposits in the lower part of the core section.

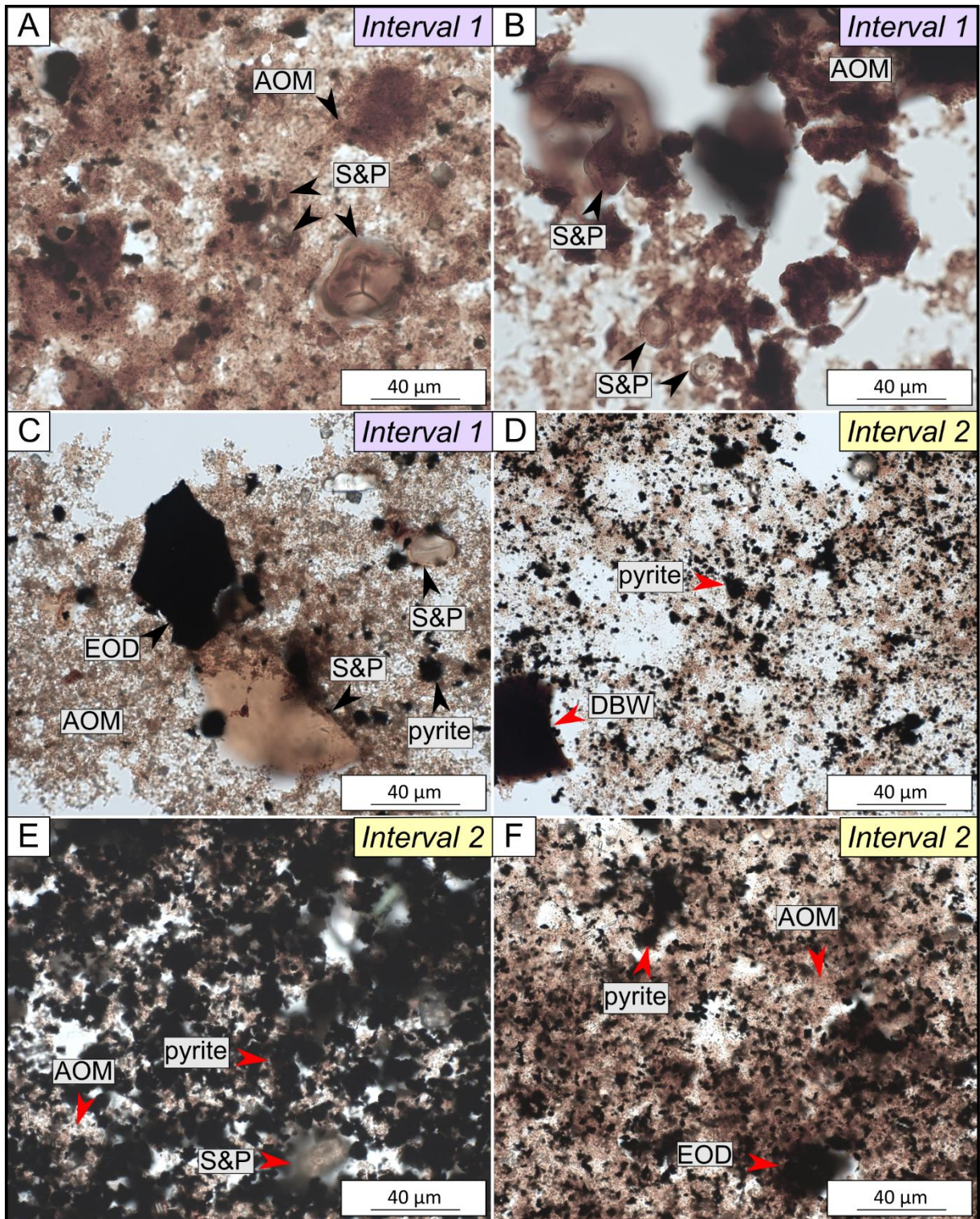


Fig. 4-11. Pictures of palynological slides made on the bottom interval of the Maise borehole SC1. A, B and C). Slides in the interval 1 with organic matter composed of amorphous organic matter (AOM), some spores and pollens (S&P) and equant opaque debris (EOD). D, E and F). Slides in the interval 2 with a rich amount of AOM and pyrites, and some degraded brown wood (DBW) or equant opaque debris (EOD).

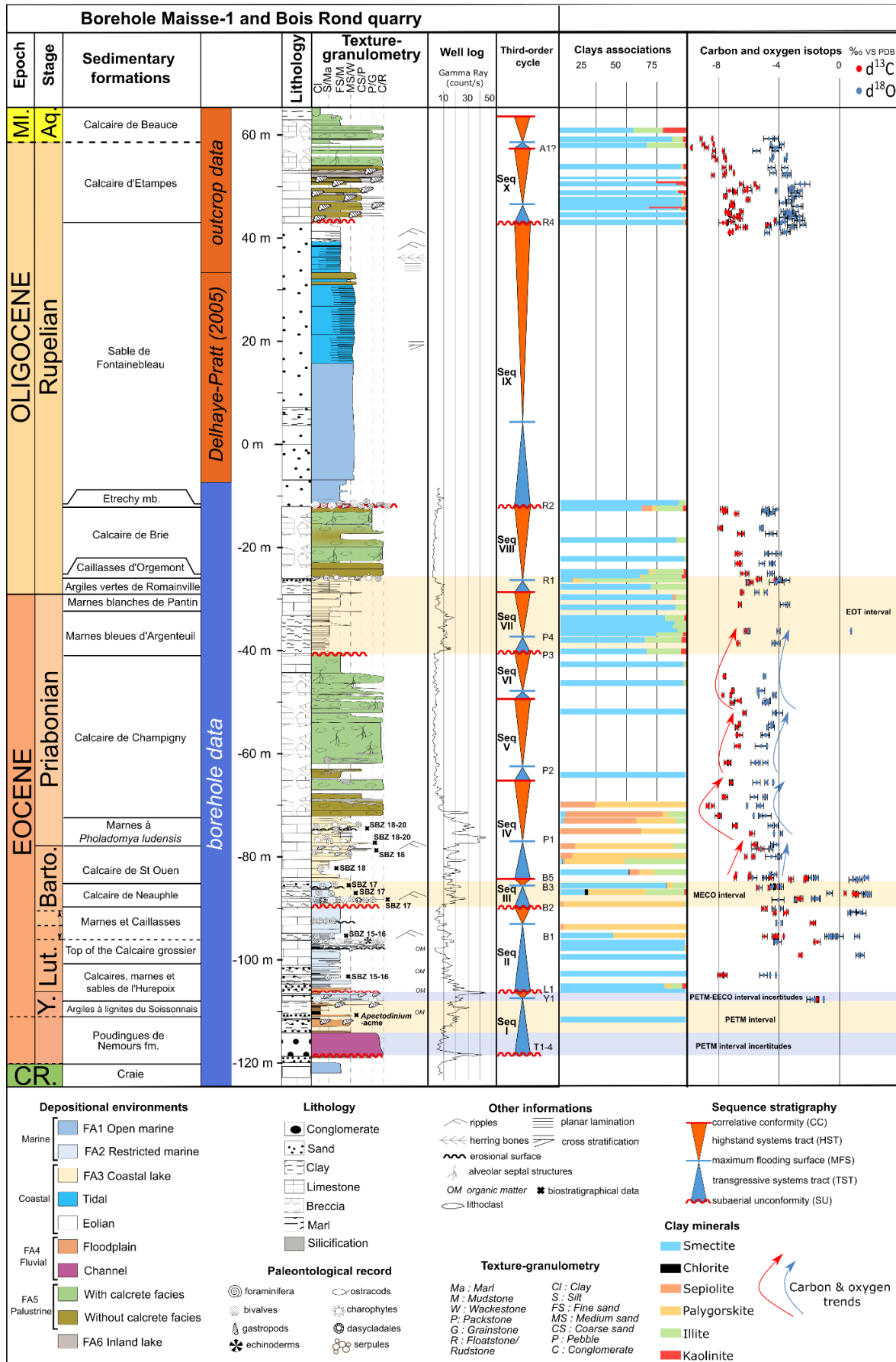


Fig. 4-12. Composite log of the Maise-1 borehole and the "le Bois rond" quarry with stratigraphic framework, gamma-ray log, clay assemblage and carbonate bulk isotopic data.

## 4.5 Stable isotopes

The calcite cements were picked in the palustrine calcrete facies and show strongly negative values of the  $\delta^{13}\text{C}$  and the  $\delta^{18}\text{O}$ , varying from -6.3 to -9.9‰ and -4.0 to -6.9‰, respectively (Fig. 4-12 and Fig. 4-13). The isotopic values on the carbonate bulk can be divided in two groups.

The first group is restricted to the marine deposits of the lower part of the core section and shows a wide range of values for both  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ , without covariation (Fig. 4-12). Compared to cements, bulk samples in this interval show more positive  $\delta^{18}\text{O}$  values, varying between 1.9 and -5.1‰ (Fig. 4-13). Bulk samples  $\delta^{13}\text{C}$  values are also more positive than cements, with strong variations, ranging from 1.1 to -8.0‰.

The second group consists of the part above the marine deposits and continues to the top of the core section and in the quarry. The isotopic data are strongly negative, covariant and define 3 cyclic trends with smooth fluctuations (Fig. 4-12 and Fig. 4-13). The most negative values of each cycle are in the less developed palustrine facies (facies F5f or facies F5d) at the bottom of sedimentary sequences, while the less negative ones are in the most developed palustrine facies (facies F5a to F5c) at the top of the sedimentary sequences. The isotopic data for this second group are close to those of the cements (Fig. 4-13).

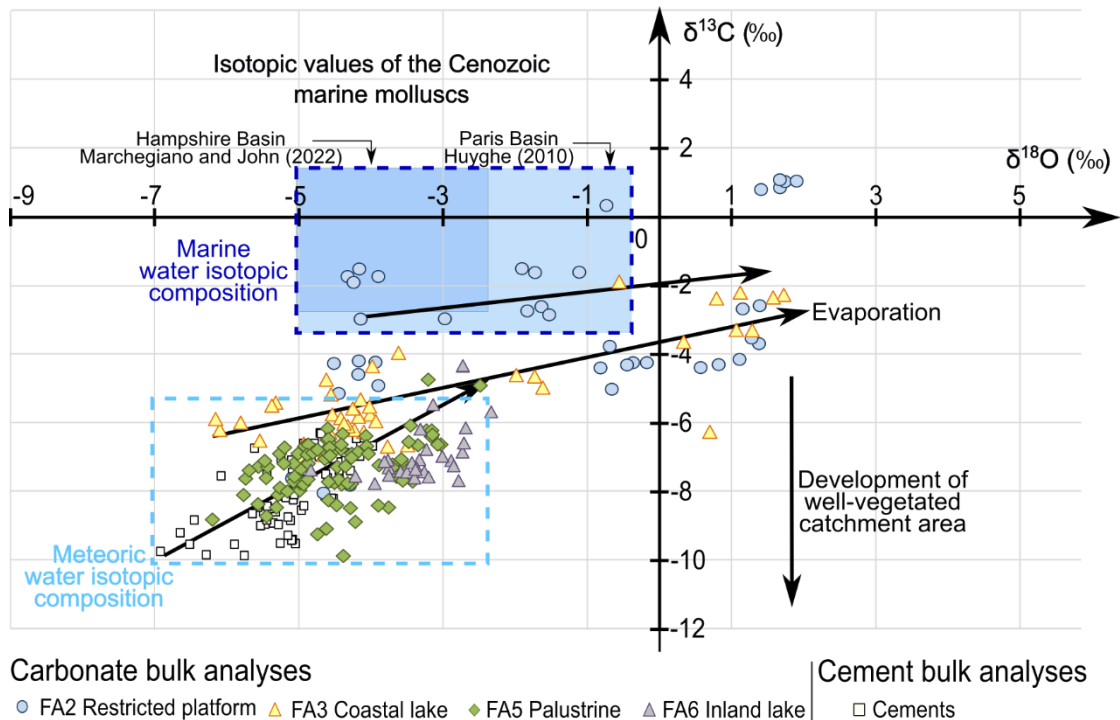


Fig. 4-13. Cross-plot of the isotopic values of the  $\delta^{13}\text{C}$  and the  $\delta^{18}\text{O}$  of bulk carbonates in the Maise-1 borehole and the “Le Bois rond” quarry depending on the facies associations FA. Cements isotopic data of the palustrine facies are added to compare the diagenetic signal. Two marine intervals are based on the isotopic values on marine mollusc shells in the Hampshire Basin (Marchegiano and John, 2022) and the Paris Basin (Huyghe, 2010) during the Cenozoic.

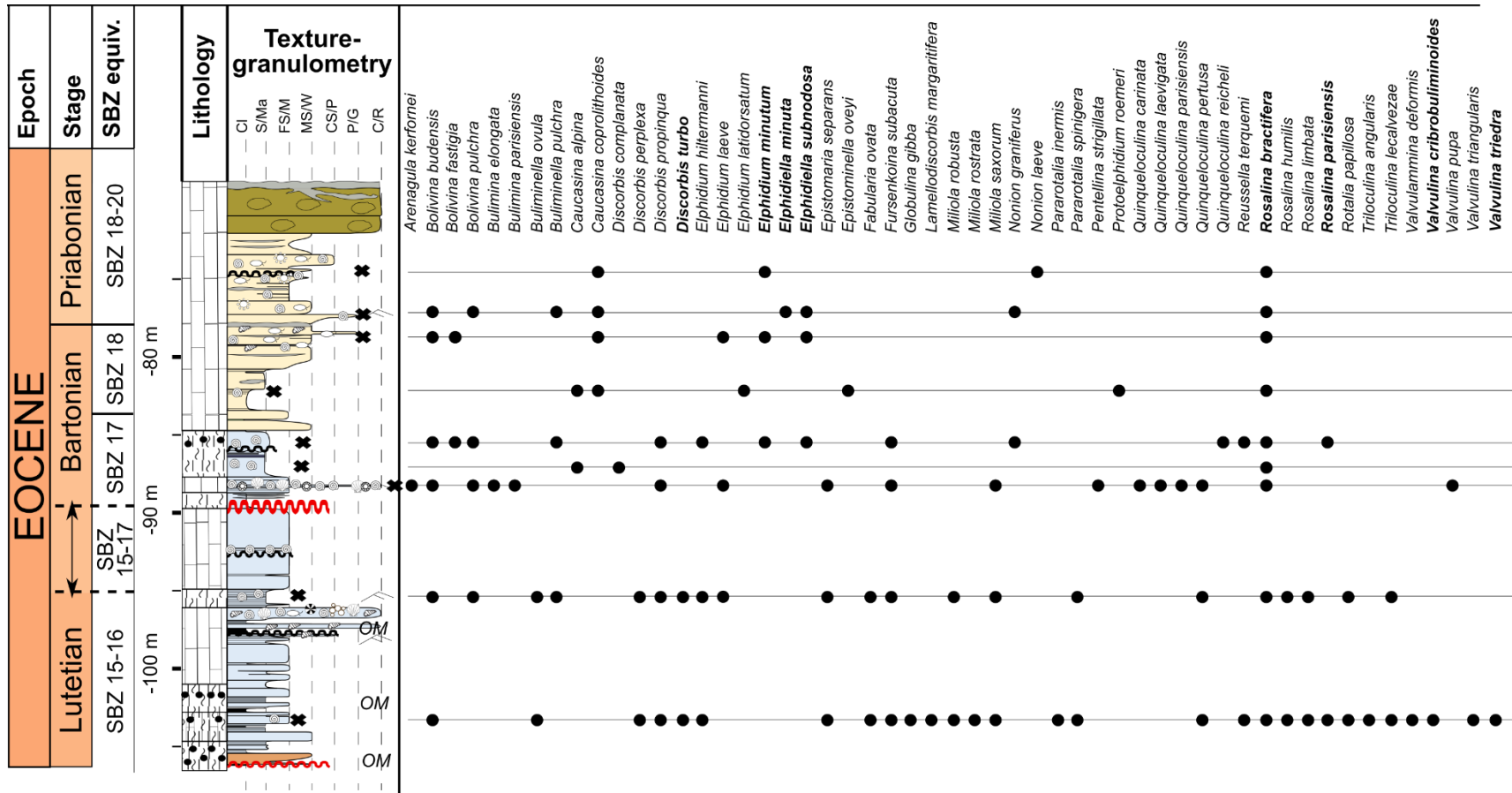


Fig. 4-14. Distribution of foraminifera over the interval along the Maise-1 borehole log. Species names are listed in alphabetical order. Names in bold are cited in the text. For the legend of the log, refer to the Fig. 4-3.



## 5. Discussions

### 5.1 Stratigraphic framework

Thanks to the petrography, gamma-ray log, stratigraphy and paleontological studies, the following stratigraphic framework is proposed (Fig. 4-3 and Fig. 4-12).

#### 5.1.1 Paleocene-Early Eocene (Ypresian)

The organic-rich levels, provides dinoflagellates (abundant *Apectodinium homomorphum*, *A. quinquelatum*, and *A. parvum*; rare *Epelidinium brinkhuisii*, *Vallodinium* sp., *Paleocystodinium golzowense*), pollens, and spores equivalent of the *Apectodinium*-acme biozone (Iakovleva et al., 2021), giving it an earliest Ypresian age (111.0m-106.2m deep).

The conglomeratic levels are framed by the Upper Cretaceous chalk and by the organic-rich clay levels of the *Apectodinium*-acme biozone (early Ypresian). The dinoflagellates identified at 119.1m and 118.65m above the Cretaceous chalk and in the sandy clay matrix with flint pebbles are Upper Cretaceous. However, this attribution must be taken with caution because of the high potential for reworking of this type of deposit. By geometric relationships with the deposits to the north of the basin, the deposits can be interpreted as Thanetian-Ypresian (Late Paleocene-Early Eocene) (Mégnyen, 1980). The exact age of the flint pebbles is therefore uncertain and needs to be clarified between the Upper Cretaceous and the earliest Ypresian. The end of the Ypresian is placed in the subaerial unconformity L1 at 106.2m deep, corresponding to another gamma-ray peak.

This Cretaceous-Ypresian sequence can therefore be divided into two parts: the first composed of conglomerates and sands, the second of organic-rich clays. Conglomerates are considered because of its similarity as an equivalent of the Paleocene or Ypresian puddingstone formation of the *Poudingue de Nemours* Formation, which was defined close to Nemours (Fig. 4-1; Mégnyen, 1980). The organic-rich clays show the same facies and age as the *Argiles à lignites du Soissonnais* Formations.

#### 5.1.2 Middle Eocene (Lutetian)

The second depositional sequence (Seq. II) is composed of marine deposits where foraminifera *Discorbis Turbo*, *Valvulina cribrobuliminoides* or *Valvulina triedra* were found until 95m deep (Fig. 4-14). These foraminifera are specific species of the upper Lutetian (Middle Eocene; equivalence of the SBZ15 and 16). The dinoflagellate cysts identified at 105.75m deep come from

the *Apectodinium*-acme biozone. However, they are supposed to be reworked, based on the presence of clay fragments from the underlying levels, the erosional surface at 106.2m, and correlations based on gamma-ray log. This is consistent with the knowledge on the Lutetian transgressive tract, which is marked by the presence of late Cretaceous, early and late Ypresian elements in the deposits, and is diachronous at the basin-scale (Mégnyen, 1980; Merle, 2008; Briaux, 2015; Briaux et al., 2016). Since the two stratigraphic zones of the Ypresian and the Lutetian are the *Apectodinium*-acme and the equivalent to the SBZ15 and 16, i.e., equivalent to the NP16 respectively, an 8-Ma long sedimentary *hiatus* is possible during the Ypresian and the Lutetian. Bartonian foraminifera at 89m deep gives the upper limit with an uncertainty interval of 6 meters between 95m and 89m deep.

These results place this interval from 106.2m to 89.8m deep as an equivalence of the top of the *Calcaire grossier* in the north. We propose here two names of formations to describe this carbonate sequence. The first part showing alternations between limestones, marls, organic matter, and sandstones, began in the carbonate layers in the Ypresian deposits at 108m and finished with the last sandy layer at 101.4m deep, naming as *Calcaires, marnes et sables de l'Hurepoix* Formation. The second; with more carbonates; is located from 101.4m to 89.8m deep and coincides with the description of the top of the *Calcaire grossier* Formation (*Calcaire à Cértihes* Member). At 106.3m deep, the clayey sands (facies F4a) represent the transgression surface of the Lutetian, as described in other localities in the basin (Mégnyen, 1980; Merle, 2008).

### 5.1.3 Middle Eocene (Bartonian)

Above the unconformity B2 at 89.9m, Bartonian foraminifera species like *Elphidium minutum* *Elphidiella subnodosa* or *Rosalina parisiensis* were identified in the marine and coastal lacustrine deposits where the gamma-ray log is constant (Fig. 4-14 and Fig. 4-12). The marine part is dated at the SBZ17 equivalence from 89.9m to 85m and represent either the *Marnes et Caillasses* Formation or the *Calcaire de Neauphle* Member (*Auvers-Beauchamp* Group). The foraminifera do not make it possible to differentiate between the two in the Paris Basin (Le Calvez, 1970). The limestones described in the Maise borehole were also described by Cavelier (1968) in the Marcoussis borehole, described 40km north of the Maise core. He attributed this limestone to the *Auvers-Beauchamp* Group. This carbonate part is clearly separated from the underlying limestone by a sharp increase in the gamma-ray, which correlates well with the transition between the *Marnes et Caillasses* Formation and the *Auvers-Beauchamp* Group to the north of the basin. This is consistent with the fact that the borehole deposits show a pronounced and agitated marine environment and that the deposits of the *Auvers-Beauchamp* Group come from a major marine transgression of eustatic origin from the north. Conversely, the *Marnes et Caillasses* deposits represent a restricted marine environment in the basin. This implies that the deposits of the *Marnes et Caillasses* Formation are not present in the borehole. At best, they can be present between 95m and 89.9m deep.

The coastal lacustrine part is given as SBZ18 equivalence from 85m to 78.4m and as the *Calcaire de Saint-Ouen* Formation, which presents the same facies and age from the centre of the basin (Mégnién, 1980). Bartonian foraminifera at 78.4m and Priabonian foraminifera at 77.5m allow to precisely locate the upper limit of the Bartonian (Fig. 4-14 and Fig. 4-12). The Bartonian is supposed to end with the increase of the gamma-ray log at 78m deep, which corresponds to the twenty-centimetre-thick silicified bed (surface s1).

#### 5.1.4 Late Eocene (Priabonian)

The upper Bartonian to lower Priabonian (Late Eocene) was firstly encountered above the silicified bed at 78m deep with foraminifera *Elphidiella minuta* (SBZ18-20 equivalence) but also with the characean *Harrisicara vasiformis-tuberculata* (Fig. 4-3). The interval with high gamma-ray peaks (78 to 72m deep) is well correlated with the *Marnes à Pholadomia ludensis* Member, already described as a limestone in the margin of the basin (Mégnién, 1980).

The rest of the stratigraphy framework is based on regional correlations with well-constrained biostratigraphic Formations. The Priabonian ends at 29m deep and is composed of the *Calcaire de Champigny* Formation (72-41m, palustrine facies association FA5), the *Marnes bleues d'Argenteuil* (41-31.5m, coastal lake green marls, facies F3c) and the *Marnes blanches de Pantin* (31.5-29m, coastal lake white marls and limestones, facies F3c) Members (Fig. 4-12). These formations are dated with the charophyte *Harrischara tuberculata*, and the mammal Paleogene biozones MP18 and MP19 (Cavelier et al., 1979; Riveline, 1984; Briais, 2015).

#### 5.1.5 Early Oligocene (Rupelian)

The Rupelian is composed of green marls corresponding to the *Argiles vertes de Romainville* Member (dinocysts biozone W13; Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978), palustrine carbonates of the *Calcaire de Brie* Formation (mammal from MP22 and charophyte *Harrischara tuberculata*; dinocysts biozone W14; Cavelier et al., 1979; Riveline, 1984; Escarguel et al., 1997) and bioclastic sands of the *Sables de Fontainebleau* Formation (foraminifera from NP23 and SBZ21, mammal biozones MP23 to 25; Aubry, 1983; Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978; Ginsburg and Hugueney, 1987; Escarguel et al, 1997; Merle et al., 2002) from 29m deep to the top of the core section (Fig. 4-12). The thin rich fossil layer at -25.8m between the lacustrine and palustrine facies could correspond to the *Caillasses d'Orgemont* Formation present in the northern part of the basin while the bioclastic level could correspond to the *Molasse d'Etrechy* Member, a subdivision of the *Sables de Fontainebleau* Formation (Delhay-Prat et al., 2005).

In the quarry, the presence of the gastropod *Potamide lamarckii* suggests the attribution of this carbonate series to the Rupelian, so to the *Calcaire d'Etampes* Formation (Fig. 4-4 and Fig. 4-12;

Lozouet, 2012). The presence of the Miocene limestone cannot be excluded, but no sedimentologic evidence of its presence have been noted.

## 5.2 Diagenetic overprint on isotopic values?

One important issue to solve is to know if the isotopic trends observed are not affected by post-depositional diagenesis and can represent paleo-hydrological and paleo-climatic conditions during the time of deposition and are therefore a paleo-climatic and/or paleo-hydrological proxy.

Some isotopic values obtained on micrites from the marine carbonates show a similar isotopic composition to those obtained on marine mollusc shells in the Paris and the Hampshire Basins during the Cenozoic (Fig. 4-13; Huyghe, 2010; Marchegiano and John, 2022). These isotopic compositions correspond to the most concentrated deposit levels of marine fossils (foraminifera, dasyclads, echinoderms etc ...). These data therefore presumably record the isotopic signal of marine water. The other marine micrite  $\delta^{18}\text{O}$  values are more positive. This is consistent with a local increase in evaporation rate on the platform (Talbot, 1990). These higher  $\delta^{18}\text{O}$  values thus probably record more restricted marine environments.

Micrites of coastal lacustrine facies display highly variable  $\delta^{18}\text{O}$  values, ranging from 1.6‰ to -6.2‰, and  $\delta^{13}\text{C}$  values, ranging from -2.2‰ to -6.8‰, suggesting strong changes in water isotope compositions in this environment (Fig. 4-13). There is a notable covariance between oxygen and carbon isotopes, which is frequent in lacustrine environments filled by meteoric water (Fig. 4-12 and Fig. 4-13; Talbot, 1990). Moreover, these ranges of isotopic composition correspond to those of modern carbonate platform undergoing meteoric water alteration (Allan and Matthews, 1982), which is coherent with the facies. The isotopic data with positive  $\delta^{18}\text{O}$  also show the same values as the marine facies, which were already interpreted as recording higher rates of evaporation (Fig. 4-13). The main variations in isotope compositions thus probably reflect strong oscillations in inflow-evaporation balance, typical in closed lacustrine systems (Talbot, 1990).

The isotopic values of micrites in palustrine facies are strongly negative in  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  and correspond to the equilibrium with meteoric water but also to the values of pedogenic carbonates (Arenas et al., 1997; Huerta and Armenteros, 2005; Fischer-Femal and Bowen, 2021). This suggests that the isotopic signature of micrites in this interval could record the diagenetic history of the sediment. However, the presence for example of recrystallised chalky calcretes (facies F5d), and abundant roots and microbial activity in the palustrine facies rather suggests an early diagenesis related to pedogenic processes. The small variations of oxygen isotopic values and the covariance between carbon and oxygen isotope compositions, coupled to the presence of cyclic trends also support our interpretation: i.e., that the micrite isotopic fluctuations record those of the waters circulating during the formation of the palustrine sediments rather than diagenetic fluids circulating millions of years later (Fig. 4-12). In general, the inflow-evaporation balance controls the isotopic composition of carbonates in lacustrine systems (Talbot, 1990). Temperature effects are minor compared to the inflow-evaporation balance on the isotopic composition of rainfall and groundwaters (Gonfiantini, 1986; Gat, 1995). We therefore suggest that the isotopic

variations in the palustrine facies record the evolution of the inflow-evaporation balance during the formation of palustrine facies. In details, the most negative values correspond to the less exposed to subaerial processes facies (facies F3a, F3b and F5f), i.e., the periods with the higher water level. For this reason, these isotopic values can represent more humid periods, with a strong inflow and a low evaporation rate (depletion of  $^{18}\text{O}$ ; Gonfiantini, 1986; Talbot, 1990; Gat, 1995) coupled to the development of a well-extended vegetation cover (decrease of the  $^{13}\text{C}$  concentration, Leng and Marshall, 2004). On the contrary, the less negative compositions correspond to the most exposed facies to subaerial processes (facies F5a, F5b and F5c), which record higher evaporation rates with lower inflows, and less developed soils.

### 5.3 Climatic events record in the Maise locality

#### 5.3.1 The Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) and the Early Eocene Climatic Optimum (EECO)

The Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) and the Early Eocene Climatic Optimum (EECO) are characterized by warm and wet events at the Paleocene-Eocene transition for the PETM (NP9-NP10, SBZ4-SBZ5 equivalence), and during the Early Eocene (Ypresian, NP12-NP13, SBZ10-SBZ11 equivalence) for the EECO (Fig. 4-15; Wilf, 2000; Wing et al., 2005; Kraus and Riggins, 2007; Smith et al., 2007; Raigemborn et al., 2009; Garel et al., 2013; Kayseri-Özer, 2013; Hessler et al., 2017; Hyland et al., 2017; Fernicola et al., 2021). For example, mangrove pollens indicate a subtropical climate even at high latitude in the Arctic during these periods (Suan et al., 2017; Salpin et al., 2019; Suc et al., 2020). Associated with the warm and humid climate, weathering conditions are marked by the abundance of kaolinite and quartz in the sedimentary record (Raigemborn et al., 2009; Payros et al., 2015; Hessler et al., 2017; Suan et al., 2017; Salpin et al., 2019).

The lower part of the Maise-1 borehole correspond to the Paleocene and/or Early Eocene with alluvial plain and fluvial facies (facies association FA4, *Poudingues de Nemours, Argiles à lignites du Soissonnais* Formations), showing the same facies and the same palynological assemblages as the levels where the PETM was found in the Paris Basin (Fig. 4-16; Stott et al., 1996; Quesnel et al., 2011, 2014; Iakovleva et al., 2021). Above all, the dinoflagellates of the *Apectodinium*-acme biozone found since 111m suggest that the Paleocene-Eocene transition is recorded in the borehole. Pollens and spores show, for example, a subtropical to tropical climate, with marked dry seasons and/or contrasting landscape in terms of hydrology. Some samples are very rich in fern spores and have wood microcharcoal, which suggests a conquest of environments by ferns just after forest fires. These observations are also commonly observed in some PETM beds in the Hampshire-Belgium and Paris Basins. It is therefore possible that the charcoal levels of the core section are witnesses of the PETM as supposed by Quesnel et al. (2011). This climate is consistent with the moister climate and strong seasonality interpreted in the north of France (Garel et al., 2013). The clay mineralogy data show a dominance of smectites with some illites and kaolinites which can be

interpreted as a climate marked by contrasted dry-wet seasonality either in a poorly drained area where water accumulates or in a confined space by neoformation of smectites in the bottom of lakes or lagoons (Deconinck and Strasser, 1987; Deconinck et al., 1988; Chamley, 1989). These results and interpretations are consistent with the clay mineralogy data of localities where the

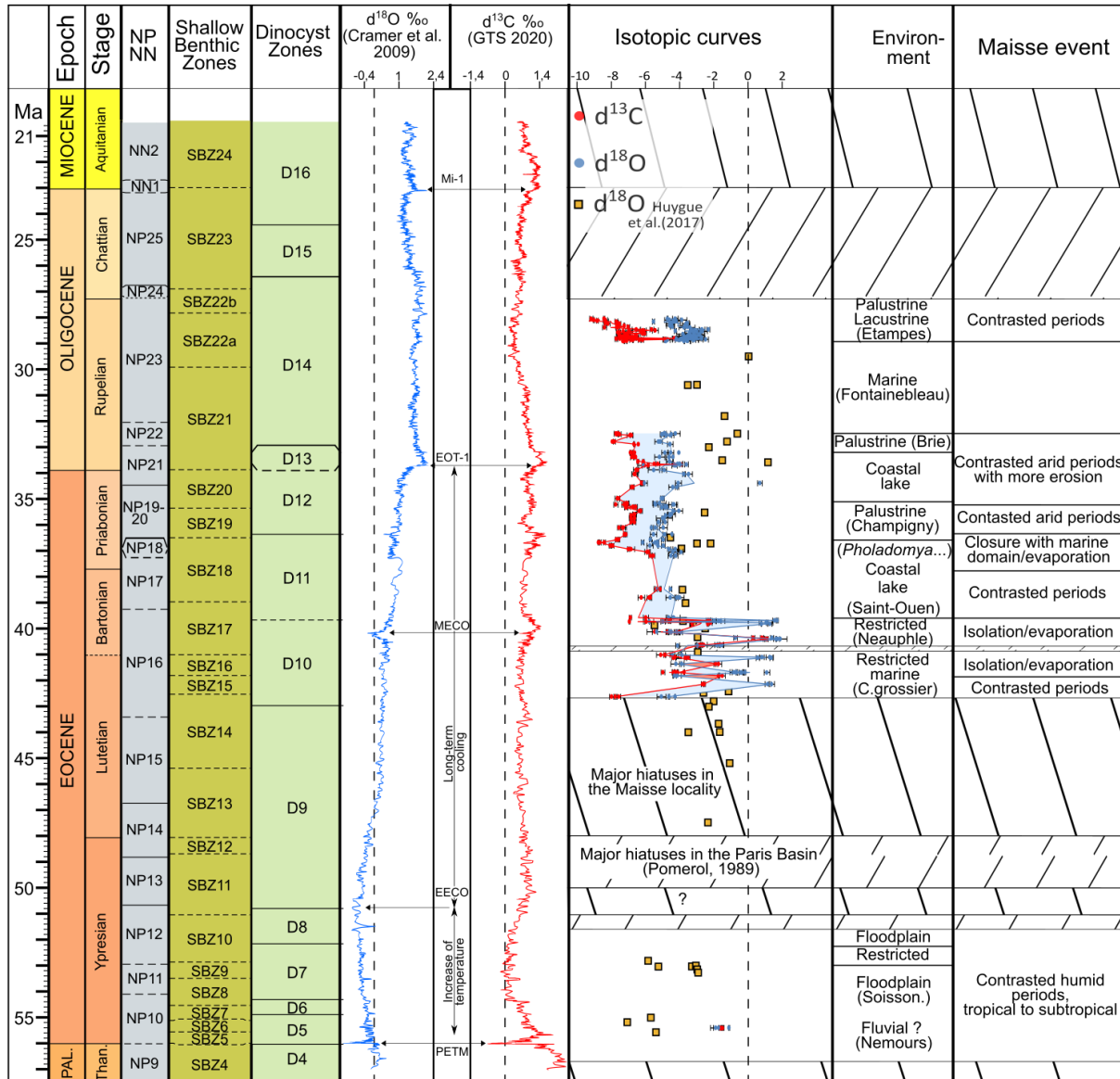


Fig. 4-15. Carbon and oxygen isotopic curves on bulk carbonates in the Maise locality replaced in time and compared to those of the Atlantic Ocean (Cramer et al., 2009; Speijer et al., 2020), the environments and the major events recorded by sedimentary facies, organic matter and clay composition. A continuous sedimentation was supposed during each stage to convert depth in time. Supposed hiatuses in the logs were replaced with the major hiatuses in the Paris Basin (Pomerol, 1989). The isotopic oxygen values of marine mollusc shells were also plotted from Huygue et al. (2017) and were corrected to take into account the recrystallisation of aragonite into calcite.

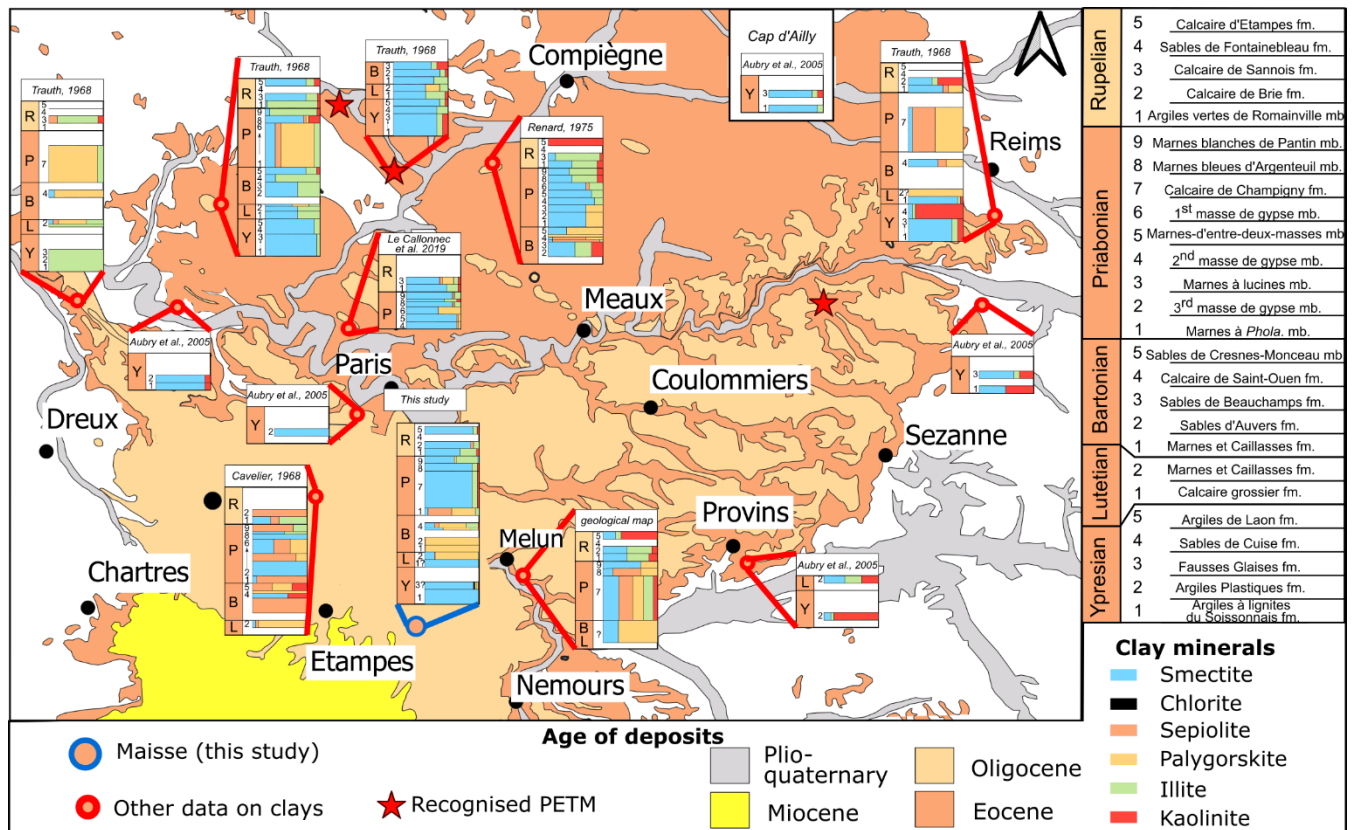


Fig. 4-16. Synthesis of XRD data on clay assemblages and PETM locations in the centre and south of the Paris Basin from the Ypresian to the Rupelian formations. Note that PETM was recognised in other localities, but these localities are further north on the map (Iakovleva et al., 2021).

PETM was found north of the Paris Basin (Fig. 4-16; Trauth, 1968) but differ east of the basin where kaolinite is predominant (Fig. 4-16; Aubry et al., 2005). In the Paris Basin, the kaolinite dominance in the east was interpreted as coming from a fluvial system in the southeast of the basin (Pomerol, 1967; Trauth et al., 1968; Aubry et al., 2005). This difference in clay content between the core section and the east can be explained by the abundance of alluvial plain facies in the borehole, probably deposited in a poorly drained and less influenced area by the southeast fluvial system. The organic matter preserved in this interval coincides well with this interpretation, showing a poor oxygenation of the sediment. The climate recorded by the clays from the core section then shows a local effect, with an area far enough from the river system not to record this kaolinite input. This interpretation is therefore not contradictory with the detrital global trend of the Early Eocene. The presence of PETM is therefore very likely in the core section between 119.1m and 106.2m deep.

The EECO, meanwhile, is recorded in the Paris-Belgium Basins at the end of the Ypresian (Vanhove et al., 2011; Steurbaut et al., 2016). It corresponds to littoral sands of the sandy *Sables de Prémontré* Member deposited in a transgressive phase during the dinoflagellate cyst zone W9 (Steurbaut et al., 2016). These estuarine to marine sands were not found in the Maise-1 borehole.

However, a marine transgression is recorded at the top of the Ypresian interval by marine carbonate deposits (Y1). However, Briais's works (2015; 2016) indicates that two third order eustatic cycles occurred during the Ypresian, one during the early Ypresian (NP10-11 equivalence), and one during the late Ypresian (NP12-13 equivalence, when the EECO occurred). A more precise stratigraphic work is necessary to know if the marine transgression in the core section of Maise-1 is related to the early or late Ypresian transgression. If the transgression is early, it means that the EECO period (NP12-13) is not recorded in Maise-1. Dinoflagellate, pollen, and spore taxa indicate an earliest Ypresian age down to the marine carbonates, which argues against the presence of deposits during the EECO in the borehole. In this sense, pollens of *Nypa*, Bombacaceae and mangrove trees markers of the EECO in the Hampshire-Belgium-Paris Basin are also absent from the Maise borehole.

The manifestation of the EECO in the core section is therefore unlikely. Its presence can only be limited to the marine deposits at the end of the Ypresian record in the core section (108.0m-106.7m deep), although an 8-Ma sedimentary *hiatus* between the early Ypresian and the late Lutetian may be present.

### 5.3.2 The Mid-Eocene Climatic Optimum (MECO) and the long-term cooling of the Eocene

The Mid-Eocene Climatic Optimum (MECO) is characterized by a brief hot and humid event at the beginning of the Bartonian (Fig. 4-15; NP17, SBZ17 equivalence), during a long phase of cooling and aridification on the continents during the Eocene (Mosbrugger et al., 2005; Buck et al., 2010; Bosboom et al., 2014; Pickford et al., 2014; Utescher et al., 2015). In the northern part of the Paris Basin, the MECO was associated with a marine transgression and warmer seawater than during the Lutetian (Huyghe et al., 2015, 2017). However, it was not possible to clearly identify it further north in the Hampshire Basin (United Kingdom) due to regional effects (Marchegiano and John, 2022).

The cooling and aridification phase is well marked at Maise-1 from a petrographic, mineralogical, and isotopic point of view. Indeed, the alluvial plains and marine environments of the Ypresian and Lutetian change to coastal lake and palustrine environments during the Bartonian and Priabonian, reflecting a general decrease in water level and detrital input (Fig. 4-12). Additionally, the coastal lakes and palustrine facies are correlated with gypsum levels in the centre of the Paris Basin, clearly marking the aridification and isolation of the basin (Mégnyen, 1974; Turland, 1974). In this sense, calcrete facies are commonly associated with sub-arid climates, and are abundant during the Priabonian (Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza and Wright, 2010b).

Mineralogically, the smectite-rich sediments of the Ypresian and the lower Lutetian are progressively enriched in palygorskite and sepiolite until the lower Priabonian (Fig. 4-12). Both minerals are formed under conditions of intense evaporation in warm climates (Trauth, 1977; Starkey and Blackmon, 1984; Pletsch et al., 1996; Singer, 2002). While palygorskite forms closer to the edges of basins in contact with freshwaters, sepiolite, on the other hand, can form by



authigenesis in the centre of basins where evaporation conditions are even higher and contact with fresh waters less important (Deconinck and Strasser, 1987; Deconinck et al., 1988; Chamley, 1989). The diagenetic origin of the palygorskite was also investigated as it was identified with the pedogenic brown cherts of opal CT. This hypothesis was ruled out because (1) the palygorskite was found in other levels without pedogenic features in the core section and (2) it was identified in other localities in the same formations or their equivalents, where pedogenic processes did not occur and where the same mineralogical trend (smectite to palygorskite-sepiolite) was also observed (Fig. 4-16; Cavelier, 1968; Trauth et al., 1968; Renard, 1975; Mégnien, 1980; Blanc-Valleron and Thiry, 1997).

Finally, the carbon and oxygen isotope composition clearly mark the decrease in water level with the change from a marine water signal (with no  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  covariance) to a freshwater signal (with a  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  covariance). From 70m deep, the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values have a slight general tendency to be less negative, indicating a trend towards aridification (Talbot, 1990; Arenas et al., 1997; Huerta and Armenteros, 2005). On the other hand, the negative incursions in the *Marnes à Pholadomia ludensis* Member and in the *Calcaire de Champigny* Formation correspond well to less developed palustrine horizons or wetter periods already known in the Priabonian (Fig 4-12; Châteauneuf, 1980).

For the MECO, the SBZ17 was identified between 89.9m and 85m deep in the core section (Fig. 4-12). This interval differs from the general cooling-aridification trend of the Eocene. It corresponds to the last meters of marine deposits of the *Calcaire de Neauphle* Member deposited during a marine transgression (Fig. 4-12). Indeed, this interval shows a return of smectite coupled with a high content of illite at the expense of palygorskite. This mineralogical change can be translated into a less confined, less evaporitic, and therefore potentially wetter environment. The increase of illite may indicate a greater detrital input with enhanced precipitations and increasing moisture and temperature with increased erosion or alteration of the catchment areas (Chamley, 1986; Deconinck et al., 1988). This coincides well with the knowledges of the MECO. However, the MECO does not appear to be identifiable by isotopic values due to the large variability in the data caused by mixing between marine and fresh waters (Fig. 4-12 and Fig. 4-15). It is also important in the future to be able to disentangle the impact of the marine transgression from local effects to be sure of the MECO signal.

### 5.3.3 Eocene-Oligocene Transition (EOT)

The Eocene-Oligocene Transition (EOT) is marked in continental settings by a major cooling and extinction (Mosbrugger et al., 2005; Cooper et al., 2008; Escarguel et al., 2008; Tramoy et al., 2016; Hessler et al., 2017; Jouve et al., 2019). The Oligocene is considered to be colder and drier than the Eocene. This is reflected, for example, in less advanced chemical weathering, less developed forests but greater erosion of the continent during the Oligocene in the northern hemisphere (Escarguel et al., 2008; Tramoy et al., 2016; Hessler et al., 2017). Similarly, glacier were

established in the southern hemisphere (Cooper et al., 2008). In the Paris Basin, a major flora turnover occurred and has been interpreted as the result of cooling (Châteauneuf, 1980).

In the core section, the EOT is assumed to be present at 29m deep, with a silicified level at the top of the *Marnes blanches de Pantin* Member. This transition is less expressed in facies, mineralogy, and isotopes compositions, however, some trends can be noted between the Eocene and the Oligocene deposits.

The Late Eocene (Priabonian) records another transgression (P4, Seq. VII; Fig. 4-12) with the transition from palustrine facies association FA5 of the *Calcaire de Champigny* Formation to coastal lacustrine facies association FA3 of the *Marnes bleues d'Argenteuil* and the *Marnes blanches de Pantin* Members. This transgression is associated with an increase of the illite and kaolinite contents and an overall increase in isotopic values (Fig. 4-12). These mineralogical and isotopic data mark a period of aridification and erosion of the watershed with contrasting seasons. The origin of the recorded transgression is not climatic, and probably results from tectonic subsidence (Briais, 2015).

The Early Oligocene (Rupelian), on the other hand, begins with a cycle passing from coastal lacustrine facies (FA3) of the *Argiles vertes de Romainville* Member to palustrine facies (FA5) of the *Calcaire de Brie* Formation (Seq. VIII; Fig. 4-12). The *Argiles vertes de Romainville* Member has higher detrital (quartz) and illite contents than the Eocene, and may indicate a more erosion-prone landscape, consistent with the drier Oligocene climate. The increase in illite content around the EOT has also been observed in other localities in the Paris Basin suggesting a regional climate change (Fig. 4-16).

However, this trend was only found near the EOT and at the top of the *Calcaire d'Etampes* Formation. The lower part of the *Calcaire d'Etampes* Formation is composed of smectite with some traces of illite and kaolinite, suggesting contrasted seasons without a strong detrital input. Some karst cavities are also filled with clays, where kaolinite can represent 25%. These clays are either Burdigalian or Pliocene deposits and don't testify a Paleogene climate (Ginsburg, 1989; Larue and Etienne, 2000). The oxygen and carbon isotopic compositions of the limestones of the *Calcaire d'Etampes* Formation fluctuate respectively around -4‰ and -7‰ and covary, with the lacustrine facies isotopic values being more negative than in the palustrine facies, which is coherent with the isotopic fluctuations of recent open/closed lakes (Talbot, 1990). The increase in illite content at the top of the profile is identified where carbonates are altered and where a downward isotopic trend is visible (Fig. 4-12 and Fig. 4-15). These results can be interpreted in two ways: (1) the illite material originates from alteration of the primary lacustrine mud, which is consistent with the palustrine facies and the negative isotopic values close to those of the cements (Fig. 4-13). (2) It may represent an increase in fluvial input, under a more contrasting climate. With the second hypothesis, the climate change could represent the Miocene climate. However, the Miocene climate was already interpreted as wetter than the Oligocene, which would contradict the results (Châteauneuf, 1972; Rouchy et al., 1993). Obviously, the interpretation of the top of the profile are based on only three samples and must be taken with caution. In this sense, the absence of biostratigraphic markers in this part does not allow it to be attribute to the Rupelian *Calcaire d'Etampes* or the Aquitanian *Calcaire de Beauce* Formations.

## 6. Conclusion

The multiproxy approach on the Maise-1 borehole and in the “Bois rond” quarry allows to reconstruct the evolution of environments and climates during the Paleocene-Oligocene interval with a newly stratigraphic framework for the south area of the Paris Basin. The deposits record the transition from fluvial and floodplain systems in the Paleocene-Ypresian period, to a restricted marine platform in the Lutetian-Bartonian, followed by a closure of the basin and lacustrine and palustrine facies deposition during the Bartonian and Priabonian. Two major sedimentary hiatuses are present: the first *hiatus* is 10 Ma-long and exists between the Cretaceous chalk and the conglomerates or between the conglomerates and the organic-rich clays. The second *hiatus* is possible around the Ypresian-Lutetian transition and can last 8 Ma. The Oligocene, which is reduced to the Rupelian stage, is composed of two lacustrine-palustrine systems separated by a sandy marine transgression. The existence of the Miocene has not been demonstrated.

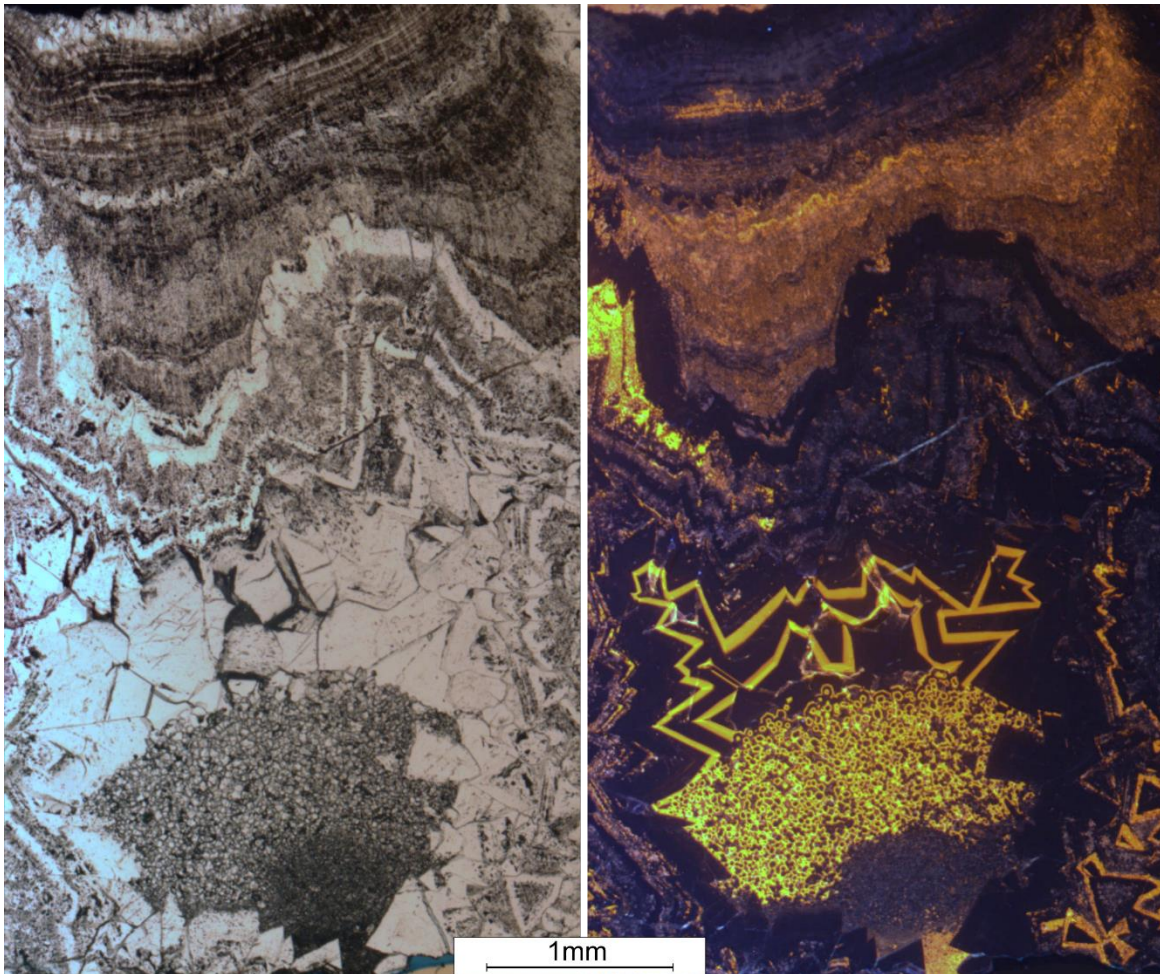
Thanks to this work, the global climatic trends of oceanic and continental domains were identified in the core section. The global cooling during the Eocene is interpreted by the evolution from a wet to contrasted climate, with a high content of quartz and preserved organic matter in floodplains and restricted marine environments (Early Eocene) to a drier climate with the decrease of quartz content, the degradation of organic matter coupled with calcretes formation, the presence of desiccation cracks and the appearance of fibrous evaporitic clays in the deposits (Late Eocene). The carbon and oxygen isotope compositions of bulk carbonates mark also the aridification by the change from a marine signal towards a meteoric signal since the end of the Bartonian, recording a global fall of water level. A global increase of the isotopic ratio is also noted until the Eocene-Oligocene Transition, indicating the aridification trend. The Eocene-Oligocene Transition is recorded by an increase of the detrital input during the Oligocene, suggesting a more contrasted climate, and lands more subject to erosion than during the Eocene. However, this difference is short in time. The lacustrine-palustrine system at the end of the Rupelian records again contrasted seasons.

Based on the biostratigraphic data, it seems highly likely that the PETM and the MECO are recorded in the core sections. The PETM may be present between 119.1 and 107 metres depth in fluvial conglomerate or in organic-rich alluvial plain facies. The palynomorphs in this interval suggest a tropical to sub-tropical climate under which forest fires occurred. The MECO may be located between 89.9 and 85m deep inside marine carbonates and a smectite-illite rich interval stopping the general palygorskite-sepiolite trend. However, The EECO is probably not recorded in the sedimentary record because of the 8My-long sedimentary *hiatus* between the early Ypresian and the late Lutetian.

## 7. Acknowledgments

We would first like to thank the SIARCE, the company Fulchiron (Mr. DE SOUSA) and Mr. DUPERCHE for allowing us to work on the Maise-1 borehole and the “Bois rond” quarry. Huge thanks to Mrs. BOURDILLON (Stratigraphie et biochronologie) for her biostratigraphic work on foraminifera (and on the other fossils) on samples that were complicated to work with. Thanks to Mr. MERLE (Muséum national d'histoire naturelle, Sorbonne Université) for his contribution to the identification of molluscan families. Thanks to Mr. BLANC (Lithologie Bourgogne) for the quality of thin sections. This study was conducted within the framework of the research collaboration agreement 2019-157 between the BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières, French Geological Survey) and the Université Paris-Saclay. This project was funded by the BRGM through the “Référentiel Géologique de la France” program and by a doctoral PhD from the French Ministry of Research and Higher Education (2019-105).





Photographie d'une lame mince en lumière nature polarisée non-analysée (gauche) et en cathodoluminescence de ciments de calcite microstalactitiques, en dent-de-chien, drusique et géopétaux (Calcaire de Provins).

## CHAPITRE 5

La diagénèse des carbonates continentaux :  
origines et âges des circulations des fluides  
diagénétiques



## 1. Résumé étendu du chapitre

L'une des raisons majeures de l'hétérogénéité des carbonates continentaux est leur forte sensibilité à la diagénèse. Puisque naturellement, ces carbonates sont plus susceptibles que les carbonates marins d'être mis à l'émersion, ils peuvent subir des modifications diagénétiques rapides, fréquentes et importantes. L'identification des carbonates palustres dans les chapitres 3 et 4 va justement dans ce sens, puisque les faciès palustres sont le produit (1) d'un dépôt sous une eau douce à saumâtre suivi (2) d'une émersion et d'une altération/modification par des processus de surface. Cette diagénèse peut avoir un fort impact sur les propriétés réservoirs des carbonates continentaux car elle est en grande partie responsable de la création et de la disparition de la porosité. De ce fait, comprendre l'évolution diagénétique de ces carbonates est essentiel pour caractériser et anticiper leur propriétés pétrophysiques. En ce sens, il est important de comprendre (1) quels fluides modifient le carbonate, (2) quand circulent-ils et (3) pourquoi circulent-ils. Un problème majeur de l'étude de la diagénèse des carbonates continentaux est que les modifications diagenétiques précoces, liées à l'environnement de dépôt et son enfouissement, et les modifications diagenétiques tardives, liées à la remontée du carbonate vers la surface après l'enfouissement, sont difficilement distinguables car les fluides diagenétiques, souvent d'origine météorique, sont sensiblement les mêmes. Il est donc compliqué de temporaliser l'évolution de ces dépôts à l'échelle d'un bassin.

Ce chapitre propose alors une ébauche en anglais d'un article scientifique basé sur les descriptions pétrographiques (observation au microscope optique, coloration à la solution d'alizarine et ferrucyanide de potassium, observation en cathodoluminescence, diffraction des rayons-X sur roche totale), l'isotopie du carbone et de l'oxygène et la datation U-Pb par ablation laser des ciments de calcite. L'objectif de ce papier est d'identifier les différentes phases diagenétiques, de les temporaliser de manière relative ou absolue, puis de les comparer avec celles des carbonates marins pour discuter de l'évolution diagenétique générale du bassin. Une partie séparée présente également les teneurs en terres rares des ciments de calcite. Ces concentrations en terres rares n'ont pour le moment pas été incorporées au papier car l'interprétation d'une majorité des données est discutable et pose question à propos de la présence d'anomalies positives en lanthane.

La variété des événements diagenétiques est très importante dans les carbonates continentaux du bassin de Paris. Vingt-et-une phases diagenétiques différentes ont été identifiées et présentent des épisodes de pédogenèse, de dissolution, de cimentation de calcite anisopaque, isopaque et drusique, ou des phases de remplacement minéralogique de la calcite par de la dolomite, de l'aragonite en calcite, du gypse par de la calcite ou de la silice, de la calcite par de la silice. Les ciments de calcite des carbonates palustres et lacustres internes présentent des compositions isotopiques négatives du carbone et de l'oxygène entre -10‰ et -6‰ et entre -6‰ et -3‰ respectivement. Ces valeurs indiquent une origine météorique. Les ciments des carbonates marins et lacustres côtiers sont moins appauvris en carbone, avec des valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  comprises entre -4,5‰ et -1‰. Ces valeurs isotopiques correspondent à la composition isotopique de l'encaissant, supposant un échange isotopique entre l'encaissant et le fluide diagenétique. Les



concentrations de terres rares montrent trois spectres après normalisation au PAAS : (1) un spectre légèrement enrichi en terres rares lourdes, (2) un spectre légèrement enrichis en terres rares lourdes du Pr au Lu avec des anomalies positives marquées en La et Ce, et (3) un spectre avec des anomalies positives en La, Y et Lu, et négative en Ce, Nd et Er. Les spectres (1) et (2) ont été retrouvé pour tous les types de ciments, et supposent une composition en terres rares similaires à celle de la croûte continentale, confirmant l'origine météorique des fluides diagénétiques. L'anomalie positive en Ce des spectres (2) suggère un fluide réduit, cohérent avec la percolation d'eaux météorique dans des sols. Finalement, l'anomalie positive en La est difficilement explicable et pourrait provenir de processus édaphiques, mais cela reste à prouver. Les spectres (3) ne sont pas expliqués.

Aucune corrélation entre les paragénèses dans les carbonates marins et les carbonates continentaux n'a pu être faite. De même, la diagénèse des carbonates de lacs côtiers est bien différente de la diagénèse des carbonates palustres ou de lacs internes. Les environnements de dépôt jouent un rôle majeur sur la diagénèse précoce. Ils permettent le mélange des eaux saumâtres avec les eaux météoriques dans le cas des milieux marins restreints ou lacustres côtiers, provoquant la recristallisation de la calcite en dolomite ou du gypse en calcite et silice. D'un autre côté, les milieux palustres et lacustres internes sont uniquement affectés par les eaux météoriques et présentent plusieurs phases de dissolution et de cimentation par des calcites anisopaques ou isopaques datées proche de l'âge du sédiment. Ce sont les carbonates palustres qui sont les plus affectés par la diagenèse. Au sein d'un unique échantillon, plusieurs phases de cimentation dans la zone vadose ou phréatique sont identifiables. A l'inverse, les carbonates lacustres sont peu affectés par la diagénèse. Elle affecte majoritairement les carbonates lacustres présentant des indices d'émersions légers (fentes de dessiccation, traces de racines). La silicification est fréquente dans les carbonates palustres. Il ne s'agit jamais de la première modification diagénétique et semble résulter de changements chimiques par l'activité biologique. Toutefois, sa précocité est supposée puisque les calcaires totalement silicifiés présentent des moules de racines vides. Ceci montre que la silicification se produit avant la dégradation des racines, qui est supposée précoce.

La diagénèse tardive, quant à elle, est enregistrée à partir de la fin du Rupélien. Elle est représentée par des phases de néomorphisme des coquilles d'aragonites et de la cimentation des carbonates marins de Paris à Creil au nord, et par des ciments en dents de chien dans les carbonates continentaux de la Beauce au sud. Les âges U-Pb montrent quatre épisodes diagénétiques en lien avec des périodes de déformation ou de la mise en place de systèmes fluviaux : (1) le premier épisode commence au Rupélien et dure pendant le Chattien. Il est caractérisé par le néomorphisme des coquilles d'aragonite dans les dépôts du Calcaire grossier et la cimentation drusique des dépôts des Marnes et Caillasses au niveau de Paris au nord, et la karstification précoce du Calcaire d'Etampes au sud. Cet épisode coïncide avec la surrection de la partie nord du bassin à l'Oligocène, lié au changement des contraintes tectoniques (Guillocheau et al., 2000). (2) le second se déroule à la fin de l'Aquitainien et au début du Burdigalien. Tout comme le premier événement, une cimentation s'opère dans les carbonates marins du nord du bassin tandis qu'une karstification se déroule au sud, cette fois-ci dans le Calcaire de Beauce. Cet épisode est à mettre en relation avec une nouvelle phase de déformation et la mise en place d'un système fluvial dans la partie sud du bassin (Sables et Argiles de l'Orléanais). (3) Un épisode de cimentation

en dent-de-chien au Langhien dans les dépôts du Calcaire de Beauce peut résulter de la transgression marine d'origine eustatique et/ou la présence d'un système fluvial en Sologne (Sables de Sologne). (4) Un dernier épisode se produit à la fin du Miocène autour de 7-8 Ma (fin du Tortonien, début du Messinien) avec de nouveau la cimentation drusique des carbonates marins dans le nord du bassin. Cet âge correspond potentiellement à la formation d'une structure antiforme au nord et d'une structure synforme au sud du bassin, tandis qu'un système fluvial commence à se mettre en place (Sables et Argiles de Lozère).

## 2. Article 3: Review of the early and late diagenetic processes in marine, palustrine and lacustrine carbonates: example from the Cenozoic of the Paris Basin (France)

# REVIEW OF THE EARLY AND LATE DIAGENETIC PROCESSES IN MARINE, PALUSTRINE AND LACUSTRINE CARBONATES: EXAMPLE FROM THE CENOZOIC OF THE PARIS BASIN (FRANCE)

Kévin MOREAU<sup>1</sup>, Benjamin BRIGAUD<sup>1</sup>, Simon ANDRIEU<sup>2</sup>, Magali ADER<sup>3</sup>, Frédéric HAURINE<sup>1</sup>, Virginia ROJAS<sup>3</sup>, Thomas BLAISE<sup>1</sup>, Justine BRIAIS<sup>2</sup>.

1: Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France

2: BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans, France

3: Université Paris Cité, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, 75005 Paris, France

## ABSTRACT

The diagenesis of non-marine carbonates is difficult to spatially predict because the processes controlling the nature and circulation of diagenetic fluids are rarely known in a basin. As a result, the diagenetic history of a basin is rarely documented because of the lack of information on the age of diagenetic events and on the reasons for their circulation. However, spatially constraining this diagenesis is crucial for future reservoir applications. For this purpose, the lacustrine and palustrine Cenozoic carbonates of the Paris Basin were studied. They formed in two different settings: in a coastal lacustrine-palustrine system and in an inland lacustrine-palustrine system. Petrographic studies, carbon and oxygen isotopes analysis and *in-situ* U-Pb dating on thin sections were carried out on non-marine carbonates and then compared to marine carbonates to identify the different diagenetic processes and the origin and age of the diagenetic fluids. Twenty-one diagenetic processes were identified and exhibited episodes of pedogenesis, anisopachous, isopachous or drusy calcite cementation, or mineralogical replacement by dolomite, calcite, or silica. The early diagenetic processes are different depending on the deposition environment: in the case of restricted marine or coastal lake environments, the mixing of brine waters with meteoric water caused dolomitization or gypsum replacement into calcite and quartz. On the other hand, the palustrine and inland lake environments are only affected by meteoric waters and present several phases of dissolution or cementation by anisopachous or isopachous calcites. Late diagenesis, for its part, is controlled by the geodynamic evolution of the basin and is recorded by phases of karstification and drusy calcite cements. Late cementation phases are recorded during (1) the Rupelian-Chattian basin's uplift, causing a major sedimentary *hiatus*, (2) Burdigalian uplift, (3) Langhian's eustatic marine transgression and the appearance of a river system in the south of the basin, and (4) phases of deformation in the Messinian. Thanks to these results, the diagenesis of the non-marine carbonates of the Paris Basin can be spatially constrained by knowing the spatial and vertical distribution of the facies and its geodynamic history.

KEYWORDS : Carbonates ; diagenesis ; U-Pb dating ; lacustrine carbonates ; palustrine carbonates

# 1. Introduction

The diagenesis of non-marine carbonates is challenging to study in sedimentary basins due to the variety of diagenetic events such as meteoric water or groundwater flows, basinal fluids upwelling ..., present at the local scale (Armenteros, 2010; De Boever et al., 2017). Although the understanding of the diagenetic evolution of a basin is crucial to predict reservoir heterogeneity in terms of porosity, permeability or acoustic properties (Della Porta, 2015; Wright and Barnett, 2015; De Boever et al., 2017; Herlinger et al., 2017; Bailly et al., 2019a), studies on the diagenetic processes affecting non-marine carbonate basins in space and time are relatively rare (Arp, 1995; Arenas et al., 1999; Bustillo and Alonso-Zarza, 2007; Golubić et al., 2008; Herlinger et al., 2017; Montano et al., 2021). Spatial diagenetic heterogeneities are due to (1) the high facies diversity of non-marine carbonates, implying high heterogeneity of primary permeabilities (Soete et al., 2015; De Boever et al., 2017); (2) the frequent subaerial exposure to rainwater (with CO<sub>2</sub> input), allowing carbonate dissolutions (Watts, 1980; James and Choquette, 1989; Golubić et al., 2008; Armenteros, 2010; Moore and Wade, 2013); and (3) physico-chemical changes at the millimetre scale induced by microbial activity (Davaud and Girardclos, 2001; Golubić et al., 2008; Pace et al., 2016; Pederson et al., 2019). As a result, diagenesis operates under various physico-chemical conditions that are highly dependent on climate conditions (rainfall periods, seasonality). Depositional environments and the primary facies play a significant role in the sediment's final heterogeneity due to diagenesis (Armenteros, 2010). For example, Bustillo and Alonso-Zarza (2007) even noticed that depending on depositional environments, the diagenetic history could be very different in the Madrid Basin: silicification processes are not the same in the alluvial plain, palustrine, or lacustrine carbonates, which is explained by the variation of groundwater levels and their interactions with primary facies. Dolomitization also occurs only in alluvial plain facies after silicification, while it does not occur in lacustrine and palustrine facies.

Constraining the timing of the diagenetic evolution in non-marine limestones is often problematic. Several works have shown that the first diagenetic steps can occur very early or even during the sediment deposition (Davaud and Girardclos, 2001; Golubić et al., 2008; Bontognali et al., 2010; Pace et al., 2016; Pederson et al., 2019). Pace et al. (2016) and Pederson et al. (2019) concluded, for example, that the mineralization of microbial crusts takes place just after their deposition, after microbial colonies activity. In karstic systems, Domínguez-Villar et al. (2017) even showed that the complete recrystallization of aragonite speleothems into calcite could only take about a hundred years. Calcite uranium-lead dating applied to calcrite facies or speleothems has also shown the precocity of diagenesis in the palustrine domains (Rasbury et al., 1998; Wang et al., 1998; Polyak et al., 2008; Decker et al., 2018; Woodhead and Petrus, 2020). Using U-Pb geochronology, Montano et al. (2021) and Wang et al. (1998) demonstrated that some calcite cements could be contemporaneous or close to the age of deposits in palustrine carbonates. However, others may be later. Thus, other processes such as silicification or dolomitization can occur after time of deposition and after its subsurface alteration by rainwater (Bustillo and Alonso-Zarza, 2007; Bustillo, 2010; Petrash et al., 2017). Subaerial exposure can occur both during the early stages of diagenesis (eogenesis; Solomon and Walkden, 1985) as well as later (mesogenesis and

telogenesis; Arenas et al., 1999; Nader et al., 2008; Herlinger et al., 2017). A single emersion phase can lead to the total or partial modification of the sediment (Solomon and Walkden, 1985; James and Choquette, 1989; Wright and Tucker, 1991; Tófaló and Pazos, 2010) or to a succession of dissolution and cementation phases (Arenas et al., 1999; Pimentel, 2002; Alonso-Zarza and Wright, 2010a).

The *in-situ* U-Pb method, coupling a laser ablation (LA) system for sampling with an inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS) has shown good results to reconstruct diagenesis in marine or non-marine carbonates over the last decade (Burisch et al., 2018; Godeau et al., 2018; Pagel et al., 2018, Mangenot et al., 2018, Parrish et al., 2019; Woodhead and Petrus, 2020; Meinhold et al., 2020; Mueller et al., 2020; Pan et al., 2020; Brigaud et al., 2021; Montano et al., 2021) and is used here on diagenetic calcite cements to temporally constrain the timing of diagenesis, from deposition to late diagenesis. However, to our knowledge, only Woodhead and Petrus (2020) and Montano et al. (2021) have been able to obtain U-Pb ages by *in-situ* analyses at LA-ICP-MS in cements in non-marine carbonates; Montano is the only one on lacustrine and palustrine carbonates and on thin sections.

Many questions arise therefore on the diagenetic evolution of basins and platforms: what are the early and late diagenetic phases? By which cements are they represented? How are the early cements distributed along lacustrine-palustrine or along marine-palustrine profiles? How is late diagenesis spatially distributed? And what drives the circulation of diagenetic fluids in the basin?

Distinguishing early from late cements and understanding which processes are responsible for these early and late diageneses in non-marine carbonate basins are therefore important to solve. To achieve this objective, lacustrine and palustrine carbonates from the Cenozoic of the Paris Basin were compared to the marine carbonates of the same period. The lacustrine and palustrine deposits evolve in space and time during this period, ranging from lacustrine micritic facies to calcrete-type palustrine breccias, passing through microbial crust facies or evaporite levels. Since palustrine carbonates are associated with marine carbonates (open and restricted marine environments) during the Lutetian (Middle Eocene), the latter were also studied to observe the diagenetic differences along a marine-continental sedimentary profile. Previous studies focused on the diagenesis of the Cenozoic rocks of the Paris Basin, but only for specific formations and periods such as the Lutetian (Middle Eocene) or the Rupelian (Lower Oligocene) (Toulemont, 1986; Thiry and Ribet, 1999) and/or for specific phenomena such as silicification (Thiry and Ribet, 1999; Thiry et al., 2015), the epigeny of gypsum (Arbey, 1980; Toulemont, 1982, 1986), or dolomitization (Fontes et al., 1970). In particular, the origin and age of the diagenetic fluids are still uncertain and debated. For example, two limestone formations are entirely silicified in the basin and form totally silicified limestones: the *Meulière de Brie* and the *Meulière de Montmorency* Formations (Mégnyen, 1980; Thiry et al., 1983). They are respectively located below and above the sands of the *Sables de Fontainebleau* Formation, which are also silicified in some localities. The periods considered for these modifications are either shortly after the deposition of the initial limestones (Prost, 1961; Ménillet, 1988a; Freytet et al., 1995), or much later and posterior to the erosion of their cover, during the Quaternary for the *Meulière de Brie*, Plio-Quaternary for the *Meulière de Montmorency* (Turland, 1974; Thiry et al., 1983; Ménillet, 1988b, 1988c). A petrographic work will be carried out

in marine to lacustrine carbonates from the Lutetian to the Aquitanian formations of the Paris Basin. Carbon and oxygen isotopic analyses were also carried out on calcite cements to trace the origin of the diagenetic fluids. With all these results, we proposed paragenesis of carbonates from each environment and discuss their early- or late-stage origin. This work will aim to better perceive the impact of depositional environments and facies on diagenetic processes and follow the diagenetic response to tectonic events in marine and non-marine carbonate basins.

## 2. Geological context

The Paris Basin is an intracontinental sedimentary basin on the Variscan basement, presenting carbonate sedimentation in three major depositional systems: (1) a marine environment, regrouping open and restricted inner platform passing to a palustrine margin, (2) a coastal lacustrine-palustrine system where meteoric water is mixed with marine water, and (3) an inland lacustrine-palustrine system, where marine water inputs are absent (Fontes, 1974; Turland, 1974; Ménéillet, 1974; Guillemin, 1976; Mégnien, 1980). In these three systems, palustrine environments are characterized by carbonate mud which was subaerial exposed and highly altered.

During the Cenozoic three distinct paleogeographies followed one another and allow the changes of depositional systems (Mégnien, 1980; Moreau et al., in prep., chapter 3).

(1) During the Ypresian until the beginning of the Bartonian, the Paris Basin is linked with the marine domain by the north and the northwest (Fig. 5-1). After the Ypresian's sandy deposits (Early Eocene), bioclastic marine carbonates deposit in an open marine domain during the Lutetian (Middle Eocene; *Calcaire grossier* Formation) and micritic restricted marine carbonates deposit during the upper Lutetian-lower Bartonian period (*Marnes et Caillasses* Formation, Fig. 5-1A and B). They gradually retrograde towards the south of the basin during the Lutetian and the beginning of the Bartonian (Gély and Lorenz, 1991; Briais, 2015). The margins of the restricted marine domain are sometimes emerged in the supratidal zone, where the brecciated limestones resulting from the desiccation of the main micrite are witnesses (*Calcaire de Provins* Formation, upper Lutetian-lower Bartonian, Fig. 5-1A and B).

(2) From the Bartonian to the beginning of the Rupelian (Early Oligocene), the basin is partially disconnected from the marine domain following an uplift of the northern part of the basin (Mégnien, 1980; Guillocheau et al., 2000). A micritic and evaporitic lacustrine carbonate sedimentation centred on Paris city occurred in a coastal lacustrine system (*Calcaire de Saint-Ouen* Formation, Bartonian, *Masses de Gypses* Formations, Priabonian, *Marnes supragypseuses* Formations, Priabonian-Rupelian, Fig. 5-1B). These sediments show with changing of salinity and alkaline waters, typical evaporitic environments. The sedimentary facies are characterized by micritic limestones with mudstones to packstones textures and marls with gastropods, ostracods and characean oogonia mixed with gypsum crystals. Eastward, a subsidence area is oriented NW-SE from Meaux to Orléans allowing a sedimentation under a fresher water (Mégnien; 1974; Briais, 2015). In this area, two palustrine limestone successions are deposited in a well-extended

palustrine area (*Calcaire de Champigny* and *Calcaire de Brie* Formations, Fig. 5-1B). The typical facies of this palustrine domain are calcretes. These facies form a stacking pattern composed of depositional sequences. A typical depositional sequence is composed of (1) at the base, preserved lacustrine facies, brecciated limestones or chalky calcretes, vertically passing to (2) more evolved palustrine facies of calcretes (rhizoconcretions, laminar calcretes, nodular calcretes).

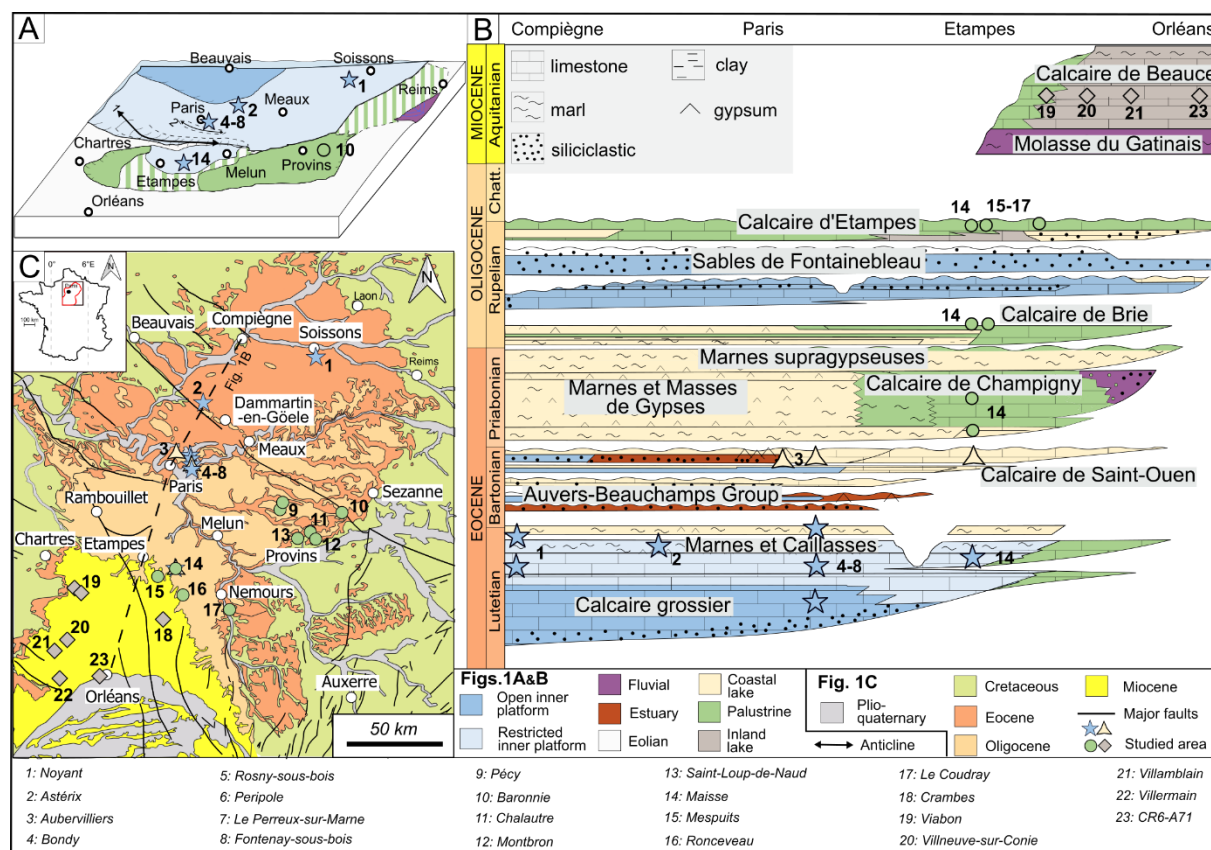


Fig. 5-1. Geological context and locations of studied areas. A. Paleogeographic and paleoenvironmental reconstruction of the Paris Basin during the Lutetian-Bartonian period. B. Schematic lithostratigraphic illustration following a NE-SW cross section in the study area (modified after Gély, 2016). Blue stars locate open and restricted marine samples cited in this study; yellow triangles the coastal lacustrine samples; the green dots the palustrine samples and the grey diamond the inland lacustrine-palustrine samples. C. Location of the study samples with the same legend than picture B, the section of the picture B in dot line and major faults intersecting the Cenozoic deposits in the Paris Basin.

(3) During the Rupelian and the Aquitanian (Early Miocene), inland lakes, completely disconnected from the marine domain, are located in the southern part of the basin, from Etampes to the south of Orléans (*Calcaire d'Etampes* and *Calcaire de Beauce* Formations, Fig. 5-1B). The sedimentary record is composed of succession of lacustrine-palustrine carbonates showing frequent traces of emersions. The carbonate facies are often microbial with the presence of many microbial crusts. To the north, the deposits are exposed to subaerial processes and present facies with root traces, grainstones with peloids or brecciated limestones (Ménillet, 1974; Guillemin,

1976). During the Chattian, i.e., between the Rupelian and the Aquitanian, a sedimentary *hiatus* is recognized, probably corresponding to the uplift of the northern part of the basin (Pomerol, 1989). After the Aquitanian, the entire basin is emerging. Only few fluvial deposits still exist near Orléans during the Burdigalian (*Sables de l'Orléanais* Formation) and the Langhian (*Sables de Sologne* Formation) and Beauvais or Rambouillet during the Pliocene (*Sables de Lozère* Formation) or the Quaternary glaciation drastically modified the topography of the basin with the digging of river and glacial valleys.

### 3. Methods

#### 3.1 Sampling and petrographic study of diagenesis

211 samples were selected from 24 sites representing the four main depositional environments (marine, palustrine, coastal lacustrine and inland lacustrine) in the Cenozoic of the Paris Basin (Fig. 5-1B and C). 164 thin sections were made for detailed petrographic observations. 43 samples of marine carbonates from open and restricted marine environments were collected (1) 16 samples in 2 wells of the northern part of the basin (in Noyant and Asterix wells), (2) 24 samples in 5 wells at the vicinity of Paris (Peripole, Bondy, Rosny-sous-bois, Le Perreux-sur-Marne and Fontenay-sous-bois wells) and (3) 3 samples near Etampes city, collected in the Maise well (Fig. 5-1B and C). Coastal lacustrine deposits were sampled in 5 wells at Aubervilliers, Bondy, Rosny-sous-bois, Le Perreux-sur-Marne, and Fontenay-sous-bois (16 samples) and in Etampes regions in the Maise well (7 samples). Palustrine carbonates were sampled in Maise and Mespuits wells and in the quarries of Maise, Le Coudray and Ronceveau near Etampes (49 samples). 39 other samples were collected in the eastern part of the Basin towards Provins, in the Baronnies (15 samples), Chalautre (10 samples), Montbron (4 samples), Pécy (5 samples) and Saint-Loup-de-Naud quarries (5 samples) (Fig. 5-1B and C). Finally, inland lacustrine-palustrine carbonates were sampled in 4 quarries (Viabon, Villeneuve-sur-Conie, Les Grands Réages and Crambes; 36 samples) and in 2 wells (Villamblain and CR6-A71, 13 samples) in the southern part of the basin (Fig. 5-1B and C).

From these samples, petrographic studies were carried out on 164 thin sections using a polarizing optical microscope. 35 alizarin–potassium ferricyanide stained thin-sections are observed. Observations were completed by cathodoluminescence microscopy on 112 thin sections to characterize the cement stages, dissolution, or recrystallization processes. Cathodoluminescence observations were carried out on a cold cathode at 12 kV and 180  $\mu$ A, coupled to an Olympus BX41 microscope (Olympus Corporation, Tokyo, Japan). Photos were made with a Qicam Fast 1394 digital camera (TELEDYNE QIMAGING, Surrey, BC, Canada) after 30 to 60 seconds of exposure. For silica phases, 19 samples were crushed in powder and analysed using a diffractometer (X'Pert Pro MPD, Panalytical) to determine their mineralogy. Paragenesis were established based on superimposition and cross-cutting relationships from thin-section observations and U-Pb dating results.



### 3.2 Carbon and oxygen isotope measurements

Carbon and oxygen isotope analyses were carried out on calcite cements sufficiently large to sample 0.5 mg with a micro-drill. As a result, only the largest generations could be analysed, which consists for a majority of calcite present in palustrine carbonates. Carbonate powders (0.25 mg) of each sample were placed in sealed tubes and were dissolved using  $\text{H}_3\text{PO}_4$  at ambient temperature for minimum 4 hours to produce  $\text{CO}_2$ . Analyses were conducted using a Gas Bench coupled with a Delta plus XP at the Université Paris Cité (Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France). If possible, each sample was analysed twice or more. Three internal standards (Rennes 1; Merck and Accros) were placed at the beginning and the end of analysis days to convert raw isotope values into  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  values and evaluate the reproducibility of the analyses. The Rennes 1 standard was also used after each sequence of 6 samples to ensure the reproducibility of the analyses. The isotopic values represent the mean of six analyses made in a row for each sample. The external reproducibility's ( $1\sigma$ ) for  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values are 0.1% and 0.2% respectively.

### 3.3 In-situ U-Pb dating

We follow U-Pb dating approach for calcite (Roberts et al., 2017) and stated by Brigaud et al., (2021) at Geoscience Paris-Saclay (GEOPS) laboratory. *In-situ* U-Pb ages were acquired on 15 datable calcite cement stages from a total number of 120 cement stages investigated on 50 samples, i.e., 12% success rate. The analysis was using a High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (HR-ICP-MS) Element XR (Thermo Scientific™, Waltham, MA, USA) coupled to a 193 nm ArF Laser Ablation System to sample calcite directly on thin sections (TELEDYNE, Thousand Oaks, CA, USA) at the Géosciences Paris-Saclay laboratory (GEOPS) of the Université Paris-Saclay. Previous petrographic work of thin-sections under natural light (included stained alizarin-potassium ferricyanide thin-sections) and cathodoluminescence aim to identify and locate each cement stages. Images of 50 thin sections under reflected light, natural light and cathodoluminescence allow to select areas of interest. These images were used to precisely locate each spot in the very fine cement using the Chromium 2.1 software when the sample was put in the laser ablation system chamber. Then, a pre-screening of uranium ( $^{238}\text{U}$ ), lead ( $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  and  $^{208}\text{Pb}$ ) and thorium ( $^{232}\text{Th}$ ) were made on all cement stages before dedicated U-Pb sessions, by shooting 5 times each stage. When in one cement generation (1) uranium concentrations were close or higher than 0.5 ppm, (2) lead isotopic 206/207 ratio vary, and (3) the U/Pb ratio vary too in an area, this cement generation was selected for U-Pb dating sessions. Here, 45 calcite stages of 21 thin sections have been selected.

On these selected thin sections, on three calcite reference materials WC-1 (Walnut Canyon Permian Reef Complex, Roberts et al., 2017), DBT (Duff Brown Tank calcite, Hill et al., 2016), and

the in-house AUG-B6 calcite (Pagel et al., 2018), and two glass reference materials, the NIST612 (37.38ppm U and 38.57ppm Pb) and NIST614 (0.823ppm U and 2.32ppm Pb; Jochum et al., 2011) were cleaned with pure ethanol and were pre-ablated for removing potential Pb contamination on surface. Samples and calcites reference materials were pre-ablated during 5s at a frequency of 8Hz, a fluence of  $2\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$  with a circular-shape beam size of  $155\mu\text{m}$ . Glass reference materials NIST612 and NIST614 were pre-ablated during 3s at a frequency of 10Hz and a fluence of  $6.25\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$ , with a laser beam diameter, respectively of  $50\mu\text{m}$  and  $135\mu\text{m}$ . Each analysis consists of 30s background acquisition followed by 30s of sample ablation and 30s of washout. Unknown calcites and calcite reference materials were ablated at 8Hz, a fluence of  $1\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$  with a beam size of  $150\mu\text{m}$ . Glass reference materials NIST612 and NIST614 were ablated at a frequency of 10Hz, a fluence of  $6.25\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$  with a beam size of  $40\mu\text{m}$  for NIST612 and  $110\mu\text{m}$  for NIST614. The parameters of pre-ablation and ablation used for each material are summarized in the Table 5-1. The laser-induced aerosol was carried by helium (large volume at  $0.5\text{L}\cdot\text{min}^{-1}$  and inner cup at around  $0.3\text{L}\cdot\text{min}^{-1}$ ) from the sample cell to a mixing funnel in which the sample and He were mixed with  $0.950$  to  $1\text{L}\cdot\text{min}^{-1}$  argon and  $0.8$  to  $1.5\text{mL}\cdot\text{min}^{-1}$   $\text{N}_2$  to stabilize, amplify and homogenize the aerosol input to the plasma. Signal sensitivity of the ICP-MS was tuned for the best intensity while keeping Th/U between 0.97 and 1.03 and ThO/Th below 0.3 on NIST612. Isotopes  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  and  $^{238}\text{U}$  were acquired with integration time per peak (ms) of 10ms for  $^{208}\text{Pb}$  and  $^{232}\text{Th}$ , of 20ms for  $^{238}\text{U}$ , of 35ms for  $^{206}\text{Pb}$  and of 45ms for  $^{207}\text{Pb}$  by 750 runs.

Glass material NIST614 was used to correct for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  fractionation (Woodhead et al., 2016; Roberts et al., 2017). The laser ablation mass-bias correction of  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  ratio was corrected by the calcite reference material WC-1 dated by thermal ionization mass spectrometry (TIMS) at  $254.4 \pm 6.4$  Ma (Roberts et al., 2017). Two secondary calcite reference materials were then used to evaluate accuracy of the U-Pb sessions: (1) Duff Brown Tank (DBT) calcite dated at  $64.0 \pm 0.7$  Ma by U-Pb isotope dilution (Hill et al., 2016) and (2) the in-house AUG-B6 calcite, a calcite breccia dated at  $43.0 \pm 0.7$  Ma by LA-ICP-MS (Pagel et al., 2018). Measurements were made in fully automated mode overnight in four sequences of maximum 398 analysed spots including unknown calcites, glass and calcite reference materials. Each sequence are composed of two NIST612 followed by cycles of one NIST614, one WC-1, one DBT, two AUG-B6 and ten to fifteen unknown calcite samples, etc., ending with seven reference material analyses (two AUG-B6, one DBT, one WC-1, one NIST614 and two NIST612).

Data were processed in Lolite4© using the NIST614 as a bracketing primary reference material to correct for baseline subtraction, for Pb isotope mass bias and for the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  instrumental drift over the sequencing time (Paton et al., 2011; Lawson et al., 2018). No down-hole fractionation correction is applied in Lolite© (Nuriel et al., 2017). The two-sigma errors in  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratios measured on NIST614 during each analytical session were propagated to the final age uncertainty of calcite samples by quadratic addition (Brigaud et al., 2021). During our four sessions, the NIST614 two-sigma errors of the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vary between 0.24 % and 0.44 %, while the two-sigma errors of the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vary between 1% and 2.8 %.

	Laser beam size ( $\mu\text{m}$ )	Fluence ( $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$ )	Frequency (Hz)	Time of ablation (s)
NIST612	40	6,25	10	30
NIST614	110	6,25	10	30
Calcite samples, WC-1, DBT, AUG-B6	150	1	8	30
Pre-ablation on NISTs	45 (NIST 612) 115 (NIST 614)	6,25	10	3
Pre-ablation on calcite	155	2	8	5

Table 5-1. Parameters of the U-Pb dating sessions used for the different materials.

Reference material with its age and $2\sigma$ uncertainties in literature	Session	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ Age and $2\sigma$ uncertainties	Correction factor
WC-1 ( $254,4 \pm 6,4$ Ma)	2021-07-02	$232,3 \pm 3,3$ Ma	0.912
WC-1 ( $254,4 \pm 6,4$ Ma)	2021-08-12	$233,5 \pm 3,4$ Ma	0.917
WC-1 ( $254,4 \pm 6,4$ Ma)	2021-08-27	$224,5 \pm 1,9$ Ma	0.881
WC-1 ( $254,4 \pm 6,4$ Ma)	2021-09-03	$226,7 \pm 4,8$ Ma	0.881
DBT ( $64 \pm 0,7$ Ma)	2021-07-02	$69,4 \pm 3,3$ Ma	0.912
DBT ( $64 \pm 0,7$ Ma)	2021-08-12	$66,4 \pm 3,4$ Ma	0.917
DBT ( $64 \pm 0,7$ Ma)	2021-08-27	$61,7 \pm 2,9$ Ma	0.881
DBT ( $64 \pm 0,7$ Ma)	2021-09-03	$62,1 \pm 2,4$ Ma	0.881
AUG-B6 ( $43,0 \pm 1,0$ Ma)	2021-07-02	$42,7 \pm 1,7$ Ma	0.912
AUG-B6 ( $43,0 \pm 1,0$ Ma)	2021-08-12	$42,2 \pm 1,9$ Ma	0.917
AUG-B6 ( $43,0 \pm 1,0$ Ma)	2021-08-27	$42,6 \pm 1,9$ Ma	0.881
AUG-B6 ( $43,0 \pm 1,0$ Ma)	2021-09-03	$42,5 \pm 1,4$ Ma	0.881

Table 5-2. Calcite reference material ages obtained for each U-Pb session. The correction factor is calculated by the difference between the intersect of the Concordia and the isochron of WC-1 according to Roberts et al. (2017) and that which is obtained in the corresponding session without correction. DBT and AUG-B6 literature ages come from Hill et al. (2016) and Pagel et al. (2018) respectively. The DBT and AUG-B6 ages obtained by U-Pb sessions are given after application of the correction factor specific of the session.

The calcite reference material WC-1 is reduced in a Tera-Wasserburg diagram by using IsoplotR (Vermeesch, 2018) and anchored at 0.85  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  isotopic ratio (Roberts et al., 2017). The obtained ages for the calcite reference materials WC-1, DBT and AUG-B6 and linear correction factors then applied to correct the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratio and for yielding the correct intercept age ( $254.4 \pm 6.4$  Ma; Roberts et al., 2017) are given in Table 5-2 for each analytical session. The calcite secondary reference material ages during the 4 sessions for AUG-B6 and for DBT are obtained without fixing the initial  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratio. These ages are in accordance with analytical uncertainty of published calcite age of AUG-B6 (Pagel et al., 2018) and DBT (Hill et al., 2016). Detailed metadata, ages and uncertainties are available in the Supplementary Materials. Each data is then plotted in a Tera-Wasserburg graph by using IsoplotR (Vermeesch, 2018) without anchoring the initial  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratio and using the Discordia model-1. In each Tera-Wasserburg graph, ages are given with uncertainties related to (1) decay constant of  $^{238}\text{U}$  and  $^{235}\text{U}$ , (2) systematic uncertainty of the age of primary reference material WC-1 (2.6%; Roberts et al., 2017) and (3) the

2-sigma errors of the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Sample ages and uncertainties are listed in this paper and detailed metadata for LA-ICP-MS calcite U–Pb geochronology are available in the Supplementary Material.

## 4. Results

### *4.1 Petrography of cements*

Twenty-one diagenetic cements were identified in the Cenozoic limestones of the Paris Basin. Several phases of dissolution can also be pointed and are responsible of the presence of moldic pores (dissolution of aragonite shells or root stems) and vuggy-cavernous pores (dissolution of the micrite), then filled by cements. Karstic systems are even developed mainly in palustrine carbonates. Calcitic cements are present in different forms (crusts, rafts, nodules) but are not described here because they are not representative of the diagenesis of these carbonates. Diagenetic cements can be individualized following their morphological characteristics, their cathodoluminescence, and their chemical composition. The interpretation of water level for their genesis is based on the same criteria than marine carbonates (Flügel and Munnecke, 2010; De Boever et al., 2017). Table 5-3 summarizes petrographic observations and isotopic results on calcite cements. Five major cementation processes can be identified: (1) modification of the micritic matrix by pedogenic processes; (2) anisopachous cementation; (3) isopachous cementation; (4) drusy cementation; (5) replacements.

#### *4.1.1 Modification of the sediment by pedogenic processes*

Dissolution, desiccation, root activity, and recrystallisation of micrite into microsparite were identified in all the palustrine carbonate facies (Fig. 5-2). Desiccation and root activity were also found in the lacustrine-palustrine facies of the inland lake environment but are scarcer and often regrouped in millimetric areas. In the palustrine facies, micritic or microbial meniscus cements

Diagenetic stages	General characteristics	Cathodo-luminescence	Coloration	Isotopic composition (mean in ‰)	Location	Origin interpretation
Gravitational cements (GC)	Asymmetrical cements with micrite, microspar or turbid fibrous cements. Pendant or geopetal cements Size: 10 µm-2 mm	Non-luminescent or red to orange luminescent	Pink-stained non-ferroan calcite; mauve/blue stained ferroan calcite at the end of some pendant cements	$\delta^{13}\text{C}$ : -7.3 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -4.6 ‰	Palustrine and inland lacustrine facies  (Le Perreux-sur-Marne, Baronnies, Montbron, Maisse, Mespuits, Ronceveau, Coudray, Crambes, Viabon, Villeneuve-sur-Conie, Villermain)	Meteoric water percolating in the vadose zone of soils
Isopachous microgranular cements (IMC)	Microsparite surrounding intraclasts Size: 5 µm Can be turbid	Non-luminescent or yellow luminescent	Pink-stained non-ferroan calcite	/	Palustrine facies  (Baronnies, Montbron, Maisse)	Marine or meteoric water in the phreatic zone
Isopachous radial cements (IRC)	Long bladed shape sparite Size: 200-500 µm	Non-luminescent	Pink-stained non-ferroan calcite	/	Palustrine facies  (Baronnies, Maisse, Ronceveau, Viabon)	Marine or meteoric water in the phreatic zone
Isopachous dogtooth cements (IDC)	Scaleno-hedral fringes Size: 30-200 µm	Non-luminescent to orange-yellow luminescent	Pink-stained non-ferroan calcite	/	Palustrine and inland lacustrine facies  (Baronnies, Villamblain, Villermain)	
Isopachous fibrous cements (IFC and IFFeC)	Fibrous crystal Size: 60-150 µm	IFC: Non-luminescent  IFFeC: yellow luminescent	IFC: Pink-stained non-ferroan calcite IFFeC: mauve/blue stained ferroan calcite	/	Lacustrine deposits, in microbial crusts (IFC) or in gypsum (IFFeC) deposits  (Fontenay-sous-bois, Viabon)	
Granular calcite cement (GrC)	Microspar Size: 1-50 µm	Dull red to yellow luminescent	Pink-stained non-ferroan calcite	/	Open marine, restricted marine and coastal lacustrine rich in fossils  (Noyant, Aubervilliers, Bondy, Peripole, Le Perreux-sur-Marne, Fontenay-sous-bois)	
Red luminescent drusy calcite (RDC)	Coarse crystalline Size: 45-550 µm	Dull red to orange luminescent	Pink-stained non-ferroan calcite	$\delta^{13}\text{C}$ : -2.2 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -4.0 ‰	Open marine and restricted marine deposits  (Asterix, Peripole, Le Perreux-sur-Marne)	Meteoric water in the phreatic zone
Non luminescent drusy calcite (NLDC)	Coarse crystalline Size: 45-550 µm	Non-luminescent	Pink-stained non-ferroan calcite	$\delta^{13}\text{C}$ : -8.0 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -4.9 ‰	Inland lacustrine and palustrine deposits  (Pecy, Baronnies, Chalautre, Montbron, Saint-Loup-de-Naud, Maisse, Mespuits, Ronceveau, Le Coudray, Crambes, Viabon, Villermain)	Meteoric water in the phreatic zone
Zoned drusy calcite (ZDC)	Coarse crystalline Size: 45-550 µm	Alternation of non-luminescent and orange luminescent generations	Pink-stained non-ferroan calcite ending with mauve/blue stained ferroan calcite	$\delta^{13}\text{C}$ : -7.7 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -4.8 ‰	Inland lacustrine and palustrine deposits  (Baronnies, Chalautre, Montbron, Maisse, Mespuits, Viabon, Villermain)	Meteoric water in the phreatic zone with redox fluctuations
Alternation of semi-circumgranular cement (ADC)	Coarse crystalline Size: 10-180 µm, not isopachous	Dull red to yellow luminescent	Pink-stained non-ferroan calcite	/	Inland lacustrine deposits (Viabon, Villeneuve-sur-Conie, Villamblain, Villermain)	Meteoric water in the phreatic zone
Orange drusy calcite (ODC)	Coarse crystalline Size: 150-200 µm	Orange luminescent	Pink to mauve/blue stained non-ferroan to ferroan calcite	/	Inland lacustrine deposits  (Viabon, Villeneuve-sur-Conie, Villamblain, Villermain)	Meteoric water in the phreatic zone
Shells and gypsum replacement by calcite cements (FeC and NFeC)	FeC: Coarse crystalline Size: 30-200 µm NFeC: Coarse crystalline Size: 30-200 µm	FeC: Orange luminescent NFeC: Dull brown luminescent	FeC: mauve/blue stained ferroan calcite NFeC: Pink-stained non-ferroan calcite	FeC: $\delta^{13}\text{C}$ : -7.6 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -4.1 ‰ NFeC: $\delta^{13}\text{C}$ : -4.4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ : -4.5 ‰	Coastal lacustrine with gypsum deposits  (Rosny-sous-bois, Fontenay-sous-bois)	Meteoric water in the phreatic zone

Table 5-3. Petrographic and isotopic characteristics of calcite cements in the Cenozoic Formations of the Paris Basin. The locations of the U-Pb dated cements are indicated in bold.

form coated grains (Fig. 5-2A). The micritic matrix can be modified by root or microbial activity (root moulds, *microcodia*, alveolar septal structures, Fig. 5-2B), partially dissolved (Fig. 5-2C) or totally recrystallized into microsparite (Fig. 5-2D). These processes are correlated with the palustrine facies illustrating the exposition to subaerial pedogenic processes of the sediment (Alonso-Zarza and Wright, 2010a, 2010b).

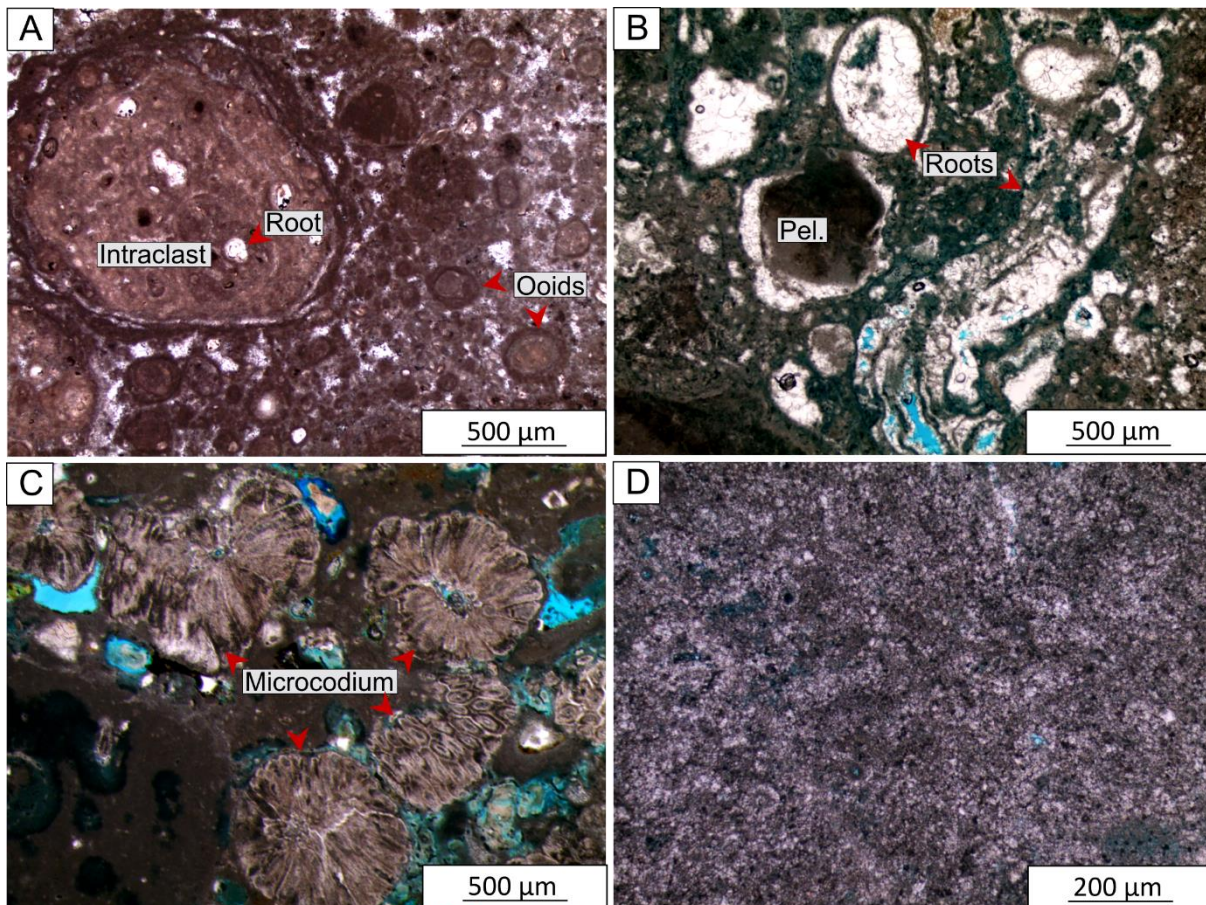


Fig. 5-2. Pedogenic and vadose diagenesis processes. A. Calcrete facies with coated ooids and root traces. Baronnie sample, palustrine facies of the Calcaire de Provins Formation, Lutetian-Bartonian. B. Calcrete facies with peloids (Pel.) and multiple root moulds filled by druse calcite cements. The matrix is a patchy irregular dark micrite suggesting a microbial microtexture. Maise sample, palustrine facies of the Calcaire de Champigny Formation, Priabonian. C. Palustrine facies presenting patches of microcodium. The micritic matrix is partially dissolved. Villamblain sample, palustrine facies of the Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. D. Microsparitic matrix. Le Coudray sample, palustrine facies of the Calcaire de Champigny Formation, Priabonian.

### 4.1.2 Anisopachous calcite cements

Gravitational Cements (GC) consist of either (1) millimetric pendant cements with a turbid fibrous calcite (Fig. 5-3A) or either (2) micrometric to millimetric microspar crystal upwards filling the lower part of pores (geopetal cement, Fig. 5-3B to E). These cements are present in all palustrine facies, especially in the calcrete facies. They also occur in some lacustrine beds showing subaerial exposure features (desiccation and root traces). Under cathodoluminescence microscopy, the pendant cements display non-luminescent to dull brown luminescence. These fibrous cements are mainly composed of non-ferroan calcites. Sometimes, the outer part of pendant cements present ferroan calcites and are zoned. The lower part of geopetal cements correspond to silt-sized calcite crystals, clayey, or composed in the wider pores of snatched micritic carbonate fragments. These cements exhibit a non-luminescent zone to yellow or orange luminescent zone (Fig. 5-3B and C). In the same formation, multiples stages of geopetal cements are identified (Fig. 5-3B to E).

The oxygen and carbon isotopic values are similar between the luminescent and non-luminescent geopetal cements, varying between -6.1 and -4.0 ‰ for the oxygen (mean -4.6 ‰) and between -8,98 and -6,28 ‰ for the carbon (mean -7,3 ‰). The gravitational cements are typical of the vadose zone, where the pores are filled with water and air.

### 4.1.3 Isopachous calcite cements

Isopachous Microgranular Cement (IMC) is composed of micrometric-large crystals of non-ferroan calcite coating micritic intraclasts in palustrine carbonates (Fig. 5-4A). Under cathodoluminescence microscopy, crystals are non-luminescent to yellow luminescent in the palustrine peloidal grainstones and *in-situ* brecciated limestones. This type of cement probably precipitated in the phreatic zone with either marine or meteoric waters (Flügel and Munnecke, 2010).

Isopachous Fibrous Cements (IFC and IFFeC) are rare and were observed inside microbial crust framework pore spaces in inland lacustrine carbonates and along gypsum deposits in coastal lacustrine carbonates (Fig. 5-4C and D). In the first case, the fibrous calcite is non-ferroan and appear non-luminescent under cathodoluminescence microscopy (IFC). In the last case, the calcite is ferroan with a yellow luminescence under cathodoluminescence microscopy (IFFeC; Fig. 5-4C and D). The isopachous form of these cements suggests a cementation in the phreatic zone.

Isopachous Radial fibrous Cement (IRC) consist of non-ferroan isopachous cements showing non-luminescent coat along micritic intraclasts in palustrine and inland lacustrine limestones. (Fig. 5-4E). Crystals size vary between 200 µm and 500 µm. Their base is turbid or present laminations. It is one of the firsts cements crystallizing in palustrine *in-situ* brecciated limestones. The isopachous form of the radial fibrous cement suggest crystallisation in phreatic zone under marine or meteoric waters (Halley and Scholle, 1985; Flügel and Munnecke, 2010).

Finally, Isopachous Dogtooth Cements (IDC) were found in multiple pore types (framework, vuggy, cavernous, moldic) in palustrine and inland lacustrine deposits. They are often the first cement precipitating in the intergranular space, or locally crystallized after isopachous radial cement (IRC) and geopetal cements (GC) (Fig. 5-3A and D, Fig. 5-4E). When it precipitated after the isopachous radial cement (IRC), the isopachous dogtooth cements begin to crystallize as an isopachous turbid calcite fringe of 300  $\mu\text{m}$ -size. They are composed of non-ferroan calcite and appear non-luminescent to orange luminescent under cathodoluminescence microscopy. It is frequent that the cements present (1) first a non-luminescent zone and evolved after (2) to an orange luminescent zone. These cements are known to precipitate in the phreatic area under meteoric or marine waters, or even in hydrothermal context (Flügel and Munnecke, 2010).

#### 4.1.4 Drusy calcite cements

Syntaxial and Granular calcite Cement (GrC) precipitate around echinoderm fragments or in the interparticular pore-space and form 50  $\mu\text{m}$ -large crystals in marine limestones, showing a dull red to yellow luminescence under cathodoluminescence (Fig. 5-4F). The granular form of crystals indicate possible crystallization under meteoric vadose or phreatic conditions, or in burial environments (Flügel and Munnecke, 2010).

The Red luminescent Drusy calcite Cement (RDC) consists of non-ferroan 45- $\mu\text{m}$  to 550- $\mu\text{m}$ -large crystals of calcite showing a red dull luminescence (Fig. 5-4G). Crystal fills the intergranular space or karstic cavities in marine deposits (Fig. 5-4G). Thin micritic layer (Mi) can surround the crystals. Mean  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic value is -4.0 ‰ and -2.2‰ for  $\delta^{13}\text{C}$ . These values suggest possible meteoric isotopic signature with the influence of organic matter activity (Talbot, 1990).

Drusy form of calcite cement evidence crystallization into a phreatic zone. The micritisation of crystals can be interpreted as biocorrosion (Chafetz et al., 2007; Jones, 2010). Two drusy non-ferroan calcite cements are identified after the following cements: the gravitational (GC), dogtooth (IDC), silica, radial fibrous (IRC), or microgranular cements (IMC) in palustrine and lacustrine deposits. They fill all type of pores. The crystals are limpid in the center of the initial pore-space and display either a dark-blue luminescence (NLDC) or multiple zonation (< 200  $\mu\text{m}$ ) alternated between non-luminescent and orange to yellow luminescent bands (ZDC; Fig. 5-4A and H). The luminescence is coherent with the previous geopetal stage close to it. Rarely, some zoned stages are ferroan calcites with a blue stained colour at the end. When the drusy calcites NLDC and ZDC are present, it is possible to switch to one form to another (Fig. 5-4A and H). In fact, some samples show the NLDC after ZDC, some other show the reverse. The isotopic values are strongly depleted in  $^{13}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}$  with means values for the  $\delta^{13}\text{C}$  of -8,04 ‰ (NLDC) and -7,44 ‰ (ZDC) and for  $\delta^{18}\text{O}$ , -4,54 ‰ (NLDC) and -4,47 ‰ (ZDC). The isotopic values, the non-ferroan calcite and the non-luminescent dominant form suggest a meteoric origin. The drusy morphology indicate probably precipitation in the phreatic zone. The variation of luminescence of the ZDC can indicate fluctuation of the redox conditions.



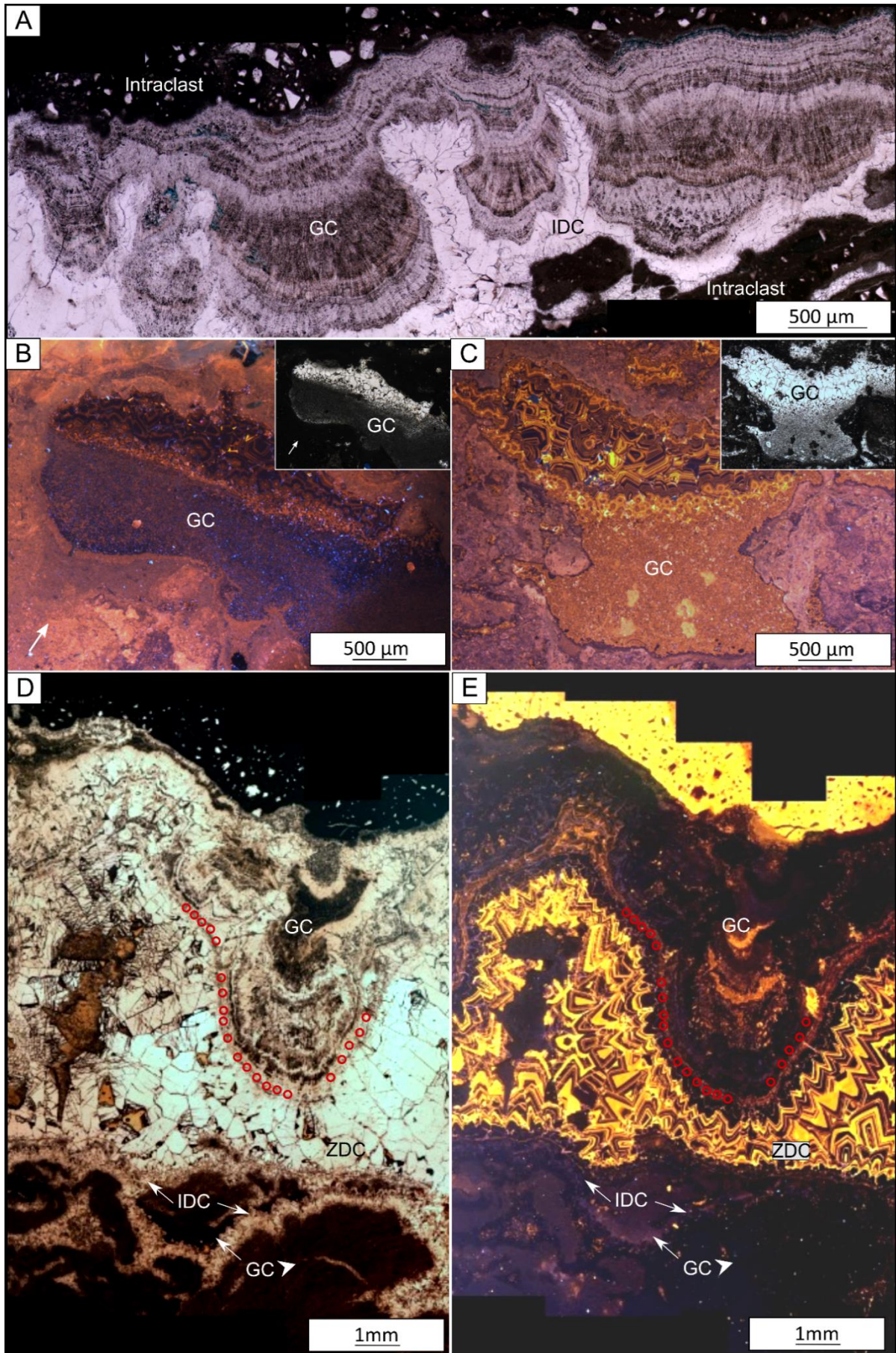


Fig. 5-3. Anisopachous cements in the Paris Basin limestones. A. Fibrous calcite pendant cements (GC) located between two micritic intraclasts and covered by isopachous dogtooth cements (IDC). B and C. Example of two geopetal cements (GC) with two distinct luminescence patterns originating from two superposed beds. The cement in picture B is in the bed above compared to that in picture C. Maise samples, Calcaire de Champigny Formation, Priabonian. D and E. In-situ brecciated limestone under natural light (D) and cathodoluminescence (E). The space between two intraclasts is filled with multiple generations of pendant and geopetal cements (GC) covered by isopachous dogtooth cements (IDC). Finally, a zoned drusic calcite (ZDC) fills the cavity. Red dots locate the laser ablation spots of dating session; Bar2 sample:  $33.3 \pm 6.9$  Ma; palustrine facies of the Calcaire de Provins Formation, Lutetian-Bartonian.

Alternation of semi circumgranular Cement (ADC) is present in vuggy and moldic pores of inland lacustrine and palustrine carbonates (Fig. 5-4I). It consists of non-ferroan 10- $\mu\text{m}$  to 180- $\mu\text{m}$ -large crystals of calcite showing under cathodoluminescence microscopy, several sequences of three calcite sub-stages displaying (1) a dull red band (2) orange band and (3) a yellow band (Fig. 5-4G). These sequences are not totally isopachous and show thickness variations along pores-space. Often the firsts generations are thinner and surround micritic clasts or fill gastropods moulds. The sub-stages are non-ferroan calcites. This cement was only found in the lacustrine-palustrine facies of the *Calcaire de Beauce* Formation. Because only inland lacustrine and fluvial deposits occurred since the deposits of this formation, the meteoric origin is supposed. The sequences of luminescence can be due to alternation of the fluid geochemistry by redox fluctuation in the phreatic area.

Orange Drusy calcite Cement (ODC), following the ADC or the NLDC, consists of non-ferroan (frequent) or ferroan (rare) 150-200  $\mu\text{m}$ -large crystals which are zoned under cathodoluminescence microscopy, from orange luminescent to yellow at the rim (Fig. 5-4I). Like ADC, it is only found in the lacustrine facies of the *Calcaire de Beauce* Formation. The same meteoric origin is proposed.

#### 4.1.5 Replacement

Clusters of calcite crystals form dendrites or gypsum crystal forms. These gypsum deposits still exist in the carbonate deposits. Full part of gypsum crystals are replaced by drusy calcite. First, it consists of 10  $\mu\text{m}$  non-ferroan granular crystal forming the external part, appearing non luminescent under cathodoluminescence. The main part, located in the centre of the dendrites, consists of 200  $\mu\text{m}$ -large drusy ferroan calcite crystals showing orange luminescence under cathodoluminescence. These cements are associated with 300-400  $\mu\text{m}$ -large xenomorph and automorph quartz crystals. In the same deposits, gastropod moulds are filled by these two generations (FeC and NFFeC). The  $\delta^{13}\text{C}$  of the cements is on average at -7.6‰ for FeC and -4,4‰ for NFeC while the  $\delta^{18}\text{O}$  is at -4,1‰ and -4,5‰ respectively. The isotopic ratios in calcite cements support the idea of a meteoric origin responsible of the gypsum substitution.

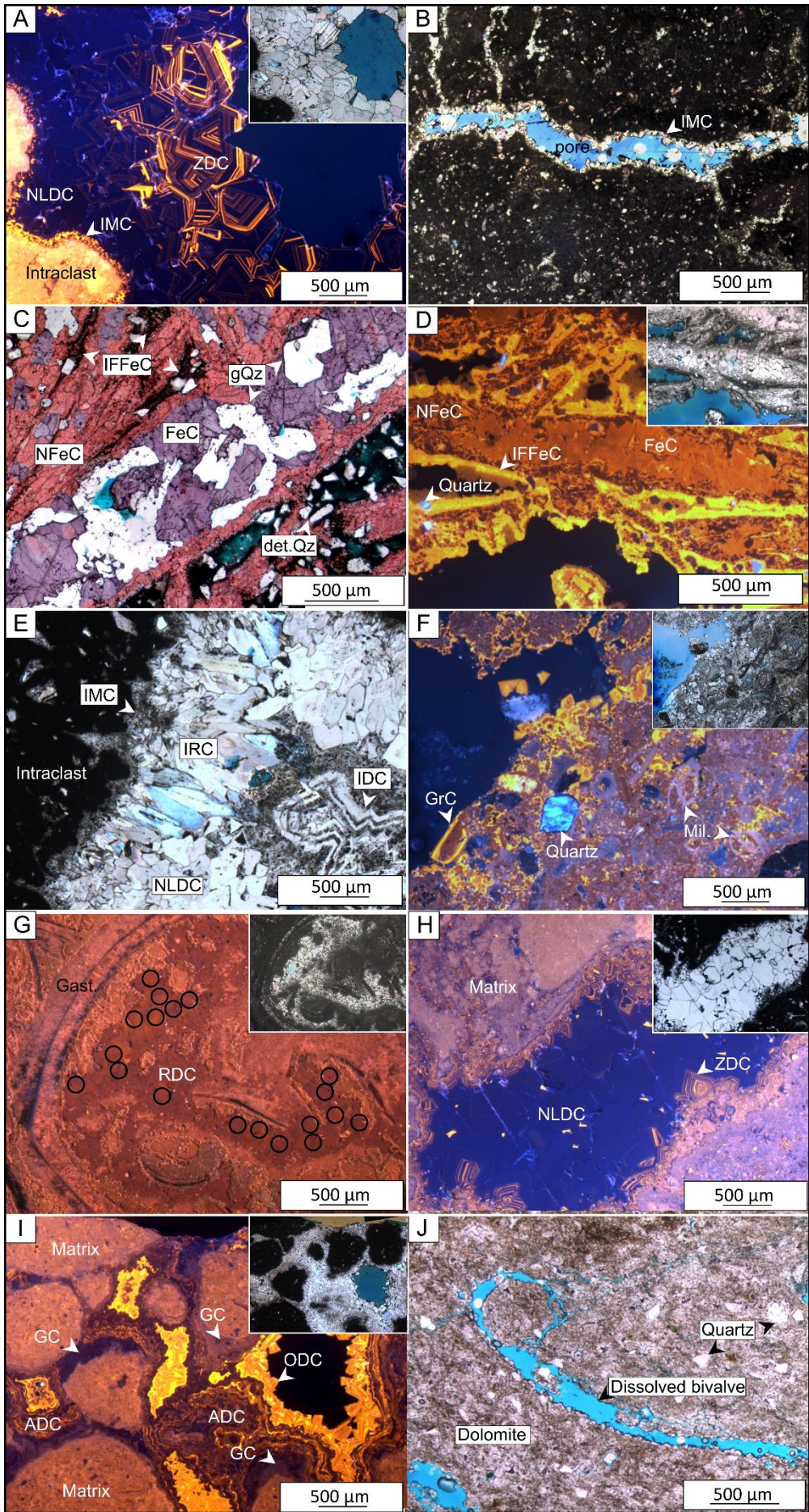
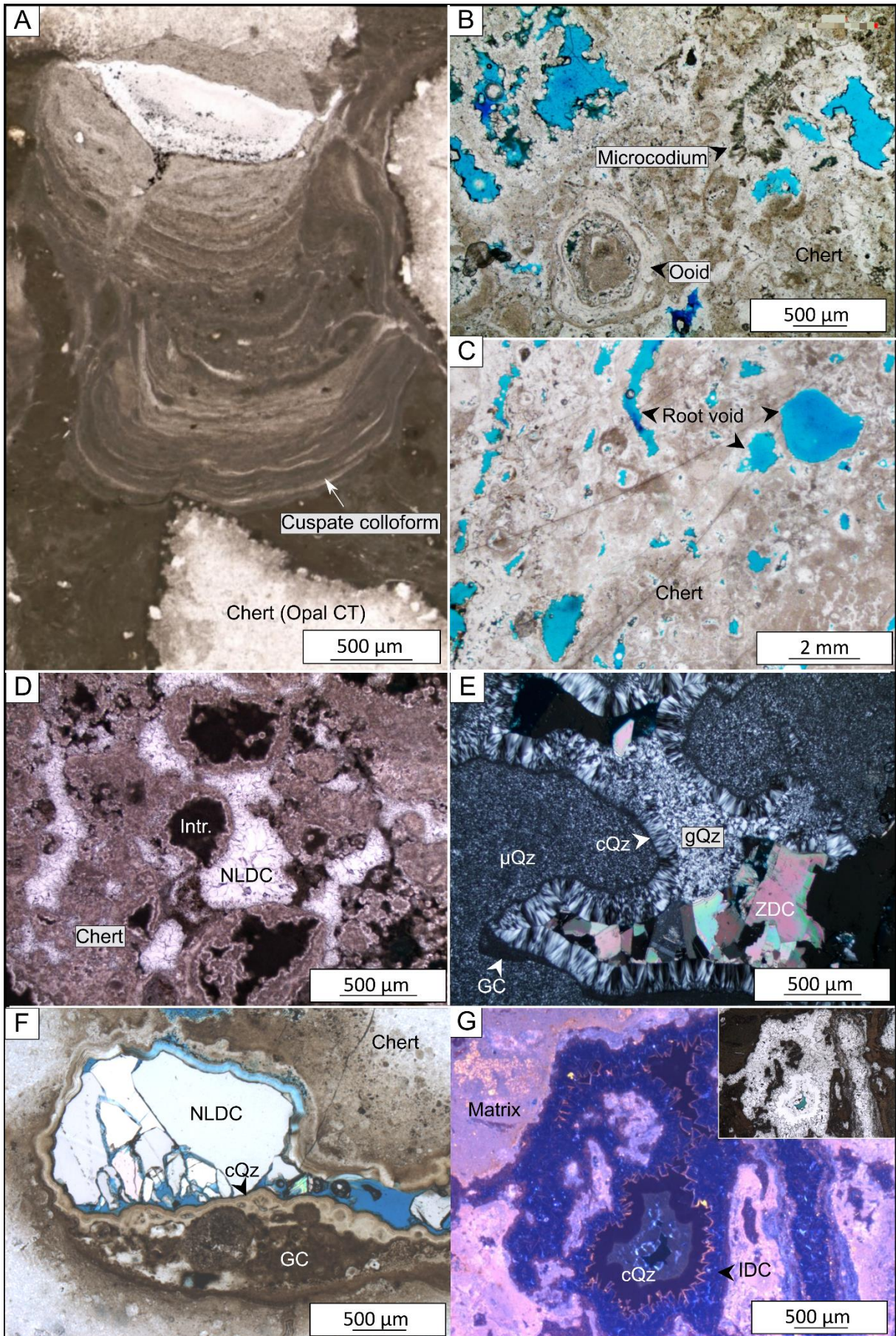


Fig. 5-4. Isopachous cements, drusic cements and replacements in the Paris Basin limestones. A. Yellow luminescent isopachous microgranular calcite cement (IMC) followed by non-luminescent drusic calcite (NLDC) and zoned drusic calcite (ZDC). Montbron sample, palustrine facies in the Calcaire de Provins Formation, Lutetian-Bartonian. B. Isopachous microgranular calcite cement (IMC) along a root moulds. Maisse sample, palustrine facies of the Calcaire de Brie Formation, Rupelian. C and D. Replacement of gypsum dendrites by non-ferroan calcite (NFeC), ferroan calcite (FeC) and granular quartz (gQz) in natural light with alizarin-potassium ferricyanide solution (C) and in cathodoluminescence (D). A yellow luminescent ferroan isopachous fibrous calcite (IFFeC) surround the dendrites. Note the euhedral forms of some gQz. Sedimentary detrital quartz (det. Qz) are also present. Fontenay-sous-bois sample, coastal lacustrine facies of the Calcaire de Saint-Ouen Formation, Bartonian. E. Succession of isopachous microgranular calcite cement (IMC), isopachous radiaxial calcite cement (IRC), non-luminescent drusic calcite cement (NLDC) and isopachous dogtooth calcite cement (IDC) in palustrine brecciated limestone. Baronnies sample, Calcaire de Provins Formation, Lutetian-Bartonian. F. Granular calcite cement (GrC) in cathodoluminescence. Bondy sample, marine facies of the Calcaire grossier Formation, Lutetian. G. Filling of a gastropod shell (Gast.) by a dull red luminescent drusic calcite (RDC) in a restricted marine carbonate. Black dots locate the laser ablation spots of dating session. Asterix sample A8:  $7.5 \pm 0.6$  Ma; marine facies of the Marnes et Caillasses Formation, Bartonian. H. Void filled by an isopachous zoned calcite cement (ZDC) followed by non-luminescent drusic calcite (NLDC) in cathodoluminescence. Maisse sample, palustrine facies of the Calcaire de Champagne Formation, Priabonian. I. Cathodoluminescent picture in lacustrine facies showing gravitational cements (GC) present around intraclasts, followed by dull red luminescence alternation calcite (ADC) and orange drusy calcite (ODC). Villamblain sample, lacustrine facies of the Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. J. Dolomitization of carbonates with dissolution of aragonite shells. Note the presence of dolomite crystals inside the mould of the bivalve. Noyant sample, marine facies of the Calcaire grossier Formation, Lutetian.

In some levels, anhedral microcrystalline dolomite (Dol) replaces micrites in marine or in coastal lacustrine limestones (Fig. 5-4J). The dolomitization frames dissolution of bivalve shells which forms pores filled by either dolomite or spherulites (sQz, Fig. 5-4J). The dissolution of aragonite shells (bivalves and gastropods) occurred in marine and lacustrine limestones. The moldic pores can be empty or filled by either drusy calcite (ZDC or ADC), or ferroan and non-ferroan calcites (FeC-NFeC), or granular calcite cements (GrC). Some shells were not dissolved and kept their original structures with a recrystallization of aragonite into a dull brown-red luminescent calcite (SNeo). This process is rare.

Silicification occurs in 7 forms (Fig. 5-5): cherts of opal A (quartz) or opal CT (Cristobalite and Tridymite), spherulites of quartz (sQz), microcrystalline quartz ( $\mu$ Qz), length-slow or length-fast chalcedony (cQz), and granular quartz cement (gQz). Cherts of opal CT present a brown brecciated nodular aspect with desiccation cracks and cusped colloform structures described by Ulyott and Nash (2016) (Fig. 5-5A). The chert opal CT was found in a restricted area in the southern part of the basin, close to Etampes inside the coastal lacustrine deposits of the *Calcaire de Saint-Ouen* and at the base of the *Masses de Gypses* Formations. The matrix between the lithoclasts is also silicified and can present thin veins of quartz. Several halos surrounded the nodules, indicating multiple phases of growth. These cherts are interpreted as pedogenic silcretes (Ulyott and Nash, 2016).



*Fig. 5-5. A. Natural light picture of opal CT showing cusped colloform between silicified clasts. Maise sample, coastal lacustrine facies of the Masses de Gypses Formations, Priabonian. B. Natural light picture of silicified carbonate with opal A. The initial palustrine texture is still determinable with preserved coated ooids and microcodium. Baronnie sample, palustrine facies of the Calcaire de Champigny Formation, Priabonian. C. Other example of silicified carbonate with opal A. Here, root traces are well identified and are formed after the silification. Mespuits sample, palustrine facies of the Calcaire de Brie Formation, Rupelian. D. Natural light picture of silicified carbonate where silicification nibbles the carbonate intraclasts. The pores were filled by non-luminescent drusy calcite (NLDC). Chalautre sample, palustrine facies of the Calcaire de Champigny Formation, Priabonian. E. Polarized light picture of the silica sequence of microgranular ( $\mu$ Qz), chalcedony (cQz) and granular (gQz) quartz. Note the presence of silicified geopetal cements (GC) at the base of the cQz and the zoned drusy calcite (ZDC) after the gQz. Maise sample, palustrine facies of the Calcaire de Champigny Formation, priabonian. F. Silicified limestone with opal A. Pores are first filled by geopetal cement then silicified and covered by chalcedony (cQz). The pore is finally filled with non-luminescent calcite (NLDC). Baronnie sample, palustrine facies of the Brie Formation, Rupelian. G. Cathodoluminescent picture of non-luminescent dogtooth calcite cement (IDC) followed by chalcedony (cQz). Villermain sample, inland lacustrine facies of the Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian.*

It is the only silica cement which can occur in the vadose area (cusped colloform structures). The other silica forms show isopachous morphologies of phreatic cements. Opal A and the quartz forms are more frequent than the opal CT. They can be present in the interparticular space of dolomitized marine carbonates, in replacement of gypsum or in carbonates either by replacement or cementation. Sometimes, the carbonate primary structures are still identifiable and show a strong pedogenic print with coated grains, peloidal formations, ancient calcitic geopetal cements (GC), *microcodium* (Fig. 5-5B) or root traces (Fig. 5-5C). This opal replaces the carbonate by nibbling it with the growth of small grains of silica, giving a pustular texture like described by Bustillo (2010) (Fig. 5-5D).

Spherulites are 200 $\mu$ m wide and fill pores in dolomitic diagenetic facies or in rhizoconcretions. They can be asymmetric and form crusts of fibrous silica. In gypsum deposits, the silica can be euhedral with a hexahedral form (Fig. 5-4C). The fourth last forms of silica (microcrystalline quartz  $\mu$ Qz, length-slow or length-fast chalcedony cQz, and granular quartz gQz) form diagenetic sequences which can be complete or partial (Fig. 5-5E and F). They are present mostly in palustrine calcrete facies but are also found in lacustrine and restricted marine facies inside thin veins or nodules. Microcrystalline quartz fill centimetric to decimetric veins of silica in carbonates. Some carbonate intraclasts can still be present inside the silica veins. Length-slow or length fast chalcedony cQz form then an isopachous crust in the pores of the veins (Fig. 5-5E and F); the rest are filled by a more granular quartz gQz than the  $\mu$ Qz (Fig. 5-5E). This sequence of silica was already described (Folk and Pitmann, 1971; Knauth, 1994) and shows the evolution of silica precipitation inside porosity through time. The difference between length-slow and length-fast chalcedony is interpreted as a difference of the water chemistry. Length-fast morphologies grow with a neutral to acid Si-rich waters, while length-slow morphologies grow with a more basic water

(Folk and Pitmann, 1971). The length-slow fibrous form is the most encountered and was related to Mg-rich palustrine evaporitic environments (Bustillo, 2010).

## 4.2 U-Pb ages

Each dated cement locations are given in

Table 5-4. Associated Tera-Wasserburg are in Supplementary data. In marine deposits, one granular calcite cements (GrC) of the *Calcaire grossier* Formation (SC49-2, Lutetian) was dated at  $19.7 \pm 2.6$  Ma. On the same thin section, recrystallized shells (SNeo) were dated at  $28.8 \pm 1.1$  Ma. Also, the dull red luminescent drusy calcite RDC was dated four times in the *Calcaire grossier* and *Marnes et Caillasses* Formations (P6, SC11-4, A4 and A8, Lutetian-Bartonian) and give ages at  $26.9 \pm 1.0$ ,  $7.5 \pm 0.6$ ;  $7.2 \pm 0.6$  and  $6.8 \pm 0.6$  Ma. In palustrine carbonates, two ages were obtained in the *Calcaire de Provins* Formation (Bar1 and Bar2, Lutetian-Bartonian) on isopachous dogtooth cements (IDC) giving an age of  $41.4 \pm 4.7$  Ma and on pendant cements (GC) giving an age of  $33.3 \pm 7.0$  Ma. Six ages were also obtained in the palustrine facies of the *Calcaire d'Etampes* Formation (Mc35 and McK, Late Rupelian) on pendant cements (GC) in beds and on cements inside metric karsts. The ages are between  $28.0 \pm 1.3$  and  $21.4 \pm 3.7$  Ma. Finally, one U-Pb age was obtained in palustrine deposits on isopachous dogtooth cements (IDC) in the *Calcaire de Beauce* Formation (Rea23, Aquitanian) with an age of  $14.5 \pm 0.9$  Ma.

Sample name	Cement stage	Sedimentary Formation	Age of deposits	Location	Depositional environment of the embedded carbonate	U content (ppm)	MSWD	Initial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ Age and $2\sigma$ uncertainties (Ma)	$2\sigma$ uncertainties (%)
P6	Red dull luminescent drusy calcite (RDC)	Calcaire grossier	Lutetian	Peripole well N 48.854906° E 2.488702°	Open marine	4.34	4.5	0.68 ± 0.08	7.2 ± 0.6	8.5
SC49-2	Shell neomorphism (SNeo)	Calcaire grossier	Lutetian	Bondy SC5749 well N 48.907730° E 2.478755°	Open marine	2.5	1.3	0.83 ± 0.01	28.8 ± 1.1	3.9
SC49-2	Granular calcite (GrC)	Calcaire grossier	Lutetian	Bondy SC5749 well	Open marine	2.64	6.4	0.85 ± 0.03	19.7 ± 2.6	13.8
SC11-4	Red dull luminescent drusy calcite (RDC)	Marnes et Caillasses	Lutetian-Bartonian	Le Perreux-sur-Marne SC5511 well N 48.838669° E 2.494344°	Restricted marine	4.9	1.5	0.84 ± 0.02	26.9 ± 1.0	3.0
A4	Red dull luminescent drusy calcite (RDC)	Marnes et Caillasses	Lutetian-Bartonian	Asterix well (A) N 49.134183° E 2.571231°	Restricted marine	1.9	3.4	0.81 ± 0.03	6.8 ± 0.6	9.5
A8	Red dull luminescent drusy calcite (RDC)	Marnes et Caillasses	Lutetian-Bartonian	Asterix well	Restricted marine	2.8	2.2	0.88 ± 0.02	7.5 ± 0.6	8.2
Bar1	Isopachous dogtooth calcite (IDC)	Calcaire de Provins	Lutetian-Bartonian	Baronnie quarry N 48.638468° E 3.523174°	Palustrine	0.14	1	0.84 ± 0.01	41.4 ± 4.7	10.7
Bar2	Gravitational calcite (GC)	Calcaire de Provins	Lutetian-Bartonian	Baronnie quarry	Palustrine	0.17	1.1	0.84 ± 0.01	33.3 ± 7.0	20.6
Mc35	Gravitational calcite (GC)	Calcaire d'Etampes	Rupelian	Maisse quarry N 48.393156° E 2.417542°	Palustrine	0.79	1.9	0.87 ± 0.02	26.4 ± 2.4	9.3
Mc35	Gravitational calcite (GC)	Calcaire d'Etampes	Rupelian	Maisse quarry	Palustrine	0.66	1.4	0.95 ± 0.038	28.0 ± 1.3	4.7
McK1	Isopachous dogtooth calcite in karst	Calcaire d'Etampes	Rupelian	Maisse quarry	Palustrine	4.66	0.47	0.85 ± 1.25	27.7 ± 1.3	3.9
McK2	Karstic cements	Calcaire d'Etampes	Rupelian	Maisse quarry	Palustrine	2.0	1.2	0.84 ± 0.02	24.9 ± 2.5	3.9
McK34	Karstic cements	Calcaire d'Etampes	Rupelian	Maisse quarry	Palustrine	0.55	1.5	0.96 ± 0.09	23.8 ± 3.7	15
McK9	Karstic cements	Calcaire d'Etampes	Rupelian	Maisse quarry	Palustrine	0.45	1.5	0.86 ± 0.04	21.4 ± 3.7	10.5
Rea23	Isopachous dogtooth calcite (IDC)	Calcaire de Beauce	Aquitanian	Les Grand Réages quarry N 47.875108° E 1.585553°	Palustrine	1.51	1.8	0.87 ± 0.02	14.5 ± 0.9	5.7

Table 5-4. Location and U-Pb geochronology data of datable calcite analysed. The Mean Squared Weighted Deviates (MSWD), the initial  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -axis intercept and the relative uncertainty (%) are given with the age and its absolute uncertainty (Ma).



## 5. Absolute and relative dating of diagenetic processes

Paragenesis were established based on superimposition and cross-cutting relationships from thin-section observations and U-Pb dating results. No correlation of the different diagenetic stages identified could be made between marine, lacustrine and palustrine carbonates because of the lack of overlap.

### 5.1 *Marine environments*

Marine carbonate deposits were studied in the Etampes, Paris and Soissons areas and show replacement processes and filling-pore calcite cements (Fig. 5-1B-C and Fig. 5-6). Dolomitization of marine carbonates is only frequent in the northern part of the basin, in Soissons and Compiègne. Two generations of dolomites can be identified and frame the dissolution of bivalve's aragonite shells (Fig. 5-4J). Spherulites (sQz) and granular equant calcites (GrC) rarely fill the intergranular space between dolomite crystals, which means that they are younger than the dolomite. The timing of dolomite is complicated to establish. In the literature, dolomites can either directly sediment in evaporitic environments (Bontognali et al., 2010; Petrash et al., 2017) or be produced by Mg-rich diagenetic fluids just after the deposits of carbonates (Lumsden, 1988; Gregg and Shelton, 1990; Sibley, 1991) or later (Petrash et al., 2017). In our case, dolomites cross-cut beds of carbonates and precipitate as microspar in pores before and after the dissolution of shells aragonites, which suggest that the dolomites is not associated to sedimentary processes. This conclusion is coherent with those of Fontes et al. (1970). Based on the microfacies and the isotopes of oxygen and carbon, Fontes et al. (1970) suggest that the dolomitization of the marine carbonates occurs in the Paris Basin during the lithification, under an evaporitic shallow water. This condition existed during the deposits of the Lutetian marine carbonates, but also later during the Bartonian, the Priabonian and the Rupelian.

Another diagenetic replacement process which is not constrain is the replacement of gypsum by calcites (FeC and NFeC) and silica in Paris which their relations are difficult to unravel. In literature, it can be either early (Armenteros, 2010) or late (Nader et al., 2008). Toulemont (1986) remembers that the replacement of gypsum by either silica or calcite is an epigenic process and supposes an early diagenetic processes but later than the deposition of gypsum.

Then the other diagenetic processes are clearly late and were dated thanks to the U-Pb ages obtained on each. It is important to note that no correlations and ranking were able between the different cements without U-Pb ages. Shell neomorphism (SNeo) is the oldest age obtained with  $28.8 \pm 1.1$  Ma, which was obtained in the Paris area (sc49-2 sample). This age corresponds to the end of the Oligocene sedimentation in Paris and in the northern part of the basin. Then a first

red-dull luminescent drusy calcite cement RDC occur at  $26.9 \pm 1.0$  in a karstified marine carbonate at Paris (sc11-4 sample, *Marnes et Caillasses* Formations, Fig. 5-7). This age corresponds to a sedimentary *hiatus* during the Chattian in the Paris Basin. This age also constrains the dissolution of this carbonate between this Rupelian-Chattian age and the age of the carbonate deposition (Lutetian-Bartonian transition), two periods are good candidates to explain the dissolution: (1) at the beginning of the Bartonian, just after the end of the deposition of the carbonates of the *Marnes et Caillasses* Formations, a short subaerial phase took place before the establishment of an estuarine system. Small crevices and cavities at the top of this formation were filled with these Bartonian deposits (Briais, 2015). (2) At the Rupelian-Chattian transition, when the basin was exposed to meteoric waters.

A second drusy calcite cement RDC occur between 8 and 7 Ma at Paris and in the northern part of the basin (P6, A4 and A8 samples). This age corresponds to the transition between the Tortonian and the Messinian. The only difference between the two generations of RDC is the biomicritization (Mi) of the first generation. However, the absence of samples showing both generations at once does not allow to affirm that micritization (Mi) occurred between the two RDC generations. The granular cements (GrC) were dated between the two RDC generations with an age of  $19.7 \pm 2.7$  Ma.

## 5.2 Coastal lake environment

Coastal lacustrine deposits were found in the Etampes and Paris areas. The paragenesis is poorly constrained and composed of replacement processes and rare isopachous or blocky cements (Fig. 5-6). Isopachous fibrous ferroan calcite IFFeC is present around gypsum crystals in the Paris area (Fig. 5-4C and D). Because this generation and gypsum are surrounded by a sedimentary micrite, the fibrous calcite is interpreted as a syn-depositional cement.

Silicification was observed in the coastal lacustrine facies with the opal CT mineralogy in the Etampes area. This silicification is particular because it cuts on a same section the lacustrine *Calcaire de Saint-Ouen* (Bartonian) and the base of the *Masses de Gypses* Formations on fifteen meters, but it is not present in the overlying palustrine carbonates of the *Calcaire de Champigny* Formation (Priabonian). It is unclear when the silicification of opal CT occurs in the history of the carbonate, but the early event is considered. The presence of cupspate colloforms and desiccation features suggests a pedogenic origin (Ullyott and Nash, 2016) which can happen during two potential early periods: (1) during several subaerial exposures of the lacustrine deposits (Late Bartonian to Early Priabonian) which means that the time of silicification is close to the sedimentation time, or (2) during one unique subaerial exposure between the deposits of the base of the *Masses de Gypses* Formations and the *Calcaire de Champigny* Formations (Early Priabonian), which means that the silicification is clearly after the deposits of the *Calcaire de Saint-Ouen* Formation.

Finally, shell and gypsum replacements by ferroan and non-ferroan calcites (FeC, NFeC) and silica (cQz and gQz) occurred after the fibrous IFFeC. The presence of NFeC in the bordure of

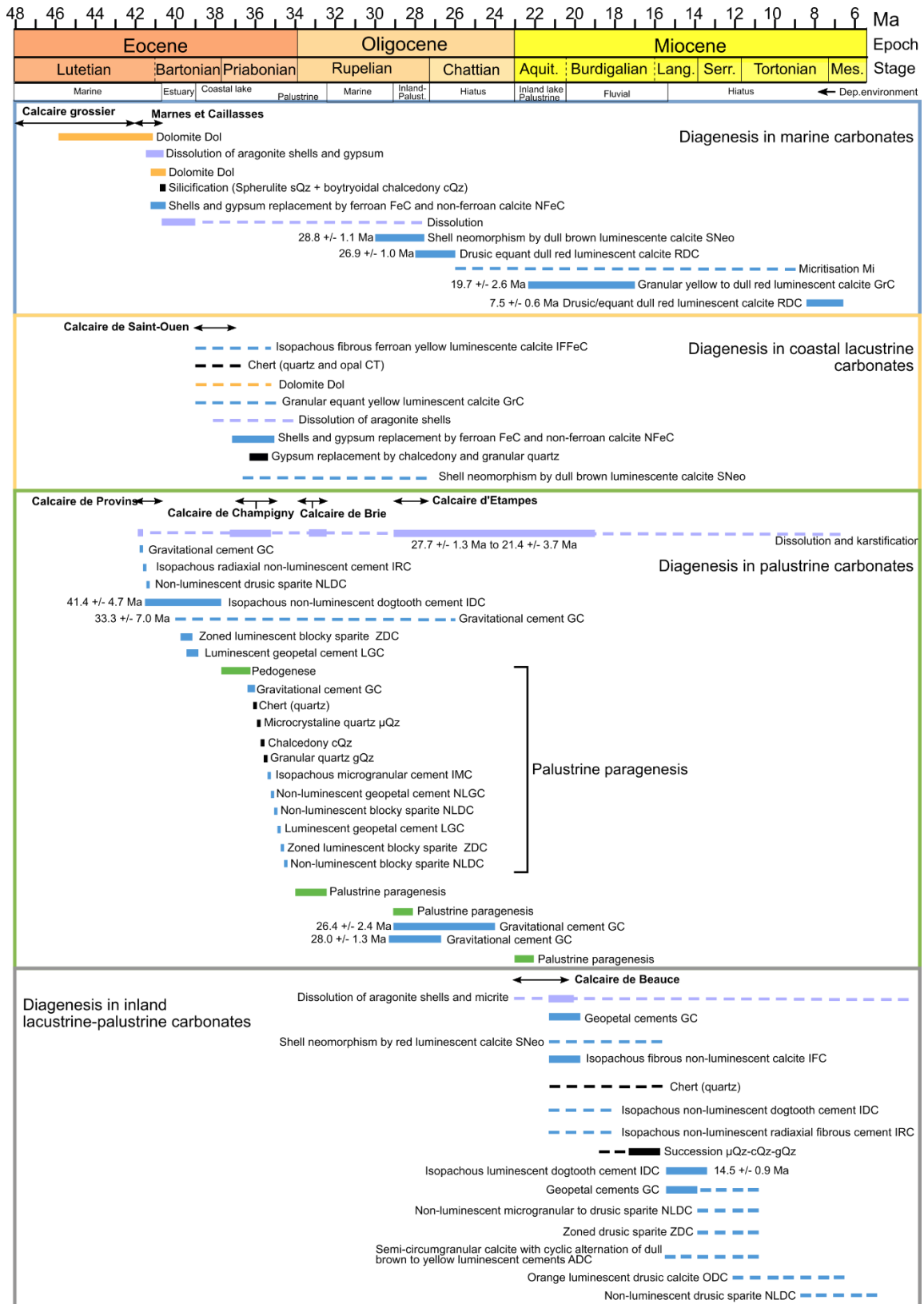


Fig. 5-6. Paragenesis interpreted of the petrographic study and U-Pb dating for each depositional environment. The ages of the formations affected by the diagenetic modifications are specified with the arrows.

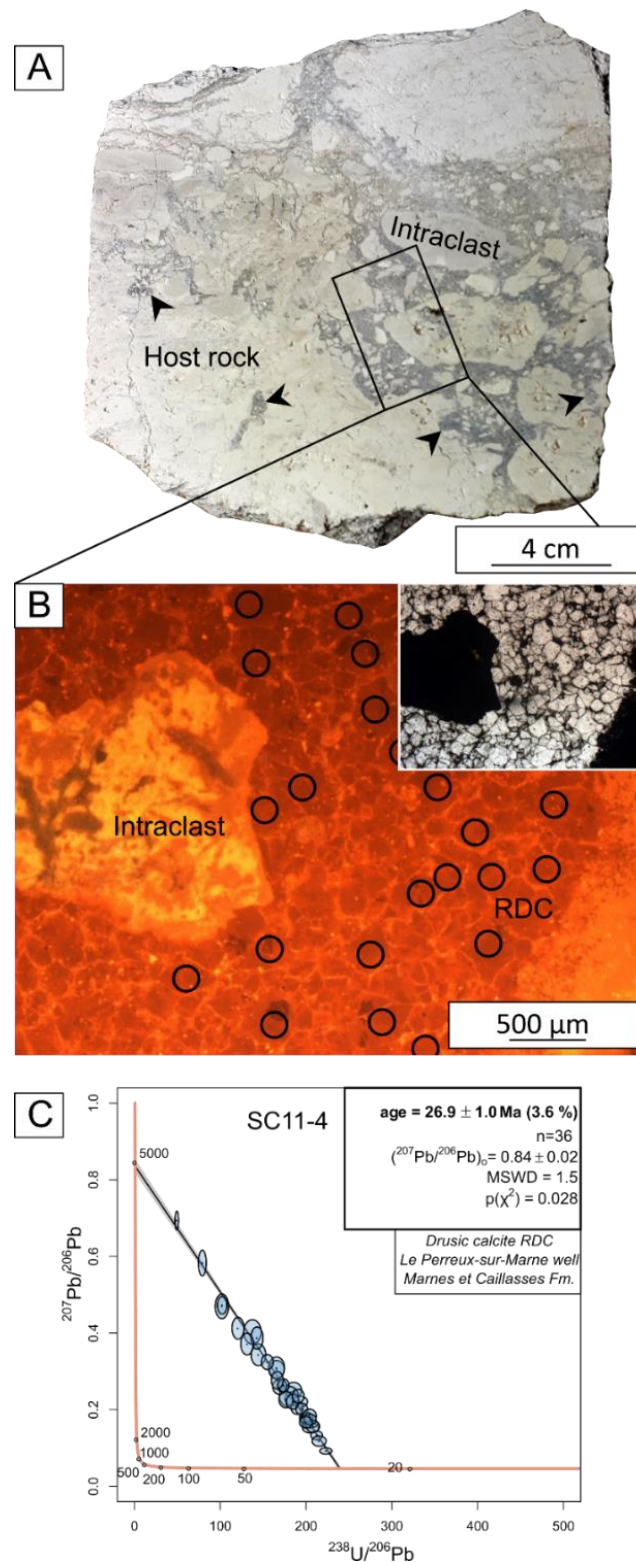


Fig. 5-7. U-Pb dating of sc11-4 calcite sample coming from the sc5511 well; Marnes et Caillasses Formation. A. Macroscopic view of the sc11-4 sample. The marine carbonate is karstified and filled with a bluish calcite. Black arrows indicate dissolved areas. B. Cathodoluminescent picture of sc11-4 sample. Black circles locate the laser ablation spots of dating session. C. Tera-Wasserburg plot displaying  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  for the red luminescent blocky calcite RBC of sc11-4 sample. Uncertainties are given with  $2\sigma$ .

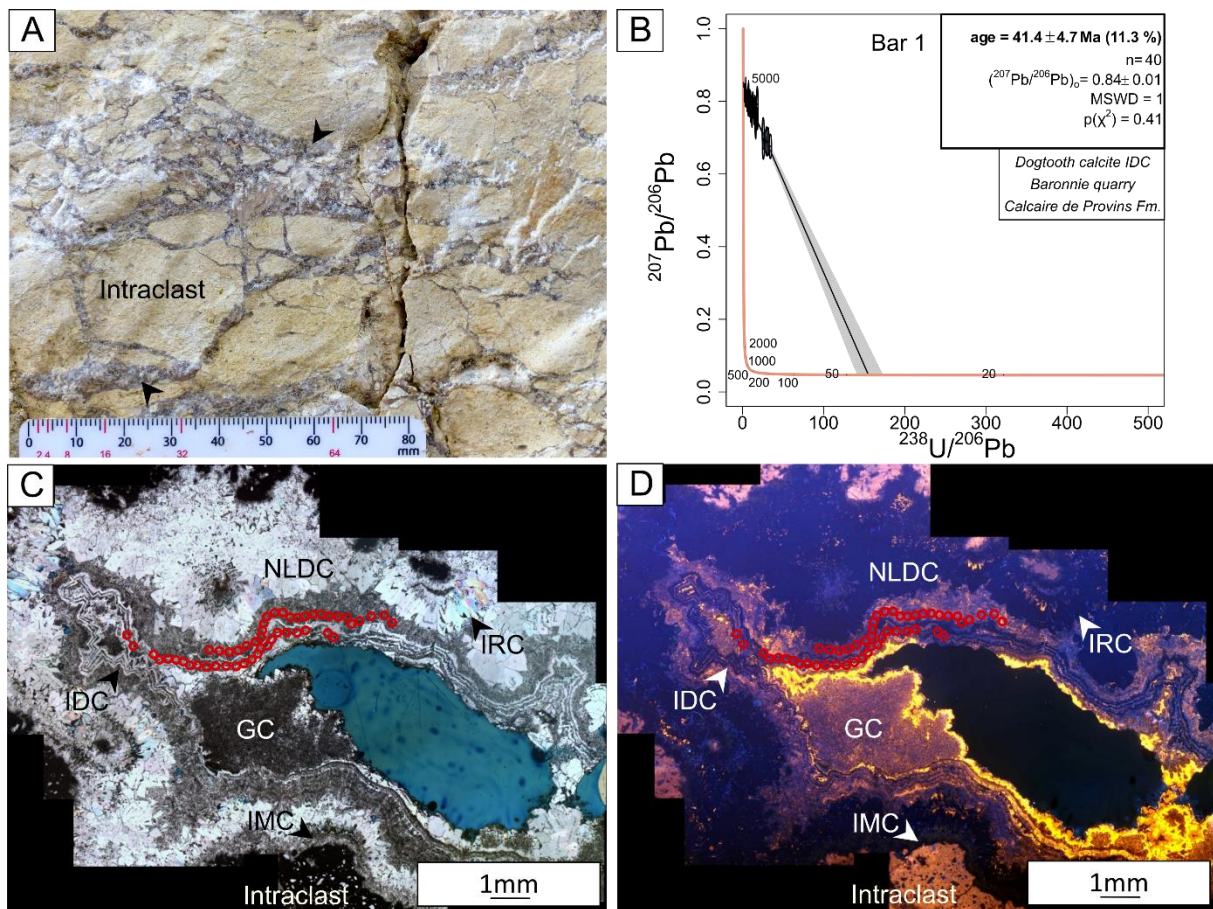


Fig. 5-8. U-Pb dating of Bar1 calcite sample coming from the "Baronnie" quarry; Calcaire de Provins Formation. A. Macroscopic view in the outcrop of the palustrine in-situ brecciated carbonate. Calcites fill cracks around intraclasts (dark arrows). B. Tera-Wasserburg plot displaying  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  for the isopachous dogtooth calcite cement IDC of Bar1 sample. Uncertainties are given with  $2\sigma$ . C and D. Natural light (C) and cathodoluminescent (D) views of Bar1 sample. Red dots locate the laser ablation spots of dating session. IMC: isopachous microgranular calcite cement; IRC: Isopachous radiaxial fibrous calcite cement; NLDC: non-luminescent drusy calcite cement; IDC: isopachous dogtooth calcite cement; GC: geopetal calcite cement.

gypsum could indicate a first step of replacement. The presence of automorph quartz inside gypsum dendrite supposed their growth in voids, and therefore before the filling by the FeC. Shell neomorphism shows the same petrographic characteristics than in marine deposits but is not dated in coastal deposits. It is still possible that neomorphism events are the same age in the different facies.

### 5.3 Palustrine environment

Palustrine environments extend from Etampes to Provins. Their paragenesis is composed of alternation of vadose, isopachous, and drusy cementations with dissolution (Fig. 5-6).

The first diagenetic event is the modification of the micrite by microbial activity, dissolution or recrystallisation by microspar calcite. In this area, the base of short-term stratigraphic sequences is composed of lacustrine facies which cover palustrine carbonates. This means that the pedogenic overprints had modified the palustrine facies before the deposits of the lacustrine facies and occurred early. Therefore, the pedogenic processes are considered begging at the first steps in the history of the palustrine sediment, just after the deposits of the carbonate mud, like described in the literature (Wright and Tucker, 1991; Alonso-Zarza and Wright, 2010a, 2010b).

The dating of isopachous dogtooth cements at  $41.4 \pm 4.7$  Ma in the *Calcaire de Provins* Formation (Bar1 sample; Late Lutetian-Early Bartonian deposits; Fig. 5-8) and gravitational cements or karstic calcites between  $28.0 \pm 1.3$  and  $21.4 \pm 3.7$  Ma in the *Calcaire d'Etampes* Formation (Mc35 and McK samples; Late Rupelian deposits) indicate clearly that cementation in palustrine carbonates can be early even syn-deposit.

In the case of the *Calcaire de Provins* Formation, the dogtooth generation of Bar1 sample is not the first cement and occurred after isopachous microgranular (IMC), isopachous radiaxial (IRC) and non-luminescent drusy (NLDC) calcites (Fig. 5-8), which means that all of them represent syn-deposit to early diagenetic processes.

In the other palustrine Formations (*Calcaire de Champigny [Priabonian]*, *Calcaire de Brie [lower Rupelian]*, *Calcaire d'Etampes [upper Rupelian]* Formations), a general sequence of diagenetic process is identified (Fig. 5-6) which is repeated with each new palustrine episode. Generally, the sequencing is not complete in a unique locality.

The first cements identified in sequences are geopetal cements. Other geopetal cements are present after silicification or cementation by drusy calcites.

Silicification is frequent in the palustrine deposits and arrived after geopetal cements (GC, Fig. 5-5E and F). The succession microcrystalline ( $\mu$ Qz)-chalcedony (cQz)-granular (gQz) is found inside cherts of opal A which means they occurred after the replacement of carbonate by silica. The silicification of geopetal cements and the preservation of calcrete textures suggest that silicification is not syn-sedimentary, occurred after some calcitic cementation events but is still early (Alonso-Zarza et al., 2011; Knoll et al., 2013). The observation of the silicified *Calcaire de Brie* Formation (lower Rupelian) covered by the sandy marine *Sables de Fontainebleau* Formation (middle Rupelian) in the Etampes area and the presence of non-silicified root moulds inside the chert confirm that the silicification, even it is not syn-sedimentary, is early. It is in adequation with the models of silicification of many authors in the Paris Basin (Prost, 1961; Ménillet, 1988a; Freytet et al., 1995).

After silicification, numerous isopachous calcitic cements can be identified (microcrystalline IMC, radiaxial fibrous IRC, or dogtooth IDC forms). Finally, two drusy calcites

cements (non-luminescent NLDC and zoned luminescent ZDC) represent the last diagenetic cements but were not dated. Sometimes, NLDC arrived before dogtooth cements (IDC) or geopetal cements (GC) which means that it can be early in the diagenetic history of palustrine carbonates. However, the possibility of later cements for the last generations is not excluded. Like on Fig. 5-4A and H, two NLDC generations can be individualized and frame a ZDC stage. However, it is not always possible to determine which generation is present if the ZDC generation is absent. Also, the difference between the non-luminescent and zoned luminescent cements can be easily explain by variations of redox conditions, that suggests that both cements can occur during the same time but in different redox conditions. A minimum of one cycle NLDC-ZDC-NLDC was identified, but the existence of multiple cycles is not excluded.

#### 5.4 Inland lacustrine-palustrine environment

Inland lacustrine facies were observed in the southern part of the basin especially in the *Calcaire de Beauce* Formation (Aquitanian). The pure lacustrine carbonates are almost unchanged. Only the microbial crusts can be silicified or can bear some fibrous cements (IFC). Because Pace et al. (2016) and Pederson et al. (2019) found that the mineralization of microbial deposits can be quick, it is possible that these cementations occur early. The other diagenetic modifications are concentrated in lacustrine deposits showing subaerial exposure feature such as desiccation cracks, some *microcodia* or root traces and share similarities with the associated palustrine facies of the same formation.

The cementation by isopachous or drusy calcites is the most frequent, replacements and anisopachous cementations are rare. Construct a paragenesis in these lacustrine-palustrine carbonates is complex because each vuggy pores in a sample can present a unique diagenetic sequence. The Fig. 5-9 gives an overview of the diversity of cements in cathodoluminescence observations in the carbonates of the “Les Grands Réages” quarry (Villermain location, Fig. 5-1C). Coupled with this difficulty, only one cement gives an U-Pb age, which does not allow to constrain the timing of cementation of the majority of the paragenesis. However, some trends can be identified.

Partially dissolved micrites are found in a lot of micritic facies and are abundant around pores. This can be current dissolution. In contrast, the dissolution of aragonite shells was already associated to the early burial steps of the sediments (Herlinger et al., 2017). It is coherent with the fact that some beds present shell dissolution while others have preserved the shells in the same outcrop.

The first cements present in these facies are isopachous dogtooth cements (IDC) showing first a non-luminescent generation, followed by a luminescent generation (Fig. 5-5G, Fig. 5-9B and Fig. 5-10). The dating of one of these luminescent cements to 14.5 Ma in the *Calcaire de Beauce* Formation (Aquitanian) shows a late diagenesis of seven to nine Ma (Fig. 5-10).

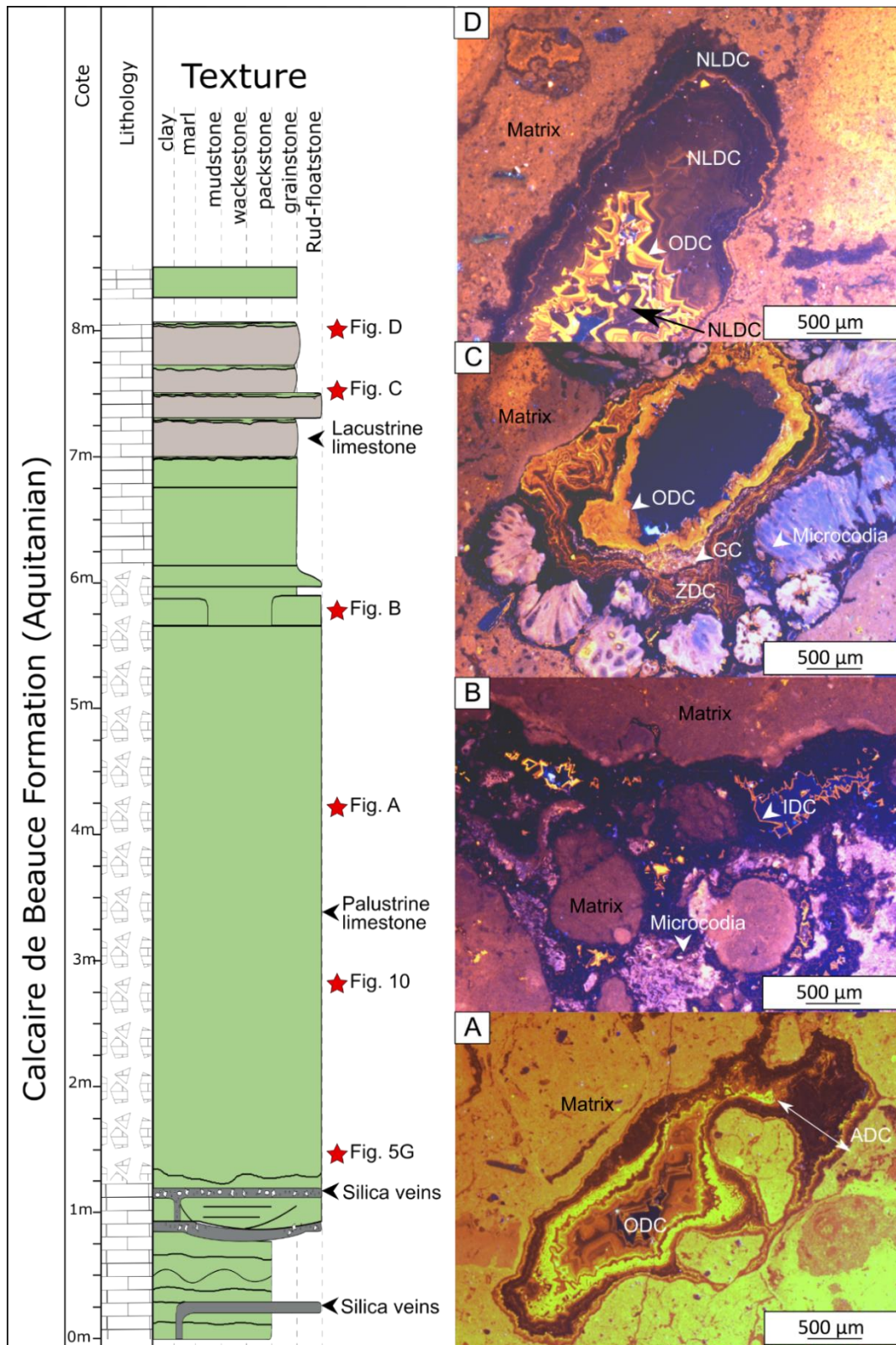


Fig. 5-9. Diversity of calcite cements in vuggy pores on cathodoluminescence views in the “Les Grands Reages” quarry. ADC: alternative of semi circumgranular calcite cement; ODC: orange drusy calcite cement; IDC: isopachous dogtooth calcite cement; ZDC: zoned drusy calcite cement; GC: geopetal calcite cement; NLDC: non-luminescent drusy calcite cement.



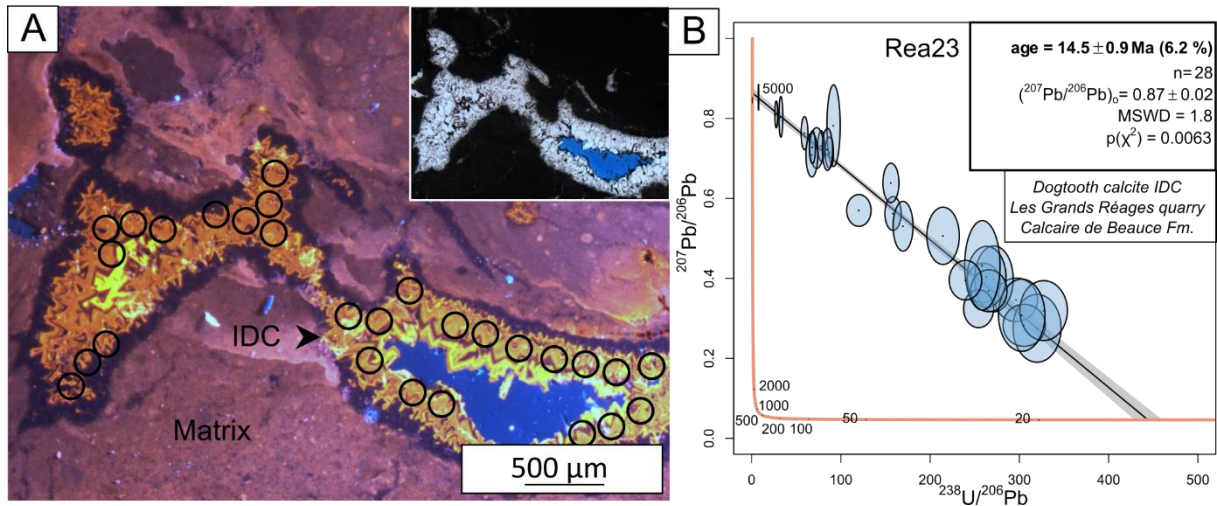


Fig. 5-10. U-Pb dating of Rea23 calcite sample coming from the “Les Grands Reages” quarry; Calcaire de Beauce Formation, Aquitanian. A. cathodoluminescent view with black circles locating the laser ablation spots of dating session. B. Tera-Wasserburg plot displaying  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  for the isopachous dogtooth calcite cement IDC of Rea23 sample. Uncertainties are given with  $2\sigma$ .

A period of silicification also takes place after the non-luminescent dogtooth cements (Fig. 5-5G). Therefore, either the non-luminescent generation of dogtooth cements has the same age than the luminescent one, and in this case the silicification is a late process, or the non-luminescent generation is early, silicification too, and the luminescent generation occurred million years after. Since the silicification is interpreted as early in palustrine carbonates, we suggest that this one too. The same succession of 3 siliceous phases as described in the palustrine facies is identified, i.e., microcrystalline quartz ( $\mu\text{Qz}$ ), then chalcedony (cQz) and finally granular quartz (gQz). Many drusy calcites cemented also after dogtooth cements and represent the last phases of cementation: non-luminescent (NLDC), zoned orange luminescent and non-luminescent (ZDC), alternating red to yellow luminescent bands (ADC) or orange luminescent (ODC) (Fig. 5-9). Orange drusy calcite (ODC) is the only one that has been identified regularly in different pores and marks one of the last cementation phases of lacustrine limestones (Fig. 5-9A, C and D). This orange calcite gradually passes into a new generation of non-luminescent calcite (NLDC) which represent the last generation identified (Fig. 5-9D).

## 6. Discussion

### 6.1 Paleoenvironmental control on diagenesis in marine to inland carbonates

In view of the parageneses established in the previous section, a large part of the diagenetic events is early and follows the deposition of carbonates. The isotopic compositions of the cements indicate that they were formed mainly by the infiltration of water of meteoric origin.

In marine and coastal lacustrine carbonates, the major diagenetic processes affecting the carbonate are mineralogical changes: calcite to dolomite, sulphate to calcite or silica, calcite to silica, aragonite to calcite (Fig. 5-11). These mineralogical changes can result from the contact between mineral phases formed in salty to over salty water with fresh water of meteoric origin (Sandberg and Hudson, 1983; Morrow, 1990; Mazzullo and Bischoff, 1992; Rosen and Coshell, 1992; Mazzullo, 2000; Armenteros, 2010; Bontognali et al., 2010; Flügel and Munnecke, 2010; Petrash et al., 2017). The only syn-deposit cements are present around the gypsum crystals with the yellow luminescent ferroan fibrous calcite (IFFeC) which testify to an evaporitic and alkaline environment rich in sulphates. This is coherent with the depositional environment of the limestones. Opal CT cherts are present only in coastal lacustrine deposits and represent silicification at low temperatures in the vadose zone, where alternations between leaching, illuviation, infiltration and evaporation occur (Bustillo, 2010; Ulyott and Nash, 2016). Sedimentary structures (desiccation cracks and cusped colloforms) confirm this model. The impact of the associated coastal lacustrine domain does however not seem to have an influence on this process.

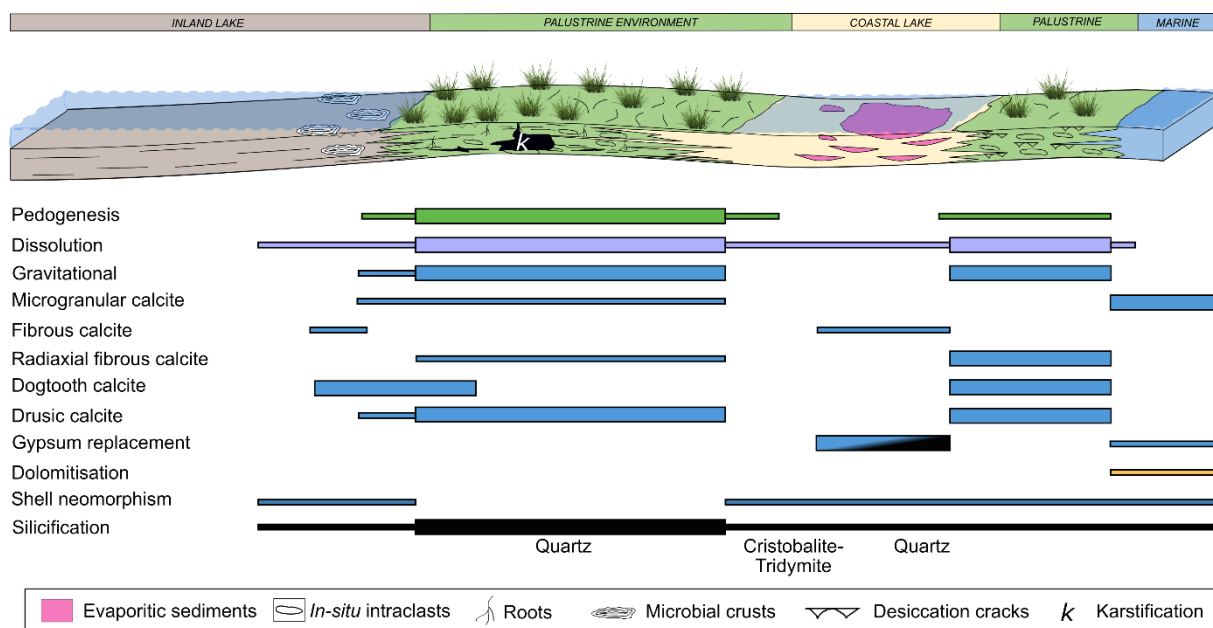


Fig. 5-11. Schematic profile of the early diagenetic processes locations along a marine-continental profile.

In palustrine and inland lacustrine carbonates, syn-sedimentary diagenesis consists of the pedogenesis of palustrine carbonates and the cementation of microbial crusts. These processes are due to changes in pH and redox conditions induced by microbial and organic activity (Fig. 5-11; Pederson et al., 2019). The other early events in these facies consist of the dissolution of aragonite shells, the dissolution of micrite, the precipitation of anisopachous (gravitational) or isopachous (fibrous, radial fibrous, dogtooth) calcite cements, and silicification (Fig. 5-11). These phases are generally associated with the action of meteoric waters, which agrees with the depositional environments. The palustrine deposits are much more affected by diagenetic processes than the lacustrine deposits. The dominance of non-ferroan gravitational calcites (GC) and their high negative carbon and oxygen isotopic values are good arguments to the circulation of meteoric waters in soils (Fig. 5-12). Silicification occurs in the form of quartz and is most frequent in the most developed palustrine carbonates (Fig. 5-11). This phenomenon is frequent during the transition of deposits from the lacustrine domain to the palustrine domain (Bustillo, 2010). The activity of roots and organic matter decrease the pH, which promote the precipitation of silica and the dissolution of calcite (Fig. 5-11). The presence of spherulites in the root moulds suggest more a microbial origin than others (Kirkham and Tucker, 2018). The transition from microcrystalline quartz to chalcedony and then granular quartz testifies to a decrease in the concentration of Si in the fluids responsible for silicification (Folk and Pitmann, 1971). The drusy calcites (NLDC, ZDC, ODC) can be early as well as late. Nevertheless, their isotopic composition is typical of meteoric origin (Fig. 5-12). The variety of cathodoluminescence pattern indicates the fluctuations in the chemical conditions in the phreatic zone.

## 6.2 Timing and spatialisation of late diagenetic transformations in continental carbonates.

Neomorphism of shells and red-dull luminescent calcite cementation (RDC) are identified in marine carbonates in the northern part of the basin and are dated to the end of the Rupelian ( $28.8 \pm 1.1$  Ma and  $26.9 \pm 1.0$  Ma respectively; Fig. 5-13 and Fig. 5-14A). In the southern part of the basin, the early pendant and the first karstic cements of the lacustrine and palustrine carbonates of the *Calcaire d'Etampes* Formation have also been dated to the end of the Rupelian to the end of the Aquitanian (Mc35 and McK1,  $28.0 \pm 1.3$  Ma and  $27.7 \pm 1.3$  Ma; Fig. 5-13 and Fig. 5-14A). These ages largely correspond to the beginning of the Chattian sedimentary *hiatus*, which results from an uplift of the northern part of the basin during a change in the tectonic regime of Western Europe (Fig. 5-14A). In the eastern part, it is possible that the *hiatus* is recorded with the obtained age of  $33 \pm 8$  Ma on the vadose cements in Provins. However, considering measurement uncertainties, this age can be either Bartonian (and therefore early) or Chattian.

Indeed, the NE-SW extension started in the Priabonian passed to a transpressional strike-slip tectonic regime during the Rupelian (Hibsch et al., 1995; Guillocheau et al., 2000).

Granular cements (GrC) were dated to the end of the Aquitanian ( $19.7 \pm 2.6$  Ma) close to Paris (Fig. 5-14B). At this time, the karstic cavities of the *Calcaire de Beauce* Formation began to be

filled by Burdigalian fluvial deposits in the south of the study area (Fig. 5-14B). This period (late Aquitanian-Burdigalian) coincides with short wavelength deformation orientated along a NW–SE to WNW–ESE axis in the southern part of the basin (Fig. 5-14B; Guillocheau et al., 2000).

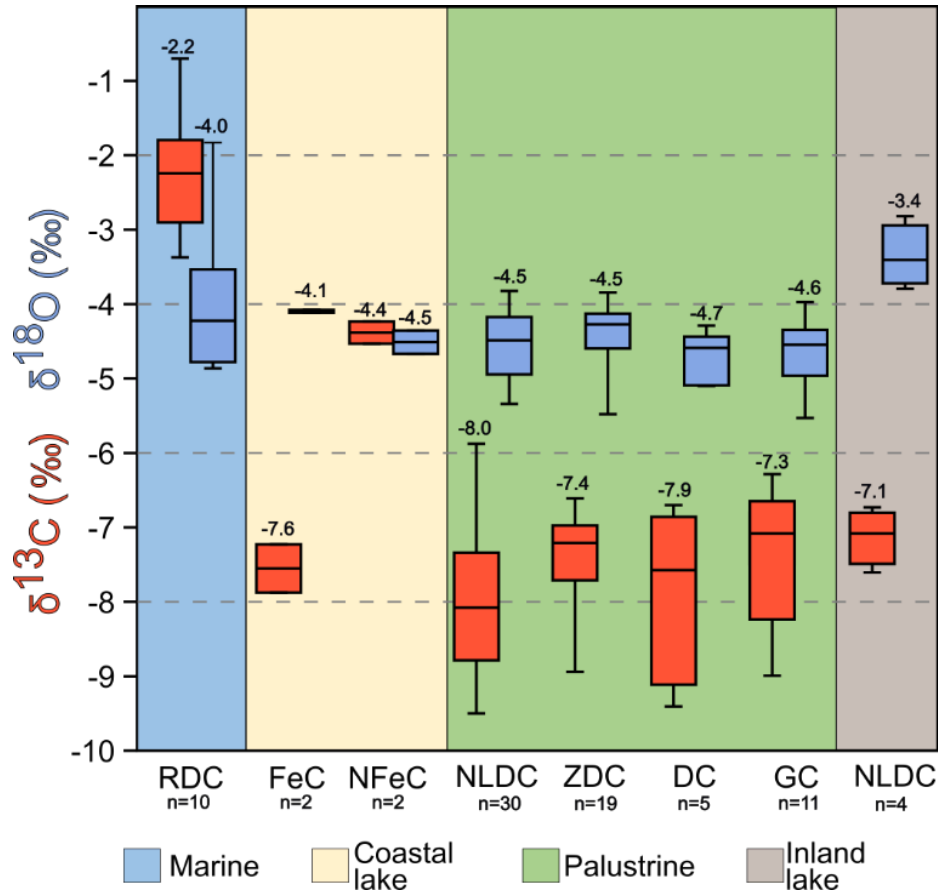


Fig. 5-12. Box plots of the carbon and oxygen isotopic results for each depositional environment. Red box plots correspond to carbon isotopic values while the blue box plots correspond to oxygen isotopic values. Means are plot above the respective box plots.

Then, dogtooth cements dated to  $14.5 \pm 0.9$  Ma in the *Calcaire de Beauce* Formation coincides with a eustatic marine transgression coming from the southwest, but which did not reach the study area (Fig. 5-14C; Guillocheau et al., 2000). Instead, the dated sample was close to the surface and a river system was developed little further south of Orléans (Mégnién, 1980).

Finally, the ages obtained between 7 and 8 Ma in the youngest red-dull luminescent drusy calcites (RDC) in the northern part of the basin may correspond to the formation of WSW-ENE anticline in the northern part and NE-SW to WSW-ESE syncline in the southern part (Fig. 5-14D; Guillocheau et al., 2000). These deformations are responsible of the development of river systems during the Pliocene and the Pleistocene, eroding the entire basin (Fig. 5-13 and Fig. 5-14D).

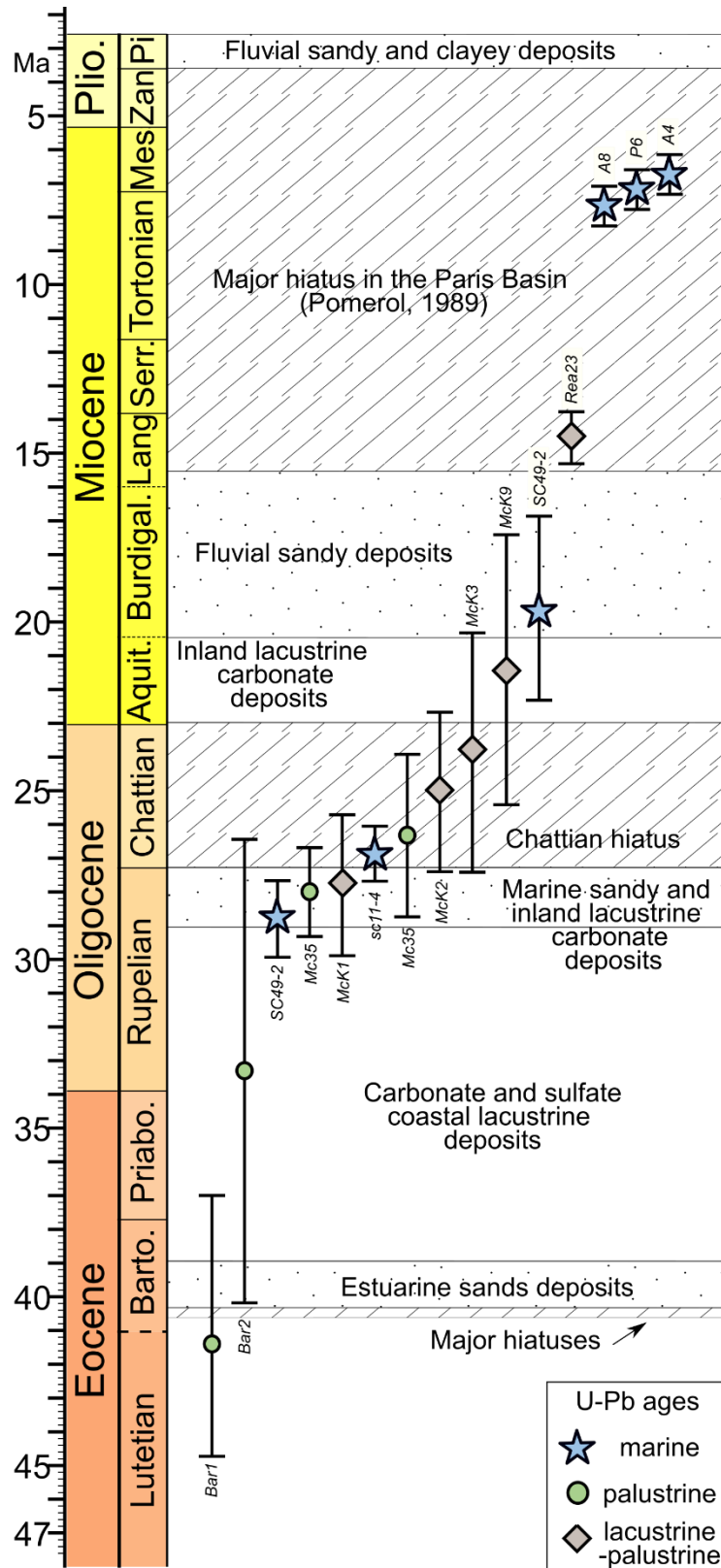


Fig. 5-13. Chronology of dated cementation events in the Paris Basin. Data points represent the U-Pb age and its 2σ uncertainties. Major sedimentary hiatuses come from Pomerol (1989).

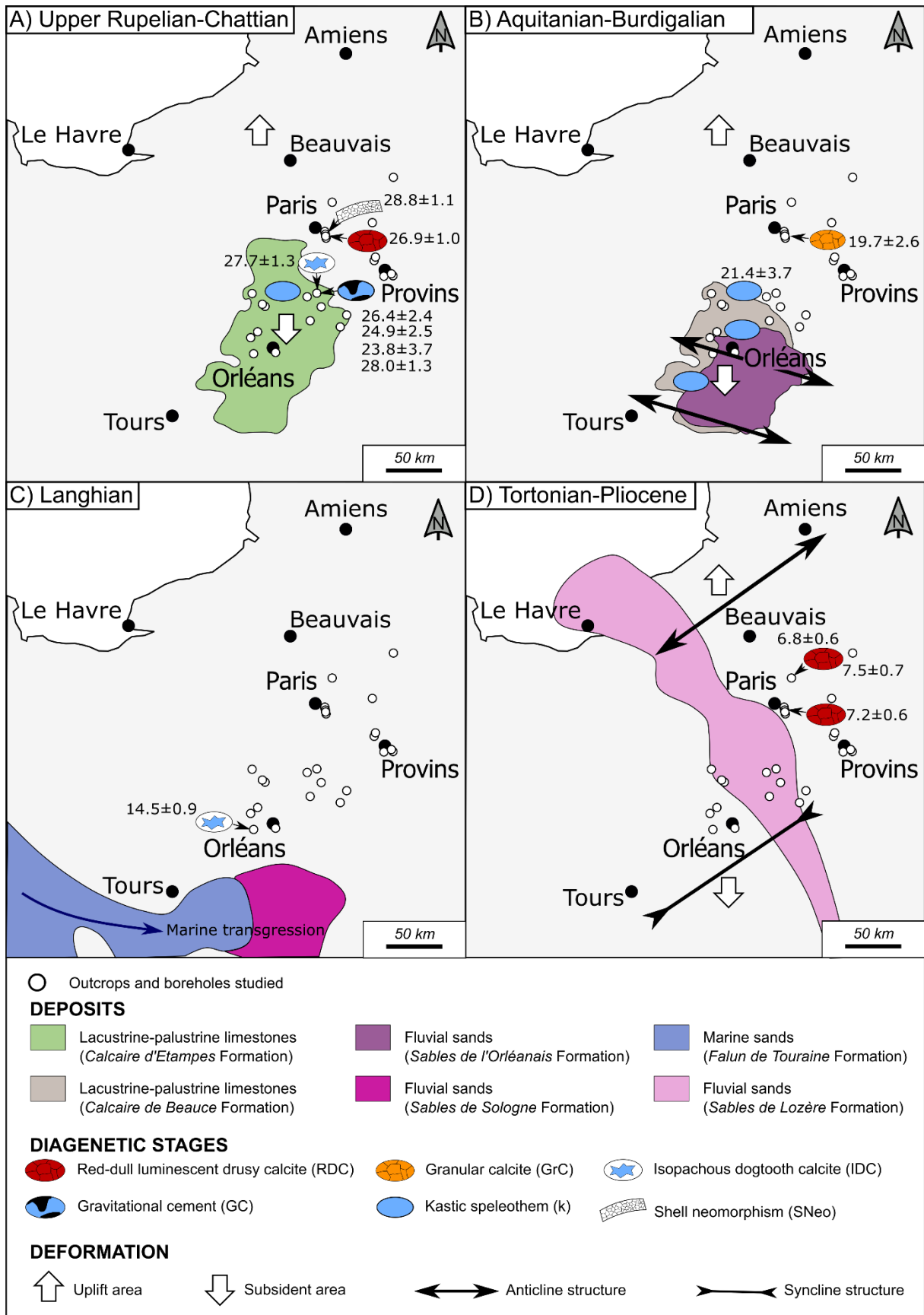


Fig. 5-14. Maps summarizing the Paris Basin deformations since the Rupelian in links with deposits and carbonates diagenetic modifications. The U-Pb ages of calcite cements are given in Ma with their 2σ

uncertainties (according to this study, Mégnien, 1980; Ménillet, 1988b; Guillocheau et al., 2000; Londeix et al., 2014). A) Uplift of the northern part of the basin and deposition of carbonates of the *Calcaire d'Etampes* Formation in the southern part at the end of the Rupelian. No deposits are known during the Chattian. B) Uplift of the northern part of the basin and deposition of carbonates of the *Calcaire de Beauce* Formation then the sands of the *Sables de l'Orléanais* Formation in the southern part during the Aquitanian and the Burdigalian. C) Marine transgression from the west with the sandy deposits of the *Falun de Touraine* Formation and fluvial deposits of the *Sables de Sologne* Formation during the Langhian. D) Uplift of the northern part of the basin with the formation of an anticline and subsidence of the southern part with the formation of a syncline at the end of the Miocene and the beginning of the Pliocene. This period is also marked by the deposits of fluvial sands and clays of the *Sables de Lozère* Formation.

It therefore seems clear that the deformations of the basin control the late diagenesis of the carbonates since the Rupelian. Three phases of deformation are recorded by periods of cementation and karstification (Fig. 5-14): (1) a first deformation is manifested at the end of the Rupelian and during the Chattian by the cementation and neomorphism of marine carbonates in the northern part of the basin while the lacustrine and palustrine carbonates of the *Calcaire d'Etampes* Formation are karstified in the southern part. (2) The second phase of deformation occurred at the end of the Aquitanian and in the Burdigalian and caused granular cementation in the marine carbonates to the north, and karstification of the lacustrine and palustrine carbonates of the *Calcaire de Beauce* Formation to the south. (3) At the end of the Miocene (end of the Tortonian, Messinian), the marine carbonates to the north of the basin are cemented by drusy calcite.

Before the Rupelian, deformations of the Paris Basin are not recorded by diagenetic modifications. However, these deformations are responsible for the evolution of depositional environments from marine to lacustrine environments (Briais, 2015). The deformations ante-Rupelian are therefore responsible for the different early diagenetic stages recorded in the carbonates, but they do not affect the pre-existing Cenozoic deposits.

It is interesting to note that where the marine carbonates are located and exhibiting the late diagenetic cements (granular GrC, red-dull luminescent drusy calcites RDC and neomorphism), approximately hundred meters of sediment have been eroded to date (Fig. 5-15). The Miocene dogtooth cement (Rea23) also occurs over a geographic area that has been eroded, while the karstified limestones are little buried and on the current topographic heights. Also, the Aquitanian-Burdigalian, Langhian and Late Miocene periods of cementation are marked by the development of fluvial systems in the basin. The cementation is then concentrated in the uplifted and eroded areas, while the karstification is localized in the depressed and preserved areas (Fig. 5-15).

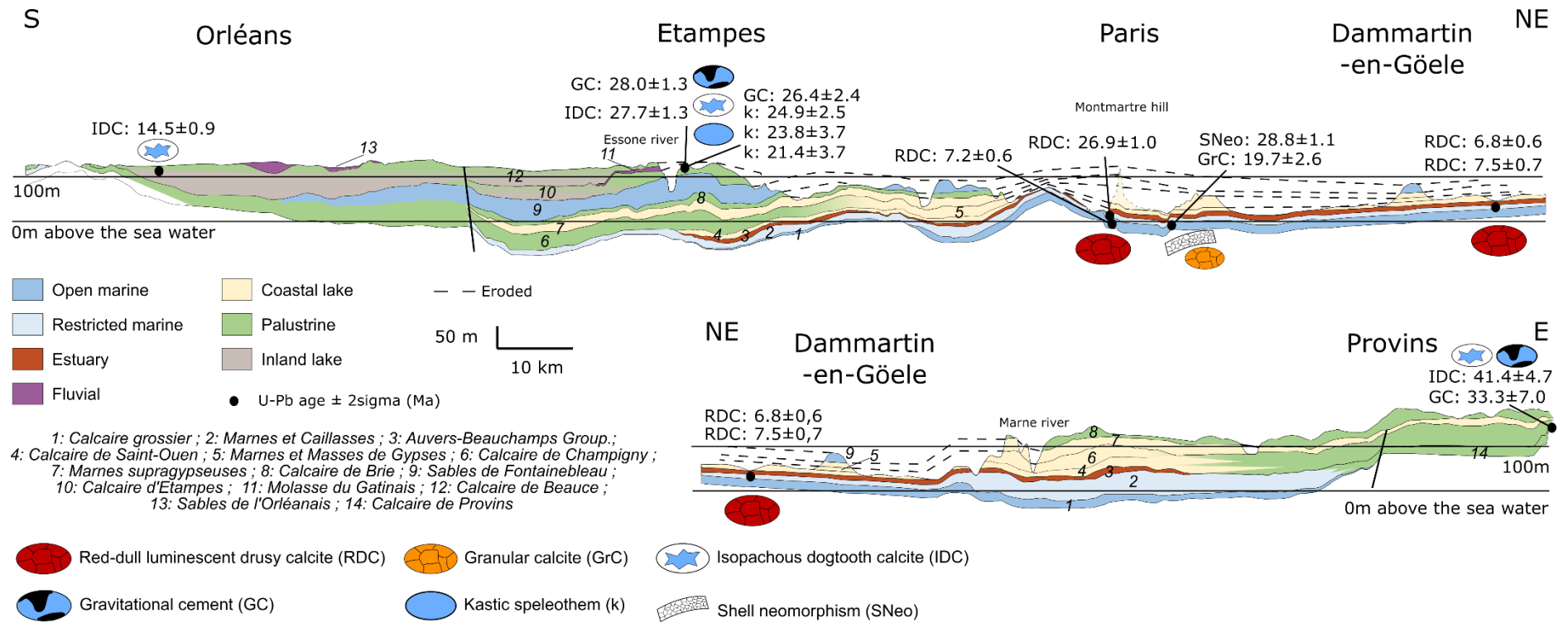


Fig. 5-15. Schematic NE-S and NE-E in the Cenozoic of the Paris Basin with the location of U-Pb ages based on pre-existing sections in geological maps and stratigraphic works of Moreau et al. (in prep). For the abbreviations, refer to the text.



## 7. Conclusion

This work focused on the diagenetic study of the carbonates of the Paris Basin by petrography, isotopy and U-Pb dating on thin sections allows to identify twenty-one diagenetic processes. The cement petrography and the processes involved are varied and show anisopachous, isopachous or drusy calcite cements, replacements of carbonate by dolomite or silica, gypsum in calcite and silica, or pedogenesis.

It was observed that carbonate depositional environments strongly influence early diagenesis. Indeed, the processes observed in carbonates from marine and coastal lacustrine environments cannot be exported to carbonates from palustrine or inland lacustrine environments. In marine and coastal lake carbonates, sediments rich in magnesium and sulphates are subject to frequent mineralogical changes when exposed to meteoric waters such as the replacement of carbonate by dolomite, from gypsum to calcite and silica. On the other hand, palustrine and inland lake environments are subject to the action of meteoric waters. The facies from these environments show numerous phases of pedogenesis, dissolution and calcite cementation by anisopachous or isopachous cements. The dating of anisopachous or isopachous cements to a closed age of the host carbonate suggests an early or even syn-deposition diagenesis. Silicification is common in these environments, especially in the palustrine environment. It is never the first diagenetic modification and appears to arise from chemical changes by biological activity.

The late diagenesis was demonstrated thanks to U-Pb dating. It was identified by several phases of dissolution, by drusy calcite cements and by the neomorphism of aragonite into calcite following the infiltration of meteoric waters into the sediment. These late diagenetic phases are recorded since the Chattian sedimentary *hiatus* and are linked to the deformations of the basin. These deformations occurring during the upper Rupelian-Chattian, the upper Aquitanian-Burdigalian and the Late Miocene caused the uplift of the deposits in the northern areas of the basin, their erosion, and their diagenesis by neomorphism, or pore-filling with granular or drusy cements. Conversely, the southern areas are karstified at the same time.

## 8. Composition en terres rares des ciments de calcite

### 8.1 Résultats

La concentration en éléments des terres rares varie d'un type de ciment à un autre (Tableau 5-1). Elle varie d'en moyenne 0,13 ppm pour les calcites drusiques zonées (ZDC) à 37,24 ppm pour les calcites drusiques rouges luminescentes (RDC). Sur la Figure 5-1, les teneurs en éléments des terres rares sont comparées avec les concentrations en aluminium, thorium et fer pour identifier de potentielles contaminations liées respectivement à la présence d'argiles (Al et Th) ou d'oxyde de fer (Fe). D'une manière générale, la teneur en terres rares augmente avec les concentrations en aluminium, fer ou thorium. Néanmoins, les teneurs en terres rares varient largement pour une même concentration en aluminium, fer ou thorium, montrant qu'elles ne sont pas uniquement dépendantes des contaminations. Les concentrations en terres rares ne semblent donc pas provenir d'une contamination par des argiles ou des oxydes. Le phosphore quant-à-lui, est dans 90% des cas inférieur à 300 ppm. Il n'y a donc ni phosphates, ni contamination par des phosphates.

Les spectres de terres rares obtenus et normalisés par rapport au PAAS peuvent être regroupés selon trois familles pour les différents ciments (Figure 5-2) : (1) un spectre relativement plat, avec de faibles et rares anomalies positives ou négatives en cérium et en yttrium caractérise les ciments de remplacement du gypse (FeC, NFeC), et les ciments drusiques (RDC, NLDC et ODC) ; (2) un spectre plat du praséodyme au lutétium et présentant des anomalies positives fortes en lanthane et cérium, parfois en yttrium, est obtenu sur les ciments gravitaires (GC), les ciments isopaques (IMC, IDC et IRC), les coquilles recristallisées (SNeo), les ciments granulaires (GrC), et les ciments drusiques (ZDC, ADC, et ODC); (3) un spectre comportant des anomalies positives en lanthane, yttrium et lutétium, et négative en cérium, néodyme et erbium a été obtenu sur de rares ciments fibreux (IFFeC), granulaire (GrC), et drusique (NLDC et ADC).

Diagenetic cement	Major Elements (ppm)					PAAS-normalized Rare Earth Elements																
	Al	Mn	Fe	Sr	Th	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE (ppm)	
Gravitational cements (GC)	340.4	791.6	778.7	64.8	0.0	0.03	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	4.75
Isopachous microgranular cements (IMC)	145.3	133.5	175.4	63.9	0.0	0.03	0.10	0.11	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	15.48
Isopachous radial cements (IRC)	219.2	19.2	204.3	70.6	0.0	0.01	0.32	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.64
Isopachous dogtooth cements (IDC)	45.8	725.4	394.7	160.7	0.0	0.02	0.18	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.04
Isopachous fibrous cements (IFFeC)	508.2	33567.4	60014.7	d.l.	156.8	2.21	4.32	0.12	0.49	0.15	0.75	1.00	0.80	0.91	0.45	0.47	0.21	0.65	0.26	6.40	293.5	
Shells and gypsum replacement by calcite cements (FeC)	13.9	213.4	1273.4	1140.6	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	3.71
Shells and gypsum replacement by calcite cements (NFeC)	195.6	163.8	331.8	435.5	0.12	0.03	0.09	0.08	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	8.62
Granular calcite cement (GrC)	673.6	729.2	14382.4	275.3	1.1	0.23	0.56	0.15	0.04	0.02	0.05	0.09	0.07	0.07	0.05	0.05	0.03	0.06	0.03	0.45	43.69	
Red dull luminescent drusy calcite (RDC)	859.7	2906.5	84040.8	110184.4	49.2	2.14	3.18	5.00	2.66	2.69	1.85	3.07	1.39	1.93	1.65	2.09	2.16	2.46	2.61	2.36	81 625	
Non-luminescent drusy calcite (NLDC)	4236.3	776.8	1779.2	79.7	1.4	0.60	0.35	0.10	0.10	0.08	0.12	0.18	0.14	0.21	0.17	0.17	0.19	0.20	0.19	1.43	45.05	
Zoned drusy calcite (ZDC)	102.2	101.0	37.8	40.8	0.0	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	3.42
Alternation of semi circumgranular cement (ADC)	70.2	3135.8	3576.4	184.0	2.6	0.11	0.57	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	31.96
Orange drusy calcite (ODC)	5444.0	2838.3	1682.1	261.0	0.7	0.50	0.54	0.15	0.14	0.09	0.20	0.32	0.27	0.37	0.24	0.28	0.29	0.38	0.24	3.77	55.74	
Shell neomorphism (SNeo)	17.9	422.5	775.1	801.6	0.1	0.26	0.60	0.15	0.05	0.02	0.06	0.11	0.07	0.08	0.05	0.06	0.03	0.06	0.03	0.50	45.84	

Tableau 5-1. Synthèse des concentrations en éléments majeurs, des terres rares normalisées au PAAS et de la teneur en terres rares globale pour chaque pétrographie de ciment de calcite.

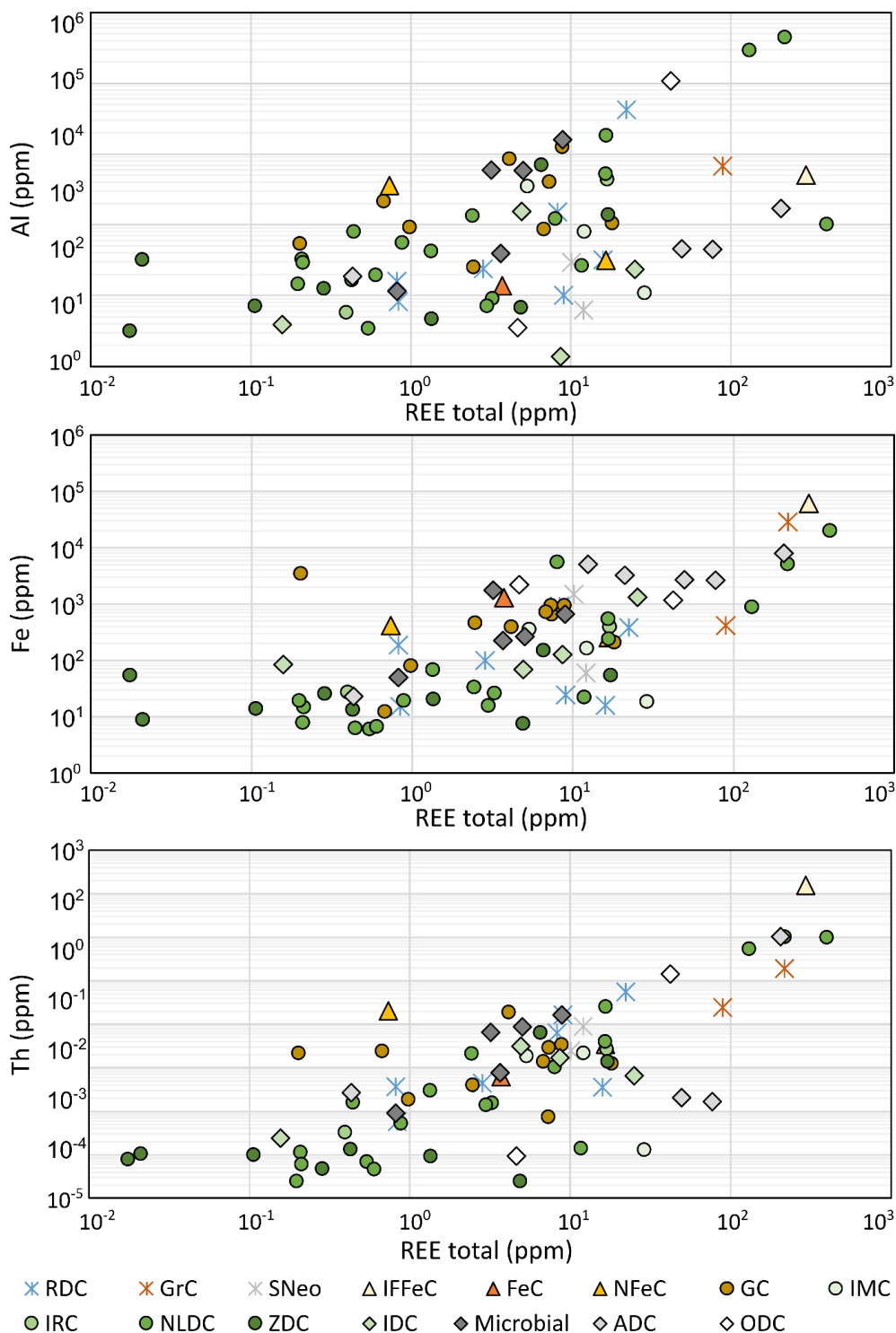
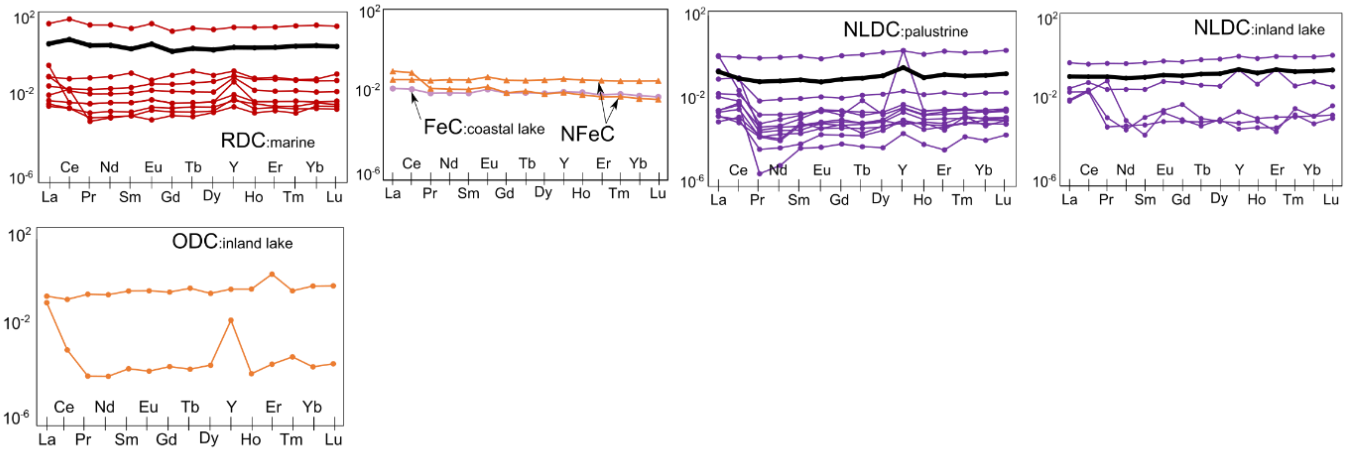
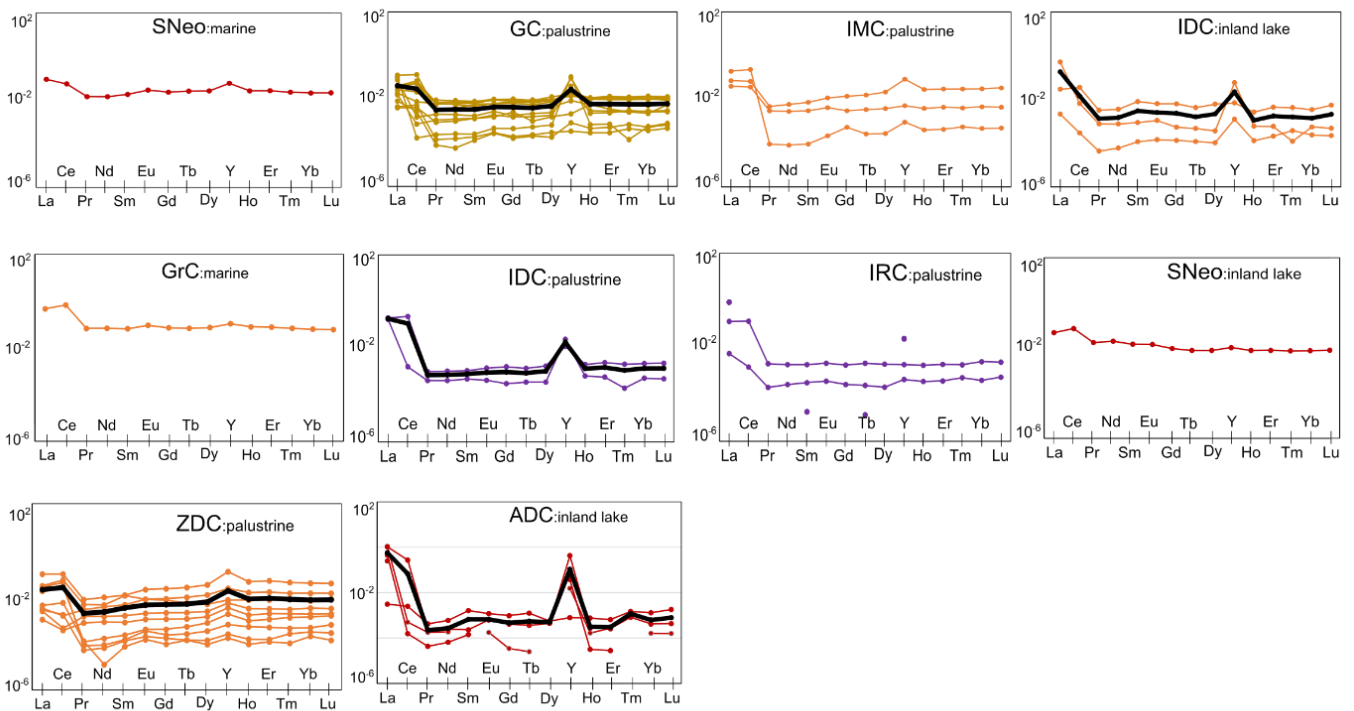


Figure 5-1. Concentration en aluminium, fer et thorium en fonction de la teneur globale en terres rares pour chaque pétrographie de ciment. Chaque point correspond aux moyennes des tirs d'ablations pour une génération de ciment. Les valeurs géochimiques des ciments présents dans les carbonates marins sont représentées par les croix, par des triangles pour les carbonates du lac côtier, par des cercles pour les carbonates palustres et par des losanges pour les carbonates du lac intérieur. La nomenclature des ciments est résumée dans le Tableau 5-1.

### Pattern 1



### Pattern 2



### Pattern 3

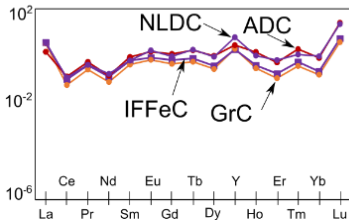


Figure 5-2. Spectres de terres rares classés par ses anomalies en terres rares, la pétrographie du ciment et l'environnement de dépôt du carbonate. Chaque ligne représente la moyenne des tirs d'ablations réalisés sur une même génération normalisée au PAAS. La ligne noire épaisse correspond à la moyenne générale de chaque graphique. La nomenclature des ciments est résumée dans le Tableau 5-1.

Lorsque l'on regarde les pentes des teneurs en terres rares légères (rapport La/Sm) à celles des teneurs en terres rares lourdes (rapport Gd/Yb), on constate un fort enrichissement des terres rares légères avec des valeurs comprises entre 0,6 et 4500 pour La/Sm (moyenne de 740) et entre 0,3 et 3,5 pour Gd/Yb (moyenne de 0,9) (Figure 5-3). Cependant cette observation est biaisée par la présence de l'anomalie positive en Lanthane dans une majorité des ciments. En prenant le rapport Nd/Yb, qui permet également de vérifier le fractionnement entre terres rares légères et lourdes, les valeurs varient entre 0,06 et 2,8, la majorité étant concentrée entre 0,2 et 1 (moyenne de 0,6) (Figure 5-4). De ce point de vue, la majorité des ciments sont légèrement appauvris en terres rares légères.

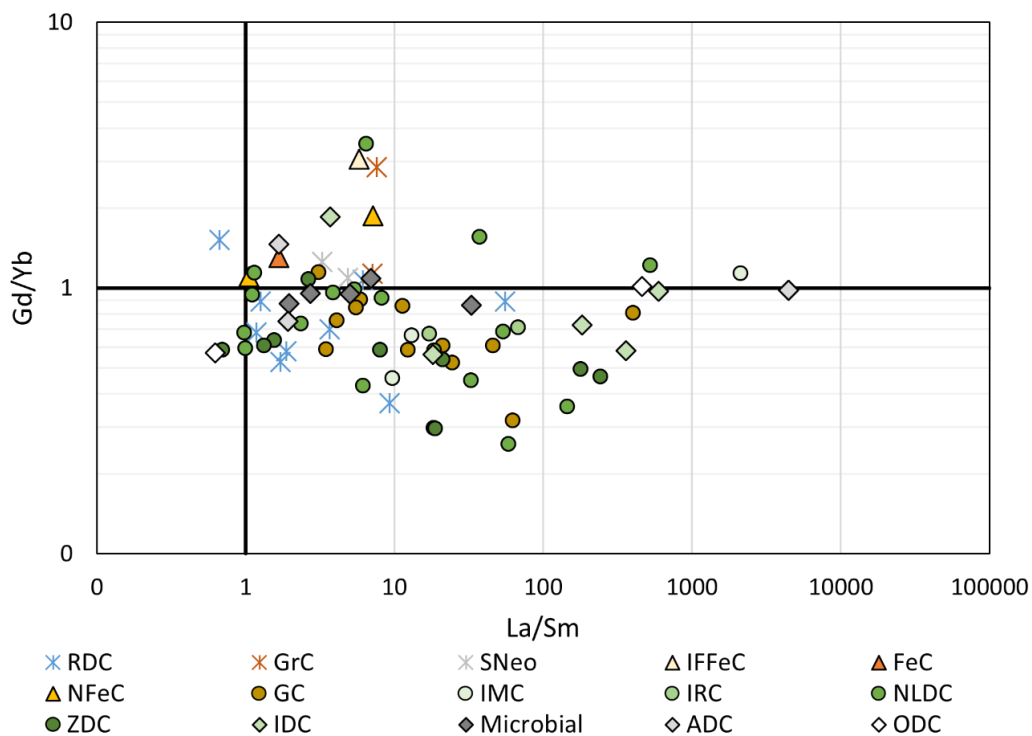


Figure 5-3. Rapport Gd/Yb en fonction du rapport La/Sm après normalisation au PAAS pour chaque pétrographie de ciment. Chaque point correspond aux moyennes des tirs d'ablations pour une génération de ciment. Les valeurs géochimiques des ciments présents dans les carbonates marins sont représentées par les croix, par des triangles pour les carbonates du lac côtier, par des cercles pour les carbonates palustres et par des losanges pour les carbonates du lac intérieur. La nomenclature des ciments est résumée dans le Tableau 5-1.

Finalement, les anomalies identifiées en lanthane (La/La\*) et en cérium (Ce/Ce\*) varient entre 0,19 et 5275 pour l'anomalie en lanthane, entre 0,005 et 3200 pour le cérium et sont centrées autour de 1,5 et 1,2 respectivement (Figure 5-5). Aucun groupe n'est identifié du point de vue pétrographique puisque tous les types de ciments peuvent présenter ces anomalies (Figure 5-2). L'anomalie en Praséodyme (Pr/Pr\*), d'un autre côté, varie entre 0,6 et 20, avec des valeurs centrées autour de 1 (Figure 5-5).

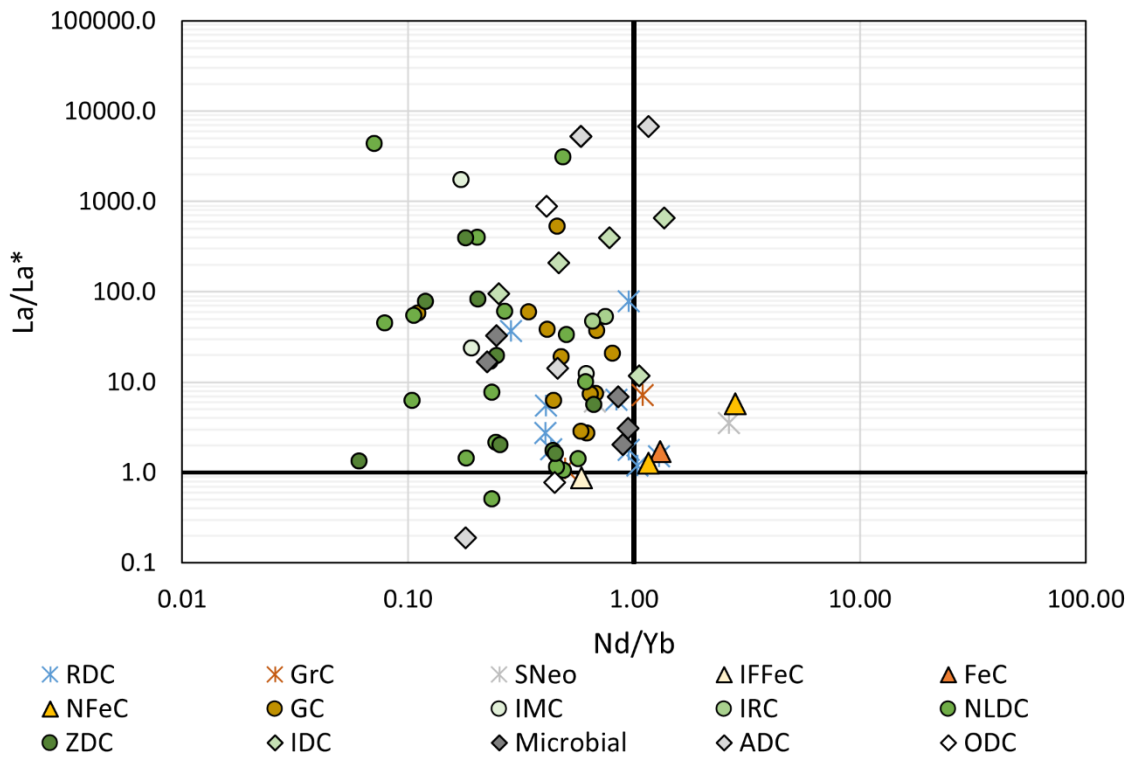


Figure 5-4. Rapport Nd/Yb en fonction de l'anomalie en Lanthane après normalisation au PAAS pour chaque pétrographie de ciments. Chaque point correspond aux moyennes des tirs d'ablations pour une génération de ciment. Les valeurs géochimiques des ciments présents dans les carbonates marins sont représentées par les croix, par des triangles pour les carbonates du lac côtier, par des cercles pour les carbonates palustres et par des losanges pour les carbonates du lac intérieur. La nomenclature des ciments est résumée dans le Tableau 5-1.

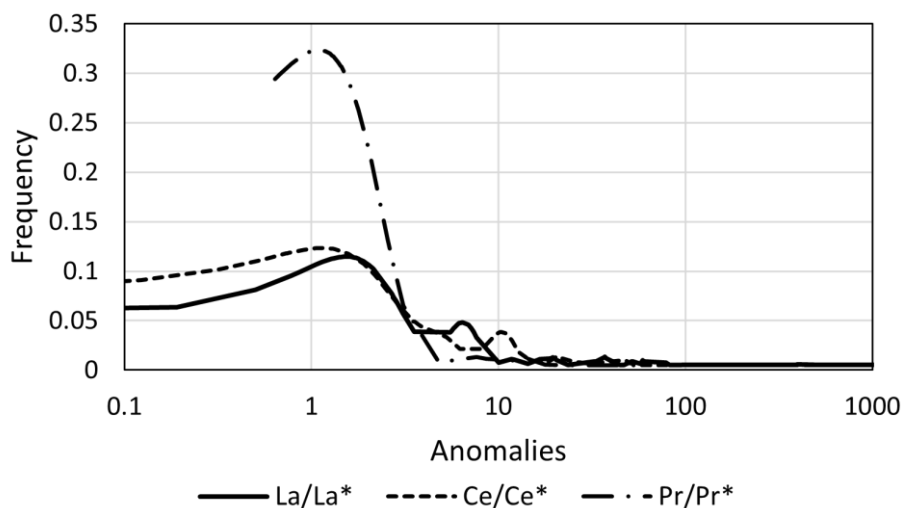


Figure 5-5. Estimation de la densité de probabilité des anomalies en Lanthane, Cérium et Praséodyme par Kernel density estimation avec une fenêtre de 1.

## 8.2 Interprétations des spectres de terres rares

Le faible appauvrissement en terres rares légères et l'allure plate des familles de spectres 1 et 2 du praséodyme au lutétium après normalisation au PAAS montrent que les concentrations en terres rares sont cohérentes avec la chimie de la croûte continentale. Ces résultats sont également cohérents avec les environnements de dépôts lacustres et palustres de la majorité des carbonates encaissants et les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des ciments. Ces caractéristiques se retrouvent aussi dans les ciments granulaires (GrC) et drusique (RDC), ainsi que sur les recristallisations des coquilles de mollusques (SNeo) des carbonates marins, dont la datation a montré leurs origines tardives lors de phases d'émersions (Figure 5-2). L'augmentation globale des teneurs en terres rares avec les concentrations en aluminium, fer ou thorium suggère un apport de terres rares dans certains ciments par des argiles et des oxydes de fer, qui sont abondants dans le domaine continental (Figure 5-1). De ce fait, les spectres de terres rares 1 et 2 témoignent et confirment la circulation d'une eau météorique dans un contexte continental. La famille de spectres 3 n'a pas pu être interprétée.

### 8.2.1 L'anomalie positive en cérium

L'anomalie positive en cérium n'est pas systématique mais existe dans chaque type de ciment. Elle est notamment marqueur de la famille de spectres 2. Puisque le cérium est le seul lanthanide à avoir une valence 4+ lorsqu'il est oxydé, il est un bon témoin des conditions d'oxydo-réduction. En règle générale, une anomalie négative en cérium indique un milieu oxygéné et oxydant. Au contraire, l'anomalie positive en cérium observée ici dans la plupart des ciments témoigne d'un milieu réducteur. Puisque les sols sont réputés pour posséder des conditions oxydo-réductrices changeantes et souvent réductrices, la présence d'anomalies positives en cérium s'explique facilement par la circulation de fluides en contexte continental à travers un sol, ce qui est toujours cohérent avec la composition isotopique du carbone des ciments.

### 8.2.2 L'anomalie positive en lanthane

Concernant l'anomalie en lanthane, il est difficile d'expliquer pourquoi cet élément est présent dans des concentrations 10 à 4000 fois plus élevées après normalisation que les autres lanthanides à valence 3+ (Pr, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Il convient de rappeler dans un premier temps que cette anomalie ne provient pas d'un problème analytique.

Puisque le lanthane est le premier élément de la série des lanthanides, il possède quelques caractéristiques spécifiques tel que le plus large rayon ionique ou la plus faible densité des lanthanides. Néanmoins, la différence avec les autres lanthanides, et en particulier les autres terres rares légères tel que le praséodyme, n'est pas suffisante pour expliquer de telles anomalies



positives (Tableau 5-2). De plus, ses propriétés physico-chimiques telles que son potentiel d'oxydo-réduction ou ses constantes de stabilités avec des complexes organiques et inorganiques sont semblables aux autres terres rares (Tableau 5-2). Il est donc difficile d'expliquer cette anomalie par les caractéristiques physico-chimique du lanthane.

	Lanthane	Autres Lanthanides
Rayon ionique (Å)	1,061	1,013 (Pr) ; 0,848 (Lu)
Densité	6,166	6,475 (Pr) ; 9,84 (Lu)
Potentiel normal d'oxydo-réduction III→0	-2,37	-2,35 (Pr) ; -2,30 (Lu)
Constante de stabilité des complexes de terres rares $TR(OH)_2^- / TRHCO_3^{2-} / TRCO_3^+ / TR(CO_3^2)_2^-$	5,1 / 2,02 / 6,82 / 11,31	5,6 / 1,89 / 7,03 / 11,65 (Pr) 6,24 / 1,9 / 7,7 / 13,2 (Lu)

Tableau 5-2. Quelques caractéristiques du Lanthane comparé au praséodyme et au lutétium (d'après Chour, 2018).

Cette anomalie en lanthane après normalisation au PAAS (ou au *North American Shale Composite*) a rarement été observée et interprétée dans les carbonates. Barrett et al. (1988) avaient par exemple obtenu une anomalie positive en lanthane après normalisation au PAAS, mais sur des roches riches en fer associées à des sédiments volcaniques. Ils interprétaient cette anomalie en lanthane comme conséquence d'une contamination par des fluides hydrothermaux. Une telle origine semble très peu probable dans notre étude étant donné l'absence de relation entre la concentration en fer avec l'anomalie en lanthane (Figure 5-6), ainsi que l'absence d'indices qui marqueraient des circulations hydrothermales dans le Cénozoïque du bassin de Paris.

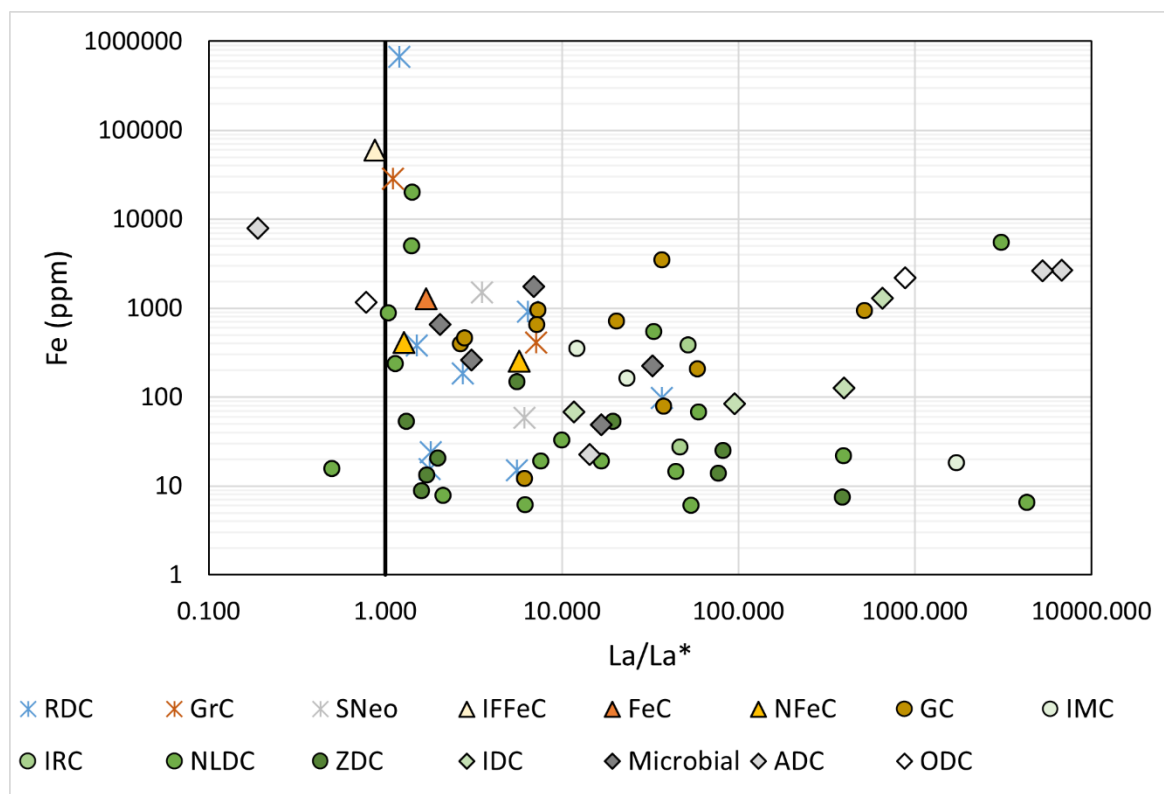


Figure 5-6. Concentration en fer en fonction de l'anomalie en lanthane pour chaque pétrographie de ciment. Chaque point correspond aux moyennes des tirs d'ablations pour une génération de ciment. Les valeurs géochimiques des ciments présents dans les carbonates marins sont représentées par les croix, par des triangles pour les carbonates du lac côtier, par des cercles pour les carbonates palustres et par des losanges pour les carbonates du lac intérieur. La nomenclature des ciments est résumée dans le Tableau 5-1.

Lawrence et al. (2006) proposaient que les anomalies positives en lanthane dans les eaux marines provenaient directement du domaine continental. Cette anomalie se présente le plus fréquemment dans les cours d'eaux lorsque la concentration en terres rares est faible. Ce comportement peut être relatif à la structure de l'ion  $\text{La}^{3+}$ , qui a une configuration de gaz noble, et peut se comporter plutôt comme un métaux de transition (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu ...) que comme un lanthanide (Lawrence et al., 2006). Ce comportement expliquerait une plus grande stabilité du lanthane dans le fluide circulant par rapport aux autres terres rares et donc une disponibilité plus importante lors de la cimentation (Johannesson et al., 2006). Néanmoins, cette hypothèse est peu cohérente avec les données de notre étude puisque les anomalies en lanthane sont indépendantes de la concentration en fer (Figure 5-6), ou en terres rares (Figure 5-7).

Une autre explication possible, qui n'est pas incompatible avec celle de Lawrence et al. (2006), serait l'action de plusieurs facteurs bio-chimiques. Comme le montre les spectres de terres rares du cérium au lutétium et le rapport isotopique en carbone des ciments, les fluides minéralisant ont traversé des sols avec un couvert végétale significatif (forte déplétion du  $^{13}\text{C}$  et anomalie positive en Cérium). Dans les sols, les terres rares sont adsorbées aux minerais et à la matière organique dans des complexes organo-minéraux grâce à la présence de substances humiques tels

que les acides fulviques et humiques (Davranche et al., 2011 ; Marsac et al., 2021). L'action biologique dans ces sols est alors en partie responsable de variations des conditions de pH et d'oxydo-réduction, dont la solubilité des terres rares dépend et auxquelles les complexes organo-minéraux sont sensibles (Zhenghua et al., 2015). Par exemple, la formation d'acide nitrique ( $\text{HNO}_3$ , formé lors du cycle de l'azote dans les sols par la dégradation de la matière organique) augmente la solubilité des groupes oxalates de terres rares  $\text{TR-CO}_2\text{O}_4$  tandis que la formation d'acides oxaliques ( $\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4$ , fabriqué par les racines de certaines plantes) la diminue (Chung et al., 1998 ; McNeill and Unkovich, 2007). Des fractionnements entre les terres rares légères et lourdes peuvent également se produire au niveau de la rhizosphère (zone d'action des racines) par l'incorporation différenciées des terres rares par les racines, puis par les tiges et les feuilles (Ding et al., 2007). Ce fractionnement dépend entre-autre du genre et de l'espèce de la plante (Wytttenbach et al., 1998; Zhang et al., 2002). Il est donc possible que l'anomalie positive en lanthane soit issue d'une série de fractionnement élémentaires dans un sol par l'action bio-chimique. Cette hypothèse ne pourrait être vérifiée qu'en développant les principes chimiques d'adsorption des terres rares avec la matière organique et les minéraux dans des conditions de sols afin de comprendre si l'anomalie en lanthane peut témoigner d'une écologie spécifique (type de sol, climat, type de végétation...).

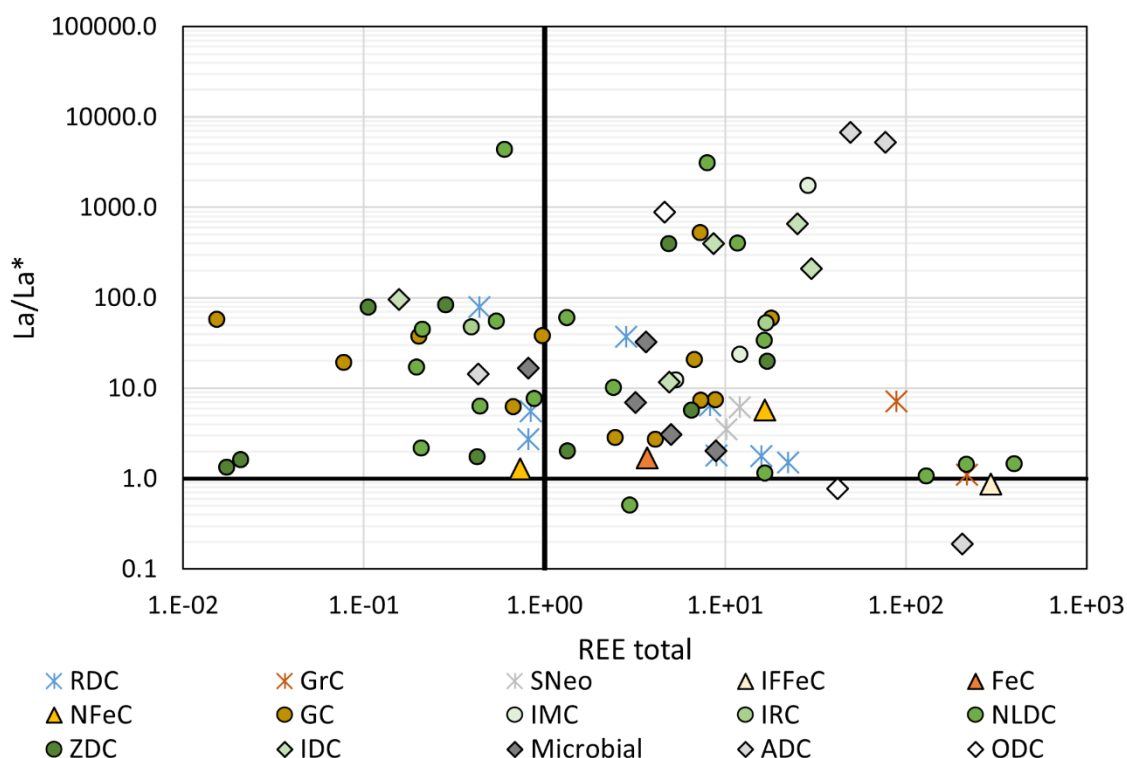
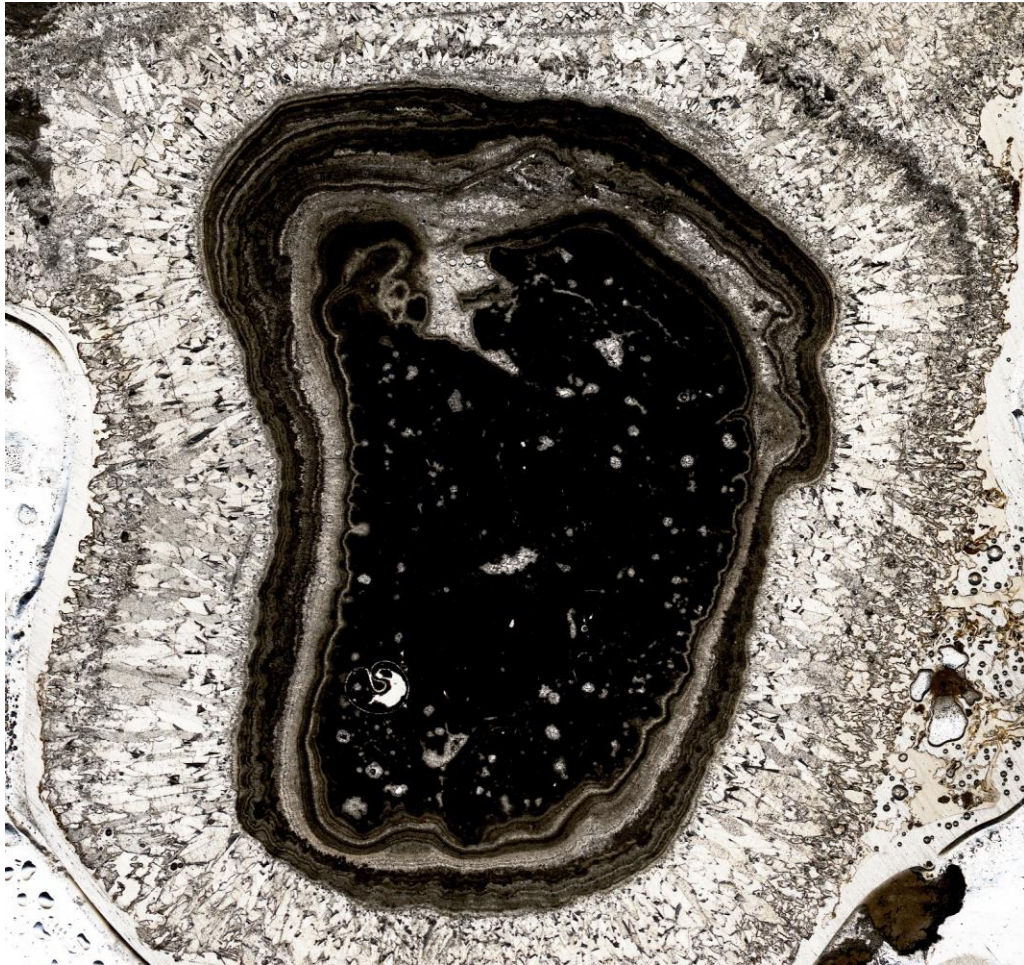


Figure 5-7. Anomalies en lanthane en fonction de la concentration en terres rares. Chaque point correspond aux moyennes des tirs d'ablations pour une génération de ciment. Les valeurs géochimiques des ciments présents dans les carbonates marins sont représentées par les croix, par des triangles pour les carbonates du lac côtier, par des cercles pour les carbonates palustres et par des losanges pour les carbonates du lac intérieur.



Photographie d'un fragment de calcaire enveloppé de lamines microbiennes et de ciments de calcite récolté sur la paroi de la cavité McK3

## CHAPITRE 6

### Datation de la karstification du Calcaire d'Etampes



## 1. Résumé étendu du chapitre

Dans le chapitre précédent, nous avons montré que la diagénèse des carbonates du bassin de Paris peut être précoce. Notamment, les ciments des Calcaires de Provins (échantillons Bar1) et d'Etampes (Mc35 et Mck) datés à l'âge de l'encaissant surviennent après des phases de dissolution. Cela montre que les premières phases de dissolution peuvent être précoces dans ces carbonates. À plus grande échelle, la dissolution peut former des systèmes karstiques. Dans le bassin de Paris, des karsts sont justement connus dans les Calcaires de Champigny, de Brie, d'Etampes et de Beauce. L'âge de ces karstifications n'est néanmoins toujours pas connue. Il se pose d'ailleurs la question de si une ou plusieurs phases de karstification existe dans les carbonates du bassin de Paris. De ce qu'on sait, quelques cavités karstiques du Calcaire de Beauce sont remplies par les Argiles et Sables de d'Orléanais aux alentours d'Orléans, datées du Burdigalien grâce aux faunes de vertébrés (Ginsburg and Hugueney, 1980, 1987 ; Ginsburg, 1989). De leur côté, des cavités karstiques dans le Calcaire d'Etampes sont comblées par la formation des Argiles de Lozère entre Rambouillet et Fontainebleau. Ce remplissage n'est pas contraint chronologiquement, cependant, il a été corrélé par les études minéralogiques aux formations sableuses normandes du Pléistocène (Cavelier and Kuntz, 1974 ; Mégnien, 1980 ; Larue and Etienne, 2000). Ceci nous indique bien que le karst du Calcaire d'Etampes existait déjà au Pléistocène, mais existait-il avant ? Provient-il d'une même période de karstification que le Calcaire de Beauce ?

Un réseau karstique dans une succession de calcaires lacustres et palustres du Calcaire d'Etampes a pu être observé dans la carrière du « Bois rond » à Maisse. Associées à des caves de plusieurs mètres de larges et de hauteur, des poches karstiques présentent plusieurs générations de ciments de calcites avant d'être comblées par les Argiles de Lozère. La datation U-Pb par ablation laser de ces différents ciments de calcite nous permettra alors de répondre aux questions précédemment posées.

De manière générale, la genèse des réseaux karstiques est compliquée à contraindre. Pour les karsts récent (Quaternaire), plusieurs méthodes permettent de les dater (U-Th, Ar-Ar, K-Ar, etc ... ; Colman et al., 1987). Pour les karsts plus anciens (anté-Quaternaire), la tâche est plus difficile car peu de méthodes de datation absolue existent pour contraindre leur âge et leur évolution au cours des temps géologiques. Néanmoins, le développement des connaissances sur la genèse et l'évolution des systèmes karstique est essentiel pour connaître leur impact sur les réservoirs et pour savoir les prédire spatialement (Bakalowicz, 2005 ; Filipponi et al., 2009). La méthode de datation U-Pb par dilution des cristaux de calcite des spéléothèmes est une méthode de datation précise déjà utilisé dans cet objectif (Polyak and Asmerom, 2005 ; Polyak et al., 2008 ; Decker et al., 2018), mais cette méthode possède des défauts notables: (1) quelques grammes d'échantillons sont nécessaires pour obtenir un âge, ce qui demande généralement de supposer que toute la matière prélevée appartient à une même génération de ciment ; cette restriction empêche de dater de fines générations de ciments ; (2) le prélèvement est sujet à de nombreuses contaminations, (3) la méthode est couteuse en temps de préparation.

La méthode de datation U-Pb par ablation laser à l'avantage de demander moins de matières (environ 1mm<sup>3</sup> de matière peut suffire), de dater de fines générations (avec notre

méthode, jusqu'à 150  $\mu\text{m}$  d'épaisseur), permet d'étudier pétrographiquement les générations datées, et est moins gourmande en temps de préparation. Néanmoins, cette méthode est moins précise et a encore été peu utilisée pour dater des calcites de karsts (Woodhead and Petrus, 2020).

Ce chapitre propose alors une ébauche en anglais d'un article scientifique ayant pour objectif de dater par la méthode U-Pb à ablation laser les différentes générations de calcite retrouvées dans des cavités karstiques du Calcaire d'Etampes, afin de voir ce qu'elles peuvent nous apprendre sur les périodes de dissolution du carbonate en lien avec l'évolution du bassin.

Les ciments de calcites de trois poches karstiques pluri-décimétriques ; Mck1, Mck2 et Mck3 ; ont été échantillonnés. Les ciments de calcite consistent en des ciments isopaques recouvrant les parois des cavités, et en des successions de lamines sub-horizontales de calcites (*calcite rafts*). Ces *calcite rafts* correspondent à la précipitation de calcite à la surface de flaques d'eau dans les systèmes karstiques, qui, lorsqu'ils deviennent suffisamment épais et lourds, sédimentent. La présence de ces rafts indique alors que le karst était au moins partiellement noyé et alimenté en eau lors de leur formation. Piégés et recouverts par les ciments isopaques et les *calcite rafts*, des remplissages argileux géopétaux, des structures microbiennes, des intraclastes et des ostracodes ont été identifiés.

Sur les 89 générations pré-analysées lors des sessions « multi-élémentaires », 79 présentaient un potentiel de datation, notamment car la concentration en uranium est élevée dans ces ciments (moyenne de 5,8 ppm). 44 de ces générations de calcites ont été sélectionnées et ont pu être datées. Les structures microbiennes n'ont pas pu être datées à cause d'une quantité en plomb trop élevée. La majorité des âges se concentrent autour de 28-29 Ma, les âges les plus anciens sont de 32-33 Ma tandis que les plus récents sont de 21 Ma. En prenant en compte leurs incertitudes, la majorité des âges correspondent à la biozone *Chara microcera* et la biozone de mammifère MP24 (Rupélien supérieur), c'est-à-dire à l'âge présumé de la formation du Calcaire d'Etampes. Un âge est néanmoins légèrement plus vieux.

Dans les successions de *calcite rafts*, deux tendances se dessinent : (1) en remontant la succession, les âges U-Pb sont de plus en plus jeunes ; (2) en remontant la succession, les âges sont de plus en plus vieux. La première tendance s'explique simplement par le principe de superposition : les *rafts* les plus récemment formés ont sédimentés à l'horizontale par-dessus les plus anciens. La seconde succession est associée à des *rafts* orientés chaotiquement. L'explication proposée est alors que d'anciens *rafts* ont été remaniés et déposés par-dessus des *rafts* plus récents.

Finalement, les dernières générations de calcites présentes avant le remplissage argileux sont datées à 21 Ma. Cet âge de 21 Ma coïncide avec le dépôt des Argiles et Sables de l'Orléanais dans le sud du bassin lors du Burdigalien. Il est donc fort probable que les argiles présentent dans le remplissage des poches karstiques soient d'âge burdigalienne et non pléistocène comme supposé dans la littérature. Ces calcites fin-aquitaniennes/début-burdigaliennes n'ont été retrouvées que dans la poche karstique Mck1. Cette poche présente également la particularité d'avoir une première phase de cimentation plus tardive que les deux autres, commençant vers 26 Ma. Ceci peut indiquer que cette poche se soit formée plus tardivement.

L'âge précoce (syn-formation) des différents ciments de calcite, la présence de *calcite rafts*, de structures microbiennes et d'ostracodes scellés dans le remplissage suggèrent que (1) la consolidation de la boue micritique et sa dissolution sont très précoces, (2) le karst s'est formé en seulement quelques millions d'années avant le Chattien puis s'est développé jusqu'au début du Burdigalien, (3) des échanges avec la surface étaient possibles.

La datation des ciments de karsts du Rupélien à la fin de l'Aquitaniens prouve le développement du système karstique au cours du Chattien, renforçant l'idée de l'existence du *hiatus* sédimentaire chattien dans le bassin de Paris. Ce *hiatus* sédimentaire est à mettre en relation avec le passage d'un régime extensif NE-SW au Priabonien-Rupélien à un régime décrochant en transpression à la fin du Rupélien, amenant à la surrection du nord du bassin (Hibsch et al., 1995 ; Guillocheau et al., 2000). D'un autre côté, les âges de la fin de l'Aquitaniens coïncident avec les déformations du sud du bassin et le développement d'un système fluvial associés à la surrection du sud de la France (Guillocheau et al., 2000). Ceci montre que la karstification est contrôlée par la géodynamique de l'ouest de l'Europe.

Cette étude montre alors que : (1) la méthode de datation U-Pb par ablation laser est adaptée pour dater des paléokarsts avec une bonne précision et permet même de suivre le développement des différentes cavités, (2) La dissolution et la karstification des carbonates continentaux peuvent être précoces et intenses quelques années après leur dépôts. Dans cette étude, les poches karstiques pluri-décimétriques ont été formées en quelques milliers-millions d'années alors que la sédimentation lacustre se poursuivait en surface. (3) La datation de système karstique peut aider à dater des carbonates continentaux. (4) Elle met également en évidence le contrôle géodynamique sur la karstification.

Elle permet également pour la stratigraphie du Bassin de Paris : (1) de confirmer, voire de préciser l'âge du Calcaire d'Etampes entre 30 et 28 Ma, (2) de dater indirectement l'âge des remplissages argileux de l'Argile de Lozère au Burdigalien, (3) de prouver l'existence du *hiatus* sédimentaire du Chattien, en montrant qu'une phase importante de dissolution s'opère à ce moment-là, (4) de montrer que le Calcaire d'Etampes a été karstifié avant le dépôt du Calcaire de Beauce, signifiant que plusieurs phases de karstifications se sont déroulées dans les carbonates du bassin de Paris.

## 2. Article 4: Assessing the age and evolution of a 30 Ma old karstic system by dating ancient calcite rafts using U-Pb geochronology



# ASSESSING THE AGE AND EVOLUTION OF A 30 MA OLD KARSTIC SYSTEM BY DATING ANCIENT CALCITE RAFTS USING U-PB GEOCHRONOLOGY

Kévin MOREAU<sup>1</sup>, Benjamin BRIGAUD<sup>1</sup>, Simon ANDRIEU<sup>2</sup>

1: Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, Orsay, France

2: BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans, France

## ABSTRACT

Constraining the age of the beginning of the karstification is challenging since the material has disappeared. One way to get closer is to date the first calcite cements in speleothems. For this purpose, we show the usefulness of in-situ U-Pb dating method by LA-ICP-MS to date ancient (~30 Ma) fine (< 1mm) speleothems in the karstified early Oligocene lacustrine-palustrine carbonates of the Paris Basin (France) that could not be dated with other conventional methods. 32 calcite rafts and 11 calcite crusts along the karstic walls were dated. They showed that lithification and dissolution of carbonates occurred early, close to the age of the host deposits between 32 and 28 Ma. The presence of ostracods and intraclasts trapped between early Oligocene calcite rafts suggests that the karst developed while lacustrine-palustrine sedimentation occurred at the surface. This early dissolution episode is related to a contrasted climate and the Western Europe geodynamic evolution and the uplift of the basin, leading to a significant Chattian sedimentary *hiatus* in the basin.

## 1. Introduction

Understanding the genesis of karstic systems is of great interest for economic benefits such as water resources, territory development (Dreybrodt and Gabrovsek, 2002; Bakalowicz, 2005; Filipponi et al., 2009), or for reconstructing past landscapes and climates (Frisia and Borsato, 2010; Larson and Mylroie, 2013; Louys et al., 2022). In limestones, their origins are related to carbonate dissolution processes caused by acid solvent flows such as meteoric water enriched in CO<sub>2</sub> or basinal fluids enriched in CO<sub>2</sub> or H<sub>2</sub>S. In a few thousand years, these processes can create a consequent karstic network (Atkinson et al., 1978; Dreybrodt, 1990) either in sub-surface open contexts with the percolation of rainwaters (epigenic karsts; Klimchouk and Ford, 2000; Bakalowicz, 2005; Frisia and Borsato, 2010; Klimchouk et al., 2017) or in confined contexts by the rise of fluids (hypogenic karsts; Klimchouk et al., 2017; Cazarin et al., 2019; Laurent et al., 2021, 2023). One of the most critical questions about the genesis of karst systems is the timing and duration of dissolution. A shortcut is often made between the age of the first fillings and the dissolution. Many dating methods exist to date the fillings for recent Quaternary karsts, including

numerical dating methods (U-Th, K-Ar,  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ , or cosmogenic isotopes) and correlative dating methods (palaeontology, tephrochronology...) (Colman et al., 1987; Bosák, 2002). Nevertheless, it is complicated to temporally constrain the genesis of paleokarsts formed during older periods such as Paleozoic (Bosák, 2002; Zhao et al., 2014; Xiong et al., 2022), Mesozoic (Filipponi et al., 2009; Husson et al., 2012; Dandurand et al., 2014; Baudement et al., 2017; Su et al., 2017; Decker et al., 2018; Cazarin et al., 2019; Araújo et al., 2021) or Cenozoic (Atkinson et al., 1978; Webb and James, 2006; Polyak et al., 2008; Day et al., 2011; Jacquemyn et al., 2012; Valero-Garcés et al., 2014; Asrat, 2015; Cooper and Mylroie, 2015; Zupan Hajna et al., 2019; Lang et al., 2021; Laurent et al., 2021; Yang et al., 2021). In these cases, most previously cited radiometric dating methods are not adapted due to the range of the geochronometer or the scarcity of datable materials (K-bearing sulfides, glauconite) (Colman et al., 1987; Bosák, 2002). Correlative chronology is then applied to the karstic filling and its paleontological or mineralogical content (Legendre et al., 1997; Husson et al., 2012) or by episodes of deformations/fracturing resulting from global or regional tectonics (Asrat, 2015; Klimchouk et al., 2017; Araújo et al., 2021). When fauna is absent from the filling clays, which is often the case, it is problematic to date the karst filling. Moreover, dating karst filling only constrains a particular event, such as the connection of cavities to the surface, its sealing, or its deformation, but does not inform about the age at which dissolution began (Bosák, 2002). There can therefore be significant uncertainty about the age of karstification onset and its duration (brief or continuous). The most interesting objects to date to get closer to the age of karstification are speleothems since they can form right after the end of the dissolution (Woodhead and Petrus, 2020; Engel, 2021). The dating of speleothems by the uranium series (U-Th or U-Pb methods) is often used to date them with high resolutions (under 1% uncertainties) (Richards and Dorale, 2003; Polyak and Asmerom, 2005; Polyak et al., 2008; Decker et al., 2018; Gázquez et al., 2018; Pickering et al., 2019; Woodhead and Petrus, 2020; Lang et al., 2021; Louys et al., 2022). However, the U-Th dating is limited to young calcites (<500ky), and the U-Pb isotopic series by the isotope dilution method has some limits, such as the pre-screening of isotope concentration by other techniques, the long and constraining preparation of analyses, the high volume of cement needed, or even the drilling that increases the risks of pollution and the difficulties in dating thin generations (Woodhead and Petrus, 2020). Thus, the finest old speleothems (>500ka), such as straw stalactites or rafts, cannot be dated using previously cited dating methods. The in-situ U-Pb dating method on calcite cements using Laser Ablation with a High-Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (LA-HR-ICP-MS; Roberts et al., 2020; Brigaud et al., 2021; Montano et al., 2021; Parizot et al., 2021; Amidon et al., 2022) has a great potential to solve these problems of dating paleokarsts by reducing size of calcite investigation or reducing time of chemical preparation. This method allows the analysis of only 1mm<sup>3</sup> of calcite directly on a thin section by analysing 150 micrometres-large crystals. This new in-situ dating method could allow cave evolution to be monitored over geological time (Engel, 2021). The laser ablation sampling method allows to date several thin generations of calcite cements distinctly when U contents are low to very low (at less than 1 ppm), regardless of age, with less constraining time preparation and fewer risks of pollution compared to isotope dilution (Woodhead and Petrus, 2020).

In the Paris Basin, the Rupelian (early Oligocene) and Aquitanian (early Miocene) lacustrine-palustrine carbonates are karstified. The age of the karstification is unknown and assumed to be Burdigalian to Pleistocene from the paleontological content in the karst fillings, which prevents its being properly conceptualised. In particular, questions arise like: when did karstification begin?

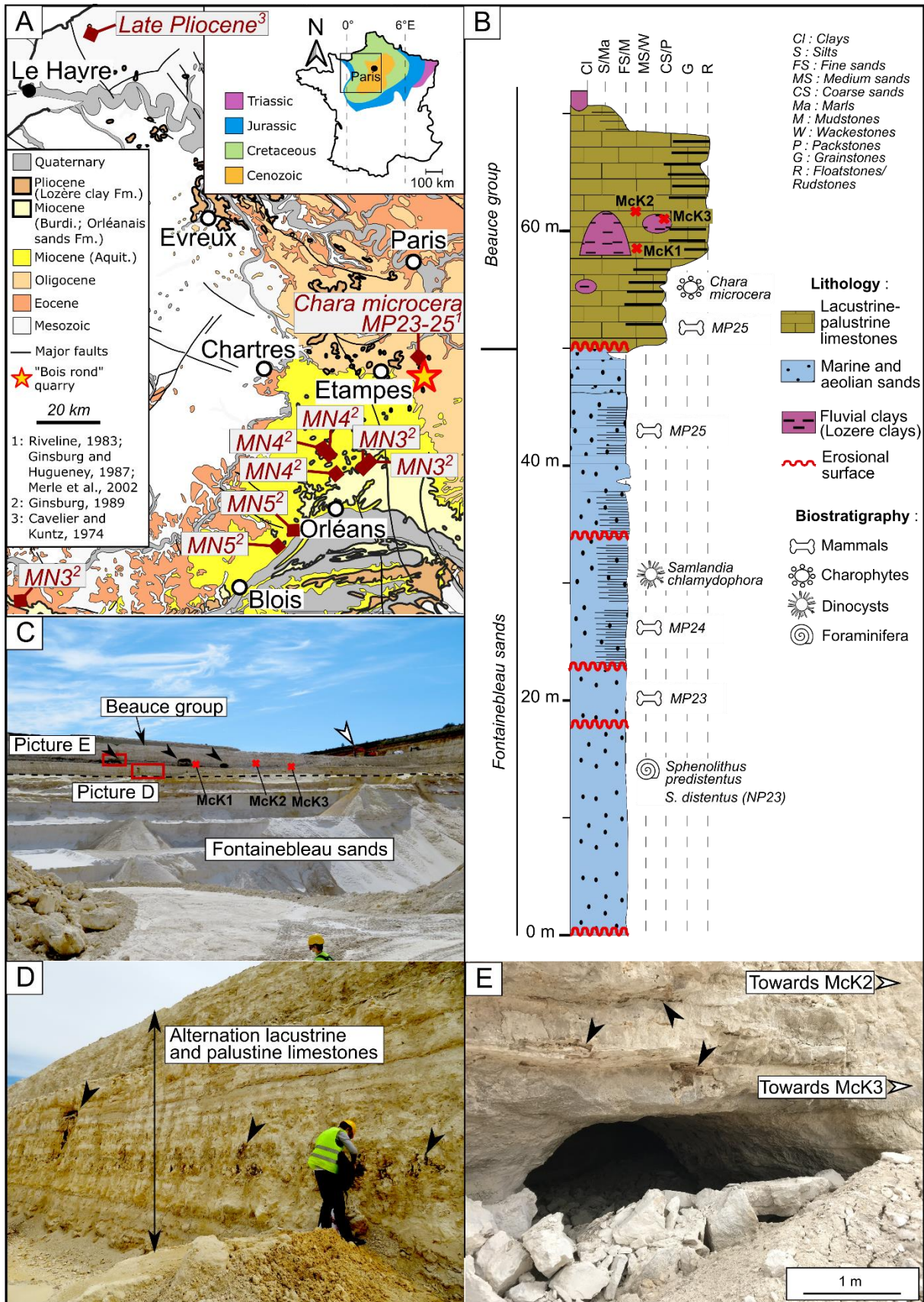


Fig. 6-1. A. Simplified geological map of the Western part of the Paris Basin with the location of the “Bois rond” quarry (precise location: 48.392763°N-2.416930°E). The nearby outcrop where the charophyte *Chara microcera* and the Mammal Paleogene MP23 to MP25 biozones were discovered is located. (MN: Mammal Neogene biozone). B. Stratigraphic log of the “Bois rond” quarry with the location of biostratigraphic markers found around. C. Picture of the “Bois rond” quarry. Black arrows indicate the location of three karstic caves in the middle of the carbonate deposits. Quarry machines are pointed with the white arrow for scale. Karst cavities Mck1, 2 and 3 are located on the quarry face. D. Picture of the outcrop in the Beauce Group. Karstic cavities filled with brown clays are pointed with black arrows. E. Picture of one of the caves.

How long did it last? Was it brief or continuous over time? What are the drivers responsible for this karstification? Thus, this study aims to test the potential of speleothem calcite U-Pb dating by laser ablation coupled with a detailed petrography study. The objective is to date the successive generations of calcite cements preceding the karst filling by clays and to show the usefulness of the laser ablation method to constrain the temporal evolution of karst systems older than Quaternary.

## 2. Geological settings

This study focuses on the Rupelian to Aquitanian lacustrine and palustrine carbonates of the centre of the Paris Basin. They form the Beauce Group that extends southward of Paris on nearly 10,000 km<sup>2</sup> and represents the primary drinking water aquifer of the Paris Basin (Verley, 2020). The studied karst is located in the “Bois rond” quarry (Maise city, Essonne, France), i.e., in the north of the Beauce region, 50 km southward of Paris (Fig. 6-1). The carbonates cover approximately fifty meters thick marine and siliciclastic aeolian sands corresponding to the Fontainebleau sands Formation (Fig. 6-1B and C). These sands are dated by rare foraminifera equivalent to the Nannofossils Paleogene NP23 biozone (Aubry, 1983) and by the dinocyst *Samlandia chlamydophora* (Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978), giving an age of 32 to 28 Ma (Rupelian, early Oligocene; Fig. 1B). Mammals from Mammal Paleogene zones MP23, 24 and 25 zones (e.g., *Acerotherium albigense*, *Anthracotherium magnum*, *Entelodon deguilhemi*, *Ronzotherium filholi*) have been found in the Fontainebleau sands Formation and Beauce Group close to the quarry and are consistent with the relative upper Rupelian age (Fig. 6-1A and B) (Ginsburg and Huguency, 1987; Escarguel et al., 1997; Merle et al., 2002). The lower part of the Beauce Group is dated from the upper Rupelian by the *Chara microcera* (Riveline, 1983) and *Potamides lamarckii* (29 Ma to 28 Ma) (Gradstein et al., 2020). The upper part of the Beauce Group is dated from the Aquitanian by the Mammal Neogene MN2 paleontological content, which was found 70 km southward from “Bois rond” the quarry (e.g., *Amphitragulus elegans*, *A. pomeli*, *Ceratorhinus tagicus*, and *Palacochoerus typus*) (Ginsburg and Huguency, 1980). As no Chattian biomarkers have been found in the centre of the Paris basin, a significant Chattian sedimentary *hiatus* is assumed, while is still debated (Pomerol, 1989). The Beauce Group comprises twenty to forty meters of ten to fifty

centimetres thick palustrine/lacustrine limestones alternations (Fig. 6-1B, C and D). It underwent intense karstification filled with brown and black clays (Fig. 6-1D, E and Fig. 6-2). These clays do not present any biomarkers in the study area. Based on their petrographic resemblance, they are assumed to come from the Lozère clays Formation. Their age is controversial as they can be attributed either to the Burdigalian, like in Orléans, where vertebrates contents of the Mammal Neogene zones MN3, MN4 and MN5 were identified (Ginsburg, 1989), or the Pliocene, like in north France, based on their palynological content (Larue and Etienne, 2000) (Fig. 6-1A).

## 3. Methods and material studied

### 3.1 Petrographic work

The carbonate part of the outcrop has been described in detail using the classifications of Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971) for the texture determination. Microbial-rich build-up classification from Vennin et al. (2021) is used to describe microbial features in the karst filling. Within the three karstic cavities, twelve samples of calcite cements were collected, regrouping hundreds of calcite generations. Fourteen thin sections were made for detailed petrographic observations and in-situ dating, from the first calcite cement to the last for each cavity. These thin sections were observed using a polarizing optical microscope and observations were completed by cathodoluminescence microscopy, using a cold cathode at 12 kV and 180  $\mu$ A coupled to an Olympus BX41 microscope (Olympus Corporation, Tokyo, Japan). After using alizarin-potassium ferricyanide solution, cements were pink-stained suggesting non-ferroan calcites.

### 3.2 In-situ U-Pb dating method

We follow U-Pb dating approach for calcite (Roberts et al., 2017) and stated by Brigaud et al. (2021) at Geoscience Paris-Saclay (GEOPS) laboratory.

The analysis was made using a High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (HR-ICP-MS) Element XR (Thermo Scientific™, Waltham, MA, USA) coupled to a 193 nm ArF Laser Ablation System to sample calcite directly on thin sections (TELEDYNE, Thousand Oaks, CA, USA) at the Geosciences Paris-Saclay (GEOPS) laboratory of the University of Paris-Saclay. Previous petrographic work of thin-sections under natural light (included stained alizarin-potassium ferricyanide thin-sections) and cathodoluminescence aim to identify and locate each cement stages. These petrographic observations allow to precisely locate each spot in the very fine cement using the Chromium 2.1 software when the sample was put in the laser ablation system chamber. Then, a pre-screening of uranium ( $^{238}\text{U}$ ), lead ( $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  and  $^{208}\text{Pb}$ ) and thorium ( $^{232}\text{Th}$ )

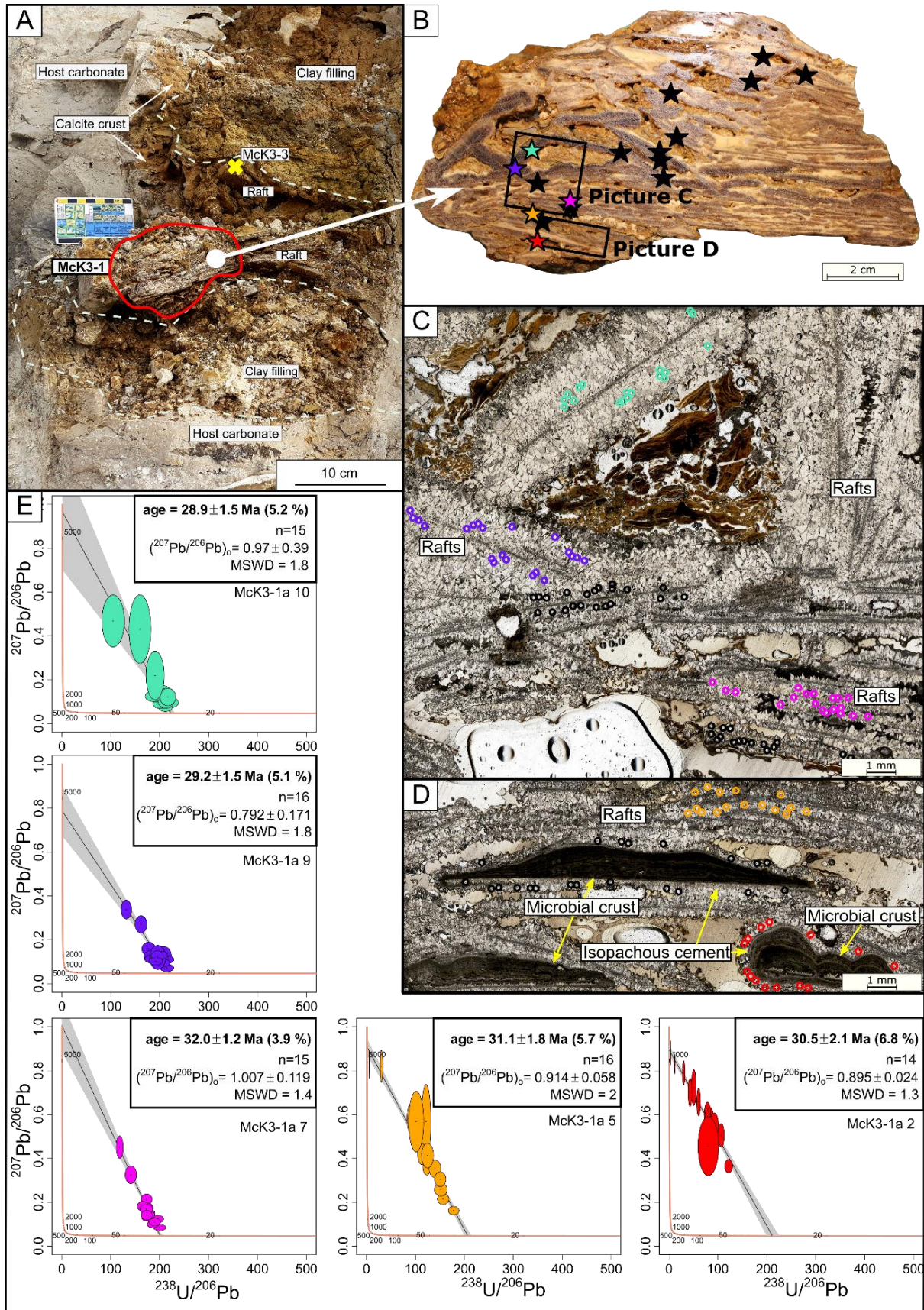
were made on all cement stages before dedicated U-Pb sessions, by shooting 5 times each stage. In this way, 89 calcite stages were pre-analysed. Most calcite stages (79 on 89) were favourable to U-Pb dating because (1) uranium concentrations were above 1ppm (mean of 5.8ppm), (2) lead isotopic  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  ratio varied, and (3) the U/Pb ratio varied too. *In-situ* U-Pb ages were acquired on 44 calcite generations selected for their scientific interest, such as firsts and last cementations or filling sealing, on the 9 thin sections.

For U-Pb analysed, glass material NIST614 was used to correct for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  fractionation (Roberts et al., 2017). The laser ablation mass-bias correction of  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  ratio was corrected by the calcite reference material WC-1 dated by thermal ionization mass spectrometry (TIMS) at  $254.4 \pm 6.4$  Ma (Roberts et al., 2017). Two secondary calcite reference materials were then used to evaluate accuracy of the U-Pb sessions: (1) Duff Brown Tank (DBT) calcite dated at  $64.0 \pm 0.7$  Ma by U-Pb isotope dilution (Hill et al., 2016) and (2) the in-house AUG-B6 calcite, a calcite breccia dated at  $43.0 \pm 0.7$  Ma by LA-ICP-MS (Pagel et al., 2018).

These selected thin sections, the three calcite reference materials WC-1, DBT, and the in-house AUG-B6 calcite, and the two glass reference materials, the NIST612 (37.38ppm U and 38.57ppm Pb) and NIST614 (0.823ppm U and 2.32ppm Pb; Jochum et al., 2011) were cleaned with pure ethanol and were pre-ablated for removing potential Pb contamination on surface.

Glass reference materials NIST612 and NIST614 were pre-ablated during 3s at a frequency of 10Hz and a fluence of  $6.25\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$ , with a laser beam diameter, respectively of  $50\mu\text{m}$  and  $135\mu\text{m}$ . On the other hand, samples and calcites reference materials were pre-ablated during 5s at a frequency of 8Hz, a fluence of  $2\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$  with a circular-shape beam size of  $155\mu\text{m}$ . Each analysis consists of 30s background acquisition followed by 30s of sample ablation and 30s of washout. Glass reference materials NIST612 and NIST614 were ablated at a frequency of 10Hz, a fluence of  $6.25\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$  with a beam size of  $40\mu\text{m}$  for NIST612 and  $110\mu\text{m}$  for NIST614. Samples and calcite reference materials were ablated at 8Hz, a fluence of  $1\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$  with a beam size of  $150\mu\text{m}$ . The laser-induced aerosol was carried by helium (large volume at  $0.5\text{L}\cdot\text{min}^{-1}$  and inner cup at around  $0.3\text{L}\cdot\text{min}^{-1}$ ) from the sample cell to a mixing funnel in which the sample and He were mixed with  $0.950$  to  $1\text{L}\cdot\text{min}^{-1}$  argon and  $0.8$  to  $1.5\text{mL}\cdot\text{min}^{-1}$   $\text{N}_2$  to stabilize, amplify and homogenize the aerosol input to the plasma. Signal sensitivity of the ICP-MS was tuned for the best intensity while keeping Th/U between 0.97 and 1.03 and ThO/Th below 0.3 on NIST612. The tuning of the LA-ICP-MS was summarised in Supplementary data. Isotopes  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  and  $^{238}\text{U}$  were acquired with integration time per peak (ms) of 10ms for  $^{208}\text{Pb}$  and  $^{232}\text{Th}$ , of 20ms for  $^{238}\text{U}$ , of 35ms for  $^{206}\text{Pb}$  and of 45ms for  $^{207}\text{Pb}$  by 750 runs. Measurements were made in fully automated mode overnight in sequences of 398 analyses. One session was performed on the 3rd of September 2021, and two others on the 11<sup>th</sup> and 12<sup>th</sup> of July 2022. Each session begins with two NIST612 analyses followed by cycles of one NIST614, one WC-1, one DBT, two AUG-B6, ten to fifteen calcite samples and ends with seven reference material analyses (two AUG-B6, one DBT, one WC-1, one NIST614 and two NIST612). In each stage on calcite samples, a minimum of 10 ablation spots on different crystals were performed on homogenous areas. Ablation spots were done in the middle of the largest calcite crystals to prevent altered areas.

Data were processed in Lolite4© using the NIST614 as a bracketing primary reference material to correct for baseline subtraction, for Pb isotope mass bias and for the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$



*Fig. 6-2. A. Overview of the Mck3 cavity. B. Mck3-1 sample; Each star represents one dated calcite raft. C and D. Pictures on thin section. Each circle represents one laser spot. The colors are associated with those on the Tera-Wasserburg plots displaying  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  in E. Each ellipse represents one laser spot with the analysed uncertainties. The intersection between the isochron (dark line) with the Concordia (orange line) allows us to estimate age. Grey intervals represent the  $2\sigma$  uncertainty.*

instrumental drift over the sequencing time (Paton et al., 2011; Lawson et al., 2018). No down-hole fractionation correction is applied in Lolite© (Nuriel et al., 2017). The two-sigma errors in  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratios measured on NIST614 during each analytical session were propagated to the final age uncertainty of calcite samples by quadratic addition (Brigaud et al., 2021). The NIST614 two-sigma errors of the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vary between 0.33 and 0.47 %, while the two-sigma errors of the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vary between 1 and 2.5 %.

The calcite reference material WC-1 is reduced in a Tera-Wasserburg diagram by using IsoplotR (Vermeesch, 2018) and anchored at 0.85  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  isotopic ratio (Roberts et al., 2017). The obtained ages for the calcite reference materials WC-1, DBT and AUG-B6 and linear correction factors then applied to correct the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ratio and for yielding the correct intercept age ( $254.4 \pm 6.4$  Ma; Roberts et al., 2017) are given in Supplementary data. The calcite secondary reference material ages during the 4 sessions for AUG-B6 and for DBT are obtained without fixing the initial  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratio. Ages obtained on WC-1 are close to the published age (Roberts et al., 2017), allowing us to use low correction factors between 0.88 and 0.94 for our data. Considering the uncertainties for AUG-B6, the ages are identical to the reference (Pagel et al., 2018). For their part, DBT ages are slightly older than the published age but still in the uncertainties (Hill et al., 2016). Detailed metadata for LA-ICP-MS calcite U–Pb geochronology are available in the Supplementary Data. Each data is then plotted in a Tera-Wasserburg graph by using IsoplotR (Vermeesch, 2018) without anchoring the initial  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratio and using the Discordia model-1. In each Tera-Wasserburg graph, ages are given with uncertainties related to (1) decay constant of  $^{238}\text{U}$  and  $^{235}\text{U}$ , (2) systematic uncertainty of the age of primary reference material WC-1 (2.6%; Roberts et al., 2017) and (3) the 2-sigma errors of the  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

## 4. Results

In the “Bois rond” quarry, karsts form approximately 10 m deep horizontal caves developing above subaerial unconformities in the Beauce Group, about 60 m above the quarry floor (Fig. 6-1C and E). These caves can be up to three metres high and one to three metres wide. Associated with these caves, centimetric to metric cavities are randomly spread throughout the Beauce Group (Fig. 6-1D). These cavities are generally filled with the Lozère clays Formation. Speleothems were observed inside the cavities and consist of calcite crusts along the walls as well as horizontal or chaotic calcite raft successions (Fig. 6-2 and Fig. 6-3). Three karstic cavities (Mck1, Mck2 and Mck3) presenting calcite crusts, successions of rafts, microbial crusts with hybrid



laminated microfabrics (sensus Vennin et al., 2021), and geopetal cements, were sampled laterally to the metric horizontal caves (Fig. 6-2 and Fig. 6-3). All the calcite cements are non-luminescent under cathodoluminescence observations and are stained pink by alizarine-potassium ferricyanide solution, indicating non-ferroan calcites. The first generation of cements consists of microgranular calcite crystals precipitating directly on the wall of the dissolved host carbonate. Then microbial crusts cover them, followed by isopachous cements with large elongate crystals (200 to 450  $\mu\text{m}$ -long; Fig. 6-2D). The cavities are then filled by horizontally or chaotically deposited calcitic rafts, representing fine growth of calcite crystals at the water's surface in pools (Faimon et al., 2022). The rafts are plural centimetre-long and millimetre-wide and are cemented to each other. They comprise 100 to 750  $\mu\text{m}$ -width elongated calcite crystals that developed from a thin microcrystalline central line (Fig. 6-2 and Fig. 6-3). Carbonate intraclasts and unbroken ostracod shells are intercalated between rafts in a clayey matrix or a silty matrix partially cemented by microgranular sparite (Fig. 6-3D and E). Finally, the filling ends with clays of the Lozère clays Formations.

Following the laser ablation method, 44 *in-situ* U-Pb ages were acquired on the 44 datable calcite cement stages selected after pre-screaming from a total number of 89 cement stages in less than two months. U-Pb ages range from 32.8 Ma  $\pm$  2.9 Ma to 21.4 Ma  $\pm$  3.7 Ma (Fig. 6-4, Table 6-s1). Most ages vary from 32 Ma and 27 Ma. Microgranular cements ages are 28.5 Ma  $\pm$  1.2 Ma and 28.3 Ma  $\pm$  1.7 Ma in cavity Mck2 (Fig. 6-4 and Fig. 6-5). Dating microbial crusts was impossible due to high concentrations of common  $^{207}\text{Pb}$ . Isopachous cements were dated from 32.3 Ma  $\pm$  5.0 Ma and 27.7 Ma  $\pm$  1.3 Ma in cavities Mck1, Mck2 and Mck3 (Table 6-s1).

The rafts show an age ranging from 32.8 Ma  $\pm$  2.9 Ma to 21.4 Ma  $\pm$  3.7 Ma. The youngest ages are dated on rafts to the Chattian-Aquitainian transition (23 and 21 Ma) and represent the last cements of the Mck1 and Mck2 cavities before clay filling. The uncertainties are nevertheless more significant for these samples.

## 5. Discussion

Most of the U-Pb ages obtained on calcite cements fit in the Rupelian, which corresponds to the age of the Fontainebleau sands Formation (middle Rupelian) and the lower part of the Beauce Group (upper Rupelian) (Fig. 6-4A). The base of the *Chara microcera* zone is uncertain and it is proposed to correlate this charophytes biozone with the mammal biozones MP24 and MP25 in the Paris Basin (Riveline et al., 1996). No calcite cements of rafts (except one) are older than the lower boundary of the estimated age of the host limestone (*Chara microcera* and mammal MP24 biozones). The exception age is dated at 32.0 Ma  $\pm$  1.2 Ma and is older than the base of MP24 considering the analytical uncertainty (age in bold in Fig. 6-4). This suggests that the sedimentation of the lower part of the Beauce Group began earlier within the Rupelian, probably during MP23, around 31 Ma, thus refining the age of the deposit. However, it is important to remember that the ages obtained are given with uncertainties in  $2\sigma$ . There is, therefore, a possibility that this older

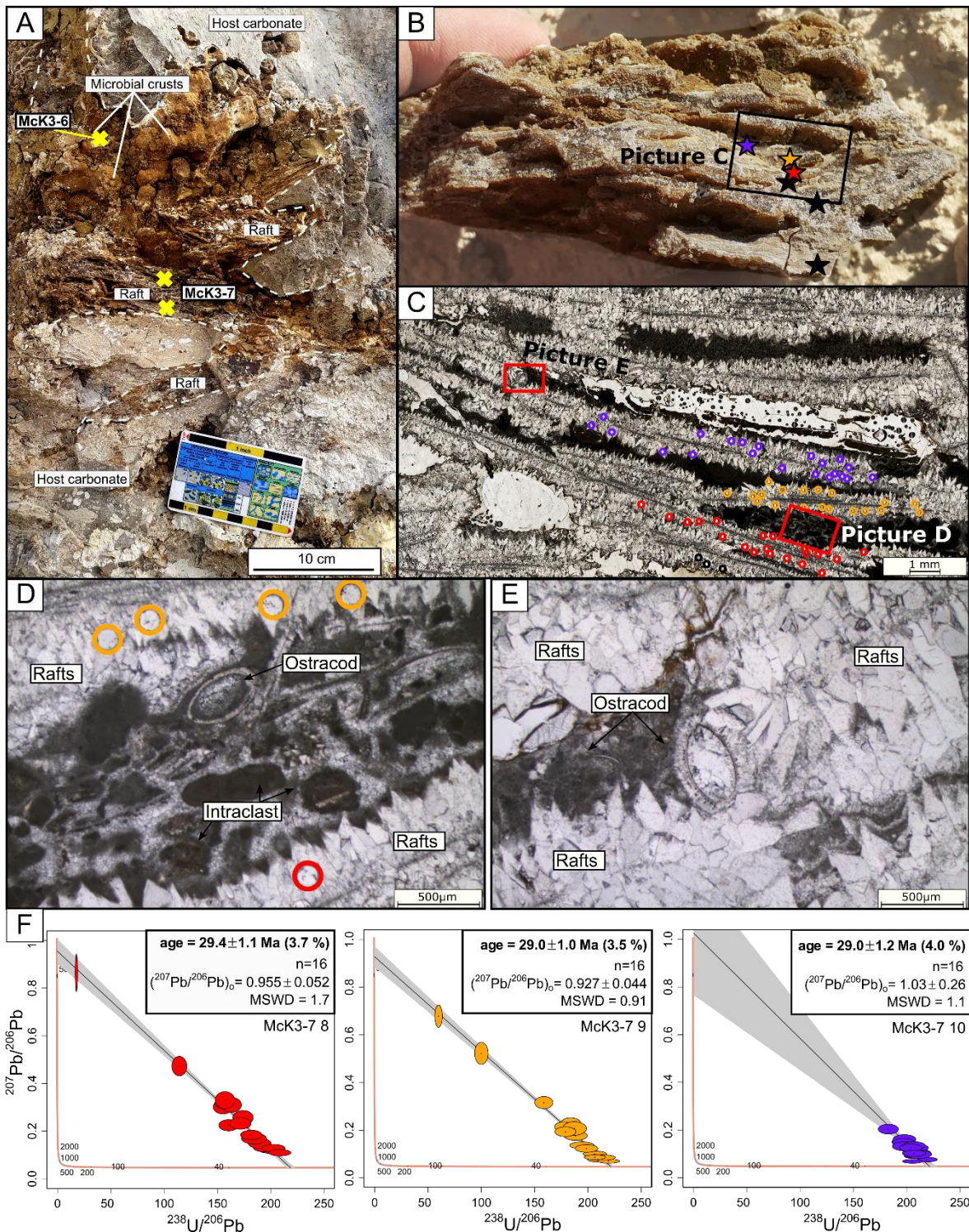


Fig. 6-3. A. Overview of the second part of the Mck3 cavity. B. Mck3-7 sample; Each star represent one dated calcite raft. C to E. Pictures on thin section showing the presence of ostracod shells and micritic intraclasts between two calcite rafts. Each circle represent one laser spot. The colors are associated with those on the Tera-Wasserburg plots displaying  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  in F. Each ellipse represents one laser spot with the analysed uncertainties. The intersection between the isochron (dark line) with the Concordia (orange line) allows us to estimate age. Grey intervals represent the 2σ uncertainty.

age is imprecise and, in fact, younger, in the range of the other ages obtained. The age obtained on speleothems suggests that their precipitation is contemporary to the sedimentation of the lacustrine-palustrine limestones. The presence of microbial crusts on the walls, of intraclasts, and well-preserved ostracods sealed between Rupelian rafts suggest (1) the presence of a high-water level in the karst during the Rupelian and (2) its connection with the surface and with a freshwater lake, which supports the idea of karst development along with the existence of a lake in the surface. This implies that in a short period (one to two million years), four main geological processes occurred: (1) fifty meters of sands (Fontainebleau sands, NP23 biozone) and twenty meters of lacustrine carbonate muds were deposited, (2) the lacustrine mud were consolidated, (3) dissolution formed metric sizes cavities which (4) were cemented and partially filled by isopachous crusts and rafts. The precocity and rapidity of karstification coincide well with models of carbonate dissolution cinematics (Dreybrodt, 1990) or data from studies focusing on more recent Quaternary karsts (Atkinson et al., 1978; Mylroie, 2008), which showed that karsts could develop in a few thousand years and that the lithification of the carbonate can be almost syn-sedimentary in the continental domains (James and Choquette, 1989). Similarities can be found with the marine carbonates on the coasts of the Caribbean Sea, karstified during the last glacial maximum, because nowadays, these karstic systems are found under lacustrine, palustrine and lagoon environments where carbonates form (Platt and Wright, 2023).

The dating of the karst cements from the Rupelian to the late Aquitanian proves the working of karst during the Chattian, reinforcing the idea that this stage corresponds to a sedimentary hiatus in the Paris Basin. Even so, it is possible that the sedimentary hiatus began before the Chattian, at the end of the Rupelian, between 30 and 28 Ma, considering the ages obtained. In west central Europe, the Chattian sedimentary hiatus may be due to a medium wavelength tilt and uplift of the northern part of the Paris basin coming from a change in tectonic constraints passing from NE-SW extension (Priabonian, Upper Eocene) to a transpressional strike-slip tectonic regime as a consequence of the convergence of the Apulian microplate and the Pyrenean orogen (Hibsch et al., 1995; Guillocheau et al., 2000; Meulenkamp and Sissingh, 2003; Sissingh, 2006). Similar ages of 30-27 Ma have also been obtained in N170-175 oriented tension gashes in the Jurassic limestones of the Paris Basin and E-W oriented fractures in the Jurassic deposits of the Purbeck Coast in southern England, related to compressive phases of the Pyrenean chain (Parrish et al., 2018; Cruset et al., 2020; Blaise et al., 2022). Therefore, western Europe geodynamics likely exerted a first-order control on this episode of karstification, causing the end of sedimentation in the basin and allowing the circulation of meteoric waters in the Beauce Group from the end of the Rupelian.

Associated with these deformation phases, climate probably also played an important role in karstification. Indeed, the alternation of lacustrine and palustrine facies in the Beauce Group suggests an alternation between wet periods with high lake level when sedimentation took place, and drier periods when lacustrine sediments were subaerially exposed and transformed into palustrine facies. This paleoclimatic interpretation is consistent with interpretations of lower Oligocene vertebrate faunas found in the Paris Basin and the Limagne Graben, 300 km southeast of the Paris Basin (Huguene, 1984). This type of climate with contrasting periods is generally favorable to rapid karst development (Dreybrodt and Gabrovsek, 2002). The low abundance of

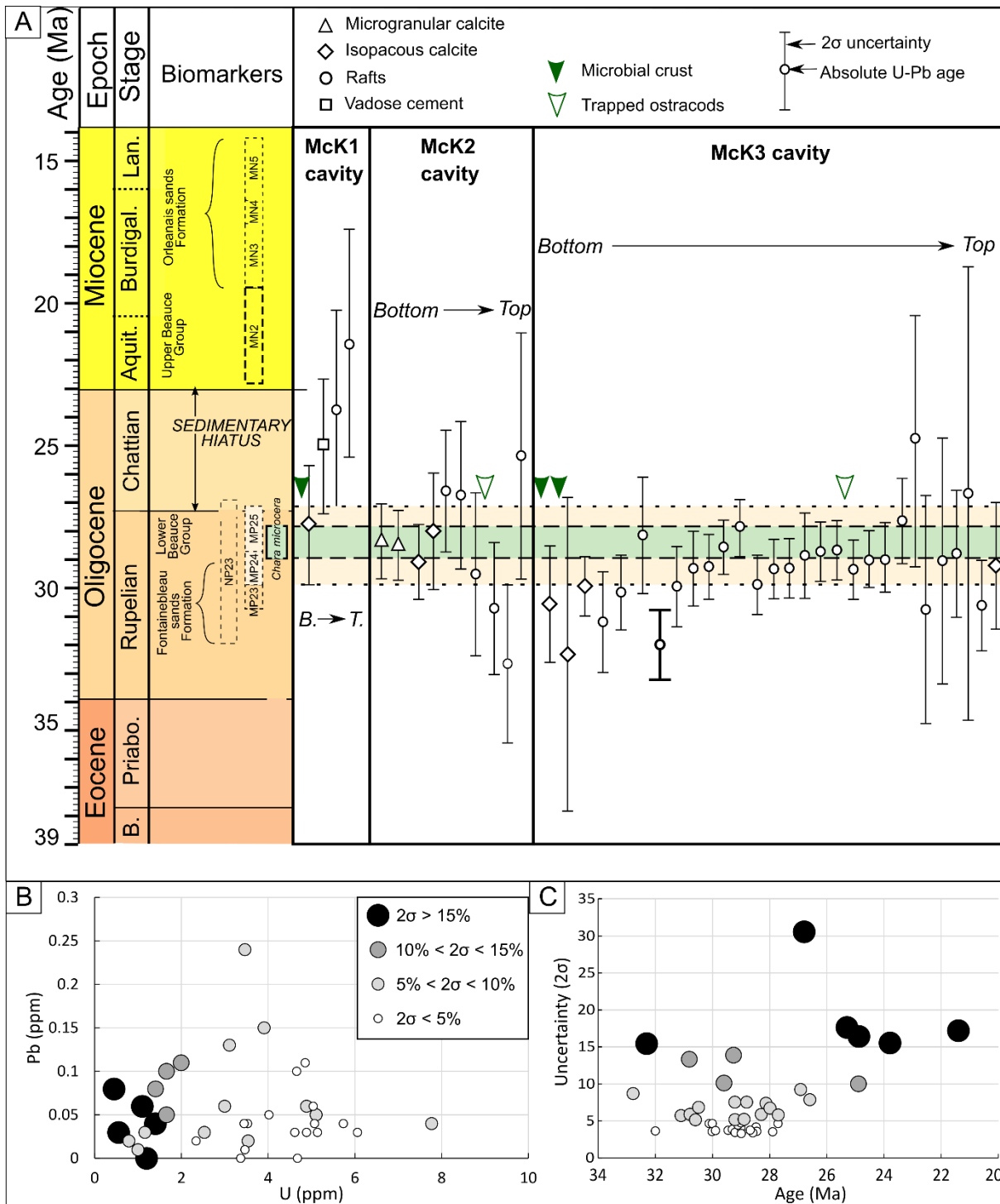


Fig. 6-4. A. Chronology of cementation in the three karstic cavities McK1, McK2 and McK3 compared to the biostratigraphy of the study area. U-Pb ages were classed by morphology and listed from the filling's bottom (left) to the top (right). For the paleontological references, see the text. NP: Nanofossils Paleogene zone. MP, MN: Mammal Paleogene (MP) and Neogene (MN) zones. The time interval of the *Chara microcera*, MP24 and 25 biozones which date the lower part of the Beauce Group, are indicated respectively in green and yellow. B and C. Diagrams relating the uncertainties (in %) on the U-Pb ages with the U and Pb contents and the ages. Note that highest uncertainties are obtained for the youngest calcites containing less than 2 ppm U.

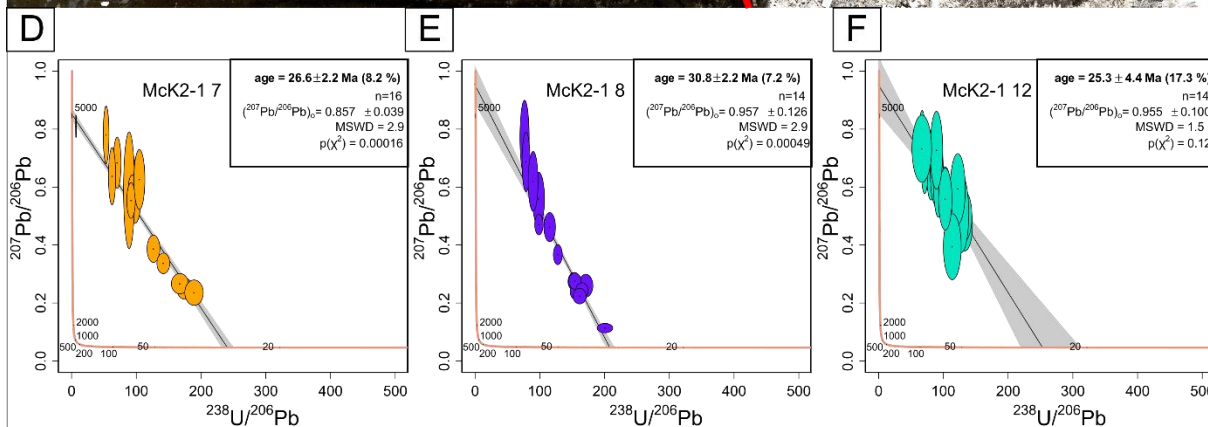
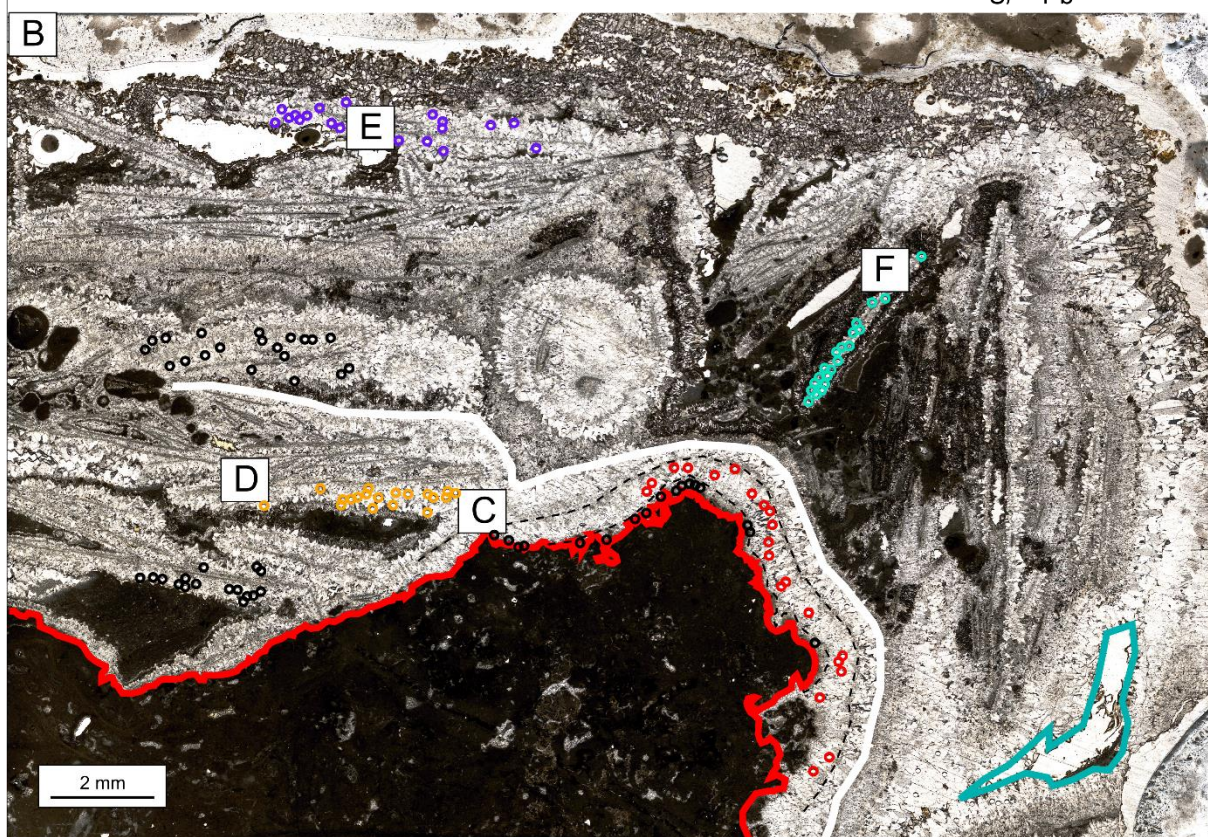
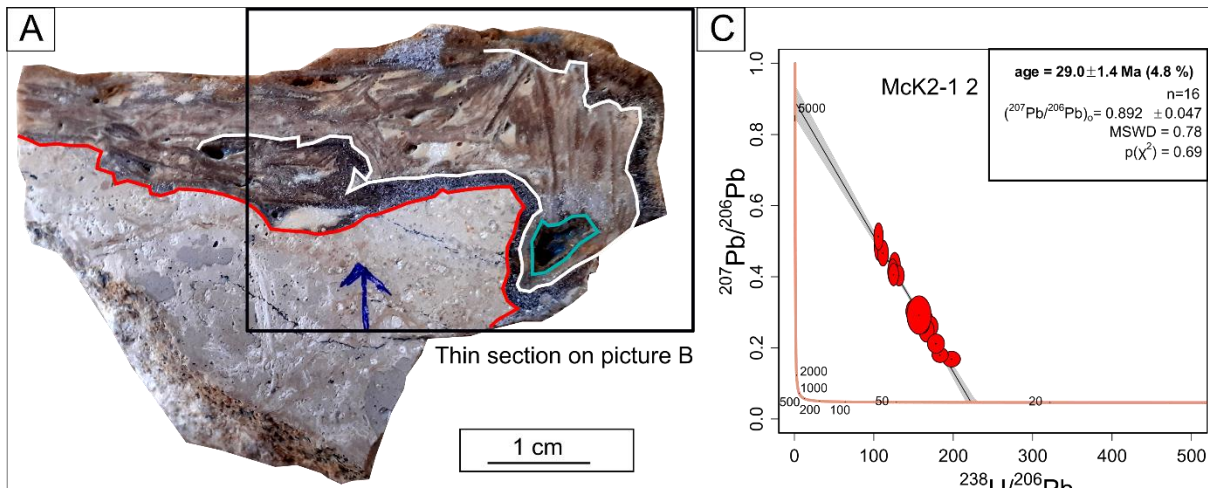


Fig. 6-5. A. Sample Mck2-1. The red line represents the contact between the host carbonate and the first generation of cements, the orange line is the contact between the first isopachous cements and the second generation of cements with chaotic rafts, and the blue line delimits a pore. B. Optical microscopy view of thin-section Mck2-1 with the location of U-Pb dating spots. The white arrow points to microgranular cements. C, D, E and F. Tera-Wasserburg plot displaying  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  for one generation of cement. The dated cement generation is located in picture B. Each ellipse represents one laser spot with the analysed uncertainties. The intersection between the isochron (dark line) with the Concordia (orange line) allows us to estimate age. Grey intervals represent the  $2\sigma$  uncertainty.

Chattian speleothems compared to the Rupelian ones may have a climatic origin since it has been interpreted in the Limagne Graben that the climate would have been slightly more humid in the Rupelian, allowing the installation of denser forests than in the Chattian (Huguency, 1984). This denser vegetation cover in the Rupelian would favor the dissolution of carbonate in the soil and the percolation of fluids enriched in  $\text{CaCO}_3$  necessary for forming speleothems into the karst system (Dreybrodt and Gabrovsek, 2002).

Since most ages are around 29 Ma, the obtained ages are likely robust. Woodhead and Petrus (2020) recommended a minimum of 30 ablation shots per generation to form the most robust age and get as close as possible to the ages obtained by the dilution method. In our study, we used only 10 to 15 ablation shots. However, a majority of the ages have a low uncertainty for the method used, between 4% and 8%, including uncertainties down to 3.6%, i.e., uncertainties of 1.0 Ma (Fig. 6-4B, C, Fig. 6-5). These minor uncertainties are because most of the calcite cements analysed have high U contents and high  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  and low  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ratios, placing points near the intersection with the Concordia on the Tera-Wasserburg diagrams (Fig. 6-4B, C and Fig. 6-5C, D, E). However, rafts completing filling generally have higher uncertainties due to lower U contents, lower  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  ratios and imprecise  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (Fig. 6-5F). This difference in U and Pb concentration in the calcite rafts between the base and the top of the fill may result from changes in the chemistry of the meteoric fluid entering the karst because of the climatic and paleoenvironmental changes described above between the Rupelian and the Chattian.

It would be difficult to obtain more precise ages since WC-1 calcite is used as a standard for isotope ratio corrections (see method for more details). The age of this calcite has an uncertainty of 2.6%, so it is extrapolated to our data (Roberts et al., 2017). It was, therefore, not considered necessary to multiply the number of analyses per generation in our case and consequently to lengthen the analysis time since the difference in uncertainty between 3.6% and 2.6% is 200 to 300 ka. The accuracy obtained with the laser ablation method is not as good as the MC-ICPMS or TIMS dilution methods, which can give ages with uncertainties of 2-3% or even 1% (Woodhead et al., 2006; Decker et al., 2018).

Nevertheless, this method has been able to date generations of 500  $\mu\text{m}$  thick cements using only  $10^{-3} \text{ mm}^3$  of calcite for one age, making this method very useful for dating generations too thin for the dilution method. The laser ablation and dilution methods may even be complementary for dating karst systems, allowing the dating of the most possible generations of speleothems when isotopic conditions are present. To use this *in-situ* dating method, we

recommend sampling a few grams of calcite to allow the realisation of thin sections or resin plots and carrying out petrographic work before the dating session (see the method for more details).

## 6. Conclusion

This study shows that the *in-situ* U-Pb dating method applied to calcite cements in paleokarsts makes it possible to date thin ancient speleothems (older than 500 ka). It has allowed constraining the age of the beginning of the karstification of the lower part of the Beauce Group to the end of the Rupelian, between 31 and 28 Ma, allowing at the same time to determine the age of the host carbonate indirectly. The ages of the speleothems are very close to the age of the surrounding deposits and suggest that the consolidation and the dissolution of lacustrine and palustrine carbonates in the Paris Basin starts very early, while lacustrine deposits still sediment between 31 Ma and 28 Ma. Karst formation is linked to the Paris Basin uplift controlled by Western Europe geodynamics and a favourable contrasted climate at the end of the Rupelian. Coupled with other dating methods, such as dilution dating, the laser ablation method could offer an excellent alternative to temporally constrain the development of ancient speleothems in karst systems for paleoclimatic reconstruction studies.

## 7. Acknowledgements

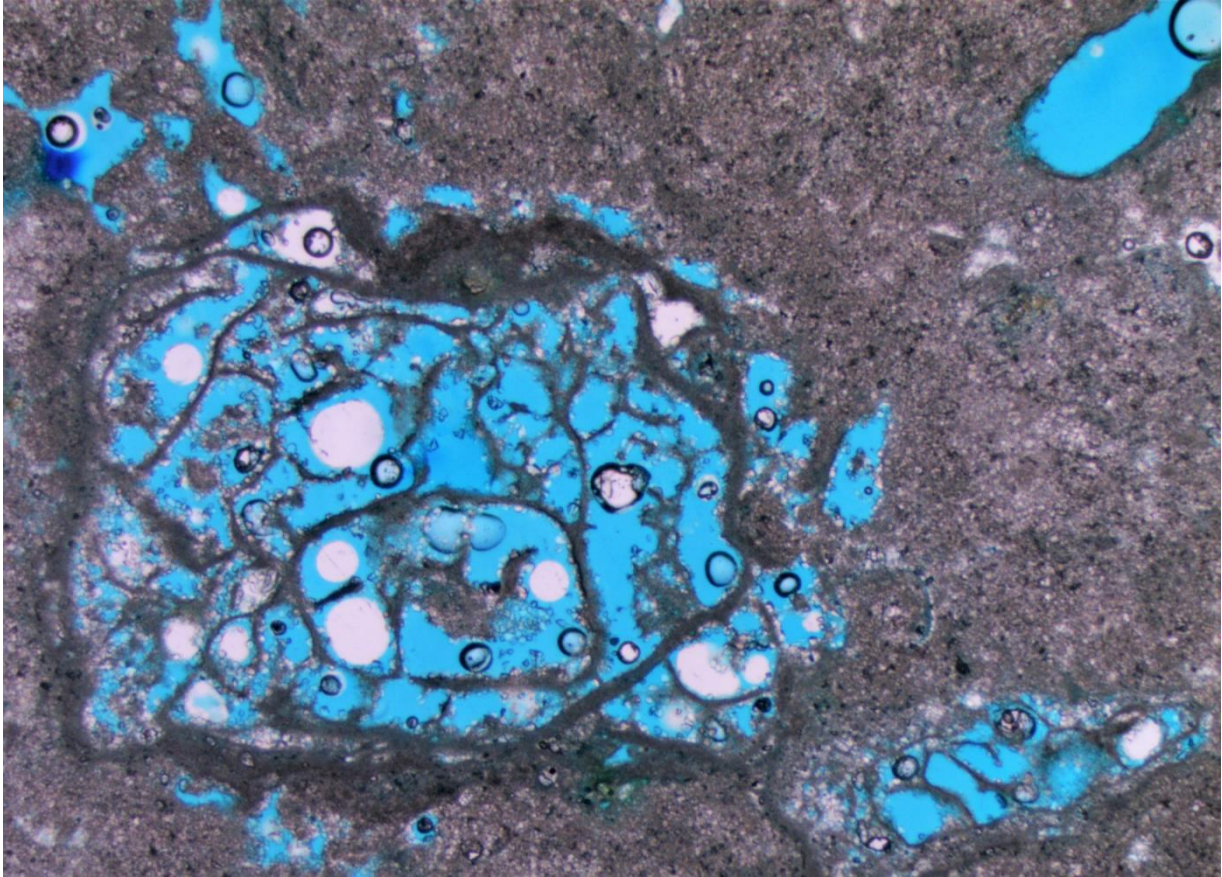
This study was conducted within the framework of the research collaboration agreement 2019-157 between the BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières, French Geological Survey) and Université Paris-Saclay. The BRGM funded this project through the “Référentiel Géologique de la France” programme and by a doctoral PhD from the French Ministry of Research and Higher Education (2019-105). We particularly thank Mr DUPERCHE and the Fulchiron company (Mr DE SOUSA) for allowing us to visit the “Bois rond” quarry. Thanks to Mrs QUESNEL for her help during the field campaign. Thanks to Mr BLANC (Lithologie Bourgogne) for the quality of the thin sections.

*Table 6-s1. Summary of the quality of the dating sessions, of the ages obtained on the calcite standards and on the unknown samples for each session. The analysis data and the position of the cement generations are presented in the Supplementary data.*

<b>Session 03/09/21</b>		$2\sigma$ NIST614 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$ NIST614 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$					
		1	0.33					
Standards		Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	Correction factor			# of spots		
WC-1		229.4 $\pm$ 3.7 (without correction)	0.88			26		
DB		62.1 $\pm$ 2.4				26		
AUG-B6		42.4 $\pm$ 1.3				48		
Samples	#	Age $\pm 2\sigma$ with corrections (Ma)	Initial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	MSWD	# of spots	U mean (ppm)	Pb mean (ppm)	Morphology
McK1	1	27.7 $\pm$ 1.3	0.85 $\pm$ 1.25	0.47	10	4.66	0.10	Isopachous
	2	24.9 $\pm$ 2.5	0.84 $\pm$ 0.02	1.2	10	2.00	0.11	Vadose cement
	3	23.8 $\pm$ 3.7	0.96 $\pm$ 0.09	1.5	14	0.55	0.03	Raft
	9	21.4 $\pm$ 3.7	0.86 $\pm$ 0.03	1.5	14	0.45	0.08	Raft
<b>Session 11/07/22</b>		$2\sigma$ NIST614 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$ NIST614 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$					
		2.5	0.47					
Standards		Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	Correction factor			# of spots		
WC-1		239.5 $\pm$ 3.8 (without correction)	0.94			20		
DB		65.1 $\pm$ 3.9				20		
AUG-B6		43.6 $\pm$ 1.8				20		
Samples	#	Age $\pm 2\sigma$ with corrections (Ma)	Initial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	MSWD	# of spots	U mean (ppm)	Pb mean (ppm)	Morphology
McK2-1	1	28.3 $\pm$ 1.7	0.85 $\pm$ 0.02	0.38	16	3.91	0.15	Microgranular
	2	29.0 $\pm$ 1.4	0.89 $\pm$ 0.05	0.78	16	3.47	0.01	Isopachous
	7	26.6 $\pm$ 2.1	0.86 $\pm$ 0.04	2.9	16	2.53	0.03	Raft
	6	29.6 $\pm$ 3.0	0.90 $\pm$ 0.15	2.2	15	1.66	0.10	Raft
	8	30.8 $\pm$ 1.8	0.96 $\pm$ 0.13	0.43	13	3.54	0.02	Raft
	9	32.8 $\pm$ 2.9	1.07 $\pm$ 0.07	0.43	13	0.79	0.02	Raft
	12	25.3 $\pm$ 4.5	0.96 $\pm$ 0.1	1.5	14	1.40	0.04	Raft
McK3-1a	4	32.3 $\pm$ 5.0	1.03 $\pm$ 0.15	3.7	15	1.1	0.06	Isopachous
	6	28.1 $\pm$ 2.1	0.93 $\pm$ 0.1	3.1	16	3.11	0.13	Raft
	8	30.0 $\pm$ 1.4	0.95 $\pm$ 1.2	0.71	14	4.02	0.05	Raft
	9	29.2 $\pm$ 1.5	0.79 $\pm$ 0.17	1.8	16	5.11	0.05	Raft
	10	28.9 $\pm$ 1.5	0.97 $\pm$ 0.39	1.8	15	7.77	0.04	Raft
McK3-1c	5	30.8 $\pm$ 4.1	1.04 $\pm$ 0.15	1.4	15	1.66	0.05	Raft
	6	29.3 $\pm$ 4.1	1.02 $\pm$ 0.14	3.5	14	1.41	0.08	Raft
	7	28.8 $\pm$ 2.2	1.03 $\pm$ 0.1	2.4	15	31.72	676.2	Raft
McK3-3	1	26.8 $\pm$ 8.2	0.96 $\pm$ 0.19	1	13	496.6	12.52	Raft



	4	30.6 ± 1.6	0.95 ± 0.1	2.9	16	3.00	0.06	Raft	
	6	29.2 ± 2.2	1.06 ± 0.09	1.6	13	1.16	0.03	Isopachous	
<b>Session 12/07/22</b>									
		2σ NIST614 <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ NIST614 <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb						
		1.6	0.43						
Standards		Age ± 2σ (Ma)	Correction factor		# of spots				
		231.4 ± 4.8 (without correction)							
	WC1		0.906		20				
	DB	67.3 ± 3.1			20				
	AUG-B6	43.6 ± 1.6			20				
Samples	#	Age ± 2σ with corrections (Ma)	Initial <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	MSWD	# of spots	U mean (ppm)	Pb mean (ppm)	Morphology	
	Mck2-2	1	28.5 ± 1.2	0.83 ± 0.03	1.7	15	3.45	0.04	Microgranular
		2	28.0 ± 1.9	0.85 ± 0.09	2.5	16	4.89	0.06	Isopachous
		4	26.9 ± 2.5	0.83 ± 0.15	2.2	16	1.00	0.01	Raft
	Mck3-1b	2	29.1 ± 1.3	0.92 ± 0.1	1.8	16	3.37		Raft
		9	28.5 ± 1.0	0.92 ± 0.06	1.2	16			Raft
		4	29.2 ± 1.0	0.92 ± 0.08	1.6	16	4.68	0.00	Raft
		5	30 ± 1.1	0.92 ± 0.06	0.53	16	2.34	0.02	Raft
		7	28.6 ± 1.0	0.96 ± 0.06	0.67	16	3.37	0.00	Raft
		6	27.7 ± 1.6	0.91 ± 0.05	1.2	16	5.61	1.37	Raft
		8	24.9 ± 4.1	0.83 ± 0.11	2	16	1.20	0.00	Raft
	Mck3-6	6	29.9 ± 1.1	0.85 ± 0.04	1.1	16	5.14	0.03	Isopachous
		7	30.1 ± 1.4	0.88 ± 0.32	1.4	16	4.89	0.03	Isopachous
	Mck3-7	2	27.9 ± 1.0	0.86 ± 0.04	1.4	15	5.74	0.04	Raft
		4	29.3 ± 1.1	1.03 ± 0.1	1.4	14	4.62	0.03	Raft
		7	28.7 ± 1.1	0.91 ± 0.06	0.75	16	3.53	0.04	Raft
		8	29.4 ± 1.1	0.96 ± 0.05	1.7	16	5.07	0.04	Raft
		9	29.0 ± 1.0	0.93 ± 0.04	0.91	16	5.04	0.06	Raft
		10	29.0 ± 1.2	1.03 ± 0.26	1.1	16	6.06	0.03	Raft
Standards		Age ± 2σ (Ma)	Correction factor		# of spots				
		215.1 ± 7.4 (without correction)							
	WC1		0.801		4				
Samples	#	Age ± 2σ with corrections (Ma)	Initial <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	MSWD	# of spots			Morphology	
	Mck3-1a	2	30.5 ± 2.1	0.90 ± 0.02	1.3	14	3.47	0.24	Isopachous
		5	31.1 ± 1.8	0.91 ± 0.06	2	16	3.88	18.33	Raft
		7	32.0 ± 1.2	1.0 ± 0.12	1.4	15	4.86	0.11	Raft



*Photographie d'alveolar septal structures formant une porosité de fabrique*

## CHAPITRE 7

Propriétés pétrophysiques des carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris : liens avec les faciès et la diagénèse



# 1. Introduction

Les chapitres précédents ont présenté et détaillé les hétérogénéités sédimentologiques et diagenétiques des carbonates continentaux cénozoïques du bassin de Paris. Ce chapitre cherche maintenant à expliquer et comprendre les hétérogénéités des propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité, et vitesses acoustiques) de tels dépôts, grâce aux classifications de faciès et aux paragenèses développées dans les chapitres précédents. L'établissement de liens entre les caractéristiques faciologiques, diagenétiques et pétrophysiques est un point clé pour permettre une meilleure prédiction des propriétés du sous-sol, notamment la qualité des aquifères ou la réponse sismique des roches.

L'objectif de cette étude sera de répondre à ces questions : (1) Quels sont les facteurs de contrôle majeurs de l'hétérogénéité des propriétés pétrophysiques des carbonates continentaux du bassin de Paris ? (2) Les faciès et la diagénèse peuvent-ils expliquer la diversité des données mesurées ? (3) Peut-on discriminer les carbonates perméables des non-perméables avec l'acoustique ? (4) Y a-t-il de l'anisotropie dans ces carbonates ? Si oui, à quoi est-elle due ?

Afin de répondre à ces questions, des mesures de porosité, de perméabilité et de vitesses acoustiques seront acquises, puis comparées aux caractéristiques faciologiques, diagenétiques et à la géométrie 2D du réseau poreux. Les influences de nombreux facteurs (texture, minéralogie, structures sédimentaires, types de pores, géométrie des pores, phases diagenétiques) sur les propriétés pétrophysiques y seront discutées.

Les carbonates décrits dans ce manuscrit sont pour la plupart différents de ceux déjà étudiés dans la littérature. Les faciès les plus fréquents des environnements palustres (*nodular calcretes* F5b, *peloidal grainstone* F5e, *in-situ brecciated limestone* F5f, et *wackestone with root traces* F5h) et lacustres internes (*polygenic breccia* F6a, *wackestone with lithoclasts* F6b, *shell rich floatstone* F6d, et *microbial crust* F6f) ont pu être carottés sur les échantillons récoltés sur le terrain ou dans les forages. Les faciès lacustres côtiers n'ont pas pu être étudiés puisqu'ils se délitaient rapidement au contact de l'eau, et/ou après séchage, empêchant la préparation de carottes bien sphériques et droites.

## 2. Résultats

Les résultats des analyses pétrophysiques sont répertoriés en Annexe.

### 2.1 Porosité et types de pores

La porosité des échantillons varie de 1,7% à 40,5% (Figure 7-1). Comparées aux environnements de dépôts, les valeurs de porosités sont similaires entre les domaines lacustres et palustres (faciès de calcrètes exclus) avec des porosités moyennes respectives de 12,3% et de 12,4% (Figure 7-1). Néanmoins, les faciès palustres présentent une plus grande hétérogénéité de porosité que les faciès lacustres en comprenant notamment les maximum (40,5 %) et minimum (2,2 %) de porosité. Les faciès les moins poreux sont les faciès palustres de *nodular calcretes* (faciès F5b) et de *in-situ brecciated limestones* (faciès F5f) avec des moyennes de 6,6 % et 8,8 % respectivement (Figure 7-1). D'un autre côté, les faciès présentant les plus hautes moyennes et valeurs de porosité sont les faciès palustres *peloidal grainstones* (faciès F5e) et *wackestones with root traces* (faciès F5h) avec 16,1 % et 20,8 % respectivement. Des valeurs similaires de porosité se retrouvent pour les faciès lacustres des *shell rich floatstone* (faciès F6d) avec une moyenne de 17,0%. Les autres faciès lacustres ; cad les *polygenic breccia* (faciès F6a), les *wackestones with lithoclasts* (faciès F6b), et les *microbial crusts* (faciès F6f) ; ont des porosités moyennes centrées vers 12 % (Figure 7-1).

Cette porosité est composée de sept types de pores. Ils montrent chacun une intensité relative variable (rare à fréquent) :

- (1) de la microporosité (< 10 µm) présente dans la micrite de la matrice ou des intraclastes (fréquent ; Figure 7-2A et B),
- (2) de la porosité interparticulaire dispersée allant de 50 µm à plus de 100 µm essentiellement dans les *peloidal grainstones* (F5e) (commun ; Figure 7-2B),
- (3) de la porosité intraparticulaire présente dans les coquilles des gastéropodes, dans les peloïdes ou les intraclastes (rare ; Figure 7-2C et D),
- (4) de la macroporosité moldique (>20µm), dont l'origine est la dissolution de coquilles de gastéropodes ou la décomposition des racines (commun ; Figure 7-2E et F),
- (5) des pores vacuolaires larges de centaines de micromètres au millimètre (commun ; Figure 7-2G et Figure 7-3A),
- (6) de la porosité de fabrique provenant du développement de croûtes microbiennes (commun ; Figure 7-3B) ou de systèmes racinaires (fréquent ; Figure 7-3C et D),
- (7) de pores vacuolaires de type *cavern/channel*, de tailles millimétriques à décimétriques (commun ; Figure 7-3E et F).

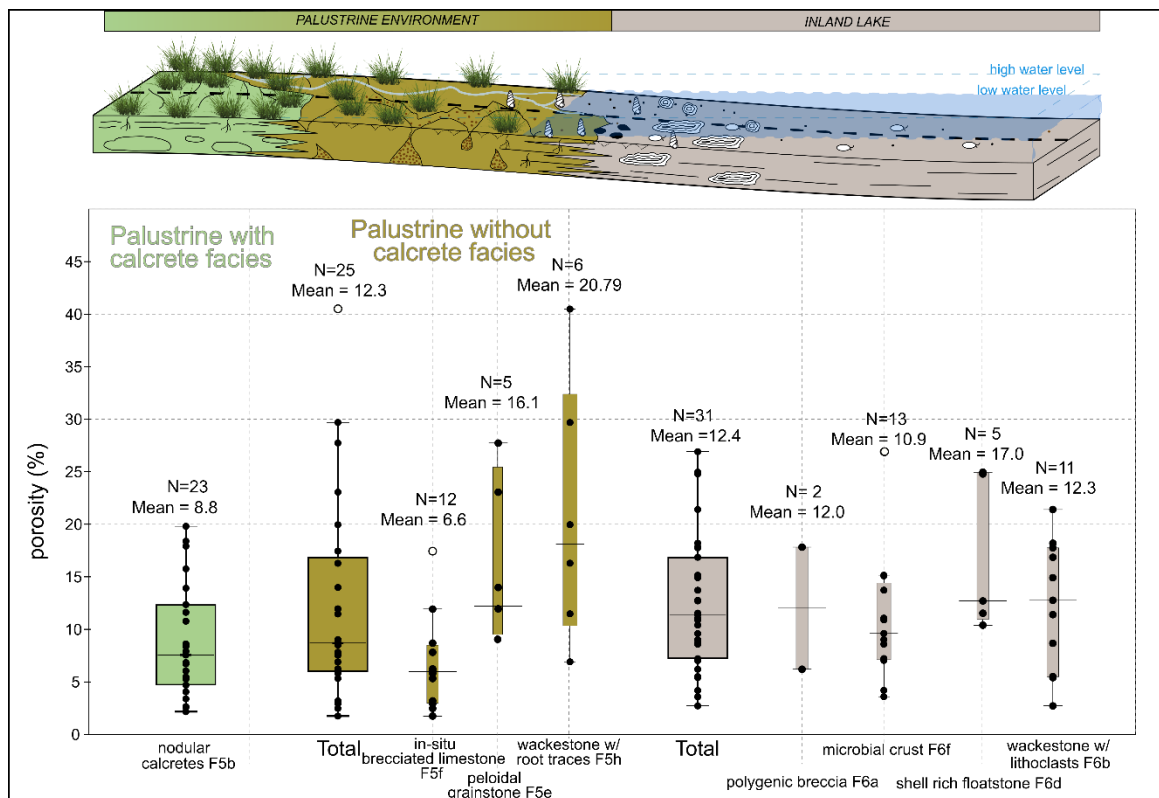


Figure 7-1. Boîtes à moustaches de la porosité mesurée sur les carottes en fonction des environnements et des faciès.

Ces types de pores ne sont pas spécifiques à un faciès ou à un environnement de dépôt, à l'exception de la porosité de fabrique d'origine microbienne, qui est uniquement retrouvée dans les *microbial crusts* (faciès F6f).

Au sein d'un même échantillon ou d'une même carotte, plusieurs types de pores peuvent être présents. Au total, six assemblages de types de pores A sont dissociables. Le premier (A-1) ne présente que de la microporosité (< 10 µm), aussi bien matricielle que intraclastique (Figure 7-4A et B). Le deuxième assemblage A-2 correspond exclusivement à une porosité de fabrique d'origine microbienne (Figure 7-4C). L'assemblage A-3 comprend de la microporosité matricielle, des pores interparticulaires, et moldiques issus de la dissolution de gastéropodes de tailles variées (A-3a). Des moules de racines peuvent également être présents (A-3b ; Figure 7-4D). Ensuite, l'assemblage A-4 est composé d'une forte microporosité, ainsi que d'une porosité intraparticulaire, vacuolaire (taille millimétrique), moldique (racine), et de fabriques d'origine racinaire peu développés (Figure 7-5A). L'assemblage A-5 reprend les caractéristiques de l'assemblage A-4, mais possède en plus une porosité de fabrique plus développée et quelques pores vacuolaires de type *cavern/channel* (Figure 7-5B). Finalement, le dernier assemblage A-6 comprend principalement des pores vacuolaires de type *cavern/channel* (Figure 7-5C).

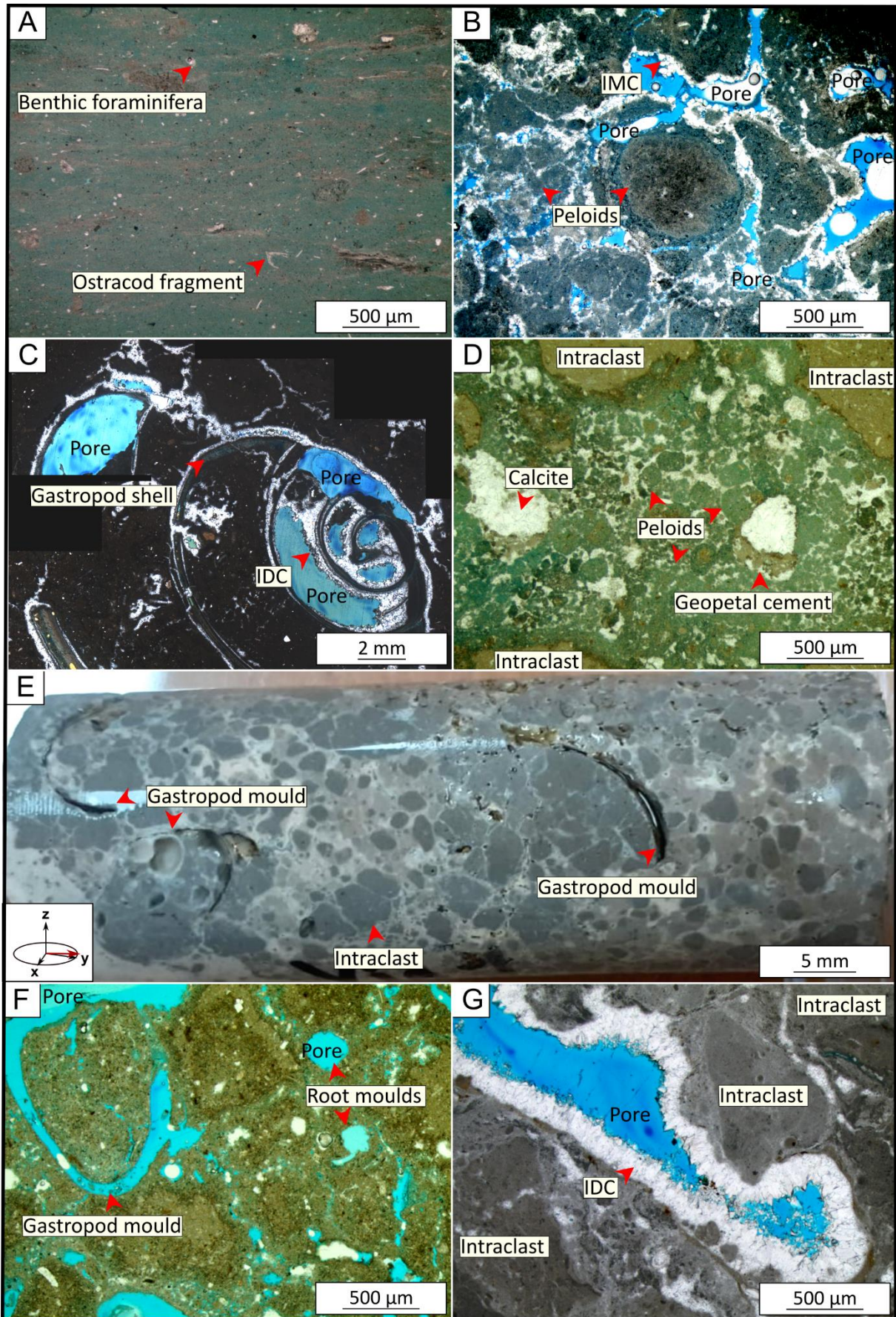


Figure 7-2. Illustration des types de pores identifiés dans les carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris. La porosité est colorée en bleu. A) Matrice micritique microporeuse observée au microscope optique ; euryhaline foraminifera wackestone faciès F3b, échantillon M30, forage de Maisse ; Marnes à *Pholadomya ludensis*, Priabonien. B) Porosité interparticulaire présente entre les pelloïdes souvent microporeux observée au microscope optique. Notons qu'un ciment isopaque de calcite microcristalline (IMC) fait le contour des pores ; calcrite faciès ; faciès F5b ; échantillon M75, forage de Maisse ; Calcaire de Brie, Rupélien. C) Porosité intraparticulaire présente à l'intérieur d'un gastéropode observée au microscope optique. Un ciment de calcite isopaque en dent-de-chien est également présent (IDC) ; shell-rich floatstone, faciès F6d ; échantillon V7, forage de Villamblain ; Calcaire de Beauce, Aquitanien. D) Porosité intraparticulaire présente au sein des pelloïdes observée au microscope optique ; in-situ brecciated limestone, faciès F5f ; échantillon Via10, carrière de Viabon ; Calcaire de Beauce, Aquitanien. E) Porosité moldique issue de la dissolution de coquilles de gastéropodes identifiée à l'échelle de la carotte, le sommet de la carotte est représenté par l'orientation de la flèche rouge ; in-situ brecciated limestone, faciès F5f ; échantillon Via1, carrière de Viabon ; Calcaire de Beauce, Aquitanien. F) Porosités moldiques issues de la dissolution de coquilles de gastéropodes ou de la dégradation de tubules de racines observées au microscope optique ; shell-rich floatstone, faciès F6d ; échantillon Via9, carrière de Viabon ; Calcaire de Beauce, Aquitanien. G) Porosité vacuolaire millimétrique observée au microscope optique. Un ciment de calcite isopaque en dent-de-chien fait le pourtour du pore (IDC) ; in-situ brecciated limestone, faciès F5b ; échantillon Rea23, carrière des Grands Réages ; Calcaire de Beauce, Aquitanien.

Ces assemblages de types de pores ont deux origines : les assemblages A-1, A-2 et A-5 sont hérités du milieu de dépôt ; A-2 est par exemple exclusif aux faciès de *microbial crusts* (F6f) tandis que le A-5 est majoritairement présent dans les faciès palustres (FA5). D'un autre côté, les assemblages A-3, A-4 et A-6 sont le résultat de processus diagénétiques et sont présents dans les faciès lacustres et palustres : la dissolution des coquilles de gastéropodes et la dégradation des racines forment les pores moldiques des assemblages A-3 et A-4. La dissolution est également à l'origine des pores vacuolaires omniprésents dans A-6. Notons que l'assemblage A-6 est plus fréquemment rencontré dans les faciès palustres que lacustres.

## 2.2 Perméabilité

### 2.2.1 Perméabilités mesurées au perméamètre à gaz

La majorité des carottes (70%) ont des perméabilités faibles, inférieures à 1 mD (Figure 7-6). Les faciès avec des perméabilités supérieures à 1 mD sont les faciès poreux définis précédemment avec les *peloidal grainstones* (faciès F5e), les *wackestones with root traces* (faciès F5h), les *shell-rich floatstones* (faciès F6d) et les *wackestones with lithoclasts* (F6b). Dans de rares cas, les faciès de *nodular calcrites* (faciès F5b) et de *in-situ brecciated limestones* (faciès F5f) peuvent



avoir des perméabilités supérieures à 1 mD (Figure 7-6). Finalement, les faciès lacustres des *polygenic breccia* (faciès F6a) et des *microbial crusts* ont des perméabilités entre 0,01 et 1 mD.

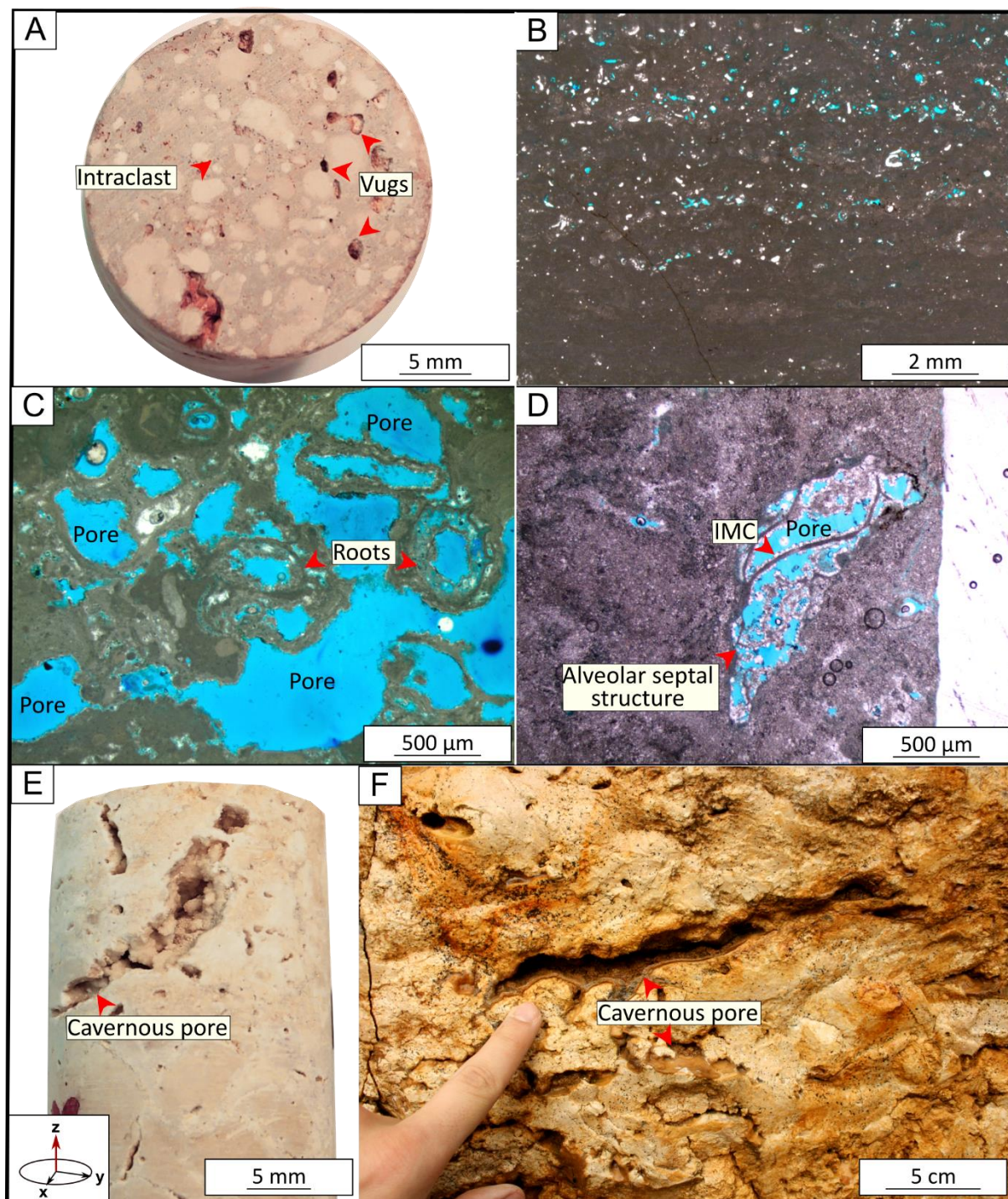


Figure 7-3. Illustration des types de pores identifiés dans les carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris (suite). A) Vue d'une face d'une carotte présentant des pores millimétriques vacuolaires ; wackestone with lithoclasts, faciès F6b ; échantillon Via3, carrière de Viabon ; Calcaire de Beauce, Aquitainien. B) Porosité de fabrique d'origine microbienne observée sur lame mince au microscope

optique. La porosité est concentrée dans des lamines horizontales ; microbial crusts, faciès F6f ; échantillon V3, forage de Villamblain ; Calcaire de Beauce, Aquitaniens. C) Porosité de fabrication issue de la dégradation de racines observée au microscope optique. La structure des racines est parfois partiellement conservée (flèches rouges) ; nodular calcrete, faciès F5b ; échantillon Rea1, carrière des Grands Réages ; Calcaire de Beauce, Aquitaniens. D) Porosité de fabrication issue de la présence d'une alveolar septal structure observée au microscope optique, notons qu'un fin ciment de calcite microcristalline isopaque (IMC) est présent autour des pores ; wackestones with root traces, faciès F5h ; échantillon Cou11, carrière du Coudray ; Calcaire du Gâtinais, Rupéliens. E) Carotte présentant un pore large de quelques centimètres (porosité caverneuse), le sommet de la carotte est représenté par l'orientation de la flèche rouge ; in-situ brecciated limestone, faciès F5f ; échantillon M66, forage de Maise ; Calcaire de Brie, Rupéliens. F) Observation d'un pore caverneux décimétrique sur le terrain ; nodular calcrete, faciès F5b ; carrière de Berchère-les-Pierres ; Calcaire de Beauce, Aquitaniens.

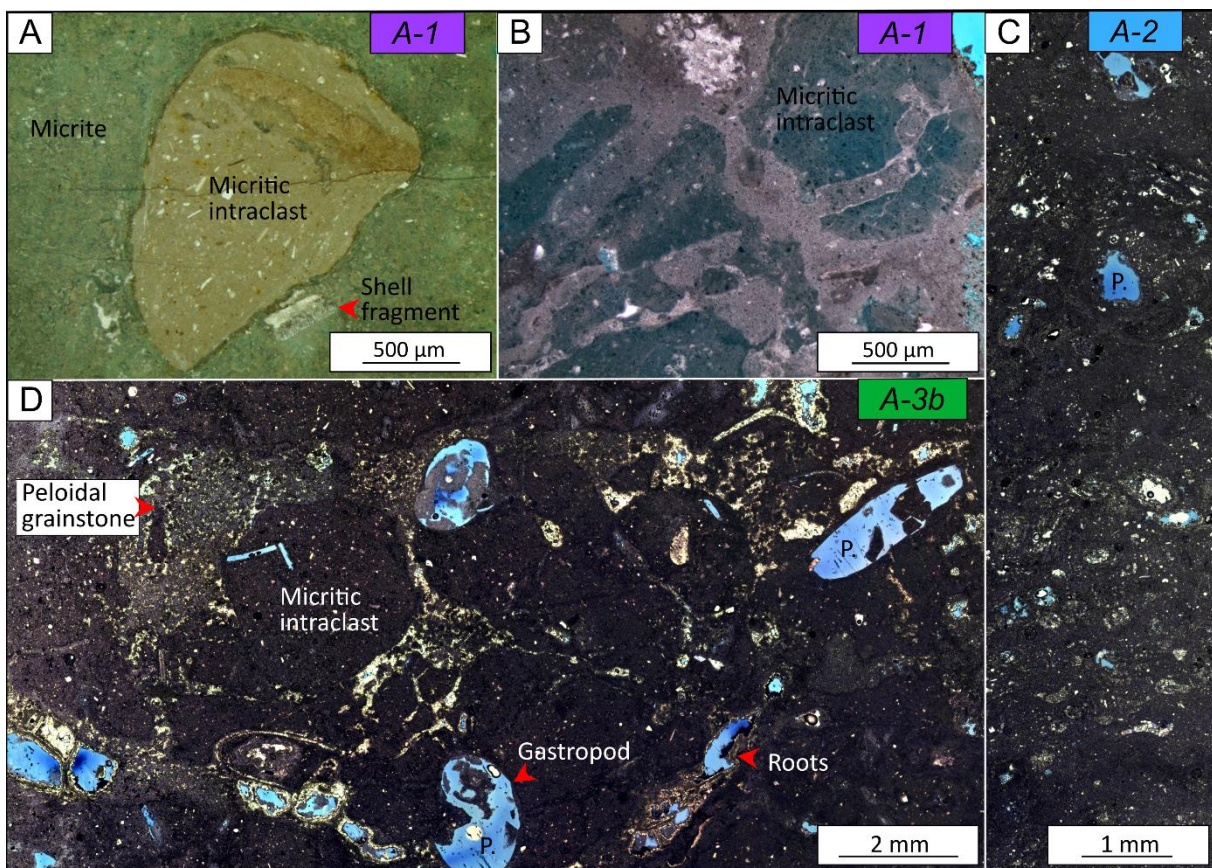


Figure 7-4. Illustration des assemblages de types de pores dans les carbonates continentaux du bassin de Paris. A) Microporosité présente dans la matrice carbonatée, assemblage poreux A-1 ; wackestone with lithoclasts, faciès F6b ; échantillon Via6, carrière de Viabon ; Calcaire de Beauce, Aquitaniens. B) Microporosité présente dans les intraclastes carbonatés, assemblage poreux A-1 ; nodular calcrete, faciès F5b ; échantillon Nau2, carrière de Saint-Loup de Naud ; Calcaire de Champigny, Priaboniens. C) Porosité de fabrication d'origine microbienne, assemblage poreux A-2 ; microbial crust, faciès F6f ; échantillon Vil2, carrière Villeneuve-sur-Conie ; Calcaire de Beauce, Aquitaniens. D) Porosité moldique faisant suite à la dissolution de coquilles de gastéropodes et de racines et porosité de fabrication d'origine racinaire, assemblage poreux A-3 ; in-situ brecciated limestone, faciès F5f ; échantillon Via1, carrière de Viabon ; Calcaire de Beauce, Aquitaniens.

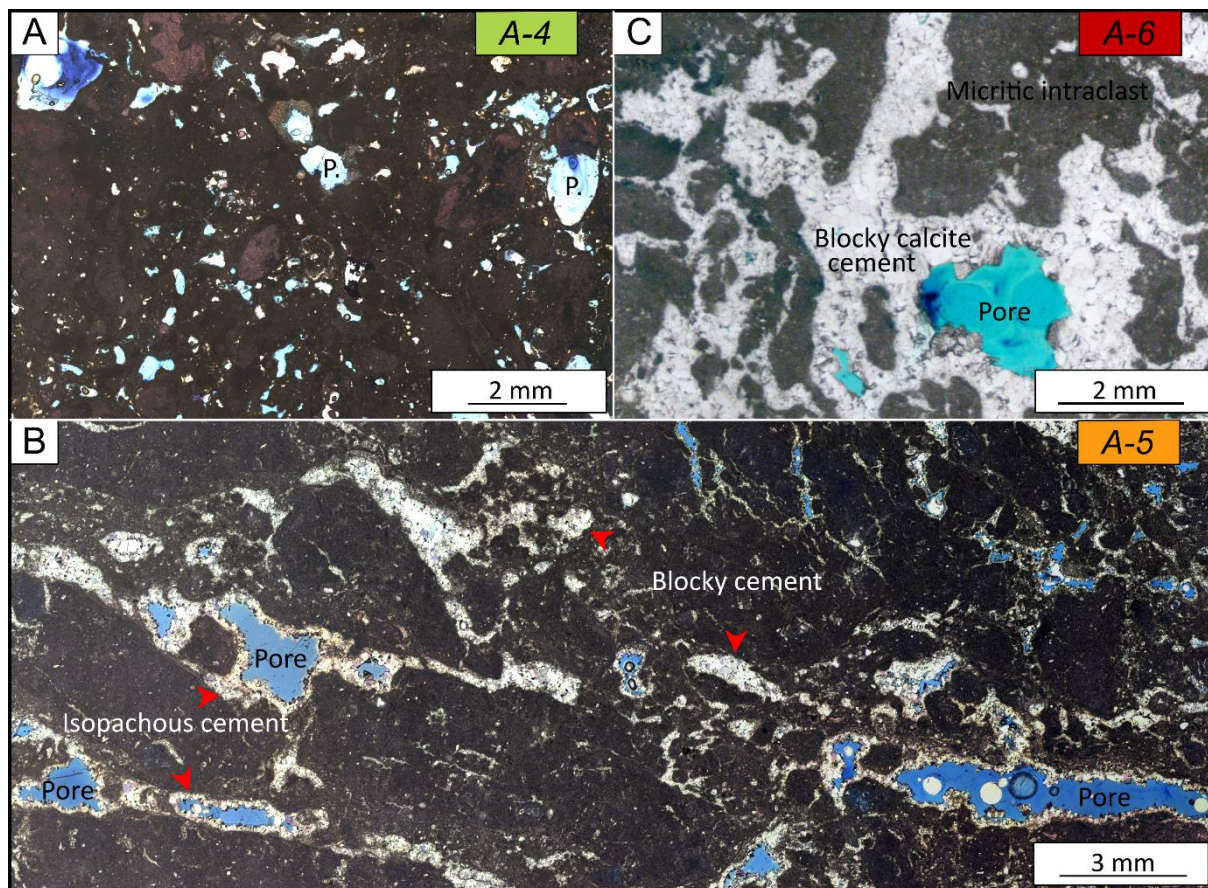


Figure 7-5. Illustration des assemblages poreux dans les carbonates continentaux du bassin de Paris. A) Porosité moldique donnant suite à la dégradation de racines associée à de la microporosité dans la matrice carbonatée (micrite foncée), assemblage poreux A-4 ; wackestone with lithoclasts, faciès F6b ; échantillon Via3, carrière de Viabon ; Calcaire de Beauce, Aquitanien. B) Porosité de fabrique d'origine racinaire, assemblage poreux A-5 ; nodular calcrete, faciès F5b ; échantillon M39, forage de Maisse ; Calcaire de Champigny, Priabonien. C) Porosité vacuolaire présente dans l'espace intergranulaire, assemblage poreux A-6 ; nodular calcrete, faciès F5b ; échantillon Cha7, carrière de Chalautre ; Calcaire de Champigny, Priabonien.

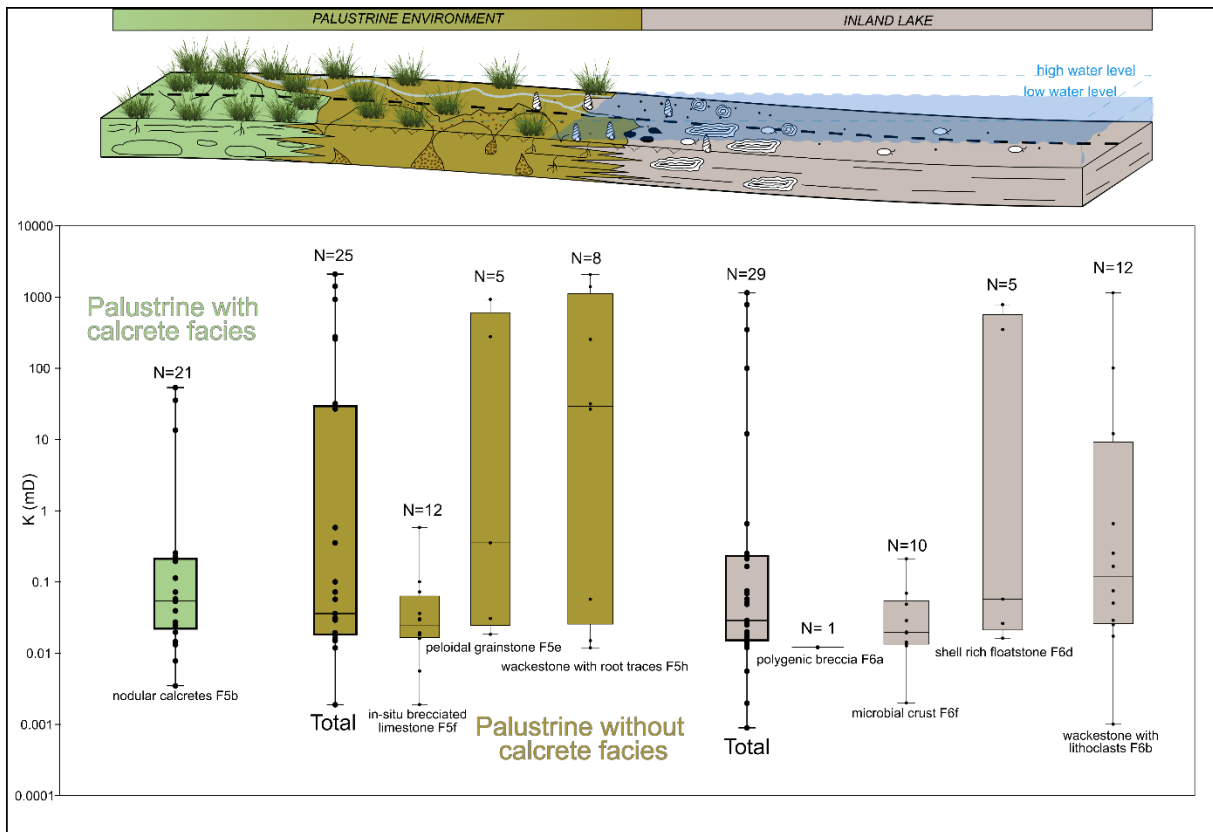


Figure 7-6. Boîtes à moustaches de la perméabilité mesurée au Poroperm sur les carottes en fonction des environnements et des faciès.

### 2.2.2 Perméabilités mesurées au perméamètre TinyPerm3

Les mesures de perméabilité au TinyPerm3 sont très hétérogènes et varient de  $10^{-3}$  mD à  $10^5$  mD. Les moyennes des faces de chaque carotte varient également beaucoup entre  $10^{-3}$  mD et  $10^4$  mD, tandis que les moyennes de la carotte (moyenne de Reuss des faces de la carotte) sont comprises entre  $10^{-3}$  mD et  $10^3$  mD. Cette grande variabilité des valeurs de perméabilité ne se retrouve pas sur toutes les carottes. En effet, certaines carottes sont relativement homogènes, comme Mc29 (en gris, Figure 7-7). À l'inverse, d'autres carottes sont très hétérogènes ; les mesures faites sur une même face peuvent varier de 3-4 ordres de grandeur (exemple de Nau3v et de sa face représentée avec des triangles verts, Figure 7-7) et donner des valeurs de perméabilité moyenne pour chaque face de la carotte significativement différentes (Figure 7-7). Hormis les faciès de *microbial crusts* qui sont globalement homogènes, tous les faciès peuvent présenter des mesures hétérogènes au TinyPerm3.

### 2.2.3 Mesures du Poroperm comparées aux mesures du TinyPerm3

Pour rappel, le Poroperm permet de mesurer la perméabilité globale d'une carotte tandis que le TinyPerm3 permet de mesurer plusieurs perméabilités locales sur une carotte et d'en faire une moyenne. Les perméabilités obtenues sur les carottes au Poroperm et au TinyPerm3 varient fortement sur six ordres de grandeurs, allant de  $10^{-3}$  mD à  $10^3$  mD (= 1 Darcy). Plusieurs ordres de grandeurs peuvent séparer les valeurs moyennes du TinyPerm3 de celles du Poroperm pour une même carotte, aussi bien pour les faibles valeurs de perméabilités ( $< 1$  mD) que pour les plus fortes ( $> 1$  mD) (Figure 7-8). Le faciès ne semble pas avoir d'importance. Une tendance linéaire semble relier les deux mesures de perméabilité, néanmoins les valeurs du Poroperm ne sont pas retrouvées en ne se référant qu'aux valeurs moyennes, maximales ou minimales du TinyPerm3. Les données du Poroperm représentant une mesure effective moyennée à toute la carotte, et ces carbonates étant fortement hétérogènes, ce seront ces perméabilités issues du Poroperm qui seront utilisées et discutées par la suite.

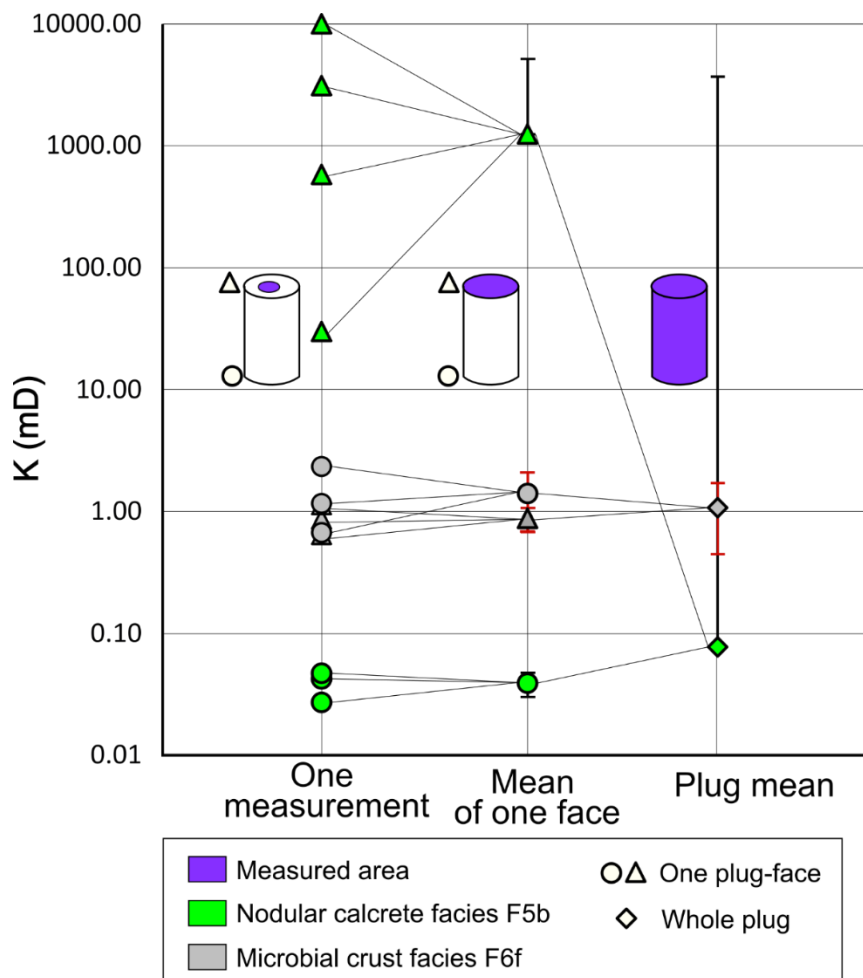


Figure 7-7. Exemples de la variabilité des mesures de perméabilité obtenues au TinyPerm3 sur deux carottes : Nau3v avec un faciès de calcrète (en vert) et Mc29h avec un faciès de croûte microbienne (gris).

Les mesures réalisées sur les différentes faces de la carotte sont représentées avec les symboles de cercle et de triangle. Les moyennes arithmétiques de la perméabilité d'une face sont calculées grâce aux valeurs de perméabilité de chaque face. L'écart-type est alors représenté. S'il est manquant, cela indique que l'écart-type est trop important pour être affiché sur un diagramme logarithmique. Finalement, la perméabilité générale de la carotte est calculée grâce à une moyenne de Reuss en utilisant les moyennes des deux faces de la carotte. De même, l'écart-type est donné.

### 2.2.4 Porosité versus perméabilité

Globalement, la perméabilité augmente avec la porosité, mais comme souvent dans les roches carbonatées, la relation entre porosité et perméabilité est fortement différente d'une corrélation simple (Figure 7-9). Les faciès et environnements de dépôts ne permettent également pas d'établir de corrélations spécifiques entre la porosité et la perméabilité. Deux groupes d'échantillons sont identifiables. Le premier présente des perméabilités inférieures à 1 mD pour une gamme de porosité allant de 2 à 20% tandis que le second groupe possède des valeurs de perméabilités supérieures à 10 mD pour des porosités de 10 à 30 % (Figure 7-9).

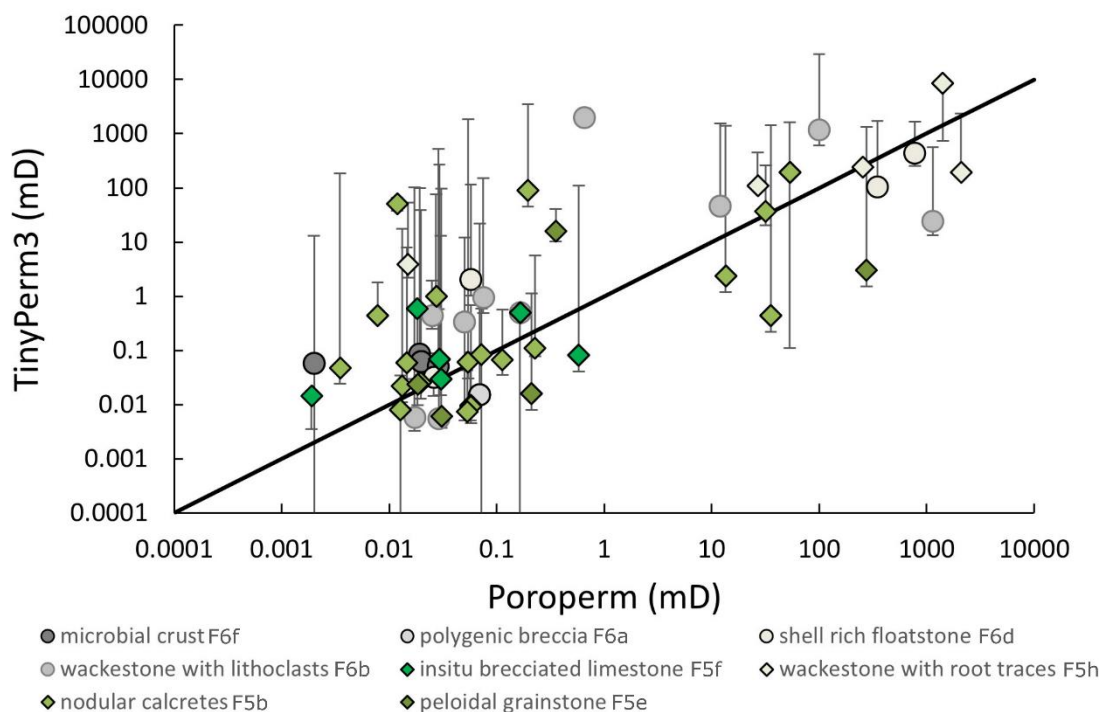


Figure 7-8. Diagramme comparant les données de perméabilité obtenues au Poroperm et au TinyPerm3 pour chaque carotte en fonction des faciès. Les barres d'erreurs correspondent aux valeurs maximales et minimales mesurées au TinyPerm3. La droite noire représente une droite 1 :1.

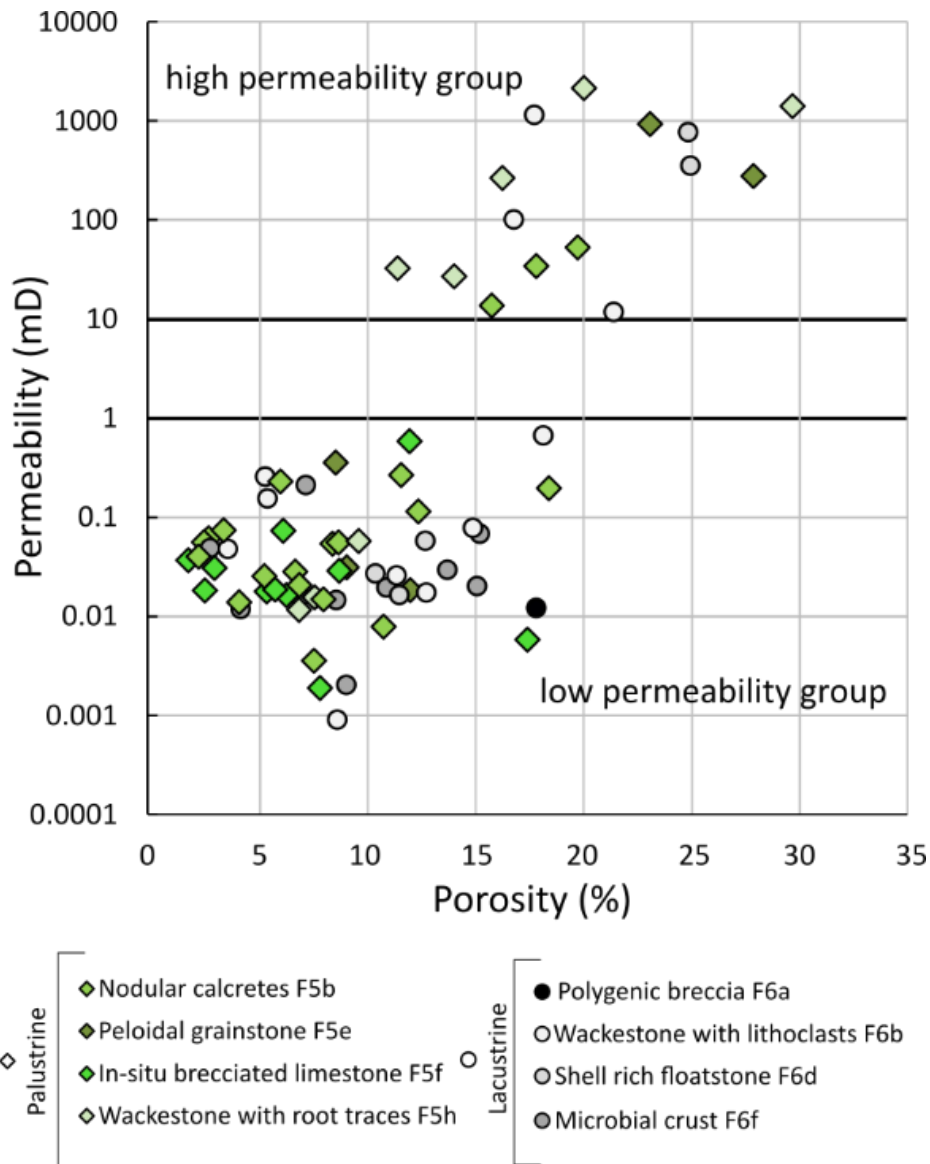


Figure 7-9. Diagramme perméabilité K-porosité  $\Phi$  en fonction des faciès. Chaque point représente les mesures K- $\Phi$  obtenues sur une carotte.

### 2.3 Vitesses acoustiques

La vitesse des ondes P fluctue entre 4,2 et 6,5 km/s, tandis que les ondes S vont de 2,1 à 4,5 km/s (Figure 7-10). Les vitesses d'ondes sont globalement plus rapides dans les faciès palustres que dans les faciès lacustres. Une forte hétérogénéité de vitesse est également observable au sein d'un même faciès. Les vitesses des ondes P sont plus rapides lorsque les carottes sont saturées en eau, tandis qu'elles sont similaires, voire légèrement plus lentes pour les ondes S (Figure 7-11). Quelques données de vitesse des ondes S sont aberrantes avec des valeurs supérieures à 4 km/s et proviennent sûrement d'une erreur sur le pointage de l'arrivée de l'onde sur les oscilloscopes.

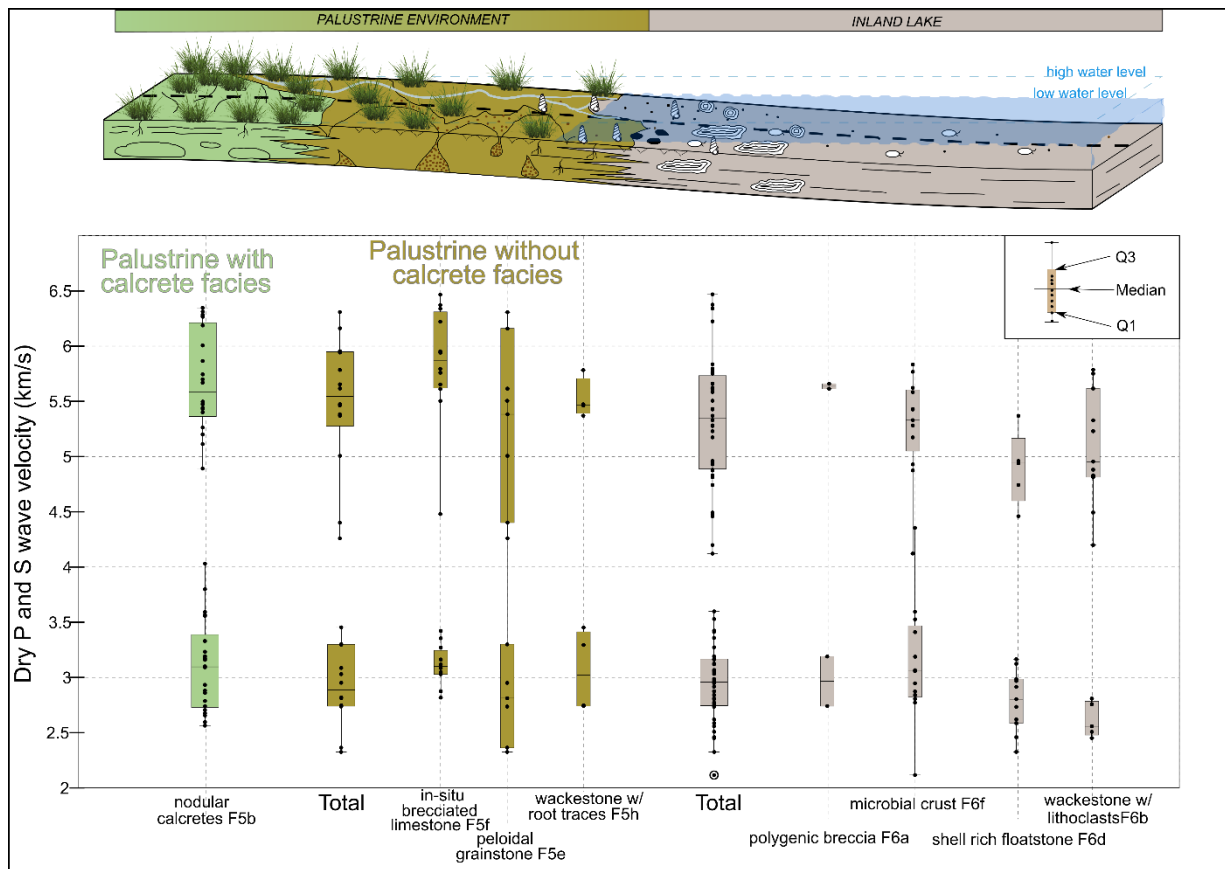


Figure 7-10. Boîtes à moustaches de la vitesse des ondes P et S mesurées sur les carottes sèches en fonction des environnements et des faciès.

Les vitesses acoustiques sont inversement proportionnelles à la porosité (Figure 7-12). Les faciès palustres présentent généralement des vitesses acoustiques plus rapides que les faciès lacustres pour une porosité donnée (Figure 7-12). Une partie des données suit le modèle prédictif de Raymer-Hunt-Gardner (Raymer et al., 1980) tandis que la majorité présente des vitesses acoustiques plus élevées. Quelques carottes ayant une porosité comprise entre 2 % et 7 % ont des vitesses acoustiques comprises entre 5,3 et 5,5 km/s pour les ondes P et entre 3,5 et 4 km/s pour les ondes S. Ces vitesses sont inférieures aux équations de Raymer-Hunt-Gardner pour les ondes P (Figure 7-12).



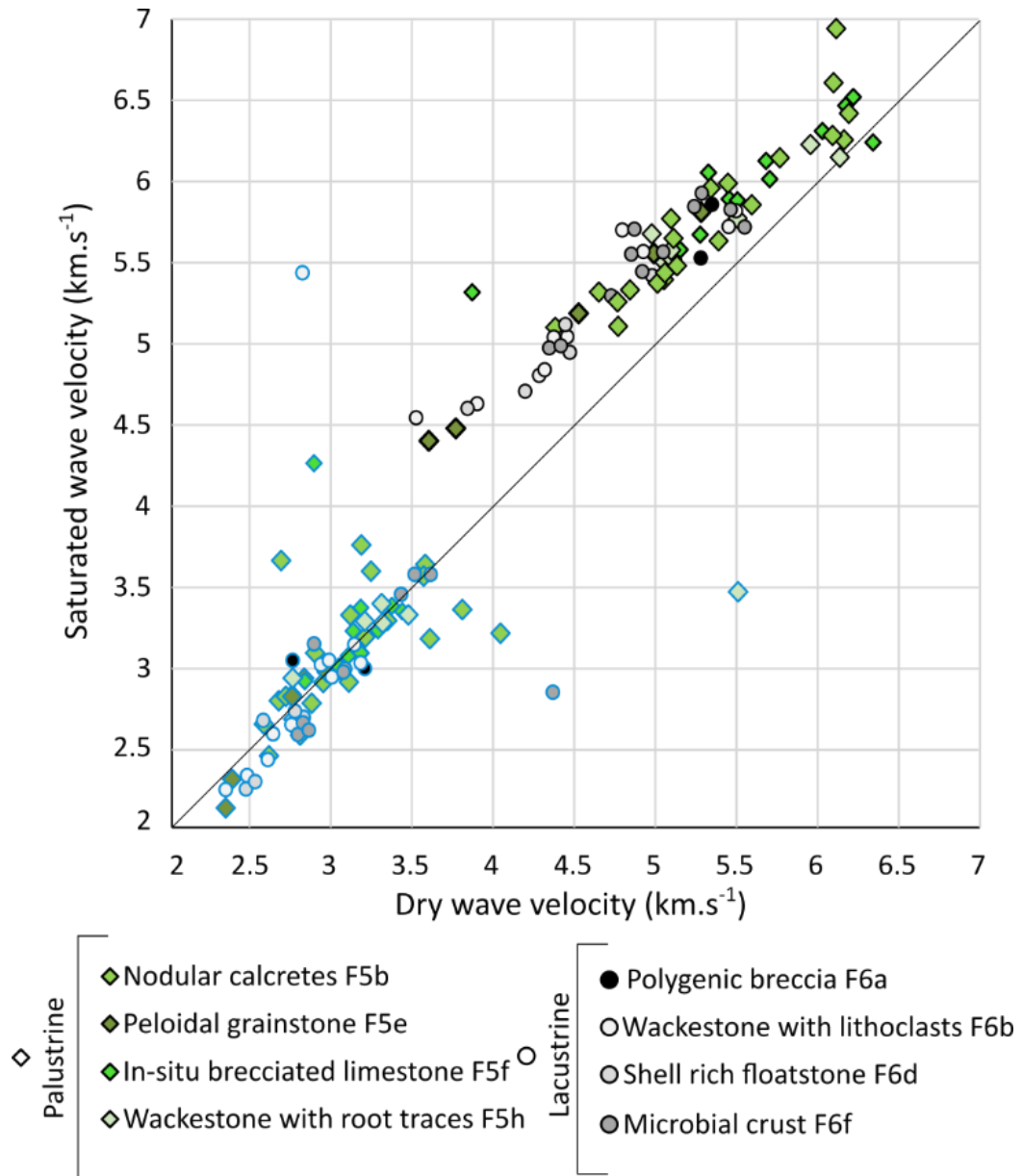


Figure 7-11. Diagramme comparant les vitesses des ondes P (bordures noires) et S (bordures bleues) en sec et en saturé pour chaque carotte. La droite noire est une droite 1 :1.

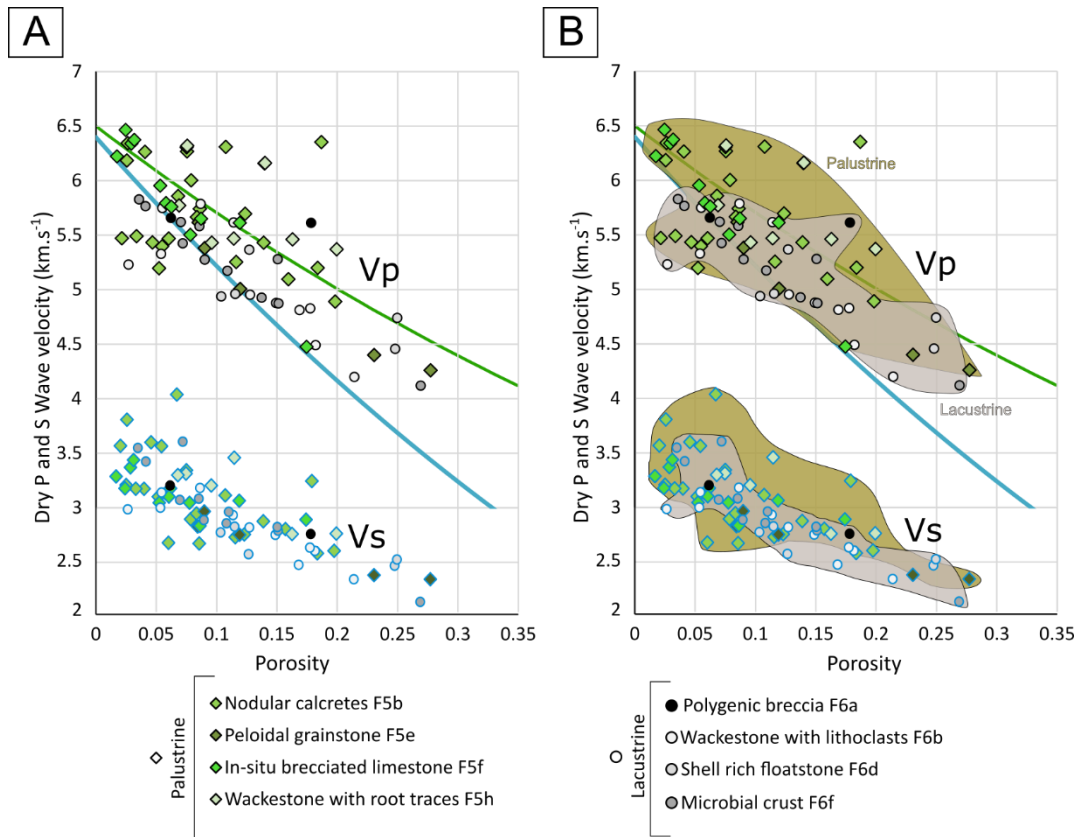


Figure 7-12. Diagrammes Vp-Vs sec- $\Phi$  en fonction (A) des faciès et (B) des environnements de dépôts. Les données Vp sont entourées en noir, les Vs en violet. La ligne bleue correspond au modèle de Raymer-Hunt-Gardner (Raymer et al., 1980) tandis que la courbe verte : tendance des carbonates de cette étude.

## 2.4 Isotropie et anisotropie des carbonates continentaux

À l'échelle de l'échantillon, une anisotropie dans les valeurs de porosité et de perméabilité mesurées sur un même échantillon perpendiculairement et parallèlement à la stratification peut être observée (Figure 7-13A et B). Une légère tendance semble se dessiner avec des valeurs de porosités plus élevées quand la mesure a été effectuée perpendiculairement à la stratification (Figure 7-13A). Cette tendance ne semble cependant pas se retrouver sur la perméabilité (Figure 7-13B). Les vitesses acoustiques, quant-à-elles, ne présentent pas d'anisotropie aux échelles considérées. De la même manière, aucune tendance d'anisotropie ne se dessine entre les relations  $k-\Phi$  et  $V_p-\Phi$  (Figure 7-14).

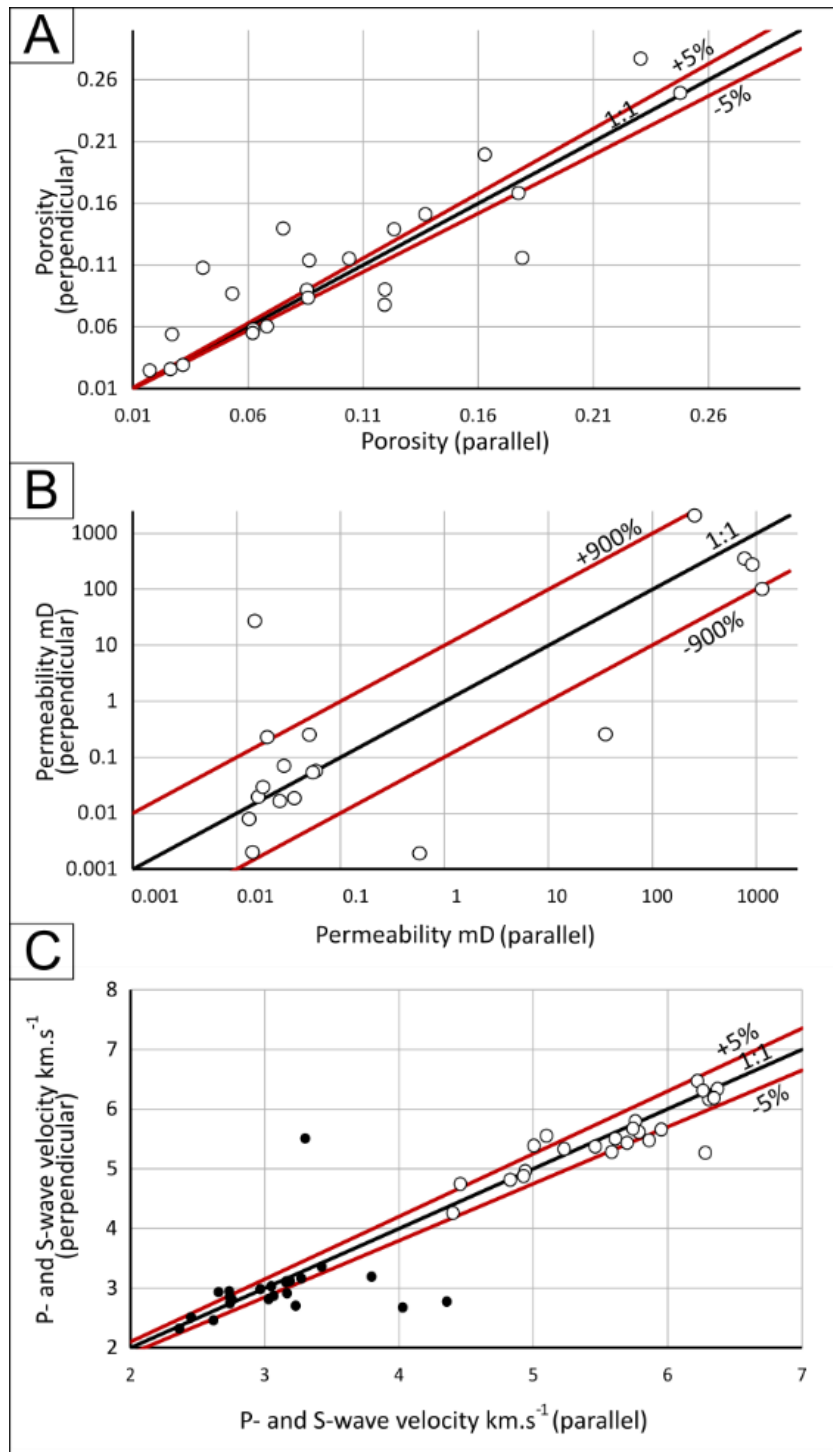


Figure 7-13. Diagramme comparant les valeurs de porosité (A), de perméabilité (Poroperm, B) et de vitesses acoustiques (C) des carottes parallèles au sens de stratification par rapport à celles des carottes perpendiculaires au sens de stratification faites sur un même échantillon. Les ondes P sont représentées par les points blancs, les ondes S par les points noirs. Une valeur arbitraire de 5 % a été choisie pour regarder si les mesures sont significativement différentes l'une de l'autre ou non.

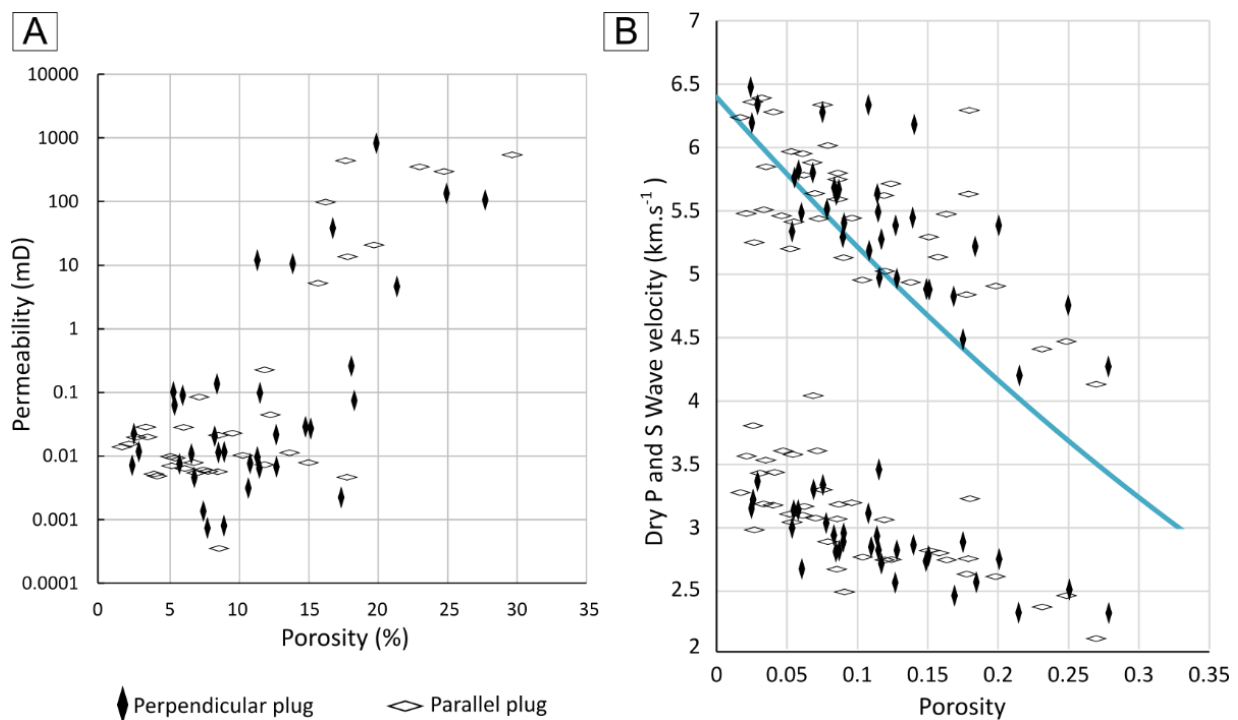


Figure 7-14. Diagramme  $K-\Phi$  (A) et  $V_p-V_s \text{ sec}-\Phi$  (B) en fonction de l'orientation des carottes. Courbe bleue : équation de Raymer-Hunt-Gardner.

À plus petite échelle, à l'échelle de la carotte (quelques cm<sup>3</sup>), l'anisotropie s'observe sur les données de perméabilité obtenues sur chaque face d'une carotte au TinyPerm3 (Figure 7-15). Des perméabilités différentes de plusieurs ordres de grandeur ont alors été mesurées. Une tendance générale se dessine avec les carottes perpendiculaires à la stratification, où les faces « toit » (*top*) présentent des perméabilités plus élevées que les faces « mur » (*bottom*). Cette tendance ne se retrouve pas sur les carottes parallèles à la stratification.

## 2.5 Caractéristiques pétrophysiques des assemblages poreux

Les différents assemblages poreux A présentent chacun des valeurs de porosité, de perméabilité et de vitesses acoustiques variables (Tableau 7-1). Néanmoins, quelques tendances sont identifiables :

- Les faciès à fort développement de microporosité (A-1) possède les perméabilités les plus élevées des échantillons les moins poreux ( $\approx 5\%$ ) (Figure 7-16 ; Figure 7-17B). Les vitesses acoustiques de cet assemblage suivent le modèle de Raymer-Hunt-Gardner (Figure 7-18B).
- Les faciès à forte porosité de fabrique d'origine microbienne (A-2) présente des valeurs de perméabilité faibles inférieures à 0,07 mD (Figure 7-16 ; Figure 7-17B) et des vitesses acoustiques relativement bien décrites par le modèle Raymer-Hunt-Gardner (Figure 7-18B).

- Les faciès poreux à pores moldiques dominants associé à des pores vacuolaires (A-3a) sont globalement moins poreux que les faciès ayant l'assemblage A-3b (A-3a + pores de fabrique racinaire), mais les deux assemblages sont peu perméables (Tableau 7-1, Figure 7-16 ; Figure 7-17C). La majorité des vitesses acoustiques suivent le modèle Raymer-Hunt-Gardner. Les valeurs sont néanmoins légèrement supérieures au modèle (Figure 7-18C).
- Les faciès à porosité de fabriques d'origine racinaire et de la microporosité (A-4) possède des propriétés pétrophysiques similaires aux faciès avec l'assemblage A-3 (Figure 7-16 ; Figure 7-17D).
- Les faciès à porosité de fabriques d'origine racinaire ainsi que des pores vacuolaires (A-5) et les faciès à majorité de pores vacuolaires caverneux plus ou moins connectés (A-6) présentent des valeurs de perméabilité parfois élevées dépassant les 20 mD, voire le Darcy pour ceux qui sont les plus connectés, ainsi que des vitesses acoustiques bien supérieures au modèle Raymer-Hunt-Gardner (Figure 7-16 ; Figure 7-17E-F et Figure 7-18E-F).

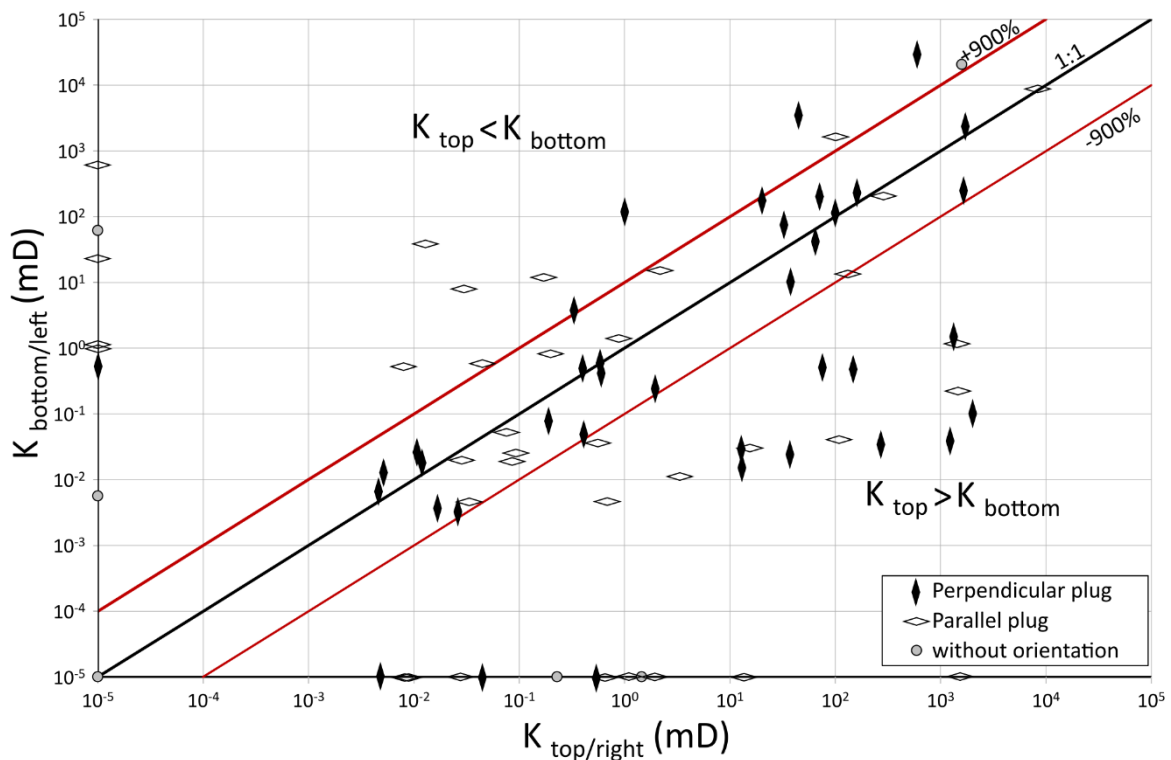


Figure 7-15. Diagramme comparant les valeurs de perméabilité des faces « toits » ( $K_{top}$ ) et « murs » ( $K_{bottom}$ ) obtenues au TinyPerm3 sur une même carotte perpendiculaire à la stratification et des faces droites ( $K_{right}$ ) et gauches ( $K_{left}$ ) sur une même carotte parallèle à la stratification. Les faces droites et gauches ont été choisies arbitrairement et n'ont aucune signification géologique.

Pores type Assembly A	Porosity (%)			Permeability (mD)			Vp (km/s)			Vs (km/s)		
	min	moy	max	min	moy	max	min	mo y	ma x	min	mo y	ma x
A-1- microporosity + intraparticulaire	2.57	4.21	6.12	0.06	0.09	0.17	5.75	6.06	6.35	3.09	3.3	3.80
A-2- microbial framework	3.57	8.74	15.14	0.01	0.03	0.07	4.87	5.35	5.84	2.77	3.30	4.36
A-3- microporosity + interparticulaire + moldic (a) + root framework (b)	1.74	6.63	11.53	0.01	3.99	31.80	4.94	5.75	6.47	2.76	3.16	3.45
	9.02	14.06	17.82	0.01	0.02	0.03	4.48	5.18	5.61	2.74	2.83	2.95
A-4- microporosity + intragranular + root framework	8.67	13.19	21.40	0.03	3.04	12.01	4.20	5.18	5.79	2.33	2.87	3.19
A-5- microporosity + root framework + cavernous	4.05	10.44	19.95	0.00	182.11	2083.4	5.20	5.71	6.31	2.71	3.19	5.51
A-6- cavernous + other pores	2.92	15.11	27.73	0.03	148.44	919.77	4.26	5.31	6.34	2.33	2.79	3.60

Tableau 7-1. Synthèse des données de porosité, de perméabilité au Poroperm et des vitesses acoustiques en milieu sec mesurées sur des carottes pour chaque assemblage poreux A.

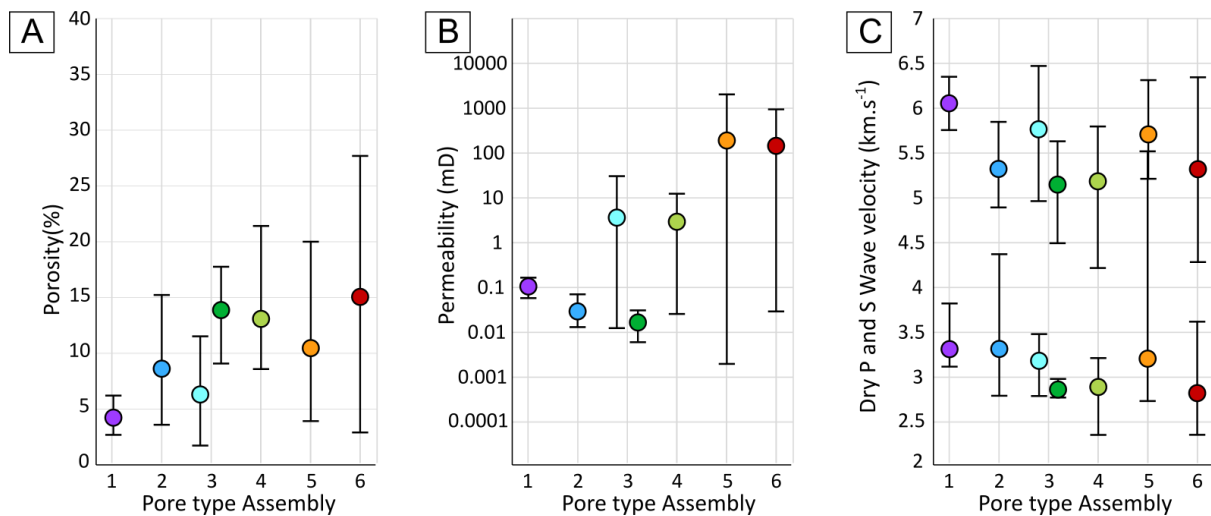


Figure 7-16. Graphiques présentant les porosités (A), perméabilités (B) et vitesses acoustiques (C) pour chaque assemblage poreux A ; les extrémités des lignes indiquent les valeurs minimale et maximale mesurées sur les carottes.

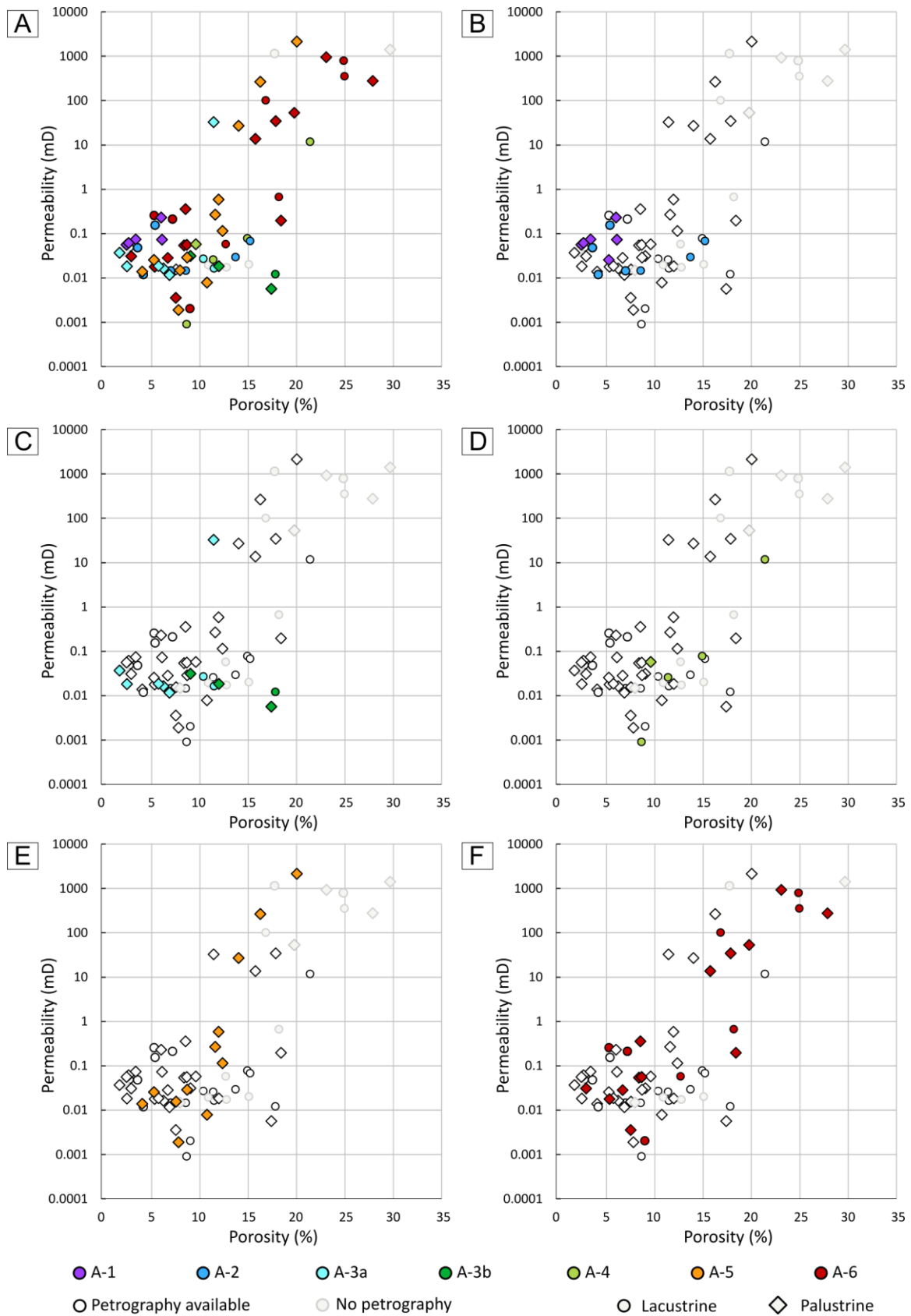


Figure 7-17. Diagrammes  $K-\phi$  en fonction des assemblages poreux A. Chaque point représente les mesures  $K-\phi$  obtenues sur une carotte.

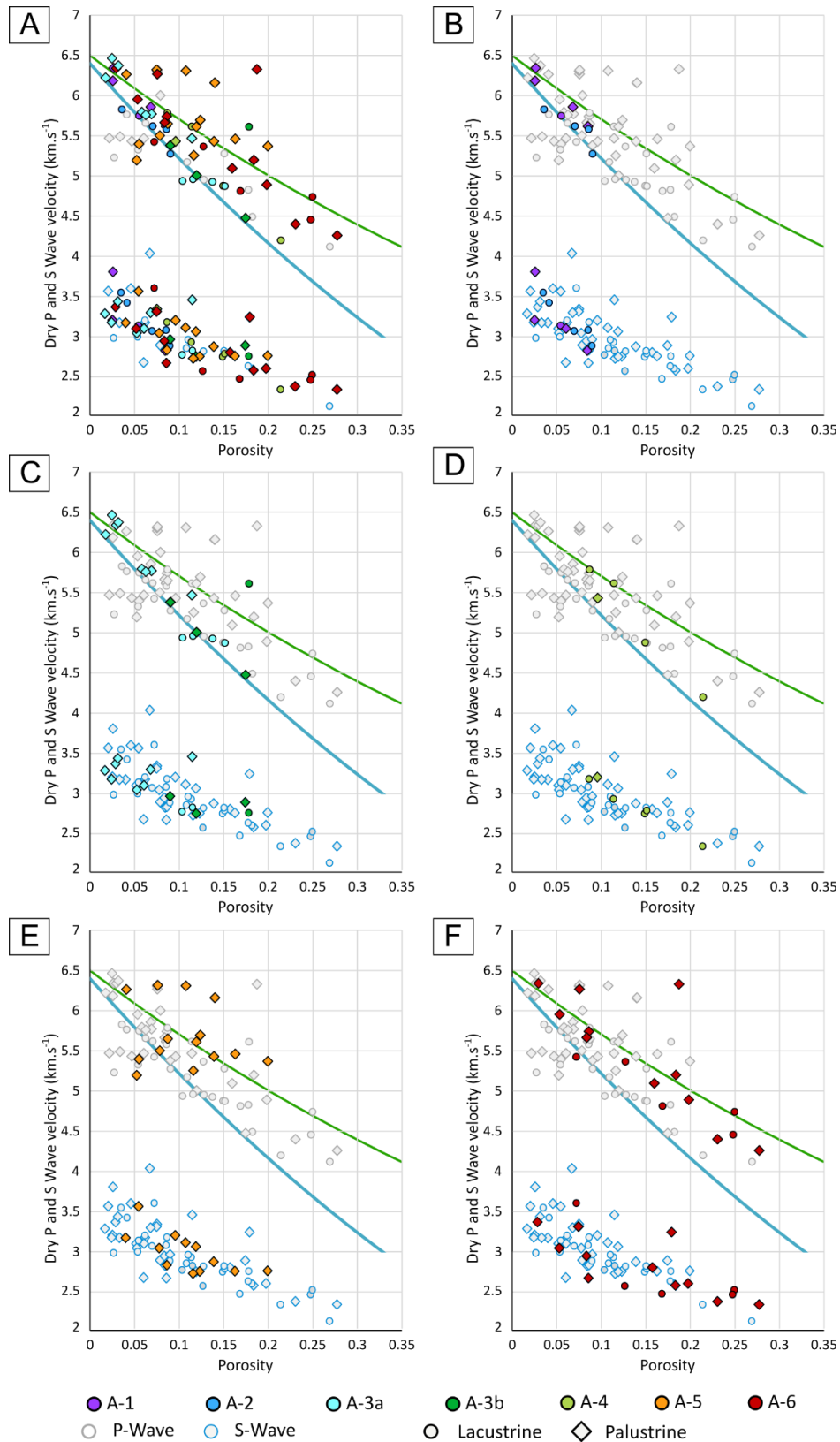


Figure 7-18. Diagrammes  $V_p$ - $V_s$  sec- $\Phi$  en fonction des assemblages poreux A. Chaque point représente les mesures obtenues sur une carotte. Courbe bleue : équation de Raymer-Hunt-Gardner. Courbe verte : tendance des carbonates de cette étude.



## 2.6 Les empreintes diagénétiques

Dans le chapitre 5, des paragenèses types des carbonates palustres et lacustres ont été détaillées. Bien que des différences existent entre les paragenèses des carbonates lacustres et palustres, des tendances similaires peuvent être définies en six phases : (1) phases de dissolution, (2) première cimentation gravitaire, (3) remplacement du carbonate par de la silice, (4) cimentation isopaque (microgranulaire IMC, fibreuse IRC, ou en dents de chien IDC), (5) deuxième étape de cimentation gravitaire, et (6) cimentation drusique (NLDC, ZDC, ADC, ou ODC). Néanmoins, ces six étapes ne sont pas toujours enregistrées dans un même échantillon. Parfois, seule une ou deux de ces étapes ont affecté le carbonate. Au total, neuf histoires diagénétiques, soit neuf empreintes diagénétiques DP (*diagenetic pathway*), ont été identifiées. Les étapes diagénétiques les caractérisant sont résumées dans le Tableau 7-2.

Diagenetic pathways DP	DP-1	DP-2	DP-3	DP-4	DP-5	DP-6	DP-7	DP-8	DP-9
Dissolution		X	X	X	X	X	X	X	X
Gravitational cement 1				X			X	(X)	
Silicification								X	X
Isopachous cement	X	(x)	X		X		X		
Gravitational cement 2							(X)	X	
Drusiy cement	X		(X)	X	X	X	X	X	X

Tableau 7-2. Synthèse des phases diagénétiques définissant les empreintes diagénétiques DP identifiées dans les calcaires continentaux du bassin de Paris. Les croix entre parenthèses indiquent que la phase diagénétique en question est rarement présente.

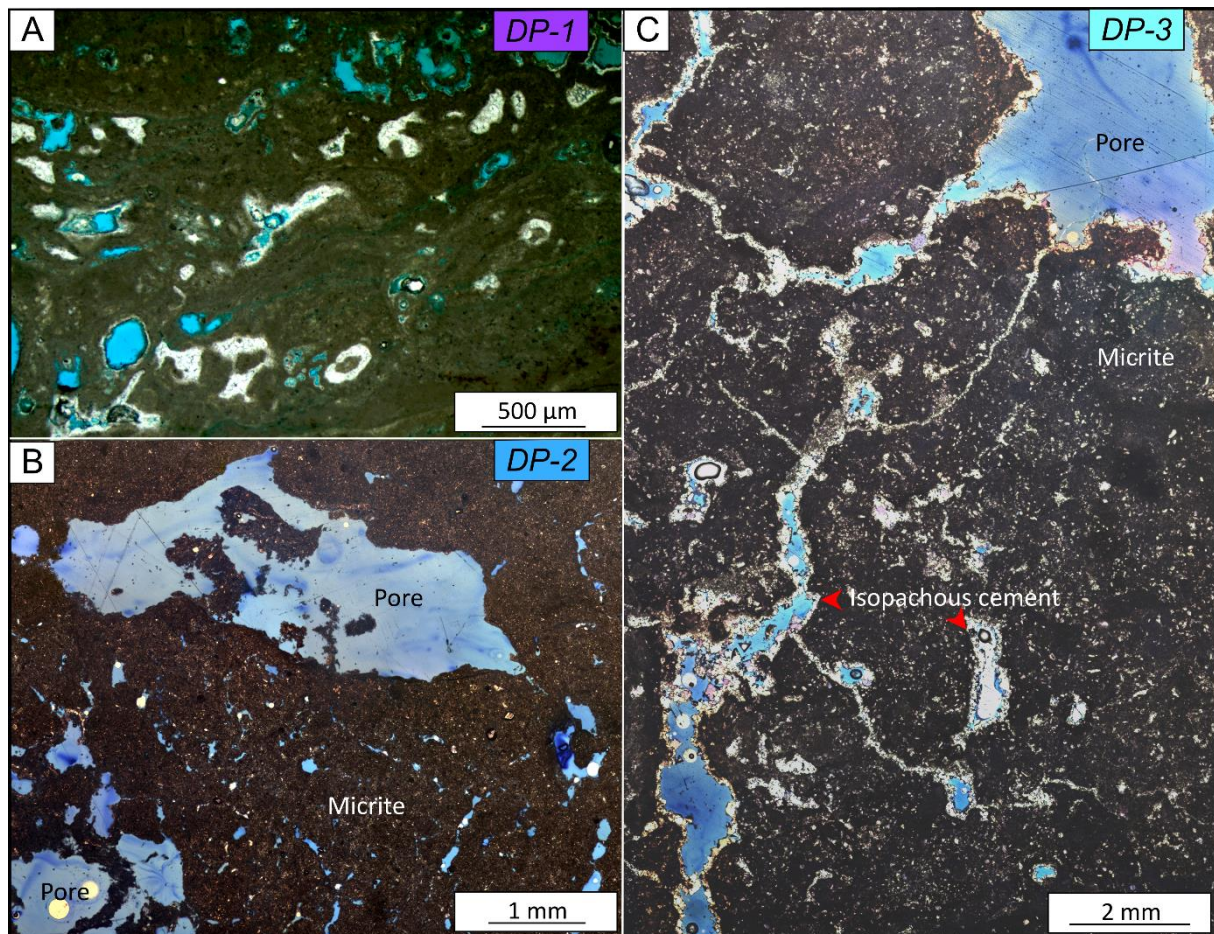


Figure 7-19. Illustration des empreintes diagénétiques dans les carbonates continentaux cénozoïques du bassin de Paris. A) Empreinte diagénétique DP-1 composée de phases de cimentation sans dissolution du carbonate ; microbial crust, faciès F6f ; échantillon Via2 ; carrière de Viabon ; Calcaire de Beauce, Aquitanien. B) Empreinte diagénétique DP-2 comprenant une phase intense de dissolution de la micrite ; wackestone with root traces, faciès F5h ; échantillon Cou10, carrière du Coudray ; Calcaire de Château-Landon, Priabonien. C) Empreinte diagénétique DP-3 présentant une phase importante de dissolution et une phase de cimentation microcristalline isopaque faisant du pore-lining (IMC) ; nodular calcrete, faciès F5b ; échantillon M70, forage de Maise ; Calcaire de Brie, Rupélien.

La première empreinte diagénétique DP-1 correspond à la précipitation de ciments isopaques et drusiques à la suite de l'enfouissement du sédiment dans la zone saturée. Il s'agit de la seule empreinte diagénétique n'étant pas marquée par une phase de dissolution (Figure 7-19A). L'empreinte diagénétique DP-2 est définie par la dissolution de la matrice carbonatée et des racines par des fluides chargés en  $\text{CO}_2$  ayant percolés dans un sol actif (Figure 7-19B). Dans de rares cas, un ciment isopaque d'une dizaine de micromètre d'épaisseur peut être présent. Ils forment un ciment de type *pore-lining*, mais pas sur la totalité de l'échantillon. L'empreinte diagénétique DP-3 correspond à la précipitation de ciments isopaques épais de quelques dizaines à centaines de micromètres autour des pores (*pore-lining* ; Figure 7-19C). Cette cimentation remplit les pores les plus étroits.

Les empreintes diagénétiques DP-4, DP-5 et DP-6 présentent toutes une cimentation (presque) totale de la porosité par une calcite drusique qui a suivi une phase de dissolution. DP-4 comporte un épisode de cimentation gravitaire antérieur d'une calcite drusique (Figure 7-20A), DP-5 est caractérisée par un épisode de cimentation isopaque parfois suivi d'une calcite drusique (Figure 7-20B). L'empreinte diagénétique DP-6 ne présente qu'un ciment drusique (Figure 7-20C). Ces empreintes diagénétiques montrent le passage du carbonate à travers la zone vadose et phréatique.

L'empreinte diagénétique DP-7 se traduit par un épisode de bréchification provenant de l'exposition de la roche à la surface et de sa dissolution (Figure 7-21A et B). L'espace entre les intraclastes est majoritairement cimenté par des calcites drusiques. L'échantillon est alors fortement cimenté. Des ciments isopaques et/ou gravitaires peuvent également être présents. Les deux dernières empreintes diagénétiques DP-8 et DP-9 font intervenir le remplacement partiel (DP-8) ou total (DP-9) du carbonate par de la silice (Figure 7-21C et D). Cette silicification intervient après des phases de dissolution et de cimentation par des ciments gravitaires mais avant des phases secondaires de ciments gravitaires et/ou drusiques. Cette étape de remplacement se fait à l'interface entre la zone saturée et la zone non-saturée, où les fluides chargés en CO<sub>2</sub> permettent la dissolution du carbonate et la précipitation de silice.

Des tendances sont observables entre les empreintes diagénétiques et les données pétrophysiques (

Tableau 7-3, Figure 7-22, Figure 7-23 et Figure 7-24). Les échantillons présentant les empreintes diagénétiques DP-1 et DP-9 sont peu poreux (< 10 %) et peu perméables (< 0,23 mD ; Figure 7-22 et Figure 7-23B et I) tandis que les échantillons affectés par les autres empreintes possèdent des porosités et des perméabilités très variables (Figure 7-22). Les échantillons avec les DP-2 et DP-8 sont les seuls à posséder des perméabilités élevées allant jusqu'à 2 Darcy [à l'exception d'un échantillon avec DP-7] (Figure 7-22 et Figure 7-23C et I). Les autres empreintes diagénétiques se caractérisent par des perméabilités inférieures à 0,3 mD même pour des porosités supérieures à 15 % (Figure 7-22 et Figure 7-23D-H).

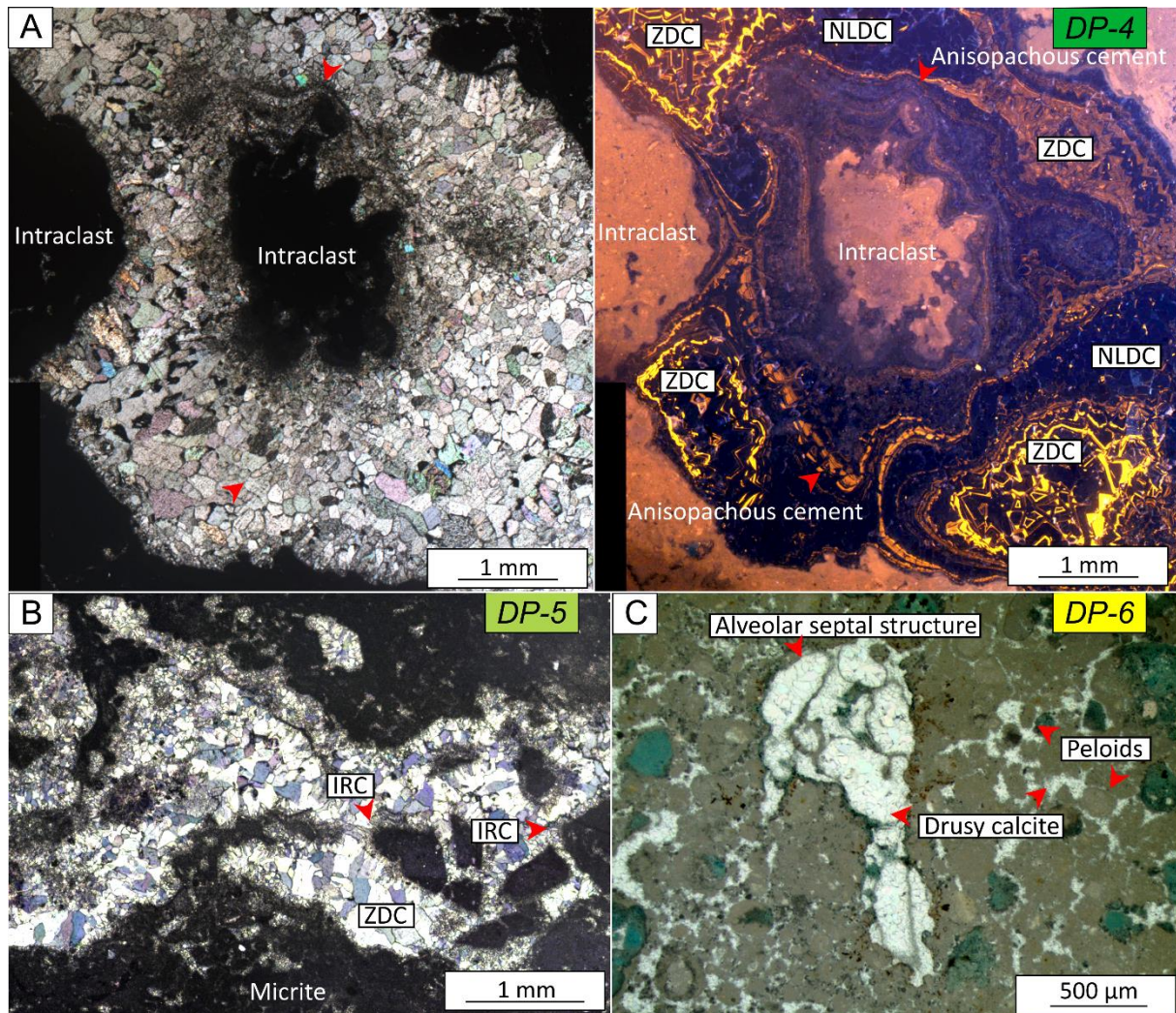


Figure 7-20. Illustration des empreintes diagénétiques dans les carbonates continentaux cénozoïques du bassin de Paris. A) Images en lumière naturelle (à gauche) et en cathodoluminescence (à droite) d'un exemple de l'empreinte diagénétique DP-4; plusieurs générations de croissance d'une calcite anisopaque (GC, flèches rouges) sont identifiables autour des intraclastes micritiques; Le reste est cimenté par une calcite drusique zonée non-luminescente à jaune luminescente (ZDC); peloidal grainstone; faciès F5e; échantillon Mc35, carrière du « Bois rond », Maisse; Calcaire d'Etampes, Rupélien. B) Empreinte diagénétique DP-5 marquant une phase de dissolution de structures racinaires puis sa cimentation complète par des ciments isopaques fibreux (IRC, flèches rouges) puis drusique (NLDC et ZDC); wackestone with lithoclasts, faciès F6b; échantillon Via6, carrière de Viabon; Calcaire de Beauce, Aquitanien. C) Empreinte diagénétique DP-6 composée d'une phase de ciments drusique remplissant une alveolar septal structure et l'espace interparticulaire; nodular calcrite, faciès F5b; échantillon Rea2, carrière des « Grands Réages »; Calcaire de Beauce, Aquitanien.

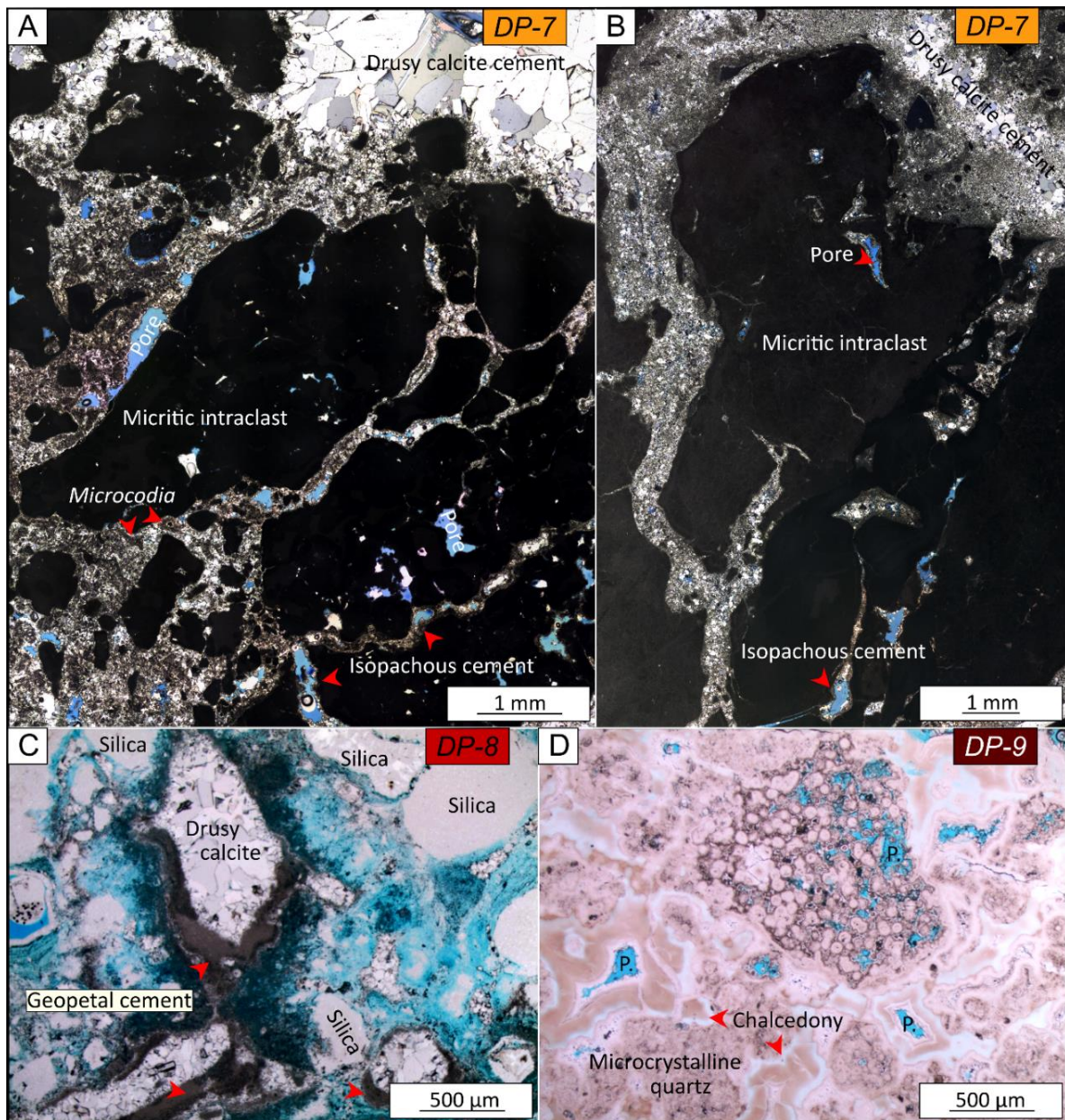


Figure 7-21. Illustration des empreintes diagénétiques dans les carbonates continentaux cénozoïques du bassin de Paris. A) Empreinte diagénétique DP-7 présentant une phase de bréchification et de dissolution, puis des phases de cimentation par des ciments microcristallins isopaques (IMC) et des ciments drusiques (NLDC); nodular calcrete, faciès F5b; échantillon Bar9, carrière de la Baronnie; Calcaire de Brie, Rupélien. B) Empreinte diagénétique DP-7; in-situ brecciated limestone, faciès F5f; échantillon M68, forage de Maisse; Calcaire de Brie, Rupélien. C) Empreinte diagénétique DP-8 montrant une silicification partielle du carbonate et la présence de ciments gravitaires géopétaux (GC) et de ciments drusiques (ZDC); nodular calcrete, faciès F5b; échantillon M37, forage de Maisse; Calcaire de Champigny, Priabonien. D) Empreinte diagénétique DP-9 présentant une silicification totale du carbonate par du quartz microcristallin ( $\mu$ Qz) et de la calcédoine (cQz). Notons l'aspect pustuleux du quartz microcristallin provenant des processus de remplacement du carbonate par la silice; échantillon Bar15, carrière de la Baronnie; Calcaire de Brie, Rupélien.

Il est difficile d'établir des relations vitesse acoustique-porosité claires en se basant sur les empreintes diagénétiques (Figure 7-24). Les vitesses obtenues sur certaines carottes avec des empreintes diagénétiques diverses sont cohérentes avec le modèle prédictif de Raymer-Hunt-Gardner, cependant, les vitesses obtenues sur d'autres carottes avec les mêmes empreintes peuvent être plus rapides que prévu. Globalement, les vitesses des ondes P sur les carottes avec DP-2 sont bien plus élevées pour leur porosité que le modèle de Raymer-Hunt-Gardner (Figure 7-24C). A l'inverse, les vitesses des ondes P mesurées sur les carottes avec DP-8 et DP-9 sont pour certaines plus lentes que le modèle. Pour ces derniers, les ondes S sont également les plus rapides du jeu de donnée pour une porosité donnée (Figure 7-24I).

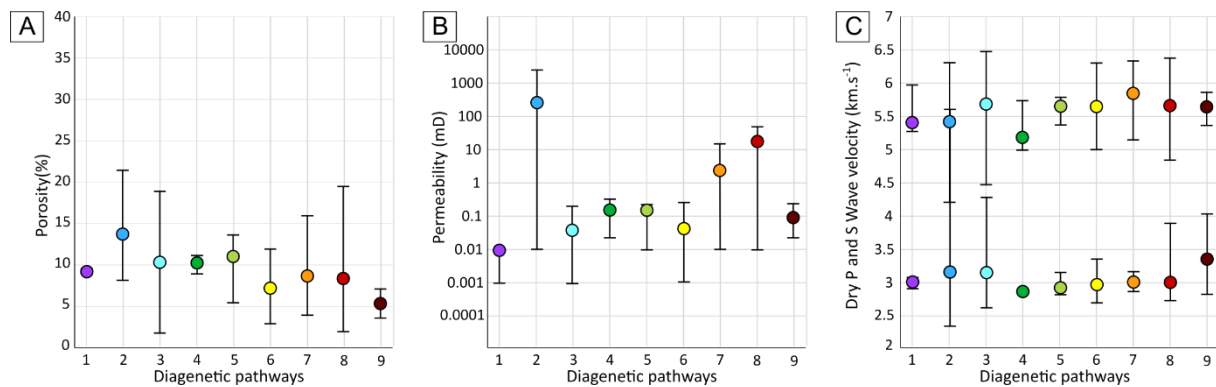
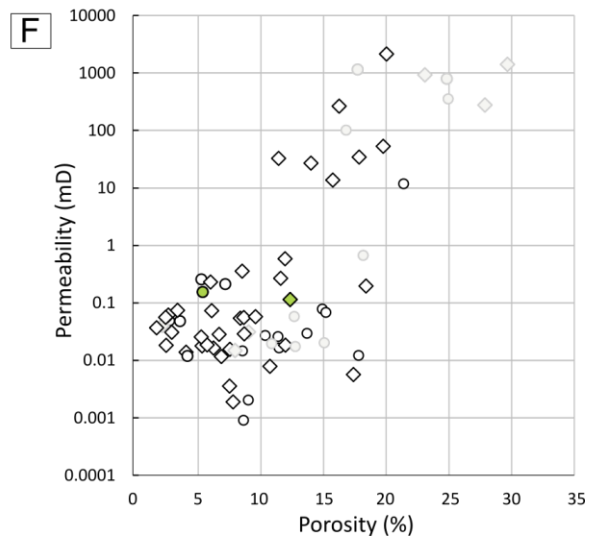
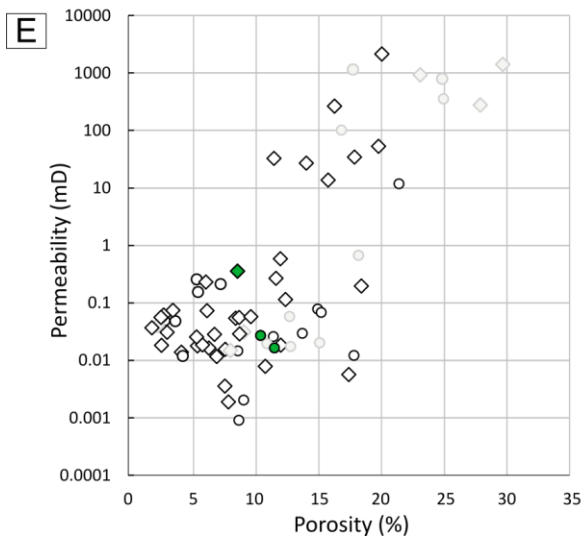
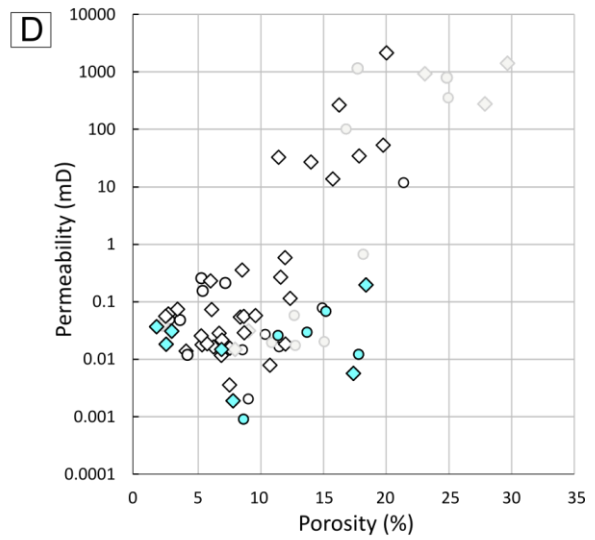
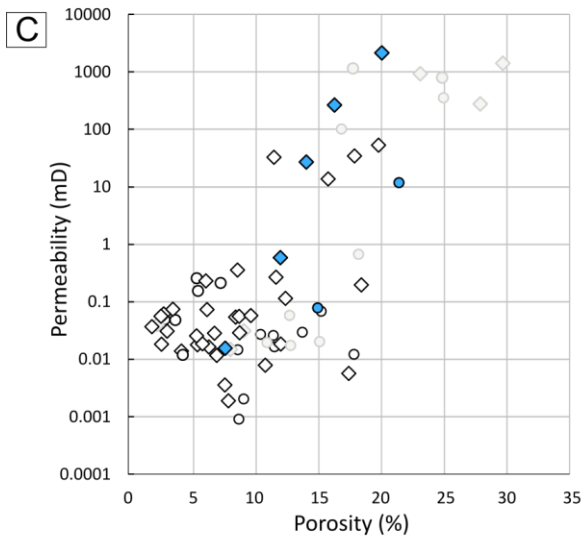
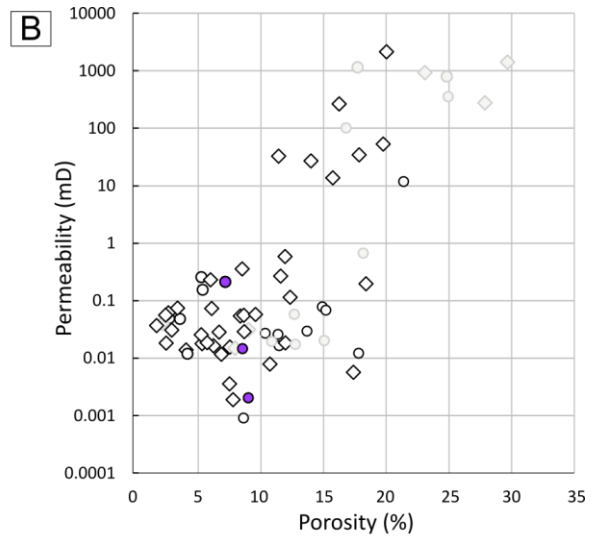
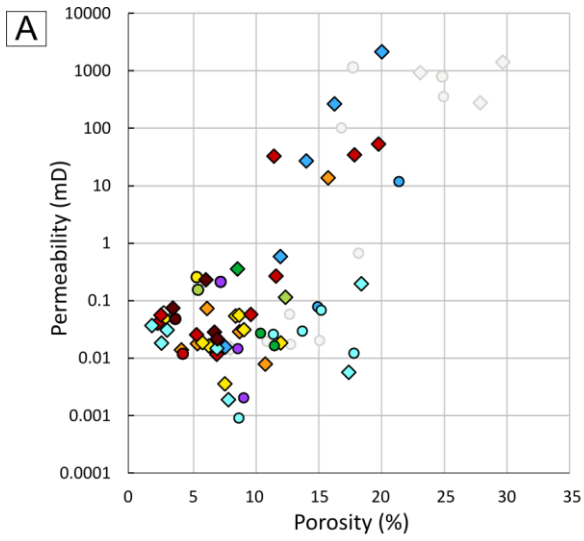


Figure 7-22. Graphiques présentant les porosités (A), perméabilités (B) et vitesses acoustiques (C) pour chaque empreinte diagénétique DP ; les extrémités des lignes indiquent les valeurs minimale et maximale mesurées.



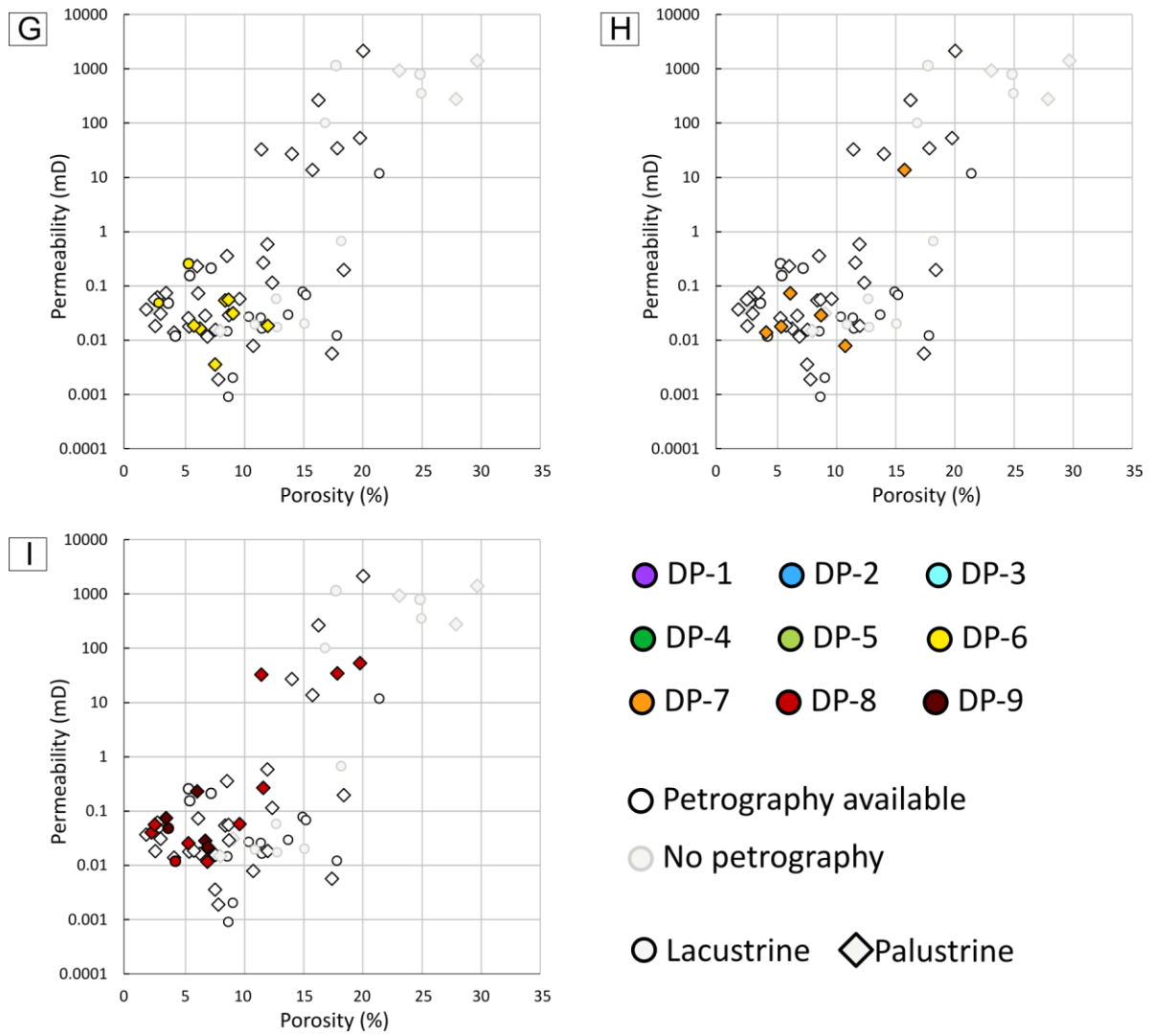
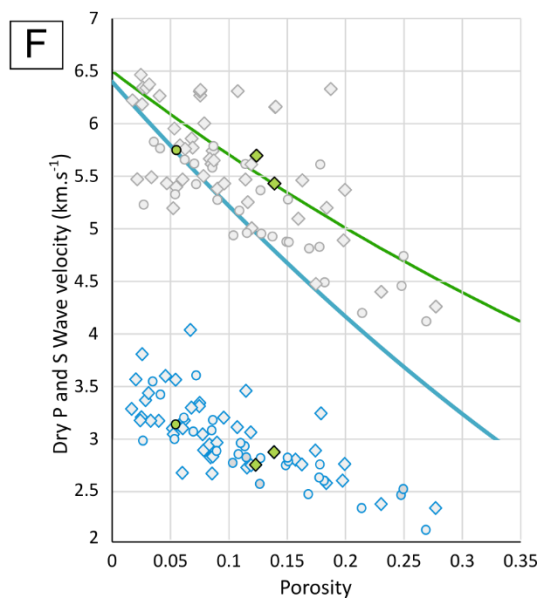
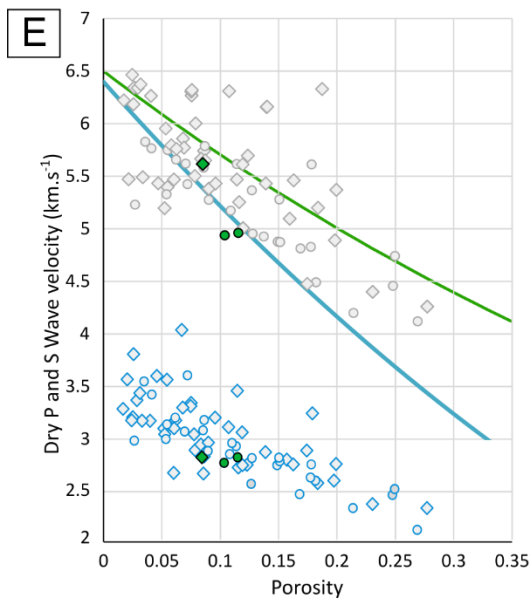
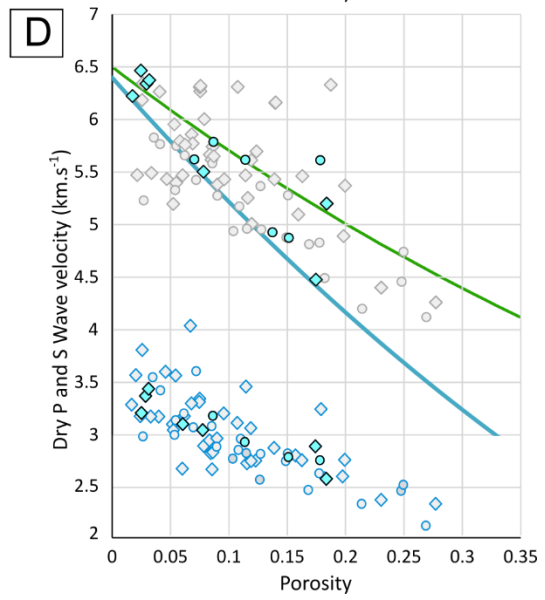
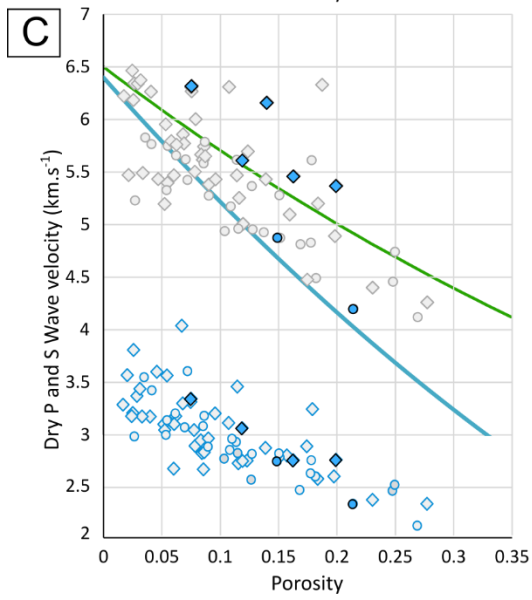
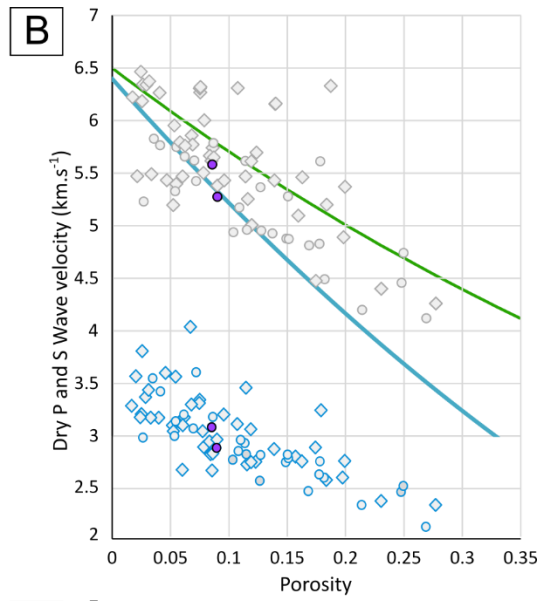
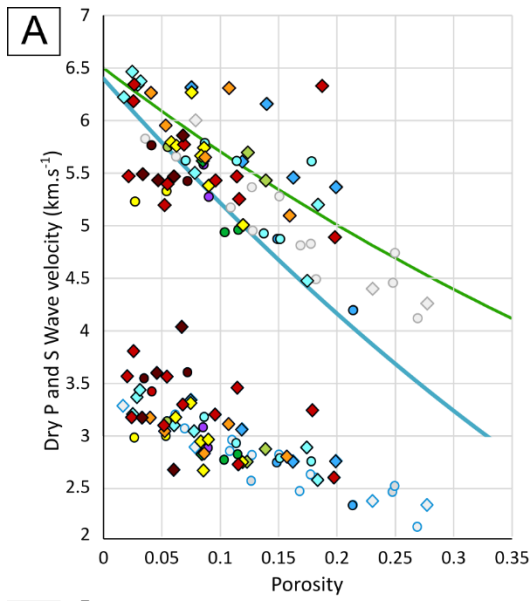


Figure 7-23. Diagrammes K- $\Phi$  en fonction des empreintes diagénetiques DP. Chaque point représente les mesures K- $\Phi$  obtenues sur une carotte.





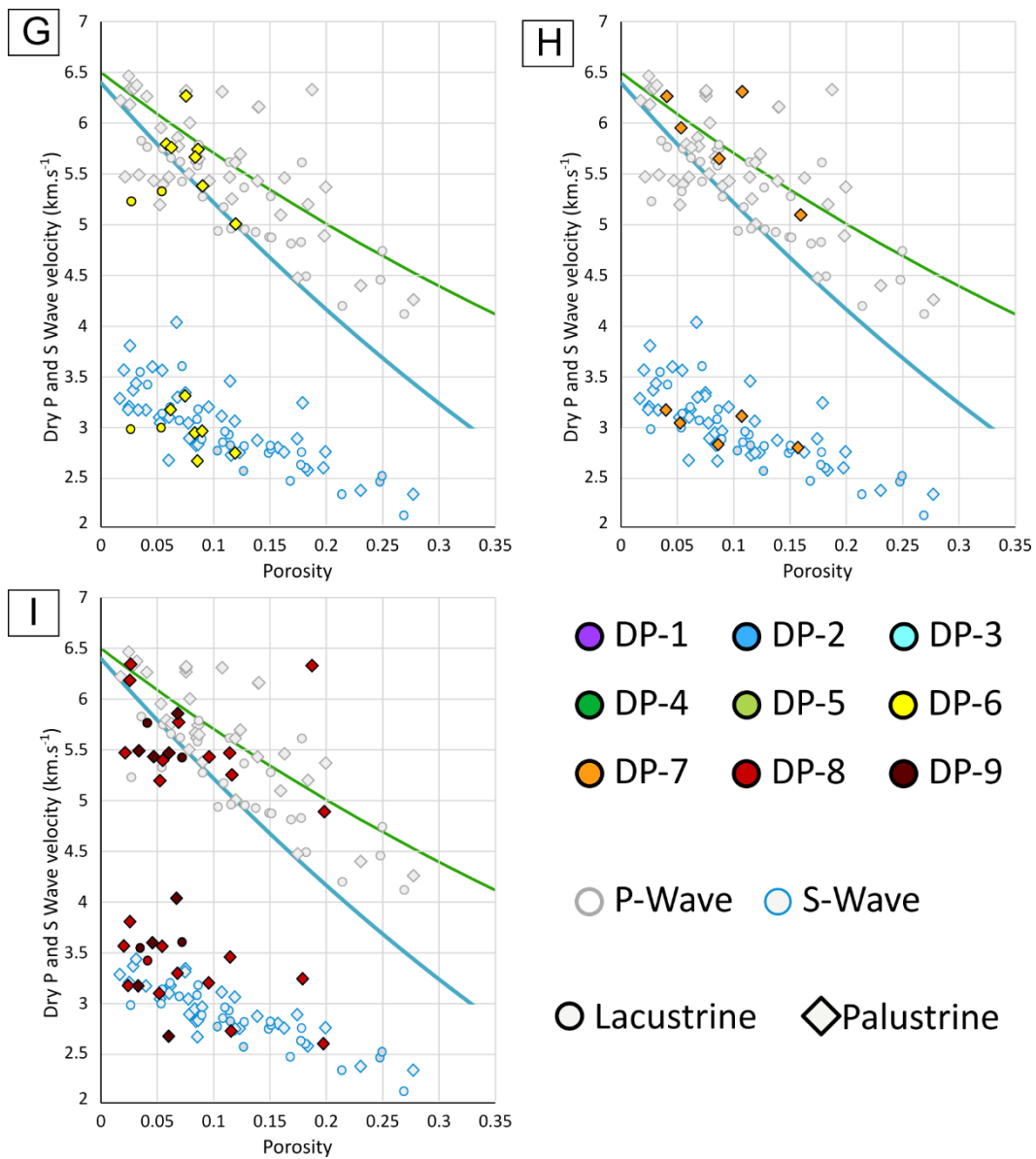


Figure 7-24. Diagrammes  $V_p$ - $V_s$  sec- $\Phi$  en fonction des empreintes diagénetiques DP. Chaque point représente les mesures obtenues sur une carotte. Courbe bleue : équation de Raymer-Hunt-Gardner ; Courbe verte : tendance des carbonates de cette étude.

Diagenetic pathway DP	Porosity (%)			Permeability (mD)			Vp (km/s)			Vs (km/s)		
	min	moy	max	min	moy	max	min	mo y	ma x	min	mo y	ma x
DP1- Partial cimentation IC+BC	8.57	8.79	9.00	0.00	0.01	0.01	5.28	5.43	5.58	2.87	2.97	3.07
DP2- Dissolution	7.02	14.13	21.40	0.01	297.38	2083.4	4.20	5.45	6.31	2.33	3.18	5.51
DP3- Dissolution + partial cimentation IC+BC	1.74	10.06	18.38	0.00	0.04	0.19	4.48	5.62	6.47	2.56	3.14	4.36
DP4- Dissolution + partial cimentation GC+BC	8.49	10.14	11.53	0.02	0.13	0.35	4.94	5.17	5.62	2.76	2.79	2.81
DP5- Dissolution + total cimentation IC+BC	5.50	10.59	13.91	0.11	0.14	0.17	5.43	5.63	5.75	2.74	2.91	3.13
DP6- Dissolution + total cimentation BC	2.71	7.30	11.95	0.00	0.06	0.25	5.01	5.58	6.27	2.66	2.98	3.33
DP7- Dissolution + brechification + cimentation IC+ BC	4.05	8.45	15.75	0.01	1.97	13.52	5.11	5.87	6.31	2.79	3.00	3.16
DP8- Partial silicification	2.16	8.29	19.80	0.01	10.09	53.36	4.89	5.61	6.35	2.60	3.26	3.80
DP9- Total silicification	3.38	5.49	7.20	0.02	0.10	0.23	5.43	5.59	5.86	2.68	3.43	4.03

Tableau 7-3. Synthèse des données de porosité, de perméabilité au Poroperm et des vitesses acoustiques en milieu sec sur des carottes pour chaque empreinte diagénétique DP.

### 3. Discussion

#### 3.1 Facteurs de contrôles de la porosité et de la perméabilité

##### 3.1.1 L'influence du faciès et des types de pores

L'influence des faciès et de l'environnement de dépôts sur la porosité et la perméabilité des carbonates est faible (Figure 7-9). Certains faciès comme les *peloidal grainstones* (F5e), les *wackestones with root traces* (F5h) ou les *shell-rich floatstones* (F6d) peuvent avoir des perméabilités supérieures à 1 mD, mais il ne semble pas exister de relations fortes entre porosité et perméabilité suivant les faciès.

Pour les carottes les moins poreuses (< 10-15 % de porosité), ce sont les carbonates caractérisés par de la microporosité (A-1) ou par l'abondance des pores vacuolaires (A-6) qui présentent les plus fortes perméabilités (Figure 7-18B). Les carottes avec des assemblages composés de pores de fabriques (A-2 et A-5) ou de pores moldiques (A-3 et A-4) sont moins perméables, supposant que l'écoulement est majoritairement contrôlé pour les faibles porosités

soit par la microstructure de la matrice, soit par les pores vacuolaires ; les autres types de pores (de fabriques et moldiques) ne semblent pas participer à l'écoulement.

Les carottes offrant des perméabilités supérieures à 1 mD n'existent que pour des porosités supérieures à 10 % (Figure 7-9). Cette observation diffère fortement des perméabilités obtenues sur les carbonates continentaux de nombreux bassins en Espagne, au large du Brésil ou en Hongrie (Figure 7-25 ; Claes et al., 2017 ; Herlinger et al., 2017 ; Regnet et al., 2019b ; Reijmer et al., 2021) pour lesquels des perméabilités fortes (supérieures à 1 voire 10 mD) sont atteintes même pour des porosités de 5-10%. Ces observations sont mal expliquées dans la littérature. Le faciès et le type de pore dominant ne sont pas responsables de ces hautes valeurs de perméabilité (Herlinger et al., 2017 ; Regnet et al., 2019b ; Reijmer et al., 2021). La raison évoquée pour expliquer les hautes valeurs de perméabilité est la modification diagénétique du carbonate amenant soit à la création de pores connectés, soit à la cimentation des connexions (Soete et al., 2015 ; Claes et al., 2017 ; Reijmer et al., 2021). Cependant, Regnet et al. (2019b) ont montré que la haute porosité des carbonates (< 20 %) provient de la formation de macropores par l'élargissement de pores de plus petite taille, mais que cette augmentation de la porosité ne se traduit pas forcément par une augmentation de la perméabilité. Dans notre cas, les carbonates les plus perméables présentent majoritairement des assemblages de types de pores complexes composés de porosité de fabriques d'origine racinaire bien développés (A-5) et/ou vacuolaires (A-6) (Figure 7-17). Il semble donc que les pores de ces assemblages soient plus propices à être connectés entre eux et favorisent l'écoulement dans le carbonate.

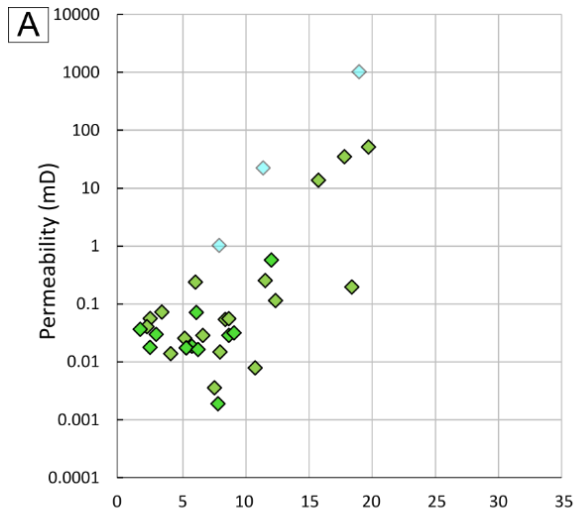
### 3.1.2 L'influence de la diagénèse

Deux empreintes diagénétiques présentent également ces perméabilités élevées : DP-2 et DP-8 (Figure 7-23C et I). Ces phases diagénétiques se caractérisent par une dissolution importante du carbonate, qui semble être l'élément majeur de la création de connexion entre les pores. A l'inverse, les carottes présentant une empreinte diagénétique comportant une phase de cimentation (DP-1, DP-3 à 7, DP-9) ont des perméabilités inférieures à 1 mD. Ceci s'observe très bien avec les différences de perméabilité entre DP-2 et DP-3, la seule différence pétrographique notable étant la présence d'un ciment isopaque (*pore-lining*) dans DP-3 (Figure 7-19B et C ; Figure 7-26). Une chute de la perméabilité de 2 à 4 ordres de grandeur s'observe alors entre les échantillons DP-2 et DP-3. La présence d'un ciment isopaque, même fin de quelques dizaines de micromètres est donc suffisante pour diminuer drastiquement l'écoulement.

La Figure 7-26 présente également différentes perméabilités calculées pour une porosité et un seuil de pores moyen calculées d'après l'équation de Guéguen and Dienes (1989) ; basée sur un modèle statistique de tubes interconnectés distribués aléatoirement au sein de l'échantillon (Eq. 1).

$$k = \frac{1}{32} \Phi \bar{r}^2 \quad [\text{Eq. 1}]$$

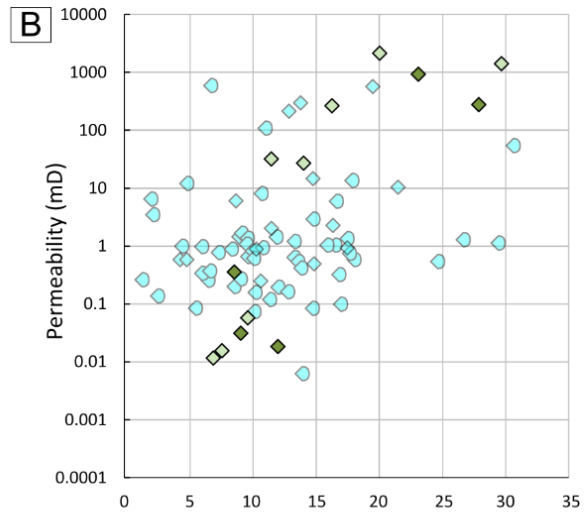
Où  $k$  est la perméabilité ( $\text{m}^2$ ),  $\Phi$  la porosité (%), et  $\bar{r}$  le rayon moyen des seuils de pores (m).



**A**

**This study**  
 ◆ Nodular calcretes F5b  
 ◆ In-situ brecciated limestone F5f

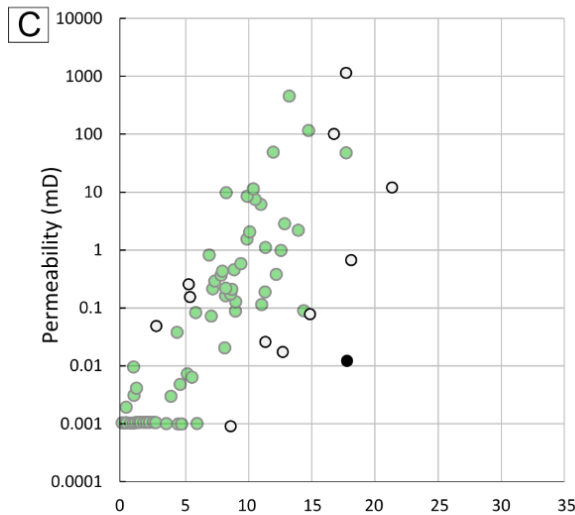
**Literature**  
 ◆ Palustrine intraclasts<sup>1</sup>



**B**

**This study**  
 ◆ Peloidal grainstone F5e  
 ◆ Wackestone with root traces F5h

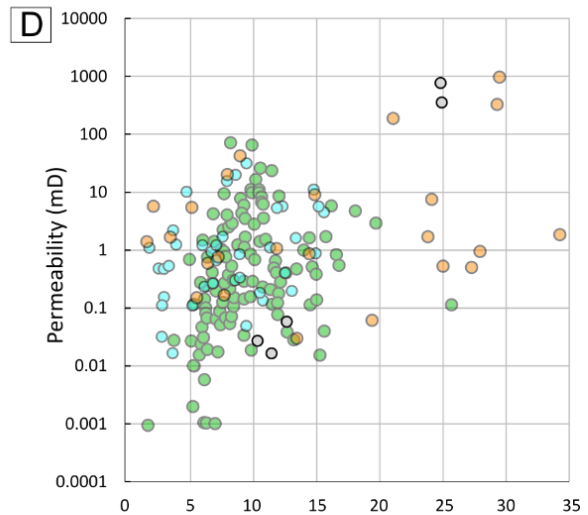
**Literature**  
 ◆ Pseudo-microkarst<sup>1</sup>  
 ◆ Lacustrine-Palustrine<sup>1</sup>



**C**

**This study**  
 ● Polygenic breccia F6a  
 ○ Wackestone with lithoclasts F6b

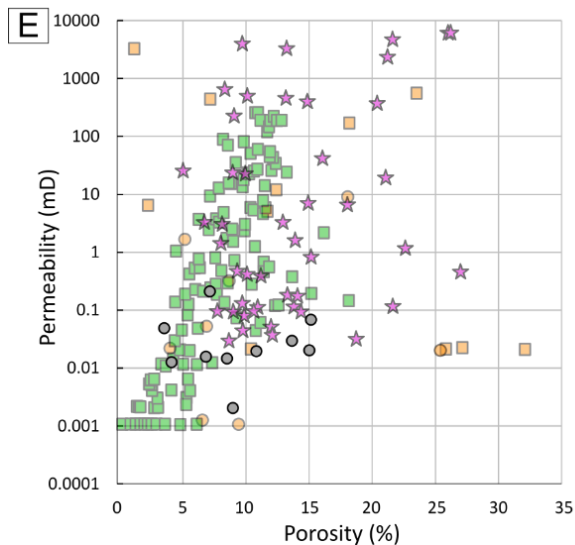
**Literature**  
 ● Polygenic breccia<sup>2</sup>



**D**

**This study**  
 ○ Shell rich floatstone F6d

**Literature**  
 ● Lacustrine<sup>1</sup>  
 ● Bioclastic carbonate<sup>2</sup>  
 ● Bioclastic carbonate<sup>3</sup>



**E**

**This study**  
 ● Microbial crust F6f

**Literature**  
 ■ Calcite crust<sup>2</sup>  
 ● Microbial crust<sup>3</sup>  
 ■ Travertine<sup>3</sup>  
 ★ Travertine<sup>4</sup>

Figure 7-25. Comparaisons des données  $K\text{-}\Phi$  avec celles de la littérature dans 1 : les carbonates lacustres et palustres miocènes du Bassin de Madrid (Espagne, Reijmer et al., 2021) ; 2 : les carbonates lacustres du Crétacé inférieur du Bassin de Campos (Brésil, Herlinger et al., 2017) ; 3 : les carbonates lacustres du Crétacé inférieur du Bassin de Campos (Brésil, Regnet et al., 2019) ; 4 : les travertins pléistocènes du Bassin de Pannonie (Hongrie, Claes et al., 2017). Les graphiques A à E comparent les données pour des faciès similaires.

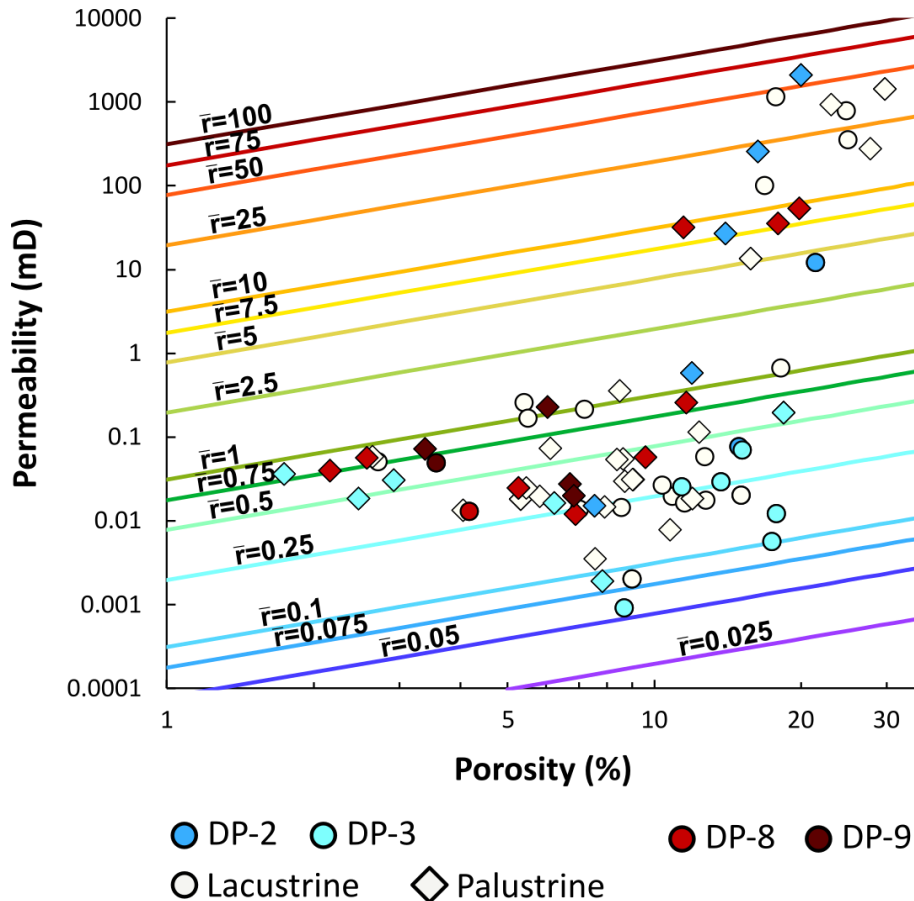


Figure 7-26. Diagramme  $K\text{-}\Phi$  comparant les perméabilités-porosités des échantillons avec les empreintes diagénétiques DP-2 et DP-8 avec DP-3 et DP-9. Les courbes de perméabilité sont calculées pour une porosité donnée et un rayon de seuil de pores moyen  $\bar{r}$  suivant l'équation de Guéguen and Dienes (1989).

D'après ce modèle, le jeu de données possédant de fortes perméabilités ( $> 10$  mD) s'explique par des seuils de pores plus larges d'un facteur 5 (au minimum) par rapport à celui des faibles perméabilités ( $< 1$  mD) (Figure 7-26).

De même, le remplacement total du carbonate par la silice (DP-9) fait chuter la perméabilité (Figure 7-26). Cela soutient le fait que la perméabilité globale de l'échantillon est contenue dans la partie carbonatée lorsque l'échantillon est partiellement silicifié (DP-8). Cette diminution du seuil des pores à la suite d'une cimentation a également été observée dans les faciès crayeux (Meyer et

al., 2019). En effet, la cimentation et la compaction dans la craie peut diminuer la taille des pores d'un facteur 2 à 4, divisant par deux la porosité générale de l'échantillon. Van der Land et al. (2013) avaient même montré qu'une petite baisse de la porosité pouvait faire chuter fortement la perméabilité à cause de la cimentation, ce qui est cohérent avec les données de ce travail.

## 3.2 Facteurs de contrôles des propriétés acoustiques

### 3.2.1 L'influence des fissures

Les vitesses des ondes P et S obtenues dans cette étude sont très variables ; certaines sont cohérentes avec le modèle de Raymer-Hunt-Gardner tandis que d'autres sont beaucoup plus rapides que prévu pour une porosité donnée (Figure 7-12). La première question qui se pose est de savoir si la diversité des vitesses des ondes est due à la présence de fissures dans les carottes. La présence de fissures peut induire entre-autre des phénomènes de *squirt-flow* en utilisant les hautes fréquences, modifiant les propriétés élastiques des roches (Dvorkin et al., 1995 ; Zaitsev and Sas, 2004 ; Guéguen et al., 2009 ; Adelinet et al., 2011).

Les carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris n'ont pas subi un profond enfouissement (Mégnyen, 1980 ; Briais, 2015). Les échantillons ont été enfouis sous une épaisseur sédimentaire maximale de 130 m au niveau du forage de Maisse. La majorité des rapports  $V_p/V_s$  sont compris entre 1,5 et 2,1 (Figure 7-27A). Ces valeurs correspondent aux valeurs des carbonates cohésifs (Anselmetti and Eberli, 1993).

De rares fractures sont identifiables sur les échantillons et/ou carottes. En utilisant la théorie de Biot-Gassmann, la dispersion calculée grâce aux vitesses des données est comprise entre -7 % et 15 % (cf. chapitre 2) ; 85 % étant comprises entre -6 % et 6 % (Figure 7-27B à D). Ces résultats indiquent, qu'hormis pour les plus fortes dispersions (> 10 %), la dispersion calculée des données ne peut pas s'expliquer par la présence de fissures dans les échantillons. Les assemblages de types de pores A et les empreintes diagénétiques DP ne semblent également pas avoir d'influence sur la dispersion des vitesses acoustiques (Figure 7-27C et D).

Ces résultats sont confirmés avec la modélisation de l'impact de la densité de fissures sur les vitesses des ondes P et S pour une roche uniquement composée de calcite (Figure 7-28). Cette figure montre que les données sont bel et bien expliquées par l'absence ( $d = 0$ ) ou la rareté des fissures ( $d < 0,3$  pour  $V_p$ ).

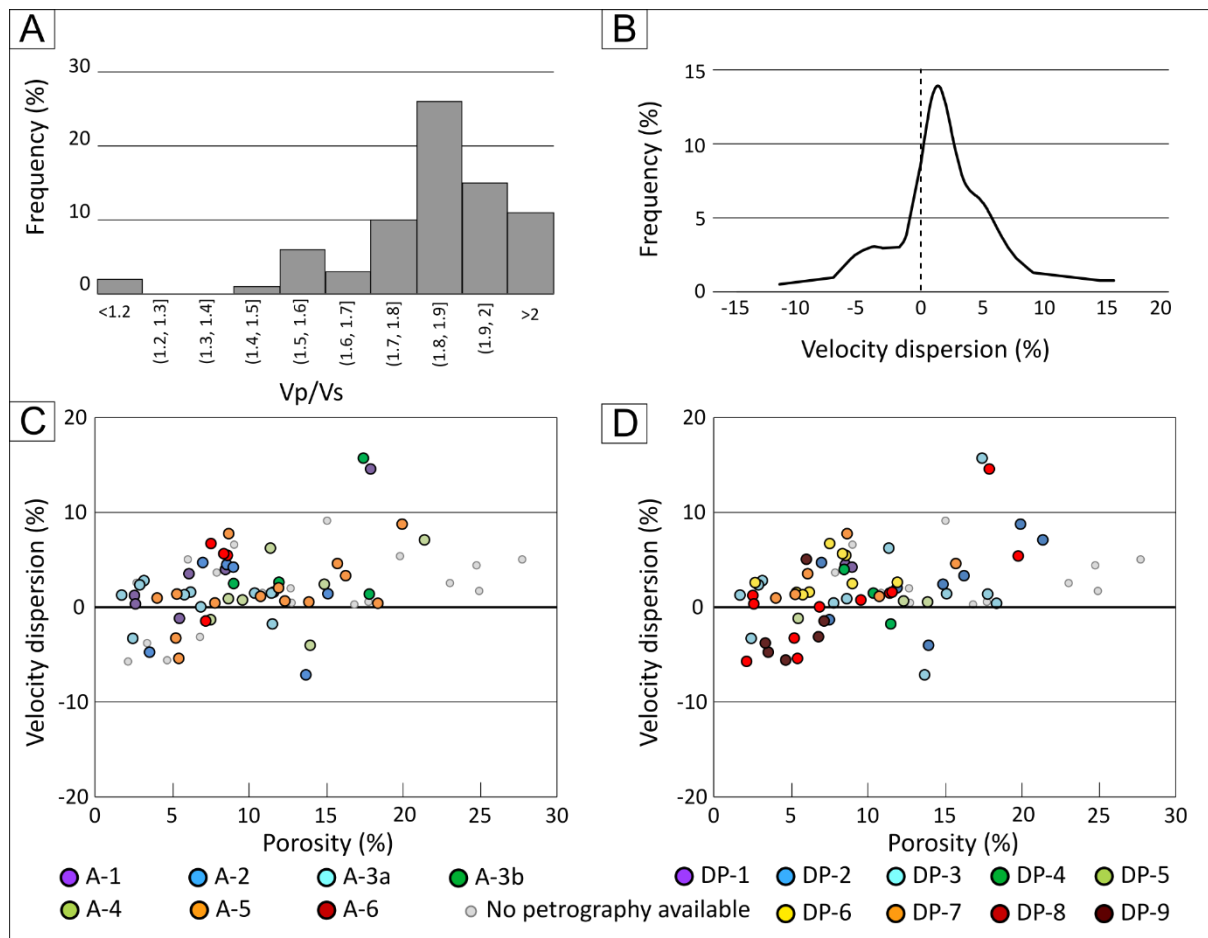


Figure 7-27. Statistiques discutant de l'état de compaction et de fracturation du jeu de données, basées sur les mesures des vitesses des ondes P et S. A) Histogramme de la distribution des rapports  $V_p/V_s$ . B) Estimation de la densité de probabilité de la dispersion des données acoustiques suivant les équations de Biot-Gassmann par Kernel density estimation avec une fenêtre de 1. C) Diagramme Dispersion- $\Phi$  en fonction des assemblages poreux A. D) Diagramme Dispersion- $\Phi$  en fonction des empreintes diagénétiques DP.

### 3.2.2 L'impact de la minéralogie

Comparées aux vitesses acoustiques acquises sur les carbonates continentaux de la littérature, la tendance générale des vitesses de cette étude est similaire à celles des travertins quaternaires des Bassins de Denizli (Turquie) et de Pannonie (Hongrie ; Figure 7-29 et Figure 7-30 ; Soete et al., 2015). Ces tendances montrent des vitesses des ondes P bien plus rapides pour une porosité donnée que celles des carbonates lacustres et palustres du Bassin de Madrid (Espagne, Reijmer et al., 2021), du Bassin de Campos (Brésil, Regnet et al., 2019b ; Vasquez et al., 2019) ou du Bassin de Mytilini (Grèce, Bailly et al., 2019a ; 2022) (Figure 7-29 et Figure 7-30). Ces différences s'expliquent par deux raisons majeures : (1) la teneur en silicate et (2) la géométrie des pores (Figure 7-30).



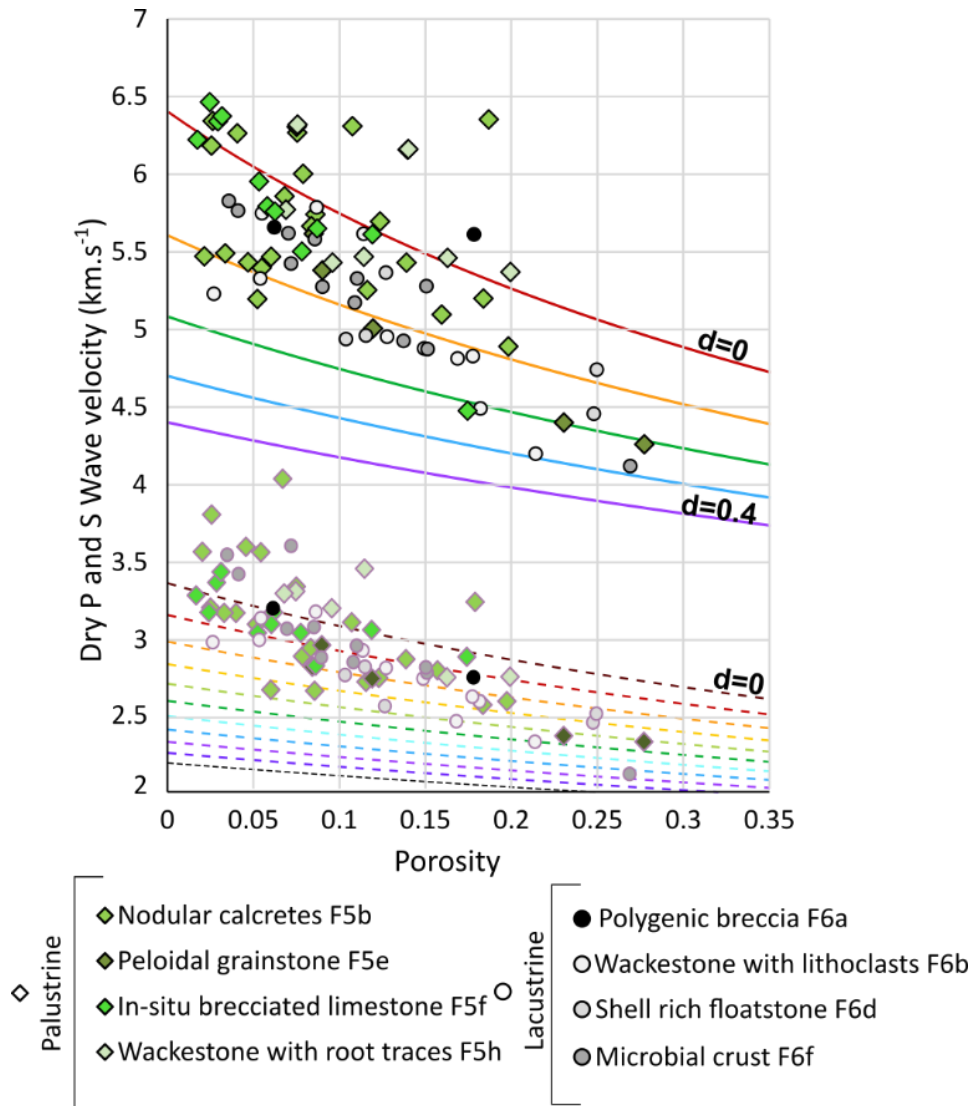


Figure 7-28. Diagramme  $V_p$ - $V_s$  sec- $\phi$  en fonction de la densité de fissures  $d$ . Les lignes pleines sont les simulations pour les ondes P avec un pas de 0,1 pour la valeur de densité de fissures  $d$ . Les lignes pointillées sont pour les ondes S avec un pas de 0,1 pour la valeur de densité de fissures  $d$ .

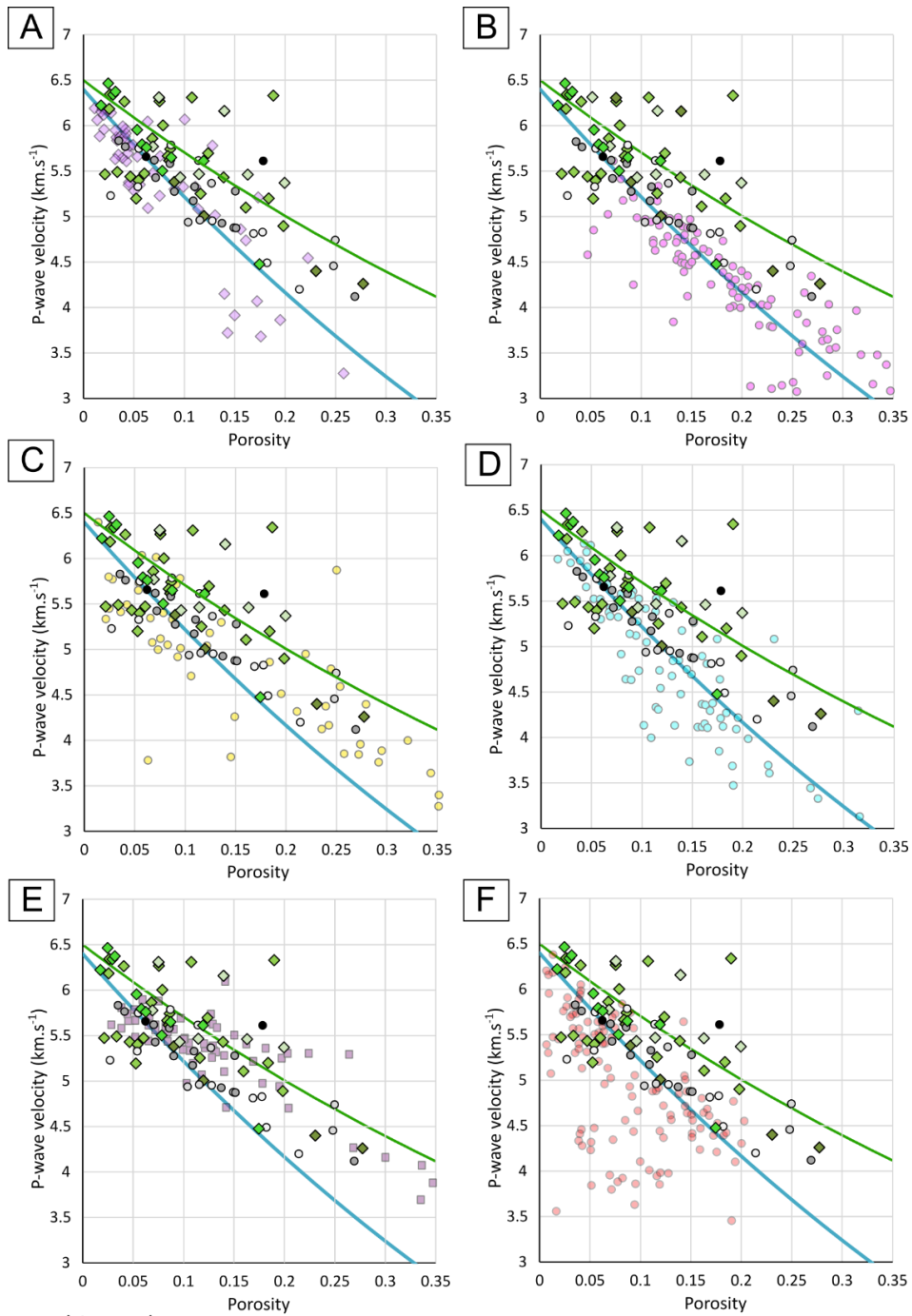
Les carbonates présentant des tendances de vitesses plus lentes (Regnet et al., 2019b ; Vasquez et al., 2019 ; Bailly et al., 2019a ; 2022) sont parfois composés de plus de 10 % de silicates (quartz et argiles), ce qui fait diminuer le module d'incompressibilité général de l'échantillon, et par conséquent diminue la vitesse des ondes P (Mavko et al., 2009). Dans notre cas, les carbonates continentaux du bassin de Paris étudiés sont en général pauvres en silicates (90 à 97 % pour le Calcaire de Champigny ; 95 % de  $\text{CaCO}_3$  dans le Calcaire de Brie ; 95 à 99% dans le Calcaire d'Etampes et 91 à 100 % dans le Calcaire de Beauce ; Mégnien, 1980), hormis pour ceux ayant subi de la silicification (DP-8 et DP-9). Ces échantillons silicifiés se distinguent du jeu de données en présentant des vitesses des ondes P plus lentes, mais des vitesses des ondes S plus rapides que les carbonates (Figure 7-24). Ceci s'explique par le fait que le quartz a un module d'incompressibilité  $K$  inférieur à celui de la calcite (37 GPa vs 71 GPa, respectivement) mais un module de cisaillement

G supérieur (45 GPa vs 30 GPa) (Mavko et al., 2009). En d'autres termes, les phases siliceuses sont plus déformables par les ondes P (donc plus lentes) que les phases carbonatées, mais moins par les ondes S (donc plus rapides).

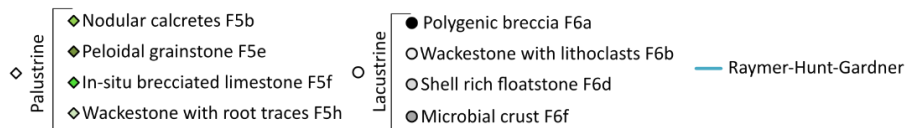
Un autre facteur minéralogique pouvant influencer la vitesse des ondes acoustiques est la présence et l'abondance de ciments de calcite (Regnet et al., 2019b). Par nature, ces ciments (1) bouchent la porosité et (2) sont plus rigides que la micrite car non microporeux, ce qui facilite la propagation des ondes. Ceci est démontré par la Figure 7-31, où les carottes avec la plus grande proportion de ciments (plus de 20 %, et essentiellement de la calcite de blocage) sont caractérisées par des vitesses de propagation d'onde élevées. Les carottes les plus cimentées correspondent aux faciès bréchiques de *nodular calcretes* (faciès F5b) ou de *in-situ brecciated limestones* (faciès F5f). Néanmoins, toutes les carottes caractérisées par des vitesses d'onde élevées ne sont pas toutes fortement cimentées. Les autres carottes se caractérisent plutôt par la présence de pores macroscopiques millimétriques à centimétriques.

### 3.2.3 Le rôle des types de pores

Les vitesses de propagations des ondes P plus rapides que prévues par le modèle RHG sont expliquées par la présence de macropores et de porosité de fabrique dans les carbonates continentaux (Figure 7-30 ; Soete et al., 2015 ; Regnet et al., 2019b ; Bailly et al., 2019a ; 2022). Eberli et al. (2003) avaient montré que la diminution des vitesses des ondes P étaient moins forte dans les carbonates marins ayant des porosités moldiques ou de structure que dans les carbonates composés principalement de microporosité et de pores interparticulaires. Ceci se traduit alors par des vitesses plus élevées pour une porosité donnée dans les carbonates avec une porosité moldique ou de fabrique que dans les carbonates avec une porosité interparticulaires. Dans les carbonates continentaux du bassin de Paris, les vitesses obtenues sur les carottes présentant les associations de types de pores A-1, A-2, A-3 et A-4 diffèrent peu du modèle Raymer-Hunt-Gardner (Figure 7-32A) et sont similaires à celles obtenues sur les carbonates lacustres et palustres pauvres en silicates (Figure 7-29 et Figure 7-30 ; Regnet et al., 2019b ; Vasquez et al., 2019 ; Bailly et al., 2019a ; 2022 ; Reijmer et al., 2021). Ces associations de types de pores sont même équivalents à des milieux effectifs comportant des inclusions elliptiques de rapport d'aspect 0,3 (Figure 7-32A). D'un autre côté, les vitesses obtenues sur les carottes possédant des associations de types de pores A-5 et A-6 divergent du modèle de Raymer-Hunt-Gardner et sont plus proches des vitesses acquises sur les travertins (Figure 7-32B, Figure 7-29 et Figure 7-30 ; Soete et al., 2015). La diversité des données est forte, avec une partie des données ayant des propriétés similaires à un milieu composé de pores de rapport d'aspect proche de 1 (presque sphérique), tandis que les autres sont similaires à des milieux composés de pores de rapport d'aspect de 0,3 voire moins (pores allongés ; Figure 7-32B). La différence notable de vitesse entre les associations A-4 (riches en moules de racines, fabrique racinaire peu développée) et A-5 (porosité de fabrique racinaire développée, quelques pores vacuolaires) est curieuse puisque ces associations sont toutes les deux issues de la dégradation des racines. L'association A-4 se caractérise mieux avec un milieu composé de pores de rapport d'aspect de 0,3, ce qui est plutôt cohérent avec la forme des racines (pores allongés ;



**This study**



**Literature**

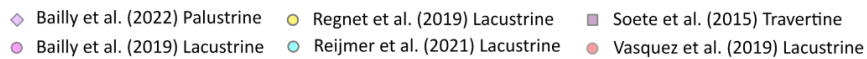


Figure 7-29. Comparaisons des données  $V_p$ - $V_s$  sec- $\Phi$  avec celles de la littérature dans les carbonates continentaux. Courbe bleue : équation de Raymer-Hunt-Gardner ; Courbe verte : tendance des carbonates de cette étude.

Figure 7-32C). Il est possible que la concentration de ces moules de racines de rapport d'aspect 0,3 (= A-5) puisse former des hétérogénéités plus importantes ayant des propriétés similaires à des pores de rapport d'aspect proche de 1 (Figure 7-32D).

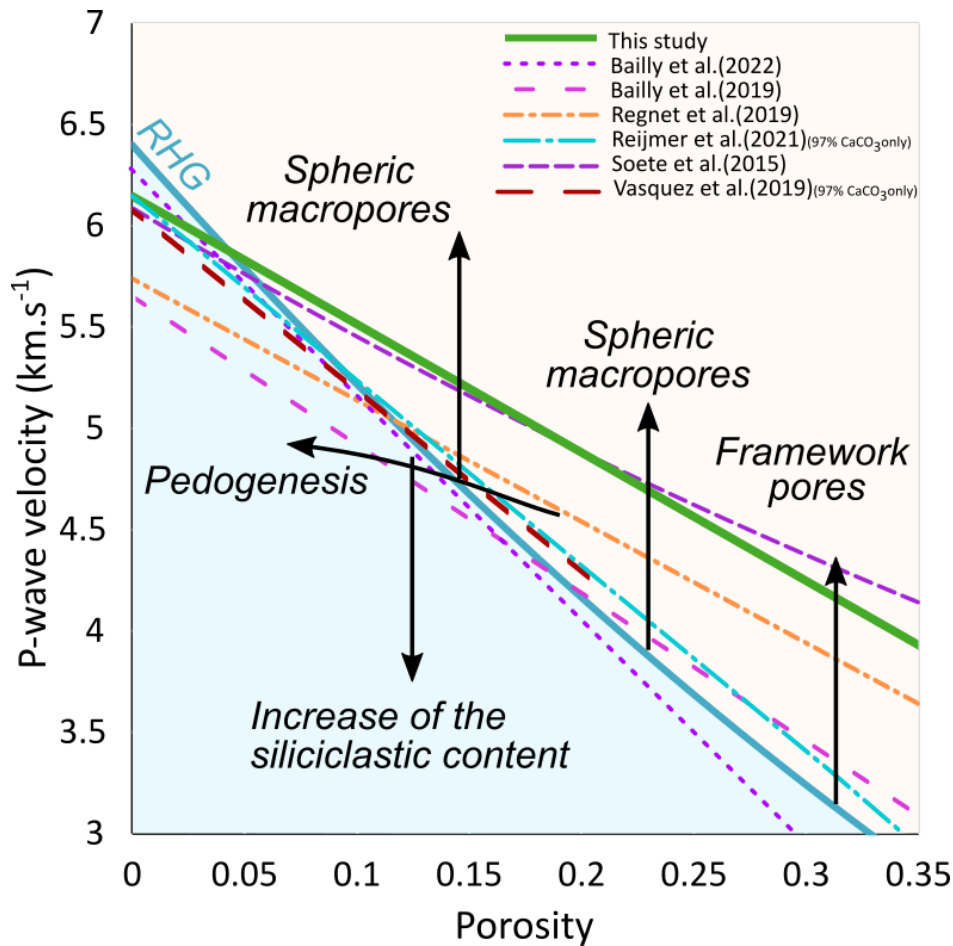


Figure 7-30. Comparaisons des tendances des données  $V_p$  sec- $\Phi$  de cette étude avec celles de la littérature dans les carbonates continentaux. Seuls les échantillons carbonatés avec un minimum de 97% de  $\text{CaCO}_3$  ont été gardés. Les flèches indiquent les raisons données par les auteurs de la littérature pour expliquer les variations de vitesses acoustiques par rapport au modèle RHG pour une porosité donnée.

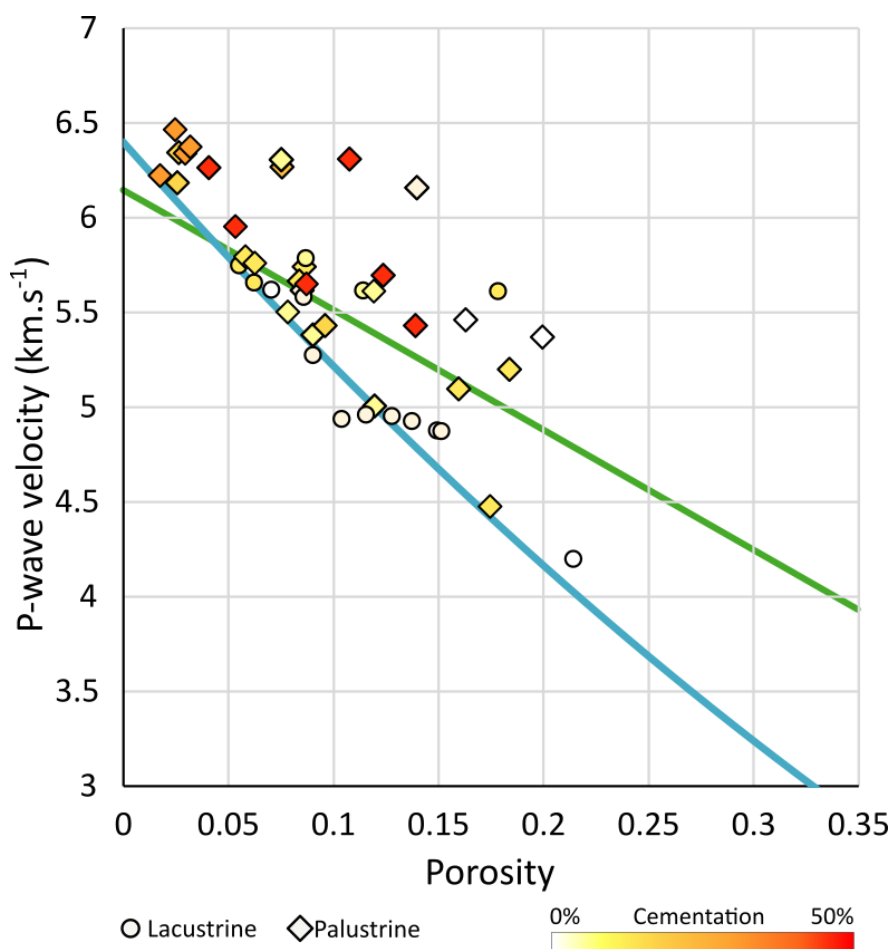


Figure 7-31. Diagramme  $V_p$  sec- $\phi$  en fonction du taux de cimentation déterminé sur lames minces de manière qualitative. Courbe bleue : équation de Raymer-Hunt-Gardner ; Courbe verte : tendance des carbonates de cette étude.

Les hétérogénéités formées par l'accumulation de racines forment des *patches* sur les carottes, pouvant faire plusieurs centimètres de large (Figure 7-33B et C). La caractérisation de ces hétérogénéités semble alors compromise avec la méthode utilisée dans cette étude puisqu'avec une fréquence d'un MHz, la taille maximale des hétérogénéités caractérisées est d'environ 5 mm. Les vitesses des ondes P anormalement élevées pour une porosité donnée dans les faciès composés de l'association de types de pores A-5 peut donc s'expliquer par l'accumulation de moules de racines. Ceci peut soit rendre le milieu plus cohésif et peut former des hétérogénéités aux propriétés élastiques similaires d'un milieu avec des pores ayant des rapports d'aspect de 1, soit former des hétérogénéités trop volumineuses pour affecter l'onde à l'échelle investiguée ici.

Les vitesses obtenues sur les carottes caractérisées par des associations de types de pores A-6 sont également anormalement élevées (Figure 7-33). Ceci s'explique simplement par l'abondance de pores vacuolaires pluri-millimétriques à pluri-centimétriques dans la carotte, qui ne sont pas caractérisable par la fréquence utilisée dans cette étude. Les ondes P ne sont donc pas affectées par cette porosité.

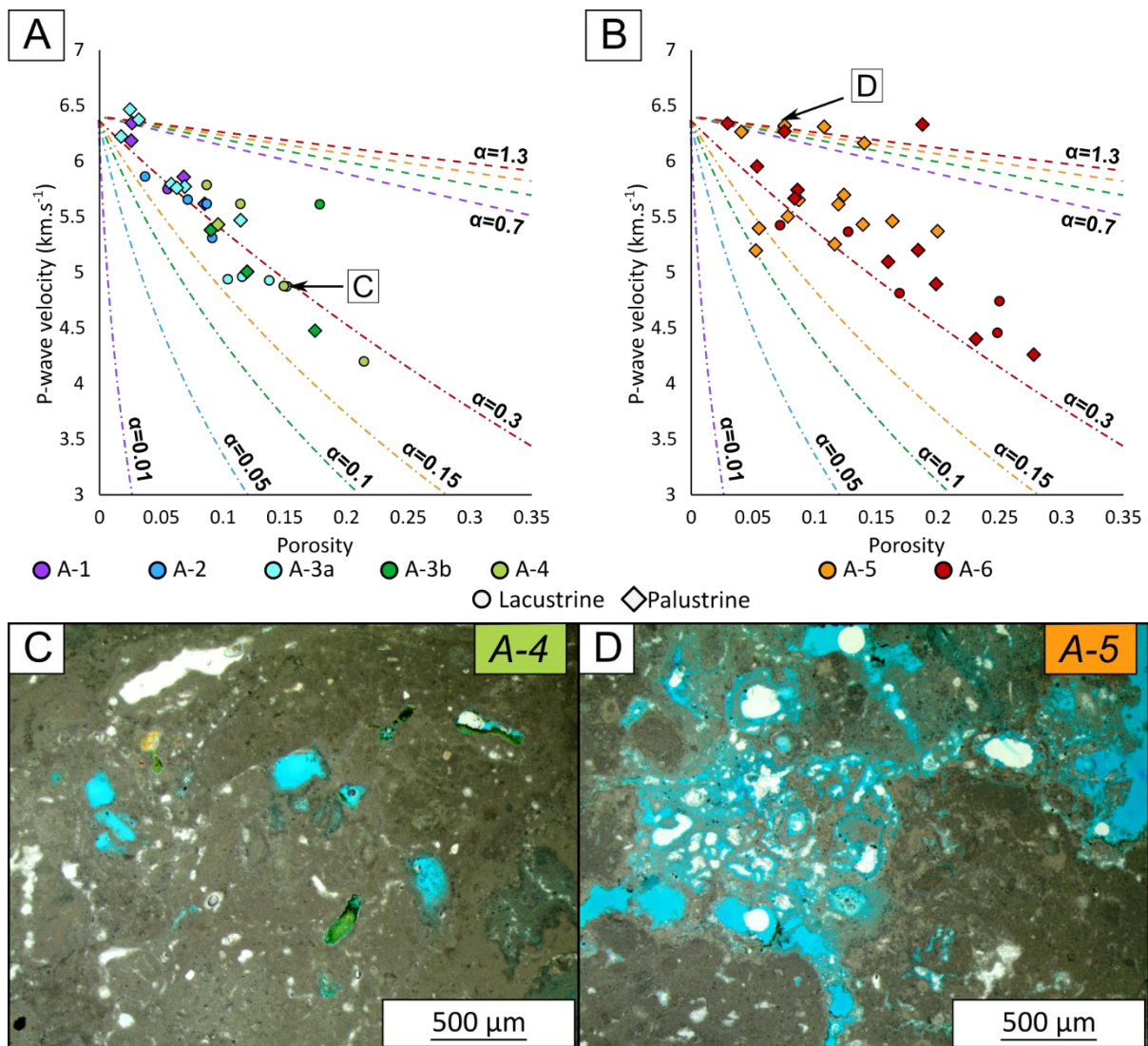


Figure 7-32. A et B) Diagrammes  $V_p$  sec- $\Phi$  avec les simulations des vitesses acoustiques des ondes P suivant les modèles « crack-like pores » (en lignes pleines) et « nearly spherical pores » (en lignes pointillées) de David and Zimmermann (2011) dans des carbonates pour différents rapport d'aspect  $\alpha$  pour les associations de types de pores A-1 à 4 (A) et A-5 et 6 (B). C) Illustration de l'association A-4 composée de moules de racines possédant des propriétés acoustiques similaires à des pores ayant un rapport d'aspect de 0,3. La porosité est visible par la résine d'époxy bleue mais aussi dans les zones blanches, où la résine ne s'est pas infiltrée. D) Illustration de l'association A-5 caractérisée par des porosités de fabrication d'origine racinaires possédant des propriétés acoustiques similaires à des pores ayant un rapport d'aspect d'environ 1. Notons que cette structure racinaire a une forme générale presque sphérique.

### 3.3 Liens entre perméabilité et acoustique

Globalement, la perméabilité et les vitesses des ondes acoustiques suivent une tendance dépendante de la porosité : lorsque la porosité augmente, la perméabilité augmente et les vitesses des ondes diminuent (Figure 7-34). Les carottes possédant les perméabilités les plus élevées sont caractérisées par les associations de types de pores A-5 (porosité de fabrique d'origine racinaire dominante) et A-6 (porosité vacuolaire dominante) et par les empreintes diagénétiques DP-2 (dissolution) et DP-8 (silicification partielle).

D'un point de vue acoustique, les carottes caractérisées par une empreinte diagénétique DP-2 présentent des vitesses élevées pour leur porosité, à l'exception de deux points correspondant à des calcaires lacustres (Figure 7-24C). Cette empreinte diagénétique est responsable de la formation des pores vacuolaires millimétriques à centimétriques constituant les associations A-5 et A-6, ce qui se traduit donc par ces vitesses acoustiques élevées. Néanmoins, cette empreinte diagénétique ne se démarque que peu de l'empreinte diagénétique DP-3 (dissolution + cimentation d'un ciment isopaque ; Figure 7-34). Il est alors difficile de faire la distinction des carottes présentant des pores vacuolaires peu/pas cimentés de ceux qui le sont avec leur propriété acoustique.

Comme discuté dans la partie 3.2.2, les empreintes silicifiées DP-8 et DP-9 se distinguent des autres empreintes par les ondes P et S à cause des propriétés élastiques de la silice. Néanmoins, les carottes partiellement silicifiées et perméables ne sont pas caractérisées par des vitesses des ondes P lentes et des ondes S rapides (Figure 7-34). Au contraire, elles ont les caractéristiques des carbonates et ne semblent pas discriminables par les ondes acoustiques.

### 3.4 Origine de l'anisotropie dans les carbonates continentaux

Les perméabilités calculées sur les différentes faces des carottes au TinyPerm3 ont montré que les faces d'une même carotte peuvent avoir des valeurs de perméabilité très différentes. Notamment, une anisotropie verticale est identifiable sur les carottes réalisées perpendiculairement au sens de stratification, où les faces supérieures (côté « toit ») sont plus perméables que les faces inférieures (coté « mur »). Cette différence s'explique facilement par la formation de peloides sur la face « toit » à la suite de dissolution (Figure 7-35). Sur le terrain, cette différence « toit-mur » se retrouve également sur les bancs en lien avec les discordances érosives (Figure 7-36). Sous ces discordances, le toit des bancs est souvent caractérisé par une dessiccation plus ou moins intense et/ou de la micro-karstification (Figure 7-36A, B et C). Ces zones sont plus sensibles à la percolation d'eau météorique et par conséquent à la diagénèse. Néanmoins, la base des bancs peut également présenter des zones d'altérations et/ou de dissolution préférentielles (Figure 7-36A et C). Souvent, ces bases de bancs reposent également sur des discordances érosives et/ou de fins niveaux argilo-marneux. Dans les séquences palustres, ces discordances sont

caractérisées par des changements très contrastés de textures, de structures et de diagénèse. Par exemple, les faciès *nodular* (F5b) et *laminar calcrete* (F5c) caractérisant le sommet des séquences

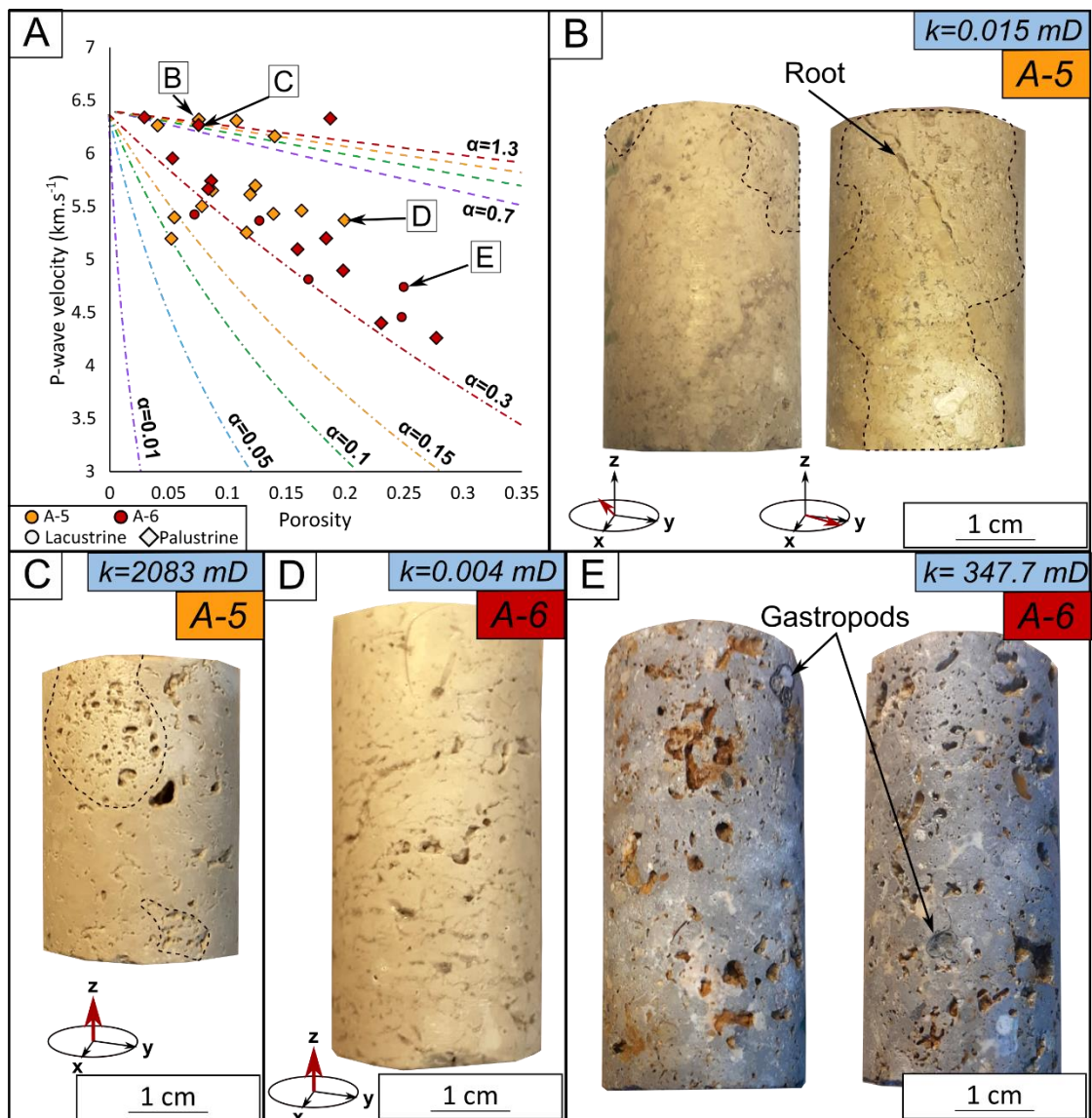


Figure 7-33. Exemples des carottes présentant des vitesses d'ondes P relativement élevées pour leur porosité. Leur perméabilité  $k$  est indiquée dans les encadrés tandis que le sommet de l'échantillon est représenté par l'orientation de la flèche rouge. A) Diagramme  $V_p$  sec- $\Phi$  avec les simulations des vitesses acoustiques des ondes P suivant les modèles « crack-like pores » (en lignes pleines) et « nearly spherical pores » (en lignes pointillées) de David and Zimmermann (2011) dans des carbonates pour différents rapport d'aspect  $\alpha$  pour les associations de types de pores A-5 et A-6. B) Carotte caractérisée par l'association A-5 montrant des patches poreux riches en moules de racines délimités par les lignes pointillées ; entre ces patches, le carbonate ne semble pas poreux ; limestone with root traces, faciès F5h ; Rea1, carrière des « Grands Réages » ; Calcaire de Beauce, Aquitainien. C) Comme B) ; Cou10, carrière du « Coudray » ; Calcaire de Château-Landon, Priabonien. D) Carotte caractérisée par l'association A-6 avec l'abondance des pores vacuolaires millimétriques ; nodular calcrete, faciès F5b ; Cha7, carrière de « Chalautre » ; Calcaire de Champigny, Priabonien. E) Comme C) ; shell-rich floatstone, faciès F6d ; Mc28, carrière du « Bois rond » ; Calcaire d'Etampes, Rupélien.



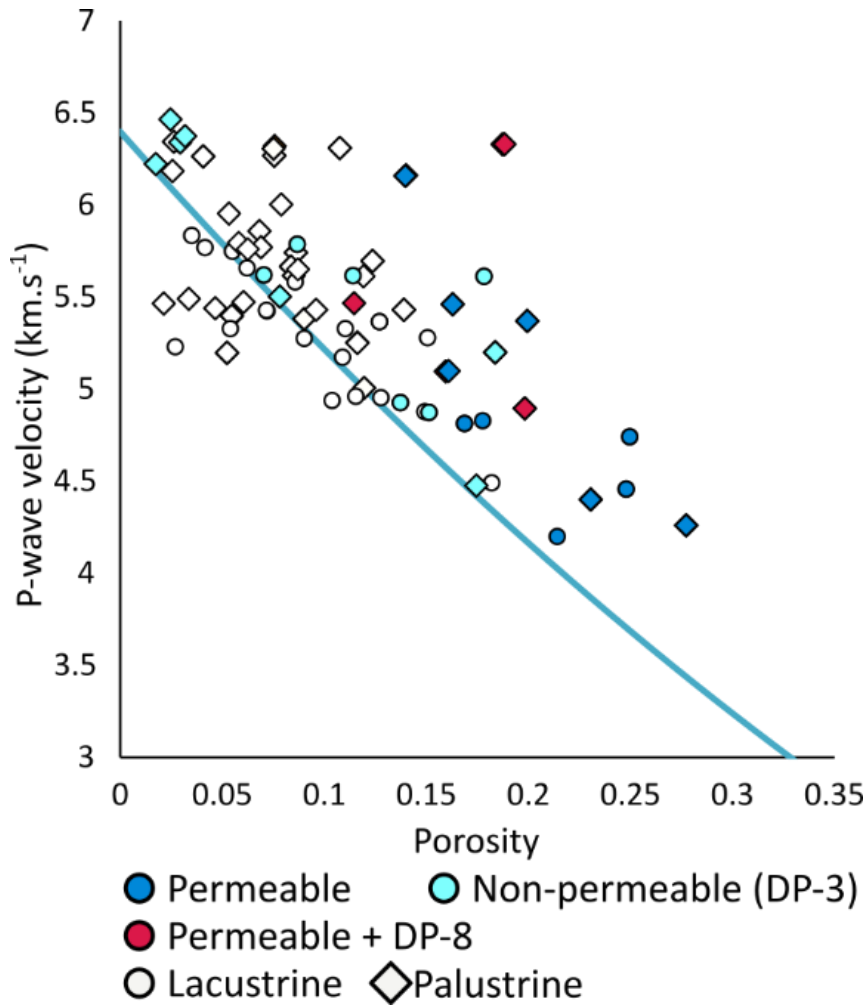


Figure 7-34. Diagramme  $V_p$  sec- $\Phi$  montrant les carottes avec une perméabilité supérieure à 1 mD due à de la dissolution (en bleu foncée) et de la silicification (en rouge) ainsi que les carottes présentant des perméabilités inférieures à 1 mD avec une empreinte diagénétique DP-3 (légère cimentation isopaque, en bleu ciel) ou autre (en blanc).

sont généralement sujets à la précipitation de calcite, et peuvent présenter des zones racinaires poreuses, tandis que les faciès de *chalky calcrete* (F5d) composant la base des séquences sont souvent altérés, recristallisés, parfois silicifiés et microporeux (Figure 7-36D). Ces différences de textures, de structures sédimentaires et de diagénèse ont évidemment un impact conséquent sur la répartition des propriétés pétrophysiques de ces carbonates continentaux. Bailly et al. (2022) ont montré que la répartition stratigraphique des contrastes diagénétiques influence considérablement l'aspect des réflecteurs sismiques. Néanmoins, la comparaison entre les mesures de perméabilité au TinyPerm3 et au Poroperm ont montré qu'aucune relation ne permettait de lier les deux mesures. Les maxima de perméabilité mesurés sur les faces « toit » des carottes perpendiculaires à la stratification n'expliquent donc pas la perméabilité globale de la carotte.

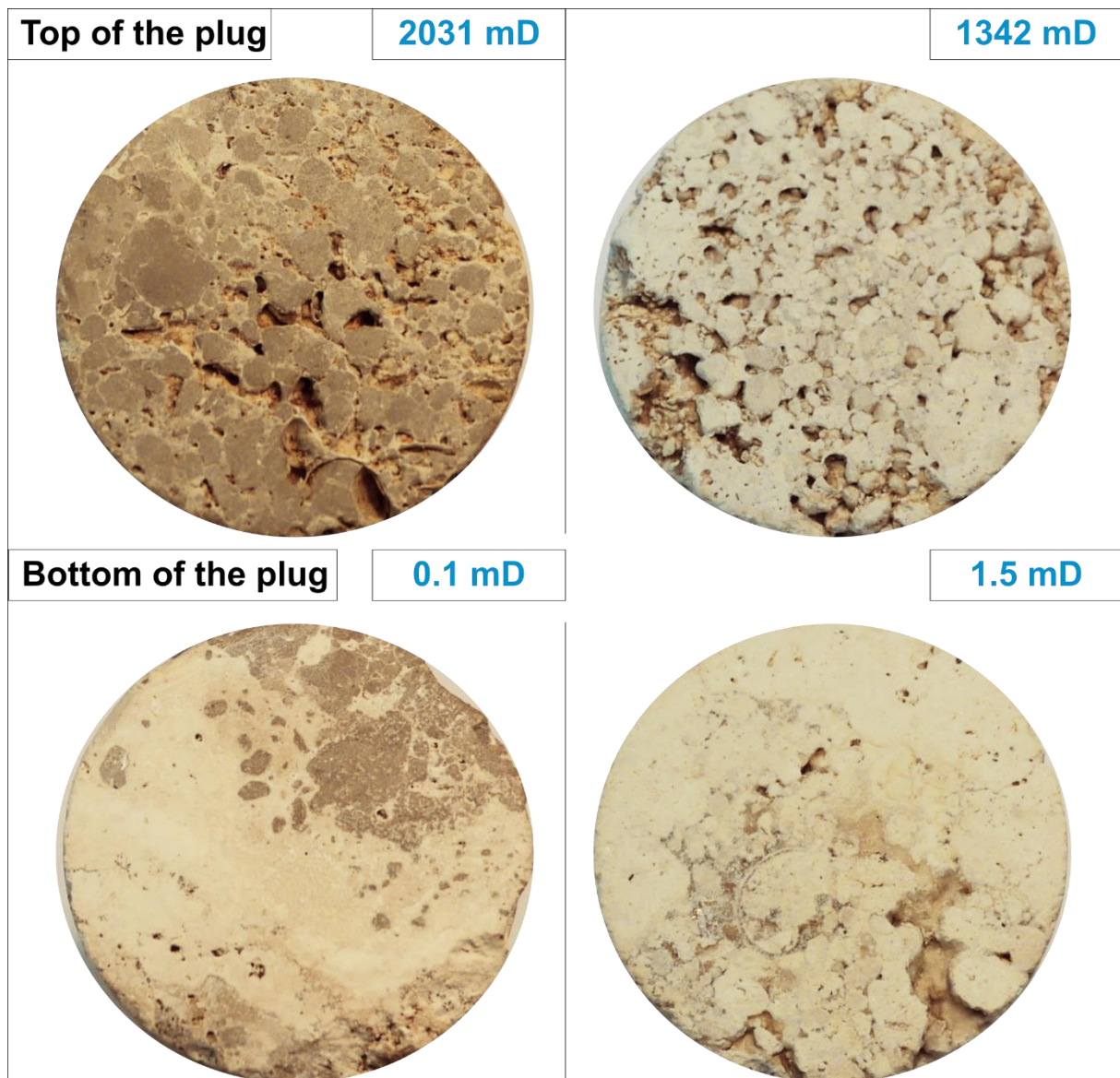


Figure 7-35. Comparaison des valeurs de perméabilité mesurées au TinyPerm3 entre les faces « toit » et « mur » de deux carottes perpendiculaires à la stratification. A gauche : échantillon Via1, carrière de Viabon ; in-situ brecciated limestone, faciès F5f ; Calcaire de Beauce, Aquitanien. A droite : échantillon Mc18, carrière du Bois Rond ; peloidal grainstone, faciès F5e ; Calcaire d'Etampes, Rupélien.

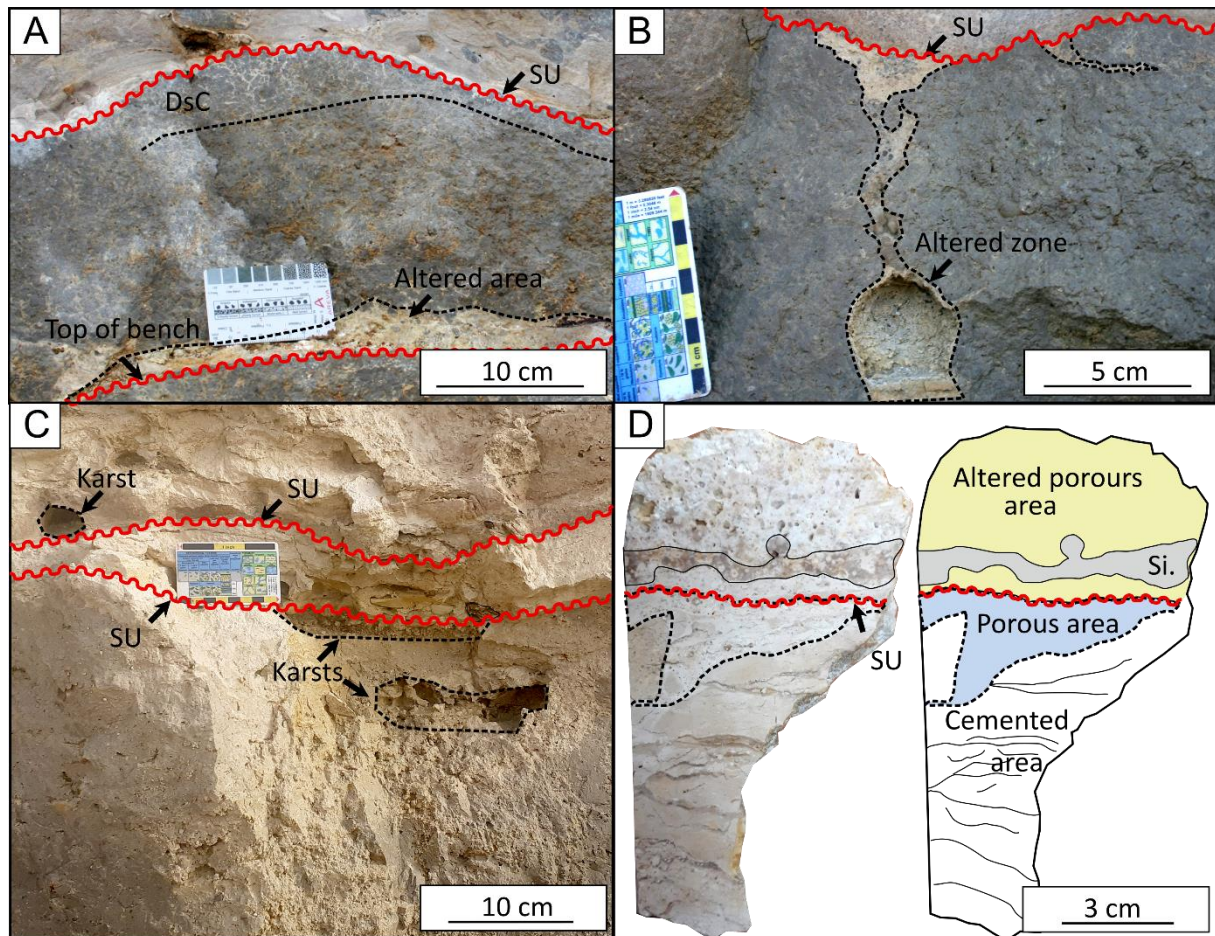


Figure 7-36. Exemple de l'importance des discordances d'érosion (SU) au sommet des bancs pour la répartition des propriétés pétrophysiques dans les carbonates continentaux du bassin de Paris. A) Délimitation de la zone affectée par la dessiccation (DsC) du sommet du banc. Notons également que la base du banc est altérée. Carrière de Viabon ; Calcaire de Beauce, Aquitaniens. B) Relation entre le sommet du banc desséché et les zones altérées et dissoutes au sein du banc. La connexion est caractérisée par un grainstone à pelloïdes. Carrière de Prasville ; Calcaire de Beauce, Aquitaniens. C) Karstification localisée à la base et au toit des bancs de carbonates palustres. Carrière du Bois Rond ; Calcaire d'Étampes, Rupéliens. D) Hétérogénéités de faciès et de diagénèse de part-et-d'autre d'une limite de banc dans les carbonates palustres. En dessous : laminated calcrete (faciès F5c) cimentée par de la sparite et présentant des structures racinaires dans la zone définie en pointillée ; Au-dessus : chalky calcrete (F5d) altérée et en partie silicifiée à la base. Forage de Maise ; Calcaire de Champigny, Priabonien.

## 4. Conclusion

L'étude pétrophysique des carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris a mis en évidence une forte hétérogénéité des mesures de porosité, de perméabilité et de vitesses acoustiques à différentes échelles. Six types de pores ont été identifiés sur la cinquantaine d'échantillons analysés : trois ont une origine primaire (micropores, pores inclus dans une fabrique microbienne ou dans une fabrique racinaire) ; les trois autres ont une origine diagénétique (formation de pores moldiques par la dissolution de coquilles de gastéropodes ou la dégradation de racines, pores vacuolaires millimétriques à décimétriques). Les histoires diagénétiques de ces échantillons peuvent être résumées en neuf empreintes diagénétiques témoignant soit d'une seule phase diagénétique (cimentation de la porosité primaire ou dissolution), soit de plusieurs phases de cimentation de calcite succédant à une phase de dissolution, soit au remplacement total ou partiel du carbonate par de la silice.

Sur les 83 carottes préparées, seule une petite dizaine ont des valeurs de perméabilité supérieures à 10 mD. Pour cela, un minimum de 10 % de porosité est requis pour avoir une perméabilité supérieure à 1 mD (Figure 7-37). Les faciès palustres *peloidal grainstones* (faciès F5e) et *wackestones with root traces* (faciès F5h) et lacustres *shell rich floatstone* (faciès F6d) et *wackestones with lithoclasts* (faciès F6b) peuvent avoir des perméabilités supérieures à 1 mD en possédant majoritairement des pores vacuolaires millimétriques à centimétriques ou des porosités de fabrique d'origine racinaire. De ce fait, l'écoulement se fait par ces types de pores.

La différence entre les carottes ayant des valeurs de perméabilité supérieures à 1 mD et les carottes ayant des valeurs de perméabilité inférieures à 1 mD est d'origine diagénétique. Les carottes avec des valeurs élevées (> 1 mD) ont subi des phases de dissolution importantes, créant des pores macroscopiques ou remplaçant partiellement le carbonate par de la silice. La cimentation d'une fine épaisseur de calcite entraîne une chute drastique de la perméabilité de plusieurs ordres de grandeur (Figure 7-37). Toutes les carottes avec des valeurs inférieures à 1 mD ont été partiellement/totalement cimentées, ou totalement silicifiées. En présence de ciments, des porosités de 20 % ne permettent pas l'écoulement.

Les vitesses acoustiques dans ces carbonates sont fortement variables. La diversité des propriétés élastiques s'explique par les associations de types de pores. Les carottes composées de microporosité, de porosité moldique ou de fabrique microbienne, ont des propriétés élastiques équivalentes à des milieux composés de pores elliptiques ayant un rapport d'aspect de 0,3 (pores allongés ; Figure 7-38). Les vitesses des ondes P sont alors bien décrites par les modèles prédictifs de l'évolution de la vitesse des ondes en fonction de la porosité comme le modèle Raymer-Hunt-Gardner. Les faciès lacustres sont majoritairement caractérisés par ces associations de types de pores et ont des propriétés acoustiques similaires aux carbonates lacustres de la littérature. D'un autre côté, les vitesses de propagation des ondes P sur les carottes à porosité de fabrique racinaire ou vacuolaire sont anormalement rapides (Figure 7-38). Ces vitesses proviennent sûrement de la taille pluri-millimétrique des hétérogénéités poreuses, qui sont à la limite des tailles caractérisables

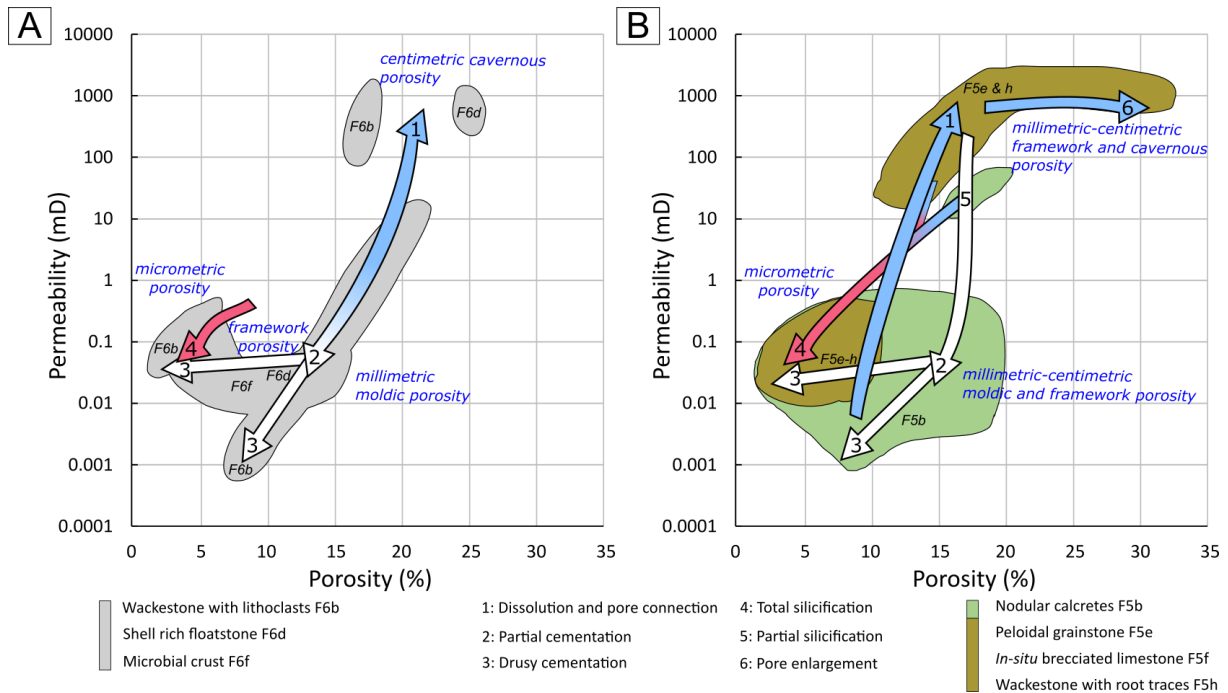


Figure 7-37. Diagrammes  $K-\Phi$  bilans pour expliquer la variabilité des valeurs de perméabilité dans les carbonates (A) lacustres et (B) palustres du Cénozoïque du bassin de Paris. Les phénomènes de dissolution sont indiqués par des flèches bleues, la silicification par des flèches rouges et la cimentation de calcite par des flèches blanches.

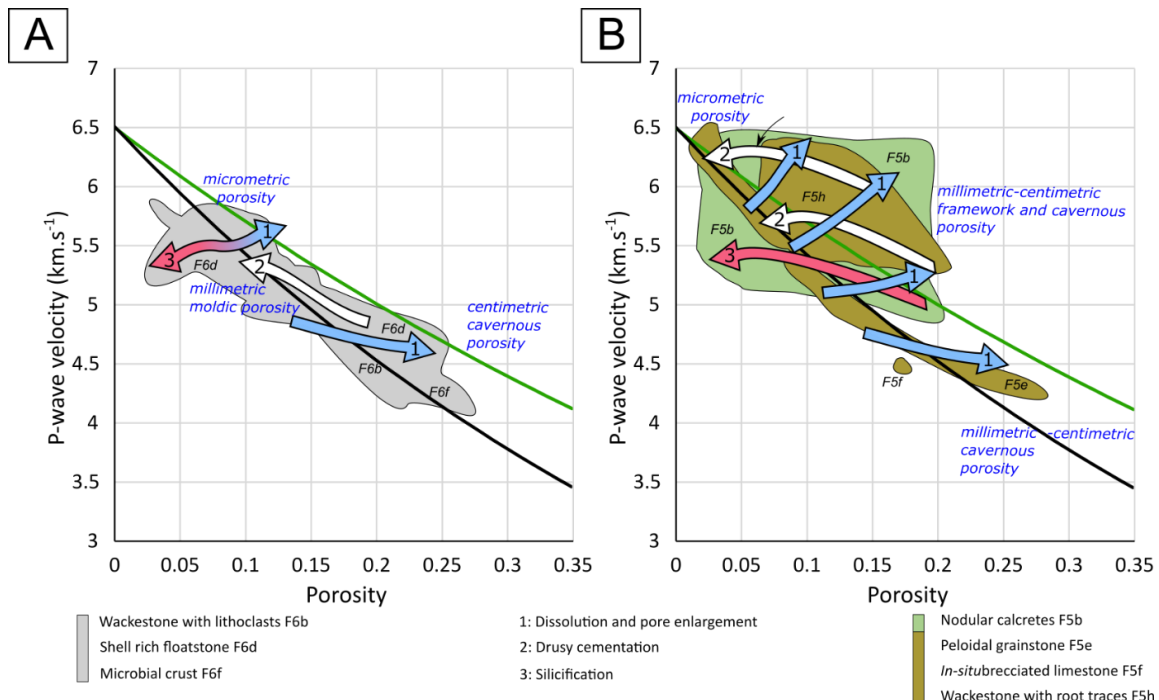


Figure 7-38. Diagrammes  $V_p \text{ sec}-\Phi$  bilans pour expliquer la variabilité des vitesses acoustiques dans les carbonates (A) lacustres et (B) palustres du Cénozoïque du bassin de Paris. La courbe noire représente la courbe de tendance des échantillons caractérisés par les associations de types de pores A-1 à A-4 ( $V_p = 6.4955e^{-0.018\Phi}$ ;  $R^2 = 0.791$ ), tandis que la courbe verte donne la courbe de tendance des associations A-5 et A-6 dont les hétérogénéités sont trop volumineuses pour être caractérisées ( $V_p = 6.5e^{-0.013\Phi}$ ;  $R^2 =$

0.522). Les phénomènes de dissolution sont indiqués par des flèches bleues, la silicification par des flèches rouges et la cimentation de calcite par des flèches blanches.

de cette étude. Les chemins tracés sur la Figure 7-38B relèvent donc plutôt de l'artefact de mesure (longueur d'onde de même ordre de grandeur que la taille des pores) que de l'effet intrinsèque du réseau poreux. Ces associations de types de pores sont fréquemment rencontrées dans les faciès palustres et donnent des propriétés acoustiques similaires aux travertins.

Tout comme pour la perméabilité, la diagénèse joue un rôle important sur les vitesses des ondes puisqu'elle est responsable de la formation des pores vacuolaires et par conséquent des vitesses anormalement élevées pour une porosité donnée. Également, les carottes totalement silicifiées sont reconnaissable dans le jeu de données grâce à une diminution des vitesses de propagation des ondes P couplée à une augmentation de celles des ondes S (Figure 7-38). Toutefois, il n'est pas possible de distinguer les carbonates partiellement silicifiés des carbonates « sains », ni les carbonates possédant des perméabilités supérieures à 1 mD des autres.

L'anisotropie est clairement visible dans ces carbonates continentaux au sein d'un même échantillon. Les porosités et perméabilités peuvent être bien différentes entre les carottes perpendiculaires et parallèles à la stratification. Cette anisotropie s'observe également à l'échelle de la carotte, où il a été trouvé que la perméabilité au niveau des faces « toit » des carottes perpendiculaires à la stratification sont généralement supérieures de 2-3 ordres de grandeurs par rapport aux faces « mur ». Ceci s'explique par la présence de surfaces d'émersion au sommet des bancs d'où proviennent les échantillons. Au niveau de ces surfaces, le carbonates peut être altéré par des phénomènes de bréchification, de dessiccation, de karstification ou de remplacement minéralogique. Ces surfaces stratigraphiques représentent des zones très contrastées d'un point de vue faciologique et diagénétique jouant un rôle important sur les propriétés pétrophysiques du banc. Également, les fortes perméabilités mesurées sur les faces des carottes (> 1000 mD) n'expliquent pas toujours la perméabilité générale de la carotte ou de l'échantillon. Il se pose alors la question de l'influence de ces hétérogénéités poreuses et perméables présentes à l'échelle de la carotte sur les propriétés pétrophysiques de l'échantillon, du banc ou de la formation.



Chaque roche m'informe des paysages du passé. En reconstituant ces paysages, je peux anticiper quelles roches nous trouverons dans une zone très précise

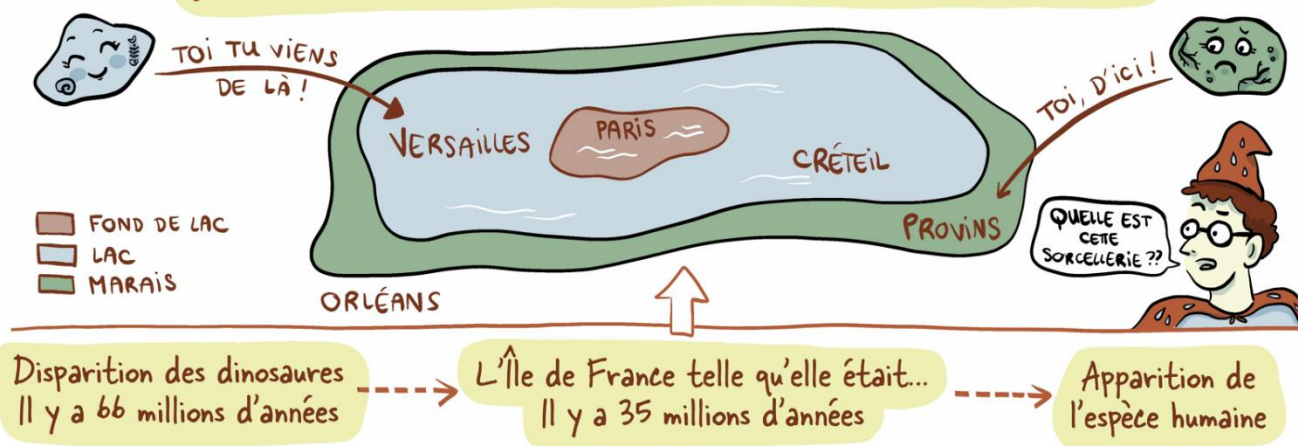


Illustration tirée de « Retour aux sources », adaptation de cette thèse en BD par Kévin Moreau, co-scénarisée et illustrée par Marine Spaak avec l'accompagnement de la Diagonale Paris Saclay

## CHAPITRE 8

### Discussion générale





## 1. Liens entre les séquences de dépôts et les propriétés pétrophysiques

Nous avons vu dans le chapitre précédent qu'une anisotropie des perméabilités à l'échelle des carottes est liée à la présence des figures d'émersions sous les surfaces d'émergence (fentes de dessiccation, karstification, racines).

Il existe donc un contrôle fort de ces surfaces stratigraphiques sur la répartition des propriétés pétrophysiques. De même, ces surfaces d'émergence sont majeures pour les travaux de stratigraphie séquentielle et sont principalement retrouvées au sommet des séquences de dépôts terminées par des faciès palustres (chapitre 3).

Dans le système de lac côtier, les séquences de dépôts *short-term* identifiées dans le domaine palustre montre des faciès lacustres *euryhaline foraminifera wackestones* (F3b), *shell-rich packstones* (F3c), et le faciès palustre *chalky calcretes* (F5d) passer verticalement aux faciès palustres de *in-situ brecciated limestones* (F5f), *nodular calcretes* (F5b), *laminar calcretes* (F5c) et *rhizolith concretions* (F5a). Les évolutions verticales de faciès reflètent ici des fluctuations climatiques (chapitres 3 et 4 ; Figure 8-1). À la base de ces séquences, les faciès lacustres sont peu/pas affectés par la diagénèse tandis que les faciès *chalky calcretes* sont entièrement recristallisés (DP-10 ; Figure 8-1). Ces faciès sont globalement homogènes à l'échelle de la lame mince et de l'échantillon, et présentent principalement de la microporosité (A-1). À l'inverse, le sommet des séquences présente des associations de types de pores (A) et des empreintes diagénétiques (DP) variées résultant de l'exposition du sédiment aux eaux météoriques dès l'éogénèse (chapitre 5 ; associations de types de pores A-4, A-5 et A-6 ; Figure 8-1). Notamment, la silicification est fréquente dans les faciès de calcretes. C'est également vers le sommet de séquences que les surfaces d'émergence sont les plus fréquentes. Les carbonates sont alors très hétérogènes, comme le montre les porosités des faciès de calcrètes allant de 2,6 % à 19,8 % (Figure 8-1). De plus, la taille des pores augmente vers le sommet des séquences, passant de micropores à la base, à des pores millimétriques (moules de racines, A-4 et 5), décimétriques (pores vacuolaires caverneux, A-6) voire métriques (karsts) vers le sommet.

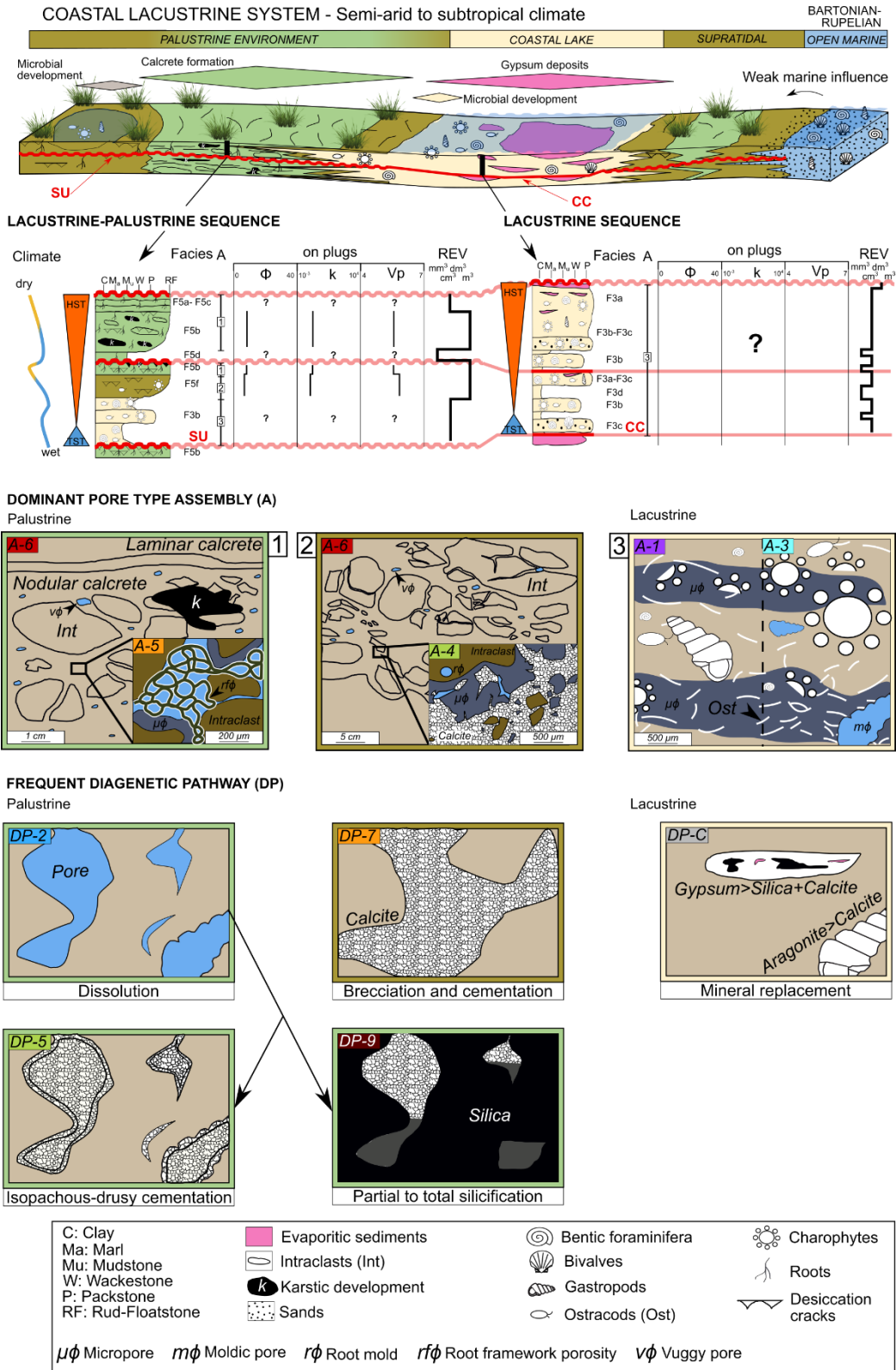


Figure 8-1. Relations entre les séquences de dépôts du système lacustre côtier, les associations de types de pores (A), les empreintes diagénétiques (DP), les variations pétrophysiques à l'échelle des carottes d'un pouce de diamètre et les volumes élémentaires représentatifs (REV). SU : subaerial unconformity ; CC : correlative conformity ; HST : prisme de haut niveau d'eau ; TST : cortège transgressif.

À l'échelle de la carotte, les faciès *nodular calcretes* (F5b) et de *in-situ brecciated limestones* (F5f) ont de faibles perméabilités (< 1 mD) et sont caractérisés par des vitesses de propagation des ondes P anormalement rapides dû à la présence des pores vacuolaires (A-6) et des porosités de fabriques racinaire (A-5) (Figure 8-1). Macroscopiquement, les faciès de *laminar calcretes* (F5c) et de *rhizolith concretions* (F5a) ne semblent également pas poreux et perméables, à l'inverse des faciès lacustres et de *chalky calcretes* (F5d) qui peuvent être poreux et pourraient être perméables. Le sommet de la séquence se caractérise donc par des faciès peu perméables à l'échelle millimétrique et par des vitesses anormalement rapides, tandis que la base peut être perméable. Les niveaux silicifiés sont principalement retrouvés dans le sommet de la séquence et devraient induire des diminutions des vitesses des ondes P locales.

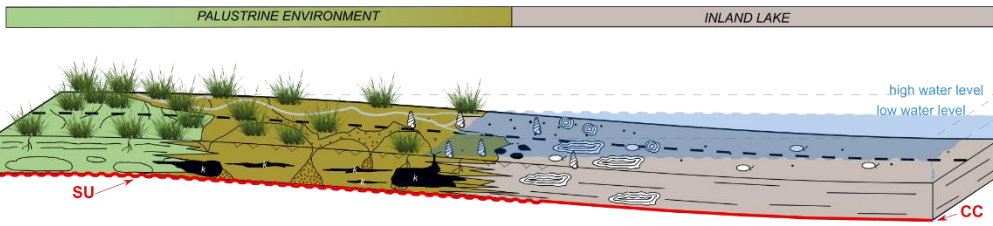
Ces séquences de dépôts lacustre-palustres passent latéralement à des séquences purement composées de faciès lacustres. Leurs carbonates sont peu dissouts ou cimentés, comme le montre la paragenèse « simple » de ces carbonates et la faible induration du sédiment (chapitre 5, Figure 8-1). Les quelques niveaux qui subissent de la recristallisation (dolomitisation-silicification du carbonate, silicification-calcification du gypse, néomorphisme de l'aragonite en calcite ; DP-C) sont généralement associées aux prismes de haut niveau d'eau et aux *correlatives conformities* (Figure 8-1). La taille des pores est globalement petite avec une porosité soit micrométrique (A-1) soit dans de rares cas centimétrique (moules de coquilles, A-3). Dans ces séquences, les échantillons semblent homogènes à l'échelle de la lame mince. Les niveaux perméables peuvent se localiser dans les bancs faiblement argileux et riches en fossiles.

Dans le système lacustre intérieur, les mêmes observations peuvent être réalisées dans les séquences de dépôts lacustre-palustre, c'est-à-dire : (1) les faciès palustres des sommets de séquences sont plus affectés par la diagénèse que les faciès lacustres de la base des séquences. Ils présentent une grande diversité de types de pores et sont plus hétérogènes (Figure 8-2). (2) La taille des pores augmente vers la fin de la séquence de dépôt. (3) En se rapprochant des dépôts-centre, les faciès palustres fortement modifiés par la diagénèse passent à des faciès lacustres ou palustres moins affectés. Dans le domaine lacustre, deux séquences peuvent être individualisées :

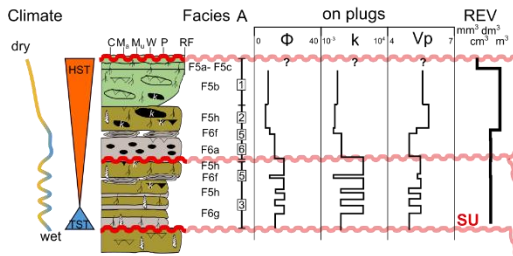
La première séquence est caractéristique de la zone bien « drainée » du lac (aux alentours de la fosse de Pithiviers). Les faciès indiquent que le niveau d'eau du lac était plus stable et les émerSIONS du sédiment étaient moins prolongées que la zone mal « drainée ». Elle montre le passage de *organic-rich wackestones and marls* (F5g) et des *wackestones with lithoclasts* (F6b) à des *in-situ brecciated limestones* (F5f), *wackestones with root traces* (F5h), et de fines *microbial crusts* (F6f) (Figure 8-2). Ces faciès sont surtout affectés par la dissolution ; très peu de ciments sont observables (DP-2 et 3). Ce sont entre-autres les faciès F5h qui présentent les perméabilités les plus élevées (montant jusqu'à 2 Darcy).

La seconde séquence représente une zone « mal drainée ». Les faciès indiquent des émerSIONS répétées et longues, modifiant fortement le sédiment. La séquence est composée d'éléments plus grossiers avec les faciès de *polygenic breccia* (F6a), de *wackestones with lithoclasts* (F6b), et de *in-situ brecciated limestones* (F5f). Les *microbial crusts* (F6f) sont fréquentes et plus épaisses que dans les autres séquences. Les fins de séquences se caractérisent par des faciès lacustres de *gastropod shell-rich floatstones* (F6d) et d'*oncoidal rudstones* (F6e) montrant des indices d'émerSIONS de plus en plus marqués, une bréchification de plus en plus intense, se traduisant par

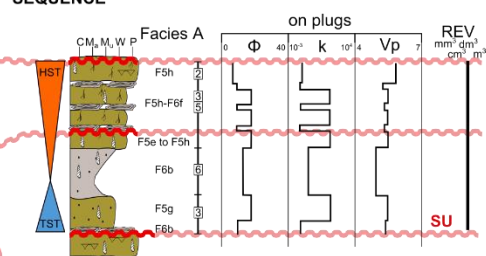
INLAND LACUSTRINE SYSTEM - Temperate climate



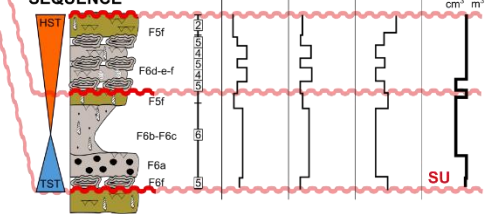
LACUSTRINE-PALUSTRINE SEQUENCE



"WELL-DRAINED" LACUSTRINE-PALUSTRINE SEQUENCE

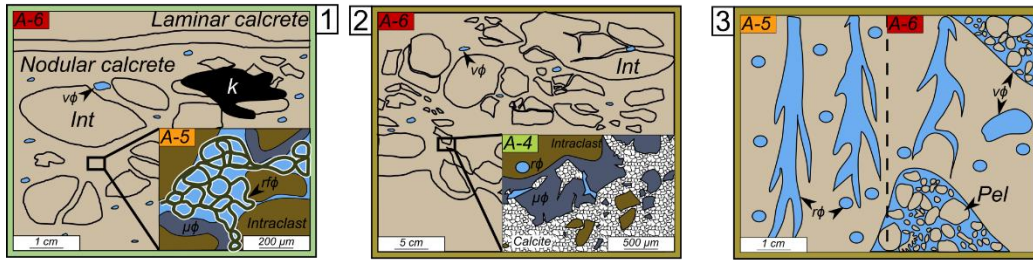


"POORLY-DRAINED" LACUSTRINE-PALUSTRINE SEQUENCE

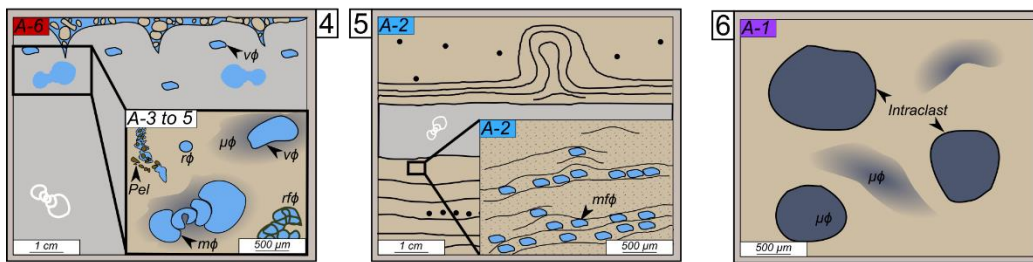


DOMINANT PORE TYPE ASSEMBLY (A)

Palustrine

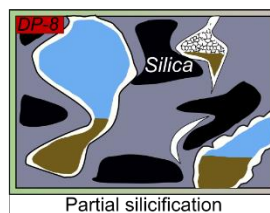
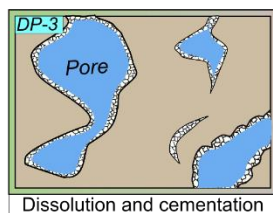


Lacustrine

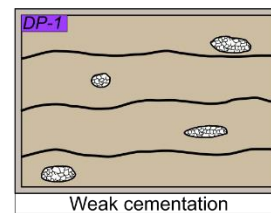

















FREQUENT DIAGENETIC PATHWAY (DP)

Palustrine and lacustrine



Lacustrine



C: Clay	 Evaporitic sediments	 Bivalves	 Charophytes
Ma: Marl	 Intraclasts (Int)	 Gastropods	 Roots
Mu: Mudstone	 Cm reworked intraclasts	 Ostracods (Ost)	 Desiccation cracks
W: Wackestone	 Mm reworked intraclasts	 Oncoids	 Peloids (Pel)
P: Packstone	 Karstic development	 Microbial crusts	
RF: Rud-Floatstone	 Sands		

$\mu\phi$  Micropore     $m\phi$  Moldic pore     $r\phi$  Root mold     $rf\phi$  Root framework porosity  
 $mf\phi$  Microbial framework porosity     $v\phi$  Vuggy pore

Figure 8-2. Relations entre les séquences de dépôts du système lacustre continental, les associations de types de pores (A), les empreintes diagenétiques (DP), les variations pétrophysiques à l'échelle des carottes d'un pouce de diamètre et les volumes élémentaires représentatifs (REV). SU : subaerial unconformity ; CC : correlative conformity ; HST : prisme de haut niveau d'eau ; TST : cortège transgressif.

des faciès de *in-situ brecciated limestones* (F5f) au sommet (Figure 8-2). La cimentation est faible dans les niveaux composant la base des séquences (DP-1 et 4), mais forte dans les niveaux terminaux (DP-4 à 7 ; Figure 8-2). Ces bancs sont alors très hétérogènes aux vues des propriétés pétrophysiques. Néanmoins, ils présentent rarement des perméabilités supérieures à 1 mD.

Les *microbial crusts* (F6f), présentes au-dessus des toits de bancs dans les deux types de séquences, se caractérisent par des types de pores de fabriques (A-2) et peuvent être partiellement silicifiées ou cimentées (DP-1 et Dp-8 ; Figure 8-2). Ces faciès ont également une faible perméabilité (< 1 mD).

Ainsi, ces deux séquences montrent des carbonates de plus en plus hétérogènes vers leur sommet. Les niveaux perméables se localisent dans les faciès palustres peu développés (F5e et F5h) et au niveau des surfaces d'émersion. La base des séquences est composée majoritairement de microporosité et de pores moldiques (A-1, A-3 et A-4) et se caractérise alors par une évolution des vitesses des ondes P en fonction de la porosité prédictible par le modèle Raymer-Hunt-Gardner. Le sommet, composé d'assemblages riches en pores vacuolaires et en porosité de fabrique (A-5 et A-6), est quand-à-lui, caractérisé par des vitesses anormalement rapides.

## 2. Volumes Élémentaires Représentatifs des carbonates continentaux

### 2.1 Relations entre les perméabilités des carottes et les données hydrologiques des carbonates continentaux du bassin de Paris

Les perméabilités mesurées dans cette étude au TinyPerm3 et au Poroperm sur des carottes d'un pouce de diamètre (= 2,4 cm) sont bien différentes des perméabilités calculées des transmissivités d'ouvrages hydrauliques dans le bassin (Tableau 8-1). En ne prenant en compte que les Formations du Calcaire de Champigny, du Calcaire de Brie, du Calcaire d'Etampes et du Calcaire de Beauce ; les plus représentés dans cette étude ; les perméabilités calculées des transmissivités des ouvrages hydrauliques sont toutes supérieures à 100 mD (Tableau 8-1). Ces valeurs n'ont été atteintes que 9 fois sur les carottes (sur 160 mesures au TinyPerm3 et 80 au Poroperm) ; 4 fois au TinyPerm3 et 4 fois au Poroperm pour le Calcaire d'Etampes, 1 fois au TinyPerm3 pour le Calcaire de Beauce.

	Maximum perméabilité TinyPerm3 (mD) – échelle du mm <sup>3</sup>	Médiane perméabilité TinyPerm3 (mD) – échelle du mm <sup>3</sup>	Maximum perméabilité Poroperm (mD) – échelle du cm <sup>3</sup>	Médiane perméabilité Poroperm (mD) – échelle du cm <sup>3</sup>	Moyenne des transmissivités (m <sup>2</sup> /s) – échelle du m <sup>3</sup>	Epaisseur moyenne des aquifères (m)	Conductivité hydraulique moyenne (m/s)	Perméabilité moyenne (mD) – échelle du m <sup>3</sup>
Formation du Calcaire de Champigny	1,5	0,05	17,8	0,05	0,02	40	4. 10 <sup>-4</sup>	451
Formation du Calcaire de Brie	89,4	36,8	31,8	0,02	0,04	10	3,6.10 <sup>-3</sup>	3 670
Groupe de Beauce	5 760	3,0	270	0,3	0,01	40	4.10 <sup>-4</sup>	355

Tableau 8-1. Comparaison entre les maximas et médianes de perméabilités obtenues dans cette étude au TinyPerm3 et au Poroperm (encadré épais) avec les données de perméabilités calculées depuis les transmissivités de la littérature (Preau, 2021) pour les Formation du Calcaire de Champigny et du Calcaire de Brie et du Groupe de Beauce. Les perméabilités ont été obtenues de la manière suivante : Perméabilité (mD) =  $10^{-13} \times$  Conductivité ( $m.s^{-1}$ )  $\times$  viscosité de l'eau (=  $10^{-3} kg.m^{-1}.s^{-1}$ )/masse volumique de l'eau (=  $1000 kg.m^{-3}$ )  $\times g$  (=  $9,81 m.s^{-2}$ ). Les Formations du Calcaire d'Etampes et du Calcaire de Beauce ont été regroupées puisque les travaux ne font pas forcément la différence entre les deux.

Les Formations du Champigny (Priabonien) et du Calcaire de Brie (Rupélien) sont principalement composées des faciès de *in-situ brecciated limestones* (F5f) et de *nodular calcretes* (F5b). Les mesures de perméabilité effectuées sur des carottes prélevées dans ces faciès sont faibles, la plupart des échantillons (90 %) ayant des perméabilités inférieures à 1 mD (médianes respectives de 0,05 et 0,02 mD avec des maximas de 17,8 et 31,8 mD). Pourtant, les essais de pompages dans le forage de Maisse montrent par exemple qu'il est possible d'obtenir des débits entre 15 et 80 m<sup>3</sup>/h pour le Calcaire de Champigny et de plus de 180 m<sup>3</sup>/h pour le Calcaire de Brie en observant un rabattement faible de la nappe (travaux menés par Véronique Durand à GEOPS). Nous pouvons également citer les débits compris entre 430 et 1620 m<sup>3</sup>/h des nappes des calcaires continentaux aux alentours de Provins (Calcaire de Provins, et Calcaire de Champigny), dans les vallées de la Voulzie, du Durteint et du Dragon (Mégny, 1999). Ceci les identifie alors comme des aquifères intéressants à exploiter où l'eau s'écoule rapidement. Les carbonates caractérisés à l'échelle centimétrique dans le chapitre 7 par de faibles perméabilités (< 1 mD) jouent donc un rôle faible sur l'écoulement de l'eau dans la formation. Il semble obligatoire de faire intervenir des phénomènes de karstification et/ou de fracturation pour expliquer ces hauts débits et transmissivités.

Sur les carottes réalisées perpendiculairement au sens de stratification, les faces supérieures orientées vers le toit des bancs possèdent régulièrement des valeurs de perméabilités supérieures aux faces inférieures orientées vers le mur des bancs. Cette différence a été mise en relation avec la présence des surfaces d'émersion au sommet des bancs carbonatés. Toutefois, il est intéressant de noter que des zones de dissolution préférentielles sont associées à ces surfaces et forment des conduits d'écoulement préférentiels horizontaux à l'échelle du banc (cf. Figure 7-36C).

## 2.2 Échelles d'investigation des propriétés pétrophysiques des carbonates continentaux

Bear (1972) définissait le Volume Élémentaire Représentatif (VER ou REV pour *Representative Elementary Volume*) comme un volume minimum pour lequel les propriétés physiques sont en moyenne représentatives de celles de la roche. Lorsque des pores décimétriques caverneux ou le développement de karsts sont présents, les VER à investiguer pour caractériser au mieux une roche sont de l'ordre du m<sup>3</sup> voire du km<sup>3</sup> (Nordahl and Ringrose, 2008 ; Ringrose et al., 2008). Ce changement d'échelle a son importance (Ehrenberg, 2007 ; Nordahl and Ringrose, 2008 ; Ringrose et al., 2008). En effet, Ehrenberg (2007) avait observé que les porosités et perméabilités des carbonates marins à l'échelle de l'échantillon (plusieurs cm<sup>3</sup>) et à l'échelle de la carotte (mm<sup>3</sup> au cm<sup>3</sup>) sont parfois très différentes. Il arrive fréquemment que la perméabilité de l'échantillon soit plus élevée que celle de la carotte, tandis que la porosité peut être égale, voire plus faible. Il explique cette tendance par la présence de voies d'écoulement préférentielles à travers les volumes plus importants des échantillons. Il serait alors plus improbable d'inclure des parties de ces voies dans des carottes moins volumineuses.



Dans le cas des formations carbonatées du bassin de Paris, il semble évident que les perméabilités obtenues sur les carottes dans les faciès de *in-situ brecciated limestones* (F5f) et de *nodular calcretes* (F5b) ne sont pas représentatives de la totalité du banc ou de la formation. L'abondance de pores vacuolaires caverneux et le développement de cavités karstiques visibles à l'affleurement indiquent que ces faciès doivent être étudiés sur des volumes allant du m<sup>3</sup> au km<sup>3</sup> (Figure 8-1 et Figure 8-2). À cette échelle, la fracturation doit également jouer un rôle sur l'écoulement et même potentiellement sur la karstification.

Les faciès palustres *peloidal grainstones* (F5e) et *wackestones with root traces* (F5h), et lacustres *wackestones with lithoclasts* (F6b), *gastropod shell-rich floatstones* (F6d), *oncoidal rudstones* (F6e), et *microbial crusts* (F6f) se caractérisent quant-à-eux par des hétérogénéités de tailles plus réduites, de l'ordre de la dizaine de micromètre au centimètre. Les plus larges hétérogénéités sont les pores vacuolaires et les réseaux de racines, faisant quelques centimètres de larges. Vik et al. (2013) ont montré qu'une taille d'échantillon supérieure à 30 cm suffit à obtenir des valeurs homogènes de porosité dans des carbonates marins avec des pores vacuolaires centimétriques. Cela représente donc un volume d'échantillon d'environ 30 dm<sup>3</sup>. Pour les carbonates continentaux du bassin de Paris, cette taille de 30 cm représente souvent l'épaisseur des bancs (Figure 8-1 et Figure 8-2).

Finalement, les faciès du lac côtiers (association de faciès FA3), et les faciès palustres de *rhizolith concretions* (F5a), de *laminar calcretes* (F5c) et de *chalky calcretes* (F5d) semblent homogènes à l'échelle de l'échantillon. Il est possible que ces faciès possèdent des VER de l'ordre du cm<sup>3</sup>, voire du mm<sup>3</sup> (Figure 8-1). Néanmoins, aucune mesure pétrophysiques ne permet d'appuyer cette hypothèse.

### 3. La dualité lacustre-palustre est-elle à prendre en compte pour les propriétés réservoirs ?

Dans cette étude, il ressort beaucoup de différences pétrographiques, diagenétiques et pétrophysiques entre les carbonates lacustres et palustres. Ces différences sont résumées dans le Tableau 8-2.

Faciès: Les faciès lacustres (FA3 et FA6) ont des textures allant du *mudstone* au *packstone*. Fréquemment, il s'agit de *wackestone*. Les textures *floatstones* et *rudstones* se retrouvent également dans les faciès lacustres continentaux de *polygenic breccia*, de *shell-rich floatstones* et de *oncoidal rudstones* (Faciès F6a, F6d et F6e). Les clastes sont dans certains niveaux abondants avec les bioclastes (gastéropodes, ostracodes et characées), les péloïdes et les intraclastes. Quelques

Association de faciès	Lacustre côtier (FA3)	Lacustre intérieur (FA6)	Palustre (FA5)
Faciès	Micritique, bioclastique et gypseux allant du <i>packstone</i> au <i>mudstone</i> , quelques <i>floatstones</i>	Micritique, fabrique microbienne, quelques niveaux bioclastiques allant du <i>rudstone</i> au <i>mudstone</i>	Micritique, souvent bréchique ou fabriques racinaires, <i>microcodium</i> parfois abondants
Induration, cimentation	Peu induré et cimenté	Induré et peu cimenté	Induré et fortement cimenté
Natures des fluides diagénétiques	Mélange météorique-saumure	Météoriques	Météoriques
Caractéristiques de la diagénèse	Remplacement minéralogique fréquent (gypses en silice et calcite, calcite en dolomite, dédolomitisation, aragonite en calcite)	Dissolution et cimentation isopaque ou drusique. Téléogénèse très probable	Alternance cimentation en zone vadose et phréatique (ciments isopaques et drusique), silicification fréquente, forte dissolution, karstification. Éogénèse dominante
Empreintes diagénétiques dominantes (DP)	DP-1 ; DP-8 ; DP-C = cimentation de la porosité initiale, remplacement minéralogique et silicification partielle	DP-1 ; DP-3 ; DP-5 = cimentation de la porosité initiale, dissolution suivit d'une cimentation isopaque et drusique	DP-2 ; DP-3 ; DP-6 ; DP-7 ; DP-8 ; DP-9 = forte dissolution suivit de phases de cimentation gravitaire, isopaque et drusique ou silification totale ou partielle
Association de types de pores dominants (A)	A-1 ; A-3a = microporosité + porosité moldique	A-1 ; A-2 ; A-3 = microporosité + porosité de fabrique microbienne + moldique	A-5 ; A-6 = microporosité + porosité moldique + de fabrique racinaire + vacuolaire et caverneuse
Porosité	?	Variable (de 5% à 25%)	Variable (de 2% à 40 %)
Perméabilité à l'échelle de la carotte	?	Perméabilité $k > 1$ mD dans quelques faciès présentant des indices d'émersion, sinon $k < 1$ mD.	Variable avec de fortes valeurs de perméabilités (jusqu'à 2 Darcy) et d'autres faibles ( $< 1$ mD).
Vitesses acoustiques à 1MHz	?	Légèrement plus élevée que les équations de Raymer-Hunt-Gardner	Très élevées pour une porosité donnée. Bien supérieures aux équations de Raymer-Hunt-Gardner
Volume Élémentaire Représentatif	mm <sup>3</sup> à cm <sup>3</sup> ?	cm <sup>3</sup> à dm <sup>3</sup> ?	mm <sup>3</sup> à km <sup>3</sup> ?

Tableau 8-2. Récapitulatif des caractéristiques sédimentaires, diagénétiques et pétrophysiques des carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris.

fabriques sont également présentes avec les *microbial crusts* (faciès F6f). Ceci diffère des faciès palustres qui présentent le plus souvent des textures bréchiques/pseudo-bréchique (*nodular calcretes*, *peloidal grainstones*, *in-situ brecciated limestones*, faciès F5b, F5e et F5f) ou des fabriques racinaires (*rhizoconcretions*, *laminar calcretes*, *wackestones with root traces*, faciès F5a, F5c et F5h).

**Diagénèse :** Les carbonates palustres sont affectés par une diagénèse très précoce, voire syn-sédimentaire affectant fortement le carbonate initial. Une succession de phases de cimentation en domaine phréatique et vadose rend la paragenèse complexe. La dissolution, qui est également précoce, peut créer des réseaux karstiques dès les premiers stades diagénétiques (éogénèse, exemple du karst de Maisse avec un âge de  $27,7 \text{ Ma} \pm 1,3$  pour le premier ciment d'une cavité dans un encaissant du Rupélien supérieur ; chapitres 5 et 6). La silicification est également fréquente et importante. D'un autre côté, les carbonates du lac côtier (FA3) sont affectés par de nombreux changements minéralogiques précoces (transformation du gypse en silice et calcite, de la calcite en dolomite, et de l'aragonite en calcite) mais rarement par des phases de dissolution et/ou de cimentation des pores. D'ailleurs, ces carbonates lacustres ne sont parfois pas indurés, témoignant

d'une cimentation moins intense que pour les autres carbonates. Les carbonates lacustres internes présentent une paragenèse également complexe composée de nombreuses calcites drusiques. Les zones de dissolution et de cimentation sont plus fréquemment observées en sommet de banc, au niveau des fentes de dessiccation, des quelques moules de racines ... Quelques points communs peuvent être fait avec les carbonates palustres sur la succession des événements diagénétiques. Par exemple, la silicification n'est jamais la première phase diagénétique et se produit dans la zone phréatique.

Types de pores et empreintes diagénétiques : Ces différences sédimentaires et diagénétiques amènent à une répartition hétérogène des assemblages de types de pores et des empreintes diagénétiques. Les carbonates lacustres sont alors caractérisés principalement par une microporosité, des porosités de fabrique microbienne et moldique (assemblages A-1, A-2 et A-3a). La dissolution n'est observée dans ces carbonates que si des indices d'émersions tels que des fentes de dessiccations sont présents. Il en résulte alors une porosité variable entre 5 % et 25 % et la concentration des plus fortes valeurs de perméabilité (entre 10 mD et 700 mD) au niveau des surfaces stratigraphiques. Les faciès palustres possèdent une diversité plus importante des types de pores allant de l'échelle micrométriques à millimétrique et métrique (assemblages A-5 et A-6 fréquents et karstification). La diagénèse est plus intense et produit des empreintes diagénétiques variées pouvant faire intervenir plusieurs processus de dissolution, de cimentation ou de remplacement : uniquement de la dissolution (DP-2), de la dissolution suivie de ciments variés gravitaires, isopaques ou drusiques (DP-3 à DP-7), ou du remplacement du carbonate par de la silice (DP-8 et DP-9). Les faciès palustres présentent par conséquent des valeurs de porosité et de perméabilités étendues, allant du poreux et perméable (20 à 40 % de porosité et 100 mD) au peu poreux et peu perméable (moins de 5 % de porosité et  $10^{-3}$  mD). Également, l'abondance des ciments et des pores de tailles pluri-millimétriques se traduit par des vitesses acoustiques plus élevées dans ces carbonates palustres que dans les carbonates lacustres.

Volume Élémentaire Représentatif : Les hétérogénéités des carbonates lacustres et palustres sont de tailles bien différentes et les volumes élémentaires représentatifs le sont également. Des volumes inférieurs au  $\text{dm}^3$  semblent suffire pour caractériser les carbonates lacustres, tandis que des volumes du  $\text{m}^3$  au  $\text{km}^3$  semblent nécessaire pour les carbonates palustres.

Étant données ces différences, les carbonates continentaux peuvent se répartir en trois catégories (Figure 8-3). La première catégorie regroupe les faciès lacustres ne présentant pas d'indices d'émersions. Ces carbonates peuvent être indurés et sont caractérisés par de la microporosité et de la porosité moldique ou de fabrique d'origine microbienne (assemblages de types de pores A-1, A-2 et A-3a). La diagénèse est relativement faible dans ces carbonates (DP-1 et DP-C, rarement DP-2 ou DP-5). La porosité et la perméabilité semblent homogènes et faibles (porosité entre 5 et 15% avec une moyenne de 9,4 %, perméabilité moyenne de 0,05 mD ; Figure 8-4A). Les VER vont de l'échelle de l'échantillon ( $\text{cm}^3$ ) à l'échelle de l'épaisseur du banc ( $\text{dm}^3$ ).

La seconde catégorie reprend les faciès lacustres avec des indices d'émersion et les faciès palustres peu développés (*sensus* Alonso-Zarza, 2003 ; *peloidal grainstones, wackestones with root traces*, faciès F5 et F5h) (Figure 8-3). Ces carbonates présentent, en plus de la microporosité, une diversité de pores moldiques, de la porosité de fabrique racinaire ainsi que des pores vacuolaires

et caverneux issus de la dissolution (associations de types de pores A-3, A-4, A-5 et A-6). Ces pores ne sont pas forcément cimentés (DP-2), ce qui implique une large gamme de porosité et de perméabilité (porosité moyenne de 16 % et perméabilité moyenne de 310 mD ; Figure 8-4A). L'épaisseur du banc semble représenter l'échelle idéale pour caractériser au mieux leurs hétérogénéités.

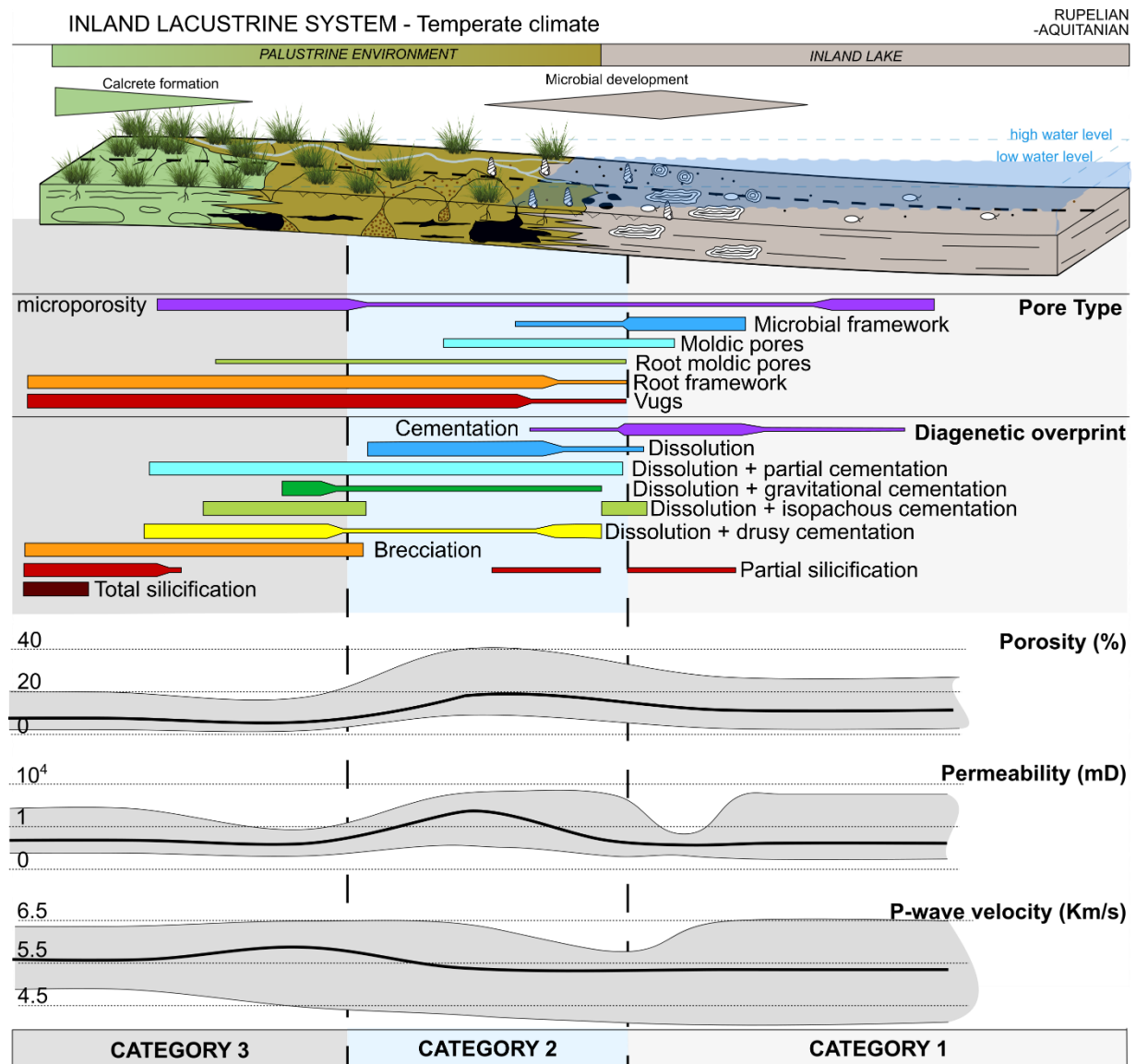


Figure 8-3. Répartition des associations de pores A, des empreintes diagénétiques DP, de la porosité, de la perméabilité et des vitesses acoustiques des ondes P le long d'un profil théorique lacustre-palustre. L'épaisseur des barres des réseaux poreux et des empreintes diagénétiques représente leur occurrence ; épais : commun, fin : rare. Les lignes noires épaisses des courbes de porosité, perméabilité et d'acoustique représentent la moyenne des faciès, tandis que la zone grisée englobe les valeurs maximales et minimales obtenues.

La troisième catégorie est composée des faciès palustres bréchiques (faciès de *calcretes*, *in-situ brecciated limestones*, faciès F5a, b, c et f) (Figure 8-3). Ces carbonates sont fortement altérés par l'émersion du sédiment et sa modification diagénétique. Ils présentent généralement de nombreuses phases de cimentations et sont parfois silicifiés (DP-3 à DP-9). La matrice carbonatée est caractérisée par de faibles porosités et perméabilités (porosité moyenne de 7,5 % et perméabilité moyenne de 3 mD ; Figure 8-4A). Néanmoins, la présence de karsts et de pores pluri-millimétriques à pluri-décimétriques dans ces carbonates suggère qu'ils sont poreux et perméables à l'échelle du banc, ou de la formation (association A-6), ce qui demande d'investiguer des volumes de l'ordre du m<sup>3</sup> ou du km<sup>3</sup>.

Ces trois catégories sont difficilement distinguables en ne regardant que les données d'acoustique. En couplant porosité et acoustique, il est néanmoins possible de les différencier. La première catégorie présente des vitesses proches du modèle Raymer-Hunt-Gardner (Raymer et al., 1980 ; Figure 8-4B), tandis que la catégorie 2 possède souvent des vitesses élevées pour une porosité importante (> 15 %). Ceci est dû à la présence des pores pluri-millimétriques. Finalement, la troisième catégorie se traduit par de plus faibles porosités et soit des ondes P rapides lorsque la cimentation est importante, soit des ondes P lentes lorsque la silicification est présente et abondante (Figure 8-4B). Comme discuté dans le chapitre 7, il ne semble cependant pas possible de distinguer par les vitesses acoustiques les échantillons perméables de ceux qui ne le sont pas. Pour faciliter la prédiction des échantillons perméables, il est nécessaire de contraindre spatialement les zones de dissolution et de cimentation.

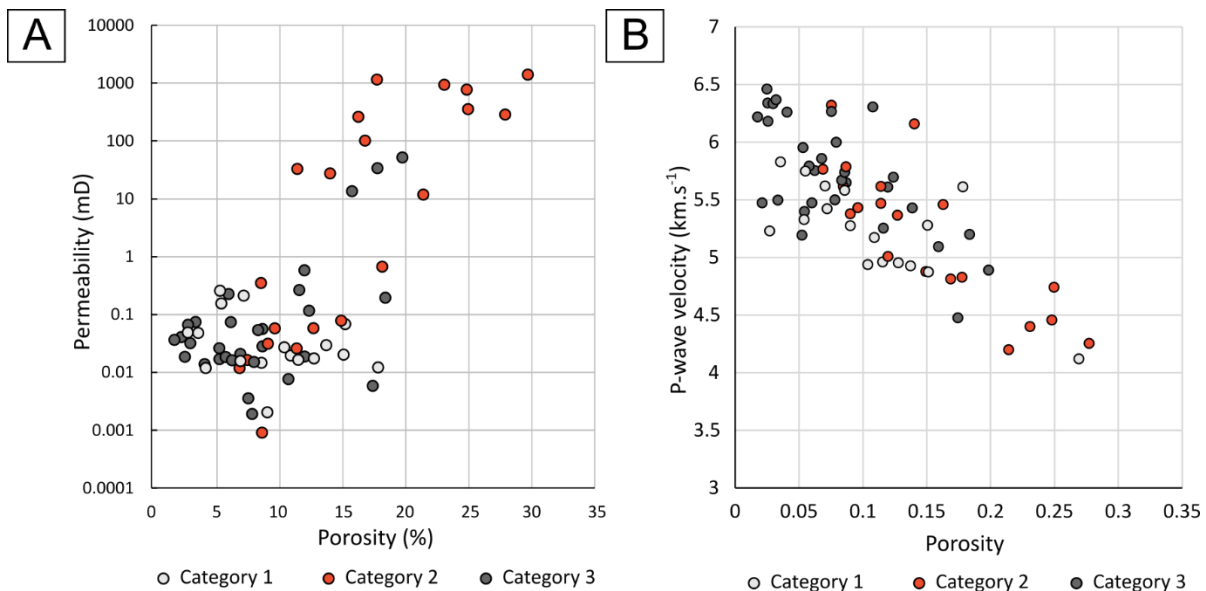


Figure 8-4. Diagrammes de la perméabilité (A) et des vitesses des ondes P (B) obtenues sur carottes en fonction de la porosité et des trois catégories de carbonates définies dans cette étude. Catégorie 1 : faciès lacustres ne présentant aucun signe d'émersion ; catégorie 2 : faciès lacustres présentant des indices d'émersion et faciès palustres peu développés ; 3 : faciès palustres d'aspect bréchiques. Notons que deux des trois carottes de la catégorie 3 possédant des perméabilités supérieures à 1 mD sont partiellement silicifiées.



Photographie du lac Van (Turquie) et de ses courants de turbidités qui apparaissent comme des tourbillons d'eau claire et foncée, principalement composés de carbonate de calcium, de matières détritiques et organiques. (source : NASA)

## CONCLUSION GENERALE



L'objectif général de cette étude était d'étudier les hétérogénéités faciologiques, diagénétiques et pétrophysiques des carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris pour en comprendre l'origine et contraindre leur répartition dans le temps et l'espace. Pour cela, ce travail s'est concentré sur les formations carbonatées lacustres et palustres d'une période allant du Paléocène au Miocène inférieur, décrites dans une trentaine de forages et carrières réparties entre Creil, Orléans et Provins. Plus précisément, ce manuscrit s'est construit autour de trois grands objectifs : 1) Comprendre comment se répartissent les carbonates continentaux dans un contexte intracratonique comme le bassin de Paris et comment le climat, la tectonique et l'influence marine contrôlent la répartition des faciès. 2) Identifier les différentes histoires diagénétiques des carbonates continentaux, spatialiser ces transformations et déterminer la nature et l'âge des fluides diagénétiques responsables de la modification du sédiment. 3) Quantifier les hétérogénéités des propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité et propriétés élastiques) et l'influence respective des processus sédimentaires et diagénétiques précédemment identifiés.

Un travail multi-méthodes incluant la sédimentologie de faciès, la datation biostratigraphique, la stratigraphie séquentielle, l'isotopie du carbonate, la caractérisation de la minéralogie des argiles et de la composition de la matière organique a permis de reconstituer les environnements de dépôts, les géométries des cortèges de dépôts, les paléoclimats et leurs évolutions au cours du temps. Une étude précise de la pétrographie des ciments diagénétiques et la datation par la méthode U-Pb par ablation laser ont permis de déterminer les différentes phases diagénétiques dans les carbonates continentaux et d'établir un calendrier des événements de manière relative voire absolue. Ces histoires diagénétiques ont ensuite été comparées à celles des carbonates marins du bassin de Paris. Les compositions en éléments des terres rares et en isotopes du carbone et de l'oxygène des ciments de calcite ont également permis de retracer l'origine des fluides. Les types de pores ont été caractérisés et différents assemblages de types de pores ont été identifiés. Enfin, les porosités, perméabilités et vitesses de propagation des ondes P et S ont été mesurées sur des carottes d'un pouce de diamètre dans différents faciès sédimentaires avec des empreintes diagénétiques variées. L'influence respective de l'environnement de dépôt et de l'histoire diagénétique sur les types de pores et la qualité des propriétés réservoirs a ensuite été discutée.

Toutes ces méthodes ont permis de caractériser les carbonates continentaux de l'échelle millimétrique à kilométrique et de répondre aux problématiques de cette étude. Les principales avancées scientifiques sur la compréhension des carbonates continentaux sont résumées ci-dessous via la présentation des résultats majeurs et de leurs interprétations.



# 1. Comment se répartissent les faciès des carbonates continentaux et quels sont les impacts conjugués de la tectonique, du climat et des fluctuations du niveau marin sur leur spatialisation et sur la production carbonatée ?

Trente-deux faciès sédimentaires, dont vingt sont carbonatés et continentaux, ont été décrits dans ce travail. Ils se répartissent depuis le domaine palustre jusqu'aux domaines lacustres ou marins (Figure Conclusion-1). Une nouvelle coupe de référence des formations du Cénozoïque à Maisse a été décrite grâce à un forage récemment acquis et carotté entièrement jusqu'à 120 m de profondeur et une carrière voisine. La coupe a été calée biostratigraphiquement grâce aux dinoflagellés, aux foraminifères, aux pollens et aux spores. Ce nouveau forage est devenu le forage biostratigraphique le plus septentrional du Cénozoïque du bassin et a permis d'identifier les grandes tendances climatiques mondiales du Cénozoïque et de préciser les intervalles probables où s'enregistrent les événements climatiques majeurs (PETM, EECO, MECO, EOT) dans le registre sédimentaire. Une lente aridification s'enregistre par l'évolution d'un climat humide à saisons contrastées, marqué par une forte teneur en quartz et en matière organique de dépôts de plaines d'inondation/de marais et le dépôt de carbonates dans des milieux marins restreints, à un climat plus sec avec la diminution de la teneur en quartz, la dégradation de la matière organique, la formation de calcrètes, la présence de fentes de dessiccation et l'apparition d'argiles évaporitiques fibreuses dans des dépôts carbonatés lacustres-palustres. La baisse eustatique de la transition Eocène-Oligocène se caractérise par un paysage plus sensible à l'érosion à partir de l'Oligocène. Le PETM peut être présent à la base du forage avec des preuves de climats tropicaux à subtropicaux. Le MECO peut être enregistré à la suite d'une transgression marine avec le dépôt de faciès de plateforme marine restreinte. Dans ces niveaux, une augmentation de la quantité de smectite et d'illite est identifiée et interrompt la tendance évaporitique de l'Eocène marquée par l'abondance de la palygorskite et de la sépiolite. Également, il a permis de mettre en évidence deux *hiatus* majeurs dans le sud du bassin, un entre le Crétacé et le Paléocène-Eocène de 10 Ma et un second entre l'Yprésien inférieur et le Lutétien supérieur de minimum 8 Ma.

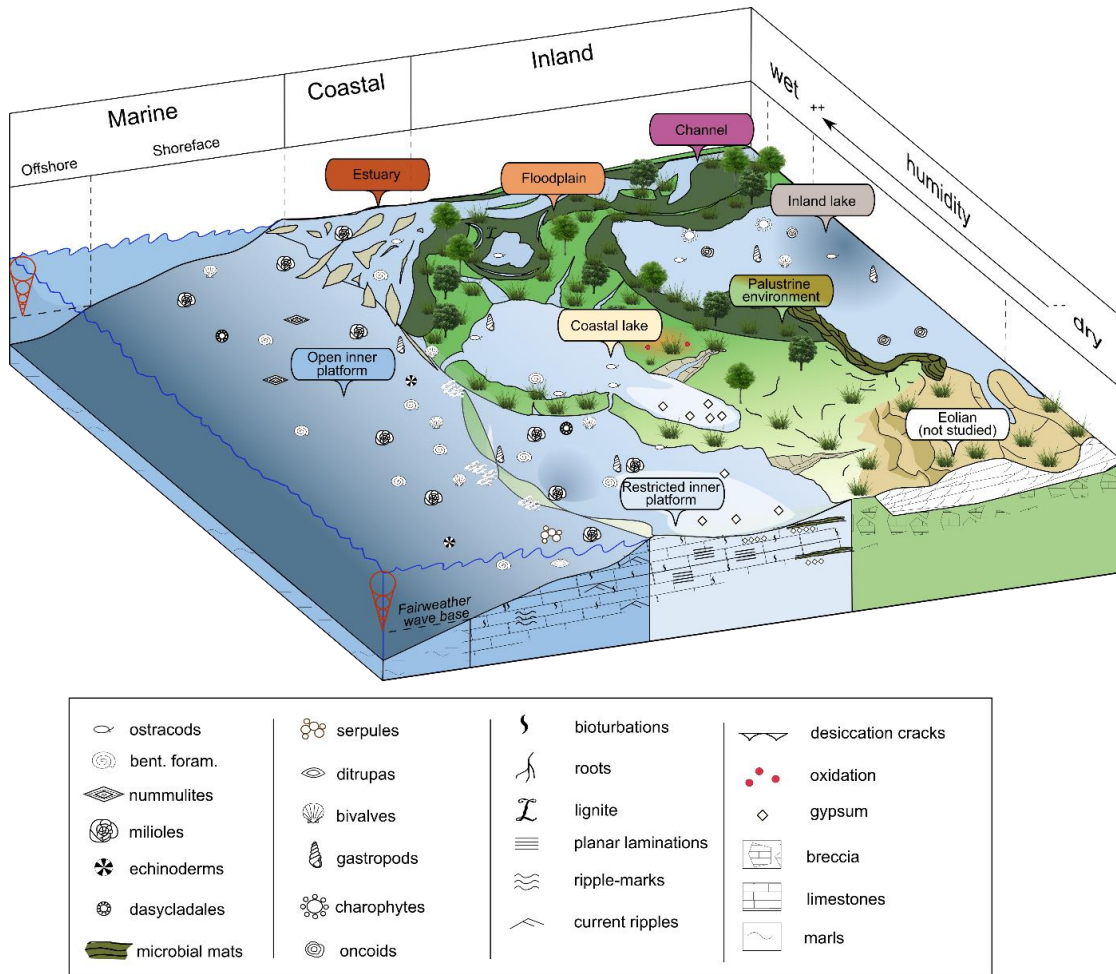


Figure Conclusion-1. Schéma représentant les différents environnements de dépôts rencontrés dans cette étude.

Le calage biostratigraphie du forage de Maisse a servi de point d'ancrage aux corrélations réalisées dans le bassin. L'une des nouveautés de cette étude est l'utilisation d'une nouvelle terminologie de classification des environnements. Les anciennes nomenclatures « marin », « laguno-marin », « laguno-lacustre », et « lacustre » ont été remplacés au profit des termes « marin restreint », « lac côtier », « lac intérieur », et « palustre ». Deux systèmes lacustres ont été définis en fonction de leur relation avec le domaine marin (Figure Conclusion-1 et Figure Conclusion-2). Le premier, présent du Bartonien jusqu'au Rupélien, est un système lacustre côtier (5 faciès) dont les dépôts lacustres sont micritiques et évaporitiques. Il présente une faible influence marine qui s'observe par l'apport de fossiles euryhalins (le foraminifère *Rosalina bractifera* étant le représentant majeur) et le contrôle des cycles stratigraphiques court-termes par les variations relatives du niveau marin de l'Europe de l'Ouest (Figure Conclusion-1 et Figure Conclusion-2). Latéralement, les dépôts passent à des carbonates palustres (8 faciès) majoritairement de types calcrètes témoignant d'une modification forte du sédiment lors de phases d'émersions. Le second est un système lacustre intérieur ne présentant aucune influence marine (7 faciès, Figure Conclusion-1 et Figure Conclusion-2). Les dépôts sont

carbonatés et souvent microbiens avec le développement fréquent de croûtes microbiennes. Le domaine palustre associé présente des faciès carbonatés moins affectés par l'émersion que le système lacustre côtier, comme le montre la plus faible occurrence des faciès de calcrètes (Figure Conclusion-2).

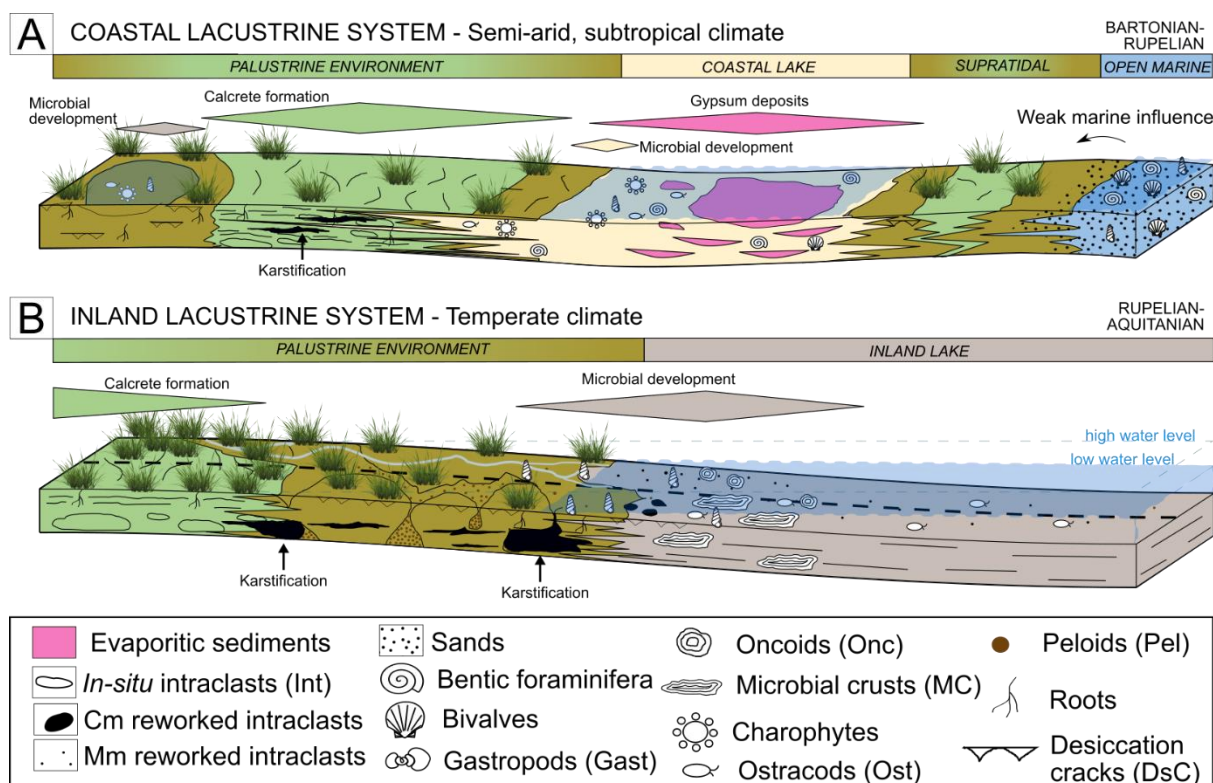


Figure Conclusion-2. Modèles de dépôts des carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris en contexte A) côtier et B) intérieur.

La tectonique contrôle l'agencement du bassin et sa connexion au domaine marin (cycles de 2<sup>ème</sup> ordre). Les mouvements verticaux entraînent l'isolation progressive du bassin au cours de l'Eocène, la migration des dépôts-centres vers le sud et donc la succession dans le temps des systèmes côtier et intérieurs. Le climat joue un rôle majeur sur la sédimentation carbonatée en contrôlant le type de sédimentation (micritique vs évaporitique ; lacustre vs palustre) dans les cycles du 3<sup>ème</sup> ordre. Les différences de faciès observées dans les domaines palustres du Priabonien et de l'Aquitainien s'expliquent par un climat aride à subtropical au Priabonien, provoquant des phases d'émersions longues, la formation récurrente de faciès de calcrètes, tandis que le climat tempéré de l'Aquitainien se manifeste par des phases d'émersions plus courtes, des faciès palustres moins modifiés, et une production microbienne évidente (Figure Conclusion-2).

## 2. Peut-on prédire dans le temps et l'espace la diagenèse des carbonates continentaux ? Comment distinguer les phases diagénétiques précoces et tardives et comment modifient-elles spatialement le sédiment ? Quels sont les moteurs de la circulation des fluides diagénétiques dans un bassin ?

Vingt-et-une phases diagénétiques ont été identifiées et incluent des épisodes de pédogenèse, de dissolution, de cimentation de calcite anisopaque, isopaque et drusique, ainsi que de remplacements minéralogiques par de la dolomite, de la calcite ou de la silice. La majorité de ces phases diagénétiques ont une origine éogénétique lors de la mise en contact du sédiment avec des eaux météoriques. Les paragénèses établies dans les faciès lacustres, palustres et marins présentent de nombreuses différences. Par exemple, lors de leur contact avec les eaux météoriques, les faciès marins et de lacs côtiers sont soumis à des processus de recristallisation du gypse, de l'aragonites ou de la dolomite qui se sont formées dans des eaux plus ou moins alcalines, tandis que les faciès palustres présentent des alternances de phases de cimentation entre les zones vadoses et phréatiques.

La silice, quant-à-elle, est précoce mais n'est jamais la première phase diagénétique. Elle arrive après l'enfouissement du sédiment, même faible (moins de 10 m), après l'altération pédogénétique et le passage par la zone vadose. Puisque les carbonates silicifiés peuvent être recouverts par des sables et calcaires non-silicifiés, et que les moules de racines ne sont pas affectés par la silicification, le caractère précoce de la silicification est avancé. Les processus de silicifications sont peu fréquents dans les carbonates lacustres. Les carbonates les plus touchés sont les faciès palustres les plus affectés par l'émersion, soit les dépôts les plus éloignés des dépôts-centres.

Également, la datation des ciments de calcite a montré que les premières phases de dissolution et de cimentation sont très précoces dans le milieu palustre. Par exemple, des calcites de  $41,4 \pm 4,7$  Ma et de  $28,0 \pm 1,3$  Ma ont été retrouvées respectivement dans des formations de la fin du Lutétien-début du Bartonien (Calcaire de Provins, à Fontaine-sous-Montaiguillon) et de la fin du Rupélien (Calcaire d'Etampes à Maise). Ainsi, les histoires diagénétiques des carbonates continentaux du bassin de Paris sont réparties suivant leurs environnements de dépôts définis précédemment. Dix empreintes diagénétiques simplifiées ont été définies montrant que la pétrographie des ciments diffère entre les carbonates palustres et lacustres (Figure Conclusion-3).

La formation d'un système karstique de taille métrique dans le Calcaire d'Etampes a pu être datée relativement grâce aux calcites de karsts à l'âge de la formation encaissante à

28-29 Ma. Ceci prouve que le développement de systèmes karstique pouvait se former très précocement et rapidement en domaine lacustre (Figure Conclusion-4). La datation des calcites de karst a également permis de dater indirectement l'âge des remplissages argileux de l'Argile de Lozère au Burdigalien, réfutant l'interprétation précédente dans la littérature qui indiquait un âge pliocène.

La formation de ce karst il y a 28-29 Ma montre aussi que le *hiatus* du Chattien commence peut-être 1 à 2 Ma plus tôt que précédemment considéré, à la fin du Rupélien. Dans les Marnes et Caillasses de la région parisienne, plus au nord, la cimentation calcitique de poches karstiques est datée à 27 Ma, indiquant également un âge chattien (Figure Conclusion-4). L'impact du *hiatus* chattien correspond alors à un épisode de karstification et de cimentation daté par U-Pb à deux endroits bien distincts, et est donc un événement potentiellement marqué dans le bassin. D'autres périodes de cimentation sont enregistrées dans les carbonates marins dans Paris et ses environs à 20 et 7-8 Ma et dans les carbonates continentaux à l'ouest d'Orléans à 15 Ma (Figure Conclusion-4). Ces âges de 20-29 Ma, et de 7-8 Ma coïncident avec des changements géodynamiques et périodes de déformation du bassin au Rupélien, au Burdigalien et à la limite Tortonien-Messinien permettant notamment la mise en place de systèmes fluviaux dans le bassin. Il est donc probable que l'évolution diagénétique du bassin depuis le Chattien soit contrôlée par la géodynamique. L'âge de 15 Ma peut être mis en relation avec une transgression marine depuis l'ouest de la France dans la Sologne au sud d'Orléans, témoignant la subsidence de cette zone.

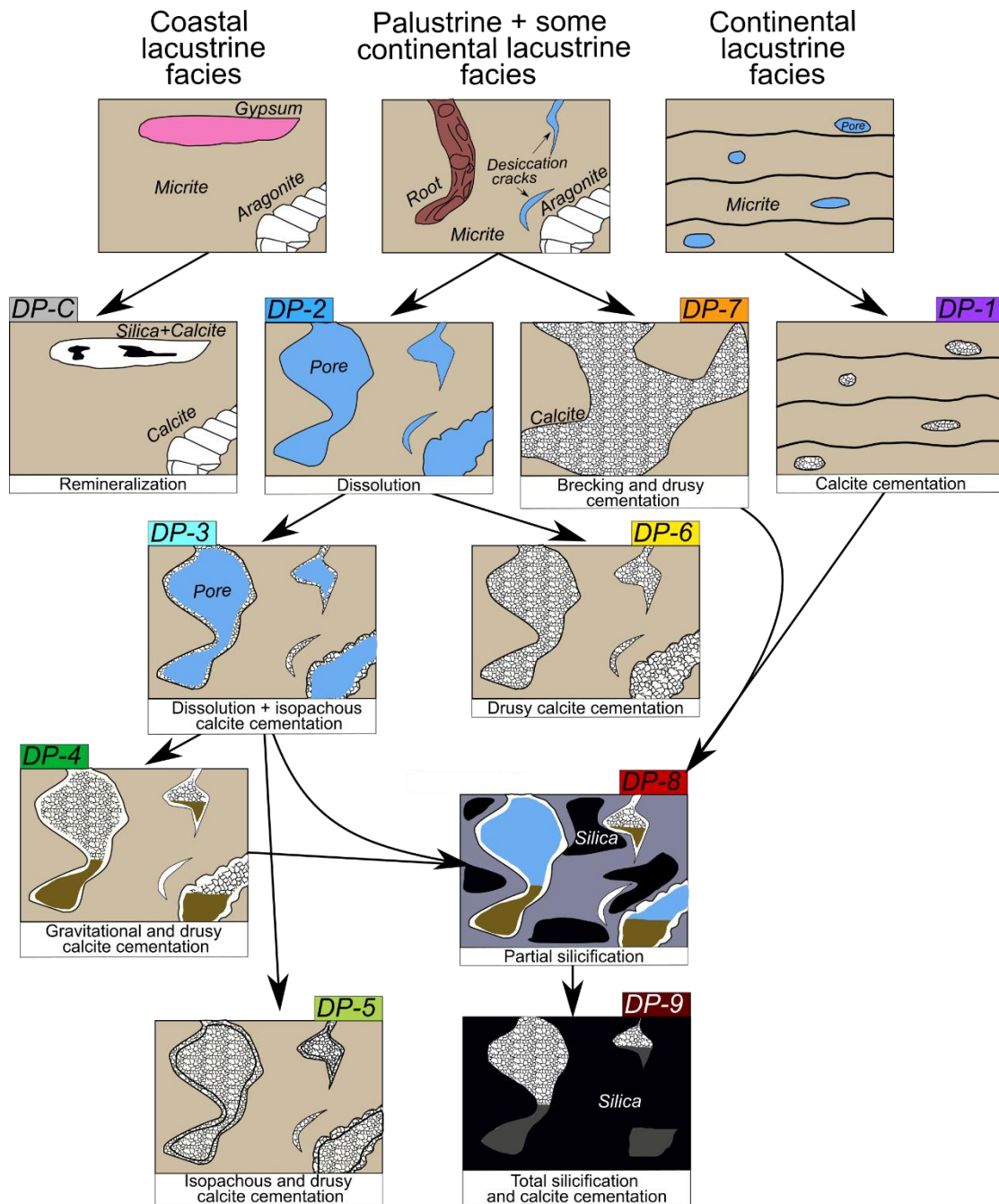


Figure Conclusion-3. Illustration des histoires diagénétiques des carbonates continentaux du Cénozoïque du bassin de Paris aboutissant aux dix empreintes diagénétiques (DP) identifiées dans cette étude.

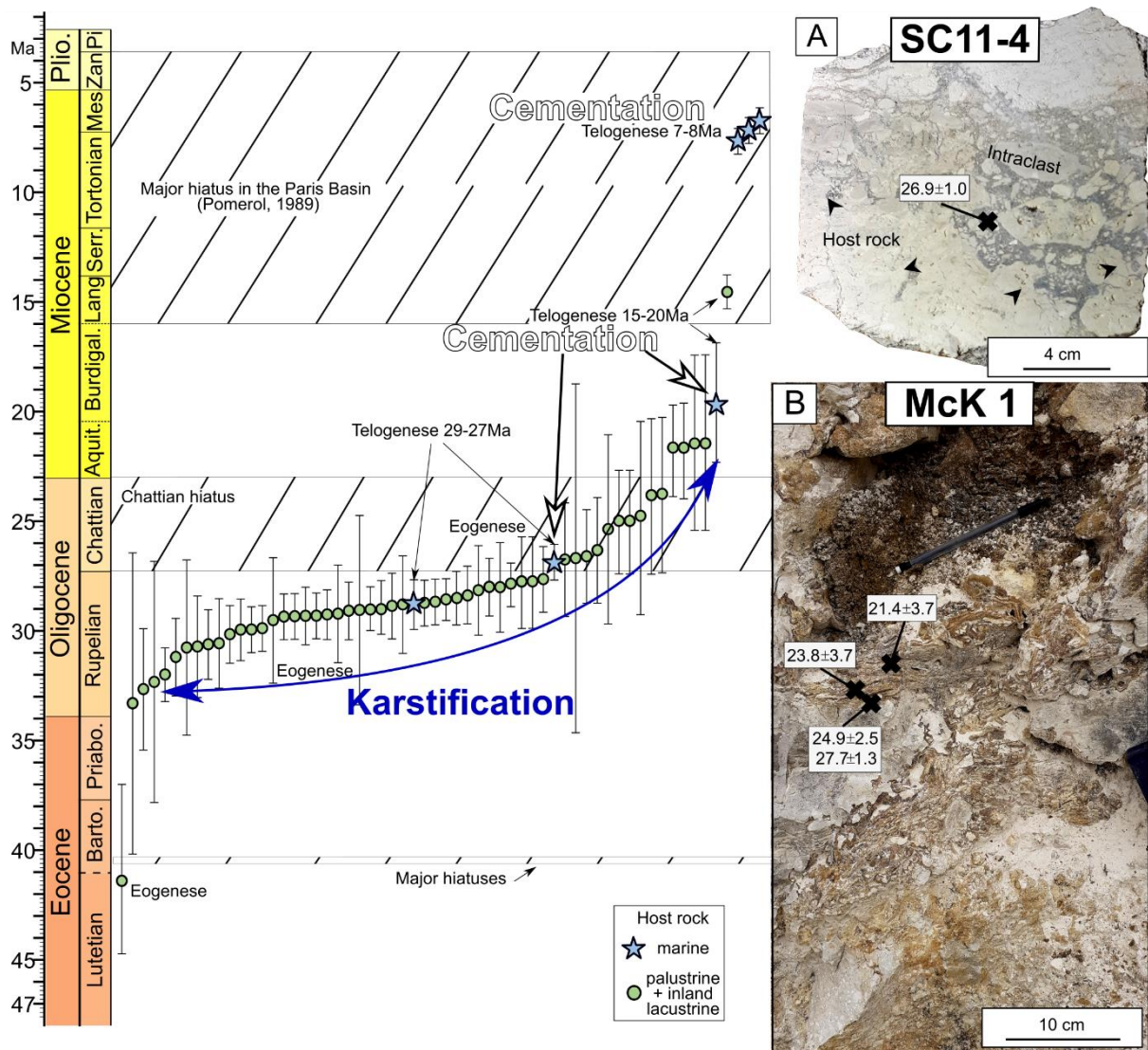


Figure Conclusion-4. Synthèse des âges U-Pb obtenus dans cette étude, rangés par âge et codés par encaissant (carbonates marins ou palustres-lacustres). Les barres d'incertitudes représentent les incertitudes en  $2\sigma$ . A et B) illustrations des poches karstiques cimentées lors du hiatus chattien. A) Echantillon Sc11-4 des Marnes et Caillasses d'un forage de Paris. Les flèches noires indiquent les zones dissoutes. B) Poche karstique McK1 de la carrière du « Bois Rond », remplie par les Argiles de Lozère burdigaliennes.

### 3. Quels sont les impacts respectifs des faciès et de la diagénèse sur les propriétés pétrophysiques des carbonates continentaux ? Peut-on ensuite prédire les variations de ces propriétés à l'échelle du bassin, de la formation ou du banc ? Quelle(s) échelle(s) est(sont) la (les) plus adéquate(s) pour caractériser les carbonates continentaux ?

Les valeurs de porosités, de perméabilités et de vitesses acoustiques mesurées dans les carbonates continentaux du bassin de Paris sont très dispersées. La porosité est héritée du faciès (microporosité et porosité de fabrique microbienne) et de la diagénèse (dissolution des coquilles de gastéropodes, des racines, et formations de pores vacuolaires ou caverneux). Ce sont ces types de pores qui influencent fortement les vitesses des ondes acoustiques. Pour une valeur de porosité donnée, les ondes P sont plus rapides que prévue pour les carbonates présentant une part importante de ciments de calcite et/ou de nombreux pores millimétriques et centimétriques moldiques, vacuolaires ou caverneux d'origine diagénétiques. Inversement, les carbonates caractérisés par des pores micrométriques, ou de fabrique microbienne possèdent des propriétés élastiques prédictibles par des modèles d'évolution des vitesses en fonction de la porosité et semblables à des milieux composés de pores légèrement aplatis. En revanche, les carbonates ayant des pores vacuolaires ou caverneux montrent des vitesses de propagations des ondes P bien plus élevées, pour qui aucun milieu équivalent n'a été trouvé.



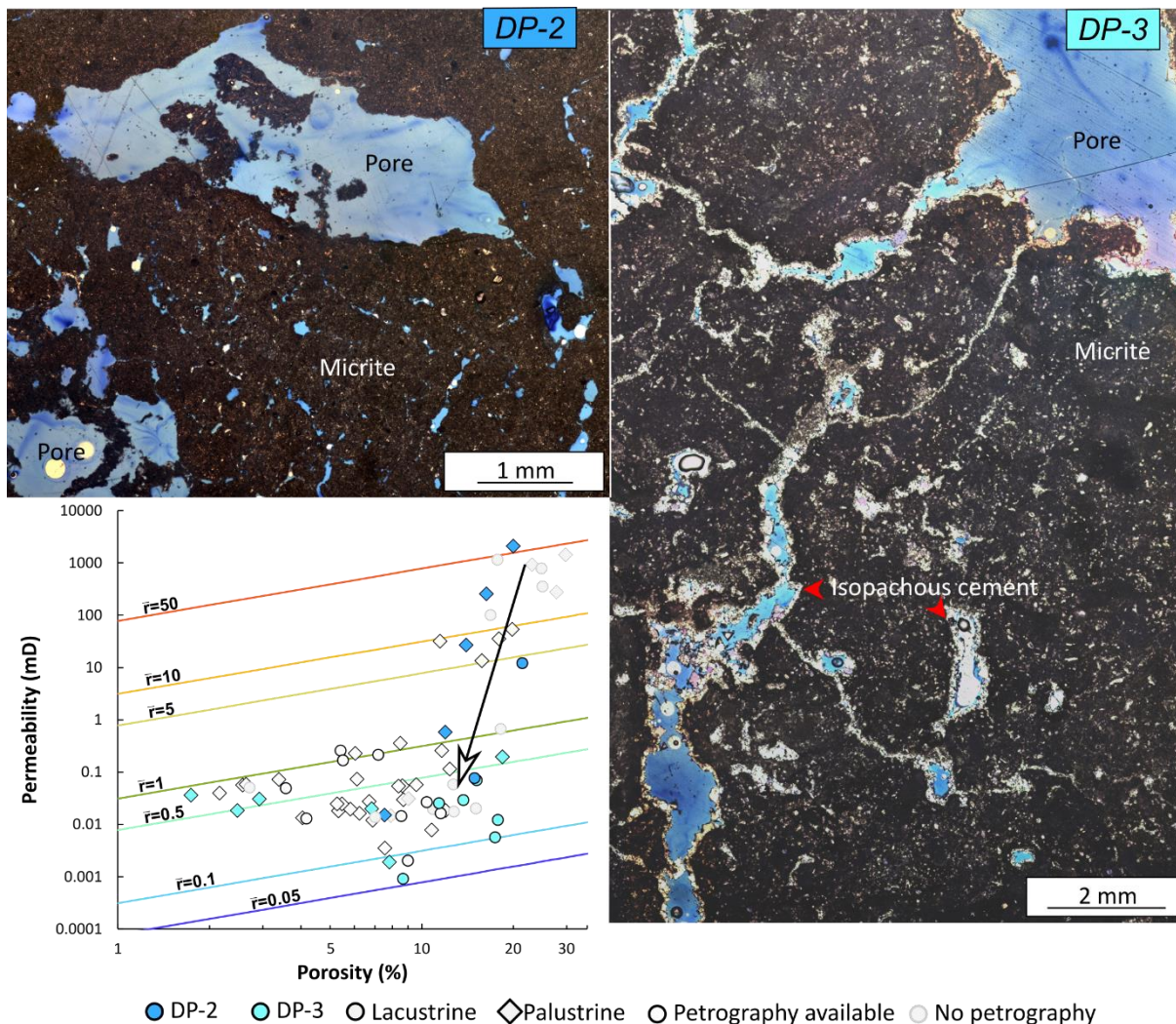


Figure Conclusion-5. Illustration des empreintes diagénétiques DP-2 (dissolution) et DP-3 (dissolution suivie d'une légère cimentation de calcite isopaque) et de l'impact de la présence d'une fine épaisseur de ciments isopaques sur la perméabilité et sur le rayon moyen des seuils de pores  $\bar{r}$ .

L'impact de la diagénèse sur la perméabilité est majeur : la présence d'un fin ciment isopaque fait chuter la perméabilité de deux à cinq ordres de grandeurs en diminuant le rayon moyen des seuils de pores d'un facteur 5 à 100 (Figure Conclusion-5). Les échantillons présentant des perméabilités intéressantes, supérieures à 1 mD, correspondent aux carbonates affectés soit par une phase de dissolution, soit par une silicification partielle. L'écoulement au sein de la carotte et du banc est régi par la présence de pores macroscopiques vacuolaires et caverneux.

L'anisotropie est surtout observée sur les perméabilités entre les carottes perpendiculaires et parallèles à la stratification mais aussi au sein d'une même carotte. Notamment, les faces supérieures des carottes perpendiculaires à la stratification, orientées vers le toit du banc, donnent généralement des perméabilités nettement supérieures à celles inférieures, orientées vers le mur du banc. Cela s'explique par la présence de faces dessiquées et

partiellement dissoutes associables aux surfaces d'émergence identifiées sur le terrain où des drains préférentiels horizontaux ont été remarqués (Figure Conclusion-6). Le contrôle des séquences de dépôts sur les propriétés pétrophysiques est donc majeur. Les carbonates aux sommets des séquences stratigraphiques, proches des surfaces d'émergence, sont bien plus hétérogènes et présentent des pores de tailles plus importantes que les carbonates à la base de ces séquences.

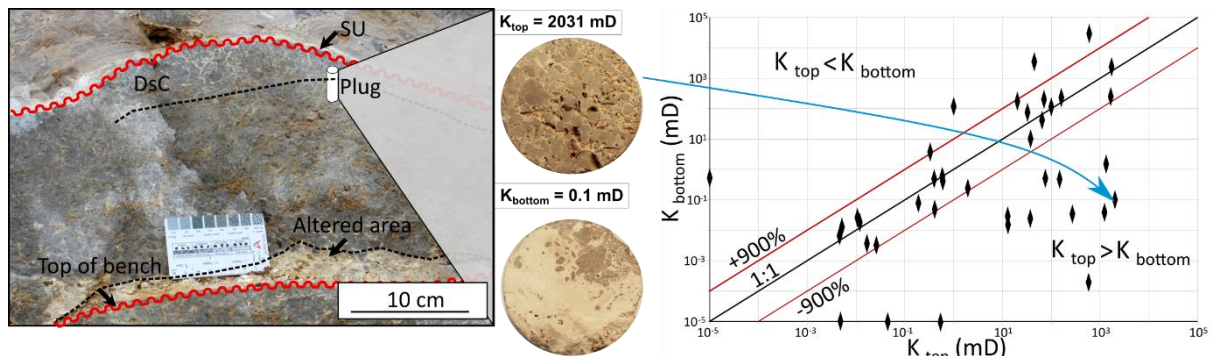


Figure Conclusion-6. Illustration de l'hétérogénéité verticale de la perméabilité ( $k$ ) d'une carotte provenant d'un échantillon récolté proche d'une surface d'émergence (SU). La face supérieure ( $k_{top}$ ) est plus perméable de 4 ordres de grandeur que la face inférieure ( $k_{bottom}$ ). Sous les surfaces SU, les bancs présentent une dessiccation (DsC) plus ou moins marquée.

En conclusion de ce travail, il apparaît que les carbonates lacustres et palustres sont très différents d'un point de vue faciologique, diagénétique, et pétrophysique. Il est donc important de les distinguer dans les simulations réservoirs. Trois grandes catégories sont proposées (Figure Conclusion-7) : 1) La première catégorie regroupe les faciès lacustres ne présentant pas d'indices d'émergence. Ces carbonates présentent de la microporosité, de la porosité moldique ou de fabrique d'origine microbienne. La diagénèse est relativement faible dans ces carbonates. La porosité et la perméabilité sont généralement faibles ( $< 1$  mD) et peuvent être homogènes pour des volumes investigués de la taille de l'échantillon à l'épaisseur du banc (Figure Conclusion-7). 2) La seconde catégorie reprend les faciès lacustres avec des indices d'émergence et les faciès palustres peu développés. Ces carbonates présentent une diversité de pores moldiques et caverneux issus de la dissolution. Ces pores ne sont pas forcément cimentés, ce qui implique une large gamme de porosité et de perméabilité. Une porosité matricielle supérieure à 10% et une perméabilité matricielle supérieure à 100 mD mesurées sur les carottes jouent sur la circulation des fluides à l'intérieur du banc et/ou de la formation. L'échelle de l'épaisseur des bancs (environ 30 cm) est suffisante pour caractériser les propriétés pétrophysiques de ces faciès (Figure Conclusion-7). 3) La troisième catégorie est composée des faciès palustres bréchiques témoignant d'une forte modification du sédiment lors de phases d'émergence. Ces faciès sont fortement altérés par l'émergence et la diagénèse et peuvent présenter de nombreuses phases de cimentations. La porosité et la perméabilité étudiées à l'échelle des carottes pour cette catégorie ne jouent que peu sur la circulation des

fluides à l'intérieur du banc et/ou de la formation. La porosité karstique ou fissurale ont un rôle majeur ponctuel sur les propriétés du réservoir dans cette catégorie. Ceci implique que cette catégorie de carbonates doit être étudiée à l'échelle du banc, voire de la formation (Figure Conclusion-7).

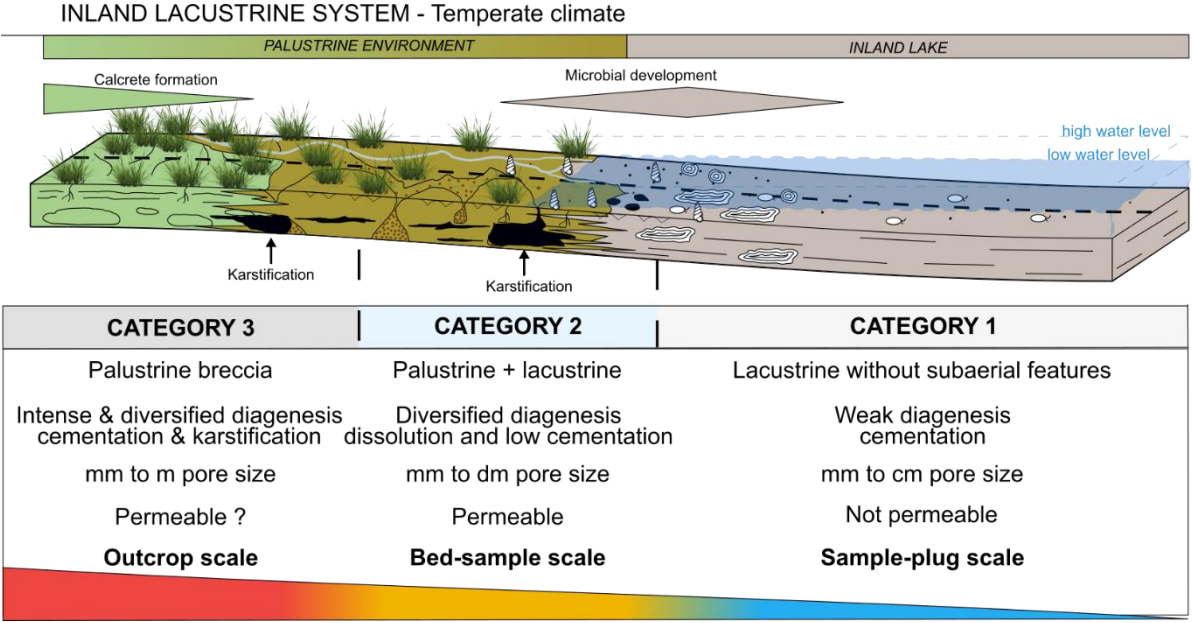


Figure Conclusion-7. Synthèse des caractéristiques des trois catégories définies dans les carbonates lacustres en fonction de leur faciès, de leur diagénèse, de la taille des pores et du volume à investiguer pour bien caractériser les propriétés pétrophysiques de ces catégories.

## 4. Perspectives

Ce travail soulève de nombreuses questions et problématiques pouvant faire l'objet de futures recherches :

### 4.1 Problématique du changement d'échelle et identification des zones perméables

Dans la discussion du chapitre 6, nous avons vu que les valeurs extrêmes de perméabilité obtenues au TinyPerm3 n'expliquent pas la perméabilité générale du plug. Au contraire, aucune relation n'a pu être identifiée pour passer des valeurs du TinyPerm3 à celles du Poroperm. De la même manière, les perméabilités calculées grâce aux données de transmissivité des ouvrages hydrauliques n'ont que rarement été obtenues à l'échelle des carottes. Cette diversité des mesures s'explique par une répartition de la porosité inégale sur la carotte, le banc et la formation. Différents Volumes Élémentaires Représentatifs (VER) ont été déduits dans le chapitre 7, allant de l'échelle de l'échantillon ( $\text{cm}^3$ ) à celle de la formation ( $\text{m}^3$ ), en passant par l'échelle du banc ( $\text{dm}^3$ ). Il a notamment été démontré que ce sont les pores centimétriques voire métriques (et les failles) qui contrôlent l'écoulement des fluides dans les faciès palustres à l'échelle des formations sédimentaires. La caractérisation de ces pores macroscopiques est essentielle pour comprendre la circulation des fluides à l'échelle d'un banc, d'une formation ou d'un bassin et demande alors de changer l'échelle d'investigation.

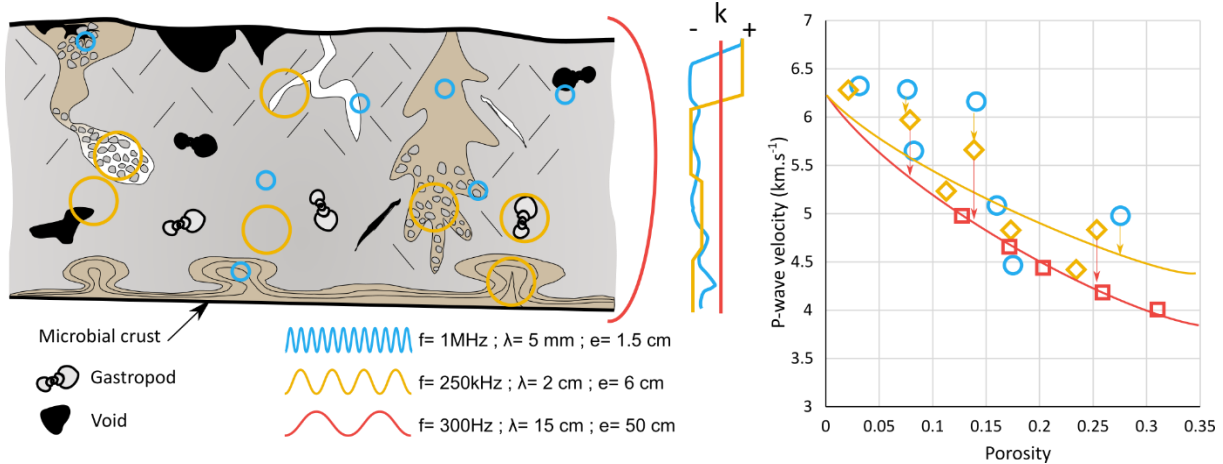


Figure perspectives-1. Illustration des variations de la perméabilité ( $k$ ) et des vitesses acoustiques avec le volume investigué (échelle du plug, de l'échantillon et du banc) pour caractériser les hétérogénéités d'un banc de calcaire palustre. Les propriétés de l'onde sont basées sur une vitesse de  $5 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ .

De même, nous avons vu que le couplage [porosité élevée-vitesse acoustique anormalement élevée] pouvait aider à discriminer des types de pores. Ces vitesses anormalement élevées sont dues à la présence de pores larges, qui ne sont pas déformés par les ondes à la fréquence utilisée (MHz). Cependant, pour caractériser au mieux un échantillon par des ondes

acoustiques, la longueur d'onde ( $\lambda$ ) doit être trois fois plus petite que l'échantillon mais aussi plus grande que la taille des hétérogénéités traversées (Adelinet, 2018). En augmentant la longueur d'onde, c'est-à-dire en diminuant la fréquence, on peut donc caractériser des hétérogénéités de plus en plus grandes, mais en travaillant sur des objets de plus en plus volumineux. Les pores non-déformés à haute fréquences seront alors déformés en utilisant des basses fréquences, entraînant une diminution des vitesses acoustiques (Figure perspectives-1).

Il se pose donc de nombreuses questions de changements d'échelles d'investigations : Comment faire le lien entre les valeurs de perméabilité du TinyPerm3 et du Poroperm, puis entre les valeurs moyennes de la carotte à celle de l'échantillon, du banc, ou de la formation ? Comment étudier et caractériser l'impact des surfaces stratigraphiques sur les propriétés d'un banc et/ou d'un réservoir ? Les différences pétrophysiques à l'échelle de la carotte se conservent-elles lors du changement d'échelle ? Si non, comment évoluent-elles ?

Ainsi, la caractérisation et la prédiction à plus grande échelle de la perméabilité et des propriétés acoustiques des carbonates passera par analyser les évolutions de ces propriétés lors de l'augmentation des volumes d'investigations (Figure perspectives-1). Pour ce faire, des mesures pétrophysiques devront être réalisées à différentes échelles d'investigation (carotte d'un pouce de diamètre, de plusieurs centimètres de diamètre, analyses directes sur le banc, dans un forage ou en surface) en couplant des mesures de laboratoire (analyses sur carottes) et de terrain (mesures de perméabilité sur des forages, profils sismiques ...) après que les caractéristiques faciologiques et diagénétiques ont été établies.

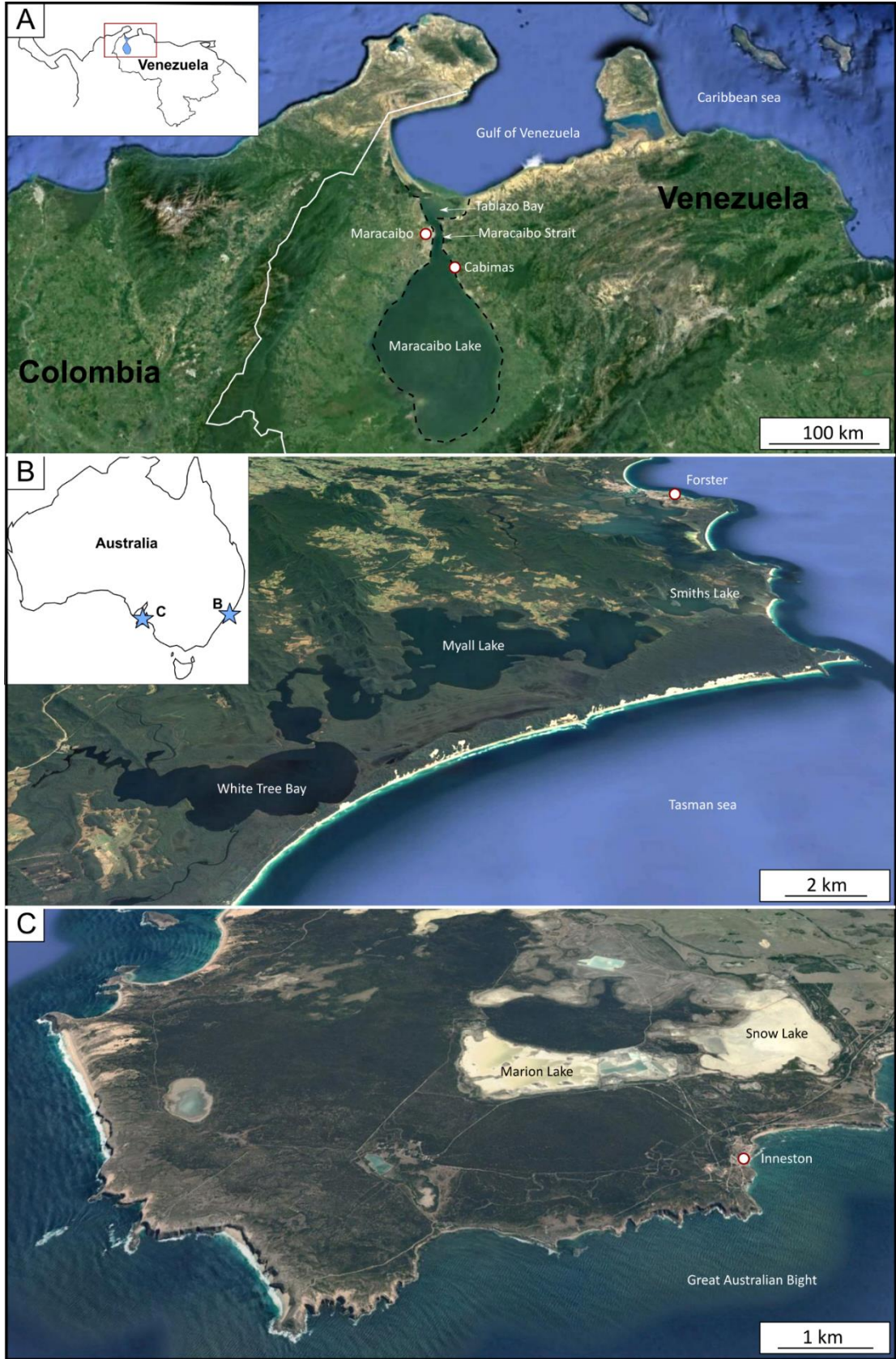
#### *4.2 Fonctionnement hydrique du lac côtier bartonien-rupélien et analogues actuels*

L'une des nouveautés de cette étude est la classification des environnements. Les anciennes nomenclatures « marin », « laguno-marin », « laguno-lacustre », et « lacustre » n'ont pas été utilisées au profit des termes « lagon », « lac côtier », « lac continental », et « palustre ». Ceci a déjà fait l'objet d'une discussion dans le chapitre 3. L'environnement de lac côtier se définit par un bassin alimenté par des eaux météoriques (isotopies négatives du carbone et de l'oxygène), et par une faible influence marine marquée par l'identification de foraminifères, de gastéropodes, bivalves ou poissons à affinité marine dans le registre fossile. Ce mélange eau douce-eau marine se retrouve de la fin du Lutétien avec les Marnes et Caillasses jusqu'au début du Rupélien avec le Calcaire de Brie ce qui alimente notamment le débat sur l'origine marine ou continentale des Masses de gypses.

Pour mieux comprendre ce genre d'environnement mixte, il est nécessaire de s'intéresser à des analogues actuels. Par exemple, le lac Maracaibo (Venezuela) se déverse dans la Mer des Caraïbes par le chenal Maracaibo Strait et le golfe du Venezuela (Figure perspectives-2A). Ce lac possède une superficie de 12 000 km<sup>2</sup>, ce qui correspond à la surface qu'occupe aujourd'hui les dépôts du Calcaire de Saint-Ouen ou des Masses de gypses. Bien que ce lac se soit développé sous un climat tropical, ce qui n'était pas le cas du bassin de Paris lors du Bartonien-Rupélien, il peut nous aider à comprendre les relations entre le domaine lacustre et le domaine marin. Les

incursions marines sont connues dans ce lac, et sont responsables d'une stratification saline saisonnière (Laval et al., 2005). Les incursions se font majoritairement pendant les saisons sèches. Cependant, les moteurs de l'écoulement du lac vers le domaine marin sont encore énigmatiques (Gomez et al., 2017). Il semble que cet écoulement ne puisse se produire que lorsque les eaux chaudes océaniques et les alizés ne se dirigent plus des côtes vers le lac (Gomez et al., 2017). D'autres analogues peuvent être trouvés le long des côtes australiennes (Figure perspectives-2B et C). Ces côtes présentent de nombreux petits bassins nommés ICOLLs (Intermittently Closed and Open Lakes or Lagoons). Ces bassins sont d'ailleurs un bel exemple de la difficulté à discriminer un lac d'un lagon dans un contexte côtier. Leur géométrie, relation avec le domaine marin, régime hydrologique etc ... sont variés et permettent de s'intéresser aux rôles de paramètres particuliers sur la production carbonatée, la géomorphologie des bassins, la part de la production microbienne, bioclastique ou abiotique, ou encore l'origine du carbonate (Haines et al., 2006 ; Perri et al., 2012). L'influence marine est également retrouvée dans les lacs, et se manifeste de la même manière que dans le bassin de Paris avec l'identification de foraminifères euryhalins (Dye and Barros, 2005 ; Strotz, 2015). Finalement, du gypse précipite dans le Marion Lake (Figure perspectives-2C). Le sulfate provient de résurgences d'eaux marines à travers les aquifères des dunes sableuses séparant l'océan du lac et démontre que des connexions en profondeur peuvent exister entre le domaine lacustre et le domaine marin (Warren and Kendall, 1985). Toutefois, les interactions entre les deux masses d'eau (marine et lacustre) ne sont pas connues.

Ce manque de connaissance sur les circulations entre le domaine lacustre côtier et le domaine marin est problématique pour 1) modéliser le temps de résidence de l'eau dans le lac,



*Figure perspectives-2. Exemples d'analogues aux lacs côtiers du bartonien-rupélien du Bassin de Paris. A) Lac Maracaibo (Venezuela). B) Lacs de Myall et Smiths (Australie). C) Lacs de Snow et Marion (Australie).*

et donc surveiller et protéger le lac des polluants, et 2) pour comprendre le fonctionnement des lacs anciens tel que le bassin de Paris lors de la période Bartonien-Rupélien dont des questions importantes n'ont encore pas de réponses :

Comment le domaine marin influence-t-il la dynamique sédimentaire du lac ? Notamment, comment s'organisent les circulations des masses d'eau entre le lac et le domaine marin ? Comment évolue cette influence avec les saisons ou les fluctuations eustatiques ?

Une étude sédimentaire (granulométrie, paléontologie, minéralogie, composition chimique et isotopique, composition de la matière organique, ...) d'analogues actuels, tels que le lac Maracaïbo du Venezuela ou les ICCOLs d'Australie et de leur dépôts des derniers millions d'années permettrait de suivre l'évolution de la dynamique sédimentaire lacustre à travers les changements climatiques et eustatiques du Quaternaire.

#### *4.3 La datation U-Pb in-situ des spéléothèmes pour reconstituer l'évolution géomorphologique des bassins sédimentaires ?*

La datation U-Pb par la méthode d'ablation laser sur lames minces a permis de dater de fines générations de calcite liées à des phases de dissolution. Il a par exemple été possible de préciser le début de la dissolution/karstification du Calcaire d'Etampes à la fin du Rupélien, vers 29 Ma. Aux vues des âges obtenus dans cette étude, il semble que les périodes de circulation de fluides météoriques soient reliées à des évolutions géodynamiques et à des périodes de déformation du bassin.

Cette méthode de datation est donc très prometteuse pour investiguer l'impact de la dynamique profonde sur la circulation des fluides diagénétiques en surface, notamment ceux responsables de la création ou de la destruction de porosité. Comme proposé dans le chapitre 6, la datation des calcites de karst pourra amener à suivre l'évolution et le développement d'un système karstique lors de phases tectoniques ou climatiques particulières.

#### *4.4 La question de l'origine de l'uranium*

L'origine et la répartition de l'uranium dans le bassin est énigmatique. Les calcites de paléokarst de la carrière du « Bois rond » (Maise) datées dans le chapitre 6 ont montré des teneurs élevées en uranium, dépassant par moment les 5 ppm. Ces valeurs élevées sont extrêmement rares dans un contexte continental et dans des ciments de calcite. De telles teneurs en uranium



ont d'ailleurs été retrouvées dans les ciments des calcaires aquitaniens de la carrière de Crambes (Dadonville) et dans les ciments tardifs oligocènes à miocène tardifs des carbonates marins à Paris et du forage d'Astérix. Il semble donc que l'uranium arrive en grande quantité à partir de la fin du Rupélien. D'un autre côté, des concentrations élevées en uranium sont connues actuellement dans la rivière de l'Essonne, qui est voisine de la carrière du « Bois Rond » où se situent ces calcites riches en uranium. Dans le cadre du projet d'étude *Uranium and its isotopic anomaly origin* UTOPIA piloté par l'IRSN (Principale Investigator : Mathilde ZEBRACKI), il a également été trouvé des concentrations élevées d'uranium dans le bassin versant de la rivière de l'Œuf en Beauce entre Orléans et Pithiviers. Il s'est alors posé la question de l'origine de cet Uranium. Le travail de ce manuscrit a permis de trouver des teneurs riches en uranium dans les argiles remplissant un karst dans la carrière de Crambes. Ce remplissage argileux correspond aux Argiles de l'Orléanais d'âge burdigaliennes. Ces argiles sont, rappelons-le, contemporaines du remplissage karstique argileux des Argiles de Lozère de la carrière du « Bois Rond » à Maisse. À la suite de ces découvertes, des études sur les différentes rivières de la Beauce ont été menées dans le projet UTOPIA NEXT. Ce projet a mis en évidence que les eaux enrichies en uranium se localisent essentiellement dans le bassin versant de la rivière de l'Œuf et de l'Essonne, soit dans la partie nord-est de la Beauce. Cette zone correspond au potentiel système fluviatile de la Molasse du Gatinais qui se déversait dans le lac de Beauce à l'Aquitaniens mais aussi dans la zone du lit majeur burdigalien responsable du dépôt des Sables et Argiles de l'Orléanais. Ces systèmes devaient arriver depuis le Massif central au sud. En connaissant cela, plusieurs questions se posent sur l'origine de l'uranium et ses implications :

- Le Massif central est-il la source d'uranium du sud du bassin de Paris ? Les systèmes fluviatiles du Miocène sont-ils les moyens de transport de cet uranium depuis le Massif central ? Si oui, comment expliquer l'arrivée d'uranium dès le Rupélien dans le Calcaire d'Etampes ? Existait-il déjà au Rupélien un système fluvial ? Est-ce que la répartition de l'uranium suit d'anciens cours d'eau ?

- Pourquoi une source riche en uranium arrive dans le bassin il y a 28 Ma ? Est-ce conséquent de la création d'un système fluvial lors de la phase d'émersion générale du Chattien ?

- Quelle est la répartition de l'uranium dans la Beauce ?

Répondre à ces questions permettrait, en plus d'être prédictifs sur les contaminations en uranium des aquifères, rivières etc..., de comprendre les processus amenant à obtenir des calcites diagénétiques datables ou non, et de pouvoir anticiper les zones à forts potentiels de datation. Pour cela les relations géométriques entre les encaissants carbonatés, les remplissages argilo-sableux, les ciments diagénétiques, et leurs respectives concentrations en uranium peuvent être investiguées.

## REFERENCES

### A

- Abrard**, R., 1925. Le Lutétien du Bassin de Paris : Essai de monographie stratigraphique.
- Adelinet**, M., Fortin, J., Guéguen, Y., 2011. Dispersion of elastic moduli in a porous-cracked rock: Theoretical predictions for squirt-flow. *Tectonophysics*, 503, 173–181. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.10.012>
- Adelinet**, M., 2018. La mesure acoustique et son interprétation, outil multi-échelle de caractérisation des roches et des réservoirs, 90 p. HDR, Sorbonne Université.
- Adelinet**, M., Barthélémy, J.-F., Bemer, E., Hamon, Y., 2019. Effective medium modeling of diagenesis impact on the petroacoustic properties of carbonate rocks. *Geophysics*, 84, WA43–WA57.
- Ainsworth**, R.B., Hasiotis, S.T., Amos, K.J., Krapf, C.B.E., Payenberg, T.H.D., Sandstrom, M.L., Vakarelov, B.K., Lang, S.C., 2012. Tidal signatures in an intracratonic playa lake. *Geology*, 40, 607–610. <https://doi.org/10.1130/G32993.1>
- Ali**, S.A., Clark, W.J., Moore, W.R., Dribus, J.R., 2010. Diagenesis and reservoir quality. *Oilfield Rev.*, 22, 14–27.
- Alimen**, H., 1936. Etude sur le Stampien du Bassin de Paris. *Soc. Géol. Fr. Mém.*, 14, pp. 304.
- Allan**, J.R., Matthews, R.K., 1982. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29, 797–817. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1982.tb00085.x>
- Allen**, J. R., 1980. Sand waves: A model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26, 281–32.
- Allen**, P.A., Collinson, J.D., 1986. Lakes, in: *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, 63–94.
- Alonso-Zarza**, A.M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Sci. Rev.*, 60, 261–298. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00106-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00106-X)
- Alonso-Zarza**, A.M., Arenas, C., 2004. Cenozoic calcretes from the Teruel Graben, Spain: microstructure, stable isotope geochemistry and environmental significance. *Sediment. Geol.*, 167, 91–108. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.02.001>
- Alonso-Zarza**, A.M., Wright, V.P., 2010a. Chapter 2: Palustrine Carbonates. In: *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes* (Eds Alonso-Zarza, A.M., Tanner L.H.), *Developments in Sedimentology*. Elsevier, 61, pp. 103–131. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06102-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06102-0)
- Alonso-Zarza**, A.M., Wright, V.P., 2010b. Chapter 5: Calcretes. In: *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes* (Eds Alonso-Zarza, A.M., Tanner L.H.), *Developments in Sedimentology*. Elsevier, 61, pp. 225–267. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06105-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06105-6)
- Alonso-Zarza**, A.M., Genise, J.F., Verde, M., 2011. Sedimentology, diagenesis and ichnology of Cretaceous and Palaeogene calcretes and palustrine carbonates from Uruguay. *Sed. Geol.*, 236, 45–61.
- Altunbay**, M., Georgi, D., Takezaki, H. M., 1997. Permeability prediction for carbonates: Still a challenge ? *Soc. Petrol. Eng.*, 37753, 609–620.
- Amao**, A.O., Kaminski, M.A., Setoyama, E., 2016. Diversity of foraminifera in a shallow restricted lagoon in Bahrain. *Micropaleontology*, 62, 197–211. <https://doi.org/10.47894/mpal.62.3.01>
- Amidon**, W.H., Kylander-Clark, A.R.C., Barr, M.N., Graf, S.F.I., West, D.P., 2022. Pace of passive margin tectonism revealed by U-Pb dating of fracture-filling calcite. *Nat. Commun.*, 13, 7. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-29680-z>
- Amthor**, J.E., Moun, E.W., 1994. Regional-scale porosity and permeability variations in Upper Devonian Leduc buildups: Implications for reservoir development and prediction in carbonates. *AAPG Bull.*, 78, 1541–1559. <https://doi.org/10.1306/A25FF215-171B-11D7-8645000102C1865D>
- Andrieu**, S., Brigaud, B., Barbarand, J., Lasseur, E., 2018. The complex diagenetic history of discontinuities in shallow marine carbonate rocks: New insights from high-resolution ion microprobe investigation of d<sup>18</sup>O and d<sup>13</sup>C of early cements. *Sedimentology*, 65, 360–399.
- Anselmetti**, F.S., Eberli, G.P., 1993. Controls on sonic velocity in carbonates. *Pageoph*, 141, 287–323.
- Anselmetti**, F.S., Eberli, G.P., 1997. Sonic velocity in carbonate sediments and rocks. In: *Carbonate Seismology: Geophysical Developments* (Eds Palaz, I, and Marfurt, K.J.), *Society of Exploration Geophysicists*, Tulsa, Oklahoma, 53–74.
- Anselmetti**, F.S., Eberli, G.P., 1999. The velocity-deviation log: A tool to predict pore type and permeability trends in carbonate drill holes from sonic and porosity or density Logs. *AAPG Bulletin*, 83, 450–466.
- Anselmetti**, F.S., Eberli, G.P., 2001. Sonic velocity in carbonates – A combined product of depositional lithology and diagenetic alterations. *SEPM Special Publication*, 70, 193–216.
- Araújo**, R.E.B., La Bruna, V., Rustichelli, A., Bezerra, F.H.R., Xavier, M.M., Audra, P., Barbosa, J.A., Antonino, A.C.D., 2021. Structural and sedimentary discontinuities control the

generation of karst dissolution cavities in a carbonate sequence, Potiguar Basin, Brazil. *Mar. Pet. Geol.*, 123, 104753. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104753>

**Arbey, F.**, 1980. Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 4, 309–365.

**Arenas, C., Casanova, J., Pardo, G.**, 1997. Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 128, 133–155. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00052-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00052-1)

**Arenas, C., Pardo, G.**, 1999. Latest Oligocene–Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): Sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 151, 127–148. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00025-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00025-5)

**Arenas, C., Cabrera, L., Ramos, E.**, 2007. Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). *Sediment. Geol.*, 197, 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.08.009>

**Arenas-Abad, C.**, 2022. A multi-scale approach to laminated microbial deposits in non-marine carbonate environments through examples of the Cenozoic, north-east Iberian Peninsula, Spain. *Depositional Rec.*, 8, 67–101.

**Armenteros, I.**, 2010. Chapter 2 Diagenesis of Carbonates in Continental Settings. In: *Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 61–151. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06202-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06202-5)

**Arp, G.**, 1995. Lacustrine bioherms, spring mounds, and marginal carbonates of the Ries-Impact-Crater (Miocene, Southern Germany). *Facies*, 33, 35–90.

**Arribas, M.E., Bustillo, A., Tsige, M.**, 2004. Lacustrine chalky carbonates: Origin, physical properties and diagenesis (Palaeogene of the Madrid Basin, Spain). *Sed. Geol.*, 166, 335–351. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.01.012>

**Asrat, A.**, 2015. Geology, geomorphology, geodiversity and geoconservation of the Sof Omar Cave System, Southeastern Ethiopia. *J. Afr. Earth Sci.*, 108, 47–63. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.04.015>

**Assayag, N., Rivé, K., Ader, M., Jézéquel, D., Agrinier, P.**, 2006. Improved method for isotopic and quantitative analysis of dissolved inorganic carbon in natural water samples. *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, 20, 2243–2251. <https://doi.org/10.1002/rcm.2585>

**Atkinson, T.C., Smart, P.L., Harmon, R.S., Waltham, A.C.**, 1978. Palaeoclimatic and geomorphic implications of <sup>230</sup>Th/<sup>234</sup>U dates on speleothems from Britain. *Nature*, 272, 24–28.

**Aubry, M.-P., Blondeau, A., Cavelier, C., Damotte, R., Gruas-Cavagnetto, C., Le Calvez, Y., Odin, G., Pomerol, C., Renard, M., Riveline, J., Tourenq, J.**, 1977. Le Paléogène dans le sondage du Mont Pagnotte. *Bull. Inf. Geol. Bassin Paris*, 14, 3–50.

**Aubry, M.-P.**, 1983. Biostratigraphie du Paléogène épicontinental de l'Europe du Nord-Ouest, étude fondée sur les nannofossiles calcaires. *Doc. Lab. Fac. Sci. Lyon*, 38, 317.

**Aubry, M.-P.**, 1985. Northwestern European Paleogene magnetostratigraphy, biostratigraphy, and paleogeography: Calcareous nannofossil evidence. *Geology*, 13, 198. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<198:NEPMBA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<198:NEPMBA>2.0.CO;2)

**Aubry, M.-P., Thiry, M., Dupuis, C., Berggren, W.A.**, 2005. The Sparnacian deposits of the Paris Basin: A lithostratigraphic classification. *Stratigraphy*, 2, 65–100.

**Aubry, M.-P.**, 1983. Biostratigraphie du Paléogène épicontinental de l'Europe du Nord-Ouest, étude fondée sur les nannofossiles calcaires. *Doc. Lab. Fac. Sci. Lyon*, 38, 317.

**Aubry, M.-P.**, 1985. Northwestern European Paleogene magnetostratigraphy, biostratigraphy, and paleogeography: Calcareous nannofossil evidence. *Geology*, 13, 198. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<198:NEPMBA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<198:NEPMBA>2.0.CO;2)

**Autran, A., Lefort, J.P., Debeglia, N., Edel, J.B. and Vignerresse, J.L.**, 1994. Gravity and magnetic expression of terranes in France and their correlation beneath overstep sequences. In: *Pre-Mesozoic geology in France and related areas* (Eds Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., and Keppie, J.D.), IGCP-Project 233, Springer Berlin Heidelberg, 49–72.

**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, 70–83.

**Azerêdo, A.C., Paul Wright, V.P., Mendonça-Filho, J., Cristina Cabral, M., Duarte, L.V.**, 2015. Deciphering the history of hydrologic and climatic changes on carbonate lowstand surfaces: Calcrete and organic-matter/evaporite facies association on a palimpsest Middle Jurassic landscape from Portugal. *Sediment. Geol.*, 323, 66–91. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.04.012>

---

---

## B

---

---

**Baechle, G.T., Colpaert, A., Eberli, G.P., Weger, R.J.**, 2008. Effects of microporosity on sonic velocity in carbonate rocks. *Lead. Edge*, 27, 1012–1018. <https://doi.org/10.1190/1.2967554>

**Bailly, C.**, 2019. Caractérisation géologique et géophysique multi-échelle des carbonates lacustres de l'île de Samos

(Miocène Supérieur, Grèce) – Liens entre faciès, diagénèse et propriétés élastiques. PhD thesis, Université PSL, Paris, pp. 271.

**Bailly, C.,** Adelinet, M., Hamon, Y., Fortin, J., 2019a. Combined controls of sedimentology and diagenesis on seismic properties in lacustrine and palustrine carbonates (Upper Miocene, Samos Island, Greece). *Geophys. J. Int.*, 219, 1300–1315. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz365>

**Bailly, C.,** Fortin, J., Adelinet, M., Hamon, Y., 2019b. Upscaling of elastic properties in carbonates: A modeling approach based on a multiscale geophysical data set. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 124, 13021–13038. <https://doi.org/10.1029/2019JB018391>

**Bailly, C.,** Kernif, T., Hamon, Y., Adelinet, M., Fortin, J., 2022. Controlling factors of acoustic properties in continental carbonates: Implications for high-resolution seismic imaging. *Mar. Pet. Geol.*, 137, 105518. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105518>

**Bakalowicz, M.,** 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeol. J.*, 13, 148–160. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9>

**Balsamo, F.,** Bezerra, F.H.R., Klimchouk, A.B., Cazarin, C.L., Auler, A.S., Nogueira, F.C., Pontes, C., 2020. Influence of fracture stratigraphy on hypogene cave development and fluid flow anisotropy in layered carbonates, NE Brazil. *Mar. Pet. Geol.*, 114, 104207.

**Barbier, M.,** Hamon, Y., Callot, J.-P., Floquet, M., Daniel, J.-M., 2012. Sedimentary and diagenetic controls on the multiscale fracturing pattern of a carbonate reservoir: The Madison Formation (Sheep Mountain, Wyoming, USA). *Mar. Petr. Geol.*, 29, 50–67. doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.08.009

**Barrett, T.J.,** Fralick, P.W., Jarvis, I., 1988. Rare-earth element geochemistry of some Archean iron formations north of Lake Superior, Ontario. *Can. J. Earth. Sci.*, 25, 570–580.

**Baudement, C.,** Arfib, B., Mazzilli, N., Jouves, J., Lamarque, T., Guglielmi, Y., 2017. Groundwater management of a highly dynamic karst by assessing baseflow and quickflow with a rainfall-discharge model (Dardennes springs, SE France). *Bull. Société Géologique Fr.*, 188, pp. 20. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017203>

**Bear, J.,** 1972. *Dynamics of Fluids in Porous Media*, American Elsevier Publishing Company, New York, p. 784.

**Beltrão, R.L.C.,** Sombra, C.L., Lage, A.C.V.M., Netto, J.R.F., Henriques, C.C.D., 2009. SS: Pre-salt Santos basin - Challenges and new technologies for the development of the Pre-salt cluster, Santos Basin, Brazil, in: All Days. Presented at the Offshore Technology Conference, OTC, Houston, Texas, OTC-19880-MS. <https://doi.org/10.4043/19880-MS>

**Behar, F.,** Beaumont, V., De B. Penteado, H.L., 2001. Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. *Oil Gas*

*Sci. Technol.*, 56, 111–134. <https://doi.org/10.2516/ogst:2001013>

**Berger, G.,** Desprez, N., 1969. Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°363), Orléans, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Bernabé, Y.,** Mok, U., Evans, B., 2003. Permeability-porosity relationships in rocks subjected to various evolution processes. *Pure Appl Geophys*, 160, 24.

**Bétard F.,** 2015. Protection et valorisation du patrimoine géomorphologique en Île-de-France (Bassin de Paris, France) : Etat des lieux et perspectives. *VertigoO - la revue électronique en sciences de l'environnement* [Online], URL : <http://journals.openedition.org.ezproxy.universite-paris-saclay.fr/vertigo/16115>.

**Bhatia, S.B.,** 1955. The foraminiferal fauna of the late Palaeogene sediments of the Isle of Wight, England. *J. Paleontol.*, 29, 665–693.

**Blaise, T.,** Khoudja, S. A. A., Carpentier, C., Brigaud, B., Missenard, Y., Mangenot, X., Boulvais, P., Landrein, P., Cochard, J., 2022. Far-field brittle deformation record in the eastern Paris Basin (France). *Geological Magazine*, 159, 2095–2109. <https://doi.org/10.1017/S0016756822000772>

**Blanc-Valleron, M.-M.,** Thiry, M., 1997. Clay minerals, paleoweathering, paleolandscapes and climatic sequences: The Paleogene continental deposits in France, in: *Soils and Sediments*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 223–247. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-60525-3\\_11](https://doi.org/10.1007/978-3-642-60525-3_11)

**Blondeau, A.,** 1965. Le Lutétien des bassins de Paris, de Belgique et du Hampshire. Etude sédimentologique et paléontologique. PhD thesis, Paris, pp. 467.

**Blondeau, A.,** Cavelier, C., Feugueur, L., Pomerol, C., 1965. Stratigraphie du Paléogène du bassin de Paris en relation avec les bassins avoisinants. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 200–221. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-VII.2.200>

**Blondeau, A.,** Gruas-Cavagnetto, C., Le Calvez, Y., Lézaud, L., 1976. Etude paléontologique du sondage de Cuise (Oise). *Bull. d'Inf. Géol. Bassin Paris*, 13, 3–31.

**Bohacs, K.M.,** Carroll, A.R., Neal, J.E., Mankiewicz, P.J., Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R., 2000. Lake-basin Type, source potential, and hydrocarbon character: An integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. *Lake Basins through space and time*. AAPG Studies in Geology, 46, 3–34.

**Bohacs, K.M.,** Grabowski, G.Jr., Carroll, A.R., 2007. Lithofacies architecture and variations in expression of sequence stratigraphy within representative intervals of the Green River Formation, Greater Green River Basin, Wyoming and Colorado. *Mt. Geol.*, 44, 39–60.

**Bolin**, C., Tourenq, J., Ambroise, D., 1982. Sédimentologie et microfossiles pyritisés du sondage de Cuise-la-Motte (Bassin de Paris). *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, 19, 55-65.

**Bontognali**, T.R.R., Vasconcelos, C., Warthmann, R.J., Bernasconi, S.M., Dupraz, C., Strohmenger, C.J., 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. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01121.x>

**Bosák**, P., 2002. Karst processes from the beginning to the end: How can they be dated ? Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, 1, pp. 24.

**Bosboom**, R.E., Abels, H.A., Hoorn, C., van den Berg, B.C.J., Guo, Z., Dupont-Nivet, G., 2014. Aridification in continental Asia after the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 389, 34–42. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.014>

**Bosch**, B., Marce, J., Mégnien, C., 1974. Observation sur la zonalité de la composition isotopique du soufre des gypses du Ludien du Bassin de Paris et sa signification géochimique. *Bull. d'Inf. Géol. Bassin Paris*, 41, 31-34.

**Bourgeois**, O., Ford, M., Diraison, M., Veslud, C.L.C. de, Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N., Bonnet, S., 2007. Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. *Int. J. Earth Sci.*, 96, 1003–1031. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0202-2>

**Bouton**, A., Vennin, E., Pace, A., Bourillot, R., Dupraz, C., Thomazo, C., Brayard, A., Désaubliaux, G., 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. <https://doi.org/10.1111/sed.12246>

**Brasier**, A.T., 2011. Searching for travertines, calcretes and speleothems in deep time: Processes, appearances, predictions and the impact of plants. *Earth-Sci. Rev.*, 104, 213–239. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.10.007>

**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, Rennes, pp. 450.

**Briais**, J., Guillocheau, F., Lasseur, E., Robin, C., Châteauneuf, J.J., 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. <https://doi.org/10.5194/se-7-205-2016>

**Brigaud**, B., Vincent, B., Durlot, C., Deconinck, J.-F., Blanc, P., Trouiller, A., 2010. Acoustic properties of ancient shallow-marine carbonates: Effects of depositional environments and diagenetic processes (Middle Jurassic, Paris Basin, France). *J. Sediment. Res.*, 80, 791–807. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.071>

**Brigaud**, B., Andrieu, S., Blaise, T., Haurine, F., Barbarand, J., 2021. Calcite uranium–lead geochronology applied to hardground lithification and sequence boundary dating. *Sedimentology*, 68, 168–195. <https://doi.org/10.1111/sed.12795>

**Brooks**, C., Hart, S.R., Wendt, L., 1972. Realistic use of Two-Error regression treatments as applied to Rubidium-Strontium data. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10, 551-577.

**Brunet**, M., 1978. Les mammifères et le problème de la limite Eocène-Oligocène en Europe. *Géobios*, 1, 11-27.

**Buck**, B.J., Lawton, T.F., Brock, A.L., 2010. Evaporitic paleosols in continental strata of the Carroza Formation, La Popa Basin, Mexico: Record of Paleogene climate and salt tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 122, 1011–1026. <https://doi.org/10.1130/B30089.1>

**Burisch**, M., Walter, B.F., Gerdes, A., Lanz, M., Markl, G., 2018. Late-stage anhydrite-gypsum-siderite-dolomite-calcite assemblages record the transition from a deep to a shallow hydrothermal system in the Schwarzwald mining district, SW Germany. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 223, 259–278. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.12.002>

**Burke**, K., 1976. The Chad basin: an active intra-continental basin. *Tectonophysics*, 36, 197-206.

**Bustillo**, M.A., Arribas, M.E., Bustillo, M., 2002. Dolomitization and silicification in low-energy lacustrine carbonates (Paleogene, Madrid Basin, Spain). *Sediment. Geol.*, 151, 107–126. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00234-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00234-2)

**Bustillo**, M.A., Alonso-Zarza, A.M., 2007. Overlapping of pedogenesis and meteoric diagenesis in distal alluvial and shallow lacustrine deposits in the Madrid Miocene Basin, Spain. *Sediment. Geol.*, 198, 255–271. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.12.006>

**Bustillo**, M.A., 2010. Chapter 3 Silicification of Continental Carbonates, in: *Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 153–178. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06203-7](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06203-7)

---

---

## C

---

---

**Cao**, H., He, W., Chen, F., Shan, X., Kong, D., Hou, Q., Pu, X., 2021. Integrated chemostratigraphy ( $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{34}\text{S}$ - $\delta^{15}\text{N}$ ) constrains Cretaceous lacustrine anoxic events triggered by marine sulfate input. *Chem. Geol.*, 559, 119912. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119912>

**Capezzuoli**, E., Gandin, A., Pedley, M., 2014. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. *Sedimentology*, 61, 1–21. <https://doi.org/10.1111/sed.12075>

**Capezzuoli**, E., Della-Porta, G., Rogerson, M., Tagliasacchi, E., 2022. Non-marine carbonate: Wherefore art thou? *Depositional Rec.*, 8, 4–8. <https://doi.org/10.1002/dep2.170>

- Carbonnié**, M., Deicha, G., Fontes, J. C., Labourguigne, J., Le Calvez, Y., Mégnien, C., Pomerol, C., Renard, M., Sabouraud, C., 1974. Compte rendu des discussions sur l'origine du gypse ludien. *Bull. d'Inf. Géol. Bassin Paris*, 41, 67-68.
- Cavelier**, C., Le Calvez, Y., 1965. Présence d'*Arenagula kerfornei* (Allix), foraminifère «biarritzien» à la partie terminale du Lutétien supérieur de Foulanges (Oise). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 284-286.
- Cavelier** C., Feuguer L., 1967. Notice de la feuille de Versailles. Carte géologique de la France au 1/50000, feuille n° 182. BRGM.
- Cavelier**, C., 1968. Le Paléogène des forages de Marcoussis (Essonne). *Bur. Rech. Géol. Min. Mém.*, 389-400.
- Cavelier**, C., 1969. La limite Eocène-Oligocène, *Bur. Rech. Géol. Min. Mém.*, Presented at the Colloque sur l'Eocène, Paris, 431-437.
- Cavelier**, C., Kuntz, G., 1974. Découverte du Pliocène marin (Redonien) à Valmont (Seine maritime) dans le pays de Caux. Conséquences sur l'âge post-redonien des argiles rouges à silex de Haute-Normandie. *C. r. Somm. Séances Société Géologique Fr.*, 2, 160-162.
- Cavelier**, C., Guillemin, C.-B., Lablanche, G., Rasplus, L., Riveline, J., 1979. Précisions sur l'âge des calcaires lacustres du sud du bassin de Paris d'après les characées et les mollusques. *Bull. BRGM*, 2, 27-30.
- Cayeux**, L., 1925. Existence de Diatomées dans les meulrières des environs de Paris. Origine organique de la silice des meulrières. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 180.
- Cazarin**, C.L., Bezerra, F.H.R., Borghi, L., Santos, R.V., Favoreto, J., Brod, J.A., Auler, A.S., Srivastava, N.K., 2019. The conduit-seal system of hypogene karst in Neoproterozoic carbonates in northeastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.*, 101, 90-107. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.11.046>
- Chafetz**, H.S., Srdoc, D., Horvaticic, N., 2007. Early Diagenesis of Plitvice Lakes Waterfall and Barrier Treavertine Deposits. *Géographie Phys. Quat.*, 48, 247-255. <https://doi.org/10.7202/033006ar>
- Chamberlayne**, B.K., Tyler, J.J., Gillanders, B.M., 2021. Controls over oxygen isotope fractionation in the waters and bivalves (*Arthritica helmsi*) of an estuarine lagoon system. *Geochem. Geophys. Geosystems*, 22, e2021GC009769. <https://doi.org/10.1029/2021GC009769>
- Chamley**, H., 1986. Clay Mineralogy at the Eocene/Oligocene Boundary., in: *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*. Elsevier, 381-386. [https://doi.org/10.1016/S0920-5446\(08\)70141-9](https://doi.org/10.1016/S0920-5446(08)70141-9)
- Chamley**, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Clay Minerals, Springer-Verlag, Berlin, pp. 623. ISBN: 3.540.50889.9
- Changsong**, L., Eriksson, K., K., Sitian, L., Yongxian, W., Jianye, R., Yanmei, Z., 2001. Sequence architecture, depositional systems, and controls on development of lacustrine basin fills in part of the Erlian basin, northeast China. *AAPG Bull.*, 85, 2017-2043. <https://doi.org/10.1306/8626D0DB-173B-11D7-8645000102C1865D>
- Charrier**, P., Fattou, E., Ginsburg, L., Roux, M., 1980. Les faluns miocènes de Touraine. Livret guide excursion B19. *Congrès Géol. Intern. Paris, Mém. H.s. Assoc. Géol. Bass. Paris*.
- Châteauneuf**, J.-J., 1972. Contribution à l'étude de l'Aquitainien. La coupe de Carry-le-Rouet (Bouches-du-Rhône, France). *Ve Congrès du Néogène méditerranéen. Volume III, Étude palynologique*. *Bull. Bur. Rech. Géologiques Minières*, 4, 59-65.
- Châteauneuf**, J.-J., Berthier, F., 1977. Mise en évidence par la palynologie de Tertiaire continental de faciès « Brenne » dans le bassin de Ladapeyre (Massif central). *Bull. B.R.G.M.*, 2, 360-362.
- Châteauneuf**, J.-J., Gruas-Cavagnetto, C., 1978. Les zones de Wetzeliellaceae (Dinophyceae) du Bassin de Paris. *Bull. Bur. Rech. Géologiques Minières*, 4, 59-93.
- Châteauneuf**, J.-J., 1980. Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du Bassin de Paris, PhD thesis, BRGM, Paris, pp. 361.
- Choquette**, P.W., Pray, L.C., 1970. Geologic Nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, *AAPG Bulletin*, 54, 207-250.
- Chour**, Z., 2018. Valorisation de terres rares à partir de plantes hyperaccumulatrices. PhD thesis, Université de Lorraine, Nancy, pp. 227.
- Chung**, D.-Y., Kim, E.-H., Lee, E.-H., Yoo, J.-H., 1998. Solubility of rare earth oxalate in oxalic and nitric acid media. *J. Ind. Eng. Chem.*, 4, 277-284.
- Cionne**, A.L., Tonni, E.P., 1995. Chronostratigraphy and « Land-Mammal ages » in the Cenozoic of South America: Principles, practices, and the «Uquian» problem. *J. Paleont.*, 69, 135-159.
- Claes**, H., Degros, M., Soete, J., Claes, S., Kele, S., Mindszenty, A., Török, Á., El Desouky, H., Vanhaecke, F., Swennen, R., 2017. Geobody architecture, genesis and petrophysical characteristics of the Budakalász travertines, Buda Hills (Hungary). *Quat. Int.*, 437, 107-128. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.09.007>
- Collinson**, M.E., Steart, D.C., Harrington, G.J., Hooker, J.J., Scott, A.C., Allen, L.O., Glasspool, I.J., 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, 38-66. <https://doi.org/10.1080/00173130802707980>

- Colman**, S.M., Pierce, K.L., Birkeland, P.W., 1987. Suggested terminology for Quaternary dating methods. *Quat. Res.*, 28, 314–319. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(87\)90070-6](https://doi.org/10.1016/0033-5894(87)90070-6)
- Conti**, I.M.M., de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Cazarin, C.L., 2019. Porosity estimation and geometric characterization of fractured and karstified carbonate rocks using GPR data in the Salitre Formation, Brazil. *Pure Appl. Geophys.*, 176, 1673–1689. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-2032-5>
- Cooke**, R.U., Warren, A., Goudie, A.S., 1993. *Desert Geomorphology*. CRC Press, London, pp. 534. <https://doi.org/10.1201/b12557>
- Cooper**, A.K., Brancolini, G., Escutia, C., Kristoffersen, Y., Larter, R., Leitchenkov, G., O'Brien, P., Jokat, W., 2008. Chapter 5 Cenozoic climate history from seismic reflection and drilling studies on the Antarctic continental margin, in: *Developments in Earth and Environmental Sciences* (Eds Florindo, F., Siegert, M.), Elsevier, 115–234. [https://doi.org/10.1016/S1571-9197\(08\)00005-0](https://doi.org/10.1016/S1571-9197(08)00005-0)
- Cooper**, M.P., Mylroie, J.E., 2015. Caves and karst of the deformed Siluro-Devonian carbonates, South Central New York, in: *Glaciation and Speleogenesis: Interpretations from the Northeastern United States* (Eds Cooper, M.P., Mylroie, J.E.), Springer International Publishing, Cham, pp. 87–107. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-16534-9\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-319-16534-9_6)
- Copestake**, P., Sims, A.P., Crittenden, S., Hamar, G.P., Ineson, J.R., Rose, P.T., Tringham, M.E., Evans, D., Graham, C., Armour, A., 2003. *The Millennium Atlas: Petroleum geology of the central and northern North Sea*, Geological Society of London, pp. 389.
- Corbett**, P.W.M., Hayashi, F.Y., Alves, M.S., Jiang, Z., Wang, H., Demyanov, V., Machado, A., Borghi, L., Srivastava, N., 2015. Microbial carbonates: a sampling and measurement challenge for petrophysics addressed by capturing the bioarchitectural components. In: *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production* (Eds Bosence D. W. J., Gibbons K. A., Le Heron D. P., Morgan, W. A., Pritchard, T. and Vining, B. A.), Geological Society, London, Special Publications, 418, 69–85.
- Cramer**, B.S., Toggweiler, J.R., Wright, J.D., Katz, M.E., Miller, K.G., 2009. Ocean overturning since the Late Cretaceous: Inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 24, 14.
- Crouch**, E.M., Shepherd, C.L., Morgans, H.E.G., Naafs, B.D.A., Dallanave, E., Phillips, A., Hollis, C.J., Pancost, R.D., 2020. Climatic and environmental changes across the early Eocene climatic optimum at mid-Waipara River, Canterbury Basin, New Zealand. *Earth-Sci. Rev.*, 200, pp. 20. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102961>
- Cruset**, D., Vergés, J., Albert, R., Gerdes, A., Benedicto, A., Cantarero, I., Travé, A., 2020. Quantifying deformation processes in the SE Pyrenees using U–Pb dating of fracture-filling calcites. *Journal of the Geological Society, London* 177, 1186–1196.
- Curry**, D., 1965. The Palaeogene Beds of south-east England. *Proc. Geol. Assoc.*, 76, 151–174.
- Cuvier**, G., Brongniart, A., 1835. *Description géologique des environs de Paris*. pp. 685.
- 
- ## D
- 
- Dandurand**, G., Dubois, C., Maire, R., Quinif, Y., 2014. The Charente karst basin of the Touvre: alteration of the Jurassic series and speleogenesis by ghost-rock process. *Geol. Belg.* 17, 27–32.
- Danzelle**, J., 2019. *Caractérisation géochimique des changements paléoenvironnementaux au cours de l'Évènement Océanique Anoxique 2 (~ 94 Ma) dans le Bassin Vocontien (SE France)*. PhD Thesis, Sorbonne université, Paris, pp. 305.
- Davaud**, E., Girardclos, S., 2001. Recent freshwater ooids and oncoids from western lake Geneva (Switzerland): indications of a common organically mediated origin. *J. Sed. Res.*, 71, 423–429.
- David**, E.C., Zimmerman, R.W., 2011a. Elastic moduli of solids containing spheroidal pores. *Int. J. Eng. Sci.*, 49, 544–560. <https://doi.org/10.1016/j.ijengsci.2011.02.001>
- David**, E.C., Zimmerman, R.W., 2011b. Compressibility and shear compliance of spheroidal pores: Exact derivation via the Eshelby tensor, and asymptotic expressions in limiting cases. *International Journal of Solids and Structures*, 48, 680–688.
- Davranche**, M., Grybos, M., Gruau, G., Pédrot, M., Dia, A., Marsac, R., 2011. Rare earth element patterns: A tool for identifying trace metal sources during wetland soil reduction. *Chem. Geol.*, 284, 127–137.
- Day**, M., Halfen, A., Chenoweth, S., 2011. The Cockpit Country, Jamaica: Boundary issues in zssessing disturbance and using a karst disturbance index in protected areas planning. In: *Karst Management* (Ed. van Beynen, P.E.), Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 399–414. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-1207-2\\_18](https://doi.org/10.1007/978-94-007-1207-2_18)
- De Boever**, E., Brasier, A.T., Foubert, A., Kele, S., 2017. What do we really know about early diagenesis of non-marine carbonates? *Sediment. Geol.*, 361, 25–51. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.09.011>
- De Boever**, E., Foubert, A., Oligschlaeger, D., Claes, S., Soete, J., Bertier, P., Özkul, M., Virgone, A., Swennen, R., 2016. Multiscale approach to (micro)porosity quantification in continental spring carbonate facies: Case study from the Cakmak quarry (Denizli, Turkey): microporosity in spring carbonate facies. *Geochem. Geophys. Geosystems*, 17, 2922–2939. <https://doi.org/10.1002/2016GC006382>

- de Paulo Ferreira**, L., Surmas, R., Tonietto, S.N., da Silva, M.A.P., Peçanha, R.P., 2020. Modeling reactive flow on carbonates with realistic porosity and permeability fields. *Adv. Water Resour.*, 139, 103564. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2020.103564>
- De Wet**, C.C., Hubert, J.F., 1989. The Scotos Bay formation, Nova Scotia, Canada, a Jurassic carbonate lake with Silica-rich hydrothermal springs. *Sedimentology*, 36, 857-873.
- Decker**, D.D., Polyak, V.J., Asmerom, Y., Lachniet, M.S., 2018. A new shallow crust landscape evolution tool: U-Pb dating of Cave Spar. *Tectonics*, 37, 208–223. <https://doi.org/10.1002/2017TC004675>
- Deconinck**, J.-F., Strasser, A., 1987. Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of Purbeckian green marls (Swiss and French Jura). *Eclogae geol. Helv.*, 80, 753-772.
- Deconinck**, J.-F., Strasser, A., Debrabant, P., 1988. Formation of illitic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments (Lower Berriasian, Swiss and French Jura). *Clay Miner.*, 23, 91–103.
- Deicha**, G., 1974. Fluctuations cristallogénétiques et séquences évolutives dans le gypse parisien. *Bull. d'Inf. Géol. Bassin Paris*, 41, 47-50.
- Delhaye-Prat**, V., Cassagne, B., Guillocheau, F., Rubino, J.-L., 2005. Sedimentologie des Sables de Fontainebleau et architecture des dépôts oligocènes du Bassin de Paris, Assoc. Sédimentol. Fr., Paris, pp. 129.
- Della Porta**, G., 2015. Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 418, 17–68. <https://doi.org/10.1144/SP418.4>
- Demarcq**, G., 1955. Le problème du "Sparnacien" dans le SE du Bassin parisien. *Bull.Soc. géol. Fr.*, 155-167.
- Denizot**, G., 1927. Les formations continentales de la région orléanaise, PhD thesis, BRGM, Paris, pp. 575.
- Denizot**, G., 1970. Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°294), Fontainebleau, Notice explicative. BRGM Orléans.
- Denizot**, G., 1971a. Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°329), Château-Landon, Notice explicative. BRGM Orléans.
- Denizot**, G., 1971b. Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°365), Montargis, Notice explicative. BRGM Orléans.
- Denys**, L., Kiden, P., Verbruggen, C., 1998. Opaline concretions in Weichselian Late-glacial lake marl from Flanders, northern Belgium. *J. Paleolimn.*, 20, 91–98.
- Deschamps**, R., Rohais, S., Hamon, Y., Gasparrini, M., 2020. Dynamic of a lacustrine sedimentary system during late rifting at the Cretaceous–Palaeocene transition: Example of the Yacoraite Formation, Salta Basin, Argentina. *Depositional Rec.*, 6, 490–523. <https://doi.org/10.1002/dep2.116>
- Deville de Periere**, M., Durllet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B., Poli, E., 2011. Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East: Influence on reservoir properties. *Mar. Pet. Geol.*, 28, 1727–1750. doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.05.002
- Ding**, S., Liang, T., Yan, J., Zhang, Z., Huang, Z., Xie, Y., 2007. Fractionations of rare earth elements in plants and their conceptive model. *Sci. China C Life Sci.*, 50, 47–55. <https://doi.org/10.1007/s11427-007-2040-7>
- Domínguez-Villar**, D., Krklec, K., Pelicon, P., Fairchild, I.J., Cheng, H., Edwards, L.R., 2017. Geochemistry of speleothems affected by aragonite to calcite recrystallization – Potential inheritance from the precursor mineral. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 200, 310–329. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.11.040>
- Drever**, I., 1988. *The Geochemistry of Natural Waters*. Prentice Hall, New Jersey, pp. 437.
- Dreybrodt**, W., 1990. The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestone: A model simulation of karst evolution. *J. Geol.*, 98, 639–655. <https://doi.org/10.1086/629431>
- Dreybrodt**, W., Gabrovsek, F., 2002. Climate and early karstification: What can be learned by models? *Acta Geol. Pol.*, 52, 1–11.
- Dupuis**, C., de Coninck, J., 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. *CR Acad. Sci. Paris*, 298, 53-56.
- Dunham**, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *AAPG Mem.*, 108–121.
- Dupraz**, C., Reid, R.P., Visscher, P.T., 2011. Microbialites, Modern. In: *Encyclopedia of Geobiology* (Eds Reitner, J., Thiel, V.), *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, Springer, Netherlands, Dordrecht, pp. 617-635.
- Dvorkin**, J., Mavko, G., Nur, A., 1995. Squirt flow in fully saturated rocks. *Geophysics*, 60, 97-107.
- Dye**, A.H., Barros, F., 2005. Spatial patterns in meiobenthic assemblages in intermittently open/closed coastal lakes in New South Wales, Australia. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 62, 575–593. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.08.022>

---



---

## E

---



---

- Eberli**, G.P., Baechle, G., Anselmetti, F.S., Incze, M., 2003. Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. *The Leading Edge*, 22, 654-660.
- Ehrenberg**, S.N., Nadeau, P.H., 2005. Sandstone vs. Carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on



porosity-depth and porosity-permeability relationships. AAPG bulletin, 89, 435-445.

**Ehrenberg**, S.N., 2007. Whole core versus plugs: Scale dependence of porosity and permeability measurements in platform carbonates. AAPG Bull., 91, 835–846. <https://doi.org/10.1306/01090706093>

**Embry**, A.F., Klován, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. Bull. Can. Pet. Geol., 19, 730–781.

**Embry**, A., 2009. Practical Sequence Stratigraphy. Canadian Society of Petroleum Geologists, pp. 79.

**Engel**, J., 2021. Decoding deep-time proxies with U-Pb cave chronology. Nat. Rev. Earth Environ., 2, 743–743. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00229-w>

**Escarguel**, G., Marandat, B., Legendre, S., 1997. Sur l'âge numérique des faunes de Mammifères du Paléogène d'Europe occidentale, en particulier celles de l'Eocène inférieur et moyen. Mém. Trav. Ecole Prat. Hautes Etudes, 21, 443–460.

**Escarguel**, G., Legendre, S., Sigé, B., 2008. Unearthing deep-time biodiversity changes: The Palaeogene mammalian metacommunity of the Quercy and Limagne area (Massif Central, France). Comptes Rendus Geosci., 340, 602–614. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.11.005>

**Espitalié**, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. Rev. Inst. Fr. Pétrole, 40, 755–784.

**Eugster**, H.P., Hardie, L.A., 1978. Chapter 8, Saline Lakes. In: Lakes (Ed: Lerman, A.), Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New-York, 237-293.

**Evans**, G., Schmidt, V., Bush, P., Nelson, H., 1969. Stratigraphy and geologic history of the sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf. Sedimentology, 12, 145–159. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1969.tb00167.x>

---

---

## F

---

---

**Faimon**, J., Baldík, V., Kryštofová, E., Štelcl, J., Rez, J., 2022. Calcite raft formation in abandoned technical adit (Moravian Karst). Appl. Geochem., 141, 105282. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2022.105282>

**Favoreto**, J., Valle, B., Borghi, L., Dal' Bó, P.F., Mendes, M., Arena, M., Santos, J., Santos, H., Ribeiro, C., Coelho, P., 2021. Depositional controls on lacustrine coquinas from an Early Cretaceous rift lake: Morro do Chaves Formation, Northeast Brazil. Mar. Pet. Geol., 124, 104852. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104852>

**Fernicola**, J.C., Zimicz, A.N., Chornogubsky, L., Ducea, M., Cruz, L.E., Bond, M., Arnal, M., Cárdenas, M., Fernández, M., 2021. The Early Eocene Climatic Optimum at the Lower Section of the Lumbrera Formation (Ypresian, Salta Province,

Northwestern Argentina): Origin and Early Diversification of the Cingulata. J. Mamm. Evol., 28, 621–633. <https://doi.org/10.1007/s10914-021-09545-w>

**Feuguere**, L., 1963. L'Yprésien du Bassin de Paris : essai de monographie stratigraphique. Imprimerie Nationale, pp. 568.

**Filippini**, M., Jeannin, P.-Y., Tacher, L., 2009. Evidence of inception horizons in karst conduit networks. Geomorphology, 106, 86–99. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.010>

**Finaton**, C., 1934. Les depots lagunaires et le gypse parisien. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. Fr., 7, 357–378.

**Fischer-Femal**, B.J., Bowen, G.J., 2021. Coupled carbon and oxygen isotope model for pedogenic carbonates. Geochim. Cosmochim. Acta, 294, 126–144. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.10.022>

**Flügel**, E., Munnecke, A., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Berlin: Springer, pp. 2004.

**Folk**, R., Pitmann, S., 1971. Length-slow Chalcedony: A New Testament for Vanished Evaporites. SEPM J. Sediment. Res., 41, 1045-1058. <https://doi.org/10.1306/74D723F1-2B21-11D7-8648000102C1865D>

**Fontes**, J.-C., Gonfiantini, R., Tongiorgi, E., 1963. Composition isotopique et origine de la série évaporitique du bassin de Paris. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 3, 92-95.

**Fontes**, J.-C., Fritz, P., Letolle, R., 1970. Composition isotopique, minéralogique et genèse des dolomies du Bassin de Paris. Geoch. Cosmo. Acta., 34, 279-294.

**Fontes**, J.-C., 1974. Le dossier du Gypse Parisien ; Essai critique sur la notion des facies. Bull. d'Inf. Géol. Bassin Paris, 41, 7-14.

**Fontes**, J.-C., and Letolle, R., 1976. 18O and 34S in the Upper Bartonian gypsum deposits of the Paris Basin. Chem. Geol., 18, 285-295.

**Fortin**, J., Guégen, Y., Schubnel, A., 2007. Effects of pore collapse and grain crushing on ultrasonic velocities and Vp/Vs. J. Geophys. Res., 112, pp. 16.

**Fournier**, F., Pellerin, M., Villeneuve, Q., Teillet, T., Hong, F., Poli, E., Borgomano, J., Léonide, P., Hairabian, A., 2018. The equivalent pore aspect ratio as a tool for pore type prediction in carbonate reservoirs. AAPG Bull., 102, 1343–1377. <https://doi.org/10.1306/10181717058>

**Freytet**, P., 1975. Quelques observations pétrographiques sur les calcaires continentaux rencontrés à l'excursion de mai 1974 de l'A.G.B.P. : faciès lacustres, modifications pédologiques, *Microcodium*. Bull. Inf. géol. Bass. Paris, 12, 15-23.

**Freytet**, P., Plaziat, J.-C., 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis - Late Cretaceous and Early

Tertiary of Southern France. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 213.

**Freynet, P., Baltzer, F., Dewolf, Y., Freynet, A., Koeniguer, J.-C., Plaziat, J.-C., Plet, A., Rumelhart, M.,** 1995. Occurrence of silicified freshwater (Stampian, Oligocene) molluscs and root traces in the uppermost part of the Fontainebleau Sandstones near Magny-les-Hameaux (Yvelines); Paleocological implications and consequences concerning the age of silicification. *Geol. Fr.*, 4, 27-36.

**Freynet, P., Verrecchia, E.P.,** 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: An overview. *Journal of Paleolimnology*, 27, 221-237.

**Frisia, S., Borsato, A.,** 2010. Chapter 6 Karst, in: Alonso Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*. Elsevier, pp. 269-318. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06106-8](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06106-8)

**Fritz, M., Unkel, I., Lenz, J., Gajewski, K., Frenzel, P., Paquette, N., Lantuit, H., Körte, L., Wetterich, S.,** 2018. Regional environmental change versus local signal preservation in Holocene thermokarst lake sediments: A case study from Herschel Island, Yukon (Canada). *J. Paleolimnol.*, 60, 77-96. <https://doi.org/10.1007/s10933-018-0025-0>

**Fürsich, F.T.,** 1993. Palaeoecology and evolution of Mesozoic salinity-controlled benthic macroinvertebrate associations. *Lethaia*, 26, 327-346. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.1993.tb01540.x>

---

---

## G

---

---

**Gaillard, T.,** 2017. Etude de sécurisation en eau potable de plusieurs communes du Sud-Est de l'Essonne, Résultats de la plateforme hydrogéologique de Maisse. (No. S15DRE17). Nanterre, France.

**Gaillard, T., Garnier-Sereno, C.,** 2017. Intérêt des réseaux multi-profondeurs, exemple de la plateforme de Maisse (Essonne, France). *Rev. Géologiques*, 34-37.

**García-del-Cura, M.Á., Benavente, D., Martínez-Martínez, J., Cueto, N.,** 2012. Sedimentary structures and physical properties of travertine and carbonate tufa building stone. *Constr. Build. Mater.*, 28, 456-467. <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2011.08.042>

**Garel, S., Schnyder, J., Jacob, J., Dupuis, C., Boussafir, M., Le Milbeau, C., Storme, J.-Y., Iakovleva, A.I., Yans, J., Baudin, F., Fléhoc, C., Quesnel, F.,** 2013. Paleohydrological and paleoenvironmental changes recorded in terrestrial sediments of the Paleocene-Eocene boundary (Normandy, France). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 376, 184-199. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.02.035>

**Gázquez, F., Columbu, A., De Waele, J., Breitenbach, S.F.M., Huang, C.R., Shen, C.C., Lu, Y., Calaforra, J.M., Mleneck-Vautravers, M.J., Hodell, D.A.,** 2018. Quantification of paleo-

aquifer changes using clumped isotopes in subaqueous carbonate speleothems. *Chem. Geol.* 493, 246-257. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.05.046>.

**Gat, J. R.,** 1995. Stable isotopes of fresh and saline lakes. In: *Physics and chemistry of lakes* (Eds Lerman, A., Imboden, D., Gat, J.); pp. 139-165. Springer, Berlin, Heidelberg.

**Gély, J.-P., Lorenz, C.,** 1991. Analyse séquentielle de l'Eocène et de l'Oligocène du bassin Parisien (France). *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 46, 713-747. <https://doi.org/10.2516/ogst:1991034>

**Gély, J.-P.,** 2009. Le Lutétien : une période charnière de l'histoire du Bassin parisien. *Saga information*, 284, 6-24.

**Gély, J.-P.,** 2016. The Paleogene of the Paris Basin: correlations and paleogeography. *Bull. Inf. Geol. Bassin Paris*, 53, 2-13.

**Gierlowski-Kordesch, E.H.,** 2010. Chapter 1: Lacustrine Carbonates. In: *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes* (Eds Alonso-Zarza, A.M., Tanner L.H.), *Developments in Sedimentology*. Elsevier, 61, pp. 1-101. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06101-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06101-9)

**Gigot, C.,** 1973. Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°362), Patay, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Gigot, C., Desprez, N., Fedoroff, N., Ferdière, A.,** 1973. Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°326), Orgères-en-Beauce, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Gigot, C., Desprez, N., Ferdière, A.,** 1975. Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°291), Voves, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Gigot, C.,** 1980. Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°292), Méréville, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Gigot, C.,** 1984. Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°364), Bellegarde-du-Loiret, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Gigout, M.,** 1971. Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°398), Ferté-Saint-Aubin, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Gigout, M.,** 1977. Sur le Paléogène continental du Gâtinais. *Bull. B.R.G.M.*, 4, 285-306.

**Ginsburg, L., Huguéney, M.,** 1980. La faune de mammifères du Miocène inférieur de Selles-sur-Cher (Loir-et-Cher). *Bull. Mus. natn. Hist. nat., Paris*, 4e ser., 2C (3), 271-276.

**Ginsburg, L., Mornand, J.,** 1986. Les restes de mammifères des faluns de l'Anjou-Touraine : proboscidiens, carnivores, périssodactyles, artiodactyles, rongeurs, cétacés. *Mémoires - Société d'études scientifiques de l'Anjou, Société d'études scientifiques de l'Anjou*, Angers, pp. 18.

**Ginsburg, L., Huguéney, M.,** 1987. Aperçu sur les faunules de mammifères du Stampien du bassin de Paris. *Bull. Inf Geol Bass Paris*, 24, 19-22.

**Ginsburg, L.**, 1989. The faunas and stratigraphical subdivisions of the Orleanian in the Loire Basin (France), in: Lindsay, E.H., Fahlbusch, V., Mein, P. (Eds.), *European Neogene Mammal Chronology*, NATO ASI Series. Springer US, Boston, MA, 157–176. [https://doi.org/10.1007/978-1-4899-2513-8\\_11](https://doi.org/10.1007/978-1-4899-2513-8_11)

**Gitton, J.L.**, Lozouet, P., Maestrati, P., 1986. Biostratigraphie et paléoécologie des gisements types du Stampien de la région d'Etampes (Essonne). *Géol. Fr.*, 1, 3–101.

**Godeau, N.**, Deschamps, P., Guihou, A., Leonide, P., Tendil, A., Gerdes, A., Hamelin, B., Girard, J.-P., 2018. U-Pb dating of calcite cement and diagenetic history in microporous carbonate reservoirs: Case of the Urgonian Limestone, France. *Geology*, 46, 247–250. <https://doi.org/10.1130/G39905.1>

**Godoi, J.M.A.**, dos Santos Matai, P.H.L., 2021. Enhanced oil recovery with carbon dioxide geosequestration: first steps at Pre-salt in Brazil. *Journal of Petroleum Exploration and Production*, 11, 1429–1441.

**Golubić, S.**, Violante, C., Plenković-Moraj, A., Grgasović, T., 2008. Travertines and calcareous tufa deposits: an insight into diagenesis. *Geol. Croat.*, 61, 363–378.

**Gonfiantini, R.**, 1986. Environmental isotopes in lake studies. In: *Handbook of environmental isotope geochemistry* (Eds Fritz P., Fontes J.-C.); The Terrestrial Environment, Elsevier, Amsterdam, pp. 113–168.

**Gómez, E.B.**, Alonso, J.J., Vidal, J.M., 2017. On the outflow of Lake Maracaibo, Venezuela. *Reg. Stud. Mar. Sci.*, 15, 31–38. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2017.07.008>

**Gradstein, F.M.**, Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.), 2020. *Geologic Time Scale 2020*, 1st ed., Elsevier, pp. 584.

**Gradziński, M.**, 2010. Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 336, 143–191. <https://doi.org/10.1144/SP336.8>

**Gregg, J.M.**, Shelton, K.L., 1990. Dolomitization and dolomite neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *J. Sed. Petro.*, 60, 549–562.

**Gruas-Cavagnetto, C.**, 1976. Etude palynologique du sondage de Cuise-la-Motte (Oise). *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, 13, 11–23.

**Guan, X.**, Wu, C., Zhou, T., Tang, X., Ma, J., Fang, Y., 2021. Jurassic–Lower Cretaceous sequence stratigraphy and allogenic controls in proximal terrestrial environments (Southern Junggar Basin, NW China). *Geol. J.*, 56, 4038–4062. DOI: 10.1002/gj.4132

**Guéguen, Y.**, Dienes, J., 1989. Transport properties of rocks from statistics and percolation. *Math. Geol.*, 21, 1–13.

**Guéguen, Y.**, Sarout, J., Fortin, J., Schubnel, A., 2009. Cracks in porous rocks: tiny defects, strong effects. *Lead. Edge*, 28, 40–47.

**Guillemin, C.**, 1976. Les formations carbonatées dulçaquicoles tertiaires de la région centre (Briare, Chateau-Landon, Berry, Beauce). PhD thesis, Université d'Orléans, Orléans, pp. 141.

**Guillocheau, F.**, Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodin. Acta*, 13, 189–245. <https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105372>

---

---

## H

---

---

**Haines, P.E.**, Tomlinson, R.B., Thom, B.G., 2006. Morphometric assessment of intermittently open/closed coastal lagoons in New South Wales, Australia. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 67, 321–332. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.12.001>

**Halley, R.B.**, Scholle, P.A., 1985. Radial fibrous calcite as early-burial, open-system cement: isotopic evidence from Permian of China. *AAPG Bull.*, 69, 261–261.

**Hamilton, D.S.**, Tadros, N.Z., 1994. Utility of coal seams as genetic stratigraphic sequence boundaries in nonmarine Basins: An example from the Gunnedah Basin, Australia. *AAPG Bull.*, 78, 267–286. <https://doi.org/10.1306/BDF9082-1718-11D7-8645000102C1865D>

**Hamon, Y.**, Deschamps, R., Joseph, P., Doligez, B., Schmitz, J., Lerat, O., 2016. Integrated workflow for characterizing and modeling a mixed sedimentary system: The Ilerdian Alveolina Limestone Formation (Graus–Trempe Basin, Spain), *Comptes Rendus Geoscience*, 348, 520–530.

**Hanneman, D.L.**, Wideman, C.J., 2010. Chapter 5: Continental Sequence Stratigraphy and Continental Carbonates, In: *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis, and Applications* (Eds Alonso-Zarza, A.M., Tanner L.H.), *Developments in Sedimentology*. Elsevier, 62, 215–273. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06205-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06205-0)

**Hardage, B.A.**, Carr, D.L., Lancaster, D.E., Simmons, J.L., Elphick, R.Y., Pendleton, V.M., Johns, R.A., 1996. 3-D seismic evidence of the effects of carbonate karst collapse on overlying clastic stratigraphy and reservoir compartmentalization. *GEOPHYSICS*, 61, 1336–1350. <https://doi.org/10.1190/1.1444057>

**Hardenbol, J.**, Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.-C. de, Vail, P.R., 1999. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. *SEPM Spec. Publ.*, 60, 3–15. <https://doi.org/10.2110/pec.98.02.0003>

**Harrell, J.A.**, Broekmans, M.A.T.M., Godfrey-Smith, D.I., 2007. The origin, destruction and restoration of colour in

egyptian travertine. *Archaeometry*, 49, 421–436. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.2007.00312.x>

**Herlinger**, R., Zambonato, E.E., De Ros, L.F., 2017. Influence of diagenesis on the quality of Lower Cretaceous Pre-salt lacustrine carbonate reservoirs from Northern Campos Basin, offshore Brazil. *J. Sed. Res.*, 87, 1285–1313. <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.70>

Herrero, M.J., Escavy, J.I., 2010. Chapter 6 Economic Aspects of Continental Carbonates and Carbonates Transformed under Continental Conditions, in: *Carbonates in Continental Settings-Geochemistry, Diagenesis and Applications* (Eds Alonso-Zarza, A.M., Tanner L.H.), *Developments in Sedimentology*, 62, Elsevier, pp. 275–296. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06206-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06206-2)

**Hessler**, A.M., Zhang, J., Covault, J., Ambrose, W., 2017. Continental weathering coupled to Paleogene climate changes in North America. *Geology*, 45, 911–914. <https://doi.org/10.1130/G39245.1>

**Hibsch**, C., Jarrige, J.-J., Cushing, E.M., Mercier, J., 1995. Palaeostress analysis, a contribution to the understanding of basin tectonics and geodynamic evolution. Example of the Permian/Cenozoic tectonics of Great Britain and geodynamic implications in western Europe. *Tectonophysics*, 252, 103–136. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00100-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00100-X)

**Hill**, C.A., Polyak, V.J., Asmerom, Y., P. Provencio, P., 2016. Constraints on a Late Cretaceous uplift, denudation, and incision of the Grand Canyon region, southwestern Colorado Plateau, USA, from U-Pb dating of lacustrine limestone. *Tectonics*, 35, 896–906. <https://doi.org/10.1002/2016TC004166>

**Hofmann**, C.-C., Egger, H., King, C., 2015. LM and SEM investigations of pollen from PETM and EECO localities of Austria and Great Britain: new findings of Atherospermataceae, Annonaceae, Araceae and Arecaceae from the Lower Eocene. *Plant Syst. Evol.*, 301, 773–793. <https://doi.org/10.1007/s00606-014-1116-7>

**Holtzapffel**, T., 1985. Les minéraux argileux: préparation, analyse diffractométrique et détermination, *Société Géologique du Nord*. ed. Villeneuve d'Ascq., pp. 136.

**Homewood**, P., Guillocheau, F., Eschard, R., Cross, T.A., 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique ; une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de la Recherche Exploration-Production, Elf Aquitaine*, 16, 357-381.

**Huerta**, P., Armenteros, I., 2005. Calcrete and palustrine assemblages on a distal alluvial-floodplain: A response to local subsidence (Miocene of the Duero basin, Spain). *Sediment. Geol.*, 177, 253–270. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.03.007>

**Hugueney**, M., 1984. Évolution du paléoenvironnement dans le tertiaire de Limagne (Massif Central, France) à partir des faunes de mammifères. *Geobios* 17, 385–391. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-6995\(84\)80195-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-6995(84)80195-3)

**Husson**, E., Séranne, M., Combes, P.-J., Camus, H., Peybernès, B., Fondcave-Wallez, M.-J., Melinte-Dobrescu, M.C., 2012. Marine karstic infillings: evidence of extreme base level changes and geodynamic consequences (Paleocene of Languedoc, south of France). *Bull. Société Géologique Fr.*, 183, 425–441. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.183.5.425>

**Huyghe**, D., 2010. Changements climatiques globaux et forçage tectonique au Paléogène: exemples du bassin de Paris et des Pyrénées au Paléogène . PhD thesis, Paris 6, Paris, pp. 359.

**Huyghe**, D., Lartaud, F., Emmanuel, L., Merle, D., Renard, M., 2015. Palaeogene climate evolution in the Paris Basin from oxygen stable isotope ( $\delta^{18}\text{O}$ ) compositions of marine molluscs. *J. Geol. Soc.*, 172, 576–587. <https://doi.org/10.1144/jgs2015-016>

**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 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) compositions over long periods: Example from the Palaeogene of the Paris Basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 485, 247–259. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.06.017>

**Hyland**, E.G., Sheldon, N.D., Cotton, J.M., 2017. Constraining the early Eocene climatic optimum: A terrestrial interhemispheric comparison. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 129, 244–252. <https://doi.org/10.1130/B31493.1>

---

---

## I

---

---

**Iakovleva**, A.I., Quesnel, F., 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, pp 18.

**Inoue**, M., Nohara, M., Okai, T., Suzuki, A., Kawahata, H., 2004. Concentrations of Trace Elements in carbonate reference materials coral JCp-1 and giant clam Jct-1 by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geostand. Geoanalytical Res.* 28, 411–416. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2004.tb00759.x>

**Ivany**, L.C., Lohmann, K.C., Hasiuk, F., Blake, D.B., Glass, A., Aronson, R.B., Moody, R.M., 2008. Eocene climate record of a high southern latitude continental shelf: Seymour Island, Antarctica. *Geol. Soc. Am. Bull.* 120, 659–678. <https://doi.org/10.1130/B26269.1>

---

---

## J

---

---

**Jacquemyn**, C., Swennen, R., Ronchi, P., 2012. Mechanical stratigraphy and (palaeo-) karstification of the Murge area (Apulia, southern Italy). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 370, 169–186. <https://doi.org/10.1144/SP370.4>

**James**, N.P., Choquette, P.W., 1989. Diagenesis 9. Limestones: The meteoric diagenetic environment, in: Scholle,

P.A., James, N.P., Read, J.F. (Eds.), Carbonate Sedimentology and Petrology. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 45–78. <https://doi.org/10.1029/SC004p0045>

**Janjuhah**, H.T., Sanjuan, J., Salah, M.K., 2019. An overview of the porosity classification in carbonate reservoirs and their challenges: An example of macro-mucroporosity classification from offshore Miocene carbonate in Central Luconia, Malaysia. *International Journal of Geological and Environmental Engineering*, 13, 308–316.

**Jochum**, K.P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D.A., Günther, D., Enzweiler, J., 2011. Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses following ISO guidelines. *Geostand. Geoanalytical Res.*, 35, 397–429. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00120.x>

**Jochum**, K.P., Garbe-Schönberg, D., Veter, M., Stoll, B., Weis, U., Weber, M., Lugli, F., Jentzen, A., Schiebel, R., Wassenburg, J.A., Jacob, D.E., Haug, G.H., 2019. Nano-powdered calcium carbonate reference materials: Significant progress for microanalysis ? *Geostandards and Geoanalytical research*, pp. 15. doi: 10.1111/ggr.12292

**Johannesson**, K.H., Hawkins Jr, D.L., Cortés, A., 2006. Do Archean chemical sediments record ancient seawater rare earth element patterns? *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70, 871–890.

**Jones**, B., 2010. Microbes in caves: agents of calcite corrosion and precipitation. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 336, 7–30. <https://doi.org/10.1144/SP336.2>

**Jouve**, S., Khalloufi, B., Zouhri, S., 2019. Longirostrine crocodylians from the Bartonian of Morocco and Paleogene climatic and sea level oscillations in the Peri-Tethys area. *J. Vertebr. Paleontol.*, 39, 10 p. <https://doi.org/10.1080/02724634.2019.1617723>

---

---

## K

---

---

**Kabanov**, P., Anadón, P., Krumbein, W.E., 2008. Microcodia: An extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. *Sed. Geol.*, 205, 79–99. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.02.003>

**Katz**, B.J., Xingcai, L., 1998. Summary of the AAPG Research Symposium on lacustrine basin exploration in China and Southeast Asia. *AAPG Bull.*, 82, 1300–1307.

**Katz**, B.J., 2001. Lacustrine basin hydrocarbon exploration-current thoughts. *J. Paleolimnol.*, 26, 161–179.

**Katz**, B.J., Lin, F., 2014. Lacustrine basin unconventional resource plays: Key differences. *Mar. Pet. Geol.*, 56, 255–265. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.02.013>

**Kayseri-Özer**, M.S., 2013. Spatial distribution of climatic conditions from the Middle Eocene to Late Miocene based on palynoflora in Central, Eastern and Western Anatolia. *Geodin.*

*Acta*, 26, 122–157. <https://doi.org/10.1080/09853111.2013.877237>

**Keighley**, D., Flint, S., Howell, J., Moscariello, A., 2003. Sequence stratigraphy in lacustrine Basins: A model for part of the Green River Formation (Eocene), Southwest Uinta Basin, Utah, U.S.A. *J. Sediment. Res.*, 73, 987–1006. <https://doi.org/10.1306/050103730987>

**Kelder**, N.A., Sant, K., Dekkers, M.J., Magyar, I., van Dijk, G.A., Lathouwers, Y.Z., Sztanó, O., Krijgsman, W., 2018. Paleomagnetism in Lake Pannon: Problems, pitfalls, and progress in using iron sulfides for magnetostratigraphy. *Geochem. Geophys. Geosystems*, 19, 3405–3429. <https://doi.org/10.1029/2018GC007673>

**Kendall**, C.G.St.C., Warren, J., 1987. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*, 34, 1007–1027. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00590.x>

**Kirkham**, A., Tucker, M.E., 2018. Thrombolites, spherulites and fibrous crusts (Holkerian, Purbeckian, Aptian): Context, fabrics and origins. *Sediment. Geol.*, 374, 69–84. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.07.002>

**Klimchouk**, A., Ford, D., 2000. Lithologic and structural controls of dissolutional cave development. In: *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers* (Eds. Klimchouk, A., Ford, D., Palmer, A., Dreybrodt, W.), Elsevier, Huntsville, U.S.A., pp. 54–64.

**Klimchouk**, A., Palmer, A.N., Waele, J.D., Auler, A.S., Audra, P., 2017. Hypogene karst regions and caves of the world. ed. Springer, pp. 910.

**Knauth**, L.P., 1994. Chapter 7. Petrogenesis of chert, in: Chapter 7. Petrogenesis of chert. De Gruyter, pp. 233–258. <https://doi.org/10.1515/9781501509698-012>

**Knoll**, A. H., 1985. Exceptional preservation of photosynthetic organisms in silicified carbonates and silicified peats. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.*, 311, 111–122.

**Knoll**, A.H., Worndle, S., Kah, L.C., 2013. Covariance of microfossil assemblages and microbialite textures across an upper mesoproterozoic carbonate platform. *Palaios*, 28, 453–470. <https://doi.org/10.2110/palo.2013.p13-005r>

**Koeniguer**, J. C., Chantret, F., Pinson, S., 1995. Découverte en affleurement d'un dépôt lacustre silicifié interstratifié dans les sables de Fontainebleau au nord du Hurepoix (Yvelines, Oligocène supérieur). *Bull. d'Inf. Géol. Bassin Paris*, 32, 3–6.

**Kosir**, A., 2004. Microcodia revisited: Root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates. *J. Sed. Res.*, 74, 845–857. <https://doi.org/10.1306/040404740845>

**Kostopoulos**, D.S., Sen, S., Koufos, G.D., 2003. Magnetostratigraphy and revised chronology of the late Miocene mammal localities of Samos, Greece. *Int. J. Earth Sci.*, 92, 779–794. <https://doi.org/10.1007/s00531-003-0353-8>

**Kraus, M.J., Riggins, S., 2007.** Transient drying during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM): Analysis of paleosols in the bighorn basin, Wyoming. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 245, 444–461. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.09.011>

**Kumar, M., Han, D., 2005.** Pore shape effect on elastic properties of carbonate rocks, in: SEG Technical Program Expanded Abstracts 2005. Presented at the SEG Technical Program Expanded Abstracts 2005, Society of Exploration Geophysicists, pp. 1477–1480. <https://doi.org/10.1190/1.2147969>

---

---

## L

---

---

**Labourguigne, J., 1971.** Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°153), Dammartin-en-Goële, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Labourguigne, J., Turland, M., 1974.** Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°258), Melun, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Lamé, A., 2013.** Modélisation hydrogéologique des aquifères de Paris et impacts des aménagements du sous-sol sur les écoulements souterrains. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Fontainebleau, pp. 219.

**Lang, J., Baker, J., Williams, P., Rowland, J., Clark, K., Howarth, J., Hellstrom, J., Cross, T., Goded, T., 2021.** Macro-characterisation of cave damage for palaeoseismological investigations in regions of low strain: A case study from central–western North Island (Waitomo caves), New Zealand. *Quat. Sci. Rev.*, 272, 107202. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107202>

**Langer, M.R., Lipps, J.H., 2003.** Foraminiferal distribution and diversity, Madang Reef and Lagoon, Papua New Guinea. *Coral Reefs*, 22, 143–154. <https://doi.org/10.1007/s00338-003-0298-1>

**Langmuir, D., 1997.** Aqueous environmental geochemistry. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J.

**Larrasoaña, J.C., Waldmann, N., Mischke, S., Avni, Y., Ginat, H., 2020.** Magnetostratigraphy and paleoenvironments of the Kuntilla Lake Sediments, Southern Israel: Implications for Late Cenozoic climate variability at the Northern fringe of the Saharo-Arabian desert belt. *Front. Earth Sci.*, 8, pp 12. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00173>

**Larson, E.B., Mylroie, J.E., 2013.** Quaternary glacial cycles: Karst processes and the global CO<sub>2</sub> budget. *Acta Carsologica*, 42, 197–202. <https://doi.org/10.3986/ac.v42i2-3.661>

**Larue, J.-P., Etienne, R., 2000.** Les Sables de Lozère dans le Bassin parisien: nouvelles interprétations. *Géol. Fr.*, 2, 81–94.

**Laurain, M., Courtehout, H., Barta, L., Guerin, H., Maucorps, J., 1976.** Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°131), Fismes, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Laurain, M., Barta, L., Bolin, C., Guernet, C., Gruas-Cavagnetto, C., Louis, P., Perreau, M., Riveline, J., 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 Eocène. *Géol. France*, 3, 235–253.

**Laurent, D., Durllet, C., Barré, G., Sorriaux, P., Audra, P., Cartigny, P., Carpentier, C., Paris, G., Collon, P., Rigaudier, T., Pironon, J., Gaucher, E.C., 2021.** Epigenic vs. hypogenic speleogenesis governed by H<sub>2</sub>S/CO<sub>2</sub> hydrothermal input and Quaternary icefield dynamics (NE French Pyrenees). *Geomorphology*, 387, 20. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107769>

**Laurent, D., Barré, G., Durllet, C., Cartigny, P., Carpentier, C., Paris, G., Collon, P., Pironon, J., Gaucher, E.C., 2023.** Unravelling biotic versus abiotic processes in the development of large sulfuric-acid karsts. *Geology*, 51, 262–267. <https://doi.org/10.1130/G50658.1>

**Laval, B.E., Imberger, J., Findikakis, A.N., 2005.** Dynamics of a large tropical lake: Lake Maracaibo. *Aquat. Sci.*, 67, 337–349. <https://doi.org/10.1007/s00027-005-0778-1>

**Lawrence, M.G., Greig, A., Collerson, K.D., Kamber, B.S., 2006.** Rare Earth Element and Yttrium Variability in South East Queensland Waterways. *Aquat. Geochemistry*, 12, 39–72.

**Lawson, M., Shenton, B.J., Stolper, D.A., Eiler, J.M., Rasbury, E.T., Becker, T.P., Phillips-Lander, C.M., Buono, A.S., Becker, S.P., Pottorf, R., Gray, G.G., Yurewicz, D., Gournay, J., 2018.** Deciphering the diagenetic history of the El Abra Formation of eastern Mexico using reordered clumped isotope temperatures and U–Pb dating. *GSA Bull.*, 130, 617–629. <https://doi.org/10.1130/B31656.1>

**Le Callonnec, L., Galbrun, B., Person, A., Harivel, C., Schnyder, J., Baut, J.-P., 2018.** Lagoon story at the Eocene–Oligocene boundary in the Paris Basin: Sedimentary series of the Cormeilles-en-Parisis quarry (France). *Bull. Inf. Geol. Bassin Paris*, 56, 3–21.

**Le Calvez, Y., 1970.** Contribution à l'étude des foraminifères paléogènes du Bassin de Paris. *Cahiers de Paléont.*, C.N.R.S., Éditions du Centre national de la recherche scientifique, Paris, 1–326.

**Le Roux, J.P., 2012.** A review of Tertiary climate changes in southern South America and the Antarctic Peninsula. Part 2: continental conditions. *Sediment. Geol.* 247–248, 21–38. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.12.001>

**Leng, M.J., Marshall, J.D., 2004.** Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quat. Sci. Rev.*, 23, 811–831. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.012>

**Lepre, C.J., Roche, H., Kent, D.V., Harmand, S., Quinn, R.L., Brugal, J.-P., Texier, P.-J., Lenoble, A., Feibel, C.S., 2011.** An earlier origin for the Acheulian. *Nature*, 477, 82–85. <https://doi.org/10.1038/nature10372>

**Legendre, S., Sigé, B., Astruc, J.G., Bonis, L. de, Crochet, J.-Y., Denys, C., Godinot, M., Hartenberger, J.-L., Lévêque, F., Marandat, B., Mourer-Chauviré, C., Rage, J.-C., Remy, J.A., Sudre, J., Vianey-Liaud, M., 1997.** Les phosphorites du Quercy : 30 ans de recherche. Bilan et perspectives. *Geobios*, 30, 331–345. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(97\)80038-1](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(97)80038-1)

**Lettéron, A., Fournier, F., Hamon, Y., Villier, L., Margerel, J.-P., Bouche, A., Feist, M., Joseph, P., 2017.** Multi-proxy paleoenvironmental reconstruction of saline lake carbonates: Paleoclimatic and paleogeographic implications (Priabonian-Rupelian, Issirac Basin, SE France). *Sed. Geol.*, 358, 97–120. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.07.006>

**Lettéron, A., Hamon, Y., Fournier, F., Séranne, M., Pellenard, P., Joseph, P., 2018.** Reconstruction of a saline, lacustrine carbonate system (Priabonian, St-Chaptes Basin, SE France): Depositional models, paleogeographic and paleoclimatic implications. *Sediment. Geol.*, 367, 20–47. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.023>

**Lettéron, A., Hamon, Y., Fournier, F., Demory, F., Séranne, M., Joseph, P., 2022.** Stratigraphic architecture of a saline lake system: From lake depocentre (Alès Basin) to margins (Saint-Chaptes and Issirac basins), Eocene–Oligocene transition, south-east France. *Sedimentology*, 69, 651–695. <https://doi.org/10.1111/sed.12920>

**Lécuyer, C., Bodergat, A.-M., Martineau, F., Fourel, F., Gürbüz, K., Nazik, A., 2012.** Water sources, mixing and evaporation in the Akyatan lagoon, Turkey. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 115, 200–209. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.09.002>

**Li, D., 1995.** Hydrocarbon habitat in the Songliao Rift Basin, China. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 80, 317–329. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.080.01.15>

**Londeix, L., de Wever, P., Cornée, A., 2014.** Stratotype aquitainien. *Muséum national d'Histoire naturelle, Paris*, pp. 416.

**Lorenz, J., Pomerol, C., 1965.** Caractères sédimentologiques et micropaléontologiques des formations de Ducey, Mortefontaine, Saint-Ouen et des Marnes à *Pholadomya ludensis* dans le Bartonien du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 292–295.

**Louys, J., Duval, M., Price, G.J., Westaway, K., Zaim, Y., Rizal, Y., Puspaningrum, M., Trihascaryo, A., Breitenbach, S.F.M., Kwiecien, O., Cai, Y., Higgins, P., Albers, P.C.H., de Vos, J., Roberts, P., 2022.** Speleological and environmental history of Lida Ajer cave, western Sumatra. *Phil. Trans. R. Soc. B*, 377, 20200494. <https://doi.org/10.1098/rstb.2020.0494>

**Lowe, D.R., Byerly, G.R., 1999.** Geologic evolution of the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Geological Society of America*.

**Lozouet, P., 2012.** Stratotype Stampien, *Muséum national d'Histoire naturelle, Paris*, pp. 461.

**Lønøy, A., 2006.** Making sense of carbonate pore systems. *AAPG Bulletin*, 90, 1381–1405.

**Lucia, F.J., 2007.** Carbonate reservoir characterization. An integrated approach. 2nd edn., Springer, Berlin, New York, XII, pp. 336.

**Lumsden, D.N., 1988.** Characteristics of deep-marine dolomite. *J. Sediment. Res.*, 58, 1023–1031. <https://doi.org/10.1306/212F8EEF-2B24-11D7-8648000102C1865D>

---

---

## M

---

---

**MacNeil, A.J., Jones, B., 2006.** Palustrine deposits on a Late Devonian coastal plain--sedimentary attributes and implications for concepts of carbonate sequence stratigraphy. *J. Sediment. Res.*, 76, 292–309. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.028>

**Mahran, T.M., 1999.** Late Oligocene lacustrine deposition of the Sodmin formation, Abu Hammad Basin, Red Sea, Egypt: sedimentology and factors controlling palustrine carbonates. *J. Afr. Earth Sci.*, 29, 567–592. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(99\)00116-5](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(99)00116-5)

**Makhloufi, Y., Collin, P.-Y., Bergerat, F., Casteleyn, L., Claes, S., David, C., Menendez, B., Monna, F., Robion, P., Sizun, J.-P., Swennen, R., Rigollet, C., 2013.** Impact of sedimentology and diagenesis on the petrophysical properties of a tight oolitic carbonate reservoir. The case of the Oolithe Blanche Formation (Bathonian, Paris Basin, France). *Mar. Pet. Geol.*, 48, 323–340. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.08.021>

**Mangenot, X., Gasparrini, M., Gerdes, A., Bonifacie, M., Rouchon, V., 2018.** An emerging thermochronometer for carbonate-bearing rocks:  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . *Geology*, 46, 1067–1070. <https://doi.org/10.1130/G45196.1>

**Manivit, J., Desprez, N., Barratin, J.F., 1978.** Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°328), Pithiviers, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Manivit, J., Desprez, N., Barratin, J.F., 1979.** Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°293), Malesherbes, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Marchand, J., 1968.** Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°221), Rozay-en-Brie, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Marchegiano, M., John, C.M., 2022.** Disentangling the impact of global and regional climate changes during the Middle Eocene in the Hampshire Basin: New insights from carbonate clumped isotopes and ostracod assemblages.

Paleoceanogr. Paleoclimatology, 37, e2021PA004299.  
<https://doi.org/10.1029/2021PA004299>

**Marsac**, R., Catrouillet, C., Davranche M., Bouhnik-Le Coz, M., Briant, N., Janot, N., Otero-Fariña, A., Groenenberg, J.E., Pédrot, M., Dia, A., 2021. Modeling rare earth elements binding to humic acids with model VII. *Chem. Geol.*, 567, 120099.

**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, 114, 55–70.

**Matonti**, C., Bourget, J., Fournier, F., Håkansson, E., Pellerin, M., Hong, F., Reijmer, J., 2021. Distinct petroacoustic signature in heterozoan and photozoan carbonates resulting from combined depositional and diagenetic processes. *Mar. Pet. Geol.*, 128, 104974.  
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104974>

**Mavko**, G., Mukerji, T.; Dvorkin, J., 2009. *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., pp. 524.

**Mazzullo**, S.J., Bischoff, W.D., 1992. Meteoric calcitization and incipient lithification of recent high-Magnesium calcite muds, Belize. *J. Sediment. Res.*, 62, 196–207.

**Mazzullo**, S.J., 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. *J. Sediment. Res.*, 70, 10–23.  
<https://doi.org/10.1306/2DC408F9-0E47-11D7-8643000102C1865D>

**McArthur**, A.D., Kneller, B.C., Souza, P.A., Kuchle, J., 2016. Characterization of deep-marine channel-levee complex architecture with palynofacies: An outcrop example from the Rosario Formation, Baja California, Mexico. *Mar. Pet. Geol.*, 73, 157–173. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.02.030>

**McCarthy**, K., Rojas, K., Niemann, M., Palmowski, D., Peters, K., Stankiewicz, A., 2011. Basic petroleum geochemistry for source rock evaluation. *Oilfield Rev.*, 23, 32–43.

**McLaughlin**, R., 1977. A study of the differential scheme for composite materials. *International Journal of Engineering Science*, 15, 237–244.

**McNeill**, A., Unkovich, M., 2007. The Nitrogen Cycle in Terrestrial Ecosystems. In: *Nutrient Cycling in Terrestrial Ecosystems, Soil Biology* (Eds. Marschner, P., Rengel, Z.), Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 37–64.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-540-68027-7\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-540-68027-7_2)

**Meinhold**, G., Roberts, N.M.W., Arslan, A., Jensen, S., Ebbestad, J.O.R., Högström, A.E.S., Høyberget, M., Agić, H., Palacios, T., Taylor, W.L., 2020. U–Pb dating of calcite in ancient carbonates for age estimates of syn- to post-depositional processes: a case study from the upper Ediacaran strata of Finnmark, Arctic Norway. *Geol. Mag.*, 157, 1367–1372.  
<https://doi.org/10.1017/S0016756820000564>

**Melo**, A.H., Magalhães, A.J.C., Menegazzo, M.C., Fragoso, D.G.C., Florencio, C.P., Lima-Filho, F.P., 2021. High-resolution sequence stratigraphy applied for the improvement of hydrocarbon production and reserves: A case study in Cretaceous fluvial deposits of the Potiguar basin, northeast Brazil. *Mar. Pet. Geol.*, 130, 105124.  
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105124>

**Menke**, H.P., Andrew, M.G., Blunt, M.J., Bijeljic, B., 2016. Reservoir condition imaging of reactive transport in heterogeneous carbonates using fast synchrotron tomography — Effect of initial pore structure and flow conditions. *Chem. Geol.*, 428, 15–26.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.02.030>

**Mercedes-Martín**, R., Arenas, C., Salas, R., 2014. Diversity and factors controlling widespread occurrence of syn-rift Ladinian microbialites in the western Tethys (Triassic Catalan Basin, NE Spain). *Sediment. Geol.*, 313, 68–90.  
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.08.006>

**Merle**, D., Baut, J.-P., Ginsburg, L., Sagne, L., Hervet, S., Carriol, R.-P., Venec-Peyre, T., Blanc-Valleron, M., 2002. Découverte d'une faune de vertébrés dans l'Oligocène inférieur de Vayres-sur-Essonne (bassin de Paris, France) biodiversité et paléoenvironnement. *C. r. Palevol*, 1, 111–116.

**Merle**, D., 2008. Stratotype Lutétien, Museum national d'Histoire naturelle, Paris, pp. 288.

**Meulenkamp**, J.E., Sissingh, W., Londeix, L., Cahuzac, B., Calvo, J.P., 2000. Late Lutetian, Late Rupelian. In: *Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical maps* (Eds. Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M. F., Cadet, J. P., Crasquin, S., Sandulescu, M.), Explanatory notes. CCGM/CGMW, Paris, pp. 163–178.

**Meulenkamp**, J.E., Sissingh, W., 2003. Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African–Eurasian convergent plate boundary zone. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 196, 209–228.

**Meyer**, A.G., Stemmerik, L., Frykman, P., Buls, T., Nourani, M., 2019. Modifications of chalk microporosity geometry during burial – An application of mathematical morphology. *Mar. Pet. Geol.*, 100, 212–224.  
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.11.006>

**Mégnien**, C., Diffre, P., Turland, M., Berger, G., Rambert, B., Rampon G., Villalard P., Marquet, G., Lauverjat, J., 1970. Atlas des nappes aquifères de la région parisienne. *Bur. Rech. Geol. Min. FR*, 1-143.

**Mégnien**, C., 1974. Le passage latéral du gypse au Calcaire de Champigny dans le nord de la Brie et son interprétation paléogéographique. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, 47–65.

**Mégnien**, C., 1976. Hydrogéologie du centre du bassin de Paris. Contribution à l'étude de quelques aquifères principaux.



Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, pp. 454.

**Mégnien, C.**, 1979. Hydrogéologie du centre du bassin de Paris contribution à l'étude de quelques aquifères principaux. Numéro 98 de la collection : Mémoires du BRGM, pp. 532.

**Mégnien, C.**, 1980. Synthèse géologique du bassin de Paris, Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières. No. 101-103, Editions du BRGM.

**Mégnien, C.**, 1999. Transits multiples dans l'aquifère des sources de Provins (Ile-de-France) et stratification des écoulements souterrains. Bull. Inf. Géol. Bassin Paris, 36, 23-24.

**Ménillet, F.**, 1974. Etude pétrographique et sédimentologique des calcaires d'Etampes et de Beauce, formations dulçaquicoles du Stampien supérieur à l'Aquitainien dans le Bassin de Paris. PhD thesis, Paris Sud, Paris, pp. 138.

**Ménillet, F.**, 1980. Les lithofaciès des calcaires de Beauce (Stampien supérieur et Aquitainien) du Bassin de Paris (France). Bull. Bur. Rech. Géol. Min., 4, 15-55.

**Ménillet, F.**, 1984. Le Calcaire d'Etampes et ses accidents siliceux, remarques sur ses relations géométriques, chronostratigraphiques et paléogéographiques avec les Sables et Grès de Fontainebleau. Bull. Inf. géol. Bass. Paris, 21, 83-87.

**Ménillet, F.**, 1988a. Les accidents siliceux des calcaires continentaux à lacustres du Tertiaire du Bassin de Paris. Bull. Inf. géol. Bass. Paris, 25, 57-70.

**Ménillet, F.**, 1988b. Meulrières, argiles à meulrières et meulièrement. Historique, évolution des termes et hypothèses génétiques. Bull. Inf. géol. Bass. Paris, 25, 71-80.

**Ménillet, F.**, 1988c. Désilicifications et silicifications au Plio-Quaternaire dans les karsts de calcaires tertiaires du bassin de Paris, genèse et caractéristiques des meulrières types. Bull. Inf. géol. Bass. Paris, 25, 81-91.

**Miller, C.R., James, N.P., Kyser, T.K.**, 2013. Genesis of blackened limestone clasts at Late Cenozoic subaerial exposure surfaces, Southern Australia. *J. Sediment. Res.*, 83, 339-353. <https://doi.org/10.2110/jsr.2013.32>

**Miller, K., Schmelz, J., Browning, J., Kopp, R., Mountain, G., Wright, J.**, 2020. Ancient sea level as key to the future. *Oceanography*, 33, 32-41. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2020.224>

**Milliman, J.D., Freile, D., Steinen, R.P., Wilber, J.R.**, 1993. Great Bahama bank aragonitic muds: mostly inorganically precipitated, mostly exported. *J. Sediment. Res.*, 63, 589-595. <https://doi.org/10.1306/D4267B81-2B26-11D7-8648000102C1865D>

**Moebius, I., Friedrich, O., Scher, H.D.**, 2014. Changes in Southern Ocean bottom water environments associated with the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO). *Palaeogeogr.*

*Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 405, 16-27. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.04.004>

**Moebius, I., Friedrich, O., Edgar, K.M., 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, 1041-1058. <https://doi.org/10.1002/2014PA002673>

**Montano, D., Gasparri, M., Gerdes, A., Della Porta, G., Albert, R.**, 2021. In-situ U-Pb dating of Ries Crater lacustrine carbonates (Miocene, South-West Germany): Implications for continental carbonate chronostratigraphy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 568, 117011. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117011>

**Moore, C.H., Wade, W.J.**, 2013. Carbonate Diagenesis, in: *Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 67-89. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53831-4.00005-7>

**Moran, K., Backman, J., Brinkhuis, H., Clemens, S.C., Cronin, T., Dickens, G.R., Eynaud, F., Gattacceca, J., Jakobsson, M., Jordan, R.W., Kaminski, M., King, J., Koc, N., Krylov, A., Martinez, N., Matthiessen, J., McInroy, D., Moore, T.C., Onodera, J., O'Regan, M., Pälike, H., Rea, B., Rio, D., Sakamoto, T., Smith, D.C., Stein, R., St John, K., Suto, I., Suzuki, N., Takahashi, K., Watanabe, M., Yamamoto, M., Farrell, J., Frank, M., Kubik, P., Jokat, W., Kristoffersen, Y.**, 2006. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature*, 441, 601-605. <https://doi.org/10.1038/nature04800>

**Morellet, L., Morellet, J.**, 1948. Le Bartonien du bassin de Paris. *mem. Carte geol.*, pp. 437.

**Morrow, D.W.**, 1990. Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. *Diagenesis Geosci. Can. Ser.*, 4, 113-124.

**Morse, J.W., Gledhill, D.K., Millero, F.J.**, 2003. CaCo<sub>3</sub> precipitation kinetics in waters from the great Bahama bank: Implications for the relationship between bank hydrochemistry and whittings. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67, 2819-2826. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(03\)00103-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00103-0)

**Mosbrugger, V., Utescher, T., Dilcher, D.L.**, 2005. Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 102, 14964-14969. <https://doi.org/10.1073/pnas.0505267102>

**Mueller, M., Igbokwe, O.A., Walter, B., Pederson, C.L., Riechelmann, S., Richter, D.K., Albert, R., Gerdes, A., Buhl, D., Neuser, R.D., Bertotti, G., Immenhauser, A.**, 2020. Testing the preservation potential of early diagenetic dolomites as geochemical archives. *Sedimentology*, 67, 849-881. <https://doi.org/10.1111/sed.12664>

**Murray, J.W., Curry, D., Haynes, J.R., King, C.**, 1981. Palaeogene in stratigraphical atlas of fossil foraminifera In: *British Micropalaeontological Society Series* (Eds. Jenkins, D.G., Murray, J.W.), 228-267.

**Mylroie**, J.E., 2008. Late Quaternary sea-level position: Evidence from Bahamian carbonate deposition and dissolution cycles. *Quat. Int.*, 183, 61–75. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.06.030>

---

---

## N

---

---

**Nader**, F.H., Swennen, R., Keppens, E., 2008. Calcitization/dedolomitization of Jurassic dolostones (Lebanon): results from petrographic and sequential geochemical analyses: Calcitization/dedolomitization of Jurassic dolostones. *Sedimentology*, 55, 1467–1485. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.00953.x>

**Nordahl**, K., Ringrose, P.S., 2008. Identifying the representative elementary volume for permeability in heterolithic deposits using numerical rock models. *Math. Geosci.*, 40, 753–771. <https://doi.org/10.1007/s11004-008-9182-4>

**Norris**, A.N., 1985. A differential scheme for the effective moduli of composites. *Mechanics of Materials*, 4, 1–16.

**Nothdurft**, L.D., Webb, G.E., Kamber, B.S., 2004. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: Confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68, 263–283.

**Nuriel**, P., Weinberger, R., Kylander-Clark, A.R.C., Hacker, B.R., Craddock, J.P., 2017. The onset of the Dead Sea transform based on calcite age-strain analyses. *Geology*, 45, 587–590.

---

---

## O

---

---

**Obert**, D., 1982. Fracturation et déformation des calcaires lutétiens dans les carrières du Val-de-Grace. *Bull. Inf. géol. Bass. Paris*, 19, 14–18.

---

---

## P

---

---

**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., Visscher, P.T., 2016. Microbial and diagenetic steps leading to the mineralisation of Great Salt Lake microbialites. *Sci. Rep.*, 6, 31495. <https://doi.org/10.1038/srep31495>

**Pagel**, M., Bonifacie, M., Schneider, D.A., Gautheron, C., Brigaud, B., Calmels, D., Cros, A., Saint-Bezar, B., Landrein, P., Sutcliffe, C., Davis, D., Chaduteau, C., 2018. Improving paleohydrological and diagenetic reconstructions in calcite veins and breccia of a sedimentary basin by combining  $\Delta 47$  temperature,  $\delta 18\text{O}_{\text{water}}$  and U-Pb age. *Chem. Geol.*, 481, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.12.026>

**Pan**, L., Shen, A., Zhao, J., Hu, A., Hao, Y., Liang, F., Feng, Y., Wang, X., Jiang, L., 2020. LA-ICP-MS U-Pb geochronology and

clumped isotope constraints on the formation and evolution of an ancient dolomite reservoir: The Middle Permian of northwest Sichuan Basin (SW China). *Sediment. Geol.*, 407, 105728. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105728>

**Parizot**, O., Missenard, Y., Haurine, F., Blaise, T., Barbarand, J., Benedicto, A., Sarda, P., 2021. When did the Pyrenean shortening end? Insight from U–Pb geochronology of syn-faulting calcite (Corbières area, France). *Terra Nova*, 33, 551–559. <https://doi.org/10.1111/ter.12547>

**Parrish**, R.R., Parrish, C.M., Lasalle, S., 2018. Vein calcite dating reveals Pyrenean orogen as cause of Paleogene deformation in southern England. *J. Geol. Soc. London*, 175, 425–442. <https://doi.org/10.1144/jgs2017-107>

**Parrish**, J.T., Rasbury, E.T., Chan, M.A., Hasiotis, S.T., 2019. Earliest Jurassic U-Pb ages from carbonate deposits in the Navajo Sandstone, southeastern Utah, USA. *Geology*, 47, 1015–1019. <https://doi.org/10.1130/G46338.1>

**Paton**, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Lolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *J. Anal. At. Spectrom.*, 26, 2508–2518. <https://doi.org/10.1039/C1JA10172B>

**Payros**, A., Ortiz, S., Millan, I., Arostegi, J., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., 2015. Early Eocene climatic optimum: Environmental impact on the North Iberian continental margin. *GSA Bull.*, 127, 1632–1644.

**Pederson**, C.L., Klaus, J.S., Swart, P.K., McNeill, D.F., 2019. Deposition and early diagenesis of microbial mud in the Florida Everglades. *Sedimentology*, 66, 1989–2010. <https://doi.org/10.1111/sed.12569>

**Pedley**, H.M., 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedim. Geol.*, 68, 143–154.

**Pemberton**, S.G., MacEachern, J.A., Frey, R.W., 1992. Trace fossil facies models; environmental and allostratigraphic significance. In: R.G. Walker and N.P. James (Eds.), *Facies Model*. Geological Association of Canada, 47–72.

**Pentecost**, A., Viles, H., 2007. A review and reassessment of travertine classification. *Géographie physique et Quaternaire*, 48, 305–314.

**Perri**, E., Tucker, M. E., Spadafora, A., 2012. Carbonate organo-mineral micro- and ultrastructures in sub-fossil stromatolites: Marion Lake, South Australia. *Geobiology*, 10, 105–117.

**Petrash**, D.A., Bialik, O.M., Bontognali, T.R.R., Vasconcelos, C., Roberts, J.A., McKenzie, J.A., Konhauser, K.O., 2017. Microbially catalyzed dolomite formation: From near-surface to burial. *Earth-Sci. Rev.*, 171, 558–582. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.015>

**Petrash**, D.A., Bialik, O.M., Staudigel, P.T., Konhauser, K., O., Budd, D., A., 2021. Biogeochemical reappraisal of the

freshwater-seawater mixing-zone diagenetic model. *Sedimentology*, 68, 1797-1930.

**Pérez-Rivarés**, F.J., Arenas, C., Pardo, G., Garcés, M., 2018. Temporal aspects of genetic stratigraphic units in continental sedimentary basins: Examples from the Ebro basin, Spain. *Earth-Sci. Rev.*, 178, 136–153. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.019>

**Picard**, M.D., High, L.R., 1981. Physical stratigraphy of ancient lacustrine deposits. In: *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration* (Eds Ethridge, F.G., Flores, R.M.). *Soc. Eco. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 31, 233-259.

**Pickering**, R., Herries, A.I., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Green, H.E., Paul, B., Ritzman, T., Strait, D.S., Schoville, B.J., Hancox, P. J., 2019. U–Pb-dated flowstones restrict South African early hominin record to dry climate phases. *Nature*, 565, 226-229. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0711-0>

**Pickford**, M., Senut, B., Mocke, H., Mourer-Chauviré, C., Rage, J.-C., Mein, P., 2014. Eocene aridity in southwestern Africa: timing of onset and biological consequences. *Trans. R. Soc. South Afr.*, 69, 139–144. <https://doi.org/10.1080/0035919X.2014.933452>

**Pimentel**, N.L.V., 2002. Pedogenic and early diagenetic processes in Palaeogene alluvial fan and lacustrine deposits from the Sado Basin (S Portugal). *Sediment. Geol.*, 148, 123–138. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00213-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00213-5)

**Pint**, A., Engel, M., Melzer, S., Frenzel, P., Plessen, B., Brückner, H., 2017. How to discriminate athalassic and marginal marine microfaunas: Foraminifera and other fossils from an Early Holocene continental lake in Northern Saudi Arabia. *J. Foraminifer. Res.*, 47, 175–187. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.47.2.175>

**Platt**, N.H., 1989. Lacustrine carbonates and pedogenesis: Sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology*, 36, 665–684. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb02092.x>

**Platt**, N.H., Wright, V.P., 1991. Lacustrine Carbonates: Facies Models, Facies Distributions and Hydrocarbon Aspects. *Spec. Pubs Int. Ass. Sediment.*, 13, 57–74. <https://doi.org/10.1002/9781444303919.ch3>

**Platt**, N.H., Wright, V.P., 1992. Palustrine carbonates and the Florida Everglades: Towards an exposure index for the fresh-water environment? *J. Sediment. Res.*, 62, 1058–1071. <https://doi.org/10.1306/D4267A4B-2B26-11D7-8648000102C1865D>

**Platt**, N.H., Wright, V.P., 2023. Flooding of a carbonate platform: The Sian Ka'an Wetlands, Yucatán, Mexico—A model for the formation and evolution of palustrine carbonate factories around the modern Caribbean Sea and in the

depositional record. *The Depositional record*, 9, 99–151. <https://doi.org/10.1002/dep2.217>

**Plaziat**, J.-C., 1993. Modern and fossil Potamids (Gastropoda) in saline lakes. *J. Paleolimnol.*, 8, 163–169. <https://doi.org/10.1007/BF00119788>

**Pletsch**, T., Daoudi, L., Chamley, H., Deconinck, J.-F., Charroud, M., 1996. Palaeogeographic controls on palygorskite occurrence in mid-Cretaceous sediments of Morocco and adjacent basins. *Clay Minerals*, 31, 403-416.

**Polyak**, V.J., Asmerom, Y., 2005. Orbital control of long-term moisture in the southwestern USA: Interglacial cycles speleothems. *Geophys. Res. Lett.*, 32, 4. <https://doi.org/10.1029/2005GL023919>

**Polyak**, V., Hill, C., Asmerom, Y., 2008. Age and evolution of the Grand Canyon revealed by U-Pb dating of water table-type speleothems. *Science*, 319, 1377–1380. <https://doi.org/10.1126/science.1151248>

**Pomerol**, C., Damotte, R., Ginsburg, L., Montenat, C., Lorenz, J., Toutin, N., 1965. Etude paleontologique et sedimentologique du Bartonien inferieur (Auversien) dans la localite-type du Guepelle (Seine-et-Oise). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 257-267.

**Pomerol**, C., 1967. Les minéraux argileux dans le tertiaire du bassin de Paris. Problèmes d'origine et de genèse. *Bull. Groupe Fr. Argiles*, 19, 115–123. <https://doi.org/10.3406/argil.1967.1068>

**Pomerol**, C., 1969. Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°257), Etampes, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Pomerol**, C., Riveline, J., 1975. Etude floristique (Characée) des calcaires de Mortemer et de Cuvilly dans leurs localités-types. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles*, 280, 2725–2728.

**Pomerol**, C., 1977. Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°130), Fère-en-Tardenois, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Pomerol**, C., 1989. Stratigraphy of the Palaeogene; Hiatuses and transitions. *Proceedings of the Geologists' Association*, 100, 313–324. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(89\)80051-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(89)80051-3)

**Perrodon** A., Zabek J., 1990. Paris Basin, in *Interior Cratonic Basins*. *American Association of Petroleum Geologists*, 51, 633-679.

**Pourmand**, A., Dauphas, N., Ireland, T.J., 2012. A novel extraction chromatography and MC-ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc and Y: Revising CI-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances. *Chem. Geol.*, 291, 38-54.

**Preau, I.**, 2021. Valorisation et bancarisation des données hydrodynamiques en hydrogéologie (RGF Bassin parisien). Rapport final. BRGM/RP-71113-FR, 98 p.

**Priem, F.**, 1900. Sur les poissons fossiles du gypse de Paris. Observation de L. Janet et A. de Lapparent. Bull. Soc. Géol. Fr., 28, 841-860.

**Prost, A.**, 1961. Nouvelles données sur le marno-calcaire de Brie et sur l'origine de la meulièrement de cette formation. CR Acad. Sci. Paris D, 253, 1977-1979.

---

---

## Q

---

---

**Quan, C., Liu, Z., Utescher, T., Jin, J., Shu, J., Li, Y., Liu, Y.-S.**, 2014. Revisiting the Paleogene climate pattern of East Asia: A synthetic review. *Earth-Sci. Rev.*, 139, 213–230. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.09.005>

**Quesnel, F., Storme, J.-Y., Iakovleva, A.I., Roche, E., Breillat, N., André, M., Baele, J.-M., Schnyder, J., Yans, J., Dupuis, C.**, 2011. Unravelling the PETM record in the "Sparnacian" of NW Europe: New data from Sinceny, Paris Basin, France. Presented at the Climatic and Biotic Events of the Paleogene meeting, Salzburg, Switzerland, 135.

**Quesnel, F., Dupuis, C., Baele, J.-M.**, 2014. An unexpected record of the PETM in terrestrial and organic sediments of Avesnois, between the Paris and Belgian Basins, NW Europe, in: *Rend. Online Soc. Geol. It.* Presented at the Climatic and Biotic Events of the Paleogene meeting, Ferrara, Italy, 68–69.

---

---

## R

---

---

**Raigemborn, M., Brea, M., Zucol, A., Matheos, S.**, 2009. Early Paleogene climate at mid latitude in South America: Mineralogical and paleobotanical proxies from continental sequences in Golfo San Jorge basin (Patagonia, Argentina) *Geol. Acta*, 7, 125–145.

**Rasbury, E.T., Hanson, G.N., Meyers, W.J., Holt, W.E., Goldstein, R.H., Saller, A.H.**, 1998. U-Pb dates of paleosols: Constraints on late Paleozoic cycle durations and boundary ages. *Geology*, 26, 403-406. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0403:UPDOPC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0403:UPDOPC>2.3.CO;2)

**Rasbury, E.T., Cole, J.M.**, 2009. Directly dating geologic events: U-Pb dating of carbonates. *Reviews of Geophysics*, 47, pp. 27. DOI: 10.1029/2007RG000246

**Rasplus, L.**, 1978. Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires du sud-ouest du bassin de Paris. PhD thesis, Orléans, pp. 225.

**Raymer, L.L., Hunt, E.R., Gardner, J.S.**, 1980. An improved sonic transit time-to-porosity transform. In: SPWLA Annual Logging Symposium, Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts., 1–13.

**Reading, H.G.**, 1982. Sedimentary basins and global tectonics. *Proc. Geol. Assoc.*, 93, 321–350. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(82\)80020-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(82)80020-5)

**Regnet, J.-B.**, 2014. Propriétés physiques et comportement mécanique des roches carbonatées microporeuses : Approche intégrée expérimentale et microstructurale. PhD thesis, Université de Cergy-Pontoise, Cergy, pp. 257.

**Regnet, J.-B., Robion, P., David, C., Fortin, J., Brigaud, B., Yven, B.**, 2015. Acoustic and reservoir properties of microporous carbonate rocks: Implication of micrite particle size and morphology. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 790–811. <https://doi.org/10.1002/2014JB011313>

**Regnet, J.-B., David, C., Robion, P., Menendez, B.**, 2019a. Microstructures and physical properties in carbonate rocks: A comprehensive review. *Mar. Petrol. Geol.*, 103, 366–376. 10.1016/j.marpetgeo.2019.02.022. hal-03266035

**Regnet, J.-B., Fortin, J., Nicolas, A., Pellerin, M., Guéguen, Y.**, 2019b. Elastic properties of continental carbonates: From controlling factors to an applicable model for acoustic-velocity predictions. *Geophysics*, 84, MR45–MR59. <https://doi.org/10.1190/geo2017-0344.1>

**Reijmer, J.J.G., Blok, C.N., El-Husseiny, A., Kleipool, L.M., Hogendorp, Y.C.K., Alonso-Zarza, A.M.**, 2021. Petrophysics and sediment variability in a mixed alluvial to lacustrine carbonate system (Miocene, Madrid Basin, Central Spain). *Depositional Rec.*, 8, 317-339.

**Renard, M.**, 1975. Etude géochimique de la fraction carbonatée d'un faciès de bordure de dépôt gypseux (exemple du gypse ludien du Bassin de Paris). *Sediment. Geol.*, 13, 191–231. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(75\)90020-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(75)90020-2)

**Richards, A.D., Dorale, J.A.**, 2003. Uranium-series chronology and environmental applications of speleothems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52, 407-460.

**Riding, R.**, 2008. Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geological Croatia* 61, 73–103.

**Riding, R., Virgone, A.**, 2020. Hybrid carbonates: *In situ* abiotic, microbial and skeletal co-precipitates. *Earth-Sci. Rev.*, 208, 23 pp. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103300>

**Ringrose, P.S., Martinius, A.W., Alvestad, J.**, 2008. Multiscale geological reservoir modelling in practice. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 309, 123–134. <https://doi.org/10.1144/SP309.9>

**Riveline, J.**, 1983. Proposition d'une échelle zonale de Charophytes pour le Tertiaire (Danien à Burdigalien) d'Europe occidentale. *CR Acad. Sci. Paris*, 296, 1077-1080.

**Riveline, J.**, 1984. Les Gisements à charophytes du Cénozoïque (Danien à Burdigalien) d'Europe occidentale. *Bull. d'Inf. Géol. Bassin Paris*, 4, 522.

**Riveline**, J., Berger, J.-P., Feist, M., Martin-Closas, C., Schudack, M., Soulié-Märsche, I., 1996. European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167, 453-468.

**Robbins**, L.L., Blackwelder, P.L., 1992. Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whittings: A biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism. *Geology*, 20, 464-468. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0464:BAUEFT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0464:BAUEFT>2.3.CO;2)

**Roberts**, E.M., O'Connor, P.M., Stevens, N.J., Gottfried, M.D., Jinnah, Z.A., Ngasala, S., Choh, A.M., Armstrong, R.A., 2010. Sedimentology and depositional environments of the Red Sandstone Group, Rukwa Rift Basin, southwestern Tanzania: New insight into Cretaceous and Paleogene terrestrial ecosystems and tectonics in sub-equatorial Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, 57, 179–212. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.09.002>

**Roberts**, N.M.W., Rasbury, E.T., Parrish, R.R., Smith, C.J., Horstwood, M.S.A., Condon, D.J., 2017. A calcite reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology: Calcite rm for LA-ICP-MS U-Pb dating. *Geochem. Geophys. Geosystems*, 18, 2807–2814. <https://doi.org/10.1002/2016GC006784>

**Roberts**, N.M.W., Drost, K., Horstwood, M.S.A., Condon, D.J., Chew, D., Drake, H., Milodowski, A.E., McLean, N.M., Smye, A.J., Walker, R.J., Haslam, R., Hodson, K., Imber, J., Beaudoin, N., Lee, J.K., 2020. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) U–Pb carbonate geochronology: strategies, progress, and limitations. *Geochronology*, 2, 33–61. <https://doi.org/10.5194/gchron-2-33-2020>

**Robin**, C. Guillocheau, F., Gaulier, J.M., 1998. Discriminating between tectonic and eustatic controls on the stratigraphic record in the Paris basin. *Terra Nova*, 10, 323–329. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1998.00210.x>

**Roche**, A., Vennin, E., Bouton, A., Olivier, N., Wattinne, A., Bundeleva, I., Deconinck, J.-F., Virgone, A., Gaucher, E.C., Visscher, P.T., 2018. Oligo-Miocene lacustrine microbial and metazoan buildups from the Limagne Basin (French Massif Central). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 504, 34–59. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.05.001>

**Roche**, A., 2020. Dépôts carbonatés microbiens en domaine lacustre et fluvial: fabriques et facteurs de contrôle. PhD thesis, Bourgogne Franche-Comté, Dijon, pp. 360.

**Ronchi**, P., Cruciani, F., 2015. Continental carbonates as a hydrocarbon reservoir, an analog case study from the travertine of Saturnia, Italy. *AAPG Bull.*, 99, 711–734. <https://doi.org/10.1306/10021414026>

**Rosen**, M.R., Coshell, L., 1992. A new location of Holocene dolomite formation, Lake Hayward, Western Australia. *Sedimentology*, 39, 161–166. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1992.tb01028.x>

**Rouchy**, J.M., Camoin, G., Casanova, J., Deconinck, J.F., 1993. The central palaeo-Andean basin of Bolivia (Potosi area) during the Late Cretaceous and Early Tertiary: Reconstruction of ancient saline lakes using sedimentological, paleoecological and stable isotope records. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 105, 179–198. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(93\)90083-U](https://doi.org/10.1016/0031-0182(93)90083-U)

**Rouchy**, J.M., Taberner, C., Peryt, T.M., 2001. Sedimentary and diagenetic transitions between carbonates and evaporites. *Sed. Geol.*, 140, 1–8. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00169-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00169-X)

**Rushing**, J.A., Newsham, K.E., Lasswell, P.M., Blasingame, T.A., 2004. Klinkenberg-corrected permeability measurements in tight gas sands: Steady-State versus Unsteady-State techniques. In SPE annual technical conference and exhibition, SPE 89867, pp. 11.

---

---

## S

---

---

**Sabouraud**, C., 1974. Détermination par activation neutronique des rapports Cl/Br des inclusions fluides de divers gypses. Corrélation avec les données de la microscopie et interprétation génétique. *Sedimentology*, 21, pp. 17.

**Salganik**, R.L., 1973. Mechanics of bodies with many cracks. *Mechanics of Solids*, 8, 135–576.

**Saller**, A., Rushton, S., Buambua, L., Inman, K., McNeil, R., Dickson, J.A.D., 2016. Pre-salt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. *AAPG Bull.*, 100, 1135–1164. <https://doi.org/10.1306/02111615216>

**Salpin**, M., Schnyder, J., Baudin, F., Suan, G., Suc, J.-P., Popescu, S.-M., Fauquette, S., Reinhardt, L., Schmitz, M.D., Labrousse, L., 2019. Evidence for subtropical warmth in the Canadian Arctic (Beaufort-Mackenzie, Northwest Territories, Canada) during the early Eocene. *Geol. Soc. Am., Geological Society of America*, 541, 637–664. [https://doi.org/10.1130/2018.2541\(27\)](https://doi.org/10.1130/2018.2541(27))

**Sandberg**, P.A., Hudson, J.D., 1983. Aragonite relic preservation in Jurassic calcite-replaced bivalves. *Sedimentology*, 30, 879–892. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00716.x>

**Sanjuan**, J., Martín-Closas, C., 2015. Biogeographic history of two Eurasian Cenozoic charophyte lineages. *Aqua. Bot.*, 120, 18-30.

**Savian**, J.F., Jovane, L., Giorgioni, M., Iacoviello, F., Rodelli, D., Roberts, A.P., Chang, L., Florindo, F., Sprovieri, M., 2016. Environmental magnetic implications of magnetofossil occurrence during the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) in pelagic sediments from the equatorial Indian Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 441, 212–222. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.06.029>

- Scherler**, L., Mennecart, B., Hiard, F., Becker, D., 2013. Evolutionary history of hoofed mammals during the Oligocene–Miocene transition in Western Europe. *Swiss J. Geosci.*, 106, 349–369.
- Schreiber**, B.C., 1988. Chap 4: Subaqueous Evaporite Deposition, In: *Evaporites and Hydrocarbons*. Columbia University Press, 182–255.
- Serra-Kiel**, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferràndez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, Tambareau, Y., Tosquella, J., Zakrevskaya, E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 169, 281–299.
- Shaw**, P.A., Cooke, H.J., Perry, C.C., 1990. Microbialitic silcretes in highly alkaline environments: Some observations from Sua Pan, Botswana. *S. Afr. J. Geol.*, 93, 803–808.
- Shinn**, E.A., Steinen, R.P., 1989. Whitings, a sedimentologic dilemma. *J. Sediment. Petrol.*, 59, 147–161.
- Sibley**, D.F., 1991. Secular changes in the amount and texture of dolomite. *Geology*, 19, 151–154. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0151:SCITAA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0151:SCITAA>2.3.CO;2)
- Simsek**, S., Günay, G., Elhatip, H., Ekmekçi, M., 2000. Environmental protection of geothermal waters and travertines at Pamukkale, Turkey. *Geothermics*, 29, 557–572. [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(00\)00022-5](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(00)00022-5)
- Singer**, A., 2002. Palygorskite and Sepiolite. In: *SSSA Book Series* (Eds Dixon, J.B., Schulze, D.G.), Soil Science Society of America, Madison, WI, USA, 555–583. <https://doi.org/10.2136/sssabookser7.c18>
- Sissingh**, W., 2006. Syn-kinematic palaeogeographic evolution of the West European Platform: correlation with Alpine plate collision and foreland deformation. *Netherlands J. Geosciences*, 85, 131–180.
- Slansky**, M., Bassompierre, J.-C., Roux, P., Sangnier, P., Cavalier, C., Faure, A., Sommer, F., Tourenq, J., Trauth, C., Monciardini, C., Châteauneuf, J.-J. et Pomerol, C., 1971. Etude géologique détaillée du Crétacé supérieur et du Paléogène dans le sondage des Hogues (Eure). *Bulletin du B.R.G.M. – deuxième série – n°1*.
- Slotnick**, B.S., Lauretano, V., Backman, J., Dickens, G.R., Sluijs, A., Lourens, L., 2015. Early Paleogene variations in the calcite compensation depth: new constraints using old borehole sediments from across Ninetyeast Ridge, central Indian Ocean. *Clim. Past*, 11, 473–493. <https://doi.org/10.5194/cp-11-473-2015>
- Smith**, F., Wing, S., Freeman, K., 2007. Magnitude of the carbon isotope excursion at the Paleocene–Eocene thermal maximum: The role of plant community change. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 262, 50–65. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.07.021>
- Smith**, J.J., Hasiotis, S.T., Kraus, M.J., Woody, D.T., 2008. *Naktodemasis boweni*: New ichnogenus and ichnospecies for adhesive meniscate burrows (AMB), and paleoenvironmental implications, Paleogene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. *J. Paleontol.*, 82, 267–278. <https://doi.org/10.1666/06-023.1>
- Soete**, J., Kleipool, L.M., Claes, H., Claes, S., Hamaekers, H., Kele, S., Özkul, M., Foubert, A., Reijmer, J.J.G., Swennen, R., 2015. Acoustic properties in travertines and their relation to porosity and pore types. *Mar. Pet. Geol.*, 59, 320–335. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.09.004>
- Solomon**, S.T., Walkden, G.M., 1985. The application of cathodoluminescence to interpreting the diagenesis of an ancient calcrete profile. *Sedimentology*, 32, 877–896. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1985.tb00738.x>
- Soyer**, R., 1953. *Géologie de paris. Mém. Carte Géol. France*, pp. 610.
- Speijer**, R.P., Pälike, H., Hollis, C.J., Hooker, J.J., Ogg, J.G., 2020. Chapter 28: The Paleogene Period. In: *Geologic Time Scale 2020* (Eds Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M.), Elsevier, 1087–1140. ISBN 9780128243602. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00028-0>
- Strasser**, A., 1984. Black-pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia). *J. Sediment. Res.*, 54, 1097–1109. <https://doi.org/10.1306/212F856C-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Starkey**, H.C., Blackmon, P.D., 1984. Sepiolite in Pleistocene Lake Tecopa, Inyo County, California. In: *Developments in Sedimentology*. Elsevier, 137–147. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70033-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70033-5)
- Sturbaut**, E., Coninck, J.D., Simaëys, S.V., 2016. Micropalaeontological dating of the Prémontré mammal fauna (MP10, Prémontré Sands, EECO, early late Ypresian, Paris Basin). *Geol. Belg.*, 273–280 <https://doi.org/10.20341/gb.2016.006>
- Storme**, J.-Y., Dupuis, C., Schnyder, J., Quesnel, F., Garel, S., Iakovleva, A.I., Iacumin, P., Di Matteo, A., Sebilo, M., 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): Carbon nitrogen isotopes Palaeocene-Eocene boundary. *Terra Nova*, 24, 114–122. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01044.x>
- Stott**, L.D., Sinha, A., Thiry, M., Aubry, M.-P., Berggren, W.A., 1996. Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 101, 381–399.
- Strecker**, U., Steidtmann, J.R., Smithson, S.B., 1999. A conceptual tectonostratigraphic model for seismic facies migrations in a fluvio-lacustrine extensional basin. *AAPG Bull.*, 83, 43–61. <https://doi.org/10.1306/00AA99F8-1730-11D7-8645000102C1865D>

**Strotz**, L.C., 2015. Spatial patterns and diversity of foraminifera from an intermittently closed and open lagoon, Smiths Lake, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 164, 340–352.

**Suan**, G., Popescu, S.-M., Suc, J.-P., Schnyder, J., Fauquette, S., Baudin, F., Yoon, D., Piepjohn, K., Sobolev, N.N., Labrousse, L., 2017. Subtropical climate conditions and mangrove growth in Arctic Siberia during the early Eocene. *Geol. Soc. Am.*, 45, 539–542.

**Suarez**, M.B., Milder, T., Peng, N., Suarez, C.A., You, H., Li, D., Dodson, P., 2018. Chemostratigraphy of the Lower Cretaceous dinosaur-bearing Xiagou and Zhonggou formations, Yujingzi Basin, northwest China. *J. Vert. Paleontol.*, 38, 12–21. <https://doi.org/10.1080/02724634.2018.1510412>

**Su**, C., Tan, X., Shi, K., Zou, J., Lu, F., Luo, S., Tang, H., Zhang, X., 2017. Characteristics and significance of the penecontemporaneous karst in lacustrine carbonate, Da'anzhai Member, Lower Jurassic, Beibei area, eastern Sichuan Basin. *Petroleum*, 3, 292–300. <https://doi.org/10.1016/j.petlm.2016.12.006>

**Suc**, J.-P., Fauquette, S., Popescu, S.-M., Robin, C., 2020. Subtropical mangrove and evergreen forest reveal Paleogene terrestrial climate and physiography at the North Pole. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 551, 109755.

---

---

## T

---

---

**Talbot**, M.R., 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.*, 80, 261–279. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90009-2)

**Tandon**, S.K., Gibling, M.R., 1997. Calcretes at sequence boundaries in upper carboniferous cyclothems of the Sydney Basin, Atlantic Canada. *Sediment. Geol.*, 112, 43–67. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(96\)00092-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(96)00092-9)

**Tandon**, S.K., Andrews, J.E., 2001. Lithofacies associations and stable isotopes of palustrine and calcrete carbonates: Examples from an Indian Maastrichtian regolith. *Sedimentology*, 48, 339–355. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00367.x>

**Thiry**, M., 1981. Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du sparnacien du bassin de Paris. Thèse, Ecole des Mines de Paris, Strasbourg, pp. 174.

**Thiry**, M., Delaunay, A., Dewolf, Y., Dupuis, C., Ménéillet, F., Pellerin, J., Rasplus, L., 1983. Les périodes de silicification au Cénozoïque dans le Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, 31–40.

**Thiry**, M., Bertrand-Ayrault, M., Grisoni, J.-C., 1988a. Ground-water silicification and leaching in sands: Example of the Fontainebleau Sand (Oligocene) in the Paris Basin. *Geol.*

*Soc. Am. Bull.*, 100, 1283–1290. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1283:GWSALI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1283:GWSALI>2.3.CO;2)

**Thiry**, M., Koeniguer, J.-C., Ménéillet, F., 1988b. Les silicifications de surface : la typologie et les outils de leur interprétation. *Bull. Inf. géol. Bass. Paris*, 25, 5–14.

**Thiry**, M., Bertrand-Ayrault, M., 1988. Les grès de Fontainebleau : genèse par écoulement de nappes phréatiques lors de l'entaille des vallées durant le Plio-Quaternaire et phénomènes connexes. *Bull. Inf. géol. Bass. Paris*, 25, 25–40.

**Thiry**, M.D., Ribet, I., 1999. Groundwater silicification in Paris basin limestones: fabrics, mechanisms, and modeling. *J. Sed. Res.*, 69, 171–183.

**Thiry**, M., Marechal, B., 2001. Development of tightly cemented sandstone lenses in uncemented sand: example of the Fontainebleau sand (Oligocene) in the Paris Basin. *J. Sediment. Res.*, 71, 473–483.

**Thiry**, M., 2012. Les calcites de Fontainebleau : une clé pour dater la silicification des grès ? Etat des lieux 238 ans après la première publication relative aux calcites de Belle-Croix. Sortie géologique du 25 novembre 2012, livret guide, N° E121125MTHI, Centre de Géosciences, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, France, pp. 12.

**Thiry**, M., Millot, R., Innocent, C., Franke, C., 2015. The Fontainebleau Sandstone: bleaching, silicification and calcite precipitation under periglacial conditions, pp. 16.

**Thomazo**, C., Buoncristiani, J.-F., Vennin, E., Pellenard, P., Cocquerez, T., Mugnier, J.L., Gérard, E., 2017. Geochemical processes leading to the precipitation of subglacial carbonate crusts at Bossons Glacier, Mont Blanc Massif (French Alps). *Front. Earth Sci.*, 5, 70. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00070>

**Thompson**, D.L., Stilwell, J.D., Hall, M., 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Res.*, 28, 26–51. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.12.005>

**Tófaló**, O.R., Pazos, P.J., 2010. Paleoclimatic implications (Late Cretaceous–Paleogene) from micromorphology of calcretes, palustrine limestones and silcretes, southern Paraná Basin, Uruguay. *J. South Am. Earth Sci.*, 29, 665–675. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.002>

**Török**, Á., Mindszenty, A., Claes, H., Kele, S., Fodor, L., Swennen, R., 2017. Geobody architecture of continental carbonates: “Gazda” travertine quarry (Süttő, Gerecse Hills, Hungary). *Quat. Int.*, 437, 164–185. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.09.030>

**Toulemont**, M., 1982. Les épigénies siliceuses du gypse lutétien du Bassin de Paris. *Sci. Géol. Bull.*, 35, 3–16. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1982.1606>

**Toulemont**, M., 1986. Les gypses lutétiens du bassin de Paris: sédimentation, karstification et conséquences géotechniques. PhD thesis, Paris 11, Paris, pp. 341.

**Tramoy**, R., Salpin, M., Schnyder, J., Person, A., Sebilo, M., Yans, J., Vaury, V., Fozzani, J., Bauer, H., 2016. Stepwise palaeoclimate change across the Eocene-Oligocene transition recorded in continental NW Europe by mineralogical assemblages and  $\delta^{15}\text{N}$  org (Rennes Basin, France). *Terra Nova*, 28, 212–220. <https://doi.org/10.1111/ter.12212>

**Trauth**, N., Lucas, J., Somme, F., 1968. Etude des minéraux argileux du Paléogène des sondages de Chaignes, Montjavoult, Le Tillet et Ludes (Bassin de Paris), in: *Colloque Sur l'Eocène*. 53–76.

**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). Thesis, Université de Strasbourg, Strasbourg, pp. 195.

**Tremolada**, F., Bralower, T.J., 2004. Nannofossil assemblage fluctuations during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum at Sites 213 (Indian Ocean) and 401 (North Atlantic Ocean): palaeoceanographic implications. *Mar. Micropaleontol.*, 52, 107–116. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.04.002>

**Tripati**, A., Backman, J., Elderfield, H., Ferretti, P., 2005. Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. *Nature*, 436, 341–346. <https://doi.org/10.1038/nature03874>

**Turland**, M., Vincent, P.L., Neau, G., 1972. Carte géologique de la France à 1/50 000e (n°295), Montereau-Fault-Yonne, Notice explicative. BRGM Orléans.

**Turland**, M., 1974. Etude géologique des terrains tertiaires de la région de Montereau (Seine-et-Marne), pp. 135.

**Tyson**, R.V., 1995. Abundance of organic matter in sediments: TOC, hydrodynamic equivalence, dilution and flux effects, in: *Sedimentary Organic Matter*. Springer, 81–118.

---



---

## U

---



---

**Ulliyott**, J.S., Nash, D.J., 2016. Distinguishing pedogenic and non-pedogenic silcretes in the landscape and geological record. *Proc. Geol. Assoc.*, 127, 311–319. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2016.03.001>

**Utescher**, T., Mosbrugger, V., Ashraf, A.R., 2000. Terrestrial climate evolution in northwest Germany over the last 25 million years. *Palaios*, 15, 430–449.

**Utescher**, T., Bondarenko, O.V., Mosbrugger, V., 2015. The Cenozoic Cooling – continental signals from the Atlantic and Pacific side of Eurasia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 415, 121–133. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.019>

**Vail**, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - An overview. *Cycles Events Stratigr.* 617–659.

**Valero-Garcés**, B., Morellón, M., Moreno, A., Corella, J.P., Martín-Puertas, C., Barreiro, F., Pérez, A., Giral, S., Mata-Campo, M.P., 2014. Lacustrine carbonates of Iberian Karst Lakes: Sources, processes and depositional environments. *Sediment. Geol.*, 299, 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.10.007>

**van der Land**, C., Wood, R., Wu, K., van Dijke, M.I.J., Jiang, Z., Corbett, P.W.M., Couples, G., 2013. Modelling the permeability evolution of carbonate rocks. *Mar. Pet. Geol.*, 48, 1–7. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.07.006>

**Vanhove**, D., Stassen, P., Speijer, R.P., Steurbaut, E., 2011. Assessing paleotemperature and seasonality during the Early Eocene climatic optimum (EECO) in the Belgian basin by means of fish otolith stable O and C isotopes. *Geol. Belg.*, 14, 143–158

**Vasquez**, G.F., Morschbacher, M.J., dos Anjos, C.W.D., Silva, Y.M.P., Madrucci, V., Justen, J.C.R., 2019. Petroacoustics and composition of pre-salt rocks from Santos Basin. *Lead. Edge*, 38, 342–348. <https://doi.org/10.1190/tle38050342.1>

**Vennin**, E., Bouton, A., Roche, A., Gérard, E., Bundeleva, I., Boussagol, P., Wattinne, A., Kolodka, C., Gaucher, E., Virgone, A., Visscher, P.T., 2021. The Limagne Basin: A journey through modern and fossil microbial deposits. *Bull. Société Géologique Fr.*, 192, pp. 41. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021030>

**Vera**, J.A., Jiménez de Cisneros, C., 1993. Palaeogeographic significance of black pebbles (Lower Cretaceous, Prebetic, southern Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 102, 89–102. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(93\)90007-6](https://doi.org/10.1016/0031-0182(93)90007-6)

**Verley**, F., 2020. Lessons from twenty years of local volumetric groundwater management: the case of the Beauce aquifer, Central France. In: *Sustainable Groundwater Management, a Comparative Analysis of French and Australian Policies and Implications to Other Countries* (Eds. Rinaudo, J.-D., Holley, C., Barnett, S., Montginoul, M.), Global Issues in Water Policy. Springer International Publishing, Cham, pp. 93–108.

**Vermeesch**, P., 2018. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9, 1479–1493.

**Verwer**, K., Braaksma, H., Kenter, J.A., 2008. Acoustic properties of carbonates: Effects of rock texture and implications for fluid substitution. *Geophysics*, 73, B51–B65. <https://doi.org/10.1190/1.2831935>

**Vik**, B., Bastesen, E., Skauge, A., 2013. Evaluation of representative elementary volume for a vuggy carbonate rock-Part: Porosity, permeability, and dispersivity. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 112, 36–47.



---

---

## W

---

---

- Wade**, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A., Pälike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, 104, 111-142.
- Wang**, Z.S., Rasbury, E.T., Hanson, G.N., Meyers, W.J., 1998. Using the U-Pb system of calcretes to date the time of sedimentation of clastic sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 2823-2835. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00201-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00201-4)
- Warren**, J.K., Kendall, C.G.St.C., 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings-modern and ancient. *AAPG Bull.*, 69, 1013-1023. <https://doi.org/10.1306/AD462B46-16F7-11D7-8645000102C1865D>
- Watts**, N.L., 1980. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, 27, 661-686. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01654.x>
- Webb**, J.A., James, J.M., 2006. Karst evolution of the Nullarbor Plain, Australia. In: *Perspectives on Karst Geomorphology, Hydrology, and Geochemistry: A Tribute Volume to Derek C. Ford and William B. White* (Eds: Harmon, R.S., Wicks, C.M.), Geological Society of America, pp. 65-78.
- Weger**, R.J., Eberli, G.P., Baechle, G.T., Massaferro, J.L., Sun, Y.-F., 2009. Quantification of pore structure and its effect on sonic velocity and permeability in carbonates. *AAPG Bull.*, 93, 1297-1317. <https://doi.org/10.1306/05270909001>
- Wells**, N.A., 1983. Carbonate deposition, physical limnology and environmentally controlled chert formation in Paleocene-Eocene Lake Flagstaff, central Utah. *Sediment. Geol.*, 35, 263-296. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(83\)90062-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(83)90062-3)
- Westerhold**, T., Röhl, U., Donner, B., Frederichs, T., Kordesch, W.E.C., Bohaty, S.M., Hodell, D.A., Laskar, J., Zeebe, R.E., 2018a. Late Lutetian Thermal Maximum—Crossing a thermal threshold in Earth's climate system? *Geochim. Geophys. Geosystems*, 19, 73-82. <https://doi.org/10.1002/2017GC007240>
- Westerhold**, T., Röhl, U., Donner, B., Zachos, J.C., 2018b. Global extent of Early Eocene hyperthermal events: A new Pacific benthic foraminiferal isotope record from Shatsky Rise (ODP Site 1209). *Paleoceanogr. Paleoclimatology*, 33, 626-642. <https://doi.org/10.1029/2017PA003306>
- Westerhold**, T., Marwan, N., Drury, A.J., Liebrand, D., Agnini, C., Anagnostou, E., Barnett, 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., 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.
- Wheeler**, W.H., Textoris, D.A., 1978. Triassic limestone and chert of playa origin in North Carolina. *SEPM J. Sed. Res.*, 48, 765-776. <https://doi.org/10.1306/212F755E-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Wilf**, P., 2000. Late Paleocene-early Eocene climate changes in southwestern Wyoming: Paleobotanical analysis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 292-307. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<292:LPECCI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<292:LPECCI>2.0.CO;2)
- Willumsen**, P.S., 2004. Palynology of the Lower Eocene deposits of northwest Jutland, Denmark. *Bull. Geol. Soc. Den.*, 52, 141-157.
- Wilson**, J.L., 1974. Characteristics of carbonate-platform margins. *AAPG Bull.*, 58, 810-824. <https://doi.org/10.1306/83D9149D-16C7-11D7-8645000102C1865D>
- Wing**, S.L., Harrington, G.J., Smith, F.A., Bloch, J.I., Boyer, D.M., Freeman, K.H., 2005. Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene-Eocene Boundary. *Science*, 310, 993-996. <https://doi.org/10.1126/science.1116913>
- Winkler**, K.W., 1985. Dispersion analysis of velocity and attenuation in Berea sandstone. *J. Geophys. Res.*, 90, 6793. <https://doi.org/10.1029/JB090iB08p06793>
- Woodhead**, J.D., Hellstrom, J., Maas, R., Drysdale, R., Zanchetta, G., Devine, P and Taylor, E., 2006. U-Pb geochronology of speleothems by MC-ICPMS, *Quaternary Geochronology*, 1, 208-221.
- Woodhead**, J., Horstwood, M.S.A., Cottle, P., 2016. Advances in isotope ratio determination by LA-ICP-MS. *Elements*, 12, 317-322.
- Woodhead**, J., Petrus, J., 2020. Exploring the advantages and limitations of *in-situ* U-Pb carbonate geochronology using speleothems. *Geochronology*, 1, 69-84. <https://doi.org/10.5194/gchron-2019-8>
- Wright**, V.P., Tucker, M.E., 1991. Calcretes: An Introduction. In: *Calcretes* (Eds: Wright, V.P., Tucker, M.E.), Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, 1-22. <https://doi.org/10.1002/9781444304497.ch>
- Wright**, V.P., 1994. Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth-Sci. Rev.*, 35, 367-395. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90002-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90002-7)
- Wright**, V.P., Barnett, A.J., 2015. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 418, 209-219. <https://doi.org/10.1144/SP418.3>

**Wyllie**, M.R.J., Gregory, A.R., Gardner, L.W., 1956. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media, *Geophysics*, 21, 41–70.

**Wyttenbach**, A., Furrer, V., Schlegli, P., Tobler, L., 1998. Rare earth elements in soil and in soil-grown plants. *Plant Soil*, 199, 267–273.

---

---

## X

---

---

**Xiong**, Y., Tan, X., Zhong, S., Xiao, D., Wang, B., Yang, M., Nie, W., Cao, J., 2022. Dynamic paleokarst geochemistry within 130 Myr in the Middle Ordovician Shanganning carbonate platform, North China. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 591, 18. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.110879>

---

---

## Y

---

---

**Yang**, Y., Jiang, Z., Liu, S., Li, Y., 2021. An eogenetic karst in lacustrine carbonates and its influence on reservoir development: A case study of the Eocene Dongying Depression, Bohai Bay Basin, East China. *Mar. Pet. Geol.*, 125, 19. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104860>

**Yans**, J., Strait, S.G., Smith, T., Dupuis, C., Steurbaut, E., Gingerich, P.D., 2006. High-resolution carbon isotope stratigraphy and mammalian faunal change at the Paleocene-Eocene boundary in the Honeycombs area of the southern Bighorn Basin, Wyoming. *Am. J. Sci.*, 306, 712–735. <https://doi.org/10.2475/09.2006.02>

---

---

## Z

---

---

**Zachos**, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686–693.

**Zachos**, J.C., McCarren, H., Murphy, B., Röhl, U., Westerhold, T., 2010. Tempo and scale of late Paleocene and early Eocene carbon isotope cycles: Implications for the origin of hyperthermals. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 299, 242–249. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.004>

**Zaitsev**, V.Y., Sas, P., 2004. Effect of high-compliant porosity on variations of P- and S-wave velocities in dry and saturated rocks: Comparison between theory and experiment. *Physical Mesomechanics*, 7, 37–46.

**Zhang**, Z.Y., Wang, Y.Q., Li, F.L., Xiao, H.Q., Chai, Z.F., 2002. Distribution characteristics of rare earth elements in plants from a rare earth ore area. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 252, 461–465.

**Zhao**, W., Shen, A., Qiao, Z., Zheng, J., Wang, X., 2014. Carbonate karst reservoirs of the Tarim Basin, northwest China: Types, features, origins, and implications for hydrocarbon exploration. *Interpretation*, 2, 65–90. <https://doi.org/10.1190/INT-2013-0177.1>

**Zhenghua**, W., Jun, L., Hongyan, G., Xiaorong, W., Chunsheng, Y., 2001. Adsorption isotherms of lanthanum to soil constituents and effects of pH, EDTA and fulvic acid on adsorption of lanthanum onto goethite and humic acid. *Chem. Speciat. Bioavailab.*, 13, 75–81. <https://doi.org/10.3184/095422901782775444>

**Zhou**, X., Thomas, E., Rickaby, R.E.M., Winguth, A.M.E., Lu, Z., 2014. I/Ca evidence for upper ocean deoxygenation during the PETM. *Paleoceanography*, 29, 964–975. <https://doi.org/10.1002/2014PA002702>

**Ziegler**, P.A., 1990. *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell International Petroleum Mij. B.V. and Geological Society, London, pp. 239.

**Zimmerman**, R.W., 1984. Elastic moduli of a solid with spherical pores: New self-consistent method. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 21, 339–343.

**Zinszner**, B., Pellerin, F.M., 2007. *A geoscientist's guide to petrophysics*. Ed. Technip

**Zupan Hajna**, N., Otoničar, B., Pruner, P., Culiberg, M., Hlaváč, J., Mandić, O., Skála, R., Bosák, P., 2019. Late Pleistocene lacustrine sediments and their relation to red soils in the Northeastern margin of the Dinaric Karst. *Acta Carsologica*, 48, 153–171. <https://doi.org/10.3986/ac.v48i2.7080>

# Annexes

<b>1. CHAPITRE 3</b> .....	<b>421</b>
1.1 COUPES SEDIMENTOLOGIQUES .....	421
1.1.1 <i>Alentours de Paris</i> .....	422
1.1.2 <i>Brie</i> .....	428
1.1.3 <i>Hurepoix et Gâtinais</i> .....	433
1.1.4 <i>Beauce</i> .....	437
1.2 ANALYSES ISOTOPIQUES .....	443
<b>2. CHAPITRE 4</b> .....	<b>444</b>
2.1 COUPE SEDIMENTOLOGIQUE .....	444
2.2 ANALYSES MINERALOGIQUES.....	455
2.3 ANALYSES ISOTOPIQUES .....	455
<b>3. CHAPITRE 5</b> .....	<b>456</b>
3.1 DONNEES ISOTOPIQUES DES CIMENTS .....	456
3.2 ANALYSE MINERALOGIQUE DE LA SILICE SUR ROCHE TOTALE .....	456
3.3 DONNEES DES SESSIONS LA-ICP-MS DE MULTIELEMENTAIRE .....	460
3.4 DONNEES DES SESSIONS LA-ICP-MS DE DATATION .....	460
<b>4. CHAPITRE 6</b> .....	<b>462</b>
4.1 SCANS DES LAMES MINCES ET POSITIONNEMENT DES AGES U-Pb .....	462
4.2 DONNEES DES SESSIONS LA-ICP-MS DE DATATION ET DIAGRAMMES TERA-WASSERBURG .....	468
<b>5. CHAPITRE 7</b> .....	<b>472</b>
<b>6. PROJET « LA RECHERCHE SORT DE SA BULLE »</b> .....	<b>472</b>

# 1. Chapitre 3

## 1.1 Coupes sédimentologiques

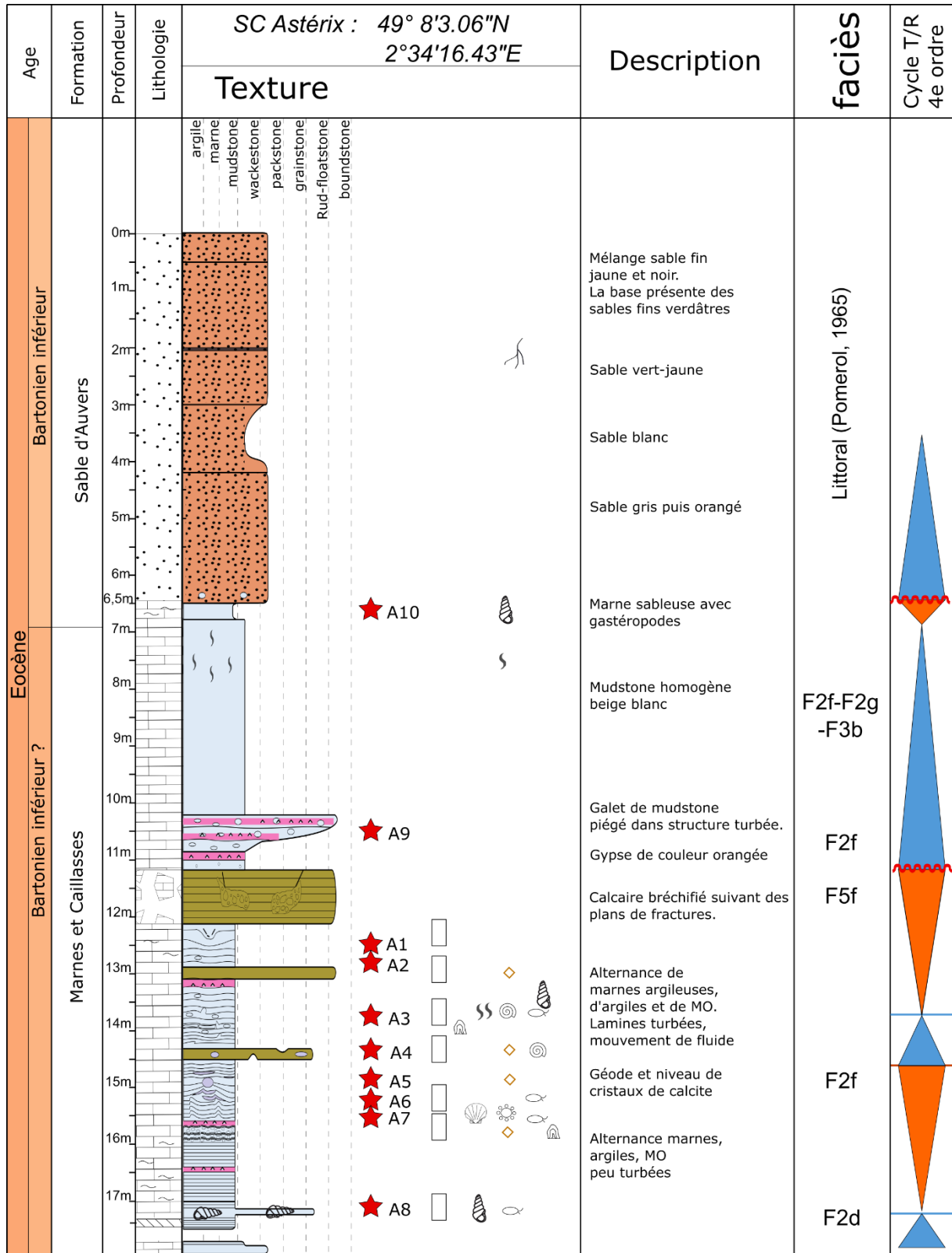
### LEGENDE

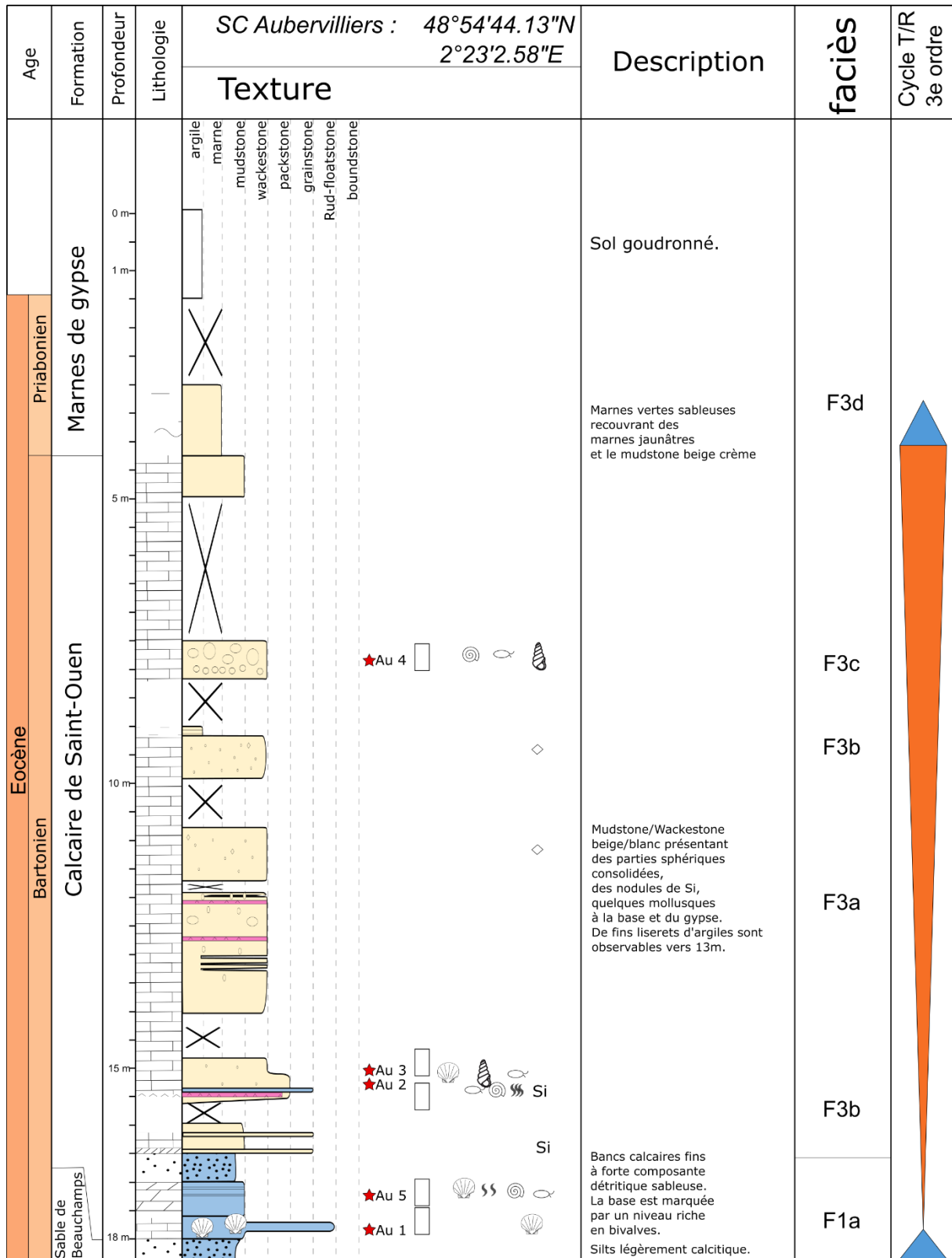
<h4>Grains non-biogéniques</h4> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Si silice</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: gray; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> galet de silex</li> <li><span style="display: inline-block; width: 10px; height: 10px; background-color: black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> quartz détritique</li> <li><span style="display: inline-block; width: 10px; height: 10px; background-color: green; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> glauconie</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> exoclastes</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> intraclastes</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: brown; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> pelloïdes/pellets</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> fragment de calcaire</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> cristaux de calcite</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: pink; margin-right: 5px;"></span> cristaux de gypse</li> </ul> <h4>Structures</h4> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; border-bottom: 2px solid black; margin-right: 5px;"></span> lamination horizontale</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; border-bottom: 2px solid black; transform: rotate(-15deg); margin-right: 5px;"></span> lamination oblique</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; border-bottom: 2px solid black; transform: rotate(-15deg); margin-right: 5px;"></span> lamination entrecroisée</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; border-bottom: 2px solid black; margin-right: 5px;"></span> surface d'érosion</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; border-bottom: 2px solid black; margin-right: 5px;"></span> front d'oxydation</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; border-bottom: 2px solid black; margin-right: 5px;"></span> microbialites</li> <li><span style="display: inline-block; width: 10px; height: 10px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> bioturbation</li> </ul>	<h4>Grains biogéniques</h4> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; border-bottom: 2px solid black; margin-right: 5px;"></span> fragments de coquilles</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> bivalves</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> gastéropodes</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> ditrupa</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> foraminifères benthiques</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> ostracodes</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> dasycladales</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> algues brunes et vertes</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> charophytes</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> racine-microcodium</li> <li><b>Mo</b> matière organique</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> échinoïdes</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> échinoderme</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; border: 1px solid black; border-radius: 50%; margin-right: 5px;"></span> annelides</li> </ul> <h4>Association de faciès</h4> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: lightblue; margin-right: 5px;"></span> Marin ouvert</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: lightblue; margin-right: 5px;"></span> Marin restreint</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: yellow; margin-right: 5px;"></span> Lac côtier</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: orange; margin-right: 5px;"></span> Estuaire</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: lightgreen; margin-right: 5px;"></span> Palustre avec calcretes</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: olive; margin-right: 5px;"></span> Palustre sans calcretes</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: gray; margin-right: 5px;"></span> Lac intérieur</li> </ul>	<h4>Lithologie</h4> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Argile</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Silt</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Sable fin</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Sable moyen</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Sable grossier</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Galet</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Marne argileuse</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Marne silteuse</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Marne sableuse</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Calcaire</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Brèche calcaire</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Roche silicifiée</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Dolomite</li> <li><span style="display: inline-block; width: 20px; height: 20px; border: 1px solid black; margin-right: 5px;"></span> Veines de calcite</li> </ul> <h4>Stratigraphie séquentielle</h4> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: orange; margin-right: 5px;"></span> conformity</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: lightblue; margin-right: 5px;"></span> highstand systems tract (HST)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: lightblue; margin-right: 5px;"></span> maximum flooding surface (MFS)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: lightblue; margin-right: 5px;"></span> transgressive systems tract (TST)</li> <li><span style="display: inline-block; width: 15px; height: 15px; background-color: red; margin-right: 5px;"></span> unconformity</li> </ul>
---	---	--

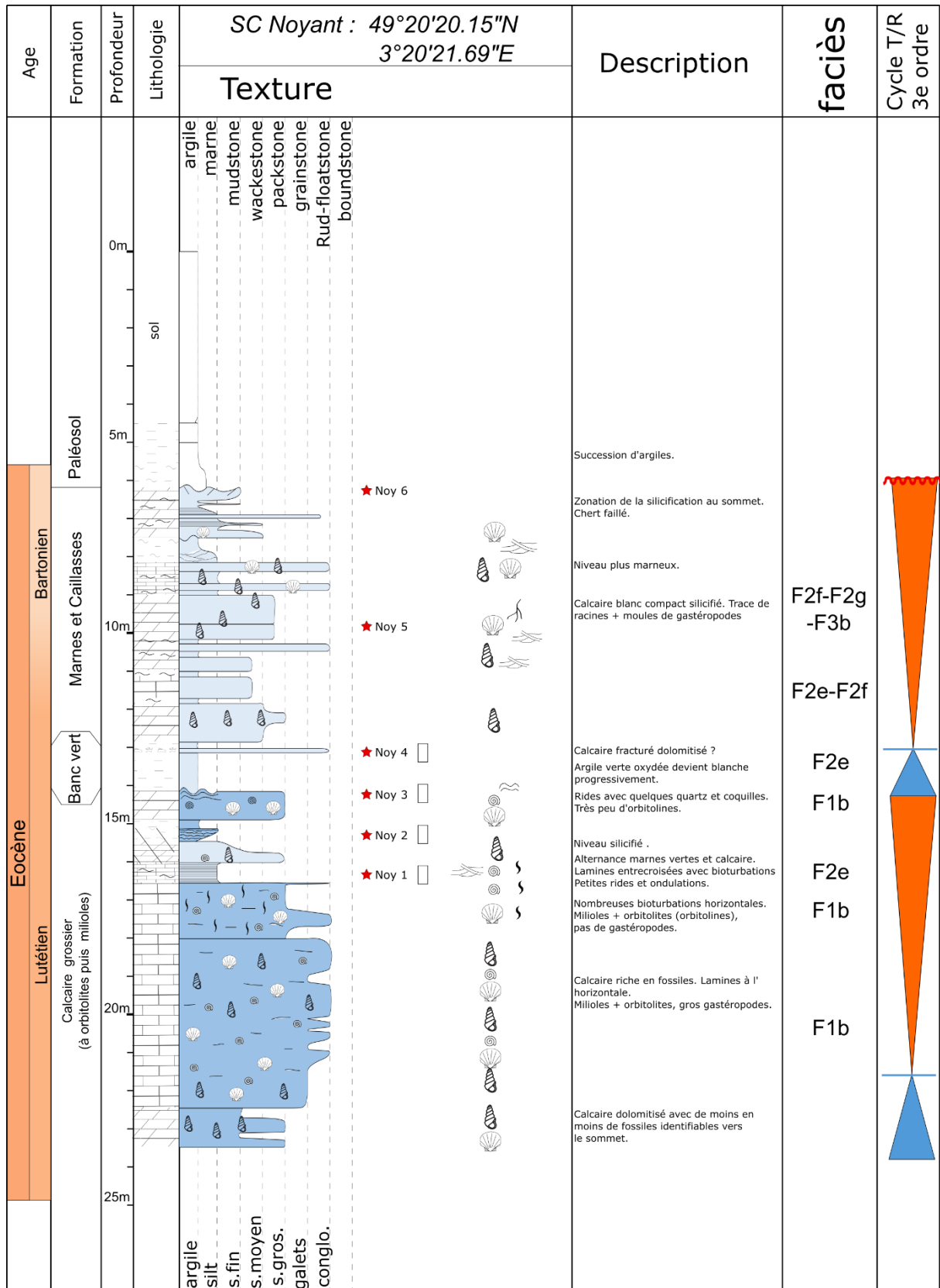
lame mince disponible

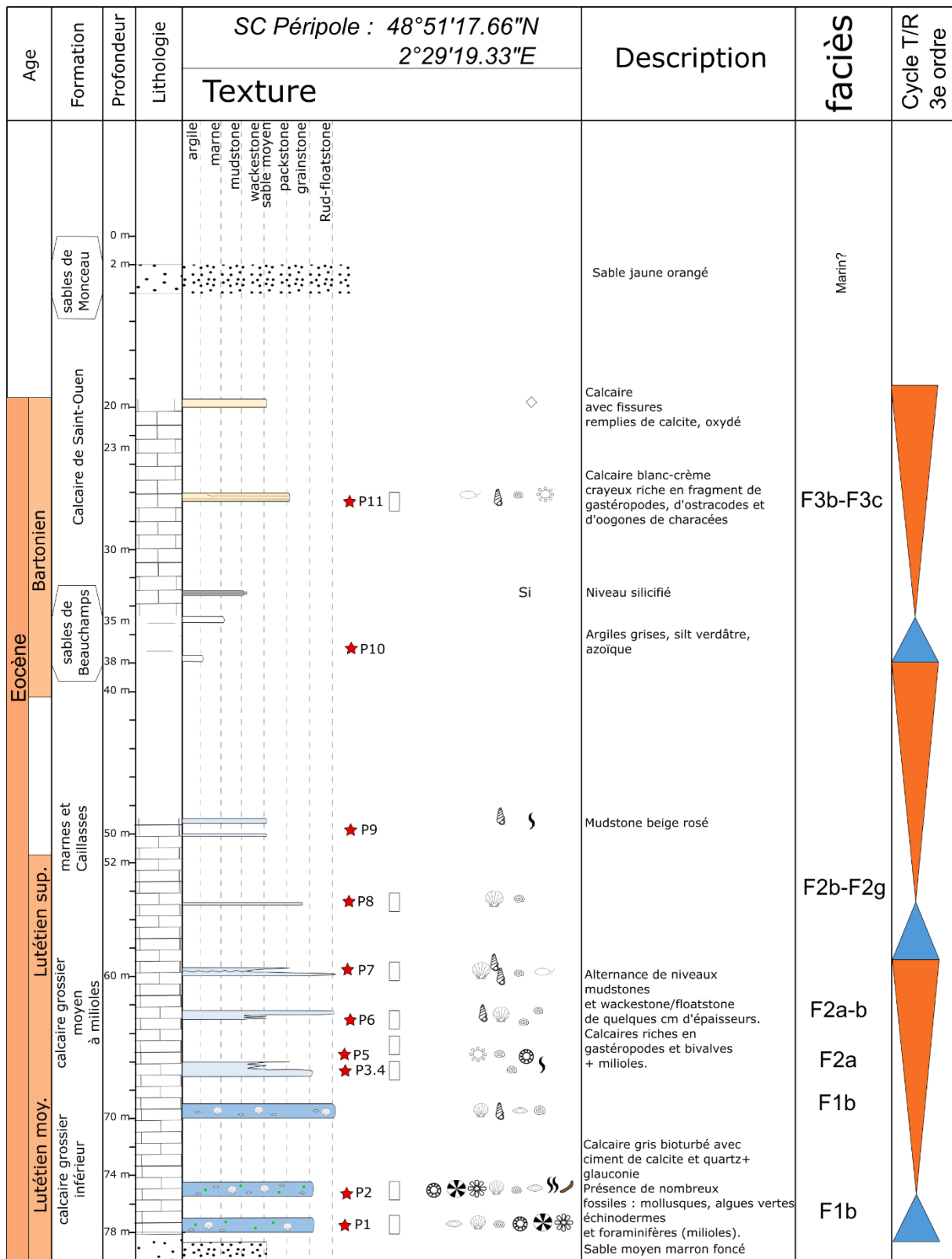
mesures pétrophysiques réalisées

1.1.1 Alentours de Paris

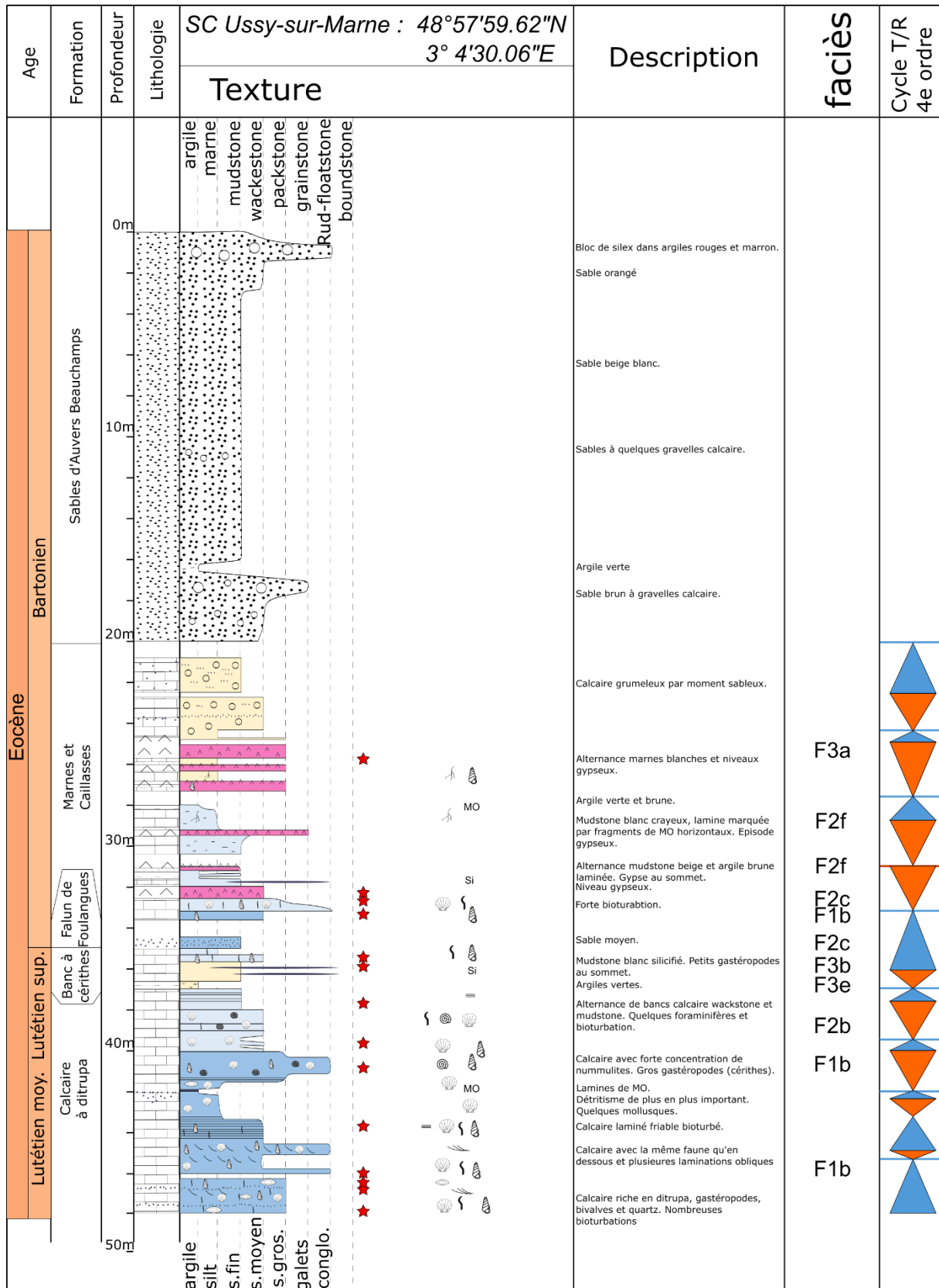


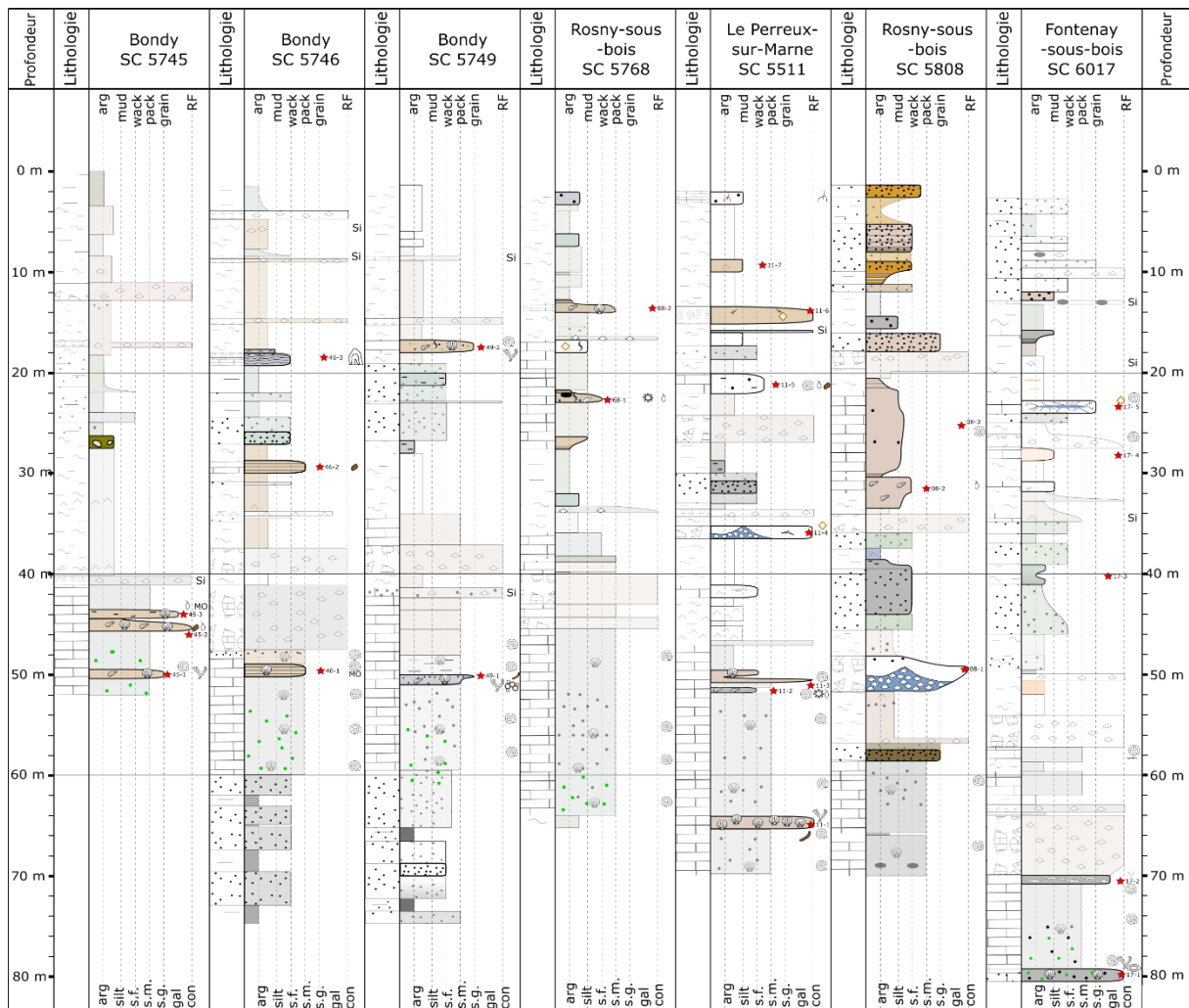

































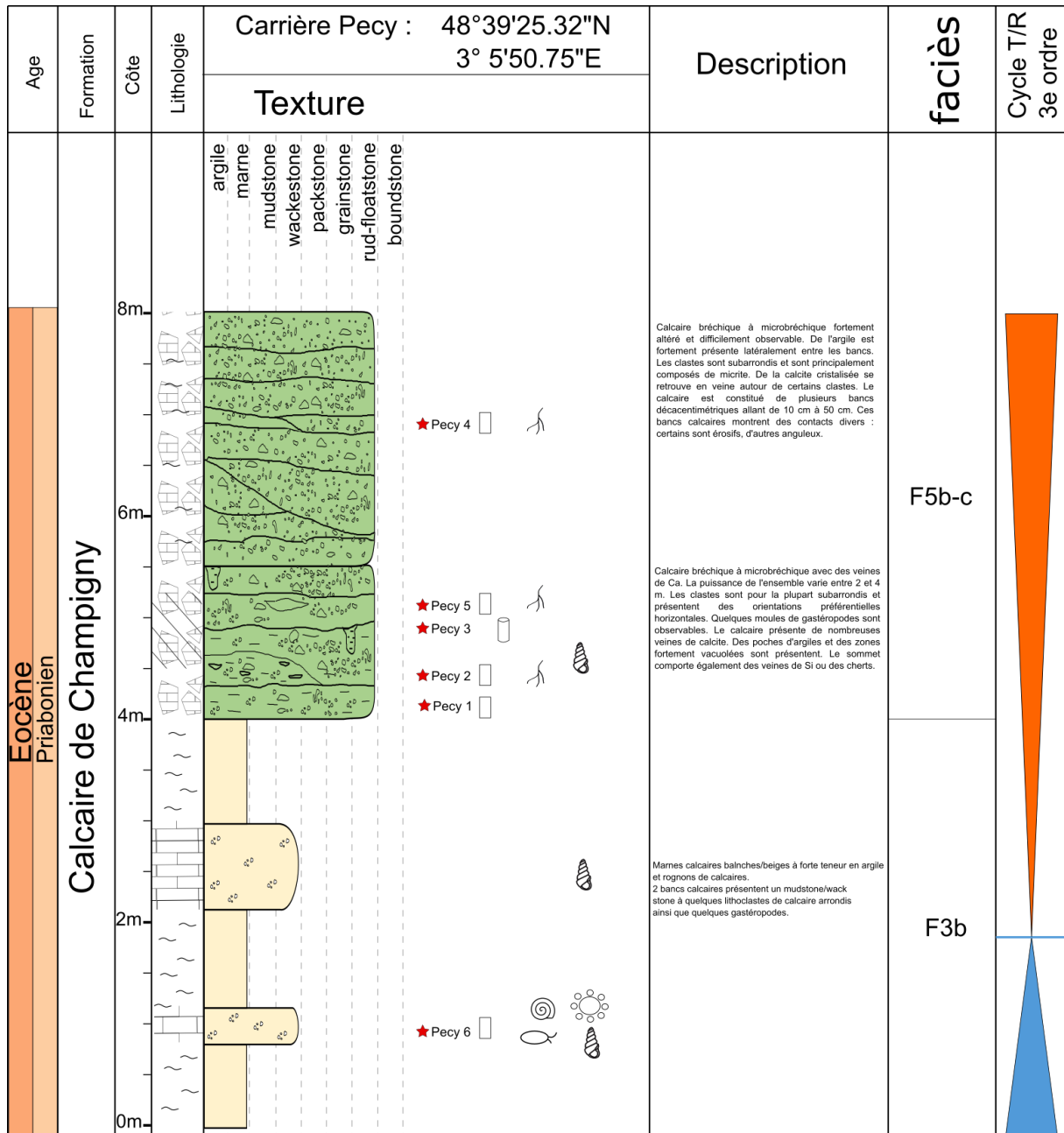
NB : Seulement une partie des forages ont pu être récupérées et décrites. Le reste a été représenté en transparent grâce aux descriptions de forages. Une lame mince a été faite pour chaque échantillon marqué.

1.1.2 Brie

Age	Formation	Côte	Lithologie	Carrière Baronnie : 48°38'18.48"N 3°31'23.43"E		Description	faciès	Cycle T/R 3e ordre
				Texture				
Oligocène	Rupélien	30 m	argile marne	mudstone wackestone packstone grainstone rud-floatstone boundstone	<p>★ Bar 10</p> <p>★ Bar 14-15  </p> <p>★ Bar 9  </p>	<p>Calcaire veiné présent dans des marnes blanches</p> <p>Calcaire de plus en plus silicifié vers le sommet.</p> <p>Quatrième horizon de silice recoupant le calcaire sous-jacent. Son épaisseur varie latéralement. Il semble faire jusqu'à 3m d'épaisseur. Le faciès calcréteest encore identifiable dans les zones silicifiées</p> <p>Calcaire bréchique sans contact entre les clastes.</p>	F5b	
Eocène	Priabonien	15 m	Calcaire de Champigny	<p>★ Bar 5 - 13 </p> <p>★ Bar 4 - 11 - 12  </p> <p>★ Bar 3  </p>	<p>★ Bar 5 - 13</p> <p>★ Bar 4 - 11 - 12</p> <p>★ Bar 3</p>	<p>Troisième horizon de silice, fin et difficilement suivable.</p> <p>Calcaire légèrement laminé, avec veines de Ca.</p> <p>Deuxième horizon de silice.</p> <p>Calcaire silicifié bréchique.</p> <p>Horizon de silice opaque infiltrant les bancs sous et sus-jacents.</p> <p>Calcaire bréchique veiné de Ca et Si. Le calcaire est plus ou moins silicifié, fortement au sommet.</p> <p>Alternance calcaire et marne.</p> <p>Calcaire microbréchique avec veines de Ca, fracturé. Zones concentrées en éléments pluri centimétriques.</p> <p>Alternance calcaire et marne.</p> <p>Observé seulement de loin. Alternance de bancs calcaires et de marnes.</p>	F5a-b-c	
Eocène	Bartonien	10 m	Calcaire de Saint-Ouen ?	<p>★ Bar 2  </p> <p>★ Bar 1  </p>	<p>★ Bar 2</p> <p>★ Bar 1</p>	<p>Calcaire bréchique, microbréchique.</p> <p>Nombreuses veines de calcite avec ciments microstallactiques et géopétaux.</p>	F5f	
Eocène	Lut.-Barto.	5 m	Calcaire de Provins	<p>★ Bar 2  </p> <p>★ Bar 1  </p>	<p>★ Bar 2</p> <p>★ Bar 1</p>	<p>Calcaire bréchique, microbréchique.</p> <p>Nombreuses veines de calcite avec ciments microstallactiques et géopétaux.</p>	F5f	

Age	Formation	Côte	Lithologie	Texture	Description	faciès	Cycle T/R 3e ordre
Eocène Priabonien	Calcaire de Champigny	20m	argile marne mudstone wackestone packstone grainstone rud-floatstone boundstone	<p>★ Cha 10</p>	Calcaire avec une structure laminé ondulante	F5a-c F5b-c	
				<p>★ Cha 9</p> <p>★ Cha 8</p>	<p>Alternance marnes et calcaire. Les bancs calcaires ont une forme courbe, en auge. Quelques poches d'argiles.</p>	F5b-c	
		15m		<p>★ Cha 7</p>	Calcaire pseudobréchique, microbréchique très veiné.	F5b	
		10m			Brèche avec intraclastes.	F5b	
		5m		<p>★ Cha 6</p> <p>★ Cha 5</p>	Alternance bancs bréchiques veinés. Les clastes sont de plus grande taille au sommet des bancs.	F5b	
		0m		<p>★ Cha 3</p> <p>★ Cha 2</p> <p>★ Cha 1</p>	<p>Calcaire silicifié</p> <p>Calcaire bréchique, microbréchique avec des veines de Ca et poreux.</p>		

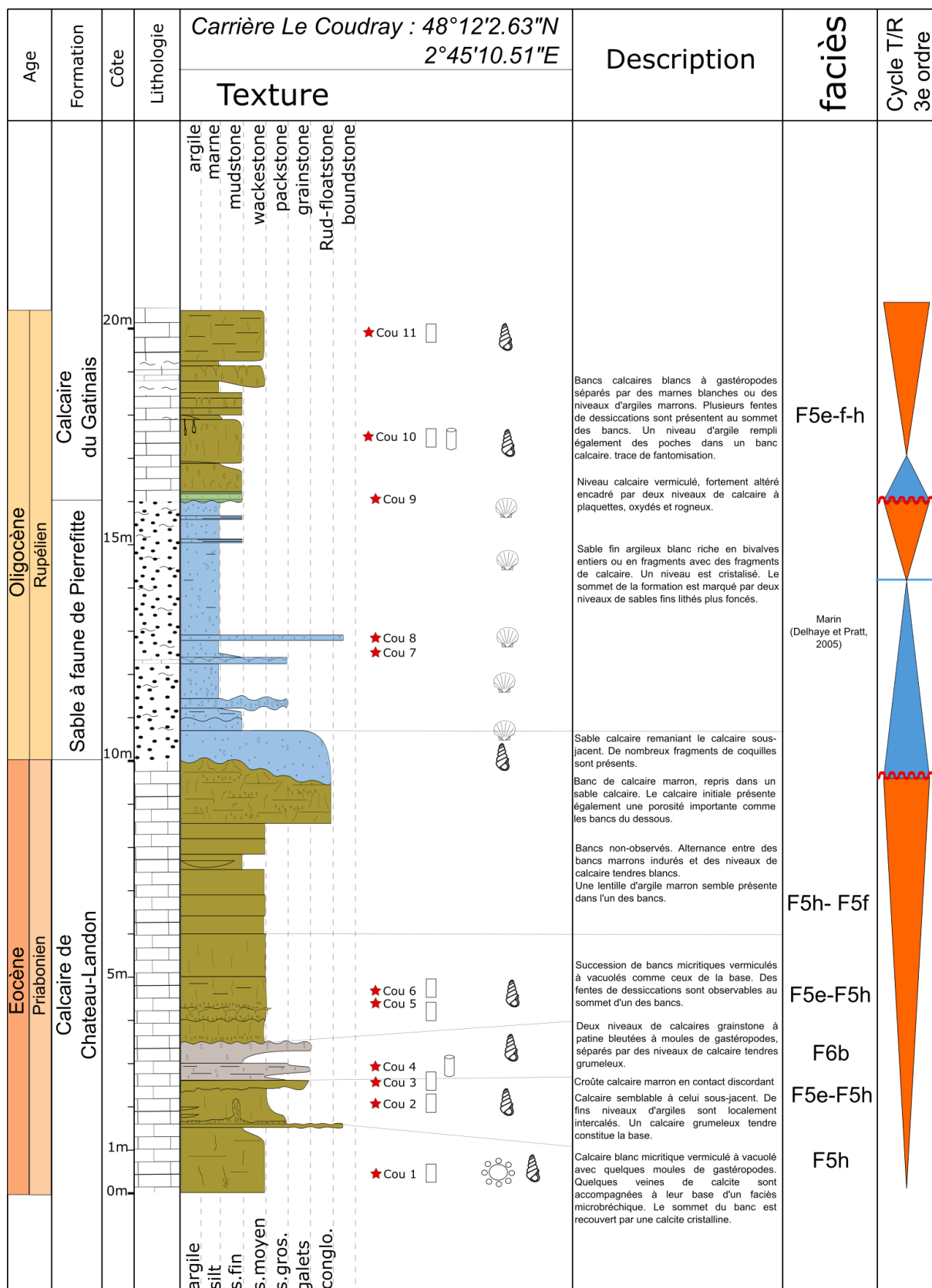
Age	Formation	Côte	Lithologie	Texture	Description	faciès	Cycle T/R 3e ordre
Eocène	Lutétien-Bartonien	Calcaire de Provins	argile marne mudstone wackestone packstone grainstone Rud-floatstone boundstone		Banc massif avec des poches bréchiques. La taille des clastes augmente vers le sommet. Quelques ostracodes sont piégés dans le ciment	F5b-c	
					Calcaire bréchique, microbréchique légèrement silicifié, beaucoup au sommet. Alternance marnes blanches et calcaire veiné. Chert avec nombreuses veines de calcaire sub horizontales .		
Yprésien	Argile plastique			★ Mon 3 ★ Mon 2 ★ Mon 1	Chert blanc avec silice pur au sommet. La partie calcaire possède des tests de foraminifères très abimés semblables à <i>Rosalina bractifera</i> Argile marron avec lentille argile blanche. Argiles blanche/grise.	Lacustre (Feugueur, 1963)	








Age	Formation	Côte	Lithologie	Texture	Description	faciès	Cycle T/R 3e ordre
Eocène Priabonien	Calcaire de Champigny			<p>argile marnes mudstone wackestone packstone grainstone Rud-floatstone boundstone</p> <p>★ Nau 5 ★ Nau 4 ★ Nau 3 ★ Nau 2 ★ Nau 1</p>	<p>Calcaire altéré bréchifié à traces de racines et microcodium. Clastes homogènes de mudstone vacuolés. En partie silicifié.</p> <p>Bancs calcaire silicifiés avec de nombreuses veines de calcites.</p> <p>Marnes blanches et marron avec rognons calcaires et fragments MO ponctuels. Rognon plus importants au sommet.</p>	F5b F5e-f-h F3e	

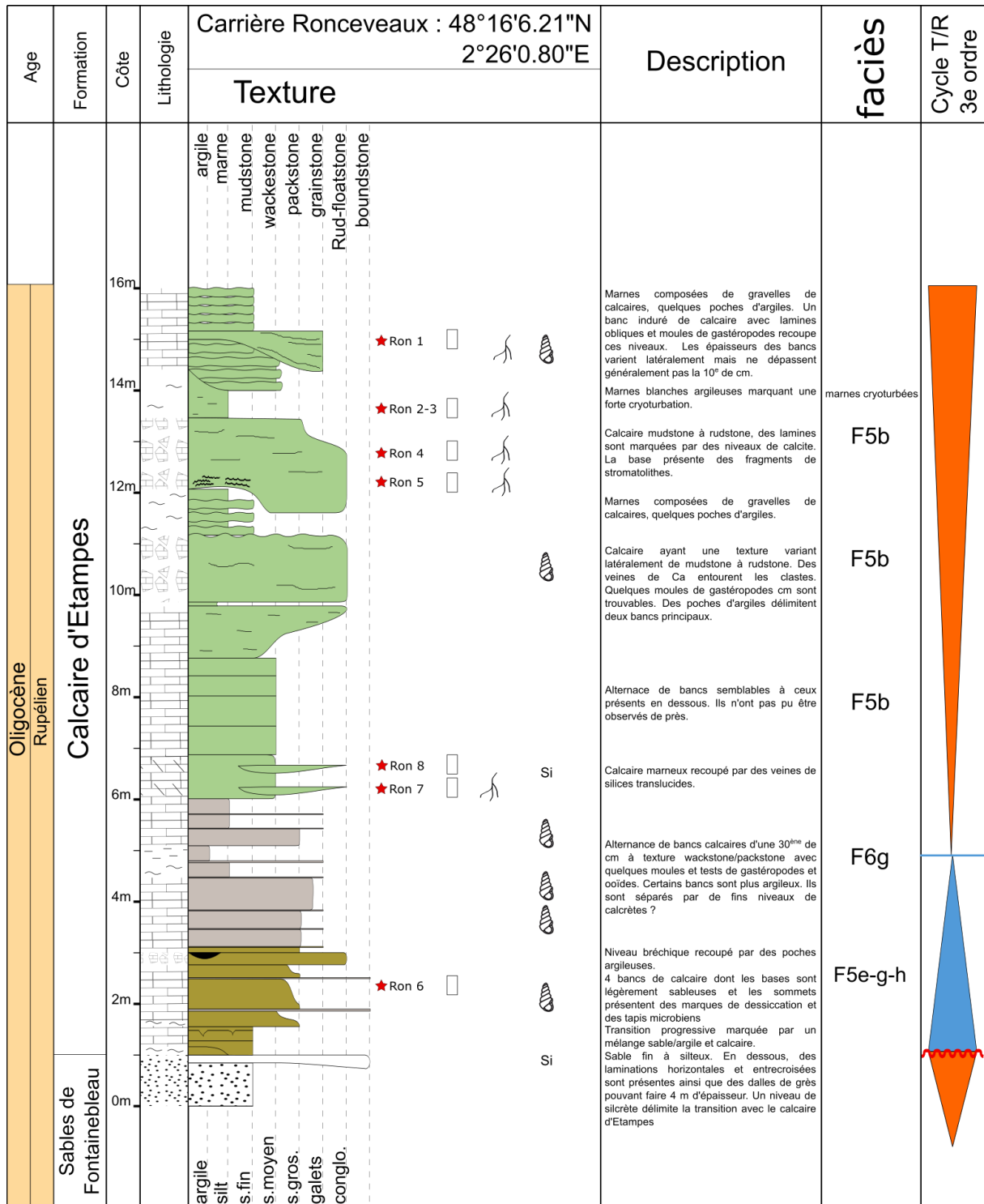
### 1.1.3 Hurepoix et Gâtinais

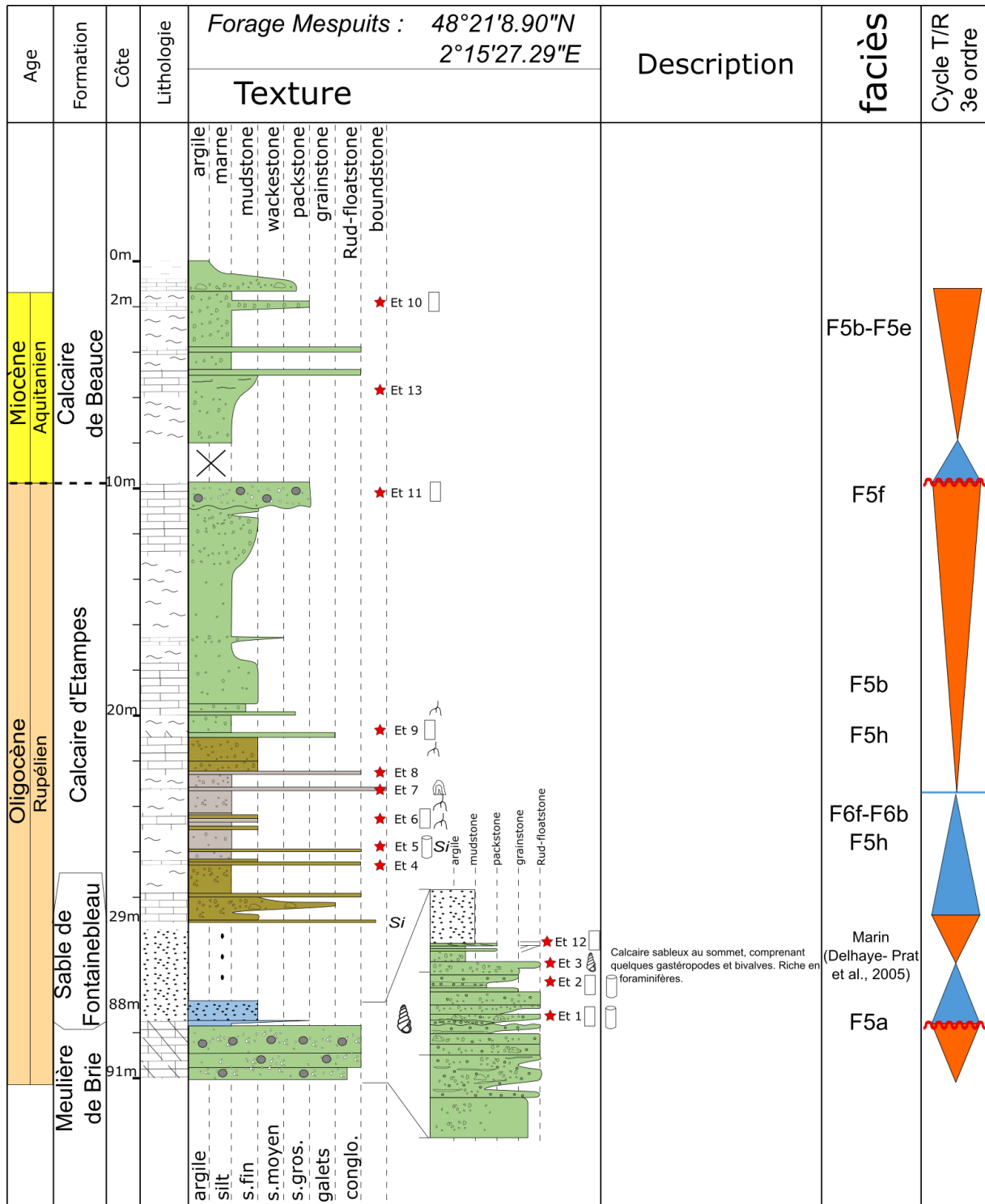
La coupe sédimentologique du forage de Maise est dans les annexes du Chapitre 4.



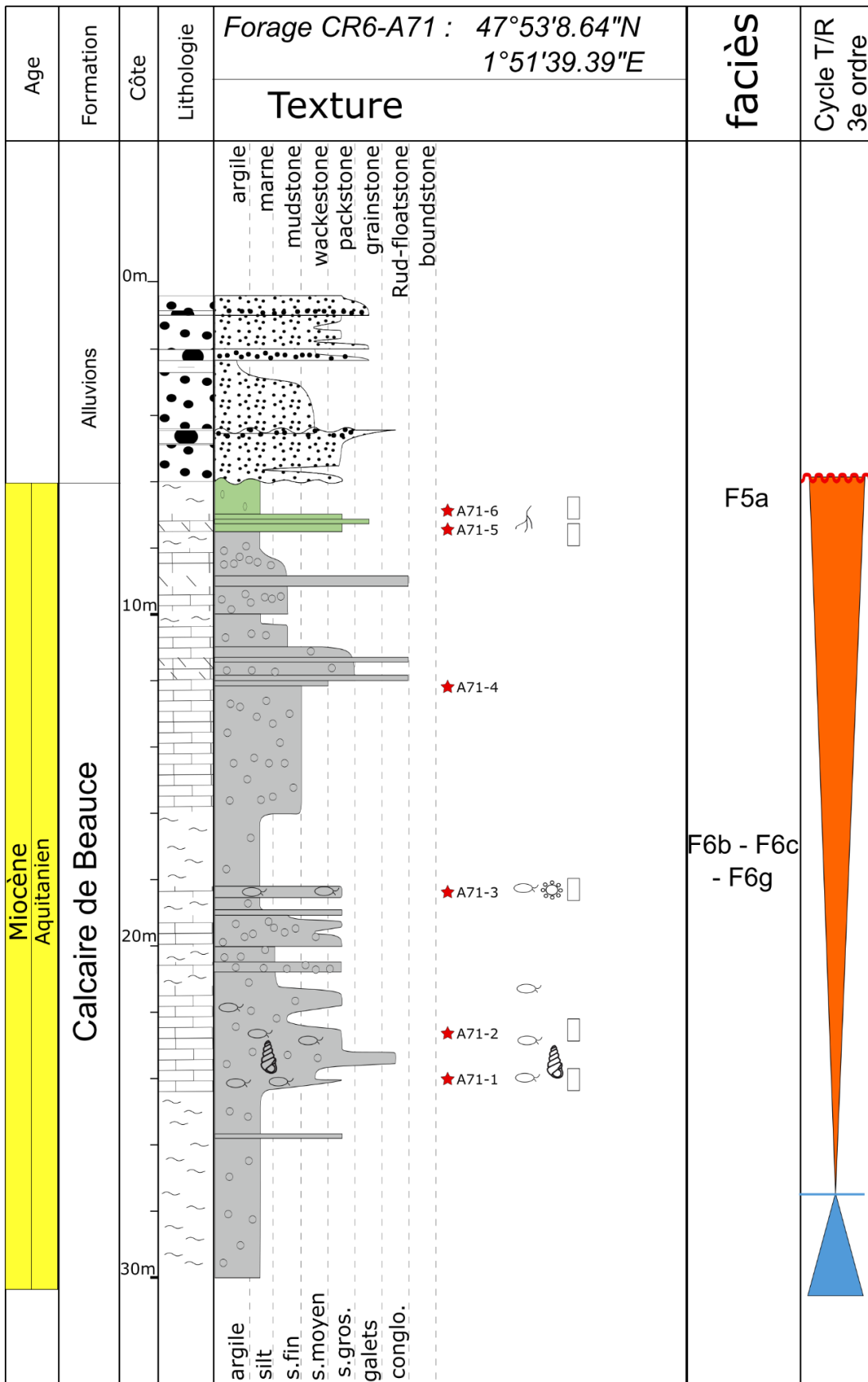



Age	Formation	Côte	Lithologie	Description	faciès	Cycle T/R 3e ordre	
Eocène Priabonien	Calcaire de Chateau-Landon	0m 1m 2m	argile silt s.fin s.moyen s.gros. galets congl.	<p>★ Pre 1</p> 	<p>Suite de trois bancs gris vermiculés en contact discordant. Les sommets sont marqués par des surfaces d'érosion et de dessiccation.</p> <p>Alternance marnes blanches et bancs fins de calcaire.</p> <p>Bancs calcaire poreux similaire à la base de la carrière. Les pores bien cylindriques font penser à d'anciennes racines ou tiges de végétaux.</p> <p>Marne grise à nombreux clastes de calcaire.</p>	F5f-h F5g-h	
Oligocène Rupélien	Calcaire du Gatinais	3m 4m 5m 6m	argile marne mudstone wackestone packstone grainstone rud-floatstone boundstone	<p>★ Pre 2</p> 	<p>Bancs indurés fortement poreux, le banc principal comporte des poches karstiques remplies d'argiles.</p> <p>Calcaire blanc argileux, oxydé entre chaque lamines.</p>	F5f-h	
	Colluvion			<p>★ Pre 3</p> 	<p>Calcaire marneux blanc se mélangeant à un sol orangé.</p>		
<p>Carrière Préfontaine : 48° 6'2.89"N 2°40'20.98"E</p> <p><b>Texture</b></p>							

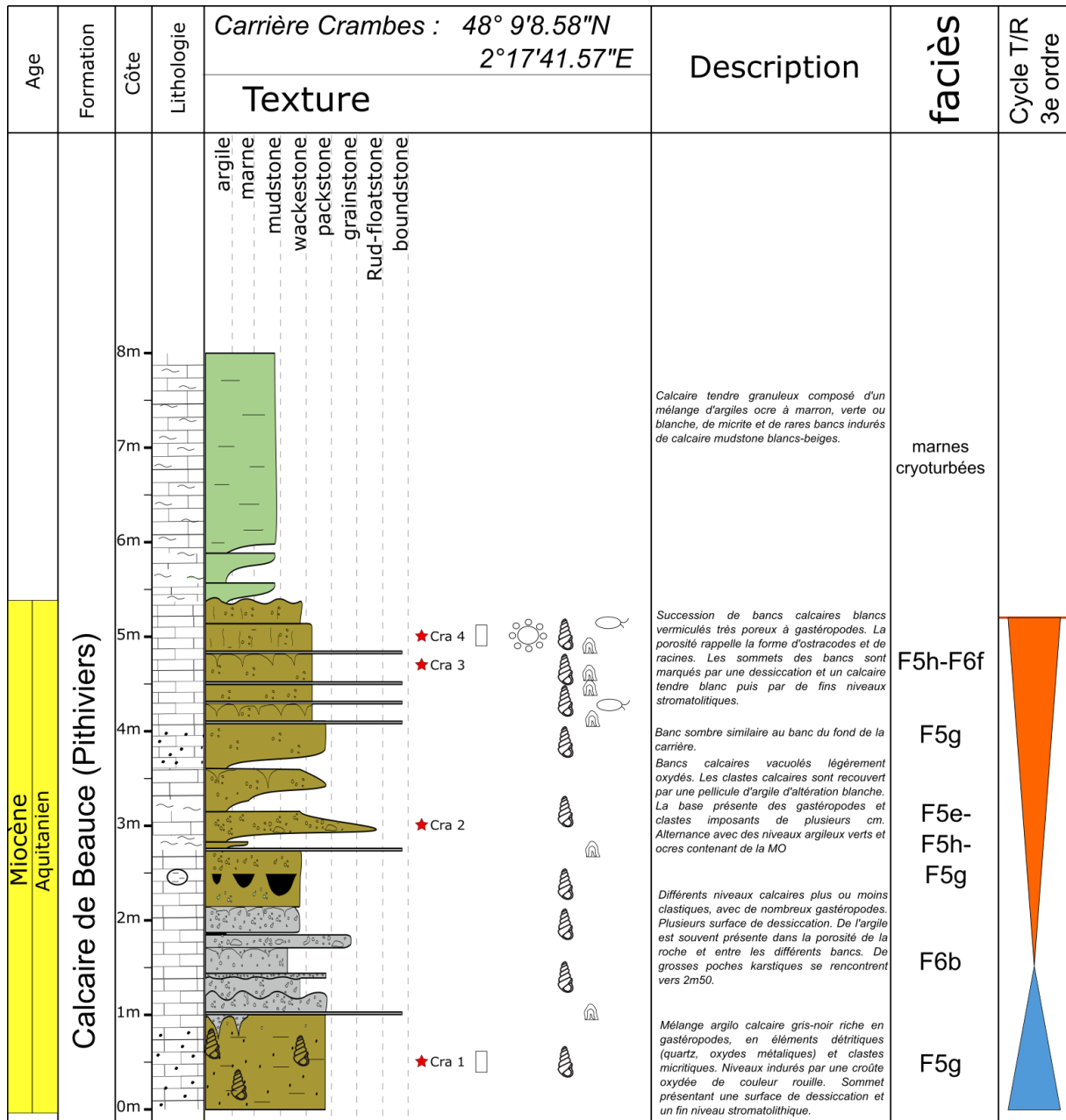


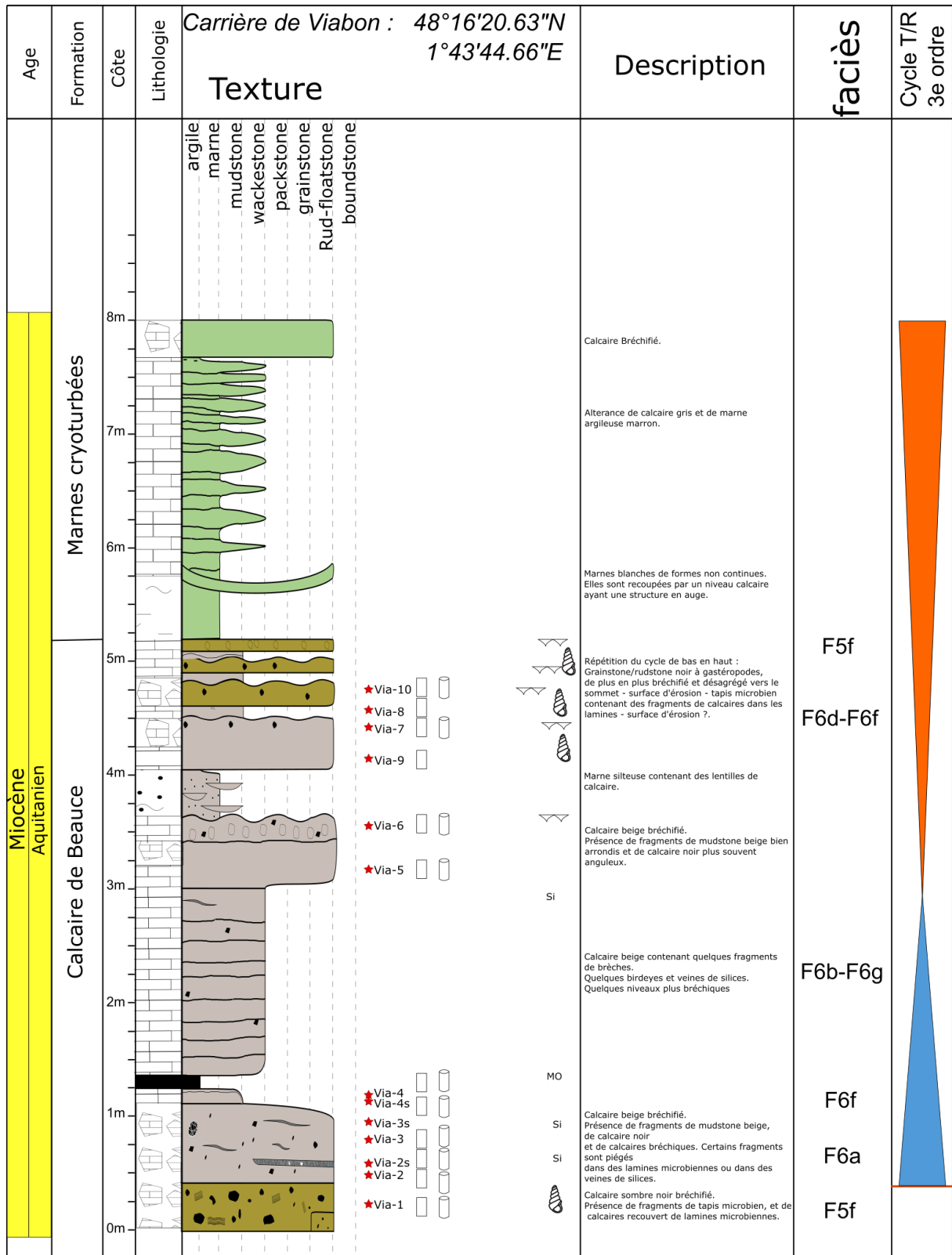


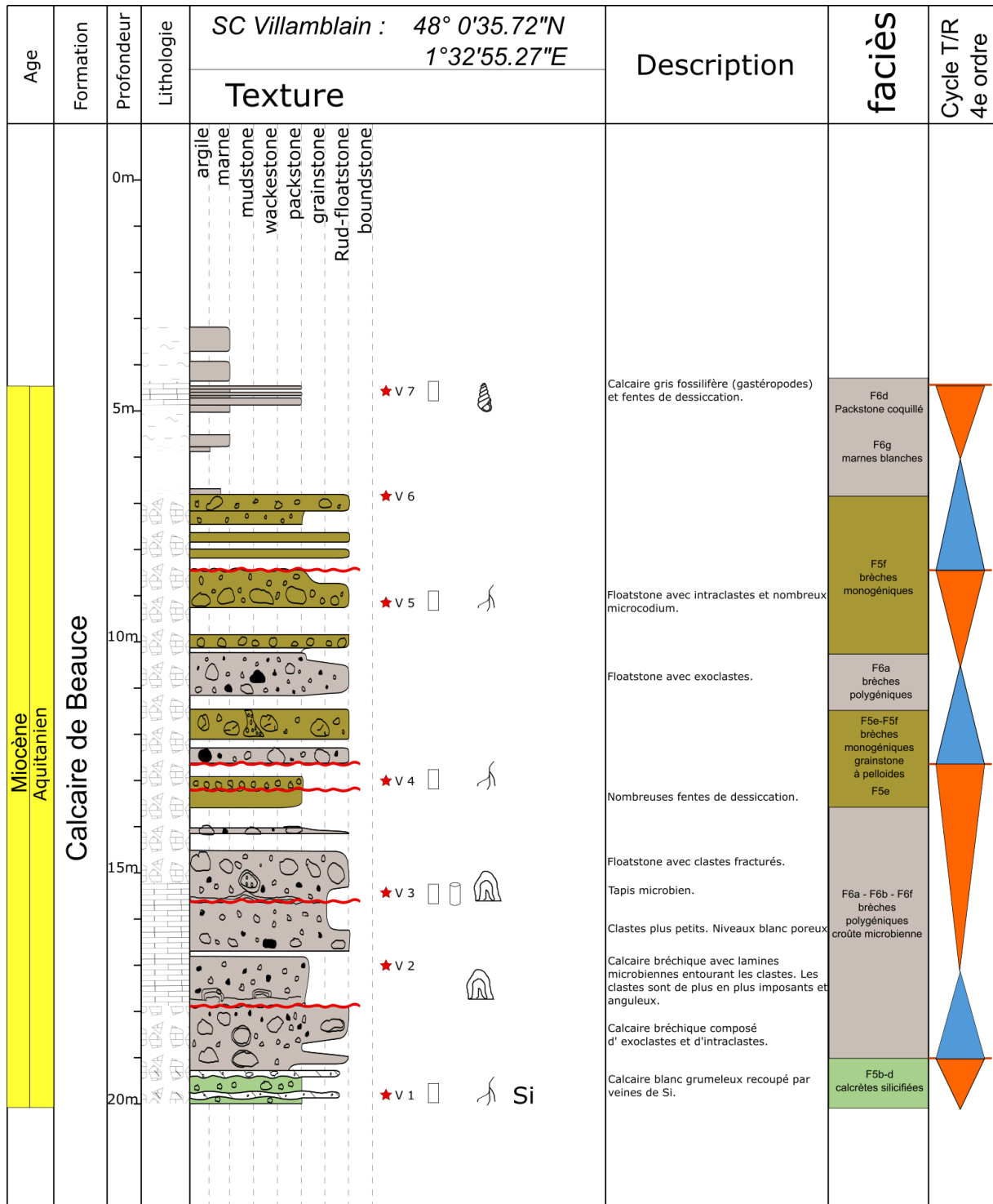
1.1.4 Beauce



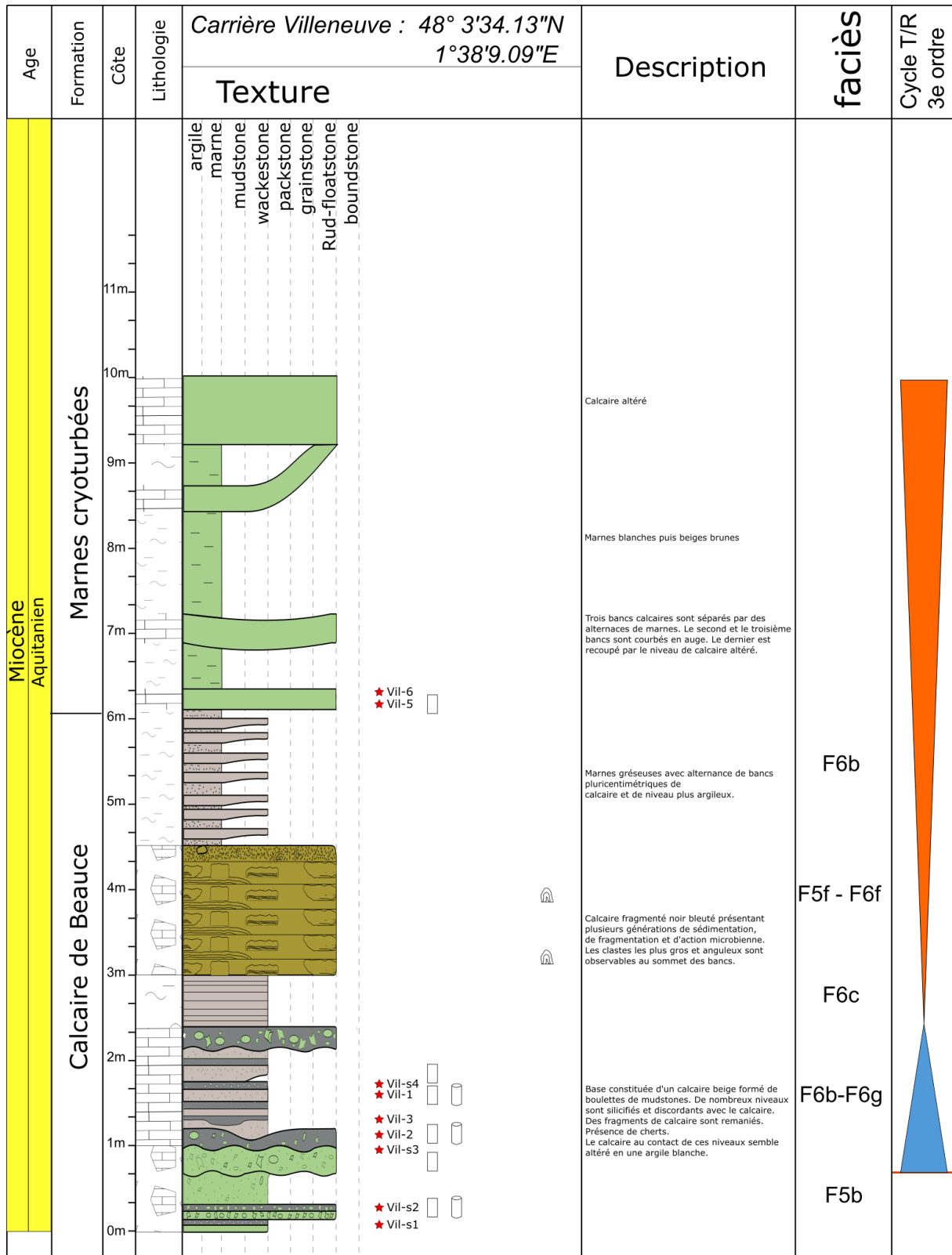
Age	Formation	Côte	Lithologie	Texture	Description	faciès	Cycle T/R 3e ordre
Miocène Aquitainien	Calcaire de Beauce Marnes de Voise	0m, 0,5m, 1m, 1,5m, 2m	argile marne mudstone wackestone packstone grainstone rud-floatstone boundstone	<p>Rud-floatstone</p> <p>* Ber-2</p> <p>MO</p> <p>* Ber-1</p> <p>MO</p>	<p>Calcaire laminé semblable au banc sous-jacent. Celui-ci n'est pas carrié et présente une altération plus importante (avec de l'argile blanche).</p> <p>Banc compact de calcaire beige orangé très carié. Les zones dissoutes présentes des plaquages de calcite brunes. Quelques veines de calcites possèdent des fragments du calcaire encaissant</p> <p>Mudstone beige-rose altéré, nodulaire ou recouvert dans des argiles blanches (sépiolite + attapulgite (Menillet, 1975)) Présence de MO et autres argiles entre les niveaux.</p>	F5c F5b F5h	

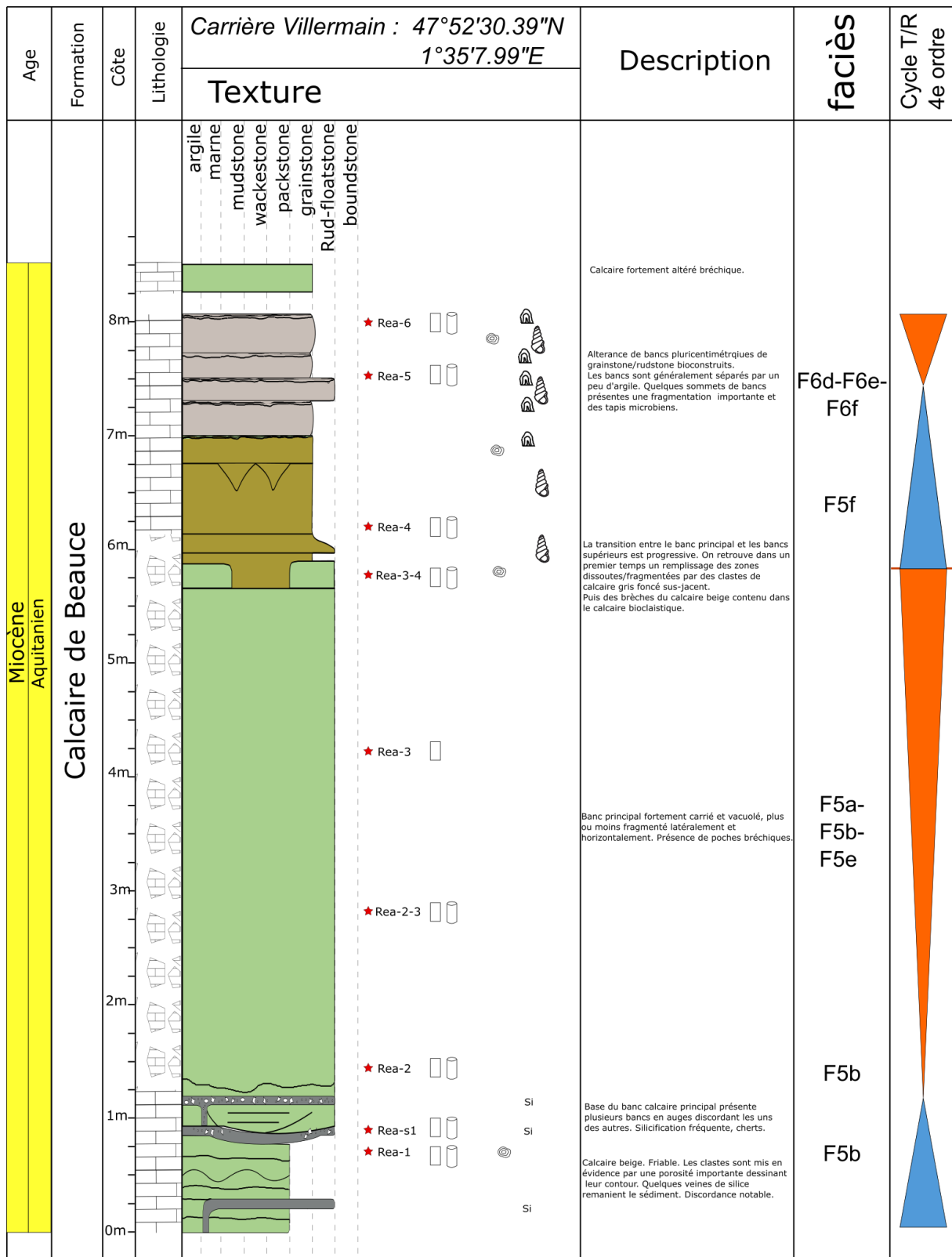












## 1.2 Analyses isotopiques

Elles sont regroupées avec les données isotopiques du chapitre 4.

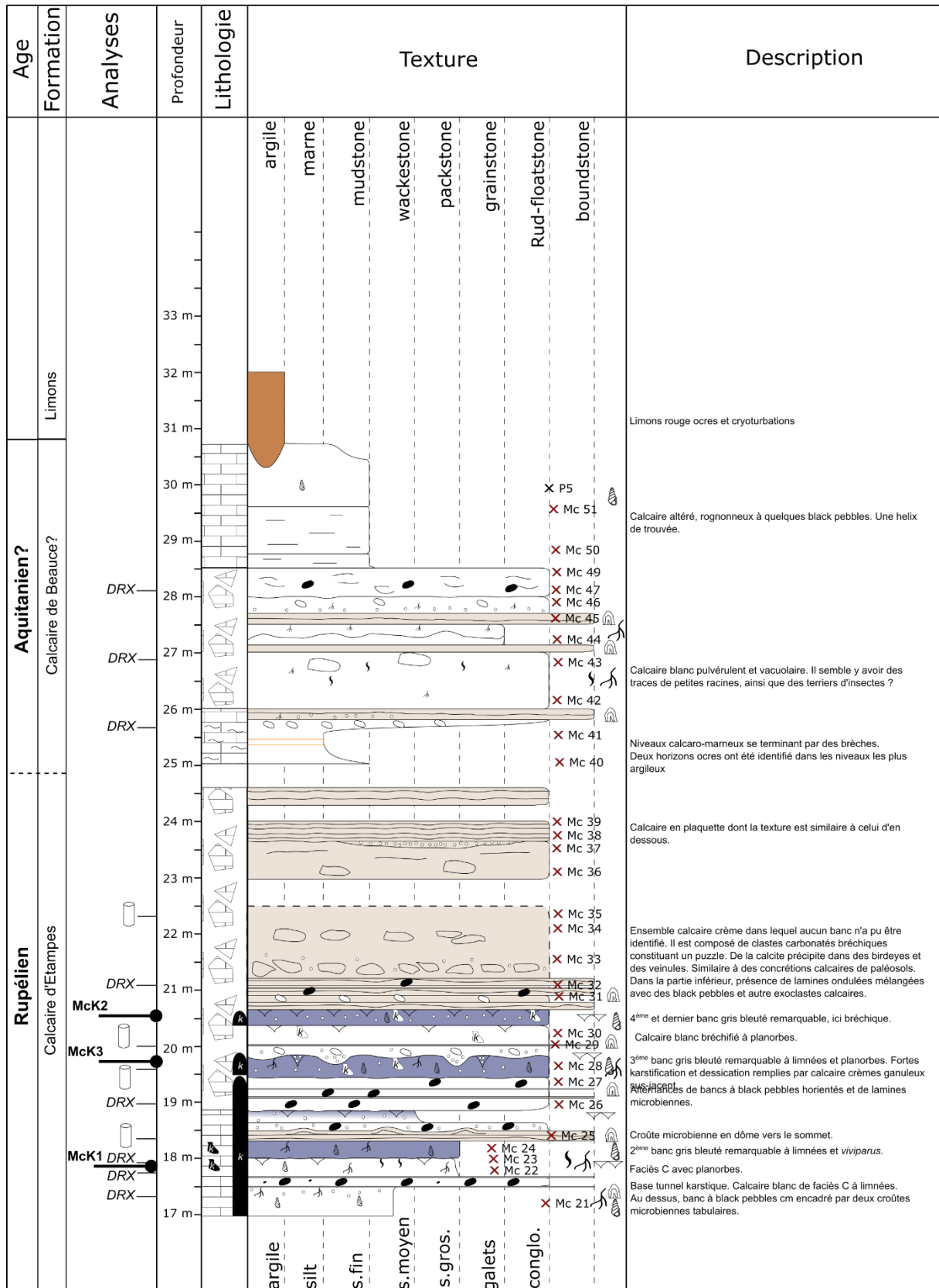
## 2. Chapitre 4

### 2.1 Coupe sédimentologique

# LEGENDE

(le code couleur correspond à la couleur réelle du sédiment)

<h3 style="margin: 0;">Grains non-biogéniques</h3> <ul style="list-style-type: none"> <li> minéraux oxydés</li> <li><b>Si</b> Silice cristaline</li> <li> Galet de silex</li> <li> quartz détritique</li> <li> Black pebbles</li> <li> intraclastes</li> </ul> <h3 style="margin: 10px 0 0 0;">Structures</h3> <ul style="list-style-type: none"> <li> lamination horizontale</li> <li> lamination oblique</li> <li> surface d'érosion</li> <li> rides de courant</li> <li> Herringbones</li> <li> lamines ondulées</li> <li> desiccation cracks</li> <li> front d'oxydation</li> <li> microbialites</li> <li> bioturbation</li> <li> Karstification</li> <li> oxydes ?</li> </ul>	<h3 style="margin: 0;">Grains biogéniques</h3> <ul style="list-style-type: none"> <li> fragments de coquilles</li> <li> bivalves</li> <li> gastéropodes</li> <li> foraminifères benthiques</li> <li> characées</li> <li> Racines/microcodia</li> <li><b>MO</b> Matière organique</li> </ul> <h3 style="margin: 10px 0 0 0;">Analyses</h3> <ul style="list-style-type: none"> <li><b>DRX</b> Minéralogie des argiles</li> <li> Rock-Eval</li> <li> Biostratigraphie sur les foraminifères</li> <li> Palynologie</li> <li> Biostratigraphie sur les dinoflagellés</li> <li> Pétrophysique</li> </ul>	<h3 style="margin: 0;">Lithologie</h3> <ul style="list-style-type: none"> <li> Argile</li> <li> Silt</li> <li> Sable fin</li> <li> Sable moyen</li> <li> Sable grossier</li> <li> Galet</li> <li> Marne argileuse</li> <li> Marne silteuse</li> <li> Marne sableuse</li> <li> Calcaire</li> <li> Brèche calcaire</li> <li> Roche silicifiée</li> <li> Veine de calcite</li> </ul> <h3 style="margin: 10px 0 0 0;">Stratigraphie séquentielle</h3> <ul style="list-style-type: none"> <li> correlative conformity</li> <li> surface maximum d'inondation</li> <li> discontinuité</li> </ul>
--	--	--





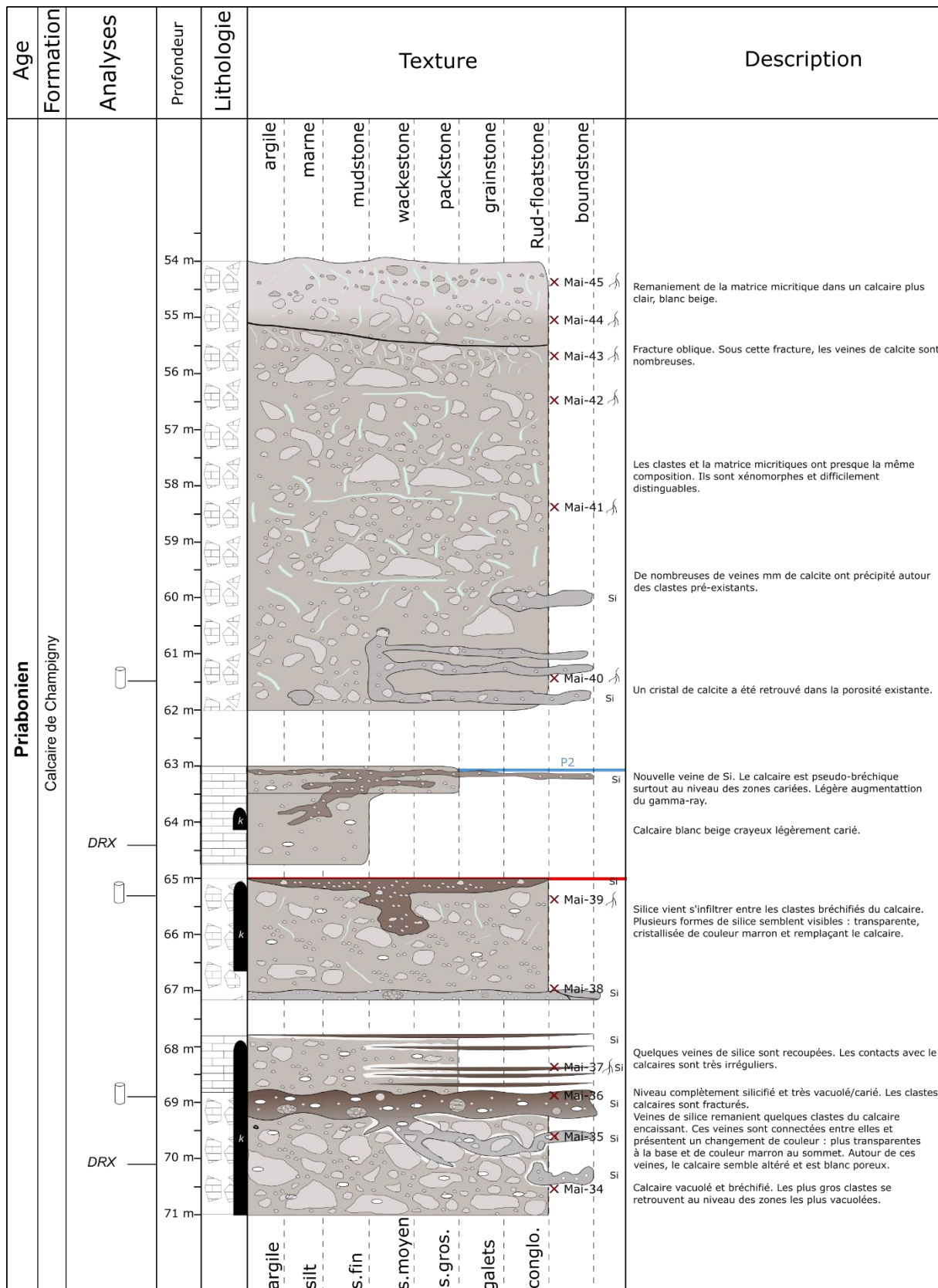


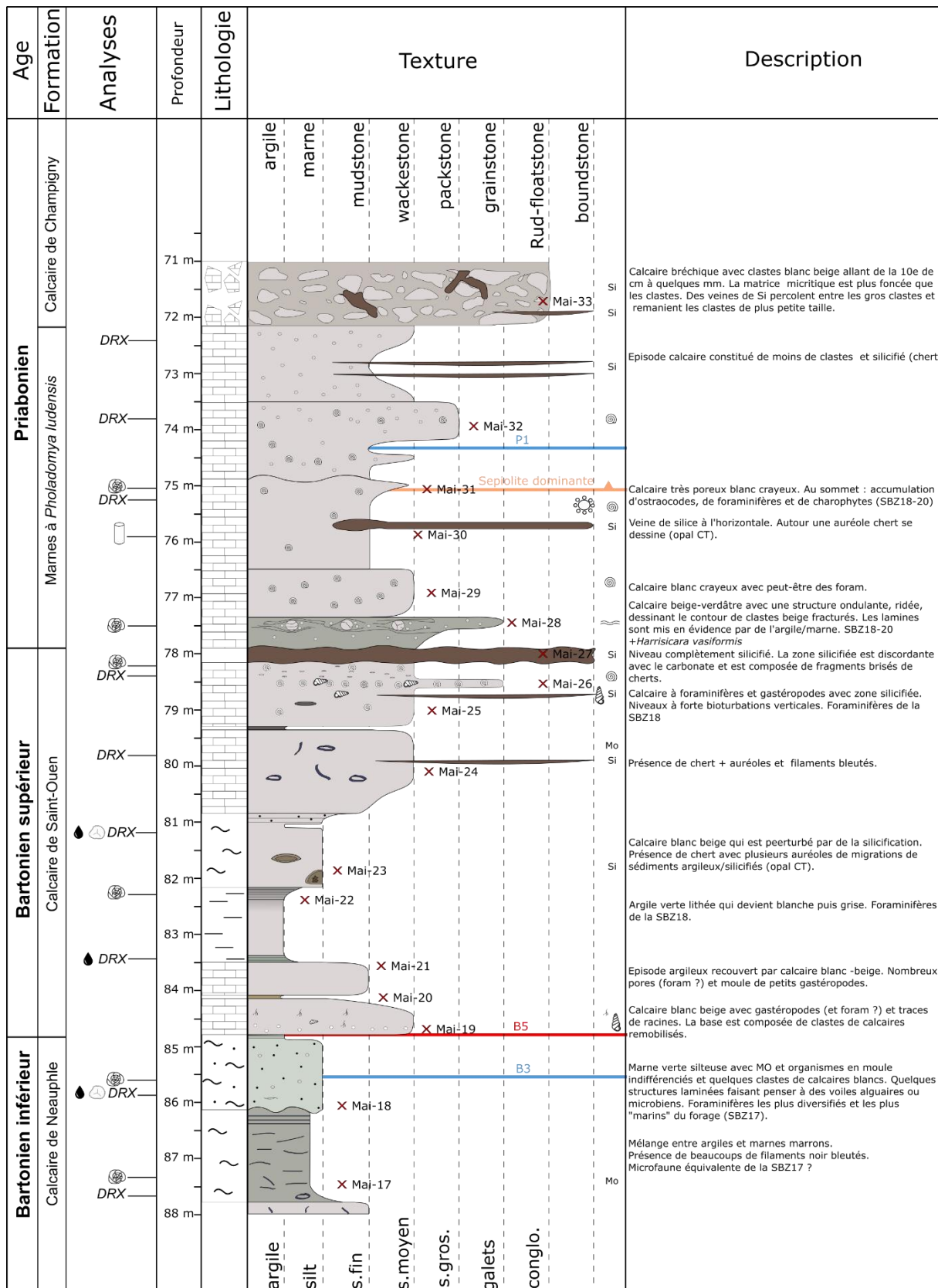


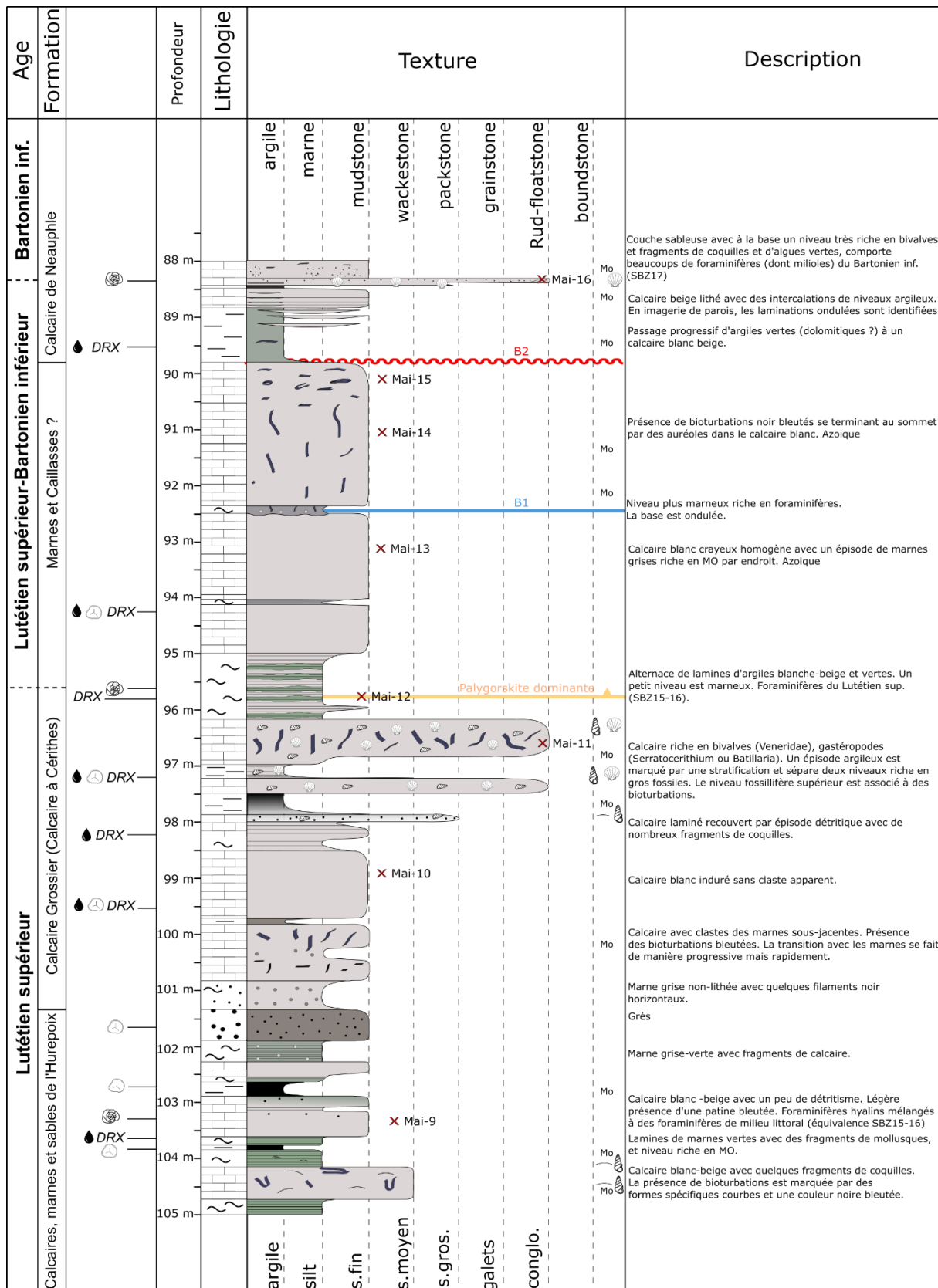


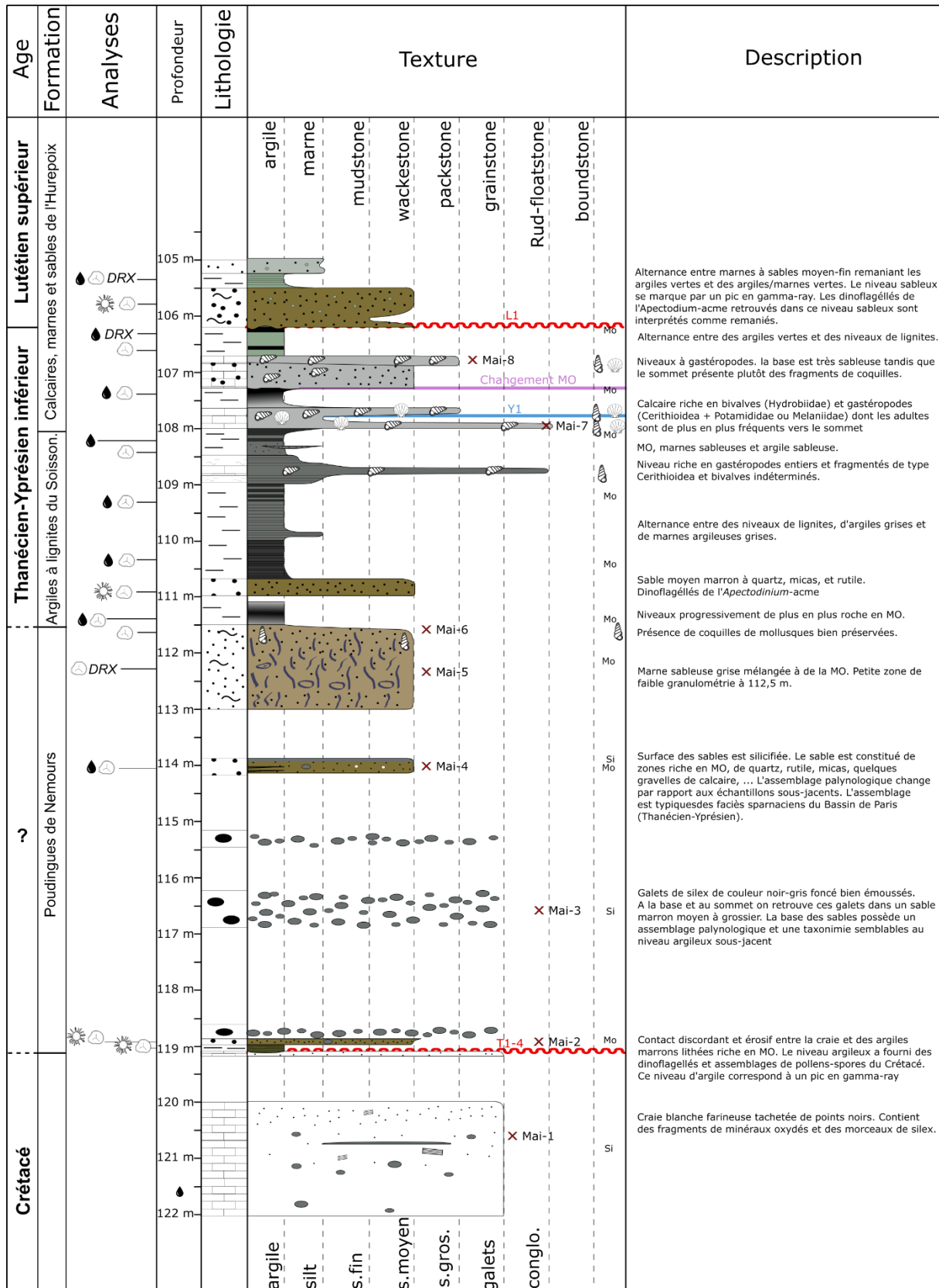




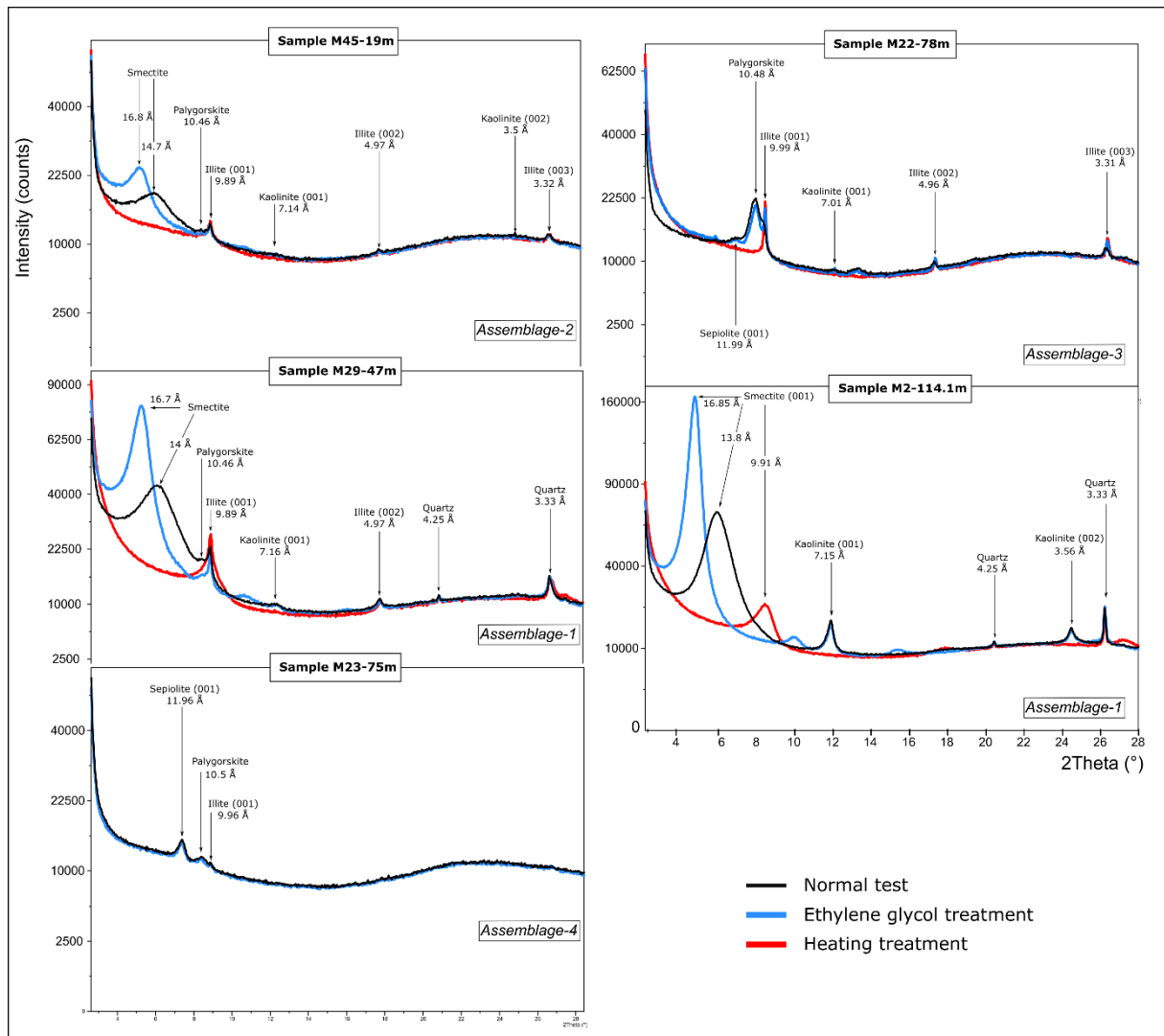








## 2.2 Analyses minéralogiques



Interprétation de cinq diffractogrammes obtenus au DRX montrant les différents assemblages argileux le long du forage de Maïsse.

## 2.3 Analyses isotopiques

À télécharger en ligne : <https://doi.org/10.57745/KN3EHI>

## 3. Chapitre 5

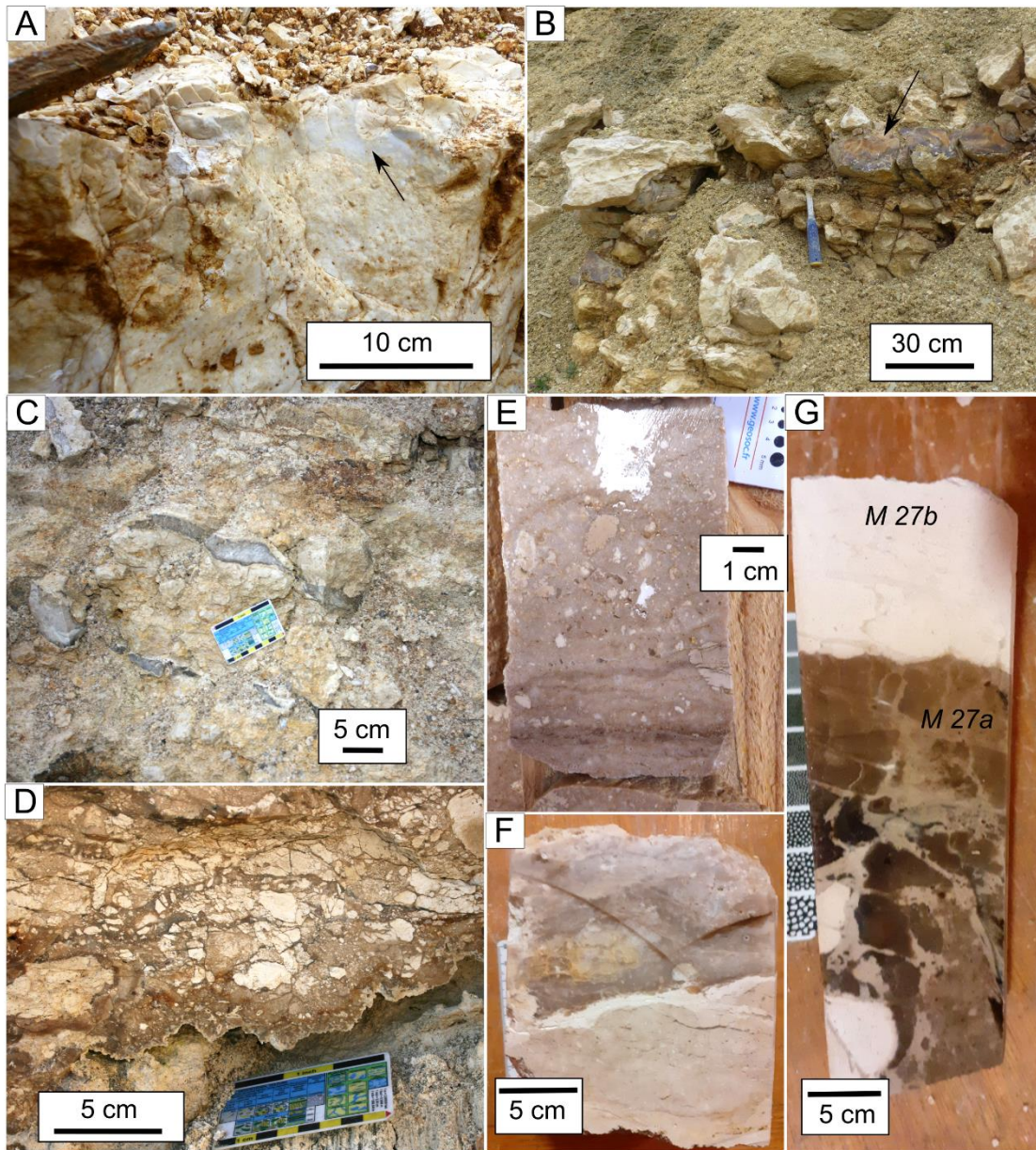
### 3.1 Données isotopiques des ciments

À télécharger en ligne : <https://doi.org/10.57745/KN3EHI>

### 3.2 Analyse minéralogique de la silice sur roche totale

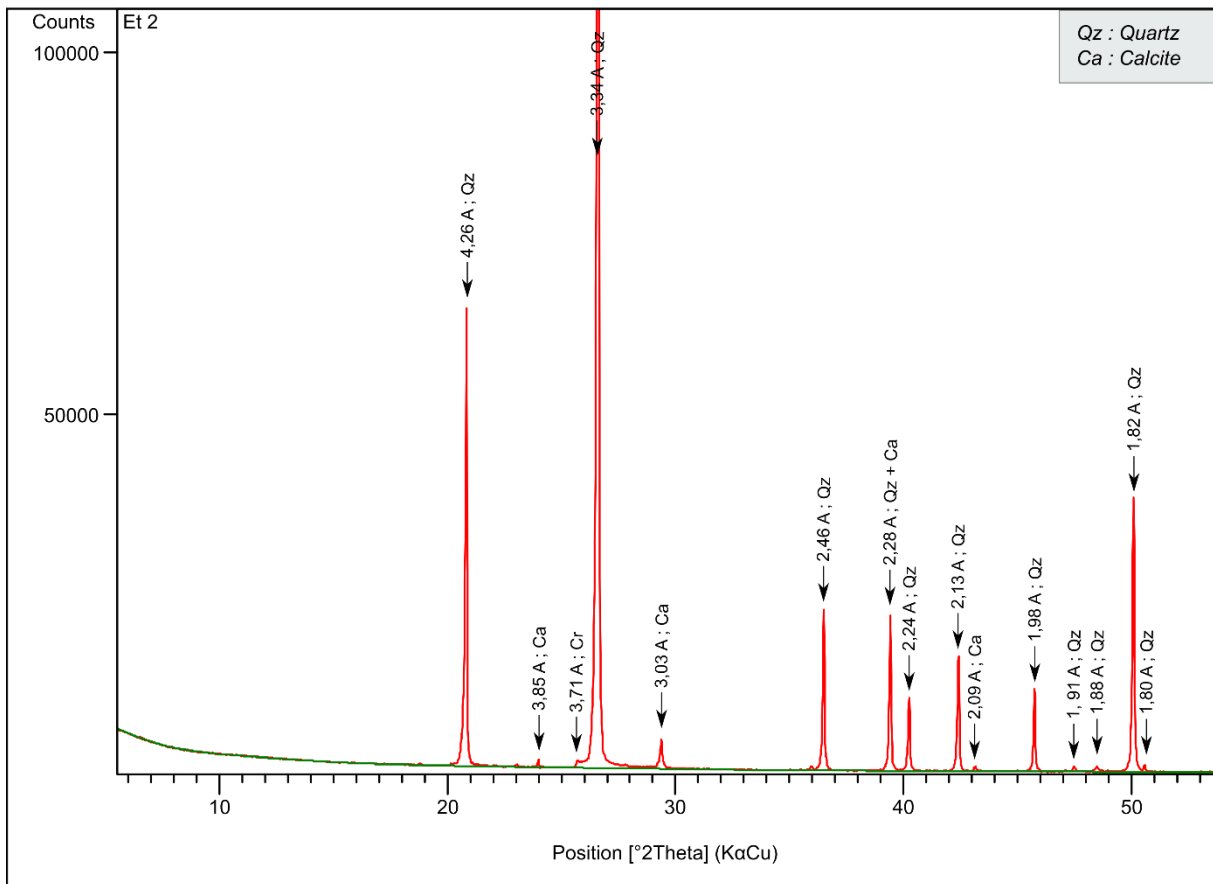
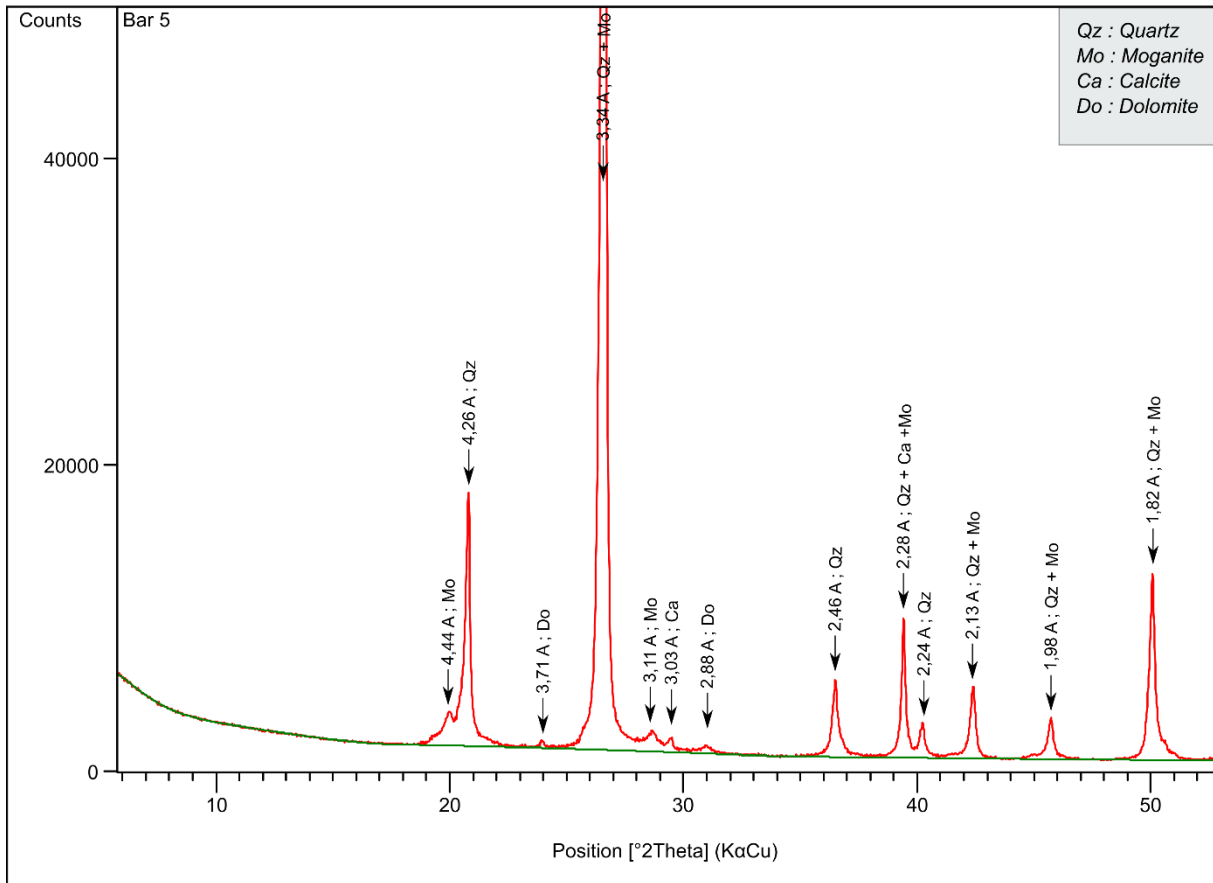
Localité	Nom	Formation affectée	Morphologie	Assemblage minéralogique
Forage de Maisse	Mai23	Calcaire de Saint-Ouen	Chert marron	Quartz + opal Cristobalite et tridymite + calcite + palygorskite + moganite (trace)
	Mai27a	Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i>	Chert marron	Quartz + opal Cristobalite et tridymite + calcite+ palygorskite + moganite (trace)
	Mai27b	Marnes à <i>Pholadomya ludensis</i>	Chert beige	Quartz + opal Cristobalite et tridymite + calcite+ palygorskite + moganite (trace)
	Mai39	Calcaire de Champigny	Veine blanche-grise à marron	Quartz + calcite + moganite (trace)
	Mai51	Calcaire de Champigny	Veine blanche-grise à marron	Quartz + calcite + moganite (trace)
	Mai61	Marnes blanches de Pantin	Silex noir	Quartz + opal Cristobalite et tridymite + calcite (trace)
	Mai76	Calcaire de Brie	Veine blanche-grise à marron	Quartz + calcite + moganite (trace)
Forage de Mespuit	Et1	Calcaire de Brie	Chert blanc-gris	Quartz + calcite + moganite (trace)+cristobalite (trace)
	Et2	Calcaire de Brie	Chert blanc-gris	Quartz + calcite + moganite (trace)+cristobalite (trace)
	Et5	Calcaire d'Etampes	Veine blanche-grise à marron	Quartz + calcite + moganite (trace)
Carrière de Ronceveaux	Ron8	Calcaire d'Etampes	Veine blanche-grise à marron	Quartz + calcite + moganite (trace)
Carrière de la Baronnie	Bar5	Calcaire de Champigny	Veine blanche-grise à marron	Quartz + calcite + moganite (trace)
	Bar14	Calcaire de Champigny	Veine blanche-grise à marron	Quartz + calcite + moganite (trace)
Carrière de Montbron	Mon2	Calcaire de Provins	Veine blanche-grise à marron	Quartz + calcite
Carrière de Viabon	Via2s	Calcaire de Beauce	Veine blanche-grise à marron	Quartz + calcite + moganite (trace)
	Via4s	Calcaire de Beauce	Veine blanche-grise à marron	Quartz + calcite + moganite (trace)

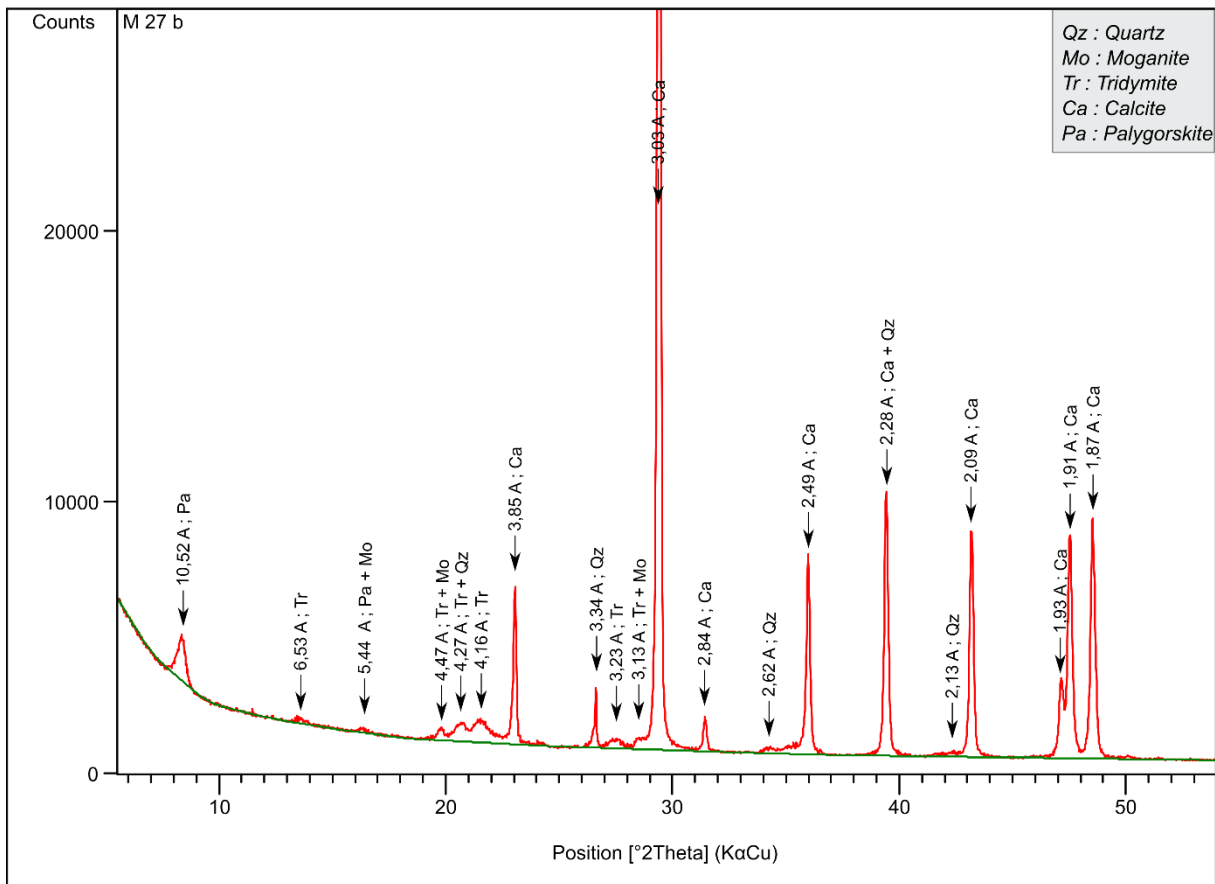
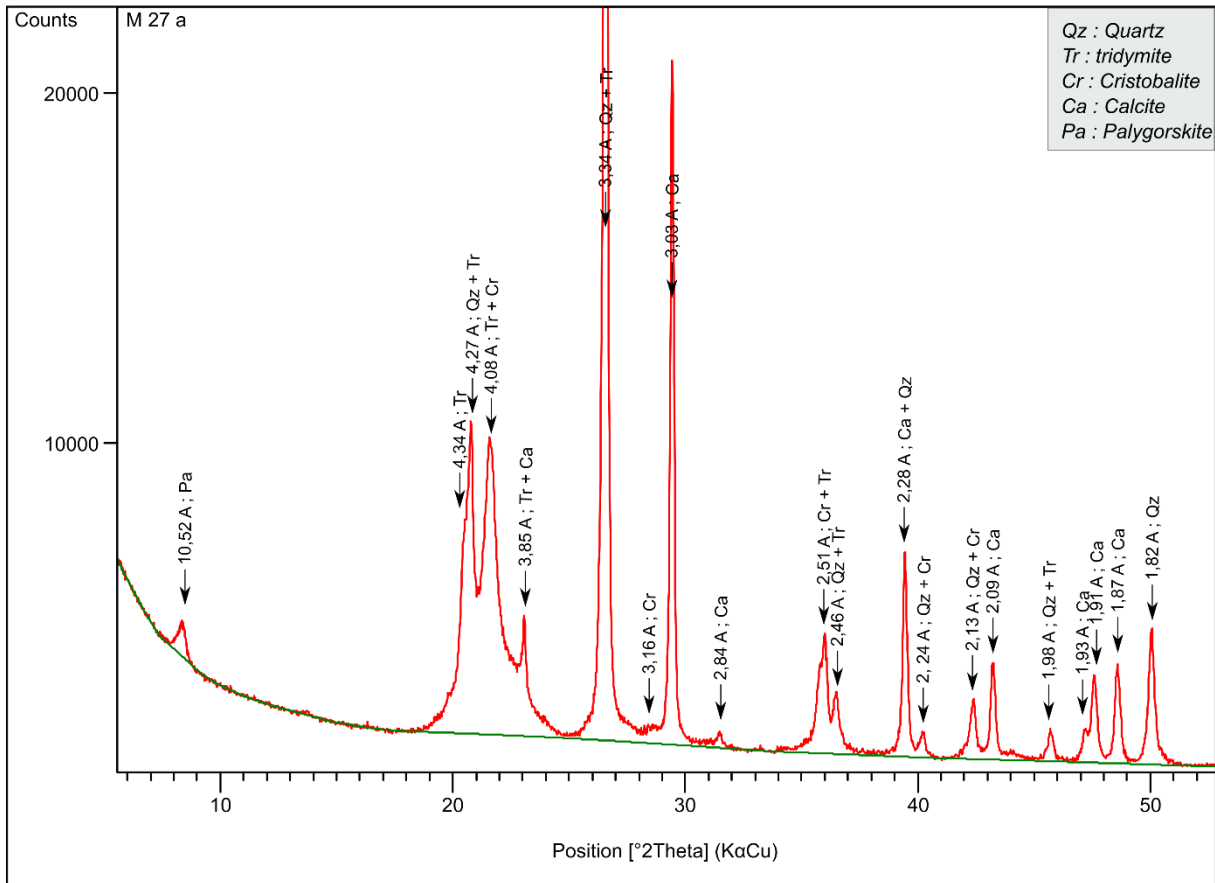
Carrière de Villeneuve-sur-Conie	Vil1s	Calcaire de Beauce	Veine blanche-grise à marron	Quartz + calcite + moganite (trace)
	Vil2s	Calcaire de Beauce	Veine blanche-grise à marron	Quartz + calcite + moganite (trace)
Carrière des Grands Réages	Rea1s	Calcaire de Beauce	Veine blanche-grise à marron	Quartz + calcite + moganite (trace)

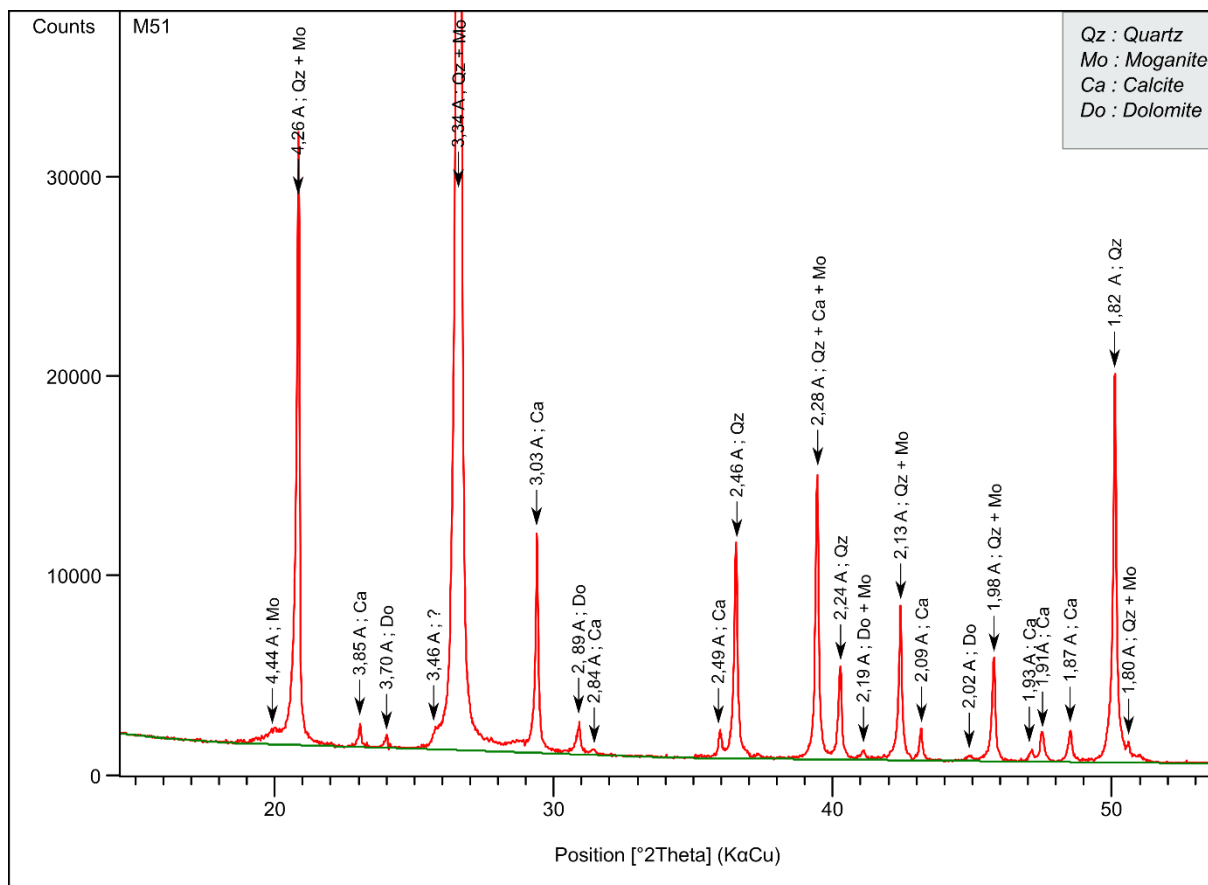


Exemples des morphologies de silice dans les calcaires du bassin de Paris. A. Chert blanc de quartz, échantillon Mon2, Calcaire de Provins. B. Veine marron de quartz, échantillon Bar5, Calcaire de Champigny. C. Veine grise de quartz, échantillon Via2s, Calcaire de Beauce. D. Veine marron de quartz, échantillon Vil2s, Calcaire de Beauce. E. Chert gris de quartz, forage de Mespuit (Et), Calcaire de Brie. F. Veine de quartz, forage de Maise, Calcaire de Chamigny. G. Chert d'opale CT avec une partie marron (M27a) et une partie beige (M27b), échantillon M27, Marnes à *Pholadomya ludensis*.









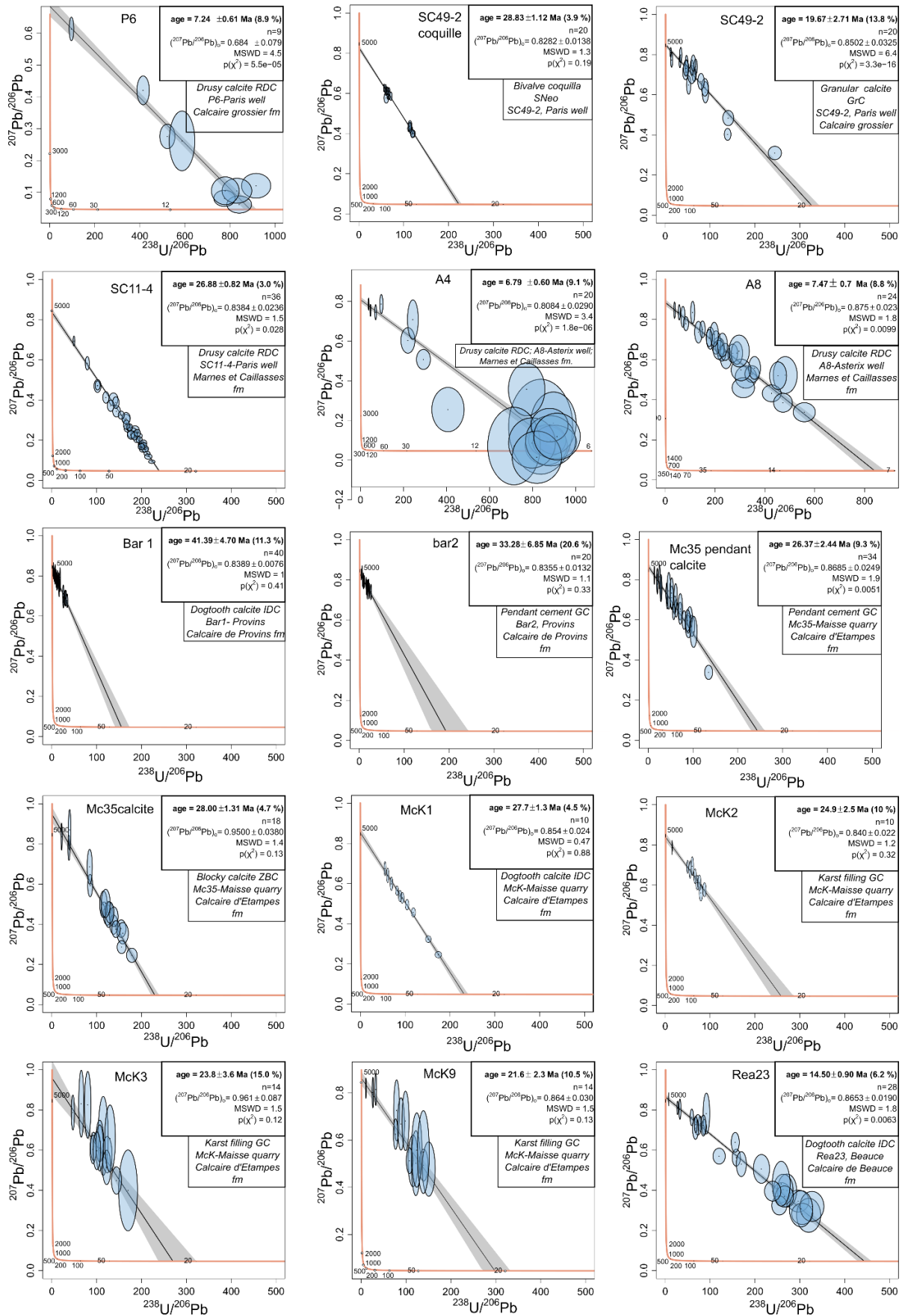
Exemples de diffractogramme pour chaque morphologie de silice.

### 3.3 Données des sessions LA-ICP-MS de multiélémentaire

À télécharger en ligne : <https://doi.org/10.57745/KN3EHI>

### 3.4 Données des sessions LA-ICP-MS de datation

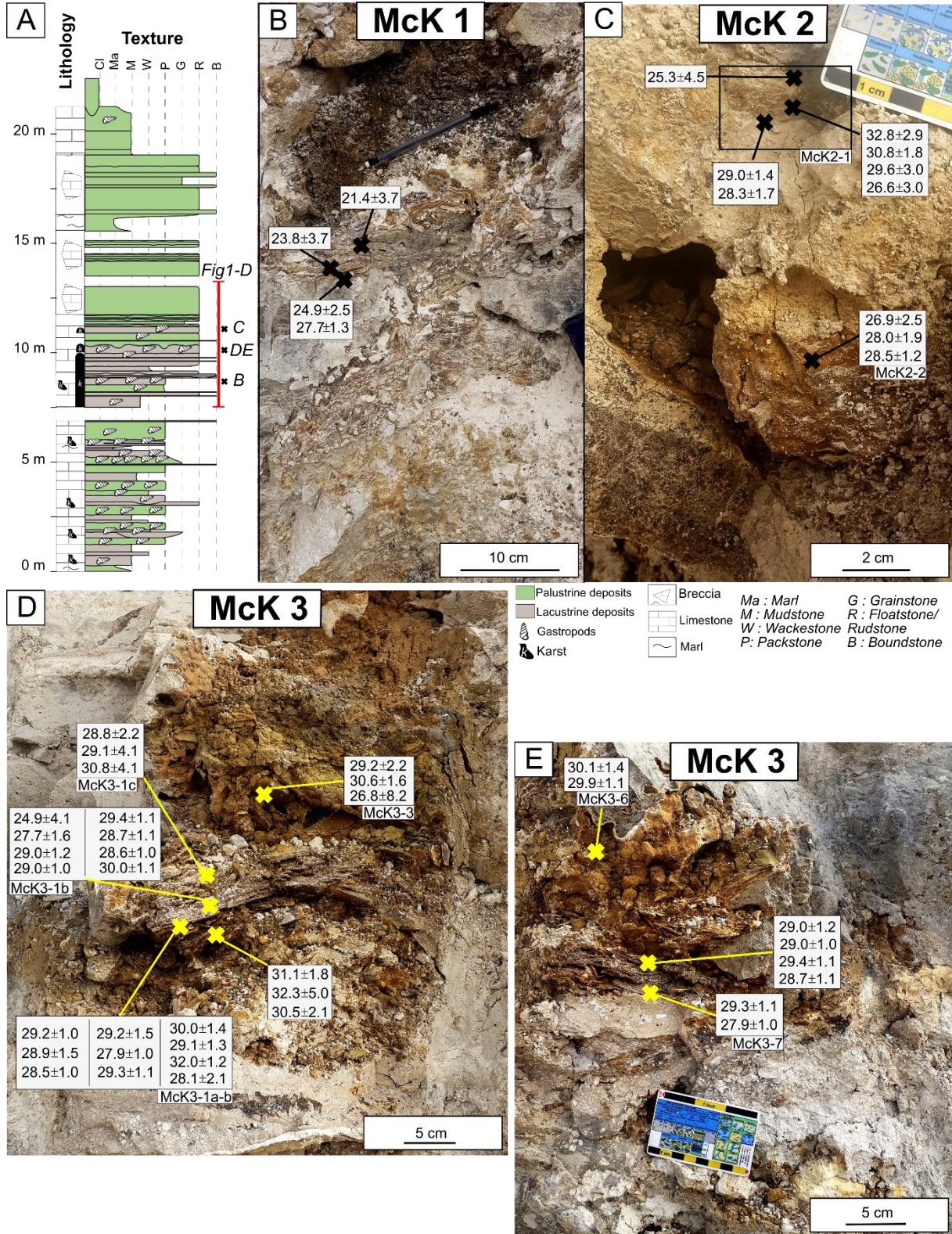
À télécharger en ligne : <https://doi.org/10.57745/KN3EHI>



Tera-Wasserburg des âges U-Pb obtenus par ablation laser sur des ciments de calcite. Les incertitudes sont données en  $2\sigma$ .

# 4. Chapitre 6

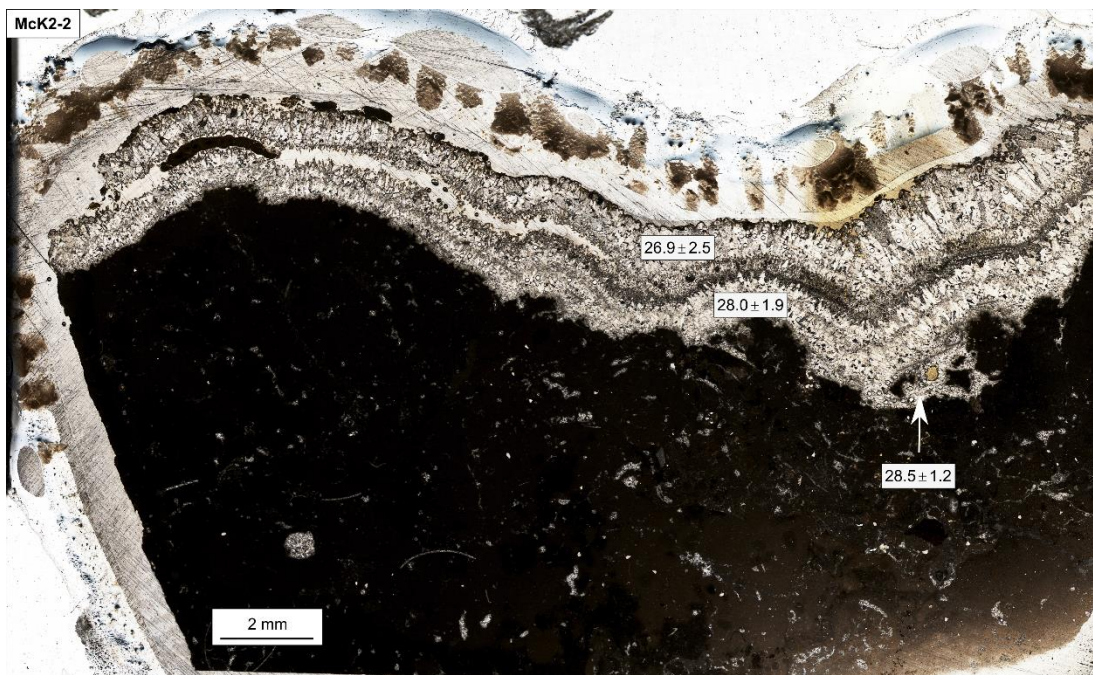
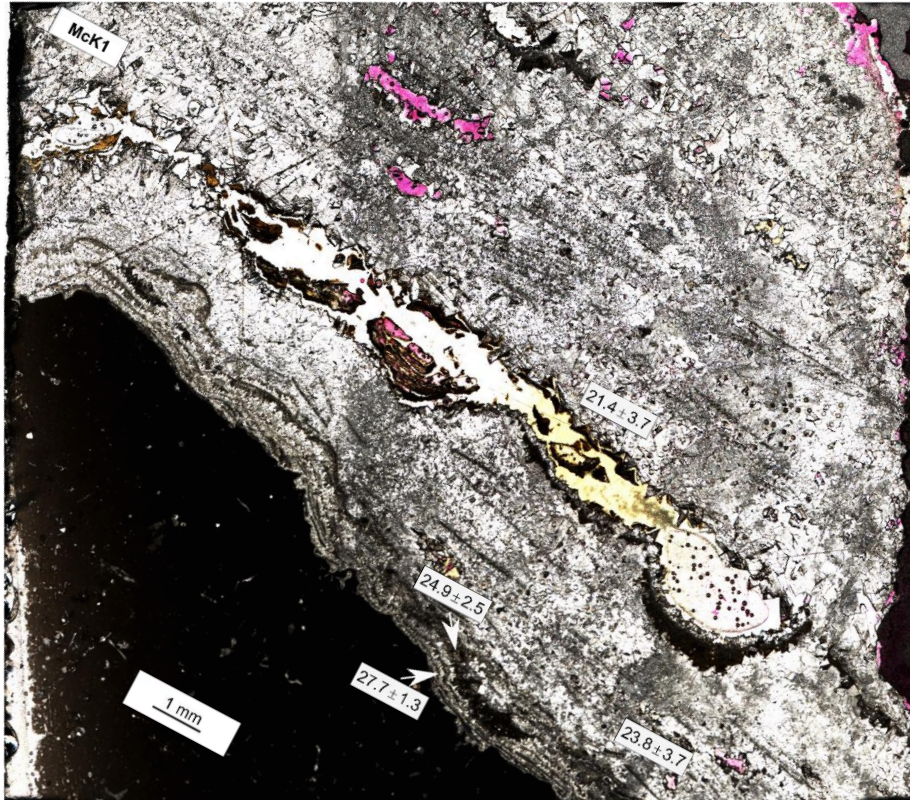
## 4.1 Scans des lames minces et positionnement des âges U-Pb



Location of the three karstic cavities studied and obtained ages. A. Detailed sedimentary log of the Beauce Group and location of the karstic galleries and cavities. B. Mck1 cavity. C. Mck2 cavity. D and E. Mck3 cavity. The clayey Argiles de Lozère Formation filled the top of the three cavities.

↓ Scans des lames minces après les sessions de datation (les spots d'ablations sont visibles en zoomant). Les photos sont orientées avec le sommet en haut.

NB: la lame Mck1 a été préalablement traitée à la solution d'alizarine et ferrucyanide de potassium.



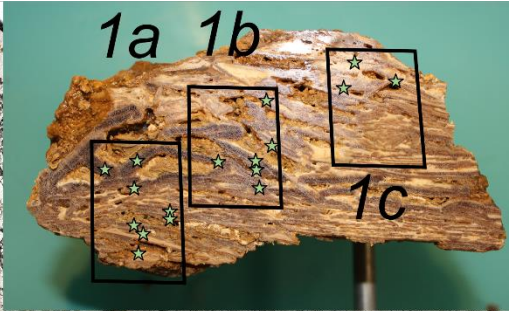
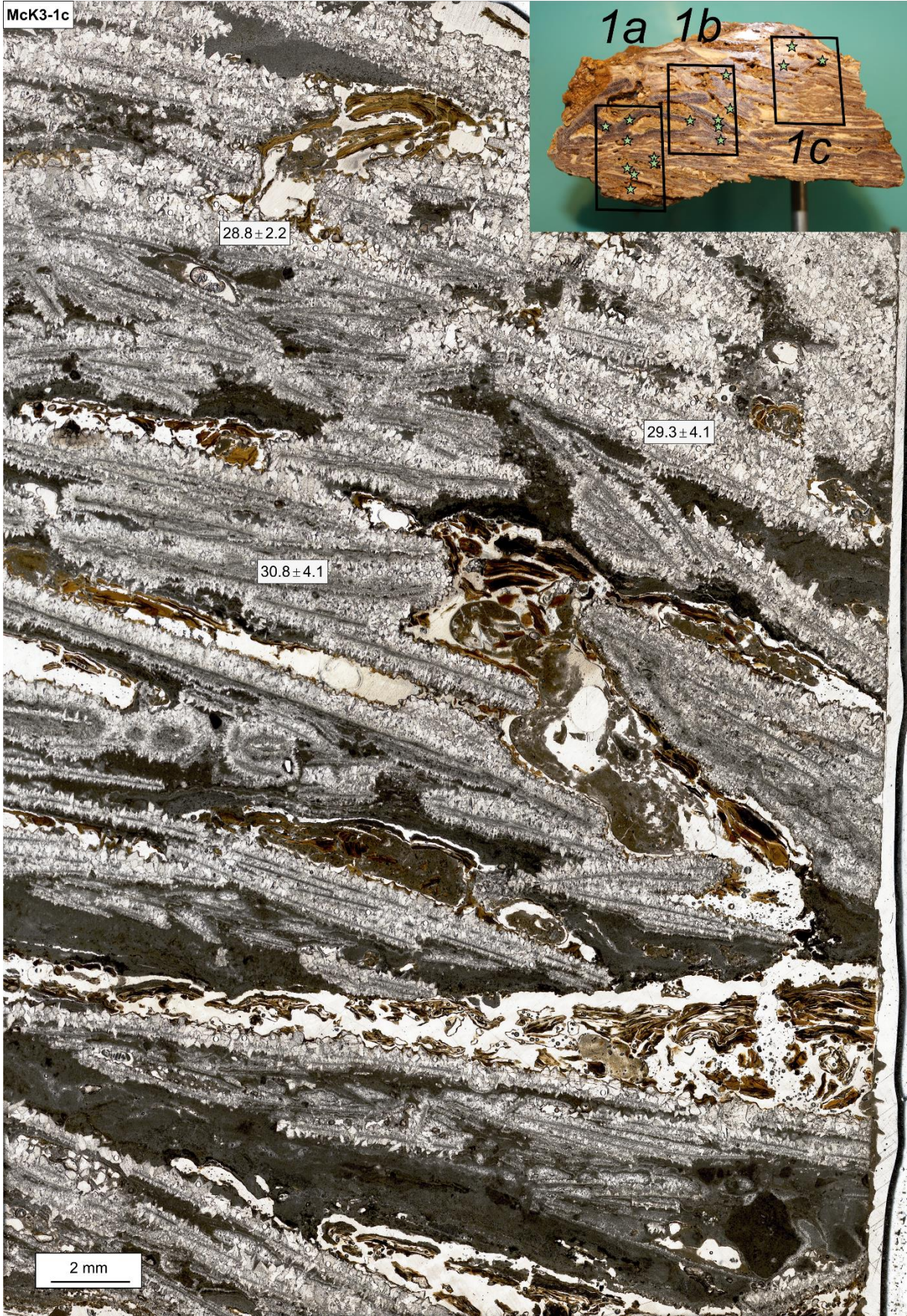
McK3-1a

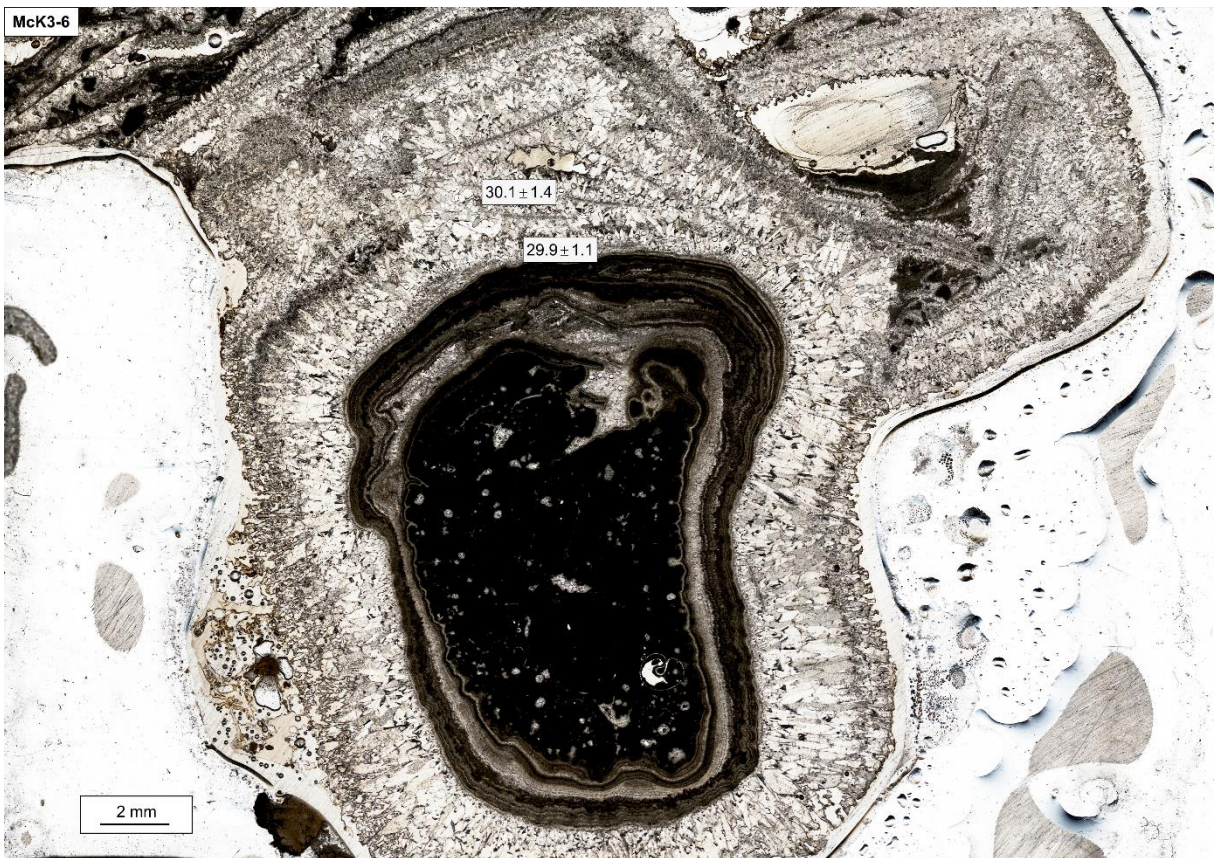


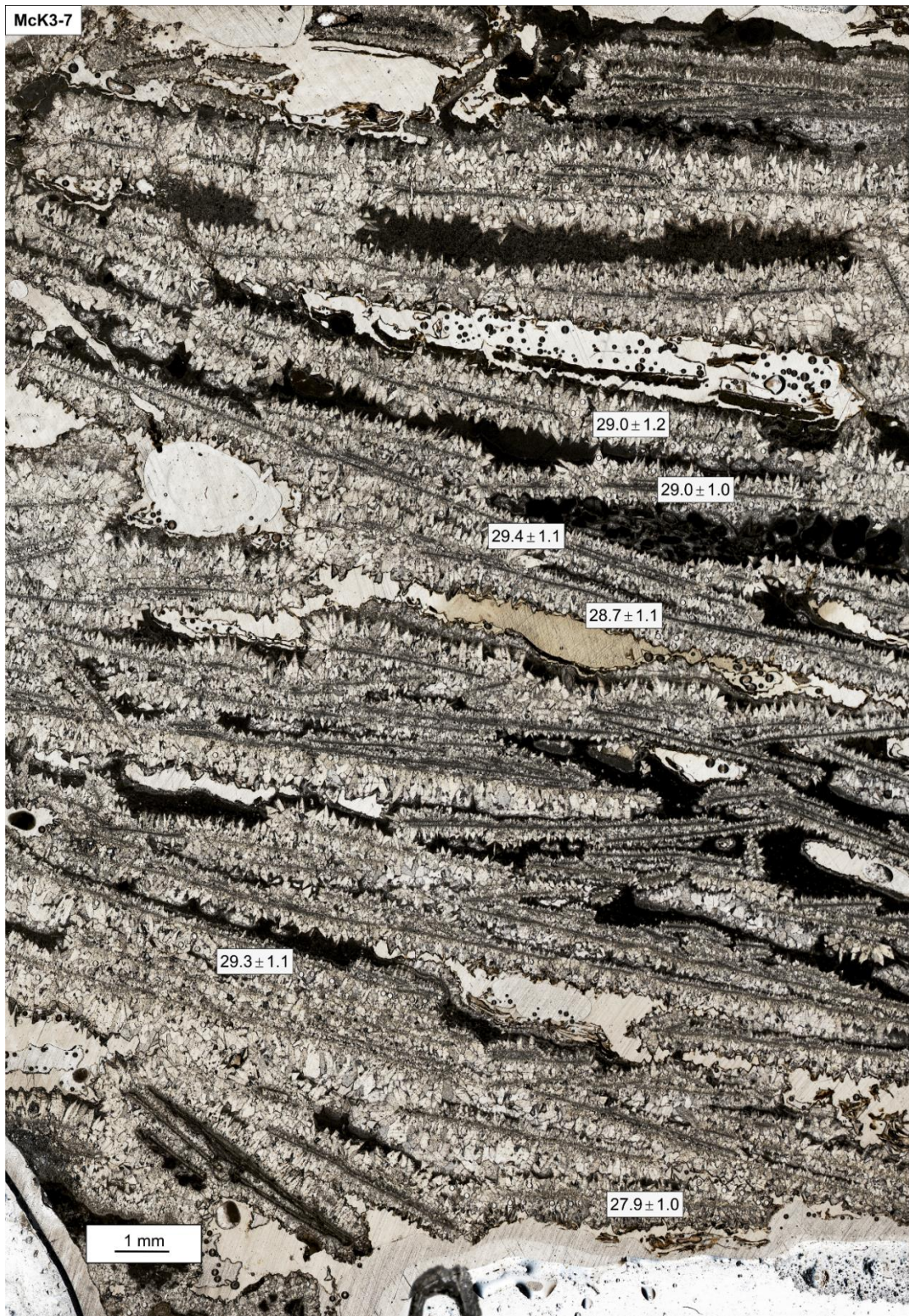




McK3-1c

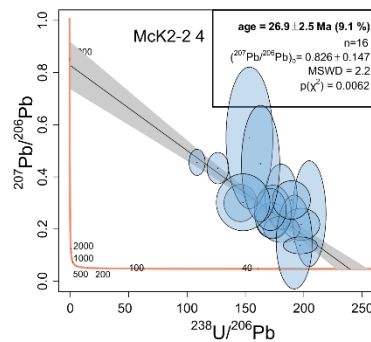
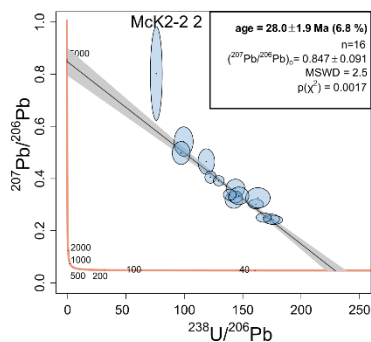
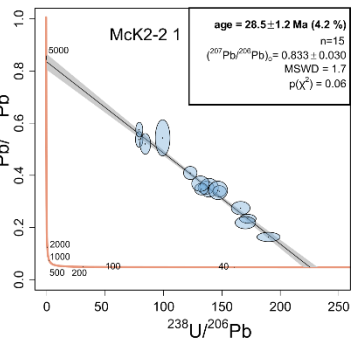
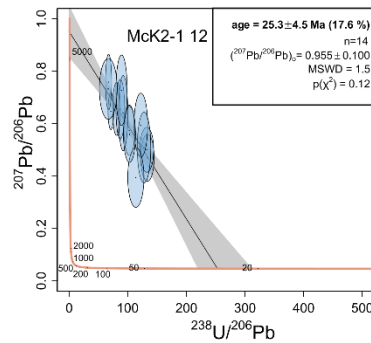
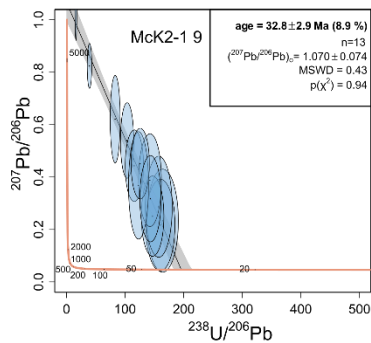
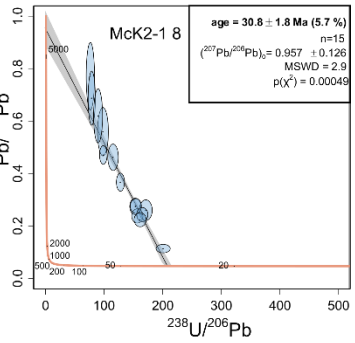
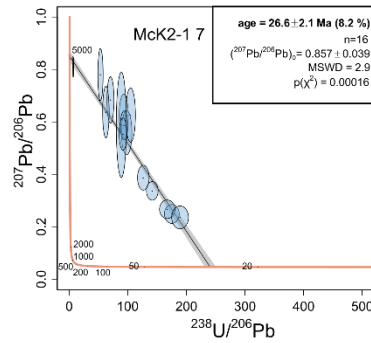
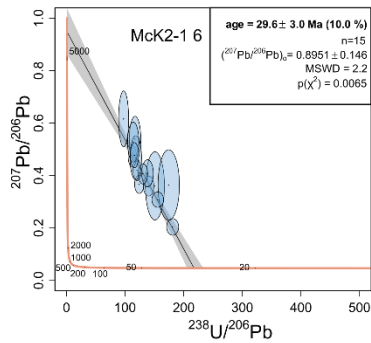
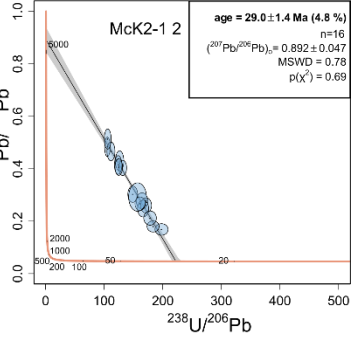
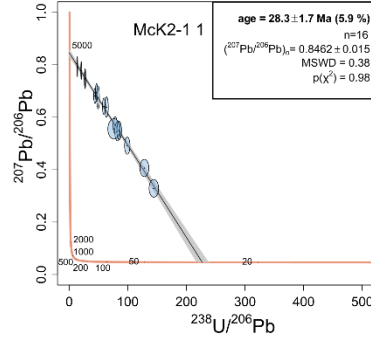
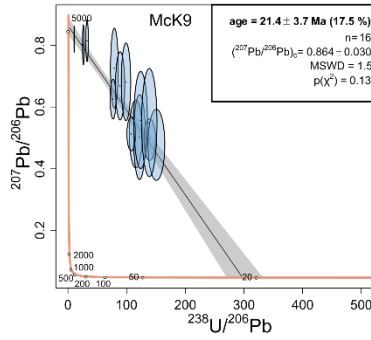
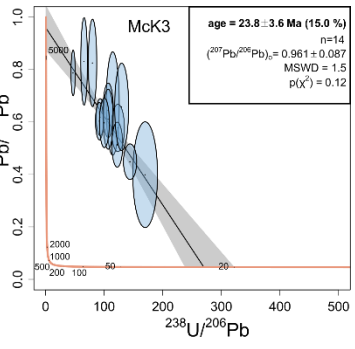
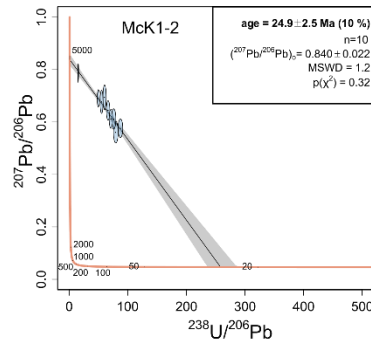
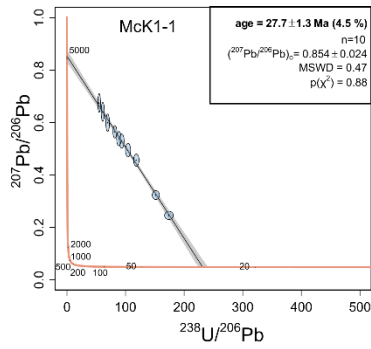


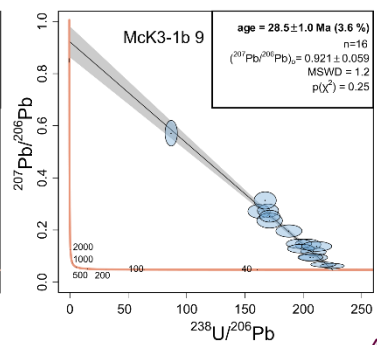
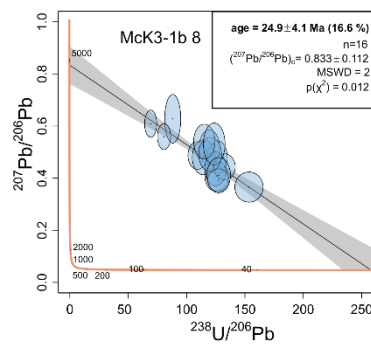
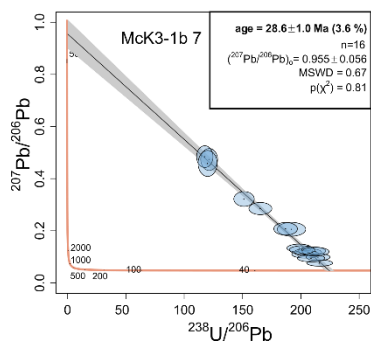
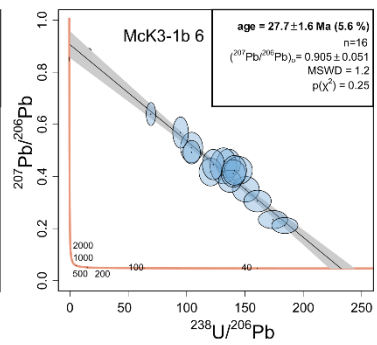
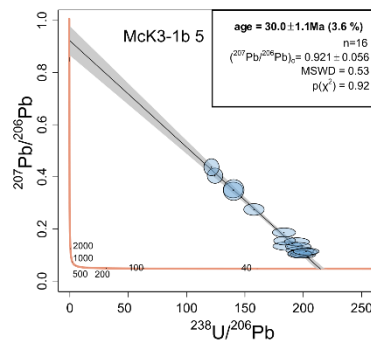
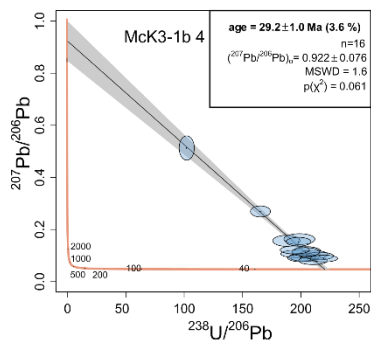
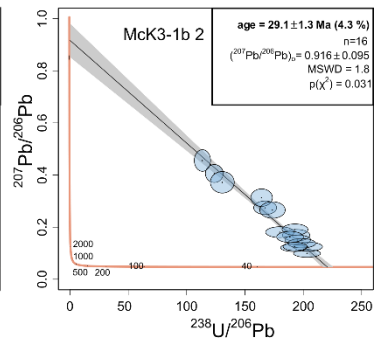
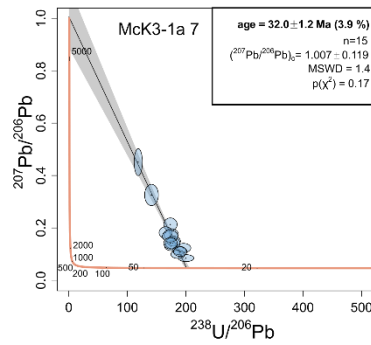
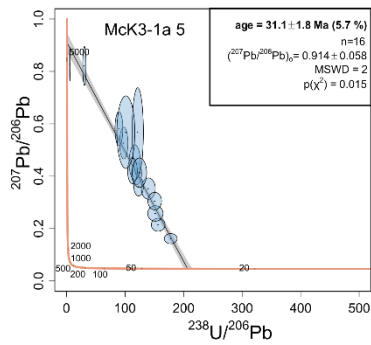
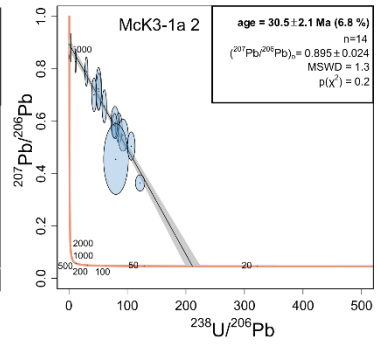
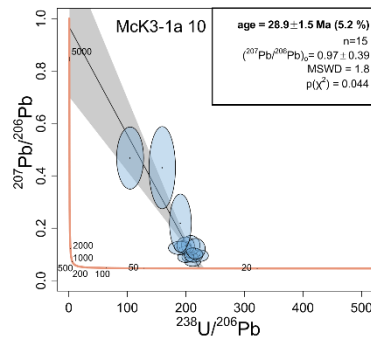
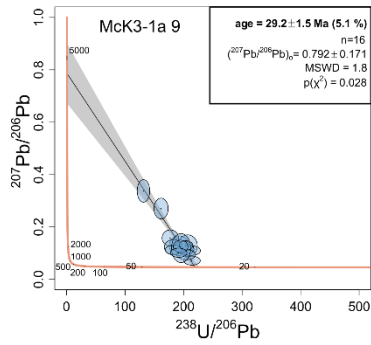
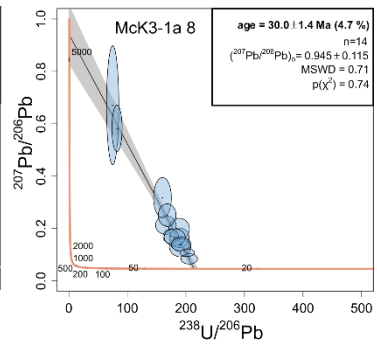
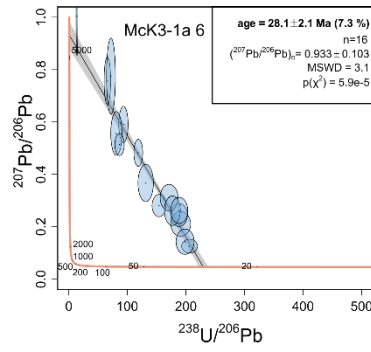
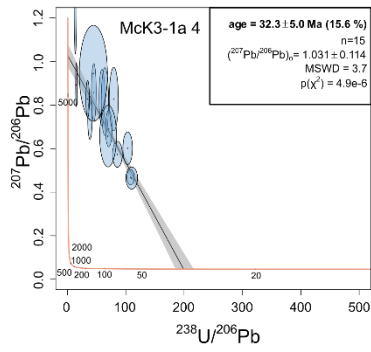


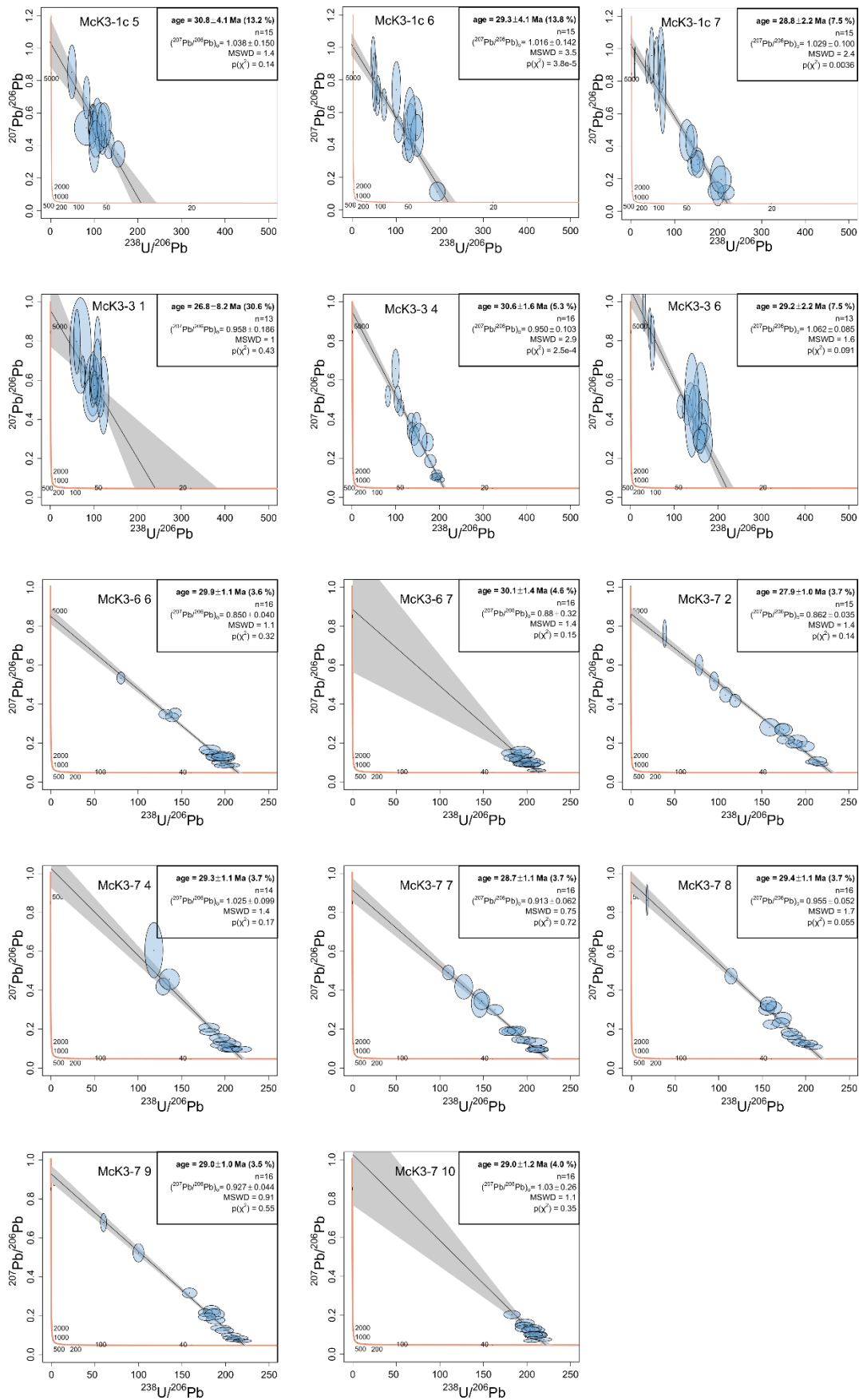


#### 4.2 Données des sessions LA-ICP-MS de datation et diagrammes Tera-Wasserburg

À télécharger en ligne : <https://doi.org/10.57745/KN3EH1>







Tera-Wasserburg des âges U-Pb obtenus par ablation laser sur des ciments de calcite dans les cavités karstiques de la carrière du « Bois rond ». Les incertitudes sont données en 2σ.

## 5. Chapitre 7

À télécharger en ligne : <https://doi.org/10.57745/KN3EHI>

## 6. Projet « La recherche sort de sa bulle »

Ce projet a pour objectif d'adapter et de vulgariser le sujet de thèse en bande dessinée. Il est organisé par La Diagonale de l'Université Paris-Saclay et par l'artiste et illustratrice Marine Spaak.





# RETOUR AUX SOURCES

L'eau devient une ressource précieuse, que ce soit pour la boire ou pour l'utiliser comme source d'énergie. Mais faut-il savoir où la récupérer !



Un endroit potentiel en Île-de-France : Les calcaires des lacs anciens du sous-sol !



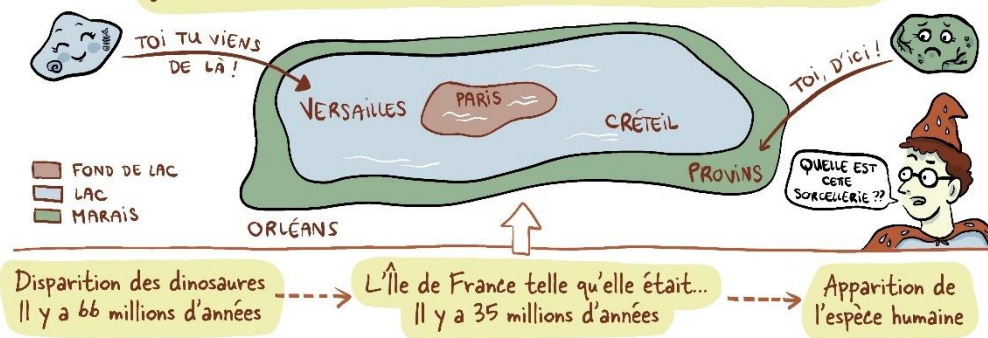
Moi, en tant que géologue, je pars avec mes outils pour étudier les roches !



Chaque calcaire diffère bien de son voisin, parce qu'ils viennent d'environnements différents à l'origine !



Chaque roche m'informe des paysages du passé. En reconstituant ces paysages, je peux anticiper quelles roches nous trouverons dans une zone très précise



Thèse conduite et adaptée en BD par Kévin MOREAU | Co-scénarisation et illustration : Marine SPAAK

Avec l'accompagnement de : UNIVERSITÉ PARIS-SACLAY | LA DIAGONALE

# RETOUR AUX SOURCES

Mais pour avoir des trous dans ces roches, une partie de leur histoire est cruciale !



Comprendre toutes ces histoires et où elles se sont déroulées, c'est l'objectif de ma thèse



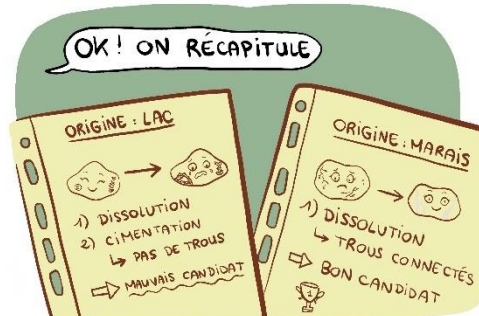
Plus globalement, à développer de nombreuses activités essentielles à notre futur !



Cela prend des millions d'années ! La diagenèse modifie les calcaires différemment selon les endroits



Cela sert à mieux comprendre le sous-sol, à anticiper où récupérer de l'eau...



Et le meilleur dans tout ça, c'est que je n'ai pas besoin d'avoir un don surnaturel...



Thèse conduite et adaptée en BD par Kévin MOREAU | Co-scénarisation et illustration : Marine SPAAK

Avec l'accompagnement de : UNIVERSITÉ PARIS-SACLAY LA DIAGONALE