

# Facteurs de contrôle sur le développement d'une plateforme carbonatée et son évolution diagénétique : impact sur les porosités matricielle et karstique. Cas du Jurassique moyen et de l'Oxfordien du Bassin Nord-Aquitain

Quentin Deloume-Carpentras

## ▶ To cite this version:

Quentin Deloume-Carpentras. Facteurs de contrôle sur le développement d'une plateforme carbonatée et son évolution diagénétique : impact sur les porosités matricielle et karstique. Cas du Jurassique moyen et de l'Oxfordien du Bassin Nord-Aquitain. Stratigraphie. Université Paris-Saclay, 2022. Français. NNT : 2022UPASJ026 . tel-04015945

# HAL Id: tel-04015945 https://theses.hal.science/tel-04015945

Submitted on 6 Mar 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.



# Facteurs de contrôle sur le développement d'une plateforme carbonatée et son évolution diagénétique : impact sur les porosités matricielle et karstique. Cas du Jurassique moyen et de l'Oxfordien du Bassin Nord-Aquitain

Controlling factors on the development of a carbonate platform and its diagenetic evolution: impact on porosity from thin section to karst scales. Example of the Middle Jurassic and Oxfordian of the northern Aquitaine Basin

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

École doctorale n° 579 : Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG) Spécialité de doctorat : Terre solide : géodynamique et enveloppes supérieures paléobiosphère Graduate School : Géosciences, climat, environnement et planètes Référent : 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 13 décembre 2022, par

# **Quentin DELOUME-CARPENTRAS**

## **Composition du Jury**

Président du juny
Fresident du july
Dapportour <sup>9</sup> oversignatour
Rapporteur & examinateur
Pappartaura & avaminatrica
Rapporteure & examinatine
Evaminatrica
Examinative
Directour de thèce
Directeur de these

NNT : 2022UPASJ026

# Remerciements

Cette thèse s'achève et il est temps pour moi de clôturer ce chapitre de ma vie. Tout ne fut pas simple au cours de cette aventure mais j'ai été accompagné par de nombreuses personnes qui ont su me soutenir pour me rendre la vie plus agréable. Je souhaite les remercier et leur témoigner ma gratitude à travers ces quelques mots.

Je souhaite remercier les rapporteurs d'avoir évaluer ce travail : **Carine Lézin** et **Cédric Carpentier**, ce qui n'a sûrement pas été une mince affaire sachant le volume du manuscrit. Vos rapports très détaillés montrent l'intérêt et l'investissement que vous avez portés à mes travaux de recherche et pour cela je vous remercie. Je souhaite également remercier les examinateurs **Delphine Bosch** et **Jocelyn Barbarand** pour les échanges animés lors de la soutenance. Enfin, merci à **Stéphane Bodin**, en tant qu'invité, d'avoir fait le déplacement depuis le Danemark. Merci à tous pour vos remarques et suggestions permettant de pousser ma réflexion scientifique encore plus loin.

Ensuite, je souhaite remercier mes encadrants pour vos conseils avisés. Je remercie chaleureusement **Simon Andrieu** de m'avoir accepté pour mon stage de Master 2 sur les carbonates du Bathonien du Quercy au BRGM et de m'avoir fait confiance dès le début. Cette opportunité m'a ensuite ouvert les portes de cette thèse, dont je suis si fier aujourd'hui. Merci pour ta confiance, ta disponibilité, ton investissement et ton humanité. Comme tu l'as mentionné le jour de ma soutenance et que je souhaite immortaliser dans mes remerciements : nous avons vécu une fameuse campagne de terrain dans le Quercy en plein mois de janvier, où il faisait très froid, près de -13°C (je l'avais marqué sur mon carnet de terrain en souvenir de nos petits doigts frigorifiés). Cependant, heureusement que nous roulions avec une voiture incluant sièges et volant chauffant (s'il-vous-plait !). Ce qui nous permettait de prendre le pique-nique au chaud le midi. Tu as été d'un véritable soutien tout au long de cette thèse et pour cela je te remercie beaucoup ! Je tiens également à remercier Benjamin Brigaud. Tu as toujours été de très bons conseils. Tu m'as toujours poussé à aller plus loin dans ma réflexion et à toujours bien identifier quelles étaient les problématiques scientifiques, à me poser les bonnes questions. Je n'aurais pas pu réaliser tout ce travail sans ton aide. J'ai beaucoup grandi scientifiquement grâce à toi et je t'en suis très reconnaissant. Je remercie Églantine Husson pour tout ce que tu m'as appris : pour le travail de terrain, tes remarques toujours constructives et ta passion pour le Quercy et la karstologie (mais aussi et surtout pour la karstologie du Quercy). Tu m'as toujours poussé à bien observer avant toutes interprétations hâtives sur le terrain. Encore merci, à tous les trois, pour tout ce que vous m'avez appris.

Je remercie le BRGM et les collègues de l'équipe GBS pour votre accueil au cours de mon stage de fin d'étude et ma première année de thèse. Merci aux ingénieurs du CRPG pour les données SIMS : **Nordine Bouden** et **Johan Villeneuve**. Merci à **Xavier Mangenot** pour l'acquisition des données  $\Delta_{47}$ . Merci à **Philippe Blanc** pour la qualité des lames minces sur lesquelles j'ai beaucoup travaillé.

De nombreuses personnes au sein du laboratoire GEOPS ont rendu cette thèse plus simple à vivre, par ces quelques mots je souhaite les remercier. Merci **Frédéric Haurine** pour ta bonne humeur et ta sympathie, c'est toujours un vrai plaisir de partager des moments avec toi. Merci également pour ta patience malgré les nombreuses sessions U–Pb avortées lorsque l'ICP faisait des siennes mais surtout de m'avoir formé sur les machines. **Claire Boukari**, merci pour ta disponibilité et ta gentillesse. Merci de toujours te démener pour arranger les doctorants de ce laboratoire lorsque que l'on est dans la panade. **Cédric Bailly**, merci pour tes encouragements répétés qui m'ont remonté le moral au cours cette difficile période de rédaction. Merci **Thomas Blaise** pour tes remarques toujours pertinentes sur mes travaux, celles-ci ont toujours été très constructives. Je remercie **Yves Missenard** pour l'intérêt que tu as porté à ma thèse lors des nombreux échanges que nous avons eus. Merci **Antoine Séjourné** pour tes blagues et ton humour qui permettent de décompresser l'espace d'un instant dans notre quotidien de thésard. Merci **Valérie Godard** pour les superbes photos que tu as prises lors de la soutenance, celles-ci resteront un souvenir impérissable. Merci **Georgette Raboux** de m'avoir systématiquement trouvé des solutions

et de me simplifier les tâches administratives quand j'en avais besoin. **Nathalie Aucuit**, merci pour ta gentillesse et ta bienveillance dans les moments de stress. Je n'oublie pas non plus les personnes avec qui j'ai pu échanger au cours de ma thèse : **Antonio Benedicto**, **Sylvain Bouley**, **Emmanuel Léger**, **Serge Miska**, **Gaël Monvoisin**, **Jérôme Naudin**, **Aurélie Noret**, **Carlos Pallares**, **Xavier Quidelleur**, **Bertrand Saint-Bézar** et **Charlotte Skonieczny**.

La thèse est parfois faite de hauts et de bas, mais il est une chose immuable qui embellit le quotidien, ce sont les bons moments passés avec les doctorants du laboratoire GEOPS. C'est grâce à vous que ma motivation est restée intacte toutes ces années. Que ce soit en pauses, en soirées ou simplement autour d'une bière partagée en fin de journée. Je vous remercie tous très chaleureusement.

Tout d'abord, je tiens à remercier mes anciens co-bureaux, de la *team* 207, avec qui j'ai partagé quelques années, **Oriane** et **Maher**. Je n'aurais pas rêvé meilleur accueil à mon arrivée à GEOPS. Vous avez été les meilleurs co-bureaux tout simplement. Je vous souhaite sincèrement le meilleur pour la suite de votre vie tant personnellement que professionnellement. À très bientôt !

Merci à **Alexis** et **Margaux** pour tout ce que vous avez apporté aux non-permanents de ce laboratoire, pour votre dévouement et pour avoir œuvré afin que les futurs doctorants aient de meilleures conditions de travail. **Hadrien**, merci pour ta bonne humeur constante et ton rire communicatif qui ont égayé les journées parfois moroses à GEOPS. Je dirai même que tu les as globalement rendus « euphoriques ». **Maxime Leblanc** pour ta gentillesse et ta générosité (je garde encore un souvenir ému du *tea time*). Merci à **Kevin** et **Mara** pour votre présence dans les moments qui comptent, pour nos sorties nocturnes clandestines pendant le confinement, ce fut une réelle bouffée d'oxygène au cours d'une période qui restera très particulière. Merci **Perrine** pour ton investissement dans la vie du laboratoire. Promis je vais essayer de m'améliorer au Mölkky pour que ma réputation de marseillais soit à la hauteur. Merci à **Stephen** pour ta bienveillance, à nos futures sorties dans le Quercy. Merci **Farès** pour les discussions que nous avons eues lors de nos semaines passées à Nancy où j'ai appris à mieux de connaitre. **Titouan** pour ton énergie au quotidien. **Gaël** merci pour ta spontanéité et ta bonne humeur, reste comme tu es. **Jamal** pour ta force de caractère, ton abnégation et ta persévérance qui force le respect. Aux autres doctorants, avec qui, au détour d'une discussion m'ont permis de penser l'espace d'un instant à autre chose, je remercie **Trixie, Claire, Lara** et **Virgile**.

Merci pour les échanges brefs mais intenses que j'ai eues avec les doctorants et post-docs qui ont terminés leurs contrats lors de mon arrivée à GEOPS : **Maxime Virolle**, **Maximilien Mathian**, **Floriane Ahadi** et **Stéphane-Mustapha Al Reda**. Une nouvelle génération de doctorants en chasse une autre. Maintenant place aux nouveaux arrivants : **Alice**, **Agathe**, **Sarah** et **Hugo** je vous souhaite le meilleur pour la suite de votre thèse.

Je souhaite remercier la *French Team* de Birmingham pour l'année extraordinaire que nous avons passé ensemble : **Aurélie, Charlotte, Eliot, Laura, Léa, Tancrède** et **William**. Enfin de voudrais remercier tous mes amis du Mans que j'ai appris à connaitre ces dernières années : **Nolven, Corentin**, **Alexandra** et **Romain**. Merci de m'avoir intégré dès le début, notamment lors de vos mariages respectifs. D'ailleurs c'étaient « vraiment des très beaux mariages ».

Je tiens également à remercier certains de mes anciens collègues de Licence et de Master de l'Université d'Aix-Marseille, avec qui j'ai effectué mes études en géologie. **Vincent Luccisano** mon acolyte de Licence. Bravo encore pour ta thèse en paléontologie. Qui aurait cru qu'on en arrive là quand on s'est rencontré sur les bancs de la faculté en L1 ? Merci **Tarik Kernif** de m'avoir supporté malgré mon tempérament chambreur avec toi, tes légendaires « roooooohh » resteront gravés dans ma mémoire. Toutes ces années, tu m'as aidé à tenir le cap et à ne jamais baisser les bras, quelque que soit la difficulté rencontrée. Si j'en suis là aujourd'hui, c'est aussi grâce à toi et pour cela je t'en suis infiniment

reconnaissant. Tu as été le meilleur collègue que j'aurais espéré avoir au cours de notre Master à Marseille. Maintenant, plus qu'un collègue, tu es un véritable ami pour moi.

Je souhaite dire un grand merci à mes amis les plus proches pour leur soutien. Merci Steeve d'avoir été là pour moi toutes ces années. Merci pour ton sens de l'écoute, ton attention et ta générosité. Les discussions que nous avons eues m'ont permis d'y voir plus claire sur ce que je voulais vraiment ! Merci d'être toujours là dans les moments importants de ma vie. Depuis, toutes ces années nous nous sommes suivis : depuis le collège au Touvet et nos voyages en Angleterre avec « English is fun », pour le baccalauréat sur les bancs du Lycée Saint-Charles, au cours de notre cursus universitaire à Marseille, lors de nos escapades à Birmingham et Baltimore et jusque sur le plateau de Saclay. J'espère que cette liste n'est que le début d'une grande aventure et que les années à venir soient encore plus belles. Pour tout cela je te remercie plus que tout mon très cher ami. Merci Mehdi de t'être intéressé avec enthousiasme à la géologie. Je suis très fier de t'avoir initié à cette magnifique discipline depuis toutes ces années. Dédicace toute particulière aux rudistes (aka demi-banane chapeau chinois) et aux bivalves croisés de Marseille à Dubrovnik. Mais aussi pour tes questions pertinentes : « tu lèches vraiment les cailloux ? Mais là l'eau elle coule d'où ? Ça, peut-on dire que c'est de l'heinekine ?». Merci pour ton humour, pour ta dérision et ton imagination sans limite, tu as toujours été un moteur et une source d'inspiration pour moi. Merci Rémi d'avoir été à mon écoute depuis toutes ces années. Tu es un modèle d'abnégation et de détermination sur lequel je me suis beaucoup inspiré et qui ont été d'un grand soutien au cours de ma thèse. Merci aussi à tous ces moments mémorables passés ensemble (je pèse mes mots) : de la Toyota Yaris sur les pentes du Brianconnais, à mon premier brochet au lac de Paladru, en passant par ce fameux match contre le Pays de Galles (incroyable). Je suis très fier de t'avoir comme ami.

Merci à tous mes **grands-parents** pour votre amour. Pensées émues à **mamie Arlette** et **papi Robert** qui m'ont toujours soutenu. De là-haut, j'espère que vous êtes fiers de moi. Je remercie mes **parents** et ma **sœur** qui sont mes piliers depuis toujours, votre soutien inconditionnel m'a poussé à me surpasser, et ce quelques soient les circonstances. Je vous remercie de tout ce que vous avez fait pour moi durant toutes ces années. Je remercie ma **maman** qui a constamment cru en moi et qui a toujours fait le nécessaire pour je puisse réussir dès mon plus jeune âge, sans quoi je n'en serais pas là aujourd'hui. Je te remercie **papa** pour ton soutien moral et de t'être sans cesse démener pour moi. Enfin, je remercie ma sœur **Marie** d'être là dans les bons comme dans les mauvais moments, notre complicité est réel un moteur pour moi.

Enfin, je remercie la personne qui a partagé ma vie ces dernières années et qui compte le plus pour moi, **Lou**. Tu as été d'un soutien incroyable. Cette épreuve (et quelle épreuve) nous l'avons passée à deux avec brio. Merci de m'avoir encouragé sans relâche même si parfois le moral était au plus bas. Je sais à quel point je peux compter sur toi. Tu as été ma confidente. Si je suis si fier du travail accompli, tu y es pour beaucoup et pour cela je ne te remercierai jamais assez. Maintenant la vie est devant nous, alors profitons-en au maximum !

# Table des matières

Chapitre 1 : Introduction générale 1
1. Problématique appliquée et lien avec les enjeux stratégiques du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières)
2. Problématiques et axes de recherche
2.1. Quantifier le contrôle de la tectonique et des fluctuations climatiques à long terme sur la production carbonatée
2.2. Reconstruire l'histoire diagénétique et paléohydrologique d'un bassin sédimentaire : une approche couplée datations U-Pb, thermométrie et analyses géochimiques sur des ciments de calcites et dolomites
2.3. Datation des phases de dissolution et de la création de pores dans les roches calcaires18
4. Secteur d'étude et période géologique étudiée21
5. Organisation du manuscrit de thèse

Partie I : Contexte géologique/Matériel et méthodes	27
Chapitre 2 : Contexte géologique	29
1. Cadres géographique et géologique du secteur d'étude	31
2. Cadre structural, sédimentaire et géodynamique du Bassin Aquitain du Paléozoïque à l'actu	el 33
2.1. Cadre structural actuel et héritage hercynien	33
2.2. Évolution géodynamique	37
2.3. Évolution des dépôts sédimentaires et paléoenvironnements	44
2.4. Évolution tectono-sédimentaire	49
3. Cadre structural, sédimentaire et géodynamique du Bassin de Paris du Paléozoïque au Jurass supérieur	ique 55
3.1. Cadre structural actuel et évolution géodynamique	55
3.2. Évolution des faciès sédimentaires, des paléoenvironnements et des producteurs carbor de l'Aalénien à l'Oxfordien de la bordure ouest du Bassin de Paris	1atés 56
4. Les dépôts de l'Aalénien à l'Oxfordien de la bordure nord et nord-est du Bassin Aquitain	61
4.1. Évolution paléogéographique et paléoenvironnementale	61
4.2. Organisation sédimentologique et stratigraphique	64
4.2.1. Historique des études sédimentologiques	64
4.2.2. Historique des forages pétroliers et/ou d'exploration pétrolière	65
4.3. Études et échelles biostratigraphiques du Jurassique	67
4.4. Synthèse lithostratigraphique et biostratigraphique	69
4.4.1. Les Formations sédimentaires du Quercy de l'aalénien à l'oxfordien	69
4.4.1.1. Formation d'Autoire	69

4.4.1.3. Formation de Rocamadour	72
4.4.1.4. Formation de Saint-Géry	73
4.4.1.5. Formation de Vers	73
4.4.2. Les Formations sédimentaires du Périgord d'âge aalénien à oxfordien	74
4.4.2.1. Calcaires oolithiques de Lastours	74
4.4.2.2. Calcaires à oncolithes et stromatolithes de Beauzens	74
4.4.2.3. Calcaires à oolithes et oncolithes du Seytier	76
4.4.2.4. Calcaires et marnes d'Ajat	76
4.4.2.5. Calcaire blanc à rhynchonelles de Savignac	76
4.4.2.6. Formation de Leyze	77
4.4.3. Les Formations sédimentaires du nord-ouest du Bassin Aquitain d'âge aalénien à oxf	ordien
4.4.3.1. Calcaires à microfilaments	
4.4.3.2. Marnes noires à ammonites pyriteuses	78
5. Évolution des transformation diagénétiques post-jurassique	79
5.1. Historique des études diagénétiques	79
5.2. Histoire d'enfouissement du Jurassique de la bordure nord-est du Bassin Aquitain	81
5.2.1. Analyse de la matière organique (vitrinite) et de pyrolyse (Tmax)	81
5.2.2. Thermochronologie à basse température	83
5.3. Évolution des phases de dissolution/karstification	84
5.3.1. Phase de pré-karstification Crétacé inférieur ?	85
5.3.2. Phase d'altération et de karstification intense au Paléocène-Éocène	87
5.3.3. Les phosphatières du Quercy	89
5.3.3.1. Les étapes de formation des phosphatières	90
5.3.3.2. Le contenu paléontologique des phosphatières	91
5.3.4. Phase de karstification du Miocène à l'actuel	93

Chapitre 3 : Matériel et méthodes	97
1. Étude sédimentologique	99
1.1. Observations de terrain et analyses des microfaciès carbonatés	99
1.2. Stratigraphie séquentielle	. 101
1.3. Accommodation et accommodation affranchie de l'isostasie	. 103
1.4. Taux d'accumulation de carbonates	. 105
2. Diagenèse des carbonates	.107
2.1. Pétrographie des phases minérales	. 107
2.2. Microsonde électronique « <i>Electron Probe Micro Analysis</i> » (EPMA)	. 107

2.3. Isotopie du carbone et de l'oxygène	107
2.3.1. Analyses par « Isotope Ratio Mass Spectrometer » (IRMS)	108
2.3.2. Analyses par « Secondary Ion Mass Spectrometer » (SIMS)	108
2.4. La thermométrie $\Delta_{47}$	109
2.5. Analyses par un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif haute résolution à un système d'ablation laser « <i>Laser Ablation – High Resolution – Induced Coupled Pl</i> <i>Mass Spectrometer »</i> (LA-HR-ICP-MS)	couplé <i>lasma –</i> 110
2.5.1. Préparation des échantillons	110
2.5.2. Analyse des éléments traces et ultra-traces : éléments des terres rares et étape préli à la datation U–Pb	minaire 113
2.5.2.1. Méthode et matériaux de référence	113
2.5.2.2. Paramètres d'ablation et protocole analytique	114
2.5.2.3. Traitement des données	115
2.5.2.4. Pré-sélection des zones d'intérêt	118
2.5.3. Méthode géochronologique U–Pb	121
2.5.3.1. Généralité	121
2.5.3.2. Principe du géochronomètre U–Pb	123
2.5.3.3. Le diagramme Tera-Wasserburg	124
2.5.3.4. Méthode et matériaux de référence	127
2.5.3.5. Paramètres d'ablation	129
2.5.3.6. Réglages de l'ICPMS	131
2.5.3.7. Traitement des données et propagation des incertitudes	132
2.5.3.8. Évolution de la méthode U–Pb sur carbonates	135
2.5.3.9. Récapitulatif des paramètres utilisés	139
2.6. Petromod 1D	141

artie II : Sédimentologie145	
hapitre 4: Large-scale mapping of vertical movements and quantification of carbonate ccumulation rates during pivotal climatic periods: new understandings for carbonate latforms evolution	
ésumé	
bstract151	
. Introduction152	
. Geological and biostratigraphical settings155	
. Material and method162	
3.1. Sedimentology	
3.2. Sequence stratigraphy	
3.3. Accommodation and non-isostatic accommodation calculations	

3.4. Carbonate accumulation rates	166
4. Results	167
4.1. Sedimentary facies analysis	167
4.1.1. Lower offshore environment (facies association FA1)	167
4.1.2. Upper offshore environment (facies association FA2)	168
4.1.3. Shoreface environment (facies association FA3)	171
4.1.4. Open lagoon (facies association FA4)	173
4.1.5. Sheltered lagoon (facies association FA5)	177
4.1.6. Restricted lagoon (facies association FA6)	177
4.1.7. Palustrine facies (facies association FA7)	180
4.2. Stratigraphic architecture	182
4.2.1. Aalenian regressive hemicycle (sequences MJI to MJIII)	182
4.2.2. Bajocian transgressive hemicycle (sequences MJIV to MJVI)	189
4.2.3. Late Bajocian to Bathonian regressive hemicycle (sequences MJVII to MJXI)	190
4.2.4. Callovian to Middle Oxfordian transgressive hemicycle (sequences MJXII to LJVI)	191
4.2.5. Late Oxfordian regressive hemicycle (LJVII)	193
4.3. Mapping of accommodation, non-isostatic accommodation, carbonate assemblage carbonate accumulation rates	es and 195
4.4. Carbonate producers	199
5. Discussion	200
5.1. What control on accommodation space creation?	200
5.2. The carbonate factories of the south-western France Middle and Late Jurassic platform .	201
5.3. Coupled influence of tectonics and climate on carbonate accumulation rates and carb factories	oonate 204
5.4. A comprehensive scenario for the south-western France carbonate platform evolution	206
5.4.1. Aalenian: impact of large scale of large-scale vertical movements on the developm a highly exporting carbonate ramp	1ent of 206
5.4.2. Bajocian-Bathonian: optimum carbonate accumulation of ooid and micrite-mic carbonate producers in shallow platform environment favoured by high accommodation cr and climate	crobial eation 207
5.4.3. Callovian to early Oxfordian: aggrading platform development in a period of homog subsidence	jenous 210
5.4.4. Middle to late Oxfordian: coupled impact of tectonic reorganization and climate of formation of a steep rimmed platform	on the 211
Conclusions	212

Chapitre	5:	Impact	of	long-term	eccentricity	variations	on	carbonate	producers	and
carbonate	e ac	cumulat	ion	rates during	g the Jurassic	•••••	•••••	•••••		217
Résumé	•••••						•••••			.219

Abstract22	21
1. Introduction	22
2. Geological settings	25
3. Material and method22	28
3.1. Sedimentology and sequence stratigraphy2	28
3.2. Accommodation and non-isostatic accommodation calculations	29
3.3. Carbonate accumulation rates	32
4. Results	33
4.1. Depositional environments and carbonate assemblage classification	33
4.2. Paleoenvironmental evolution of the western France carbonate platform	36
4.3. Mapping of accommodation rates and non-isostatic accommodation rates, spatiotempo distribution of carbonate assemblages and carbonate accumulation rates by geological stag	ral es 41
4.4. Linking of carbonate accumulation rates, accommodation rates and non-isosta accommodation rates	tic 48
5. Discussion	52
5.1. Origin of large-scale low amplitude deformations in western France during the Jurassic 2	52
5.2. Long-term eccentricity control on carbonate accumulation during the Jurassic: a review 2	53
5.2.1. Carbonate assemblages and carbonate accumulation rates during high eccentric intervals	ity 54
5.2.2. Carbonate assemblages and carbonate accumulation rates during low eccentricity interva	als 55
5.3. Quantifying the coupled impact of long-term eccentricity fluctuations and non-isosta accommodation on carbonate accumulation rates	tic 57
Conclusion	60

Partie III: Diagenèse des carbonates	
Chapitre 6: Reconstructing paragenetic sequences and paleohydrological carbonate systems at basin-scale: an approach coupling detailed petrography, and clumped isotopes	context of U–Pb dating 265
Résumé	267
Abstract	269
1. Introduction	270
2. Geological settings	272
3. Material and methods	277
3.1. Sampling and petrography	
3.2. Electron micro probe analysis (EPMA)	
3.3. Conventional stable isotopes analyses	278

3.4. Clumped isotope analyses	279
3.5. Rare Earth Elements, trace and minor/major elements measurements	280
3.6. Calcite U–Pb geochronology	281
3.7. North-eastern Aquitaine Basin modelling	284
4.Results	284
4.1. Calcite and dolomite petrography	287
4.1.1. Mouldic-filling calcites	287
4.1.2. Intergranular and intercrystalline-filling calcites	287
4.1.3. Intergranular-filling dolomites	289
4.1.4. Fracture-filling calcites	290
4.1.4. Vug-filling calcites	290
4.2. Geochemical analysis	295
4.2.1. Major element composition	295
4.2.2. Stable isotope composition ( $\delta^{18}O_{carb}$ and $\delta^{13}C_{carb}$ )	297
4.2.3. Clumped isotopes ( $\Delta_{47}$ ) and recalculated $\delta^{18}O_{water}$	298
4.2.4. Trace element	299
4.2.5. <i>In situ</i> calcite U–Pb geochronology	303
4.2.6. Geochemical analysis procedure	305
5. Discussion	308
5.1 Age and petrography	308
5.1.1. Crystallization of mouldic-filling calcites from Late Jurassic to Early Cretaceous	308
5.1.2. Crystallization of fracture-filling calcites during the Late Cretaceous	309
5.1.3. Crystallization of vug-filling calcites during the Cenozoic	310
5.2. Origin and temperature of the parent fluids	312
5.2.1. Marine connate water	312
5.2.2 Basinal fluid	312
5.2.3 Meteoric fluid	312
5.3. Input of Rare Earth Element (REE) and redox conditions	313
5.4. Burial and thermal history of the north-eastern Aquitaine Basin	314
5.4.1. Burial evolution	314
5.4.2. Thermal evolution	316
5.5. Evolution $\delta^{18}O_{carb}$ of calcite and dolomite cements, temperature, $\delta^{18}O_{water}$ and REE	319
5.6. Origin and timing of cements	320
5.6.1. From Oxfordian to Aptian	320
5.6.2. From Aptian to Albian	322
5.6.3. From Albian to Maastrichtian	322
5.6.4. Paleocene	323

5	5.6.5. Eocene	324
5	5.6.6. Miocene	324
Conclusi	ion	326

## Chapitre 7: Age of dissolution and pore creation in limestones revealed by U–Pb dating. 329

Résumé	.331
Abstract	.333
1. Introduction	.334
2. Geological setting and period of karstification	.337
3. Materiel and methods	.339
4. Results	.340
4.1. Jurassic to Cretaceous neomorphism, dissolution and dolomitization	. 341
4.2. A Paleocene/Eocene dedolomitization stage	. 343
4.3. A Paleocene/Eocene karstification stage	. 344
5. Discussion	.348
5.1. Contribution of U–Pb on the dating of diagenetic processes	. 348
5.2. Dating of aragonite-to-calcite neomorphism	. 350
5.3. Upscaling and spatiotemporal characterization of dissolution-precipitation processes du karst-related periods	iring . 351
5.3.1. Influence of dolomitization on later dissolution processes	. 351
5.3.2. Dissolution and recrystallization processes	. 353
5.3.3. Dedolomitization and karstification processes	. 355
5.3.4. Link between karstic infillings, dissolution and calcite cementation	. 356
Conclusion	.358

Partie IV : Discussion générale et conclusion
Chapitre 8 : Discussion générale
<ol> <li>Lien entre faciès sédimentaires, chronologie des événements diagénétiques, porosité matricielle et distribution des karsts</li></ol>
1.1. Formations sédimentaires des Causses du Quercy central et sud (Causses de Gramat, Saint Chels et Limogne) et de la Grésigne
1.2. Formations sédimentaires du Périgord et du Nord du Quercy (Causses de Cubjac et Martel 
2. Spatialisation des processus de dissolution-cimentation à plusieurs échelles et évolution de la porosité matricielle et karstique des calcaires bajociens et oxfordiens en Quercy et Périgord378
2.1. Une dolomitisation différentielle des réservoirs bajociens et oxfordiens
2.2. Le Crétacé inférieur : période de développement de la microporosité ?

2.3. Karstification et cimentation des séries jurassiques dans le sud du Quercy au Créta	cé supérieur
et hypothèse sur l'initiation des karsts à phosphorites	
2.4. Initiation des processus de karstification et développement des premières cavités k	arstiques du
Danien au Thanétien (Paléocène)	383
2.5. Spatialisation des processus dissolution et cimentation en lien avec les p	oériodes de
karstification et de remplissages karstiques des phosphatières à l'Éocène	385

2.6 Lien entre dissolution et cimentation depuis l'échelle matricielle jusqu'à l'échelle karstique. 388

Chapitre 9 : Conclusion	
1. Rappels des objectifs de la thèse	
2. Influence couplée de la tectonique et des fluctuations climatiques à long producteurs carbonatés et la production carbonatée	terme sur les 395
3. Évolution diagénétique et paléohydrologique d'un bassin sédimentaire : une app datation U–Pb, thermométrie et analyses géochimiques sur des ciments carbonatés.	roche couplée 399
4. Datation des phases de dissolution et de la création de pores dans les roches calc	aires400
5. Origine et évolution multi-échelle de la porosité au sein d'un réservoir (matriciell	e et karstique) 403

Références bibliographiques	
Annexes	447
Annexe 1: Sédimentologie (Articles 1 & 2 : Supplementary data)	447
Coupes sédimentaires Périgord	451
Coupes sédimentaires Quercy	475
Annexe 2 : Diagenèse des carbonates (Articles 3 & 4 : Supplementary data)	543

sumé/Abstract5	62
----------------	----

Chapitre 1

# **Chapitre 1**

Introduction générale

Les roches calcaires couvrent approximativement 15 % de la surface continentale mondiale sans glace (Fig. 1.1) (Goldscheider et al., 2020) et font l'objet d'une grande attention ces dernières années. Les roches carbonatées forment des aquifères majeurs, contenant notamment des ressources en eau dont environ 25 % de la population mondiale dépend directement (Ford et Williams, 2007 ; Kalhor et al., 2019). L'étude des roches carbonatées est primordiale dans l'utilisation et la gestion des ressources énergétiques et hydrologiques. En effet, les eaux souterraines peuvent être extraites pour produire de l'énergie géothermique (Montanari et al., 2017), utilisées pour séquestrer le CO<sub>2</sub> (Thibeau et al., 2009) ou pour la consommation d'eau et l'agriculture (Bakalowicz, 2005 ; Maréchal et al., 2013). Par conséquent, les roches carbonatées représentent de forts enjeux économiques et sociétaux et la caractérisation de ces réservoirs est essentielle pour aller vers une meilleure gestion et exploitation de la ressource en eau (Chen et al., 2018).



Figure 1.1 : carte de localisation des roches calcaires sur la surface continentale sans glace, présentant la localisation potentielle des aquifères (Goldscheider et al., 2020).

Les roches carbonatées forment des aquifères majeurs, mais présentent des propriétés réservoirs (porosité-perméabilité) hautement variables et difficilement prédictibles. Cette variabilité est due à l'impact couplé des environnements de dépôt et de l'évolution post-dépôt, c'est-à-dire la diagenèse. Le premier est à l'origine de la diversité des faciès sédimentaires, tandis que le second modifie les propriétés pétrophysiques des roches carbonatées par des phénomènes de cimentation et dissolution. Ces processus post-dépôts peuvent également être à l'origine du développement de karsts.

Le terme karst caractérise des structures géologiques et géomorphologiques décrivant un paysage dominé par des formes de dissolution des roches et ayant un fonctionnement hydrogéologique. Les roches carbonatées sont largement présentes à l'affleurement et sont le siège de processus d'érosion et d'altération aussi appelés « karstification ». Ce processus est favorisé au sein des calcaires ou des dolomies. Ces roches subissent se dissolvent sous l'action de fluides agressifs chargés en acide sulfurique (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) ou dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), permettant le développement de cavités de l'échelle millimétrique (porosité matricielle) à plurimétrique (systèmes karstiques avec conduits souterrains tridimensionnels) (Ford et Williams, 2007). Trois types de karst peuvent être identifiés : (1) les karsts épigènes qui se forment par l'agressivité des eaux météoriques (Mangin, 1982), (2) les karsts hypogènes se formant lors de la remontée d'eaux hydrothermales (Audra et et al., 2011 ; Laurent et al., 2021), et (3) les karsts littoraux se développant par l'agressivité de fluides issus d'un mélange d'eaux salées et d'eaux douces (Fleury, 2005). Le développement de réseaux karstiques résulte de processus de karstification avec la circulation de fluides le long de drainages préférentiels : joints stratigraphiques, stylolithes, structures sédimentaires, fractures et/ou failles. La circulation de fluides à travers ces diverses discontinuités engendre un élargissement de celles-ci et permet le développement de cavités de dissolution. La prédiction de la distribution des réservoirs à porosité matricielle et karstique et le fonctionnement des aquifères carbonatés sont des enjeux majeurs.

Cette thèse s'inscrit dans le projet Eaux-SCARS porté par le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) et ayant pour objectif une « *caractérisation du fonctionnement des aquifères et de leurs interactions avec le milieu superficiel dans un contexte de changement global* ». Elle vise à mieux contraindre les caractéristiques

4

géologiques des calcaires du Jurassique moyen et de l'Oxfordien du Bassin Nord-Aquitain pour *in fine* mieux comprendre le système hydrologique. Pour ce faire, il est nécessaire de caractériser les roches calcaires d'un point de vue sédimentaire par une quantification de l'influence des facteurs de contrôle sur la production carbonatée, les producteurs de carbonates et les faciès. Ainsi que d'un point de vue diagénétique par la datation des processus de dissolution et cimentation et la caractérisation des paléo-circulations de fluides. Ce qui constitue les enjeux centraux de cette thèse.

# 1. Problématique appliquée et lien avec les enjeux stratégiques du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières)

Dans le Bassin Aquitain, les roches carbonatées du Crétacé et du Jurassique constituent deux aquifères majeurs séparés par des niveaux rocheux peu perméables. La géométrie de ces aquifères est illustrée par plusieurs coupes géologiques orientées est-ouest, montrant un approfondissement progressif de ces aquifères en direction de l'ouest pouvant atteindre une profondeur de 2 km (Fig. 1.2) (Platel et al., 2008, 2010). Les ressources en eau contenues dans ces aquifères carbonatés correspondent à des réservoirs stratégiques pour répondre aux activités socio-économiques et aux besoins en eau potable de la population (https://eau-grandsudouest.fr).



Figure 1.2 : situation géographique et géologique des aquifères du Bassin Aquitain. Coupe géologique sud-ouest à nord-est entre Périgueux et Marmande mettant en évidence les aquifères profonds de l'Éocène, du Crétacé et du Jurassique. Modifié d'après Platel et al. (2010) et du rapport d'avancement Eaux-SCARS.

Dans les départements de la Dordogne, du Lot, du Lot-et-Garonne et du Tarn-et-Garonne, la zone de recharge est localisée sur les terrains jurassiques qui affleurent sur la bordure nord-est du Bassin Aquitain, notamment sur les Causses du Quercy et en Périgord. Ce réservoir s'enfonce progressivement vers l'ouest sous des marnes pour constituer un aquifère captif exploité par des forages hydrogéologiques. Les roches calcaires d'âge jurassique forment également d'importants aquifères contenant des ressources en eau considérables. Ces nombreux sondages hydrogéologiques traversant les aquifères du Jurassique révèlent que l'occurrence des aquifères par étages géologiques et départements est très différente (Fig. 1.3). De manière générale, le nombre d'occurrence des réservoirs est dominé par ceux du Bajocien et du Callovo-Oxfordien en Dordogne (Platel et al., 2008, 2010).



Figure 1.3 : occurrences des réservoirs du Jurassique (Lias, Bajocien, Bathonien, Callovo-Oxfordien, Kimméridgien et Tithonien) mis en évidence par les données de forages dans les départements de la Dordogne, du Lot-et-Garonne, Tarn-et-Garonne et Lot. Modifié d'après Platel et al. (2010).

Les prélèvements en eau dans les aquifères crétacé et jurassique étaient destinés en moyenne entre 1997 et 2007 à 90 % pour l'alimentation en eau potable, 8 % pour l'agriculture et 2 % pour l'usage industriel (Platel et al., 2010). Les prélèvements en eau provenaient pour 39 % des nappes du Jurassique et 61 % des nappes du Crétacé. Ces prélèvements dans les

nappes du Jurassique étaient de 7,5 millions de m<sup>3</sup> en 1988 et représentaient un volume de 17 millions de m<sup>3</sup> en 2004 (Platel et al., 2010). L'exploitation de cette ressource a augmenté continuellement depuis les années 90 (Fig. 1.4A), et les prédictions jusqu'en 2050, à partir de simulations (Gomez et al., 2010), confirment cette tendance dans ces départements (Fig. 1.4B).



Figure 1.4 : (A) évolution des prélèvements en eau des nappes du Jurassique dans les départements du Lot, Lot-et-Garonne, Dordogne et Tarn-et-Garonne entre 1988 et 2004. « Indus », industriel ; « Agri », Agriculture et « AEP », Alimentation en Eau Potable. (B) Prévision des prélèvements en eau dans tous les aquifères du Bassin Aquitain jusqu'en 2050.

Le fonctionnement des aquifères à composante karstique engendre des transferts d'eau rapide de la zone de recharge à l'aquifère captif, rendant plus complexe la gestion des ressources en eau. Par ailleurs, depuis quelques années, une baisse généralisée est constatée dans les nappes profondes du Jurassique (Platel et al., 2010). Ces diminutions montrent un déséquilibre entre la recharge en eau et son exploitation dans les aquifères profonds (Platel et al., 2010).

C'est pourquoi, les données géologiques et hydrogéologiques concernant les aquifères du Bassin Aquitain ont été synthétisées dans le modèle numérique MONA (MOdèle Nord-Aquitain) réalisé par le BRGM pour une meilleure gestion de la ressource hydrique (Amraoui et al., 1998 ; Pédron et al., 2008 ; Gomez et al., 2010). Ce modèle hydrodynamique a été amélioré d'année en année afin de visualiser la répartition spatiale des aquifères (Fig. 1.5) et de mieux caractériser les écoulements d'eau dans les aquifères carbonatés à composante karstique (Saltel et al., 2011, 2012, 2014, 2015, 2017).



Figure 1.5 : modèle numérique MONA (MOdèle Nord-Aquitain) représentant uniquement la répartition spatiale et la géométrie des aquifères d'âge bajocien à plio-quaternaire. Dans ce modèle les niveaux imperméables ne sont pas représentés (Saltel et al., 2015, 2017).

Par conséquent, face aux enjeux du changement climatique, à l'exploitation et aux besoins croissants en eau, la pression s'accroit sur la ressource hydrique des aquifères pouvant entraîner des problèmes de gestion de cette ressource et des conflits d'usage. Il apparaît indispensable de mieux comprendre la recharge et le fonctionnement des aquifères jurassiques du Bassin Nord-Aquitain et d'optimiser leurs exploitations.

### 2. Problématiques et axes de recherche

# 2.1. Quantifier le contrôle de la tectonique et des fluctuations climatiques à long terme sur la production carbonatée

De nombreuses études ont montré que les ceintures de faciès, les profils de plateforme et l'architecture sédimentaire dépendent de l'interaction entre des facteurs qui contrôlent le développement des plateformes carbonatées : l'eustatisme, la tectonique, l'héritage structural et les conditions environnementales (température de l'eau de mer, salinité et conditions trophiques) (Brigaud et al., 2009 ; Carpentier et al., 2010, Brigaud et al., 2014 ; Navarro-Ramirez et al., 2015 ; Andrieu et al., 2016). Dans ces systèmes carbonatés, les types de producteurs carbonatés (« *carbonate factories* ») sont contrôlés par des assemblages de biotes et prospèrent dans des conditions environnementales spécifiques (Fig. 1.6) (Schlager, 2003). La production, la préservation et l'accumulation de carbonates dépendent des écosystèmes environnants et plus précisément de l'interaction entre les organismes producteurs de carbonates et les conditions environnementales (Tucker et Wright, 1990 ; Pomar, 2001 ; Schlager, 2003 ; Wright et Burgess, 2005 ; Pomar et Hallock, 2008 ; Pomar et Haq, 2016 ; Reijmer, 2021). Tout changement des conditions hydrodynamiques et/ou environnementales (température de l'eau, lumière, turbidité, apport de nutriments, conditions trophiques et salinité) influence le type de producteurs carbonatés et le site spécifique de production de carbonates (Pomar et Ward, 1995, Homewood, 1996 ; Schlager, 2003 ; Reijmer, 2021) et par conséquent les taux d'accumulation de carbonates (Pomar et al., 2004 ; Brigaud et al., 2009 ; Andrieu et al., 2016).



Figure 1.6 : classification des producteurs carbonatés (« carbonate factories ») (Reijmer, 2021).

Alors, le développement des plateformes carbonatées est le résultat de l'effet cumulé de nombreux facteurs, rendant complexe l'identification de leurs influences respectives (Mutti et Hallock, 2003 ; Léonide et al., 2007 ; Merino-Tomé et al., 2012). Les types de producteurs carbonatés présentent des taux d'accumulation variables en fonction notamment de deux facteurs majeurs : les variations climatiques (Krencker et al., 2014, 2020) et l'activité tectonique (Carpentier et al., 2007 ; Brigaud et al., 2014).

Les variations climatiques au cours du Mésozoïque sur la marge nord-ouest de la Téthys sont influencées à la fois par des changements rapides de climats (<1 Ma) (Dera et al., 2011 ; Korte et al., 2015) et à plus long terme (~9 Ma, Martinez et Dera, 2015). Ces changements climatiques affectent la température de l'eau et les conditions trophiques, ce qui conduit à des changements significatifs des types de producteurs carbonatés, des taux d'accumulation de carbonates et de la géométrie des plateformes carbonatées (Pomar et al., 2004). Martinez et Dera (2015) ont synthétisé l'évolution des isotopes du carbone au cours du Jurassique moyen et supérieur. Les variations à long terme du  $\delta^{13}$ C sont interprétées comme résultant de cycles orbitaux d'excentricités (période d'environ 9 Ma) qui déclenchent des perturbations environnementales intenses et des alternances de climats humides et arides (Fig. 1.7), qui influencent les taux d'accumulation de carbonates à l'échelle d'un bassin sédimentaire (Pittet et al., 2000). Les périodes du Bajocien, du Bathonien et de l'Oxfordien moyen à supérieur sont synchrones avec des intervalles à fortes excentricités, des valeurs  $\delta^{13}$ C faibles et un climat aride (Fig. 1.7). Ces périodes ont favorisé la croissance des plateformes carbonatées et le développement de producteurs photozoans (Andrieu et al., 2016). L'Aalénien et le Callovien-Oxfordien inférieur sont synchrones avec des intervalles de faibles excentricités, des valeurs  $\delta^{13}$ C élevées et un climat humide (Fig. 1.7). La disparition des plateformes carbonatées est favorisée, ainsi que le développement des producteurs heterozoans (Andrieu et al., 2016).



Figure 1.7 : (A) périodes de fortes excentricités marquées par des valeurs en  $\delta^{13}$ C faible et un climat aride. (B) Périodes de faibles excentricités marquées par des valeurs en  $\delta^{13}$ C forte et un climat humide (Martinez et Dera, 2015).

Bien que le climat joue un rôle dominant dans la productivité carbonatée, la tectonique influence également fortement la sédimentation des bassins intracratoniques (Guillocheau et al., 2000; Carpentier et al., 2007; Carcel et al., 2010) et conduit à la croissance ou à la disparition des plateformes carbonatées (Léonide et al., 2007 ; Föllmi et Gainon, 2008 ; Carpentier et al., 2010 ; Merino-Tomé et al., 2012 ; Brigaud et al., 2014 ; Andrieu et al., 2016). Comparativement aux autres types de bassins, les bassins intracratoniques enregistrent des mouvements verticaux de faible amplitude et de grande longueur d'onde. Cependant, Andrieu et al. (2016) ont suggéré que l'augmentation des bathymétries enregistrée dans l'ouest du Bassin de Paris au Callovien inférieur était la conséquence d'une importante subsidence tectonique conduisant à une diminution drastique de la production carbonatée. Les exemples de chute de la production carbonatée causée par une forte activité tectonique sont fréquents (Brigaud et al., 2014). Par ailleurs, une tectonique synsédimentaire à l'Aalénien inférieur et moyen sur la bordure nord-est du Bassin Aquitain est caractérisée par des variations de faciès de part et d'autre d'accidents, une augmentation de la subsidence le long de failles hercyniennes et l'individualisation de blocs basculés (Lézin et al., 2007). Cette tectonique influence l'isolement du Quercy à l'Aalénien moyen et le développement de producteurs carbonatés d'environnements peu profonds (Lézin et al., 2007).

La création d'espace d'accommodation résulte de l'action couplée (1) des variations eustatiques, (2) des mouvements tectoniques verticaux et (3) du réajustement isostatique conséquent de la charge des sédiments et de la colonne d'eau. La subsidence d'origine tectonique peut être calculée grâce à l'équation proposée par Steckler et Watts (1978), qui permet de retrancher de l'accommodation totale les parts liées à l'eustatisme et à l'isostasie. La courbe eustatique de Haq (2017) a été précédemment utilisée pour déterminer la subsidence et la subsidence tectonique dans le Bassin de Paris (Andrieu et al., 2016 ; Brigaud et al., 2018). Cependant, la validité de cette courbe (Fig. 1.8) est discutée (Miller et al., 2005) et les variations sont considérées comme surestimées par certains auteurs (Rowley, 2013). Ce sont néanmoins les seules données disponibles pour le Jurassique qui soient suffisamment précises pour estimer les variations eustatiques du 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre. Cette incertitude sur les amplitudes réelles des variations eustatiques est donc un verrou majeur pour déduire les variations spatio-temporelles des déformations à grande longueur d'onde, particulièrement en domaine intracratonique où leurs amplitudes sont relativement réduites.

11



Figure 1.8 : variations eustatiques du 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre au cours du Jurassique moyen et supérieur (Haq, 2017)

Bien que l'influence couplée de l'activité tectonique et du climat sur la production carbonatée soit avérée (Brigaud et al., 2014 ; Andrieu et al., 2016), des incertitudes subsistent concernant l'évolution des types de producteurs carbonatés et de leurs taux d'accumulation de carbonates. Cela s'explique notamment par le fait que la plupart des études ont abordé ces problématiques de manière qualitative et non quantitative. Plusieurs questions scientifiques peuvent être soulevées : quelle est l'amplitude des mouvements verticaux à grande échelle en domaine intracratonique et comment varient-ils dans le temps ? Ces variations sont-elles liées à l'évolution géodynamique globale ? Les taux d'accumulation de carbonates réagissent-ils différemment aux mouvements verticaux à grande longueur d'onde en fonction du contexte climatique ? Quelle est la relation entre les cycles d'excentricité à long terme (9Ma), les types producteurs carbonatés et leurs taux d'accumulation ? Comment les producteurs carbonatés répondent-ils aux changements climatiques ? Quel taux d'accommodation est nécessaire pour provoquer la disparition d'une plateforme et l'effondrement des taux d'accumulation de carbonates ? Quels sont les producteurs les plus efficaces pour combler la création d'espace d'accommodation ?

Le premier objectif de ce travail est de caractériser quantitativement l'influence couplée des variations à grande échelle des mouvements verticaux et du climat sur l'évolution des producteurs carbonatés et des taux d'accumulation de carbonates pour cinq périodes géologiques (Aalénien, Bajocien, Bathonien, Callovien-Oxfordien inférieur et Oxfordien moyen à supérieur) dans le Bassin Aquitain. Pour cela, une étude précise des faciès sédimentaires et des géométries/architectures stratigraphiques a été effectuée et plusieurs transects de corrélation ont été réalisés. À partir de ces données, des taux d'accommodation et d'accommodation affranchie de l'isostasie ont été calculés. Une formule issue de l'équation de Steckler et Watts (1978) est proposée pour calculer l'accommodation affranchie de l'isostasie, c'est-à-dire l'accommodation à laquelle est soustrait l'effet de la charge des sédiments et de la tranche d'eau et correspondant à la création d'espace par l'effet couplé de la tectonique et de l'eustatisme. L'intégration des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie dans un système d'information géographique (QGIS) permet de cartographier et d'identifier dans l'espace et dans le temps les variations à grande échelle des mouvements verticaux et donc de caractériser le rôle précis de la tectonique. En effet, nous interprétons les variations spatiales des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie pour une même période comme étant d'origine tectonique.

Le second objectif de cette thèse est d'agrandir le secteur d'étude jusqu'à l'ouest du Bassin de Paris, sur une zone de 600 km de long et 300 km de large, de façon à s'affranchir des potentiels effets de site du Bassin Aquitain, c'est-à-dire de l'influence d'un climat local ou d'une tectonique synsédimentaire locale sur la production carbonatée. Ainsi, une synthèse à grande échelle de la production carbonatée et des types de producteurs carbonatés en lien avec les

grands cycles d'excentricité est proposée sur l'ouest de la France. Des données complémentaires acquises par Simon Andrieu dans le cadre de sa thèse (Andrieu, 2016) et dans le cadre du projet MODGEAU (MODèle Géologique pour la gestion des ressources en EAU) mené par le BRGM sur l'ouest du Paris de Paris (Rouxel et al., 2020) sont utilisées (faciès, paléoenvironnements et transects). Cet ensemble de données permet de proposer des cartes paléoenvironnementales à l'échelle de l'ouest de la France du Jurassique moyen et de l'Oxfordien.

### 2.2. Reconstruire l'histoire diagénétique et paléohydrologique d'un bassin sédimentaire : une approche couplée datations U–Pb, thermométrie et analyses géochimiques sur des ciments de calcites et dolomites

Les roches carbonatées présentent une grande diversité de caractéristiques pétrophysiques (porosité/perméabilité) (Ehrenberg et Nadeau, 2005 ; Ehrenberg et al., 2006) qui contrôlent la qualité des réservoirs (Moore, 1989 ; Tucker et Wright, 1990 ; Lucia, 1999 ; Moore et Wade, 2013 ; Moore, 2001). Cette hétérogénéité reflète la variété des processus de dépôt et des paléoenvironnements. Un des principaux processus contrôlant l'évolution des propriétés réservoirs est la diagenèse, incluant les phénomènes de compaction, cimentation et dissolution (Bathurst, 1972 ; Flügel, 2010). Par exemple, les processus de cimentation de cristaux de calcites et/ou dolomites dans les espaces poreux et les fractures réduisent considérablement la porosité et la perméabilité des aquifères actuels (Brigaud et al., 2009b ; Carpentier et al., 2014). Ils peuvent former des réservoirs ou des barrières de perméabilité pour les circulations de fluides (Heasley et al., 2000 ; Hendry, 2002).

Au cours des dernières décennies, un grand nombre d'études ont été menées pour caractériser l'origine et la chronologie des phases de cimentation dans les systèmes carbonatés anciens (André et al., 2010 ; Vincent et al., 2007 ; Léonide et al., 2014 ; Godet et al., 2018). Les ciments carbonatés qui cristallisent dans les différents espaces poreux et les fractures fournissent des informations majeures concernant la nature, l'origine et la température des circulations de fluides minéralisateurs (Mangenot et al., 2018 ; Beaudoin et al., 2020 ; Brigaud et al., 2020). Ce qui constitue un outil clé pour reconstituer les paléo-circulations de fluides dans les bassins sédimentaires. De manière générale, la succession des événements diagénétiques est ordonnée dans des séquences paragénétiques (Floquet et al., 2012 ;

14

Makhloufi et al., 2013 ; Godet et al., 2016 ; Andrieu et al., 2017, 2018 ; Elias-Bahnan et al., 2020, 2021) afin de caractériser la chronologie relative des transformations diagénétiques qui affectent les roches calcaires (Machel et Buschkuehle, 2008 ; Moore et Wade, 2013). La diagenèse précoce (éogenèse) caractérise les transformations physico-chimiques au cours du dépôt à l'interface eau-sédiment dans les plateformes carbonatées peu profondes et marque les premiers stades de l'enfouissement (Sandberg, 1983). À partir du moment où la chimie des fluides n'est plus contrôlée par les environnements de dépôt et que les eaux porales ne sont plus en connexion avec les eaux de surface, alors l'enfouissement des sédiments est plus important et correspond aux premiers stades de la mésogenèse (Pagel et al., 2014). Au cours de l'enfouissement, la composition des fluides est contrôlée par l'interaction avec la roche encaissante ou provenant de sources externes (Bjorlykke et Jahren, 2012). En profondeur, les fluides peuvent être piégés dans les espaces poreux pour former des eaux connées (Wiltschko et al., 2009; Evans et al., 2012). Les saumures primaires de bassin peuvent être expulsées et précipiter dans les espaces poreux (Quesnel et al., 2019). L'exhumation des bassins sédimentaires marque le début de la télogenèse et de l'influence de fluides météoriques (Cathelineau et al., 1999) à l'origine de la dissolution des roches carbonatées superficielles et du transfert d'éléments chimiques (Swart and Oehlert, 2017). Les séquences paragénétiques fournissent une chronologie relative des événements diagénétiques (Fig. 1.9), de l'éogenèse jusqu'à la télogenèse, mais ne constituent qu'une interprétation des observations pétrographiques sur la base de recoupements et chevauchements des processus diagénétiques (Fig. 1.9) (Choquette et Pray, 1970) et nécessitent une nouvelle approche pour contraindre de manière plus fiable un modèle paléohydrologique (Mangenot, 2017).

La méthode géochronologique U–Pb permet de mieux caractériser la chronologie absolue des événements minéralisateurs et de mieux contraindre le contexte paléohydrologique des bassins sédimentaires (Godeau et al., 2018 ; Pagel et al., 2018 ; Pisapia et al., 2018 ; Shen et al., 2019 ; Brigaud et al., 2020, 2021 ; Hoareau et al., 2021 ; Motte et al., 2021). La combinaison du géochronomètre U–Pb et du géothermomètre  $\Delta_{47}$  sur calcites est un outil innovant afin d'affiner l'évolution paléohydrologique et l'histoire diagénétique des bassins sédimentaires (Fig. 1.10) (Mangenot, 2017 ; Pagel et al., 2018 ; Mangenot et al., 2018 ; Brigaud et al., 2020).

15



Figure 1.9: méthode de construction d'une paragenèse sur la base d'observations pétrographiques et en cathodoluminescence. Cependant ces paragenèses ne constituent qu'une interprétation et manquent de contrainte temporelle (Mangenot, 2017).

Cependant, du fait de la très forte hétérogénéité (isotopique, géochimique et pétrographique) des ciments de calcite et dolomite, il est parfois très difficile de corréler les événements minéralisateurs dans une séquence paragénétique à l'échelle d'un bassin sédimentaire. Par conséquent, la reconstitution de l'histoire paléohydrologique devient plus complexe. Des études passées ont établi que des ciments avec des caractéristiques pétrographiques/géochimiques similaires peuvent se former de manière synchrone (Frank et al., 1982 ; Meyers, 1991 ; Vincent et al., 2007 ; Floquet et al., 2012 ; Braithwaite, 2016 ; Salardon et al., 2017). Ces auteurs ont proposé une corrélation dans l'espace et dans le temps des différentes générations de calcites, néanmoins l'approche pétrographique est-elle suffisante pour reconstituer une paragenèse à l'échelle d'un bassin sédimentaire? Les ciments carbonatés sont parfois corrélés à grande échelle, mais sont-ils vraiment synchrones ? La datation U–Pb *in situ* sur calcite, peut-elle être utilisée pour dater et corréler des événements diagénétiques à l'échelle du bassin sédimentaire ? Cette datation peut-elle préciser une séquence paragénétique ? Le couplage de la datation U–Pb, de l'histoire thermique d'un bassin sédimentaire et des analyses géochimiques peut-il informer plus précisément sur le contexte paléohydrologique?



*Figure 1.10 : reconstruction de l'évolution thermique et temporelle d'un bassin sédimentaire et précipitation de ciments de calcite et dolomite (Brigaud et al., 2020).* 

De nombreux travaux sur l'évolution diagénétique des roches calcaires du Quercy ont été menés (Boichard et Drullion, 1982 ; Dupuy, 1984 ; Bouilhac, 1987 ; Kafa, 1988), conduisant à la réalisation de paragenèses différentes. Ces différences d'interprétations sont liées à la complexité de l'évolution diagénétique des roches calcaires du Quercy, qui présentent de nombreuses transformations diagénétiques et une très grande diversité de caractéristiques pétrographiques. La succession des processus de dissolution et de recristallisation conduit au développement de niveaux poreux (aux échelles matricielles et karstiques) et peu perméables (Boichard et Drullion, 1982 ; Astruc, 1988). Par conséquent, il serait intéressant pour tester les limites de l'approche pétrographique dans la réalisation d'une paragenèse à grande échelle et la reconstruction de l'histoire paléohydrologique, d'utiliser une approche multiméthodes (isotopique, géochimique et géochronologique).

Le premier objectif est de réaliser une séquence paragénétique à l'échelle d'un bassin sédimentaire en combinant des observations pétrographiques avec la méthode de datation radiométrique U–Pb. Le second objectif est d'utiliser une approche multiméthodes afin de reconstituer l'évolution paléohydrologique des calcaires du Quercy et du Périgord. Dans un
### Introduction générale

premier temps, une analyse pétrographique par microscopie optique et cathodoluminescence a été réalisée et complétée avec des analyses géochimiques *in situ*, directement sur lames minces. Une analyse des isotopes stables ( $\delta^{18}$ O et  $\delta^{13}$ C) par spectrométrie de masse à rapports isotopiques et par spectrométrie de masse des ions secondaires a été menée. Les teneurs en éléments des terres rares, en éléments traces, mineurs et majeurs ont été mesurées à partir d'un système d'ablation laser couplé à un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif haute résolution. Des datations U–Pb ont été effectuées sur le même système. La composition en éléments majeurs a été analysée par microsonde électronique. Finalement, des mesures de la thermométrie  $\Delta_{47}$  ont été effectuées et comparées avec une modélisation de l'histoire d'enfouissement et de l'exhumation du Quercy à partir du logiciel Petromod 1D.

### 2.3. Datation des phases de dissolution et de la création de pores dans les roches calcaires

Les propriétés réservoirs des roches carbonatées acquises lors du dépôt sédimentaire sont modifiées par les processus diagénétiques affectant les espaces poreux (Tucker et Wright, 1990 ; Moore et Wade, 2013) et influençant l'évolution des réseaux karstiques (Bakalowicz, 2005). Dans les systèmes carbonatés, la distribution des phases de dissolution et la localisation des réservoirs poreux et karstiques sont difficiles à prédire et à caractériser. Les processus de dissolution/karstification affectent les calcaires et augmentent significativement la porosité et la perméabilité, ce qui augmente la capacité de stockage des aquifères. Par conséquent, les calcaires présentent généralement une grande variété de type de pores (Archie, 1952 ; Choquette et Pray, 1970 ; Lucia, 1983, 2007). Des classifications permettent de différencier les espaces poreux en fonction de la fabrique originelle (*fabric-selective* et *non fabric-selective*) (Choquette et Pray, 1970). Certains types de pores peuvent être le résultat d'un processus de dissolution qui se manifeste à l'échelle millimétrique (intercristalline, intracristalline, moldique et vuggy) ou à l'échelle métrique (porosité karstique) (Choquette et Pray, 1970 ; Lucia, 1995, 2007).

D'autres processus diagénétiques peuvent être à l'origine de création de porosité dans les roches calcaires. Le néomorphisme aragonite-calcite est un processus diagénétique courant dans les carbonates (Bathurst, 1972 ; Maliva et Dickson, 1992). Les coquilles aragonitiques sont remplacées par de la calcite selon deux mécanismes (Martin et al., 1986 ; Maliva, 1998) : (1) la dissolution partielle ou complète de la coquille permettant la création de pores moldiques et pouvant ensuite être remplis par des ciments de calcite ou (2) la transformation aragonitecalcite par remplacement moléculaire avec préservation de la microstructure originelle de la coquille (Folk, 1965 ; Kendall 1975 ; Sandberg 1975 ; Sandberg et Hudson 1983). Le processus de dédolomitisation peut résulter soit du remplacement moléculaire de la dolomite par des cristaux de calcites (sans création de pores), soit d'un processus de dissolution-précipitation avec création de pores moldiques (Kenny, 1992 ; James et al., 1993), dépendant principalement de la texture des dolomites (Fig. 1.11) (Fu et al., 2008 ; Nader et al., 2008 ; Schoenherr et al., 2018). De plus, de nombreuses études ont montré que les processus de dédolomitisation sont étroitement liés aux processus de karstification (Nader et al., 2008 ; Huaguo et al., 2016). Bien que ces processus soient communs dans les roches carbonatées, il est difficile de caractériser la chronologie des phases de cimentation, ainsi que les périodes de création de pores.



Figure 1.11 : processus de dédolomitisation par remplacement moléculaire des cristaux rhomboédriques de dolomite par des ciments de calcite (IIA et IIB) ou par un processus de dissolution et précipitation avec création de pores moldiques (IIC). Ces processus dépendent de la texture initiale du calcaire (Nader et al., 2008).

Un grand nombre d'études ont mentionné la dissolution au cours de la mésogenèse dans les carbonates (Heasley et al., 2000 ; Heward et al., 2000 ; Wierzbicki et al., 2006 ; Jin et al., 2009 ; Zampetti, 2011). Cependant, la création de pores dans les carbonates pendant

### Introduction générale

l'enfouissement est improbable selon les données empiriques et serait plus vraisemblable au cours de la télogenèse (Ehrenberg et al., 2012). Dans les études passées, plusieurs méthodes ont été utilisées pour déterminer l'âge des processus de dissolution et de création de pores. La méthode de géochronologie U–Th est appliquée pour dater la calcite et/ou l'aragonite des spéléothèmes dans les cavités karstiques (Fig. 1.12) (Jaubert et al., 2016), ce qui permet de dater les processus de dissolution. Les spéléothèmes sont de bonnes archives pour la datation des karsts actifs mais ne peuvent pas être utilisés pour dater les ciments calcitiques âgés de plus 600 000 ans (Fig. 1.12) (Andersen et al., 2004 ; Cheng et al., 2013 ; Jaubert et al., 2016). Les paléokarsts sont scellés par des remplissages argileux et sableux qui peuvent contenir des fossiles datables (Legendre et al., 1992 ; Sigé et al., 1997 ; Solé et al., 2021). Néanmoins, cela dépend de leurs qualités, de leurs préservations et de leurs abondances. De plus, des incertitudes peuvent subsister quant à la chronologie entre le processus de dissolution et les remplissages karstiques ultérieurs.



Figure 1.12 : méthode de datation U–Th sur des stalagmites permettant de dater des calcites de la grotte de Bruniquel (Tarnet-Garonne) ayant des âges inférieurs à 500 000 ans (Jaubert et al., 2016).

Contrairement aux ciments de calcite et dolomite, les espaces poreux issus d'un processus de dissolution sont très difficiles à étudier car ils se caractérisent par l'absence de

matrice minérale. Il est donc très compliqué de dater la genèse des espaces poreux dans les carbonates. La méthode géochronologique U–Pb peut-elle permettre de dater la dissolution et création de porosité dans les roches calcaires ? Peut-on dater les processus de néomorphisme et de dédolomitisation ? La porosité se forme-elle de manière synchrone à différentes échelles (cavités millimétriques et métriques) ? Les périodes de karstification sont-elles favorables à la précipitation de ciments ?

Le premier objectif est de proposer une méthodologie pour dater les processus de dissolution et de donner une chronologie de création des pores dans les roches calcaires. Une étude pétrographique détaillée est couplée à la méthode radiométrique U–Pb pour dater les processus diagénétiques dans les calcaires anciens. Par conséquent, le second objectif est de dater les processus de néomorphisme, de dolomitisation, de dédolomitisation, de dissolution et de karstification et de comprendre leurs liens avec les phases de cimentation.

### 4. Secteur d'étude et période géologique étudiée

Ce travail de doctorat se concentre sur les séries carbonatées du Jurassique moyen et de l'Oxfordien de la partie nord du Bassin Aquitain, dans le sud-ouest de la France. Ces formations sédimentaires offrent un enregistrement continu d'environ 20 Ma (Gradstein et al., 2020) qui peuvent être largement étudiée sur la base de nombreuses données d'affleurements et de forages, que ce soit sur les Causses du Quercy (Dépêche, 1967 ; Delfaud, 1969 ; Fabre, 1971 ; Bouroullec et al., 1973 ; Clark, 1976 ; Poitevin, 1979 ; Pélissié, 1982 ; Dhiersat, 1984 ; Bouilhac, 1987 ; Kafa, 1988 ; Cubaynes et al., 1989 ; Rey et al., 1995 ; Lézin et al., 1997 ; Lézin, 2000 ; Lézin et al., 2007) ou en Périgord (Foucher, 1986 ; Faugeras, 1988 ; Faugeras et Bassoulet, 1988). Néanmoins, peu d'études sédimentologiques récentes ont été menées dans cette zone d'étude sur le système carbonaté Aalénien-Oxfordien. Ce secteur d'étude est donc idéal pour l'acquisition de nouvelles données et pour répondre aux problématiques sédimentologiques ciblées. Pour quantifier le contrôle couplé du climat et de la tectonique sur les producteurs carbonatés et les taux de production carbonatés, les données acquises sur le système carbonaté du Bassin Aquitain ont été comparées avec des données provenant de la thèse de Simon Andrieu et du projet MODGEAU porté par le BRGM. L'élargissement à un secteur plus

### Introduction générale

grand permettra, au moins ponctuellement, de bien différencier les facteurs très locaux de ceux plus régionaux et de s'approcher de l'échelle ouest européenne.

Les carbonates des Causses du Quercy et du Périgord ont subi une multitude de transformations diagénétiques post-dépôt, notamment des événements de dissolution et de recristallisation (Delfaud et Lenguin, 1971 ; Sellier, 1973 ; Poitevin, 1979 ; Boichard et Drullion, 1982 ; Dupuy, 1984 ; Bouilhac, 1987). La région des Causses du Quercy a récemment été classée « Géoparc mondial de l'UNESCO » et est marquée par de multiples phases de karstification qui ont permis la formation de « géosites » majeurs. Cependant, les données provenant de ces études semblent être insuffisantes pour caractériser les propriétés réservoirs et les aquifères sur l'ensemble de la pile sédimentaire et constituent une zone d'étude idéale pour étudier la diagenèse et notamment les processus de dissolution/karstification.

Cette thèse couplant la sédimentologie, la stratigraphie séquentielle, la diagenèse, la géochimie et la géochronologie s'attachera à mieux appréhender la répartition de la porosité dans les formations carbonatées du Quercy et du Périgord, soumises à différentes étapes d'altération, de dissolution et/ou de karstification depuis leurs dépôts. Cette approche nécessite de mieux caractériser la formation des aquifères, par une approche intégratrice depuis l'architecture sédimentaire des formations carbonatées à l'origine d'une préstructuration des réservoirs jusqu'à l'histoire post-dépôt où les propriétés réservoirs vont être modifiées par la diagenèse et les paléo-circulations de fluides.

### 5. Organisation du manuscrit de thèse

Afin de répondre aux questions scientifiques posées, ce manuscrit de thèse s'articule autour de 4 parties et 9 chapitres. Il présente des chapitres de contextualisation du secteur d'étude, des méthodes utilisées, d'une discussion générale et d'une conclusion rédigée en français, ainsi que de 4 articles scientifiques en cours de préparation/finalisation rédigés en anglais. Le contexte général de cette thèse est introduit dans le **1**<sup>er</sup> **chapitre** ci-dessus.

### Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

22

Le **2**<sup>ème</sup> **chapitre** intègre le contexte géologique du Bassin Aquitain et celui de l'ouest du Bassin de Paris. Ce chapitre est consacré à la présentation du contexte structural, sédimentaire, paléogéographique, tectonique et géodynamique du paléozoïque à l'actuel. Une synthèse des études diagénétiques et de l'évolution des phases de dissolution/karstification affectant les calcaires jurassiques du Quercy et du Périgord est effectuée depuis le Jurassique moyen. Le **3**<sup>ème</sup> **chapitre** traite des différentes méthodes utilisées en sédimentologie et diagenèse des carbonates, ainsi que les valeurs des différents matériaux de référence afin de garantir le suivi des nombreuses sessions d'analyses géochimiques et géochronologiques.

### Partie II : sédimentologie

Le **4**<sup>ème</sup> **chapitre** présente l'évolution des faciès, des environnements de dépôt et de l'architecture stratigraphique du système carbonaté d'âge aalénien à oxfordien de la partie nord du Bassin Aquitain. Cette évolution est comparée avec des cartes d'accommodation et avec la synthèse des enregistrements isotopiques en  $\delta^{13}$ C et  $\delta^{18}$ O à l'échelle des bassins ouesttéthysiens (Martinez et Dera, 2015) pour discuter du contrôle couplé du climat, de l'eustatisme et de la tectonique. Dans le **5**<sup>ème</sup> **chapitre**, une synthèse à grande échelle de la production carbonatée est proposée pour les Bassins Aquitain et de Paris, en s'appuyant sur les données issues de cette étude et sur des données collectées dans la thèse de Simon Andrieu (Andrieu, 2016) et dans le projet MODGEAU mené par le BRGM (Rouxel et al., 2020).

### Partie III : diagenèse des carbonates

Le **6**<sup>ème</sup> **chapitre** permet de caractériser la chronologie des phases de cimentation qui affectent les calcaires du Dogger et de l'Oxfordien et de proposer une paragénèse et un modèle paléohydrologique à l'échelle de la bordure nord-est du Bassin Aquitain. Le **7**<sup>ème</sup> **chapitre** se focalise principalement sur les processus de dissolution à l'origine de la création de porosité et de comprendre le lien entre dissolution et cimentation en période de karstification.

### Partie IV : discussion générale et conclusion

### Introduction générale

Le **8<sup>ème</sup> chapitre** correspond à la discussion générale qui fait le lien entre les données sédimentologiques et diagénétiques présentées dans les chapitres précédents pour avoir un meilleur aperçu de la répartition des aquifères sur les Causses du Quercy et dans le Périgord. Le **9<sup>ème</sup> chapitre** est la conclusion permettant de répondre aux questions scientifiques posées précédemment et issues des problématiques.

Les références bibliographiques et une partie des données complémentaires sont placées à la fin du manuscrit. Les données brutes utilisées dans le cadre de cette thèse sont à retrouver sur le site d'archivage de données du ministère (http://recherche.data.gouv.fr).

Chapitre 1

Introduction générale

Chapitre 2

## **Partie I**

Contexte géologique/ Matériel et méthodes Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

Chapitre 2

# **Chapitre 2**

Contexte géologique

Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

### 1. Cadres géographique et géologique du secteur d'étude

La zone d'étude se situe dans le sud-ouest de la France, dans les régions Occitanie et Nouvelle-Aquitaine, plus précisément dans la partie nord du Bassin Aquitain où les séries sédimentaires mésozoïque et cénozoïque affleurent (Fig. 2.1). Le Bassin Aquitain est une vaste dépression permettant un important remplissage sédimentaire recouvrant le socle hercynien (Biteau et al., 2006). Ce bassin est encadré au sud par les Pyrénées, à l'est par le Massif Central, au nord-ouest par le Massif Armoricain et à l'ouest par l'Océan Atlantique (Fig. 2.2).



Figure 2.1 : carte géologique de l'ouest de la France et localisation du secteur d'étude présenté en Figure 2.2.

### Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

Le Quercy, située à l'est du secteur d'étude, est une zone géographique d'une longueur de plus de 100 km, d'une largeur variant de 10 à 80 km et couverte majoritairement de terrains d'âge Jurassique (Cubaynes et al., 1989). Cette région est subdivisée en plusieurs Causses : (1) le Causse de Martel au nord de la vallée de la Dordogne, (2) le Causse de Gramat entre les vallées de la Dordogne et du Lot, (3) le Causse de Saint-Chels (ou Gréalou) entre les vallées du Célé et du Lot et (4) le Causse de Limogne entre les vallées du Lot et de l'Aveyron. Le Causse de Cubjac est situé dans le Périgord entre les vallées de L'Isle, de la Loue et de l'Auvézère. Le sud du Quercy fait partie de la Grésigne, au sud de la vallée de l'Aveyron (Fig. 2.2).



Figure 2.2 : carte géologique simplifiée du secteur d'étude, modifiée d'après la carte géologique de la France au 1/1000000. Localisation de la coupe géologique est-ouest présentée en Figure 2.3. En rouge : coupe géologique en Figure 2.3.

Dans le cadre de cette thèse, l'intervalle stratigraphique étudié comprend le Dogger et l'Oxfordien, dont les dépôts s'étendent sur une bande d'affleurement de 150 km du nord au sud, entre le Périgord et les Causses du Quercy, sur la bordure nord-est du Bassin Aquitain. Tandis qu'à l'ouest le Jurassique moyen et supérieur se localisent sous la couverture sédimentaire méso-cénozoïque. Les séries sédimentaires principalement carbonatées présentent un faible pendage général de 2 à 3° vers l'ouest et le sud-ouest (Cubaynes et al., 1989) en direction de l'Océan Atlantique (Fig. 2.3). À l'est, les séries sédimentaires Jurassiques reposent en discordance sur le Massif Central (Fig. 2.2 et 2.3).



Figure 2.3 : coupe géologique est-ouest de la partie nord du Bassin Aquitain montrant un pendage général vers l'ouest (coupe localisée sur la Figure 2.2). Cette coupe a été réalisée grâce à la compilation (1) de l'analyse de profils sismiques par Serrano et al. (2006) et Platel et al. (2008), et (2) des descriptions lithologiques de forages de la base de données du BRESS.

### 2. Cadre structural, sédimentaire et géodynamique du Bassin Aquitain du Paléozoïque à l'actuel

### 2.1. Cadre structural actuel et héritage hercynien

Le Bassin Aquitain est un bassin sédimentaire intracratonique d'une surface de 35 000 km<sup>2</sup> recouvrant un socle hercynien (Biteau et al., 2006). Ce bassin résulte d'une évolution géodynamique polyphasée qui a été influencée par la structure du socle (Villien et Matheron, 1989 ; Bourrouilh et al., 1995). La structure du socle résulte de domaines hérités lors de l'orogenèse hercynienne (Fig. 2.4), dont les roches sont essentiellement datées du Protérozoïque et du Paléozoïque (BRGM et al., 1974) et composées de matériels plissés, schisteux et métamorphisés, incluant également des intrusions magmatiques et volcaniques (Curnelle et al., 1880).



Figure 2.4 : carte des différents domaines de socle et emplacement des accidents hercyniens sur l'ouest de la France (BRGM et al., 1974 ; Autran et al., 1994 ; Ballèvre et al., 2009 ; Edel, 2008 ; Baptiste et al., 2016). Le Quercy et le Périgord se situent dans le domaine Moldanubien (« Moldanubian domain »), tandis que le reste du secteur d'étude entre le domaine sud Armoricain (« south Armorican domain ») et le bloc Aquitain (« Aquitanian block »). Modifié d'après Andrieu (2016).

Le sud du Bassin Aquitain devient un bassin d'avant pays du Crétacé supérieur au Cénozoïque à la suite de la compression Pyrénéenne au Santonien (BRGM et al., 1974 ; Rougier et al., 2016 ; Angrand et al., 2018 ; Espurt et al., 2019 ; Ortiz et al., 2020). Les épaisseurs sédimentaires sont variables du nord au sud : près de 2000 m de sédiments au maximum dans la partie nord-est du Bassin Aquitain (Platel, 1987 ; Cubaynes et al., 1989) et localement 5000 m dans le sud du Bassin Aquitain (Biteau et al., 2006 ; Serrano et al., 2006 ; Issautier et al., 2020). Les séries sédimentaires triasiques et jurassiques reposent en discordance sur les bassins permo-carbonifères et la sédimentation est contrôlée par de grands accidents profonds de socle qui ont rejoués lors d'évènements géodynamiques ultérieurs (BRGM et al., 1974).

Le Bassin Aquitain est structuré par trois grandes directions de faille : NNE-SSW, NW-SE et E-W à WNW-ESE (Gèze, 1954 ; Bonijoly, 1980 ; Dauch, 1988 ; Bourrouilh et al., 1995) visibles sur les terrains jurassiques du Quercy et du Périgord (Fig. 2.2). Cependant, la plupart des accidents sont scellés par la couverture sédimentaire méso-cénozoïque ; leur reconnaissance se base donc sur des études gravimétriques (Autran et al., 1976, 1994 ; Baptiste et al., 2016 ; Edel et al., 2018) et/ou des analyses de profils sismiques (Serrano et al., 2006 ; Platel et al., 2008). Les séries carbonatées du Quercy et du Périgord sont affectées par une tectonique multiphasée du Trias au Miocène (Arthaud et Choukroune, 1972 ; Bonijoly, 1980 ; Gaillard et Masse, 1980 ; Boichard et Drullion, 1982 ; Pélissié, 1982 ; Muratet, 1983 ; Cauliez, 1986). L'évolution des contraintes tectoniques est résumée dans la Figure 2.5.

Les accidents de direction NNE-SSW (Fig. 2.4) se situent sur la bordure est du Bassin Aquitain. La faille de Villefranche-de-Rouergue se place dans le prolongement du Sillon Houiller et de la faille de Toulouse (Fig. 2.2) (BRGM et al., 1974 ; Durand-Delga, 1979 ; Dauch, 1988). Ces grands accidents ont des directions similaires affectant le socle hercynien du Quercy (Curnelle, 1983). Cette direction de faille correspond à des accidents tardi-hercyniens (Arthaud et Matte, 1975) qui ont rejoués en faille normale, inverse et en décrochement (Dauch, 1988) entre le Jurassique supérieur et l'Oligocène. Ces évènements impliquent un abaissement des dépôts du Jurassique du Quercy d'environ 500 m par rapport au socle du Massif Central (Durand-Delga, 1979).



Figure 2.5 : chronologie des événements tectoniques du Quercy du Jurassique inférieur jusqu'au Miocène. Modifié d'après Astruc et Pélissié, 1988 (carte géologique de Cahors).

Les failles qui possèdent une orientation NW-SE (Fig. 2.4) se situent en partie sous la couverture sédimentaire cénozoïque, excepté le grand accident bordier Armoricain (faille de Cornac-Argentat) qui affecte les terrains du Massif Central (Fig. 2.2). Par ailleurs, des études gravimétriques mettent en évidence des discontinuités « nord-aquitaines » qui s'étendent sur plus de 300 km du domaine Armoricain (Autran et al., 1976, 1994 ; Baptiste et al., 2016 ; Edel et al., 2018) jusque dans le Quercy (Durand-Delga, 1979). La gravimétrie montre que l'accident de Villefranche-de-Rouergue et le linéament Ouest-Quercynois se rejoignent vers le sud pour former un bloc crustal (Fig. 2.2 et 2.4) (Durand-Delga, 1979). Les principales discontinuités gravimétriques correspondent aux accidents SAF (« *South Armorican Front »*) et NBSASZ (« *Northern Branch of the Soutern Armorican Shear Zone »*) (Fig. 2.4). Ce dernier est aussi nommé « accident ouest-quercynois » (Fig. 2.2) dans le Quercy (Durand-Delga, 1979). Ce sont des accidents d'âge Paléozoïque formés au cours de l'orogenèse hercynienne (BRGM et al., 1974 ; Curnelle, 1983).

Les accidents de direction E-W à WNW-ESE (Fig. 2.4) apparaissent en bordure de socle et affectent les terrains Jurassiques. Les principales failles sont les suivantes : Vaour, Saint-Antonin-Noble-Val, Vère, Laramière, Bourg, Padirac, Meyssac, Le Change-Condat et Châtres (Fig. 2.2) (Durand-Delga, 1979 ; Dauch, 1988 ; Pélissié et Astruc, 1996). La faille de Villebrumier (Ellenberger, 1937) ou accident sud-grésignol est une faille inverse qui dessine un arc E-W avec une concavité de 10 km, rejoignant de part et d'autre les deux accidents hercyniens (Fig. 2.2). Ce chevauchement avec un rejet vertical d'environ 500 m mets en contact les terrains Jurassiques avec le dôme de Grésigne d'âge Permien (Durand-Delga, 1979 ; Dauch, 1988). Plus au nord, l'accident majeur de Le Change-Condat présente un rejet vertical de 500 m en mettant en contact les calcaires du Dogger et les craies du Campanien inférieur (carte géologique de Thenon, Platel et al., 1999).

### 2.2. Évolution géodynamique

La formation de la chaîne hercynienne résulte de la collision entre deux domaines lithosphériques au cours du Paléozoïque (Fig. 2.6) : la Laurentia au nord et le Gondwana au sud (Matte, 1991 ; Ballèvre et al., 2009 ; Averbuch et Piromallo, 2012 ; Edel et al., 2018). La convergence entre ces deux continents entraîne la fermeture de l'Océan Rhéique au Dévonien supérieur qui aboutit à une tectonique de nappe au Carbonifère inférieur (Ballèvre et al., 2009). L'évolution orogénique se poursuit par une dernière phase de compression entraînant de grands décrochements tardi-hercyniens d'orientation NNW-SSE dont les sédiments du Carbonifère se déposent principalement dans des bassins extensifs syn-orogéniques (Arthaud et Matte, 1975). En Quercy, le Carbonifère supérieur est caractérisé par une phase compressive tardi-hercynienne d'orientation WNW-ESE à NW-SE (Bonijoly, 1980). Cette orogenèse est suivie d'un effondrement gravitaire de la chaîne hercynienne (Burg et al., 1994) par délamination lithosphérique (Averbuch et Piromallo, 2012) causé par une phase tectonique extensive tardicarbonifère qui continue au Permien. Ainsi, sur la bordure nord-est du Bassin Aquitain se forme le bassin permien Quercy-Grésigne bordé par la faille de Villefranche-de-Rouergue et l'accident ouest-quercynois (Fig. 2.3) (Durand-Delga, 1979 ; Serrano et al., 2006).

À la transition entre le Permien et le Trias, l'initiation d'une phase de rifting intracontinental provoque le morcellement de la Pangée et l'ouverture vers l'ouest de l'Océan Téthys (Ziegler, 1982, 1988). En raison de ce régime extensif NE-SW, de nombreux bassins sédimentaires en Europe, dont le Bassin Aquitain, se forment par la réactivation des failles tardihercyniennes (Curnelle, 1983 ; Curnelle et Dubois, 1986). Au Trias, dans le centre du Bassin Aquitain s'individualisent des structures en hémi-graben (Curnelle, 1983).



Figure 2.6 : carte des zones lithosphériques et domaines de socle de la chaîne hercynienne au cours du Carbonifère (Ballèvre et al., 2009).

À la transition Trias-Jurassique, une phase de rifting et de subsidence thermique débute (Bertotti et al., 1993). Les premières phases d'expansion du plancher océanique ont commencé pendant le Sinémurien avec une accrétion océanique extrêmement lente (Sahabi et al., 2004). À partir du Jurassique moyen, la tectonique des plaques entraîne une accélération du mouvement de l'Afrique par rapport à l'Europe, ce qui implique une réorganisation majeure de la cinématique des plaques (Ricou, 1994 ; Sahabi et al., 2004 ; Labails et al., 2010). Cette extension est marquée par la discontinuité « mi-Cimmérienne » (Ziegler, 1975, 1990) survenant au cours de l'Aalénien jusqu'au Bajocien inférieur. Cette phase tectonique correspond à un événement qui pourrait résulter du bombement thermique en mer du Nord (Underhill et Partington, 1993). La tectonique extensive se poursuit pendant le Jurassique supérieur par l'ouverture du sud de l'Atlantique Nord et du Golfe de Gascogne (Handy et al., 2010). Dans le Quercy, la tectonique distensive se poursuit au cours du Jurassique (Fig. 2.5) (Bonijoly, 1980 ; Boichard et Drullion, 1982) avec une probable subsidence du Quercy (Cubaynes, 1986).

Les travaux d'Asti et al. (2022) proposent une chronologie et une distribution des déformations tectoniques à la limite Ibérie/Eurasie au Jurassique supérieur (Fig. 2.7). Dans un premier temps, la déformation affecte simultanément les bords du système avec des contraintes transtensives dans la partie nord du Bassin Aquitain, incluant le Quercy, et la chaîne Ibérique au Kimméridgien, Tithonien puis à l'Aptien, puis migre progressivement vers la partie centrale du système à l'Aptien, Albien et Cénomanien (Fig. 2.7) (Saspiturry et al., 2021 ; Asti et al., 2022).



Figure 2.7 : chronologie des phases tectoniques du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur de plusieurs bassins sédimentaires à la limite des plaques ibérique et européenne (Asti et al., 2022). La zone d'étude incluant le Quercy et le Périgord sont situés dans la première ligne de la figure ci-dessus (« N. Aquitaine B. ») encadré en rouge. Une première phase transtensive affecte le Quercy-Périgord du Kimméridgien au Berriasien. Cette région est ensuite affectée par une émersion généralisée au Néocomien (Aptien-Albien). Enfin le Crétacé supérieur marque la fin de cette période de rifting.

Au cours du Crétacé inférieur, la distension dans le Quercy (Fig. 2.5) est caractérisée par une orientation NNE-SSW (Bonijoly, 1980) à N-S (Boichard et Drullion, 1982 ; Pélissié, 1982) montrant un mouvement sénestre (Curnelle et al., 1980).

Dans les Pyrénées le régime tectonique évolue en système transtensif (Fig. 2.8A-D) (contexte de décrochement sénestre NW-SE, Sibuet et al., 2004 ; Jammes et al., 2009 ; Asti et al., 2022) et permet l'individualisation des sous-bassins de type *pull-apart* de Parentis, d'Arzacq et de Mirande en Aquitaine (Serrano et al., 2006). Dans le domaine Pyrénéen, la phase de rifting débute plus tardivement à partir de l'Aptien-Albien (Fig. 2.8A) (Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Masini et al., 2014 ; Teixell et al., 2016 ; Asti et al., 2022). Cette phase extensive est synchrone avec la rotation antihoraire de la plaque Ibérique (Le Pichon et al., 1970 ; Vissers et Meijer, 2012) et l'amorce de l'ouverture du Golfe de Gascogne (Fig. 2.8B-D) (Biteau et al., 2006).



Figure 2.8 : reconstruction de la cinématique des plaques entre le Jurassique supérieur (Kimméridgien-Tithonien) jusqu'au Crétacé supérieur (Cénomanien). Evolution du rifting au cours du temps (Asti et al., 2022). Le Quercy-Périgord est situé au nord-est des Bassins Nord-Aquitains (« NAB »). (a) Les mouvements transtensifs se concentrent sur les bords du systèmes (en vert) alors que les autres bassins subissent un rifting orthogonal (en bleu). (b) Au cours du Néocomien les bassins sédimentaires peuvent être localement à l'émersion. (c) Au cours de

l'Aptien, l'ensemble des bassins sont affectés par un rifting transtensif à l'exception des bassins nord-pyrénéens (« NPB »). (d) Enfin au cours de la période Albien-Cénomanien la déformation se localise principalement au niveau des bassins Basque-Cantabrien (« BCB ») et Nord-Pyrénéen (« NPB »). ACF, « Ateca-Castellon Fault »; AsB « Asturian Basin »; ArS, « Armorican Shelf »; BCB, « Basque-Cantabrian Basin »; CAF, « Celtaquitaine Flexure »; CCRB, « Catalan Coastal Range Basin »; CoB, « Columbrets Basin »; HF, « Hesperian Fault »; IF, « Ibis Fault »; LF, « Leitza Fault »; MaB, « Mauléon Basin »; NAB, « North Aquitaine basins »; NIF, « North Iberian Fault »; NPB, « North Pyrenean basins »; PaB, « Parentis Basin »; SAB, « South Aquitaine basins »; SPB, « South Pyrenean basins »; VF, « Ventaniella Fault ».

L'amincissement crustal est responsable d'un gradient géothermique anormal de l'Aptien à l'Albien (Lagabrielle et al., 2010 ; Filleaudeau et al., 2012 ; Clerc et al., 2015 ; Vacherat et al., 2016 ; Salardon et al., 2017) variant entre 40 et 60 °C/km dans le domaine Pyrénéen en hyper-extension (Fig. 2.9A-B) (Saspiturry et al., 2020b ; Manatschal et al., 2021). Cependant, l'influence de cet événement et le gradient géothermique sont inconnus dans le Quercy et le Périgord. Considérant le Quercy à 150 km de la zone en hyper-extension dans les Pyrénées, le gradient géothermique pourrait être de 30 °C/km, d'après les travaux de Saspiturry et al. (2020b) et de Manatschal et al. (2021) (Fig. 2.9).

Le Crétacé supérieur correspond au passage progressif entre un régime extensif et compressif en lien avec la convergence des plaques ibérique et européenne (Fig. 2.10) (Angrand et Mouthereau, 2021). D'abord, une phase de guiescence tectonique est associée à une subsidence post-rift au cours du Cénomanien jusqu'au Santonien moyen (Salardon et al., 2017) et à un gradient thermique encore globalement élevé (Clerc et al., 2015). Par la suite, l'initiation de la convergence pyrénéenne se produit à partir du Santonien terminal (Fig. 2.10) (Puigdefàbregas et Souguet, 1986; Puigdefàbregas et al., 1992; Handy et al., 2010; Mouthereau et al., 2014 ; Macchiavelli et al., 2017 ; Ternois et al., 2019 ; Angrand et Mouthereau, 2021) sans création de hauts reliefs montagneux (Mouthereau et al., 2014; Jourdon et al., 2021). Andrieu et al. (2021) mettent néanmoins en évidence un soulèvement possible de la marge ibérique dès le Coniacien, qui marque une contrainte compressive précoce dans les Pyrénées. Les anomalies de températures héritées du rifting crétacé dans les Pyrénées affectent les séries sédimentaires jusqu'aux premiers stades de la compression pyrénéenne au Campanien (Vacherat et al., 2014 ; Izquierdo-Llavall et al., 2020). Au cours du Crétacé supérieur, la compression pyrénéenne de manifeste, dans le Quercy, sous trois directions de raccourcissement orientées NE-SW, NNW-SSE et N-S (Bonijoly, 1980).



#### Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

Figure 2.9 : comparaison de deux modèles thermiques du bassin de Mauléon dans le domaine pyrénéen hyperextensif montrant la variation du gradient géothermique en fonction des différents domaines de rift, proposés par (A) Saspiturry et al. (2020) et (B) Lescoutre et al. (2019) illustré par Manatschal et al. (2021). Plus la distance est grande du domaine en hyper extension (« hyperextended domain ») et plus le gradient géothermique diminue. Des gradients géothermiques normaux de 30 °C/km sont enregistrés dans le domaine proximal.

Au cours du Paléocène, les premières étapes du raccourcissement pyrénéen ont entraîné le soulèvement de la bordure méridionale du Bassin Aquitain (Durand-Delga, 1979 ; Astruc et al., 2000), ainsi que la surrection des Pyrénées (Angrand et Mouthereau, 2021 ; Manatschal et al., 2021). Au cours de l'Éocène, la collision atteint son paroxysme (Teixell et al., 2018 ; Ortiz et al., 2019). Cette tectonique compressive s'enregistre dans le nord-est du Bassin Aquitain (Fig. 2.5) avec le plissement des séries sédimentaires (Arthaud et Choukroune, 1972 ; Bonijoly, 1980 ; Gaillard et Masse, 1980 ; Boichard et Drullion, 1982 ; Pélissié, 1982 ; Cauliez, 1986) et le chevauchement sud-grésignol (Durand-Delga, 1979 ; Dauch et Villard, 1987 ; Dauch, 1988).



Figure 2.10 : évolution des contraintes tectoniques des bassins ouest européens, passage progressif d'un régime transgressif (en bleu) à un régime compressif (en orange) en lien avec la convergence des plaques ibérique et européenne. L'initiation de la convergence dans le domaine pyrénéen débute au Crétacé supérieur (Angrand et Mouthereau, 2021).

Dans le sud de la France, l'initiation de l'ouverture du Golfe du Lion débute au Priabonien (Séranne et al., 2021) et se termine au Miocène (Oudet et al., 2010). Cette phase d'extension NW-SE en Quercy (Fig. 2.5) (Bonijoly, 1980 ; Boichard et Drullion, 1982 ; Cauliez, 1986) provoque localement la formation de fossés d'effondrement. Enfin, une phase

tectonique compressive est enregistrée au cours du Miocène (Fig. 2.5.) dans le Quercy (Bonijoly, 1980 ; Boichard et Drullion, 1982 ; Cauliez, 1986). Cette dernière est caractérisée par un événement de compression complexe lié soit à un événement pyrénéen tardif soit à la collision alpine (Parizot et al., 2021 ; Hoareau et al., 2021). Consécutivement, un soulèvement régional du Massif Central s'est produit du Miocène moyen au Miocène supérieur (Ortiz et al., 2019), ainsi que des bordures du Bassin Aquitain (Barbarand et al., 2020 ; François et al., 2020).

### 2.3. Évolution des dépôts sédimentaires et paléoenvironnements

De nombreuses études sédimentologiques et données de forage ont permis au cours des dernières décennies la détermination des faciès sédimentaires et la reconstruction des environnements de dépôts.

- Le Carbonifère-Permien est caractérisé par la mise en place d'importantes épaisseurs sédimentaires (Fabre, 1971 ; Delsahut, 1981 ; Dauch, 1988). La base des séries est constituée d'environ 300 m de grès fins, de pélites et d'argilites d'âge saxonien. La série évolue au Saxonien-Thuringien avec le dépôt (320m) de grès fins à grossiers, de conglomérats puis d'une alternance d'argilites et de pélites rougeâtres dans lesquelles se trouve du gypse anciennement exploité (Gèze et Durand-Delga, 1943 ; Durand-Delga, 1979).
- Le Trias évaporitique est largement répandu dans les bassins européens (Fig. 2.11A ; Ortí et al., 2017) et est présent dans le sud du Bassin Aquitain (BRGM et al., 1974 ; Biteau et al., 2006). Cependant, sur la bordure nord-est, les dépôts triasiques sont majoritairement détritiques (Fig. 2.11B) et recouvrent en discordance la série sousjacente. Il s'agit de grès grossiers, grès dolomitiques, marnes et conglomérats (Magelink-Assenat, 1983).



Figure 2.11 : carte paléogéographique des dépôts du Trias à l'échelle (A) des bassins ouest Européen et (B) à la limite entre le Massif Ibérique, le Massif Armoricain et le Massif Central (Ortí et al., 2017).

- L'évolution sédimentaire de l'Héttangien consiste en trois étapes distinctes : une phase pré-évaporitique marquée par quelques évaporites, une phase évaporitique caractérisée par des anhydrites, évaporites et brèches dolomitiques, puis une phase postévaporitique avec le développement de tapis stromatolithiques (Magelink-Assenat, 1983 ; Cubaynes et al., 1989).
- Le Sinémurien marque le retour des conditions marines et de calcaires francs à « microrythme », qui expriment une cyclicité à l'échelle centimétrique d'origine stromatolithique (Rey et al., 1981). Le sommet du Sinémurien est représenté par un

*hardground* qui marque la crise lotharingienne (Gabilly, 1976 ; Lefavrais-Raymond et Lafaurie, 1980).

- Le Pliensbachien inférieur (Carixien) est marqué dans le Bassin Aquitain par des calcaires argileux, calcaires à chailles alternants avec des niveaux marneux riches en faunes benthiques et ammonites (Cubaynes, 1986). Au-dessus se développent des argilites, des marnes et des calcaires bioclastiques de la « Barre à Pecten » qui marquent le Domérien (Cubaynes, 1986).
- Le Toarcien montre une nouvelle tendance transgressive sur l'ensemble du Quercy. Les « schistes cartons » présentent des sapropèles avec quelques niveaux de calcaires dolomitisés, tandis que se succèdent des alternances marno-calcaires et des marnes noires avec quelques rares niveaux à oolithes ferrugineuses (Cubaynes, 1986).
- De l'Aalénien à l'Oxfordien, une organisation est-ouest des environnements sédimentaires s'installe dans le domaine Aquitain (Delfaud, 1973 ; Lézin et al., 2007). À l'est, une plateforme carbonatée peu profonde prévaut dès l'Aalénien moyen (Fig. 2.12 ; Lézin et al., 2007) avec des faciès de plateforme interne et de *shoreface* (Fabre, 1971 ; Pélissié, 1982 ; Faugeras, 1988 ; Kafa, 1988 ; Cubaynes et al., 1989 ; Lézin, 2000 ; Lézin et al., 2007). Dans la partie occidentale, se déposent des alternances marno-calcaires d'*offshore* inférieur à supérieur (Fig. 2.13A-B ; Delfaud, 1973). Le « haut-fond occitan » correspond à une paléotopographie englobant le Périgord, le Quercy et les Grands-Causses et est le siège d'une sédimentation carbonatée d'environnements peu profonds (Fig. 2.13A-B ; Delfaud, 1973).
- Les dépôts du Kimméridgien correspondent d'abord à des brèches polygéniques et des alternances marno-calcaires (Pélissié, 1982; Cubaynes et al., 1989). Une régression marine régionale se produit au Tithonien (Biteau et al., 2006), entraînant la formation de séries évaporitiques dans des environnements péritidaux à supratidaux (BRGM et al., 1974; Pélissié, 1982; Cubaynes et al., 1989; Hantzpergue et Lafaurie, 1994; Cubaynes et al., 2004).
- De l'Aptien à l'Albien, les dépôts se concentrent uniquement dans les sous-bassins aquitains (Parentis, Mauléon) et consistent en des calcaires biodétritiques à rudistes, des marnes noires et des marnes gréseuses (Razin et al., 2015 ; Canérot et al., 2015).

East

### West



Figure 2.12 : coupe schématique est-ouest entre le Bassin des Grands-Causses à l'est et le Bassin Aquitain à l'ouest au cours de l'Aalénien moyen. À cette période se développe des faciès de plateforme interne riches en oncolithes (« clayey limestones with oncoids ») dans le Quercy, des grainstones à oolithes (« oolitic limestones ») au niveau du haut structural Castelsarrasin-Montauban et des faciès d'offhore dans le Bassin Aquitain (« zoophycos limestone ») (Lézin et al., 2007).

- Au Cénomanien, une transgression marine (Fig. 2.14) recouvre dans un premier temps les Charentes, le Périgord et le nord du Quercy (Platel, 1987 ; Moreau et al., 1995). Du Turonien jusqu'au Maastrichtien, le Quercy et le Périgord sont caractérisés par des faciès proximaux : des argiles ligniteuses continentales, des calcaires gréseux et des calcaires bioclastiques riches en rudistes et microfaunes benthiques (Platel, 1987). En direction du sous-bassin de Parentis, une plateforme distale se caractérise par des faciès turbiditiques, des marnes à ammonites et microfaunes planctoniques, des calcaires argileux à silex et des séries hémipélagiques. Dans le sillon pyrénéen se déposent des flyschs calcaires, des turbidites calcaréo-gréseuse et des marnes (Razin et al., 2015 ; Bilotte et al., 2015).

- Au Paléocène le domaine aquitain est caractérisé par le développement d'altérites au nord et de calcaires lacustres et calcaires récifaux de plateforme interne au sud. À l'Éocène le Quercy et Périgord subissent une forte période d'altération (Capdeville, 1989 ; Trauth et., 1985 ; Gourdon-Platel et Dubreuilh, 1992 ; Platel et Gourdon-Platel, 2012 ; Astruc et al., 2008). Le reste du domaine aquitain consiste en des dépôts de sables argilo-carbonatés, de sables pyriteux, de grès et d'alternances marno-calcaires (Alabouvette et al., 2015).



Figure 2.13 : (A) paléogéographie et (B) paléotopographie du « haut-fond Occitan » au Jurassique moyen. Il se localise dans le sud de la France, entre le Bassin Aquitain à l'est et le Bas Languedoc à l'ouest. Modifié d'après Delfaud (1973).



Figure 2.14 : dépôts transgressifs Cénomanien en discordance sur le Jurassique érodé dans la partie nord du Bassin Aquitain entre les localités de Rochefort et de Le Boulve. Modifié d'après Platel (1987).

 - L'Aquitanien et le Burdigalien (Miocène) sont marqués par le dépôt de molasses dans tout le domaine Aquitain, localement par des calcaires palustres et lacustres dans le sud du Quercy, et par des dépôts de mer ouverte à l'ouest (Alabouvette et al., 2015).

### 2.4. Évolution tectono-sédimentaire

L'événement extensif tardi-carbonifère permet l'individualisation des bassins permiens (Brive, Gourdon et Lodève par exemple) qui sont contrôlés par une tectonique synsédimentaire (Bonijoly, 1980) et encadrés par le Sillon Houiller et l'accident ouest-quercynois (Dauch et Viallard, 1987) dans le Bassin Aquitain (Fig. 2.15). Par conséquent, de grandes épaisseurs de molasses se déposent atteignant jusqu'à 4000 m d'épaisseur (Fig. 2.15) (Delsahut, 1981).

Au Trias, le Bassin Aquitain est séparé en deux grands domaines de part et d'autre de la « flexure Celtaquitaine » (BRGM et al., 1974). Au sud de cet accident, le bassin subside et enregistre une épaisse série évaporitique (Curnelle, 1983 ; Puigdefàbregas et Souquet, 1986 ; Biteau et al., 2006), tandis qu'au nord se développe à la fois une sédimentation détritique et évaporitique (Fig. 2.16) (BRGM et al., 1974 ; Platel et al., 1996). Cette tectonique synsédimentaire est contrôlée par les structures héritées de l'orogenèse varisque telles que la flexure Celtaquitaine et la Faille Nord-Pyrénéenne (Curnelle et Dubois, 1986) et influence fortement la géométrie du Bassin Aquitain à cette période (Fig. 2.16).

Cubaynes (1986) propose un modèle morpho-structural du Quercy (Fig. 2.17A) à partir d'une étude détaillée des séries du Jurassique inférieur. Il met en évidence des structures en hémi-graben qui basculent suivant des failles d'orientation E-W au passage Carixien-Domérien (Fig. 2.17B). Ce modèle montre la présence de trois haut-fonds : le seuil de Rouergue, le seuil de Castelsarrasin-Montauban et le seuil de Négrepélisse qui vont significativement influencer la sédimentation au Jurassique moyen et supérieur. Une phase extensive au cours du Lias est également associée à la formation de blocs basculés dans le domaine Téthysien (Dercourt et al., 1986 ; Lemoine et al., 1986).



Figure 2.15 : carte des structures anté-triasiques de la bordure nord-est du Bassin Aquitain. Localisation des dépôts synsédimentaires du Permien entre des accidents hercyniens. Modifié d'après Dauch et Viallard (1987) et Dauch (1988).



*Figure 2.16 : coupe géologique schématique nord-sud le long de la façade Atlantique à l'ouest du Bassin Aquitain. Modifiée d'après Gottis (1967), BRGM et al. (1974) et Boichard et Drullion (1982).* 



Figure 2.17 : (A) modèle morpho-structural du sud du Quercy et (B) structure en hémi-graben au passage Carixien-Domérien (Pliensbachien). Modifié d'après Cubaynes (1986).

En Quercy, l'influence d'une tectonique locale, causée par une activité continue des failles du Toarcien supérieur à l'Aalénien moyen est suggérée par une variation significative des épaisseurs sédimentaires et la migration des aires d'accumulation sédimentaire en direction de Gramat et Bruniquel (Fig. 2.18). Les failles NE-SW, NW-SE et E-W sont principalement actives au Toarcien supérieur, tandis que la faille de Villefranche-de-Rouergue et l'accident ouest-quercynois (Fig. 2.19) montrent une activité accrue à l'Aalénien inférieur et

moyen (Lézin et al., 2007). Cette tectonique synsédimentaire est caractérisée également par des variations de faciès sédimentaire de part et d'autre d'accidents. L'augmentation de la subsidence le long des failles hercyniennes et l'individualisation de blocs basculés confirment le rôle de la tectonique durant cet intervalle stratigraphique (Lézin et al., 2007).



*Figure 2.18 : transect de corrélation nord-sud du Toarcien et de l'Aalénien de la bordure nord-est du Bassin Aquitain (Quercy) entre le Pouch et Puycelsi. Modifié d'après Lézin et al. (2007).* 

Par conséquent, l'activité tectonique est responsable du soulèvement des blocs adjacents (« Castelsarrasin-Montauban *structural high* » et « Villefranche *structural high* ») et de l'isolement du Quercy (Fig. 2.19) (Lézin et al., 2007).



*Figure 2.19: localisation des principales failles actives du Toarcien supérieur à l'Aalénien inférieur et moyen dans le Quercy. Les grands accidents montrent des décrochements dextres (Lézin et al., 2007).* 

Au Jurassique moyen, une tectonique syn-sédimentaire (Bonijoly, 1980 ; Pélissié, 1982 ; Pélissié et Astruc, 1996) affecte l'ensemble de la pile sédimentaire (Fig. 2.20), la répartition des dépôts est influencée par des failles orientées N20° induisant une paléogéographie en blocs basculés. Au Bajocien, de fortes épaisseurs sédimentaires sont provoquées par la réactivation les failles synsédimentaires de Padirac et du Bourg (Pélissié et Astruc, 1996).



Figure 2.20 : évolution spatio-temporelle des événements synsédimentaires au cours du Jurassique moyen et supérieur entre la vallée de l'Aveyron et la vallée de la Dordogne, en Quercy. Modifié d'après Pélissié et Astruc (1996).

À partir du Jurassique supérieur, une réorganisation importante des dépocentres se produit (Jammes et al., 2009) à la suite de l'initiation d'une phase tectonique transtensive en lien avec l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord et du Golfe de Gascogne (Choukroune et Mattauer, 1978). Le régime transtensif au cours de l'intervalle Jurassique supérieur-Crétacé inférieur résulte d'une phase de rifting complexe (Asti et al., 2022) le long de la faille décrochante nord pyrénéenne (Jammes et al., 2009), qui va significativement modifier la paléogéographie régionale. La phase de rifting au Crétacé inférieur provoque l'individualisation de domaines de subsidence très importants avec l'ouverture de trois sousbassins (Parentis, Arzacq et Mirande) permettant un enregistrement continu de dépôts syn-
rifts (BRGM et al., 1974 ; Brunet, 1984 ; Bourrouilh et al., 1995 ; Issautier et al., 2020). Il en résulte également de nombreux sommets structuraux (seuil des Landes, de Tarbes et du Quercy-Périgord) émergés et soumis à des périodes d'érosion, latérisation et/ou absence de dépôt dans le sud (Peybernès et Souquet, 1984 ; Puigdefabregas et Souquet, 1986 ; Canérot et al., 1999) et le nord du Bassin Aquitain (Dandurand, 2011 ; Thiry et al., 2006 ; Husson et al., 2015, 2016).

Le sous-bassin de Parentis est un bassin *offshore*, qui correspond à la terminaison orientale du système de rift du Golfe de Gascogne (Bois et al., 1997) où se déposent 4 à 5 km de dépôts syn-rift entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (Biteau et al., 2006, Brunet, 1984, 1994). Par ailleurs, l'initiation de la tectonique salifère au Jurassique supérieur est marquée par des mouvements halocinétiques le long des failles normales dans le sud du Bassin Aquitain (BRGM et al., 1974 ; Montagné 1986 ; Mauriaud, 1987), entraînant localement l'émersion des dépôts du Jurassique (Canérot et al., 2005 ; Labaume et Teixell, 2020).

Une géométrie de flexure pré-orogénique affecte les sédiments du Santonien à la limite des plaques ibérique et européenne dans les Pyrénées (Andrieu et al., 2021). Puis, au cours du Crétacé supérieur, le domaine méridional du Bassin Aquitain subit une forte subsidence thermique post-rift (Brunet, 1983 ; Mathieu, 1986 ; Roca et al., 2011), associée à de forts taux de sédimentation (Serrano et al., 2006). Le Bassin flexural Nord-Pyrénéen enregistre à cette période un remplissage de 5000 m de flysch, localement des variations d'épaisseur sédimentaire sont principalement contrôlées par le diapirisme post-rift (Roca et al., 2011).

Durant l'Éocène jusqu'à l'Oligocène, des sédiments syn- à tardi-orogéniques se déposent parallèlement à l'exhumation de la chaîne pyrénéenne dans le sud du Bassin Aquitain (Coney et al., 1996 ; Beamud et al., 2003, 2011 ; Michael et al., 2014). À cette période, les Pyrénées sont caractérisées par de très fort taux d'érosion, avec le dépôt d'une très grande quantité de sédiments détritiques (Christophoul et al., 2003 ; Barrier et al., 2010 ; Rougier et al., 2016) conduisant au comblement de la partie sud du Bassin Aquitain (Al Reda et al., 2021) avec localement 700 m de molasses. La sédimentation terrigène atteint ensuite le nord du Bassin Aquitain et le sous-bassin de Parentis (Serrano et al., 2006).

En Quercy, le mouvement de faille normale du Sillon Houiller forme un fossé d'effondrement qui est scellé par des Formations du Chattien de l'Oligocène supérieur (Kieken, 1972). Cette tectonique extensive permet l'accumulation d'une grande quantité de sédiments terrigènes (molasses) dans les bassins de Martel, des Maurs, d'Aspières et de Varen (Astruc et al., 1995, 2000, 2003).

## **3. Cadre structural, sédimentaire et géodynamique du Bassin de Paris du Paléozoïque au Jurassique supérieur**

Dans le cadre de cette thèse, le Bassin de Paris ne constitue pas le cœur de cette étude. Cependant dans le cadre d'une étude sédimentologique à grande échelle, le secteur d'étude incluant le Bassin Aquitain a été élargi jusqu'à l'ouest du Bassin de Paris. Une étude à grande échelle de la production carbonatée et des types de producteurs carbonatés en lien avec les grands cycles d'excentricité est proposée pour les Bassins Aquitain et de Paris. Cette synthèse est donc complétée avec les données acquises par Simon Andrieu dans le cadre de sa thèse (Andrieu, 2016) et du projet MODGEAU du BRGM (Rouxel et al., 2020).

#### 3.1. Cadre structural actuel et évolution géodynamique

Le Bassin de Paris est un bassin intracratonique délimité au sud par le Massif Central, à l'ouest par le Massif Armoricain, au nord par les Ardennes et à l'est par le massif des Vosges. Le cadre géographique actuel montre que le Bassin de Paris est connecté au Bassin Aquitain via le seuil du Poitou. Le Bassin de Paris repose sur un socle hercynien où les séries mésocénozoïques sont en discordances sur les bassins permo-carbonifères et enregistrent une sédimentation continue, dont l'épaisseur au centre du bassin est supérieure à 3 km.

L'évolution des dépôts méso-cénozoïques du Bassin de Paris est fortement influencée par les structures héritées du socle d'âge paléozoïque liées à l'orogenèse varisque (Mascle et Caze, 1987 ; Raoult, 1987 ; Lacombe et Obert, 2000). Ces nombreuses failles sont issues de la structuration des différents domaines structuraux cadomien et varisque (Guillocheau et al., 2000). Ce bassin a subi une histoire géodynamique polyphasée où les grands accidents ont pu rejouer en affectant les séries sédimentaires. De nombreuses phases géodynamiques majeures peuvent être individualisées depuis le paléozoïque dans le Bassin de Paris :

- Une phase compressive du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur entraîne la formation de la chaîne varisque avec l'empilement de nappes (Ballèvre et al., 2009).
- Une phase extensive tardi-carbonifère entraîne l'effondrement de la chaîne varisque (Averbuch et Piromallo, 2012). Cette extension se poursuit au Permien, où la réactivation de failles tardi-hercyniennes, permet la création de nombreux bassins permiens (Mégnien, 1980). Du Permien au Trias, une phase extensive majeure se manifeste par une subsidence du bassin causée à la fois par la charge sédimentaire et la relaxation thermique de la lithosphère (Brunet et Le Pichon 1982 ; Prijac et al., 2000 ; Le Solleuz et al., 2004).
- À la fin du Trias, les dépocentres se déplacent vers l'ouest (Perrodon et Zabek, 1991) et la subsidence du Bassin de Paris s'initie avec une dynamique d'enfouissement très importante (Guillocheau et al., 2000).
- Le Jurassique moyen à supérieur est marqué par une période de forte subsidence et par une phase extensive NW-SE (Brunet, 1991 ; Guillocheau et al., 2000). Cette extension est marquée au Dogger par un bombement thermique en mer du Nord (Underhill et Partington, 1993) et est caractérisée dans le Bassin de Paris (Robin, 1997).
- Le soulèvement des bordures du Bassin de Paris à l'est et à l'ouest se produit au cours de la transition Jurassique-Crétacé (Guillocheau et al., 2000 ; Brigaud et al., 2018).

### **3.2. Évolution des faciès sédimentaires, des paléoenvironnements et des producteurs carbonatés de l'Aalénien à l'Oxfordien de la bordure ouest du Bassin de Paris**

Les Formations carbonatées du Jurassique moyen et supérieur de l'ouest du Bassin de Paris forment une bande d'affleurement de plus de 500 km entre Deauville et Montbron (Fig. 2.21). De très nombreuses études sédimentologiques ont été menées sur l'ouest du Bassin de Paris (Mourier, 1983 ; Foucher, 1986 ; Branger, 1989 ; Dugué, 1989 ; Rioult et al., 1991 ; Lorenz, 1992 ; Gonnin et al., 1992, 1993, 1994 ; Préat et al., 2000 ; Dugué, 2007 ; Lenoir, 2012) et résumées dans la « synthèse géologique du Bassin de Paris » (Mégnien et Mégnien, 1980). De plus des cartes de faciès sont élaborées afin de montrer l'évolution des faciès sédimentaires et des paléoenvironnements de l'Aalénien à l'Oxfordien (Enay et Mangold, 1980). Cependant, ces études restent limitées à des zones géographiques restreintes et/ou à des périodes géologiques spécifiques.

	SEQUENCES (2 <sup>ème</sup> ordre)		>				_
SUD	MONTBRON	Calcaires oolithiques et	Conalitiens de Garat	Calcaires crayeux de	Calcaires de calcaires combe vilhomeur	Polomies de Montbron Argiles et marnes grises	
	SAINT-MAIXENT I'ÉCOLE	M. Schisteuses et Calcaires blancs de Eors Marnes grises à spongiaires Marnes grises à A	spongiaires	Ma. de Velluire Calcaires argileux de Pamproux	Calcaires à sileX Calcaires à silex Calcaires à silex Calcaires ponctués de Saint-Maixent	Marnes bleues	Surfaces de régression maximale troisième ordre second ordre
NS SÉDIMENTAIRES	POITIERS	Calcaire argileux et glauconieux de Mirebeau sanc de Pierre sublithographique	ji- gonctuations rousses ou Pierre grise de Bonnillet Pierre des Lourdines	Ithes Ithes Ithes Ithes Ithes Ithes Ithes Ithes	Cal. graveleux de Poitiers Calcaires graveleux de Poitiers clastiques de Poitiers	clastiques de Poitiers oolites et à du Poitou que bioclastique ilex du Poitou t calcaires lu Poitou	us de sédimentation
	THOUARS	Marnes et calcaires argileux de Lencloître de Lencloître de Lencloître calcaires et marne	glarres et marre à oolithes ferruç neuses du Poitc	ire à Scalcaire à Scalcaire à Scalcaire à Scalcaire à Scalcaire à Calcaire à	Calcaire fin à silex de Thouars	Calcaires à bio Calcaires à oncoïdes é calcaires dolomiti à rognons de s à silex d	zerne
	e saumur	à Marnes à bancs de calcaire argileux du saumurois		all Calcalcalcalcalcalcalcalcalcalcalcalcalca	Calcaire à beige à beige à beige à beige à beige à beige de beige à beige de boué-la-caires et marnes à beine, beaumurois et du saumurois de boutaine.	Calcaire Calcaire Sublithogra- sublithogra- saumurois	e rampe ext
DRMATIC	ANS LA FLECH	<pre>Amarnes Amarnes Amarnes Amarnes Amarnes</pre>	Particles at cal d'aubigne triard Anglies et cal d'aubigne triard Anglies et cal d'aubigne Argiles et Vacherie	mes sableuses à scalcaires du Mans caire ferrugineux du Mans rnes à <i>Ryncho-</i> 5 ella spathica c de Pescheseul	atship a montioning a montioning and a montioning and a montion of the design of the d	ite fin S av de S are et lentiles onlie de sable de S Loué	rampe médian
E	LENCON LE M	et calcaires u Perche	leosol de Bellevue de Bellème de la Ferre-Be de Bellème de la Ferre-Be la Bellème de la Ferre-Be du Vairais	Saint-Fulgent Ma to a montrator to a su de feille banc use Fold sa de feille banc use Fold sa de feille banc Maresché Ama anresché Mai arres Socieru. de Wan Mai arres de Surde utthe de Surde utthe de Surde evain Ma. de Domfont@an	assure to the second tend of the second tend of the second tend of the second tend of the second of	Sables et Sables et Gr Gr Gr Gr Gr Gr Gr Gr Gr Gr Gr Gr Gr	shoreface
	ARGENTAN A	ables, grès e à Astartes d	s de Glos Calcaire conallien S (Galcaire conallien S (Galcaire conallien S (Galcaire conallien S (Galcaire s) and the second sec	se des Carreaux/S. de Ma de Montario de Chemilli d'Almenêche Marnes et calc d'Almenêche Marnes et calc d'Almenêche Marnes et calc d'Almenêche de Chemilli	Another and the second		illien bioconstruit
D	E CAEN	rétacée 7 S	Principle State Sabit	le Dives <sup>2</sup> Ass revecoeur <sup>3</sup> Ma. ca. et s d'Exmes mmopsis latesulcata Marnes de Couffenn Marnes oville <sup>3</sup> Cornbrash s	villes concertaine can write a process and concertaine write and concertaine can write a concert status and write write and concertaine the concertaine de Caen Calcaire de Caen calcaire de Caen spongiaires spongiaires yrrugineuse	ière	calcaire corc
NOR	DEAUVILL	Erosion c	Calcaire gréseux d'H Coral Raq Calcaire d'Auber Argiles à <i>Lopha gre</i> Oo. lerrugineuse de Marnes de	Marnes c Ma. ca. et sa. de c Marnes d'Argences Marnes d'Esc Argiles de Lion	Calculate de Runs Calculates de Bio Calculates de Bio Calculates de Bio Anter Schalabert 3 clas Manes de Porten Bassage Cauches de Passage Cauches de Passage Cauches de Bã	Could Mal Oolithe fe neuse aalé	al agon
SEQUENCES DE L'OUEST	DU BASSIN DE PARIS 3 <sup>ente</sup> ordre 2 <sup>ente</sup> ordre	IIVII	SSS SSS SSS SSS SSS SSS SSS SSS SSS SS	MJXV MJXIV MJXIII MJXIII MJXII	MJVII Bajocien-Bathonier		s Mées
S VIES VIES VIES	njizyhtət Ağrobboré Boréales	bimanimatum bimanimatum philactura philactura bimanimatum binanimatum binanima	miniciana miniciana sarina plicatilis enside condatum mariae	lamberti coronatum coronatum data laviense caloviense caloviense koegini viense sultava herveyi macose	retrocal orbits progracilis zigzag parkinsoni garantiana niortense	numentaria proprintaria decues beruter bradforensis murchisonae opalinum	MENTS DE DÉPOT re de Valframbert re à oncolithes de
SEDATÈ -		SUPÉRIEUR				AALENIEN AALENIEN INFÉRIEUR MOYEN SU. INFÉR.	NVIRONNEA 1*: Calcair *: Calcair

Chapitre 2

Figure 2.21 : diagramme chronostratigraphique des Formations sédimentaires de la bordure ouest du Bassin de Paris, entre les localités de Deauville et Montbron. Cette figure a été réalisée par Simon Andrieu.

Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

Les travaux de thèse d'Andrieu (2016) permettent une mise en cohérence des concepts de sédimentologie et stratigraphie séquentielle à grande échelle afin de reconstruire l'évolution des faciès sédimentaires, des environnements de dépôt et de l'architecture stratigraphique des formations sédimentaires du Jurassique moyen et de l'Oxfordien.

À partir des coupes sédimentaires étudiées et des données de forages, 5 transects de corrélation ont été réalisés permettant de reconstruire l'évolution de la plateforme carbonatée de l'ouest du Bassin de Paris (Fig. 2.22) et de caractériser les variations de faciès et d'architecture de l'Aalénien à l'Oxfordien (Andrieu, 2016). Cette étude a été complétée avec la réalisation de 9 transects de corrélation (Fig. 2.23) dans le cadre du projet MODGEAU du BRGM (Rouxel et al., 2020).

L'Aalénien est une période géologique à faible production carbonatée et est principalement dominée par des producteurs *heterozoans* (échinodermes, bryozoaires et bivalves) que ce soit en domaine distal ou proximal. Les taux d'accumulation de carbonates augmentent significativement à partir du Bajocien et du Bathonien. Les producteurs *photozoan* (coraux) dominent les environnements de *shoreface* tandis que les producteurs *heterozoans* se développent majoritairement dans les environnements d'*offshore*. Cependant, des producteurs *heterozoans* peuvent localement être présents dans des environnements de shoreface, notamment dans le Calvados au Bathonien. Au début du Callovien, les taux d'accumulation de carbonates diminuent significativement, des marnes, des hiatus sédimentaires et des producteurs heterozoans se développent dans un environnement d'*offshore* inférieur. Les taux d'accumulation de carbonates augmentent de nouveau au cours de l'Oxfordien moyen à supérieur avec une occurrence de producteurs *photozoans* en domaine proximal et de marnes en domaine distal (Andrieu, 2016).



Figure 2.22 : localisation de 5 transects de corrélations sur l'ouest du Bassin de Paris (Andrieu, 2016).

Chapitre 2



Figure 2.23 : localisation des 9 transects de corrélation réalisé dans le cadre du projet MODGEAU du BRGM (Rouxel et al., 2020).

## 4. Les dépôts de l'Aalénien à l'Oxfordien de la bordure nord et nord-est du Bassin Aquitain

#### 4.1. Évolution paléogéographique et paléoenvironnementale

Au cours du Jurassique moyen et supérieur, le Bassin Aquitain se développe dans une mer épicontinentale peu profonde à des paléolatitudes subtropicales de 20-25°N (Fig. 2.24A) (Thierry et Barrier, 2000).



Figure 2.24 : (A) carte paléogéographique du domaine téthysien au Jurassique moyen (modifié d'après la carte du Jurassique supérieur, Ron Blakey, https://deeptimemaps.com). Évolution paléogéographique et localisation du Bassin Aquitain (B) à l'Aalénien, (C) au Bajocien supérieur, (D) au Bathonien, (E) au Callovien et (F) à l'Oxfordien moyen (Enay et Mangold, 1980 ; Ziegler, 1988 ; Purser, 1989 ; Thierry et Barrier, 2000 ; Hendry, 2002 ; Strasser et al., 2015). Modifié d'après Andrieu (2016) et Andrieu et al. (2016).

Les dépôts du Jurassique moyen sont caractérisés par l'installation et le développement de plateformes carbonatées dans de nombreux bassins sur la marge NW de la Téthys, remplaçant progressivement la sédimentation marneuse qui dominait au Toarcien (Enay et Mangold, 1980). Dans le nord du Bassin Aquitain, une barrière oolithique de haute énergie délimite un domaine de plateforme interne à l'est d'un domaine de plateforme ouverte à l'ouest (Delfaud, 1973).

L'Aalénien se caractérise par de faibles taux de production carbonatée, des niveaux condensés et des hiatus sédimentaires du Bassin Aquitain jusqu'au Bassin de Paris (Enay et Mangold, 1980; Andrieu et al., 2016). Dans le Bassin Aquitain, les dépôts carbonatés de plateforme interne (Fig. 2.24B) se développent à partir de l'Aalénien moyen (Enay et Mangold, 1980; Lézin et al., 2007).

Le Bajocien est caractérisé comme une période de forte productivité carbonatée (Dromart et al., 1996 ; Andrieu et al., 2016) avec le développement de faciès bioclastiques et oolithiques en Europe occidentale (Enay et Mangold, 1980). Au Bathonien, un lagon s'individualise dans les Bassins de Paris et Aquitain, la sédimentation est dominée par les boues carbonatées d'environnement calme et peu profond (Fig. 2.24C-D) où d'importants taux d'accumulation carbonatée peuvent être enregistrés (Andrieu et al., 2016).

Le Callovien et l'Oxfordien inférieur sont marqués par une crise majeure de la production carbonatée (Azerêdo et al., 2002 ; Lécuyer et al., 2003) et une réduction drastique des taux de production carbonatée à l'échelle ouest-téthysienne (Dromart et al., 2003a, 2003b ; Andrieu et al., 2016). Une sédimentation marneuse et argileuse domine dans le Bassin de Paris, localement des faciès argilo-sableux se développent sur le seuil du Poitou (Enay et Mangold, 1980). Cependant, en Aquitaine, une sédimentation carbonatée micritique d'environnement proximal subsiste (Fig. 2.24E) (Pélissié, 1982). Cette diminution drastique de la sédimentation s'explique par une modification des paramètres océanographiques (eutrophisation) en Europe (Bradshaw et Cripps, 1992 ; Azerêdo et al., 2002 ; Aurell et al., 2003 ; Rais et al., 2007 ; Ramajo et Aurell, 2008).

L'Oxfordien moyen est une période de diversification des récifs coralliens (Leinfelder et al., 2002 ; Martin-Garin et al., 2010, 2012) et de développement de lagons (Brigaud et al., 2009 ; Andrieu et al., 2016) dans le domaine ouest-téthysien (Fig. 2.24F). Cette période est considérée comme une période de transgression marine globale (Haq, 2017), de réorganisation océanique (Dera et al., 2015) et de taux élevés de production de carbonates (Rais et al., 2007). Des environnements à sédimentation marneuse se maintiennent à l'ouest du Bassin Aquitain (Enay et Mangold, 1980).

#### 4.2. Organisation sédimentologique et stratigraphique

#### **4.2.1. Historique des études sédimentologiques**

Le Jurassique moyen et supérieur de la bordure nord-est du Bassin Aquitain a été longuement étudié d'un point de vue sédimentologique, stratigraphique et biostratigraphique au cours des dernières décennies. Les premiers travaux publiés ont été réalisés par Mouret (1891) avec l'établissement des premières cartes géologiques au 1/80 000<sup>ème</sup> et la reconnaissance des premières unités lithostratigraphiques. Une synthèse des dépôts jurassiques du Quercy est réalisée par Thévenin (1903) qui effectue les premières études biostratigraphiques. De nombreux auteurs précisent les travaux antérieurs sur le Jurassique en établissant un cadre stratigraphique (Ellenberger, 1938 ; Durand-Delga et Cavaillé, 1947 ; Gèze, 1954) et biostratigraphique (Dufaure, 1958 ; Dépêche, 1967). Delfaud (1969) est le premier auteur à proposer des corrélations lithostratigraphiques à partir de méthodes d'analyse séquentielle, ce qui permet la définition des formations sédimentaires aaléno-oxfordiennes du Quercy.

Par la suite, de nombreuses études lithostratigraphiques et biostratigraphiques ont été menées à partir des données de forages et sur les affleurements de l'Aalénien à l'Oxfordien dans le nord-est du Bassin Aquitain. De nombreuses ammonites du Callovien et de l'Oxfordien ont été identifiées dans les forages de Saint-Félix (1958), Pouillac (1960) et de Losse (1960). La plupart de ces études se concentrent sur une zone géographique restreinte comme le Périgord (Faugeras, 1988 ; Faugeras et Bassoulet, 1988), le nord du Quercy (Poitevin, 1979 ; Dhiersat, 1984 ; Bouilhac, 1987), le centre du Quercy (Clark, 1976 ; Pélissié, 1982 ; Pélissié et Peybernes, 1982) ou le sud du Quercy (Fabre, 1971). Les études à plus grande échelle traitant de l'ensemble

du Quercy se concentrent uniquement sur des intervalles stratigraphiques spécifiques tels que de l'Aalénien au Bathonien (Kafa, 1988) et le Bathonien-Callovien (Delfaud et Lenguin, 1970 ; Bouroullec et al., 1973). L'ensemble de ces travaux sont synthétisés par Cubaynes et al. (1989), qui proposent un cadre sédimentologique, lithostratigraphique et séquentiel robuste. Des marqueurs biostratigraphiques tels que des ammonites, des brachiopodes, des foraminifères et des ostracodes ont été identifiés et localisés dans les affleurements et dans les forages, permettant de construire un cadre biostratigraphique détaillé et fiable au niveau de la biozone à ammonites pour les Formations sédimentaires étudiées. Cependant, la qualité de la datation des étages géologiques n'est pas uniforme sur l'ensemble de la série étudiée. L'Aalénien et le Bathonien sont robustement calés biostratigraphiquement, tandis que le calage temporel des étages du Bajocien, Callovien et Oxfordien sont plus imprécis.

En parallèle, une campagne de cartographie est menée par le BRGM à partir des années 80 et jusque dans les années 2000 afin de réaliser des cartes géologiques au 1/50 000<sup>ème</sup> du Quercy et du Périgord. Les travaux les plus récents ont été menés sur l'Aalénien du Quercy (Lézin et al., 1997 ; Lézin, 2000 ; Lézin et al., 2007). Ils consistent en une étude sédimentologique et faciologique très précise et une corrélation à grande échelle des unités sédimentaires à la transition Lias-Dogger.

#### 4.2.2. Historique des forages pétroliers et/ou d'exploration pétrolière

La présence d'hydrocarbures dans le Bassin Aquitain est avérée depuis le 19<sup>ème</sup> siècle, cependant l'exploration n'a commencé qu'à partir des années 40 et jusqu'aux années 90 (Biteau et al., 2006) avec le forage de plus de 440 puits. Le Bassin Aquitain et le domaine nord-pyrénéen furent les plus importants bassins sédimentaires pour la production d'hydrocarbure en France à cette époque (Serrano et al., 2006).

Les sous-bassins d'Arzacq, de Tarbes et du Comminges (Fig. 2.25) ont été les premiers forés avec la découverte du premier gisement de Saint-Marcet en 1939, il s'agit d'un gisement de gaz exploité par une société pétrolière française, la Régie Autonome des Pétroles (RAP). Par la suite, le développement de plateforme pétrolière a permis de forer des puits à plus grande profondeur (de 2000 à 5000m) entre 1945 et 1946 (Héritier, 1994) permettant la découverte

#### Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

de nombreux champs. Le développement des techniques de forage couplé aux données sismiques, gravimétriques et magnétiques ont permis une augmentation significative de l'exploitation pétrolière (Bourrouilh et al., 1995). Le gisement de gaz géant de Lacq, découvert en 1949, a assuré près de 70 % de la production en gaz national, et son exploitation s'est terminée en 2012 (Serrano et al., 2006). L'exploration se poursuit au nord des sous-bassins d'Arzacq, de Tarbes et de l'Adour, conduisant à plusieurs découvertes de pétrole entre 1970 et 1984.



Figure 2.25 : carte du sud-ouest de la France et position des sous-bassins de Parentis, de l'Adour et de Mirande correspondant aux limites d'extension du Crétacé inférieur. Les sous-bassins d'Arzacq, Lacq et Tarbes correspondent aux dépocentres au Crétacé inférieur. Le sous bassin du Comminges au dépocentre du Crétacé supérieur. Localisation des forages pétroliers du Bassin Aquitain. Modifié d'après Biteau et al. (2006) et Serrano et al. (2006). Données de forage provenant de <u>www.minergies.fr</u>.

Les réservoirs d'hydrocarbures du sud-ouest du Bassin Aquitain et par conséquent les forages d'exploration pétrolière sont principalement situés dans le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, dans les Formations « Dolomie de Mano » et « Dolomie de Meillon », qui sont des réservoirs carbonatés fissurés (Fig. 2.25). La plupart de ces forages traversent la série mésozoïque, ce qui implique une très grande quantité de données lithostratigraphiques et diagraphiques, qui ont pu être utilisées dans cette étude pour établir des corrélations à grande échelle à travers le Bassin Aquitain.

#### 4.3. Études et échelles biostratigraphiques du Jurassique

De nombreuses études biostratigraphiques ont été menées sur les affleurements d'âge aalénien à oxfordien en Quercy (Dépêche, 1967 ; Delfaud, 1969 ; Fabre, 1971 ; Bouroullec et al., 1973 ; Clark, 1976 ; Poitevin, 1979 ; Pélissié, 1982 ; Dhiersat, 1984 ; Bouilhac, 1987 ; Kafa, 1988 ; Cubaynes et al., 1989 ; Lézin et al., 1997 ; Lézin, 2000 ; Lézin et al., 2007) et Périgord (Foucher, 1986 ; Faugeras, 1988 ; Faugeras et Bassoulet, 1988). De même, quelques études biostratigraphiques ont été réalisées d'après les données de forages (ammonites du Callovien à Oxfordien, dans les forages de Saint-Félix, Pouillac et Losse, forés de 1958 à 1960).

Ces études recensant et localisant les faunes à ostracodes, foraminifères, brachiopodes et ammonites, ont permis, en comparant les espèces retrouvées avec les travaux d'Alméras et al. (2013, 2014, 2015) de proposer un calage des formations sédimentaires de l'Aalénien (Fig. 2.26). De plus, l'échelle biostratigraphique du Groupe Français d'Étude du Jurassique (Cariou et Hantzpergue, 1997), permet un calage temporel fiable et précis des formations sédimentaires bajociennes à oxfordiennes dans la partie nord du Bassin Aquitain (Fig. 2.27). Ces études permettent de faire une correspondance des faunes à ostracodes, foraminifères et brachiopodes avec les zones à ammonites des domaines téthysien et boréal. Par conséquent, la datation des Formations sédimentaires du Périgord, du Quercy et la partie nord du Bassin Aquitain est possible ( $cf \ s$  partie synthèse lithostratigraphique et biostratigraphique ci-dessous).



Figure 2.26 : biostratigraphie des faunes à brachiopodes du Lias et de l'Aalénien du Quercy (Alméras et al., 2013).

		AMMONITES				BRACHIOPODES			
ÉTAGES		Domaine euro-boréal		Domaine méditerranéen		Domaine nord-téthysien français		Domaine NW européen français	
		ZONES	Sous-zones	Sous-zones	ZONES	Zones	Sous-zones	Zones	Sous-zones -Horizons-
	T	LAMBERTI	Lamberti	Lamberti	LAMBERTI			A second at the set of	
	1.		Henrici	Poculum	ATHLETA	Zone d'intervalle		Aromasitnyins	
	érié	ATHLETA	Spinosum	Collotiformis				dreyfussi	
	dns	AIHLEIA	Proniae	Trezeense				Septaliphoria	Septatiphoria orbignyana
			Phaienum	Rota		Donconlighthrough			ct
		CORONATUM	Grossouvrei	Leuthardti	CORONATUM			orbighyana	Dorsoplicathyris
	yen	CORONATION	Obductum	Baylei		demonstration		ei Dame Kantharda	dorsonlicata
E E	ů	LASON	Jason	Tyranniformis	ANCEDS	dorsopheata		Dorsophicatnyris	Aromasithyris
5		JILOON	Medea	Stuebeli	ANCEIS			dorsoplicata	aromasiensis
Q		CALLOVIENSE	Enodatum		GRACILIS				
13		CITEDO I IEROE	Calloviense	Patina		Robustirhynchia			
N.			Galilaei			tenuiformis et			Aromasithyris almerasi
U Č		KOENIGI	Curtilobus	Michalskii				Rhynchonelloidella	et
	ien		Cowarianue	Laugieri		Aromasithyris		spathica	Septaliphoria mourdoni
1	lér			Pictava		almerasi			
	-		Gowerianus	Rehmanni					
		HERVEYI	Kamptus	Prahecquense	BULLATUS				Cererithyris nutiensis
			Terebratus	Bullatus				7	Corolini fila nationala
			Keppleri			Zone d'intervalle		Zone d'intervalie	
		DIOCUG	Discus	Discus	DISCUS			Burmirhynchia	Burmirhynchia proteiformis
1		DISCUS	Hollandi	Hollandi	DISCUS			elegantula	Goníorhynchia boueti
	ieu	OBBIG		Hannoveranus		Wattonithyris circumdata	et Arceythyris diptycha	Wattonithyris	
	ıpćı	OKBIS		Blanazense	RETROCOSTATUM	Burmirhynchia turgida		circumdata	
z	15	HODSONI		Fortecostatum		et			
H				Bullatimorphus	BREMERI	Tubithyris globata		Kallirhynchia	-Burmirhynchia decorata-
Z		MORRISI		Dunatinorpitus	MODDISI	Tone d'intervalle		concinno	<ul> <li>B. turgida-</li> </ul>
Ĕ	5	SUBCONTRACTUS			SUBCONTRACTUS	Antintyching hivellate	L	concinna	-Kallirhynchia concinna-
AT	nov.	obcontract03		Progracilis	PROGRACILIS	- contraction of variatia	[		
B I	-	PROGRACILIS		Orhignvi		Zone d'intervalle		Zone d'intervalle	
		TENUIPLICATUS	Tenuiplicatus	Tenuiplicatus		Formosarhynchia		Some a microunte	
	ien	ZIGZAG	Yeovilensis	Recinctus	AURIGERUS		Rugitela cadomensis et		
	fér		Macrescens	Macrescens	710710		Tubithyris whatleyensis	Rugitela cadomensis	
	B.		Convergens	Parvum	ZIGZAG	dumortieri		11 Tanahan tala 11	Millithyris arvierensis
D.1.10	OID	DU DV DVGOU"	D 4 1				Gnathorhynchia	Terebratula	
BAJOCIEN		PARKINSONI	Bomfordí			<b>V</b>	Vouitensis	moveherensis	

Figure 2.27 : biozonation des faunes à ammonites du Bathonien et du Callovien dans les domaines euro-boréal, méditerranéen et comparaison avec les associations à brachiopodes (Cariou et Hantzpergue, 1997).

#### 4.4. Synthèse lithostratigraphique et biostratigraphique

### 4.4.1. Les Formations sédimentaires du Quercy de l'aalénien à l'oxfordien *4.4.1.1. Formation d'Autoire*

Les dépôts d'âge aalénien font partie de la Formation d'Autoire (Fig. 2.28) et sont associés aux membres des calcaires bioclastiques à lamellibranches (Lézin, 2000) et des calcaires à oncolites de la Toulzanie dont l'épaisseur varie de 2 à 10 m (Cubaynes et al., 1989). Les calcaires bioclastiques à lamellibranches correspondent à des alternances marno-calcaires qui passent progressivement à des calcarénites riches en échinodermes. Ce membre est daté de l'Aalénien inférieur (zone à Opalinum) grâce aux ammonites Leioceras opalinum, Leioceras opaliniforme (Lézin et al., 1997), Leioceras subglabrum, et Leioceras lineatum (Lézin et al., 2007) et aux brachiopodes Lobothyris haresfieldensis, Monsardithyris catzigrasae, Rhynchonelloidea goyi, Rhynchonelloidea ruthenensis, Zeilleria faurei (Alméras et al., 2013). Les Calcaires à oncolites de la Toulzanie sont marqués par des calcaires riches en oncolithes et bioclastes (Lézin et al., 2007). Les espèces de brachiopodes suivantes datent la zone Murchisonae de l'Aalénien moyen : Sphaeroidothyris silicea, Monsardithyris trilineata, Pseudoglossothyris brebissoni, Lophrothyris contracta, Zeilleria leckenbyi, Stroudithyris pisolithica, Globirhynchia subobsoleta (Fauré et al., 2000 ; Lézin et al., 2007 ; Alméras et al., 2013). Enfin le sommet de ce membre est constitué de *packstones-grainstones* à péloïdes et de dolomicrites contenant des géodes silico-calcitiques (Lézin et al., 2007).

Les Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac (Fig. 2.28), d'une épaisseur de 50 à 80 m, sont composés majoritairement de *grainstones* à oolithes, de péloïdes et de bioclastes (coraux, algues, bivalves), présentant des stratifications entrecroisées (Pélissié, 1982 ; Cubaynes et al., 1989). Ces faciès granulaires subissent un processus de dolomitisation secondaire et présentent de nombreux fantômes d'ooïdes. Au-dessus, le membre des Dolomies bréchiques du Pech Affamat (Fig. 2.28), d'une épaisseur de 10 m, présente des calcaires granulaires à stratifications entrecroisées, des paléosols, des niveaux à lignites et microbialites et des géodes calcitiques fibroradiées d'environnement évaporitique de sebkha (Pélissié, 1982 ; Bouilhac, 1987 ; Cubaynes et al., 1989). Une seule espèce d'ammonite a été découverte dans les niveaux oolithiques recristallisés dans la carrière de Faycelles (Lot) et identifiée comme étant *Garantiana garantiana* par Gérard Lafaurie et datant le Bajocien supérieur (Clark, 1976).



Figure 2.28 : étages géologiques, Formations et membres sédimentaires (Delfaud, 1969), log synthétique et séquences de dépôt du Quercy (Cubaynes et al., 1989). Modifié d'après Cubaynes et al. (1989).

#### 4.4.1.2. Formation de Cajarc

Cette Formation est subdivisée en cinq membres (Cubaynes et al., 1989). Le premier membre des Calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol (Fig. 2.28) montre une puissance variable de 0 à 25 m et est caractérisé par une grande variété de faciès sédimentaires (Cubaynes et al., 1989). Ce membre débute par des niveaux micritiques de lagon pauvres en bioclastes, puis passent progressivement à des niveaux plus granulaires. Ces calcaires correspondent à des *grainstones* à oolithes, péloïdes et intraclastes, des *mudstones* massifs à pseudomorphose de gypse, des *mudstones* bioclastiques à laminations planes. Certains niveaux présentent des dômes stromatolithiques, fentes de dessiccation, lignites, microkarstification et localement quelques stratifications entrecroisées (Pélissié, 1982).

Le second membre des Calcaires massifs de la Bouye (Fig. 2.28) présente une épaisseur variable de 20 à 30 mètres qui surmonte une surface émersive, caractérisée par des niveaux à micro-karstifications. Ces calcaires correspondent à des calcaires micritiques en bancs métriques, notamment des *mudstones* azoïques et *mudstones* bioclastiques (Pélissié, 1982) qui présentent de nombreuses intercalations stromatolitiques (Carte géologique de Villefranche-de-Rouergue, Burg et al., 1998). Ces niveaux livrent des faunes tel que *Acrosalenia pustulosa* et *Aulacothyris* sp. (Cubaynes et al., 1989). Cependant, une incertitude persiste concernant l'âge de ce membre et pourrait correspondre au passage Bajocien-Bathonien (Cubaynes et al., 1989).

Le troisième membre, celui des Calcaires et marnes de la Bouye (Fig. 2.28), d'une épaisseur variant de 25 à 45 mètres, est composé d'alternances marno-calcaires riches en brachiopodes (Cubaynes et al., 1989) qui passent vers le haut à des calcaires marneux, des *mudstones-packstones* à bivalves et gastéropodes, des *mudstones* azoïques, des *mudstones* à pseudomorphoses d'évaporites et des microbrèches à cailloux noirs (Pélissié, 1982). Les bioclastes principaux sont : foraminifères, *Cayeuxia sp.*, ostracodes, tiges de charophytes et gastéropodes pulmonés (Pélissié, 1982). Ils se caractérisent également par des laminations planes et des *hummocky cross-stratification*. Ce membre contient des ostracodes comme *Fabanella bathonica* (Dépêche, 1967 ; Fabre, 1971), *Timiriasevia mackerrowi* ou *kilieana levis* (Dépêche, 1967) et des brachiopodes tels que *Millithiris arvierensis, Arceythyris veziani ou* 

*Tubithyris whatleyensis*, (Cubaynes et al., 1989). Ces faunes datent la zone à *Zigzag* au Bathonien inférieur.

Le membre des Brèches et évaporites de Saint-Chels (Fig. 2.28) d'une puissance de 30 à 90 m (Cubaynes et al., 1989) comprend un premier niveau de *grainstones* à oolithes et des brèches contenant des éléments micritiques et des pseudomorphoses d'évaporites, surmonté d'un puissant terme de brèches monogéniques et de dolomies macrocristallines (Pélissié, 1982). Les niveaux oolithiques de la base de ce membre sont datés du Bathonien moyen par le brachiopode *Kallirhynchia concinna* (Cubaynes et al., 1989).

Les Calcaires et marnes de Saint-Chels (Fig. 2.28) constituent le dernier membre de la Formation de Cajarc et sont épais de 0 à 30 m (Cubaynes et al., 1989). Ils correspondent à des calcaires granulaires puis des *mudstones* laminés à *fenestrae* et pseudomorphoses d'évaporites, des calcaires marneux lacustres riches en faune et flore dulçaquicoles qui marquent des niveaux émersifs (Pélissié, 1982 ; Cubaynes et al., 1989). La présence des foraminifères *Orbitammina elliptica (Meyendorffina bathonica ;* Dépêche, 1967 ; Cubaynes et al., 1989) *Alzonella cuvillieri* et *Kilianina blancheti* (Fabre, 1971) permet de dater ce membre au Bathonien supérieur.

#### *4.4.1.3. Formation de Rocamadour*

Cette Formation est composée de deux membres : les Calcaires massifs de Marcilhac et les Calcaires massifs de Cabrerets (Fig. 2.28; Cubaynes et al., 1989). Le premier membre, épais de 25 à 30 m, présente une forte variation latérale de faciès et est constitué de *grainstones* oolithiques, de *grainstones* riches en foraminifères et de *mudstones* azoïques massifs en bancs métriques. Ce membre est daté du Bathonien supérieur par les brachiopodes *Tubithyris globata, Arceythyris diptycha* et *Burmirhynchia proteiformis* (Cubaynes et al., 1989) ainsi que les foraminifères *Pseudocyclammina maynci* et *Pfenderina salernitana* (Pélissié, 1982). Le membre des Calcaires massifs de Cabrerets atteint une puissance de 60 m et surmonte les Calcaires massifs de Marcilhac (Fig. 2.28). C'est un ensemble homogène de calcaires micritiques en bancs métriques essentiellement représentés par des foraminifères benthiques. Cette unité est attribuée au Callovien par la présence du foraminifère *Praekurnubia crusei* (Pélissié, 1982 ; Cubaynes et al., 1989).

#### 4.4.1.4. Formation de Saint-Géry

La Formation de Saint-Géry, d'une épaisseur variant de 30 à 90 m, succède à la Formation de Rocamadour et au membre des Calcaires massifs de Cabrerets (Fig. 2.28). Ces calcaires crayeux à subcrayeux présentent à la base un faciès homogène à texture *wackestone-packstone*, alternant avec des grainstones à oolithes et bioclastes, puis passent progressivement vers le haut à des *packstones* à *grainstones* bioclastiques (Pélissié, 1982). La macrofaune est riche et diversifiée : brachiopodes, hexacoralliaires, bivalves, gastéropodes, algues et bryozoaires (Pélissié, 1982 ; Cubaynes et al., 1989). La microfaune est essentiellement composée de foraminifères benthiques (Pélissié, 1982). L'association de foraminifères benthiques *Praekurnubia crusei, Chablaisia chablaisensis* et *Kurnubia palastiniensis* date l'Oxfordien (Pélissié, 1982 ; Pélissié et Peybernes, 1982 ; Cubaynes et al., 1989). Dans le nord du Quercy, quelques ostracodes datent la base de la Formation de Saint-Géry et donnent un âge Oxfordien inférieur (Delfaud, 1969).

#### 4.4.1.5. Formation de Vers

La Formation de Vers est composée de deux membres : le membre des Calcaires à Astartes et le membre des Brèches à cailloux noirs (Fig. 2.28). Cet ensemble lithostratigraphique, épais de 10 à 30 m, correspond à des calcaires micritiques massifs, des calcaires à *fenestrae* et pseudomorphose de gypse puis passe au sommet à des *mudstones* à laminations planes (Pélissié, 1982). La faune est principalement composée d'Astartes (Cubaynes et al., 1989), certains ostracodes indiquent une affinité avec l'Oxfordien supérieur dans ce membre (Delfaud, 1969). Le second membre des Brèches à cailloux noirs (Fig. 2.28) présente une épaisseur de 10 m. Ces brèches polygéniques se composent d'éléments centimétriques et anguleux (calcaires granulaires à micritiques, riches en tapis algaires) dans une matrice marneuse (Pélissié, 1982 ; Cubaynes et al., 1989). La faune correspond à des gastéropodes pulmonés, troncs de végétaux, charophytes et ostracodes, tandis que le foraminifère *Alveosepta jaccardi*, retrouvé date l'Oxfordien supérieur à Kimméridgien. La Formation de Vers marque une émersion majeure qui pourrait correspondre à celle retrouvée

à plus grande échelle en France à la transition entre l'Oxfordien et le Kimméridgien (Enay et Mangold, 1980).

## 4.4.2. Les Formations sédimentaires du Périgord d'âge aalénien à oxfordien *4.4.2.1. Calcaires oolithiques de Lastours*

La Formation des Calcaires oolithiques de Lastours (Fig. 2.29), d'une épaisseur de 90 à 100 m (Faugeras, 1988 ; Platel et al., 1999), surmonte directement les marnes du Toarcien (Bouilhac, 1987 ; Faugeras, 1988). Le faciès le plus commun est un calcaire à texture *grainstone* à oolithes, péloïdes et oncolithes, parfois intensément dolomitisés. Le sommet de cette Formation est caractérisé par des *grainstones* à stratifications entrecroisées et litages obliques (Faugeras, 1988). Ces calcaires contiennent une faune riche : entroques, bryozoaires, foraminifères, polypiers, gastéropodes et bivalves. Les foraminifères benthiques *Timidonella sarda* et *Spiraloconulus perconigi* permettent d'attribuer cette Formation à la base du Dogger (Faugeras, 1988 ; Faugeras et Bassoulet, 1988).

#### 4.4.2.2. Calcaires à oncolithes et stromatolithes de Beauzens

La Formation des Calcaires à oncolithes et stromatolithes de Beauzens (Fig. 2.29) possède une épaisseur de 35 m (Faugeras, 1988; Platel et al., 1999). Cette unité lithostratigraphique présente des faciès *mudstones* à *packstones* où s'intercalent parfois de rares niveaux de *grainstones* à oolithes et polypiers. Les niveaux *mudstones* à *packstones* sont riches en oncolithes, péloïdes et lithoclastes et contiennent une faune principalement composée d'entroques, de foraminifères, de bivalves et de gastéropodes. Ces niveaux présentent des dômes stromatolithiques et des tapis algaires fréquemment associés à des structures *fenestrae* et des fentes de dessiccation (Faugeras, 1988). Cette Formation est attribuée au Bajocien par la présence des foraminifères benthiques *Timidonella sarda* et *Spiraloconulus perconigi* (Faugeras, 1988; Faugeras et Bassoulet, 1988).



Figure 2.29 : Formations sédimentaires et log synthétique du Périgord. Modifié d'après Faugeras (1988).

#### 4.4.2.3. Calcaires à oolithes et oncolithes du Seytier

La Formation géologique des Calcaires à oolithes et oncolithes du Seytier (Fig. 2.29) est subdivisée en deux membres et possède une épaisseur totale d'environ 30 m (Faugeras, 1988 ; Platel et al., 1999). Le membre basal présente des *packstones-grainstones* oolithiques et graveleux à passées bioclastiques, tandis que le membre supérieur est formé d'un calcaire micritique à oncolithes, péloïdes et bivalves. Au sommet de ce membre les oncolithes peuvent atteindre localement 5 cm de diamètre (carrière des Chauprades). Les faunes sont relativement peu abondantes avec quelques bivalves, gastéropodes, algues et foraminifères benthiques (Faugeras, 1988). Cette Formation est attribuée au Bajocien sans arguments paléontologiques. Cependant, cette Formation est considérée comme bajocienne grâce aux corrélations à grande échelle vers le nord (Andrieu et al., 2016).

#### 4.4.2.4. Calcaires et marnes d'Ajat

Les calcaires et marnes d'Ajat (Fig. 2.29) correspondent à des alternances marnocalcaires, dont l'épaisseur passe de 20 m au nord à 50 m au sud du Périgord (Faugeras, 1988). Les calcaires se présentent en bancs massifs et homogènes, principalement caractérisés par des *mudstones* à pseudomorphoses de gypse contenant des fentes de dessiccation, ainsi que quelques passées à *grainstones* à péloïdes (Faugeras, 1988). Les faunes associées sont très abondantes et se présentent sous forme de lumachelles à bivalves et/ou gastéropodes, oogones de characées et foraminifères. Les niveaux marneux contiennent de nombreux ostracodes (dont *Fabanella bathonica*) et des brachiopodes (dont *Arceythyris veziani*) qui datent la zone à *Zigzag* du Bathonien inférieur (Faugeras, 1988).

#### 4.4.2.5. Calcaire blanc à rhynchonelles de Savignac

La Formation est caractérisée par des calcaires blancs, crayeux et graveleux n'excédant pas une épaisseur de 50 m (Faugeras, 1988). À la base de cette Formation, les calcaires sont constitués de *grainstones* à péloïdes, lithoclastes et bioclastes, ainsi que de *wackestonespackstones* à oncolithes et péloïdes. La macrofaune est abondante et se compose de bivalves, gastéropodes, entroques, polypiers et de nombreuses lumachelles à rhynchonelles. Le sommet des calcaires blanc à rhynchonelles de Savignac correspond à un milieu plus confiné où apparaissent des calcaires micritiques contenant des dômes stromatolithiques, des fentes de dessiccation et des pseudomorphose de gypse. La faune se compose principalement d'ostracodes et de characées. La présence du brachiopode *Burmirhynchia proteiformis* et des foraminifères benthiques *Orbitammina elliptica et Alzonella cuvillieri* marque le Bathonien supérieur (Faugeras, 1988 ; Faugeras et Bassoulet, 1988).

#### 4.4.2.6. Formation de Leyze

La Formation de Leyze (Platel et al., 1999) regroupe les Formations des Calcaires à trocholines et des Calcaires de Laurière (Fig. 2.29) décrites par Faugeras (1988). Les Calcaires à trocholines sont constitués de calcaires roux d'une épaisseur minimale de 25 m. Les faciès sont très homogènes sur l'ensemble du Périgord : calcaires oolithiques, oncolithiques et bioclastiques à nombreux foraminifères benthiques, fragments de polypier, algues (dont *Thaumatoporella parvovesiculifera*) et spongiaires (dont *Cladocoropsis mirabilis*). L'association de foraminifères *Trocholina gigantea, Valvulina lugeoni, Chablaisia chablaisensis* et *Kurnubia palastiniensis* est généralement considérée comme caractéristique de l'Oxfordien (Faugeras, 1988). Les calcaires de Laurière se distinguent de la Formation précédente par des calcaires à oncolithes, pseudomorphose de gypse, stromatolithes et structures algaires. Les faunes sont majoritairement composées de foraminifères, entroques, bivalves et gastéropodes. Aucun marqueur biostratigraphique n'a permis de dater cette formation. Cependant, celle-ci est attribuée à l'Oxfordien par des corrélations à grande échelle (Andrieu et al., 2016). Les dépôts du Crétacé supérieur recouvrent en discordance ces calcaires.

### 4.4.3. Les Formations sédimentaires du nord-ouest du Bassin Aquitain d'âge aalénien à oxfordien

#### 4.4.3.1. Calcaires à microfilaments

Cette Formation n'affleure pas dans le Bassin Aquitain, les observations lithologiques sont seulement issues des descriptions de forages. Il s'agit de calcaires très argileux, des calcaires micro-granuleux détritiques, des calcaires marneux et des calcaires silicifiés. Cette Formation, également renommée « calcaires à filaments » dans le Bassin de Parentis (Fig. 2.30) (Biteau et al. 2006) présente parfois des dolomies saccharoïdes et des intercalations de dolomies marneuses. Toutes ces roches contiennent des niveaux pyriteux et présentent de très

nombreux « filaments ». La microfaune est très pauvre tandis que la macrofaune se compose de quelques échinodermes, spongiaires et foraminifères. Les dépôts du Callovien sont datés par l'ammonite *Reineckeia grossouvrei* dans le forage de Saint-Félix. La partie supérieure de la Formation des Calcaires à microfilaments contient des ammonites *Properisphinctes bernensis* qui datent l'Oxfordien inférieur (zone à *Cordatum*), ainsi que les ammonites *Hildoglochiceras subclausum* et *Dichotomosphinctes wartae* qui marquent l'Oxfordien moyen (zones à *Tenuiserratum* et à zone à *Glosense*).



Figure 2.30 : diagramme chronostratigraphique du Bassin Aquitain sur un transect NW-NE. Modifié d'après Biteau et al. (2006)

#### 4.4.3.2. Marnes noires à ammonites pyriteuses

Cette Formation contient des marnes noires, des alternances marno-calcaires, des calcaires micritiques azoïques et des calcaires argileux. Ces niveaux présentent fréquemment de la pyrite, glauconite et muscovite. La faune est rare, limitée à quelques débris bioclastiques, ammonites, rhynchonelles, spicules de spongiaires et foraminifères pélagiques (globigérines). La base de cette Formation est caractérisée par une « dalle à protoglobigérine » dans le Bassin de Parentis (Fig. 2.30) (Biteau et al., 2006). La base de la Formation des Marnes noires à

ammonites pyriteuses est datée de la zone à *bifurcatus* de l'Oxfordien supérieur par *Divisosphinctes bifurcatus*. La partie supérieure de la Formation des Marnes noires à ammonites pyriteuses renferme les ammonites *Glochiceras nimbatum, Ochetoceras marantianum* et *Orthosphinctes tiziani* qui permettent de distinguer les biozones (zones à *Hypselum* et à *Bimmamatum*) de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien basal. La Formation sus-jacente des Calcaires de Saint-Martin correspond à des *mudstones* argileux et marque la base des dépôts du Kimméridgien.

#### 5. Évolution des transformation diagénétiques post-jurassique

#### 5.1. Historique des études diagénétiques

Des travaux sur la diagenèse des séries jurassiques du Quercy et du Périgord ont été menés à partir des années 80. Une première étude a permis de proposer une caractérisation des ciments diagénétiques des séries carbonatées du Jurassique moyen, ainsi qu'une chronologie relative des phases de cimentations (Delfaud et Lenguin, 1971 ; Sellier, 1973). Les études diagénétiques se sont par la suite principalement focalisées sur le Bajocien de certains Causses du Quercy : le Causse de Martel (Poitevin, 1979), le Causse de Cubjac et de Martel (Bouilhac, 1987), mais aussi sur l'ensemble du Quercy (Boichard et Drullion, 1982 ; Kafa, 1988).

Les travaux de Poitevin (1979) et Bouilhac (1987) proposent une reconstitution de l'histoire sédimentaire, des événements diagénétiques et de leur impact sur l'évolution des propriétés réservoirs des calcaires bajociens du Causse de Cubjac et de Martel, à la limite entre le Quercy et le Périgord. Boichard et Drullion (1982) sont les premiers à proposer une histoire diagénétique complète des séries sédimentaires du Jurassique moyen sur l'ensemble du Quercy. Ils définissent dans un premier temps, trois unités lithologiques distinctes – Aaléno-Bajocien, Bajocien et Bajocien-Bathonien – et proposent trois chronologies relatives des transformations diagénétiques sous forme de séquences paragénétiques attribuées aux trois unités lithologiques. De plus, ils mettent en évidence une dolomitisation associée aux failles, par exemple à proximité de la faille de Saint-Antonin-Noble-Val, puis une précipitation stratiforme de dolomie dans les niveaux oolithiques du Bajocien. Enfin, ils reconstituent les principales étapes d'évolution des propriétés réservoirs du Bajocien en lien avec le contexte

#### Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

structural et géodynamique du secteur d'étude. Ils proposent deux hypothèses quant à l'histoire diagénétique des calcaires bajociens. La première hypothèse présente la succession suivante de transformations diagénétiques : (1) une première phase de dolomitisation postdépôt de l'encaissant carbonaté, (2) une phase de dédolomitisation et recristallisation, (3) dissolution, (4) sédimentation interne de matrice, (5) cimentation de calcite géodiques dans des vacuoles de dissolution, (6) sédimentation interne d'élément détritiques et enfin (7) une dernière phase dissolution. La seconde hypothèse mentionne les événements diagénétiques suivants : (1) une phase de dédolomitisation, (2) une phase de dissolution et recristallisation, (3) suivit d'une phase de dédolomitisation, (4) une dissolution de l'encaissant carbonaté, (5) une sédimentation interne de matrice, (6) la cimentation de calcite, (7) sédimentation interne d'élément détritiques et elsonte.

Dupuy (1984) s'intéresse à l'étude des faciès diagénétiques : les calcaires recristallisés et les processus de dolomitisation dans la région du Quercy. Les résultats montrent une première phase de dolomitisation précoce, antérieure à la compaction, puis une seconde génération de dolomite postérieure à la compaction. Quelques années plus tard, les travaux de Kafa et Delfaud (1987) et Kafa (1988) dessinent les grands traits de l'évolution diagénétique de la formation d'Autoire dans le Quercy. Ils proposent de caractériser les variations géographiques des faciès diagénétiques en Quercy à partir de quatre coupes de référence (Autoire, Saint-Martin-Labouval, Larroque-Toirac et Saint-Antonin-Noble-Val).

Les différents travaux cités précédemment (Boichard et Drullion, 1982 ; Bouilhac, 1987 ; Kafa, 1988) présentent des résultats divergents du fait de la réalisation de paragénèses différentes. Ces différences d'interprétations sont liées à la complexité de l'évolution diagénétique des dépôts Bajocien du Quercy (Kafa, 1988) qui présentent un très grand nombre de transformations diagénétiques (Fig. 2.31).

Evolution diagénétique		Transformations diagénétiques	Stades diagénétiques				
EPIGENESE		<ul> <li>dissolution</li> <li>cimentation et recristallisation C<sub>8</sub></li> <li>dédolomitisation C<sub>7</sub></li> <li>fracturation - dissolution - P<sub>4</sub></li> <li>silicification S<sub>3</sub></li> <li>dolomitisation tectonique D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub></li> </ul>	P <sub>4</sub>	D			
Stylolitisation stratiforme							
ENESE	Diagenèse tardive (mésogenèse)	- dédolomitisation $C_7$ - dissolution - $P_3$ - silicification $S_2$ - cimentation $C_4$ - recristallisation $C_3$ - silicification $S_1$ - dolomitisation $D_1$ , $D_2$ - calcite géodique $C_5$	P <sub>3</sub> P <sub>2</sub>	С			
IAGE							
G	Diagenèse précoce (néogenèse)	<ul> <li>recristallisation C<sub>3</sub></li> <li>recristallisation C<sub>2</sub></li> <li>encroûtement microgrenu E<sub>2</sub></li> <li>encroûtement fibreux E<sub>1</sub></li> <li>dolomitisation porphyroîde D<sub>1</sub></li> </ul>		В			
SEDIMENTO- GENESE		<ul> <li>micritisation C<sub>6</sub></li> <li>calcite cryptocristalline C<sub>1</sub></li> <li>dépôt : éléments libres, boue de cale magnésienne</li> </ul>	cite	A			

Figure 2.31 : séquence paragénétique de la formation d'Autoire du Quercy (Kafa, 1988).

# 5.2. Histoire d'enfouissement du Jurassique de la bordure nord-est du Bassin Aquitain5.2.1. Analyse de la matière organique (vitrinite) et de pyrolyse (Tmax)

En exploration pétrolière, la réflectance de la vitrinite est couramment utilisée afin de quantifier la maturité thermique des roches sédimentaires (Tissot et Welte, 1984). Les analyses optiques de la matière organique informent sur la nature des composants de la roche

#### Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

sédimentaire à partir de leurs fluorescences. La caractérisation de la réflectivité et des teintes de fluorescence (pouvoir réflecteur de la vitrinite, PRV), renseigne sur le degré d'altération thermique de la matière organique. Le paramètre Tmax (°C) s'interprète en termes de niveau de maturité de la matière organique de la roche mère et permet de déterminer les zones de production d'huile et de gaz (Espitalié et al., 1985).

De nombreuses données sur la matière organique sont documentées sur la bordure nord-est du Bassin Aquitain, cette matière organique est généralement présente dans de nombreuses formations sédimentaires jurassiques du Quercy (Kafa, 1988; Qajoun, 1994; Bastianini et al., 2017; Fonseca et al., 2018; Barbarand et al., 2020) et du Périgord (Faugeras, 1988). De nombreux échantillons, d'âge bathonien, provenant des lignites de la formation de Cajarc du Quercy montrent des mesures de pouvoir de réflectance de la vitrinite variant entre 0.51 % et 0.54 % (Kafa, 1988). Par ailleurs, des mesures effectuées sur des échantillons provenant des formations des Barre à Pecten et Schistes carton du Pliensbachien et Toarcien du Quercy indiquent des valeurs de pouvoir de réflectance de la vitrinite fluctuant entre 0.42 % et 0.54 % (Fonseca et al., 2018). Ces valeurs indiquent une diagenèse avancée de la matière organique à la limite de la fenêtre à huile.

Dans les Causses du Quercy, la formation de Parnac du Kimméridgien supérieur montre des alternances marno-calcaires (Pélissié, 1982 ; Cubaynes et al., 1989) dont les valeurs de Tmax sont en moyenne inférieures à 430 °C (Bastianini et al., 2017). En Périgord, les échantillons riches en matière organique proviennent majoritairement de la formation des Calcaires et marnes d'Ajat du Bathonien et présentent des valeurs Tmax variant entre 393 °C et 432 °C (Faugeras, 1988). Les séries sédimentaires toarciennes du Quercy montrent des valeurs moyennes de Tmax variant entre 430 °C et 440 °C (Fig. 2.32) (Barbarand et al., 2020). Des analyses sur des échantillons du Jurassique inférieur réalisées par Qajoun (1994) montrent des valeurs de Tmax variant entre 425 °C et 440 °C.



Figure 2.32 : graphiques montrant l'index d'hydrogène (IH) en fonction (A) de l'index d'oxygène et (B) des Tmax (°C) (d'après Espitalié et al., 1986). Les échantillons proviennent des séries toarciennes. Les Tmax indiquent une valeur moyenne de 430 °C et caractérise le début de la fenêtre à huile (Barbarand et al., 2020).

De manière général, les marnes du Jurassique inférieur et les alternances marnocalcaires du Jurassique moyen échantillonnées sur la bordure nord-est du Bassin Aquitain, en Quercy et Périgord, présentent principalement de la matière organique de type III et des valeurs de Tmax proches comprises entre 430 °C et 440 °C. Les données de réflectance de la vitrinite et les valeurs de Tmax indiquent une altération thermique limitée (matière organique immature) et présentent des valeurs compatibles avec le début de la fenêtre à huile (VR = 0,4 % à 0.5 % et Tmax = 430 °C) (Espitalié et al., 1986). Toutes ces données sont similaires à celles obtenues dans la région des Grands Causses dans le Massif Central et dans le Bassin du Sud-Est (Baudin, 1989 ; Peyaud et al., 2005 ; Mailliot et al., 2009 ; Fonseca et al., 2018), ce qui indique que le sud du Massif Central et ses bordures ont enregistrés une histoire d'enfouissement similaire (Barbarand et al., 2020).

#### 5.2.2. Thermochronologie à basse température

La thermochronologie à basse température AFTA (« *apatite fission-track analysis* ») est une méthode utilisée pour étudier l'histoire thermique des bassins sédimentaires. Cette méthode permet de caractériser les événements chauds en lien avec l'enfouissement et/ou des événements froids qui marquent une période d'érosion/exhumation. De nombreuses études ont été effectuées dans le Quercy, le Périgord et le Massif Central (Barbarand et al., 2001 ; Peyaud et al., 2005 ; Barbarand et al., 2020 ; François et al., 2020 ; Olivetti et al., 2020) et montrent des résultats similaires, i.e. un réchauffement progressif jusqu'à 140 Ma.

Les données acquises dans le Quercy (Fig. 2.33, échantillon MCF20) montrent bien que les échantillons du socle ont subi un maximum de réchauffement jusqu'à la transition Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Puis un refroidissement/exhumation rapide des roches à partir du Crétacé inférieur (140 Ma) se poursuivant jusqu'à l'actuel (Barbarand et al., 2020).



Figure 2.33 : modélisation thermique d'un échantillon (MCF20) provenant du Quercy. Cet échantillon est représentatif de l'histoire d'enfouissement/exhumation de la bordure nord-est du Bassin Aquitain (Barbarand et al., 2020).

Les températures peuvent être expliquées à la fois par un surenfouissement des séries sédimentaires jurassiques, un gradient géothermique anormal ou un événement hydrothermal. Pour justifier les fortes températures fini-jurassiques, Barbarand et al. (2020) proposent un surenfouissement des séries jurassiques et crétacés, où une potentielle couverture sédimentaire entre 1000 et 2000 m, a recouvert le socle de l'actuel Massif Central.

#### 5.3. Évolution des phases de dissolution/karstification

Le « Parc naturel régional des Causses du Quercy » a été labélisé en mai 2017 « Géoparc mondial de l'UNESCO » (<u>https://www.parc-causses-du-quercy.fr</u>). Les paysages de cette région ont été façonnés par de multiples phases de dissolution et karstification, aboutissant à la formation de nombreux sites géologiques exceptionnels. Parmi eux les « géosites », dont le

gouffre de Padirac, l'Igue d'Aujols, l'Igue de Crégols et de nombreuses phosphatières. Celle du Cloup d'Aural a livré une faune d'une diversité exceptionnelle et la grotte de Pech Merle est connue pour ses peintures rupestres (Bétard et al., 2016). Ces cavités karstiques résultent d'une histoire hydrogéologique polyphasée liée à de multiples processus de karstification depuis le Jurassique moyen.

#### 5.3.1. Phase de pré-karstification Crétacé inférieur ?

Au Crétacé inférieur, l'ensemble de la plateforme du nord du Bassin Aquitain a subi une émersion régionale (Simon-Coinçon et al., 1997; Husson et al., 2015, 2016) érodant progressivement une grande partie de la couverture sédimentaire du Jurassique moyen et supérieur par des processus de karstification (Thiry et al., 2006 ; Dandurand, 2011 ; Dandurand et al., 2014). Les dépôts du Crétacé supérieur recouvrent en discordance les marnes du Kimméridgien supérieur (exemple sur les coupes de Fajoles et Peyrebrune, Fig. 2.34A-C) et jusqu'au Dogger sur le Causse de Cubjac (carte géologique de Thenon, Platel et al., 1999), permettant de définir une lacune de plus de 40 Ma. Par endroit, la discordance est caractérisée par des niveaux à lignites et des sables qui marquent des environnements subaériens (Fig. 2.34A-C) (Astruc et al., 1995). Cependant, peu d'évidences de cavités de dissolution ont été retrouvées dans le Bassin Aquitain à cette période et les formes de karstification peuvent varier selon les auteurs. Des phases de karstification ont été mises en évidence dans le Bassin du Sud-Est (Marchand et al., 2020), ainsi qu'une intense altération conduisant à la formation de dépôts de bauxites dans le sud du Bassin Aquitain (Combes et al., 1998; Canérot et al., 1999). La présence de bauxites datées du Crétacé inférieur dans le sud de la France (Marchand et al., 2020) est un argument qui permet de caractériser une période d'érosion et d'altération.

Dans le Quercy-Périgord, les terrains jurassiques émergés constituent un réceptacle idéal pour le développement de processus de karstification à grande échelle. Cependant, aucune cavité karstique n'est explicitement datée du Crétacé inférieur (Astruc et al., 2008). Par conséquent, de nombreux auteurs excluent le développement d'un système karstique et la formation de grandes cavités en privilégiant une paléogéographie plane ne favorisant pas la mise en place d'un gradient hydraulique, indispensable au développement d'un système karstique karstique (Simon-Coinçon et Astruc, 1992 ; Simon-Coinçon et al., 1997). Le Crétacé inférieur,

marqué par une période climatique chaude et humide, était une période favorable aux phénomènes de corrosion et d'altération des terrains jurassiques (Simon-Coinçon et al., 1997 ; Thiry et al., 2006 ; Astruc et al., 2008), aboutissant à l'érosion d'environ 200 mètres de calcaires en Quercy (Astruc, 1988 ; Simon-Coinçon, 1990 ; Astruc et Simon-Coinçon, 1992). En Charentes, au nord du Bassin Aquitain, Dandurand (2011) propose que l'émersion du Crétacé inférieur ait favorisé une lente altération iso-volumique *in situ* des roches calcaires du Jurassique (Fig. 2.35) (Quinif, 2010 ; Havron et al., 2007 ; Dubois et al., 2014).



Figure 2.34 : (A) carte géologique simplifiée montrant l'emplacement de deux coupes sédimentaires (étoiles) au contact entre les calcaires kimméridgiens et cénomaniens. (B) et (C) Coupes de Fajoles (notice carte géologique de Gourdon, Astruc, 1990) et Peyrebrune (notice carte géologique de Souillac, Astruc et al., 1995).

Ce processus a engendré une phase de pré-karstification sur la bordure nord-aquitaine au Crétacé inférieur (Dandurand, 2011; Dandurand et al., 2014). Cependant, une cavité karstique en Charentes est scellée par des sédimentcs marins datés au Crétacé supérieur par des foraminifères planctoniques (Rouiller, 1987). Cela indique que des cavités ont pu se former localement avant leur fossilisation au Crétacé supérieur.

#### 5.3.2. Phase d'altération et de karstification intense au Paléocène-Éocène

La transgression du Crétacé supérieur se traduit par le dépôt de séries recouvrant en discordance les roches du Jurassique dans le Quercy, le Périgord (Platel, 1987) et dans les Charentes (Moreau et al., 1995). À partir du Maastrichtien, l'ensemble de la bordure orientale du Bassin Aquitain est émergé à la suite d'une régression marine majeure (Platel, 1987).

Au Paléocène, un climat chaud et humide (Zachos et al., 1993 ; Simon-Coinçon et al., 1997) favorise les processus d'altération qui provoquent la formation de cuirasses ferrugineuses ou siliceuses (Fig. 2.35 et 2.36) (Astruc et al., 2008) au dépend des dépôts grésocarbonatés du Crétacé supérieur sous-jacents (Trauth et al., 1985 ; Capdeville, 1989 ; Gourdon-Platel et Dubreuilh, 1992 ; Platel et Gourdon-Platel, 2012). En parallèle de cette intense altération de surface, des formes de karstification sous couverture des roches carbonatées impliquent une forte activité des processus de dissolution et d'altération (Fig. 2.35 et 2.36) (Astruc et al., 2008 ; Husson et al., 2016). Au Paléocène, les premières étapes du raccourcissement pyrénéen entraînent un soulèvement de la Grésigne (Fig. 2.35 et 2.36) (Durand-Delga, 1979 ; Astruc et al., 2008) et soumet cette zone à des processus d'érosion et de karstification (Astruc, 1988).



Figure 2.35 : dynamique sédimentaire et des phases de dissolution/karstification sur un transect nord-sud sur la bordure nordest du Bassin Aquitain entre les Pyrénées et le Quercy du Paléocène au Quaternaire (Astruc, 1986). Modifié par Astruc et al. (2008).

Au cours de l'Éocène, une intense altération ferralitique des dépôts du Crétacé supérieur se poursuit (Fig. 2.35 et 2.36; Gourdon-Platel et Dubreuilh, 1992 ; Astruc et al., 2000 ; Gourdon-Platel et al., 2000). La chute du niveau de base subséquent à la compression pyrénéenne entraîne la mise en place d'un système fluviatile charriant une grande quantité de sédiments terrigènes (Dubreuilh, 1987). L'érosion d'une partie de la couverture latéritique en surface (Fig. Fig. 2.35 et 2.36) est ensuite soutirée dans l'encaissant carbonaté (Astruc et al.,

2008 ; Husson et al., 2016). À la fin de l'Éocène, la remontée du niveau de base a grandement réduit les processus de karstification (Fig. 2.35 et 2.36) (Astruc et al., 2000, 2008).



Figure 2.36 : évolution temporelle des événements tectoniques, des faciès sédimentaires, des phases d'érosion et d'altération au cours de la période méso-cénozoïque dans le Quercy (Astruc et al., 2000).

#### 5.3.3. Les phosphatières du Quercy

Dans le Quercy plus de 300 phosphatières ont pu être recensées, elles s'étendent sur près de 500 km<sup>2</sup> au nord, dans les vallées du Lot et du Célé jusqu'à la rive gauche de l'Aveyron au sud (Fig. 2.37A). Au cours du 19<sup>ème</sup> siècle, l'exploitation du phosphate se développe à travers l'Europe pour la fabrication d'engrais naturel. La découverte des phosphatières dans le Quercy en 1869 conduit à une intense activité minière qui permet l'extraction du phosphate dans plus
de 160 carrières (Pélissié et Duranthon, 2009). Les phosphatières sont des cavités karstiques qui se développent dans les calcaires du Jurassique moyen et supérieur du Quercy (Fig. 2.37A-B), dont les remplissages sédimentaires d'âge Paléogène-Néogène sont riches en phosphates. Par ailleurs, ces phosphatières ont livré de nombreuses faunes continentales (amphibiens, reptiles, oiseaux et mammifères) qui ont été fossilisées en continu sur plus de 30 Ma (Fig. 2.38 et 2.39) (Rémy et al., 1987 ; Legendre et al., 1992 ; Maitre et al., 2008 ; Escarguel et al., 2008 ; Maitre et al., 2014).

### 5.3.3.1. Les étapes de formation des phosphatières

Tout d'abord, il est important de noter que les différentes étapes de formation des cavités karstiques à l'origine de la formation des phosphatières du Quercy sont encore aujourd'hui peu connues et reste à être démontrées. De plus, l'âge de la karstification responsable de la formation de ces cavités est incertain, celle-ci a soit débuté au Crétacé inférieur (Astruc et Simon-Coinçon, 1992), soit au Paléocène-Éocène (Billaud, 1982). L'hypothèse d'une évolution polyphasée des périodes de dissolution, incluant le Crétacé inférieur (période de pré-karstification) et la période paléocène-Éocène (karstification intense) n'est pas à exclure.

Néanmoins, ces cavités karstiques se forment antérieurement aux remplissages. Le début du colmatage des cavités karstiques se produit à partir de l'Éocène inférieur (Marandat et al., 1993 ; Laudet et al., 1997 ; Maitre et al., 2008 ; Escarguel et al., 2008 ; Maitre, 2014 ; Solé et al., 2021) au moment où elles sont connectées à la surface et aux formations sidérolithiques (Simon-Coinçon et al., 1992). La remontée du niveau de base dès la fin de l'Éocène provoque l'ennoiement de ces cavités et permet leur colmatage complet par des dépôts argileux rougeâtres, riches en nodules phosphatés et pisolithes de fer, qui sont à l'origine des phosphorites du Quercy (Legendre et al., 1992 ; Legendre et al., 1997). À partir de l'Oligocène supérieur, les dépôts lacustres recouvrent le sud du Quercy et scellent les phosphatières (Sigé et al., 1995), ce qui permet de les préserver des érosions postérieures.

90



Figure 2.37 : carte géologique simplifée et position des phospahières du Quercy. (B) Distribution spatiotemporelle des phospahtière entre les vallées du Lot et du Célé et la vallée de l'Aveyron. Modifié d'après Pélissié et Duranthon (2009), Crochet et al. (2006) et Maitre et al. (2006).

### 5.3.3.2. Le contenu paléontologique des phosphatières

Les phosphatières du Quercy présentent une forte concentration de fossiles et une grande diversité paléontologique. Par exemple, près de 12000 spécimens sont référencés dans le seul gisement du Pech du Fraysse (Legendre et al., 1997). Les faunes couvrent une période qui s'étend de l'Éocène inférieur au Miocène inférieur (Fig. 2.38 et 2.39) (Rémy et al., 1987 ; Sigé et al., 1991 ; Legendre et al., 1992 ; Marandat et al., 1993 ; Laudet et al., 1997 ; Maitre et al., 2008 ; Escarguel et al., 2008 ; Maitre, 2014 ; Solé et al., 2021) avec une résolution biochronologique élevée sur la période Bartonien-Chattien (Fig. 2.38 et 2.39) (Rémy et al., 1987 ; Astruc et al., 2003).



Figure 2.38 : fréquence des MP (« Mammal Paleogene ») et MN (« Mammal Neogene ») de 100 gites datés des paléokarsts du Quercy de l'Éocène au Miocène. Modifié d'après Astruc et al. (2003).

Deux périodes clefs permettent d'expliquer l'évolution des faunes : la transition Éocène-Oligocène et le Chattien supérieur. Les études des fossiles dans le Quercy ont permis d'analyser le renouvellement des faunes au cours de la « Grande Coupure » à la limite Éocène-Oligocène (Fig. 2.39 ; Legendre et Marandat, 1986 ; Hartenberger, 1987 ; Legendre et Hartenberger, 1992 ; Escarguel et al., 2008). Cet événement marque un refroidissement global rapide et intense (Zachos et al., 2008) qui a fortement modifié les assemblages fauniques (Legendre et al., 1991). La période du Chattien supérieur est marquée par l'apparition de nouvelles espèces, probablement causée par un réchauffement du climat (Scherler et al., 2013).

Il est intéressant de noter que la majorité des cavités à phosphate contient des remplissages paléontologiques homogènes et uniques qui marque un « événement instantané » à l'échelle des temps géologiques. La durée du remplissage n'excède pas 250 000 ans, ce qui indique un fonctionnement ponctuel des différents sites au cours du comblement des cavités karstiques. De plus, des cavités proches géographiquement peuvent avoir des contenus fossilifères et des remplissages très différents et donc des âges qui diffèrent (Fig. 2.37B) (Legendre et al., 1997).

Еро	que	Etage	MP/MN	Gisements principaux du Quercy						
ы	ır	Burdigalien	4	Crémat						
cèı	rieu		3							
Aio	nfé	Aquitanien	2							
V	i	Aquitamen	1							
	ır		30	La Salle						
	irieu	Chattien	29							
ne	pdn	chattien	28	Pech du Fraysse, Pech Desse, Portal, Pélix						
	Š		27							
gè			26	Mas de Pauffié,						
ligo		Rupélien	25	Garouillas, Rigal-Jouet, Belgarric, Coanac Château						
0	eur		24	Lebratières 14,						
	férie		23	Itardies, Pech Crabit,						
	in		22	Mas de Got, La Plante 2,						
			21	Aubrelong 1, Ravet, Grande						
			20	Tabarly, Coyrou 1-2, Coupure						
	ur	Priabonien	19	Escamps, Rosières2,						
	érie		18	Saint-Néboule, Gousnat, Théron, Monteils						
	dns		17b	Pérrière, Malpérié, Liauzu, Pépénut						
			17a	Aubrelong 2, La Bouffie, Saint-Antonin, Bouziès						
ène			16	Le Bretou, Lavergne,						
oce		Bartonien	15							
E	nə/		14	Laprade						
	lou		13	Cuzal						
		Lutetien	12							
			11	Vielase						
	Inf.	Ypresien	10							

Figure 2.39 : liste des principaux gisements de mammifères paléogènes et néogènes du paléokarst du Quercy. La « Grande Coupure » marque la transition entre l'Éocène et l'Oligocène. Modifié d'après Astruc et al. (2000) et Sigé et Hugueney (2006).

### 5.3.4. Phase de karstification du Miocène à l'actuel

Un soulèvement régional s'est produit du Miocène moyen au Miocène supérieur (Ortiz et al., 2019), entraînant à la fois une chute du niveau de base au Miocène terminal (Astruc et al., 2008 ; Husson et al., 2016), et l'incision des vallées au sud du Massif Central (Séranne et al., 2002) et en Quercy (Aguilar et al., 2007). Le creusement des vallées et l'individualisation des différents Causses du Quercy montrent une évolution différentielle : de plus en plus tardive vers le sud (Fig. 2.35 et 2.36) (Astruc et al., 2008). Ainsi, la vallée de l'Aveyron s'est formée plus tardivement que la vallée de la Dordogne et du Lot. Cette période est marquée par plusieurs phases de karstification qui ont conduit au décapage progressif des molasses et des calcaires lacustres. L'érosion plus tardive des dépôts sédimentaires du sud du Quercy a permis la préservation des paléokarsts des phosphorites du Quercy (Astruc, 2008). La formation des karsts actuels est donc issue d'un ensemble de processus affectant les roches calcaires du Quercy et du Périgord depuis le Jurassique moyen jusqu'à l'actuel.

Chapitre 2

Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

Chapitre 3

# **Chapitre 3**

Matériel et méthodes

Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

### 1. Étude sédimentologique

### 1.1. Observations de terrain et analyses des microfaciès carbonatés

Dans le cadre de cette thèse, 75 coupes sédimentaires, dont 29 inédites, ont été levées dans le Quercy et le Périgord (Fig. 3.1), pour une épaisseur cumulée d'environ 2700 m. Toutes ces coupes sont disponibles en annexes. La première étape a été d'identifier les différents faciès sédimentaires : la lithologie, la texture des roches carbonatées (Dunham, 1962 ; Embry et Klovan, 1971), la teneur en allochems (squelettiques ou non-squelettiques), les structures sédimentaires et biogéniques et la taille des grains. Les observations de terrain ont été complétées ou ajustées à partir des très nombreuses études sédimentologiques antérieures sur le secteur d'étude (Dépêche, 1967 ; Delfaud et Lenguin, 1970 ; Fabre, 1971 ; Bouroullec et al., 1973 ; Clark, 1976 ; Poitevin, 1979 ; Pélissié, 1982 ; Pélissié et Peybernes, 1982 ; Dhiersat, 1984 ; Bouilhac, 1987 ; Faugeras, 1988 ; Faugeras et Bassoulet, 1988 ; Kafa, 1988 ; Cubaynes et al., 1989 ; Lézin et al., 1997 ; Lézin, 2000 ; Lézin et al., 2007). De nombreux échantillons ont été récoltés sur le terrain, parmi lesquels plus de 236 ont été sélectionnés pour des observations en microscopie optique. Ils ont été préalablement sciés sous forme de sucres orientés (une encoche indique le haut) et envoyés à Philippe Blanc (Lithologie Bourgogne) afin de réaliser des lames minces et épaisses imprégnées pour identifier la porosité. Les coupes sédimentaires ont été mises au propre sous Adobe Illustrator en localisant précisément les échantillons récoltés, les faunes marqueurs stratigraphiques identifiées dans la littérature et les formations sédimentaires (voir annexes). L'étude des microfaciès carbonatés a été réalisée au microscope optique afin d'affiner les observations de terrain et a permis de caractériser 25 faciès sédimentaires.

Des descriptions lithologiques et diagraphiques (gamma ray, résistivité et polarisation spontanée) provenant de 32 forages ont été utilisées pour corréler les coupes sédimentaires des terrains jurassiques de la bordure orientale du Bassin Aquitain avec les formations situées plus à l'ouest sous la couverture méso-cénozoïque (Fig. 3.2). Les données de forage (log de fin de forage, plan d'exécution de l'ouvrage, coordonnées) proviennent de la Banque de données du Sous-Sol (BSS) du BRGM (http://infoterre.brgm.fr).

99



Figure 3.1 : carte géologique simplifiée des affleurements du Jurassique de la région du Périgord et des Causses du Quercy. Localisation des coupes sédimentaires étudiées et des affleurements issus de la littérature (Poitevin, 1979 ; Boichard et Drullion 1982 ; Pélissié, 1982 ; Faugeras, 1988 ; Lézin, 2000).

Les données de quatre forages peu profonds (hydrologiques) sont issues de cette base, tandis que les rapports de fin de sondage de 28 forages profonds d'exploration du sous-sol proviennent du portail français d'accès du sous-sol ; <u>http://www.minergies.fr/fr</u>). À partir de tous ces affleurements et forages (Fig. 3.1, 3.2 et 3.3), cinq transects de corrélation stratigraphique ont été réalisés (Fig. 3.2).



*Figure 3.2 : carte géologique simplifiée de la partie nord du Bassin Aquitain et localisation des 5 transects de corrélation dans le secteur d'étude.* 

### **1.2. Stratigraphie séquentielle**

Les coupes sédimentaires décrites et les données lithostratigraphiques et diagraphiques des forages ont été interprétées en termes de stratigraphie séquentielle selon la définition d'Embry (2009). Dans ce modèle, les limites de séquences correspondent soit à des surfaces d'émersion (SU – « *Subaerial Unconformity* ») soit à des surfaces marines non émersives de régression maximale (MRS – « *Maximum Regressive Surface* »). Ces surfaces coiffent les dépôts les plus proximaux de la séquence et marquent un *shift* depuis une tendance à la diminution de la bathymétrie vers une tendance à l'ennoiement. Les surfaces d'inondation maximale (MFS – *Maximum Flooding Surface*) marquent l'approfondissement maximal et les faciès les plus profonds de la séquence de dépôt.

Coupes sédimentaires			O Forages pétroliers
1/Bruniquel	36/ Bourgnou	71/ Savignac-les-Eglises	LTB1/ 12-1516- (La Tour Blanche 1)
2/ Nidauzel	37/ Meyronne	72/ Saint-Privat	SFX1/ 12-1473- (Saint-Félix 1)
3/ Penne/Saint-Paul-de-Mamiac	38/ Pongens	73/ Les Jamets	PUC1/12-1608- (Pouillac1)
4/La Brégarié	39/ Autoire	74/ Le Pendant	LCT1/ 12-1589- (La Clotte1)
5/ Amiel	40/ Carrière La Marbrière	75/ Carrière Fontaine Marceau (TCTP)	SMB1/12-1279- (Saint-Martin-du-Bois1)
6/ Carrière de Combe-Longue	41/ Gluges		BLC1/12-1497- (Bouliac1)
7/Viel-Four	42/Le Got	Coupos sódimontairos (littóraturo)	SJI1/12-1784- (Saint-Jean-D'Illiac1)
8/ Saint-Antonin	43/ Bourzolles		LEN1/ 12-1749- (Lenan1)
9/ Saint-Antonin-Noble-Val	44/ Carrière Les Genestes	A- Le Dognon (Faugeras, 1988)	HOT1/12-1794- (Hourquet1)
10/Montpezat-de-Quercy	45/ La Gironie	B- Trou de Leze (Faugeras, 1988)	SBD1/ 12-2422- (Sabadel1)
11/Saint-Cirg-Lanonie	46/ Favars	C- Lastours (Faugeras, 1988)	CPG1/ 12-1384- (Campagnac1)
12/ Bournac	47/La Roche	D- Condat-sur-Vézère (Bouilhac, 1987)	SLL1/12-1728- (Sauveterre-la-Lémance1)
13/Limogne-en-Quercy	48/Pevrenègre	E- Carrière Les Justices (Bouilhac, 1987)	SBS1/12-1424- (Soubirous1)
14/ Saint-Martin-Labouval	49/ Barrière de Beauzens	F- Le Pouch (Lézin, 2000)	CC1/12-1509- (Clairac1)
15/ Cénevières (D8)	50/ Carrière de Beauzens	G- Carrière de Lissac (Poitevin, 1979)	BSM1/12-1263- (Bouglon-Sainte-Marthe1)
16/ Carrière de Cénevières	51/Les Chauprades	H- Carrière de Crochet (Poitevin, 1979)	BZS1/12-1631-(Bazas1)
17/Lamagol	52/ Sainte-Orse	I- Carrière Le Couze (Poitevin, 1979)	NON1/ 12-1729- (Noaillan1)
18/ Calvignac	53/Taillepetit	J- Nazareth (Poitevin, 1979)	LTN1/ 12-1792- (Le Tuzan1)
19/La Bouve	54/ Tourtoirac	K- Crumière (Poitevin, 1979)	MO1/12-1242- (Mano1)
20/ Quest Cajarc	55/ Rozier/Meynichou	L- Eybènes (Boichard et Drullion, 1982)	MS101/12-1844- (Mothes101)
21/La Mounine	56/ Exorbepey	M- Courtils (Lézin, 2000)	STE2/12-1699- (St-Trosse2)
22/ Saint-Chels	57/ Chapetit	N- Lapoujade (Lézin, 2000)	SG1/ 12-1490- (Saint-Géry1)
23/ Cabrerets/Pech Merle	58/Les Bouyoux	O-Thémines (Lézin, 2000)	CB101/ 12-1483- (Caubon101)
24/Liauzu	59/ La Croix de l'Oratoire	P- Calvignac (Lézin, 2000)	HES1/ 12-1775- (Heulies1)
25/Lentillac-du-Causse	60/ Le Parc	Q-Varaire (Pélissié,1982)	MAI1/ 12-1496- (Maillas1)
26/ Combe-Haute	61/ La Rebière	R- Beauregard (Lézin, 2000)	LOS1/ 12-1619- (Losse1)
27/ Marcilhac-sur-Célé	62/ Cubiac	S- Le Cros (Lézin, 2000)	CDL1/12-1504- (Cadillac1)
28/Corn	63/Les Brandes	T- Loze (Lézin, 2000)	TAQ1/ 12-1620- (Trensacq1)
29/Thémines	64/ Les Jangoulies	U- Saint-Pierre-Livron (Lézin, 2000)	
30/ Carrière Lacabrède	65/Les Roches enchantées	V- Saint-Amans (Lézin, 2000)	Forages BSS (BRGM)
31/ Moulin de Tournefeuille	66/ Saint-Martial-d'Albarède	W- Saint-Antonin-Noble-Val (Kafa, 1988)	F1-BSS001XCFA
32/ Moulin de Pouzou	67/ Beausoleil	X- Lexos (Lézin, 2000)	F2- BSS001XCWA
33/ Rocamadour	68/ La Combe	Y- Cazals (Astruc et al., 1998)	F3- BSS001YSDX
34/ Font Basse-Combe Fère	69/ La Tour	Z- Puycelsi (Lézin, 2000)	F4- BSS001WDKZ
35/Les Fages	70/ Les Fournichoux		

*Figure 3.3 : nom de l'ensemble des coupes sédimentaires et forages étudiés ou utilisés dans le cadre de cette étude.* 

Dans le modèle d'Embry (2009), les séquences de dépôt sont composées d'un cortège transgressif (TST – « *Transgressive System Tract »*) et d'un cortège régressif (RST – « *Regressive System Tract »*). Le TST est un prisme de sédimentation compris entre une surface de régression maximale (MRS) ou une surface d'émersion (SU) et une surface d'inondation maximale (MFS), tandis que le cortège régressif est compris entre une surface d'inondation maximale (MFS) et la limite de séquence suivante. Les TSTs se caractérisent par des architectures rétrogradantes, des faciès plus distaux vers le haut (« *deepening-upward trend »*), tandis que les RSTs montrent une architecture progradante avec des faciès plus proximaux (« *shallowing-upward trend »*) vers le haut. Le modèle d'Embry (2009) regroupe les cortèges de haut niveau marin (HST – « *highstand system tracts »*), de régression forcée (FSST – *falling stage system tract*) et de bas niveau marin (LST – « *lowstand system tract »*) définis par Vail (1987) et repris par Van Wagoner (1998) en cortège régressif (RST). L'utilisation du modèle d'Embry (2009) est justifiable dans le cadre de cette étude car les HST, FSST et LST n'ont pas pu être différenciés (Catuneanu *et al.*,

2011). D'ailleurs, les FSST et LST sont fréquemment peu développés dans les systèmes carbonatés (Merzeraud, 2009).

### 1.3. Accommodation et accommodation affranchie de l'isostasie

La subsidence totale a été définie par Steckler et Watts (1978) et Allen et Allen (2005) comme étant l'épaisseur sédimentaire après décompaction. Pour une profondeur d'enfouissement supérieure à 400 m, les facteurs de décompaction suivants peuvent être utilisés en fonction de la texture de la roche carbonatée : 3 pour les marnes, 2,5 pour les *mudstones*, 2 pour les *wackestones*, 1,5 pour les *packstones* et 1,2 pour les *grainstones* (Hillgärtner et Strasser, 2003).

L'accommodation correspond à la somme des épaisseurs décompactées et des variations paléo-bathymétriques (Jervey, 1988 ; Robin et al., 2000). La subsidence peut être calculée en soustrayant les variations eustatiques de l'accommodation. La subsidence tectonique correspond à la subsidence moins le réajustement isostatique causé par le poids des sédiments et de l'eau, c'est-à-dire la subsidence due uniquement aux mouvements du socle (Steckler et Watts, 1978). Elle peut être calculée en utilisant l'équation de Steckler et Watts (1978) :

Subsidence tectonique = 
$$S\left(\frac{\rho_m - \rho_b}{\rho_m - \rho_w}\right) - \Delta SL\left(\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w}\right) + Wd$$

S est la subsidence totale (épaisseur des sédiments décompactés) en m,  $\rho_m$  la densité du manteau,  $\rho_b$  la densité des sédiments,  $\rho_w$  la densité de l'eau,  $\Delta$ SL les variations eustatiques (m) et Wd les paléobathymétries (m). Les densités moyennes suivantes ont été utilisées : roches du manteau  $3.3 \ g \cdot cm^{-3}$ , calcaires  $2.6 \ g \cdot cm^{-3}$ , marnes  $2.4 \ g \cdot cm^{-3}$  et l'eau 1  $\ g \cdot cm^{-3}$ . La courbe eustatique de Haq (2017) est la seule courbe suffisamment précise pour estimer les variations eustatiques à la résolution temporelle des cycles du second ordre. Pour cette raison, celle-ci a été utilisée pour déterminer la subsidence et la subsidence tectonique dans le Bassin de Paris (Andrieu et al., 2016 ; Brigaud et al., 2018). Cependant, la validité de cette courbe est débattue (Miller et al., 2005) et l'amplitude des variations du niveau marin, par exemple 70-100 m pour le Bathonien, est considérée comme surestimée par certains auteurs (Rowley, 2013). Cependant, des travaux récents sur la formation de l'Oolithe Blanche du Bathonien dans

#### Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

le Bassin de Paris ont mis en évidence que le maxima d'inondation de la plateforme bourguignonne permet le dépôt de dunes géantes sous une profondeur d'eau minimale de 60 m (Vincent et al., 2021), ce qui est cohérent avec les amplitudes eustatiques proposées par Haq (2017). Toutefois, cette surestimation potentielle peut affecter l'amplitude mais pas les tendances. Puisque les valeurs de subsidence et de subsidence tectonique sont rendues incertaines par la surestimation potentielle des amplitudes eustatiques, nous proposons ici le calcul d'un nouveau paramètre : l'accommodation affranchie de l'isostasie, qui permet de s'affranchir des courbes eustatiques jurassiques (Haq, 2017). Cette accommodation permet de s'affranchir du poids des sédiments et de la tranche d'eau sus-jacente. Elle correspond alors à l'accommodation causée par des facteurs externes : les variations eustatiques et les mouvements verticaux du socle. Sachant que les variations eustatiques sont spatialement homogènes, les variations spatiales, pour une même période, des valeurs d'accommodation affranchies de l'isostasie peuvent être interprétées comme ayant une origine tectonique. La formule d'accommodation affranchie de l'isostasie est modifiée d'après celle de Steckler et Watts (1978).

Accommodation affranchie de l'isostasie = 
$$S\left(\frac{\rho_m - \rho_b}{\rho_m - \rho_w}\right) + Wd$$

Les incertitudes des valeurs d'accommodation et d'accommodation affranchie de l'isostasie peuvent être dues aux incertitudes des estimations (1) de la loi de décompaction et des épaisseurs de sédiments décompactés, (2) de l'estimation des paléobathymétries, (3) de la densité du manteau et des roches sédimentaires et (4) des séquences de dépôt. Les incertitudes dans les estimations des facteurs de décompaction dépendent de la loi de compaction choisie (Goldhammer, 1997 ; Hillgärtner et Strasser, 2003). Nous avons estimé une incertitude de 20 % à partir de la loi de compaction de Goldhammer (1997). Les incertitudes dans les estimations des paléobathymétries sont les suivantes : 30 m  $\pm$  10 m pour l'*offshore* supérieur, 10 m  $\pm$  5 m pour le *shoreface*, 30 m  $\pm$  10 m pour le lagon ouvert (« *open lagoon* »), 10 m  $\pm$  5 m pour le lagon protégé (« *sheltered lagoon* »), 0 m  $\pm$  5 m pour le lagon peu profond (« *restricted lagoon* ») et 0 m à 25 m les environnements supratidaux. Les estimations des paléobathymétries pour le milieu d'*offshore* inférieur varient de 40 m à 100 m.

Des valeurs d'accommodation et d'accommodation affranchie de l'isostasie ont été calculées dans 37 localités à travers le Bassin Nord-Aquitain. Des valeurs d'accommodation et d'accommodation affranchie de l'isostasie ont été mesurées dans 70 localités sur la partie ouest du Bassin de Paris (Fig. 3.4). Toutes ces mesures ont été réalisées pour 5 périodes géologiques distinctes : l'Aalénien, le Bajocien, le Bathonien, le Callovien-Oxfordien inférieur et l'Oxfordien moyen à supérieur.

### **1.4. Taux d'accumulation de carbonates**

Les taux d'accumulation de carbonates sont calculés en multipliant l'épaisseur sédimentaire compactée (S) par la teneur en CaCO<sub>3</sub>, puis en divisant par la durée de l'intervalle stratigraphique ( $\Delta T$ ) : 3,8 Ma pour l'Aalénien, 2,7 Ma pour le Bajocien, 2,9 Ma pour le Bathonien, 6,2 Ma pour le Callovien-Oxfordien inférieur et 4,3 Ma pour l'Oxfordien moyen à supérieur (Gradstein et al., 2020). Par ailleurs, les teneurs suivantes de CaCO<sub>3</sub> sont utilisées : 1 pour les calcaires (S1), 0,7 pour les calcaires marneux (S2), 0,5 pour les marnes (S3) et 0,2 pour les marnes (S4).

$$Taux \ d'accumulation \ de \ carbonates = \frac{(1 \times S_1) + (0.7 \times S_2) + (0.5 \times S_3) + (0.2 \times S_4)}{\Delta T}$$

Les taux d'accumulation de carbonates ont été calculés pour chaque localité et pour les 5 périodes géologiques (Fig. 3.4) et associés à des taux d'accommodation et des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie.



Figure 3.4 : carte géologique simplifiée de l'ouest de la France avec la position des points de calculs. Pour chacun des points de mesure trois taux ont été calculés : taux d'accommodation, taux d'accommodation affranchie de l'isostasie et taux d'accumulation de carbonates.

### 2. Diagenèse des carbonates

### 2.1. Pétrographie des phases minérales

Tout d'abord, les observations pétrographiques sur les ciments de calcite et dolomite ont été effectuées par microscopie optique. Celles-ci ont été complétées pour 190 lames minces par des observations en cathodoluminescence à cathode froide avec une Cathodyne développée par NewTec (Nîmes, France) opérant sous un voltage de 12-13 kV et un courant de 130 à 150  $\mu$ A, couplée à un microscope Olympus BX41 (Olympus Corporation, Tokyo, Japon) et à un appareil photo numérique Qicam Fast 1394 (TELEDYNE QIMAGING, Surrey, BC, Canada). Cependant, seules certaines de ces lames minces – les plus pertinentes – ont été sélectionnées pour réaliser diverses analyses géochimiques. La coloration à l'alizarine et au ferricyanure de potassium a été utilisée pour distinguer la calcite de la dolomite sur 18 lames minces.

### 2.2. Microsonde électronique « *Electron Probe Micro Analysis* » (EPMA)

Les compositions en éléments majeurs (Ca, Mg, Fe, Mn, Al et Sr) ont été mesurées sur les ciments de calcite et dolomite de 11 lames minces et déterminées à l'aide de la microsonde électronique SX-Five (EPMA) au Centre Camparis à Sorbonne Université (Paris). Les lames minces ont été métallisées au carbone avant analyses. La tension d'accélération est de 25 kV, le courant de 20 nA et la taille du faisceau d'ions primaires de 5 à 10 µm. Les données obtenues en Ca, Mg, Fe, Mn, Al et Sr sont exprimées en pourcentage masse d'oxyde (wt%). La précision de la mesure est de l'ordre de 1 % pour chaque élément.

### 2.3. Isotopie du carbone et de l'oxygène

Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone fournissent des informations essentielles sur la composition des fluides minéralisateurs. Les rapports isotopiques  $\delta^{13}$ C et  $\delta^{18}$ O ont été acquis par deux méthodes : (1) par spectrométrie de masse à rapports isotopiques (« *isotope-ratio mass spectrometry* », IRMS) et (2) par spectrométrie de masse des ions secondaires (« *secondary ion mass spectrometry* », SIMS).

### 2.3.1. Analyses par « Isotope Ratio Mass Spectrometer » (IRMS)

Les isotopes de l'oxygène et du carbone ont été analysés à partir de 13 poudres de calcite et de dolomite prélevées à l'aide d'une micro-foreuse de 1 mm de diamètre. Les analyses ont été effectuées à l'aide d'un spectromètre Isoprime 100 à double entrée (Elementar) couplé à un système multiCarb au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) de l'Université Paris-Saclay. Les données ont été exprimées en pour mille (‰) par rapport à la valeur de référence de la Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB) et normalisées par rapport aux matériaux de référence internationaux NBS19 et NBS18, avec des valeurs respectives de  $-2,20 \%_{V-PDB}$  et  $-23,01 \%_{V-PDB}$  pour le  $\delta^{18}$ O et de 1,95  $\%_{V-PDB}$  et  $-5,01 \%_{V-PDB}$  pour le  $\delta^{13}$ C. Les incertitudes rapportées sont basées sur la reproductibilité externe d'un matériau de référence carbonaté (MARGO) avec un 1 $\sigma$  de 0,05 ‰ pour le  $\delta^{18}$ O et de 0,03 ‰ pour le  $\delta^{13}$ C.

### 2.3.2. Analyses par « Secondary Ion Mass Spectrometer » (SIMS)

Pour l'analyse *in situ* par SIMS, 9 lames minces ont été analysées pour un total de 147 mesures en  $\delta^{18}$ O et 139 en  $\delta^{13}$ C sur des ciments de calcite et de dolomie à partir de la sonde ionique CAMECA « *Ion Mass Spectrometer* » (IMS) 1280, du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy. Ces analyses ont été effectuées en suivant la méthodologie décrite par Andrieu et al. (2018), Peyrotty et al. (2020) et Motte et al. (2021). Les lames minces ont été découpées pour être adaptées au porte échantillon (sections de 28 mm de long et 23 mm de large). Pour localiser précisément les points de faisceau pour chaque échantillon, des observations pétrographiques et des microphotographies ont été réalisées en utilisant la microscopie en cathodoluminescence et en lumière naturelle sur les lames minces et en lumière réfléchie après une métallisation à l'or des lames minces.

Afin de minimiser la contamination de surface, les échantillons ont été pré-ablatés (« *pre-sputtering* ») pendant 90 s avec un faisceau de 20 × 25 µm. Ensuite, les échantillons ont été ablatés (« *sputtering* ») pendant 120 s avec un faisceau primaire Cs<sup>+</sup>, chargé positivement, d'un voltage de 10 kV et d'une intensité de 1,9 nA pour l'oxygène et de 2,1 nA pour le carbone. Des ions secondaires, chargés négativement, sont alors formés et directement transférés vers le spectromètre de masse. Le pouvoir de résolution de masse est d'environ 5000 pour le mode de focalisation circulaire de l'IMS 1280 et une optique de transfert de 150 µm (Rollion-Bard et

al., 2003). Le diamètre du faisceau d'ions primaires est de 20 µm pour les mesures des isotopes de l'oxygène et du carbone et la profondeur du cratère résultant est inférieur à 1 µm. Les erreurs à  $2\sigma$  varient de 0,23 ‰ à 0,34 ‰ pour les isotopes de l'oxygène et de 0,31 ‰ à 0,67 ‰ pour les isotopes du carbone. Le fractionnement massique instrumental est déterminé à partir des matériaux de référence interne pour corriger le rapport isotopique de l'oxygène et du carbone et du carbone avec une méthode de « *bracketting* » : les points d'analyse sur les échantillons sont intercalés avec les matériaux de référence.

Le matériau de référence utilisé pour la calcite est un cristal de calcite (CCigA) avec une valeur de  $\delta^{18}$ O de 18,94 ‰<sub>V-SMOW</sub> (Standard Mean Ocean Water, SMOW) et une valeur de 1,04 ‰<sub>V-PDB</sub> pour  $\delta^{13}$ C. Pour les cristaux de dolomite, le matériau de référence utilisé pour la dolomite (Dolomin) possède une valeur en  $\delta^{18}$ O de 20,04 ‰<sub>V-SMOW</sub> et une valeur de 3,56 ‰<sub>V-PDB</sub> en  $\delta^{13}$ C. La stabilité instrumentale a été systématiquement vérifiée au cours de la session d'analyse, en cas de dérive instrumentale, une correction linéaire est appliquée aux mesures concernées. Pour une description complète du matériel et du protocole, il convient de se référer à Rollion-Bard et al. (2003, 2007). Tous les résultats sont présentés en pour mille (‰) par rapport au matériau de référence PDB. La conversion de  $\delta^{18}$ O<sub>V-SMOW</sub> en  $\delta^{18}$ O<sub>PDB</sub> + 30,86.

### 2.4. La thermométrie Δ<sub>47</sub>

Cette méthode permet de déterminer la température du fluide pendant la cristallisation des ciments carbonatés. Si des mesures de  $\delta^{18}$ O ont été effectuées sur les mêmes ciments, le  $\delta^{18}$ O du fluide parent peut être déduit. La méthodologie appliquée à la diagenèse décrite dans Mangenot (2017) a été utilisée. 7 échantillons de calcite et 1 échantillon de dolomite ont été sélectionnés pour l'analyse des « *clumped isotopes* » ( $\Delta_{47}$ ). Tout d'abord, 30 mg de poudre de calcite et dolomite ont été échantillonnés à l'aide d'une micro-foreuse d'un diamètre de 1 mm. Les mesures des « *clumped isotopes* » ont été réalisées au California Institute of Technology (Caltech, USA) en suivant la méthodologie décrite par Passey et al. (2010). Les échantillons ont été pesés dans des capsules d'argent (~ 8 mg) et ont réagi dans un bain d'acide phosphorique (~ 103 %) pendant 20 minutes à 90 °C sous vide statique. Le CO<sub>2</sub> résultant est passé dans un piège en U dont la température est maintenue par un mélange éthanol/glace sèche (~ -80 °C) avant d'être collecté sur un piège en U à température contrôlée par de l'azote liquide (-196 °C).

Après la période de réaction de 20 minutes, le CO<sub>2</sub> collecté est décongelé, puis transporté par un flux d'hélium dans une colonne de gaz Porapak Q 120/80 mesh maintenue à –20 °C. Le CO<sub>2</sub> purifié a été analysé à l'aide d'un spectromètre de masse Thermo Scientific MAT 253 réglé pour recueillir les masses 44 à 49. Par ailleurs, la masse 48 a été contrôlée pour détecter tout contaminant en hydrocarbure.

Les données  $\delta^{18}$ O et  $\delta^{13}$ C ont également été acquises dans le cadre de chaque analyse  $\Delta_{47}$ . Elles ont été exprimées par rapport au matériau de référence PDB et selon le schéma de correction des constantes de Brand et al. (2010). Les valeurs  $\Delta_{47}$  obtenues sur les matériaux de référence au cours de cette étude sont :  $\Delta_{47-\text{CDES25}} = 0,409 \pm 0,016 \%$  (1SD, n = 10) pour Carrara et  $\Delta_{47-\text{CDES25}} = 0,666 \pm 0,011 \%$  (1SD, n = 8) pour TV04, c'est-à-dire dans les valeurs  $\Delta_{47}$  acceptées pour Carrara ( $\Delta_{47-\text{CDES25}} = 0,405 \%$ ) et TV04 ( $\Delta_{47-\text{CDES25}} = 0,655 \%$ ). Enfin, les valeurs  $\Delta_{47}$  corrigées ont été converties en températures à l'aide de la calibration composite  $\Delta_{47-T}$  de Bonifacie et al. (2017), appropriée pour la calcite et la dolomie précipitant entre 0 et 300 °C. Celles-ci se sont révélées cohérentes avec les mesures effectuées au Caltech. Les compositions isotopiques de l'oxygène de l'eau ( $\delta^{18}O_{water}$ ) à partir de laquelle les carbonates ont précipité ont été calculées pour chaque température T( $\Delta_{47}$ ) à partir des valeurs en  $\delta^{18}O_{carb}$  et les équations de fractionnement calcite-eau de Watkins et al. (2013) :

$$1000 ln\alpha_{calcite-eau} = \left(\frac{17.747}{T}\right) - 29.777$$

et dolomite-eau de Horita (2014) :

$$1000 ln\alpha_{dolomite-eau} = 3.14 \times \left(\frac{10^6}{T^2}\right) - 3.14$$

## 2.5. 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)

### 2.5.1. Préparation des échantillons

Après une analyse minutieuse des ciments de calcite diagénétique sur lame mince en microscopie optique et cathodoluminescence, 49 lames minces ont été sélectionnées pour procéder à des analyses au LA-HR-ICP-MS en « multi-élémentaires ». Toutes les générations de calcite de chacune des lames minces ont été testées pour la datation au cours de 5 sessions

(Table 3.1). Des images composites en lumière naturelle et cathodoluminescence ont été systématiquement réalisées pour visualiser au mieux les plages de calcite et permettre de localiser précisément chaque cratère d'ablation sur les ciments à l'aide du logiciel de commande du laser Chromium 2.4.

Sessions « multi-	Échantillons	Pore-filling types	Cement types	Nombre de cratères
elementaire »			Dull to even so blashy soleits (DODC)	
	AML16	Intergranular-filling dolomites	Pink luminescence non-planar dolomite (PLNPD)	1
	AML2	Intergranular-filling dolomites	Pink luminescence euhedral dolomite (PLED)	12
			Dull to orange blocky calcite (DOBC)	22
	AUT11	Vug-filling calcites (<5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	7
			Banded blocky calcite (BBC)	5
12 octobre 2020	BRG10	Fracture-filling calcites	Banded blocky calcite (BBC)	5
			Banded blocky calcite (BBC)	2
	MTF11	Vug-filling calcites (<5 cm)	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	9
	NDZ3	Vug-filling calcites (<5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	21
		Vug-filling calcites (<5 cm)	Orange scalenohedral calcite (OSC)	2
	PNN3		Dull to orange blocky calcite (DOBC)	14
		Intergranular-filling dolomites	PINK luminescence eunedral dolomite (PLED)	1
	PYG1	Mouldic pore-filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	7
	BRA12	Vug-filling calcites (<5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	6
			Blue luminescence blocky calcite (BLBC)	6
	BZN6	Mouldic pore-filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	7
	CVE8	Vug-filling calcites (<5 cm)	Dull to orange microspar to blocky calcite (DOMBC)	5
		Intergranular and	Dull granular to blocky calcite (DGBC)	5
	LCB1	intercrystalline-filling calcites	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	3
	MTF4	Vug-filling calcites (<5 cm) Dull to orange blocky calcite (DOBC)		2
			Dull to orange blocky calcite (DOBC)	16
	PNN10	Mouldic pore-filling calcites	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	1
		Intergranular-filling dolomites	Pink luminescence euhedral dolomite (PLED)	3
13 octobre 2020		Mouldic pore-filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	2
	PNN7	Vug-filling calcites (<5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	14
		Vug-filling calcites (<5 cm)	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	5
			Dull to orange blocky calcite (DOBC)	9
	SMA12	Vug-filling calcites (<5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	13
	SMA6	Intergranular and intercrystalline-filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	16
		Mouldic pore-filling calcites	Orange granular calcite (OGC)	11
	_	Intergranular and	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	3
	TOR1	intercrystalline-filling calcites	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	3
	TOR3	Vug-filling calcites (<5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	11
			Blue luminescence blocky calcite (BLBC)	3
	CO6	Mouldic pore-filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	6
19 octobre 2020	RZR19	Mouldic pore-filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	12
19 0010018 2020	SMA4	Intergranular and intercrystalline-filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	9

	SMA8	Vug-filling calcites (<5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	27
	AML15	Intergranular-filling dolomites	Pink luminescence non-planar dolomite (PLNPD)	8
	AMI 5	Mouldic pore-filling calcites	Dull microsparitic calcite (DMC)	5
	/		Dull to orange blocky calcite (DOBC)	5
	AUT6	Mouldic pore-filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	6
	BRG12	Fracture-filling calcites	Dull to orange drusy calcite (DODC)	5
	BRGIE	Vug-filling calcites (<5 cm)	Dull to orange drusy calcite (DODC)	6
	COM1	Intergranular and intercrystalline-filling calcites	Dull to orange drusy calcite (DODC)	5
	CSJ7	Intergranular and intercrystalline-filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	7
- 0.000	CVE11	Fracture-filling calcites	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	4
5 août 2021	CV/529	)/ug filling coloitos ( < 5 cm)	Dull to orange microspar to blocky calcite (DOMBC)	4
	CVE28	vug-ming calcites (<5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	2
	CVE7	Fracture-filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	5
	FAG7	Fracture-filling calcites	Dull to orange drusy calcite (DODC)	7
			Dull microsparitic calcite (DMC)	2
	MDQ2	Mouldic pore-filling calcites	Dull to orange drusy calcite (DODC)	3
	PBU5	Fracture-filling calcites	Dull to orange drusy calcite (DODC)	5
	DVC0		Dull to orange microspar to blocky	
	PYG8	Vug-filling calcites (<5 cm)	calcite (DOMBC)	5
	SLC6	Mouldic pore-filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	5
	SML3	Mouldic pore-filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	5
	K2CVE14	Vug-filling calcites (<5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	12
	K2SL1	Vug-filling calcites (<5 cm)	Non-luminescent prismatic calcites (NLPC)	5
		Vug-filling calcites (<5 cm)	Dull to orange microspar to blocky calcite (DOMBC)	10
	KCVE5	Vug-filling calcites (>5 cm)	Non-luminescent prismatic calcites (NLPC)	3
		Mouldic pore-filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	5
	KFININ15	Vug-filling calcites (>5 cm)	Blue luminescence blocky calcite (BLBC)	2
	KPNN14	Vug-filling calcites (<5 cm)	Blue luminescence blocky calcite (BLBC)	5
0 20ût 2021	KSMA17	Vug-filling calcites (>5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	5
9 aout 2021	KSMA2	Vug-filling calcites (<5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	10
	KSMA23	Vug-filling calcites (>5 cm)	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	27
		Vug-filling calcites (<5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	8
	KSMA3	Vug-filling calcites (>5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	7
		Vug-filling calcites (<5 cm)	Dull scalenohedral calcite (DSC)	5
	PNN8		Dull to orange blocky calcite (DOBC)	9
		Fracture-filling calcites	Non-luminescent to yellow granular to	2
		- Eractura filling calaitas	DIOCKY CAICITE (INLYGBC)	3 F
	SMA26	Vug-filling calcitos (>5 cm)	Duil to orange blocky calcite (DODC)	5 19
		vug-ming calcites (>5 till)	Duil to brange blocky taltite (DOBC)	10

Table 3.1 : tableau récapitulatif des lames minces étudiées lors des 5 sessions d'analyses. Pour chaque lame mince plusieurs générations de calcite sont identifiées, sur lesquelles sont placés de nombreux cratères d'ablation afin de déterminer les concentrations en uranium et plomb. Les ciments surlignés en vert correspondent aux calcites datées.

Ensuite, les lames minces ont été sciées et dimensionnées à une largeur variant de 1 à 2 cm et une longueur de 28 mm afin de placer un maximum de lames minces dans le porte échantillon (Fig. 3.5). Parmi toutes ces lames minces, 9 ont été spécifiquement dimensionnées (23 x 28 mm) et passées à la SIMS pour être analysées. Avant d'être placées sous-vide dans la chambre d'ablation, celles-ci sont nettoyées à l'éthanol absolu dans le but de diminuer le risque de contamination en plomb à la surface de l'échantillon. Dans cette étude, et du fait de l'hétérogénéité des calcites, le choix a été fait d'ablater uniquement des lames minces, afin de pouvoir placer les points le plus précisément possible, à la dizaine de micromètres près. Les calcites inconnues sont positionnées dans le porte échantillon adapté pour les lames minces (Fig. 3.5). Par ailleurs, dans le cadre de cette étude, 6 types de remplissage des pores (« *pore-filling types* ») et 14 types de ciment (« *cement types* ») ont été identifiés (Table 3.1). De plus, sur les 49 lames minces analysées 73 générations de calcite ont été analysées (ciments surlignés en vert dans la Table 3.1) avec 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).

### 2.5.2. Analyse des éléments traces et ultra-traces : éléments des terres rares et étape préliminaire à la datation U–Pb

### 2.5.2.1. Méthode et matériaux de référence

Les compositions en éléments majeurs, mineurs, traces et ultra-traces sont mesurées à l'aide d'un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif haute résolution Element XR de Thermo Scientific<sup>™</sup> couplé à un système d'ablation laser (193 nm Photon Machines, TELEDYNE) (LA-HR-ICP-MS) au laboratoire Géosciences Paris-Saclay (GEOPS) de l'Université Paris-Saclay. Ces analyses ont été réalisées, sur calcite, selon le protocole décrit par Peyrotty et al. (2020). Les isotopes mesurés sont les suivants : Mg<sup>24</sup>, Al<sup>27</sup>, P<sup>31</sup>, Ca<sup>43</sup>, Mn<sup>55</sup>, Fe<sup>56</sup>, Sr<sup>88</sup>, Y<sup>89</sup>, Ba<sup>137</sup>, La<sup>139</sup>, Ce<sup>140</sup>, Pr<sup>141</sup>, Nd<sup>146</sup>, Sm<sup>147</sup>, Eu<sup>153</sup>, Gd<sup>157</sup>, Tb<sup>159</sup>, Dy<sup>163</sup>, Ho<sup>165</sup>, Er<sup>166</sup>, Tm<sup>169</sup>, Yb<sup>172</sup>, Lu<sup>175</sup>, Pb<sup>206</sup>, Pb<sup>207</sup>, Pb<sup>208</sup>, Th<sup>232</sup>, U<sup>238</sup>. La mesure des isotopes Pb<sup>206</sup>, Pb<sup>207</sup> et U<sup>238</sup> permet d'évaluer le potentiel de la calcite pour la datation.



Figure 3.5 : emplacement des calcites inconnues et des matériaux de référence sur le porte échantillon. Toutes les lames minces sont au préalable dimensionnées pour passer dans le porte échantillon avant une session d'analyse en « multi-élémentaires ».

Les concentrations élémentaires ont été calibrées en utilisant les matériaux de référence certifiés : un verre synthétique NIST612 (Pearce et al., 1997) et une poudre carbonatée MACS-3 (United State Geological Survey, USGS). De plus, un matériau de référence additionnel est utilisé, le JCt-1, qui est une calcite de corail (*Tridacna gigas*) provenant des îles Ryukyu au Japon (Inoue et al., 2004). Enfin, une calcite de brèche de faille du fossé de Gondrecourt à Augeville AUG-B6 (« *in-house standard* » ; Pagel et al., 2018) a été utilisée comme matériau de référence secondaire pour garantir le suivi de la séquence d'analyse.

### 2.5.2.2. Paramètres d'ablation et protocole analytique

Au préalable, toutes les calcites inconnues et tous les matériaux de référence sont préablatés durant 3 s pour éliminer toutes contaminations de surface. Les calcites inconnues et les matériaux de référence MACS-3, JCt-1 et AUG-B6 sont ablatés à une fréquence de 8 Hz, une

Echantillons	Fluence (J.cm <sup>-2</sup> )	Fréquence (Hz)	Shot count	Diamètre (µm)	Temps (s)
NIST612	6.25	10	30	50	3
MACS-3	2	8	24	155	3
JCt-1	2	8	24	155	3
AUG-B6	2	8	24	155	3
Calcites inconnues	2	8	24	155	3

fluence de 2 J.cm<sup>-2</sup> et un diamètre de faisceau laser de 155  $\mu$ m. 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 50  $\mu$ m (Table 3.2).

Table 3.1 : résumé des paramètres de pré-ablation au cours des sessions multi-élémentaires.

Ensuite, une ablation de 30 s est réalisée pour chaque point d'analyse incluant 35 cycles de mesure (« *runs* »). Les ablations sont précédées par 30 s d'acquisition du bruit de fond et suivies par 30 s de temps de lavage (« *washout* »). Toutes les calcites inconnues et les calcites de référence sont ablatées avec une taille de faisceau laser de 150  $\mu$ m, le NIST612 est quant à lui ablaté avec un faisceau de 40  $\mu$ m. Les calcites inconnues et les calcites de référence JCt-1 et AUG-B6 sont ablatées à une fluence de 2 J.cm<sup>-2</sup> et une fréquence de 10 Hz, tandis que MACS-3 est ablaté à une fluence de 1 J.cm<sup>-2</sup> et une fréquence de 10 Hz (Table 3.3).

Echantillons	Fluence (J.cm <sup>-2</sup> )	Fréquence (Hz)	Shot count	Diamètre (µm)	Temps (s)
NIST612	6.25	10	300	40	30
MACS-3	1	10	300	150	30
JCt-1	2	10	300	150	30
AUG-B6	2	10	300	150	30
Calcites inconnues	2	10	300	150	30

Table 3.2 : résumé des paramètres d'ablation au cours des sessions multi-élémentaires

Les calcites inconnues sont placées dans un porte échantillon puis dans la chambre d'ablation du laser. Les données sont acquises en suivant une méthode de « *bracketing* » où s'alternent matériaux de référence et calcites inconnues, en mode automatisé pendant la nuit, durant plus de 8 heures.

### 2.5.2.3. Traitement des données

Les données sont traitées avec le logiciel Iolite4<sup>©</sup> (Paton et al., 2011). Une période d'intégration est déterminée pour chaque cratère d'ablation, que ce soit sur les échantillons de calcites inconnues ou sur les matériaux de référence. Pour convertir les intensités des éléments mesurés en concentrations, le <sup>43</sup>Ca a été utilisé comme standard interne. Une teneur en CaO de la calcite de 52,75 pourcents poids d'oxyde (wt% CaO) est prise en compte (Andrieu et al.,

### Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

2018), cette valeur étant d'ailleurs inférieure à la teneur en CaO d'une calcite stœchiométrique (56,08 wt%). Les données sont traitées par le schéma de réduction de données « *Trace Elements Next* » (Paton et al., 2011), 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. Les valeurs des éléments des terres rares sont converties de coups par seconde (cps) en concentrations (ppm) par le logiciel Iolite4<sup>©</sup>. Les concentrations en éléments des terres rares des calcites inconnues sont ensuite normalisées par rapport au *Post Archean Australian Shale* (PAAS) en utilisant les valeurs de standardisation de McLennan (1989). Les anomalies en Ce et Pr sont calculées selon la méthode de Bau et Dulski (1996) :

$$Ce/Ce^* = [Ce/(0.5 \times La) + (0.5 \times Pr)]_{SN}$$
  
 $Pr/Pr^* = [Pr/(0.5 \times Ce) + (0.5 \times Nd)]_{SN}$ 

Les valeurs obtenues sur les matériaux de référence sur chacune des 5 sessions d'analyse sont résumées sous forme de tableaux récapitulatifs pour les matériaux de référence NIST612 (Table 3.4), JCt-1 (Table 3.5) et MACS-3 (Table 3.6) et sous forme de spectres normalisés au PAAS pour le matériau de référence AUG-B6 (Fig. 3.6A-E) et comparés aux spectres publiés dans Pagel et al. (2018) (Fig. 3.6F). Le matériau de référence MACS-3 est une poudre carbonatée compactée qui peut être parfois compliquée à ablater proprement au cours d'une session d'analyse, c'est pourquoi aucune valeur n'a pu être utilisée lors de la session du 9 août 2021.

Sessions	Matériau de référence	n	Mn (ppm) 37.7 ± 3.8	Ce (ppm) 39.0	Nd (ppm) 36.0	Sm (ppm) 39.0	Pb (ppm) 38.6	Th (ppm) 37.8	U (ppm) 37.4
12 octobre 2020		19	38.6 ± 0.3	38.5 ± 0.6	35.5 <u>+</u> 0.8	37.9 <u>+</u> 0.6	38.9 ± 0.4	38.0 ± 0.6	37.5 ± 0.7
13 octobre 2020		21	38.7 ± 0.2	39.4 ± 1.5	36.3 ± 1.3	38.5 <u>+</u> 1.5	38.9 ± 0.7	38.4 ± 1.5	38.5 <u>+</u> 1.5
19 octobre 2020	NIST612	23	38.8 ± 0.3	38.0 ± 0.8	35.3 ± 0.7	37.5 <u>±</u> 0.8	38.4 ± 0.5	37.7 ± 0.6	37.6 ± 0.8
5 août 2021		16	38.8 ± 0.2	38.6 ± 0.5	35.7 ± 0.4	37.9 ± 0.4	38.7 ± 0.3	$38.1\pm0.3$	37.6 ± 0.4
9 août 2021		22	38.7 ± 0.1	38.5 ± 0.3	35.5 ± 0.3	37.8 ± 0.3	38.4 ± 0.4	37.8 ± 0.4	37.4 ± 0.3

Table 3.4: tableau récapitulatif des valeurs en ppm des éléments Mn, Ce, Nd Sm, Pb, Th et U du matériau de référence NIST612 au cours de 5 sessions multi-élémentaires

Table 3.5 : tableau récapitulatif des valeurs en ppm des éléments Mg, Al, Fe, Sr et Ba du matériau de référence JCt-1 au cours de 5 sessions multi-élémentaires

Sessions	Matériau de référence	n	Mg (ppm) 278	Al (ppm) 48.4	Fe (ppm) 46.4	Sr (ppm) 1380	Ba (ppm) 3.7
12 octobre 2020		15	$426 \pm 16$	240 ± 22	36.5 ± 3.7	1701 ± 65	$10.6 \pm 1.4$
13 octobre 2020		17	428 <u>+</u> 7	280 <u>+</u> 20	31.3 <u>+</u> 4.0	1904 <u>+</u> 58	$10.2 \pm 1.1$
19 octobre 2020	JCt-1	19	$434 \pm 16$	257 <u>+</u> 21	33.8 ± 1.4	1773 <u>+</u> 67	9.52 ± 0.8
5 août 2021		11	$509 \pm 11$	235 ± 16	$8\pm13$	$\textbf{240} \pm \textbf{120}$	1.7 ± 1.2
9 août 2021		18	628 <u>+</u> 18	299 <u>+</u> 16	28.4 ± 1.3	0	0

Table 3.6 : tableau récapitulatif des valeurs en ppm des terres rares, du Pb, du Th et de l'U du matériau de référence MACS-3 au cours de 5 sessions multi-élémentaires

Sessions	Matériau de référence	n	La (ppm) 10,4	Ce (ppm) 11,2	Pr (ppm) 12,1	Nd (ppm) 11	Sm (ppm) 11	Eu (ppm) 11,8	Gd (ppm) 10,8	Tb (ppm) 10,9	Dy (ppm) 10,7	Ho (ppm) 10,7	Er (ppm) 11,2	Tm (ppm) 11,9	Yb (ppm) 11,6	Lu (ppm) 10,8	Pb (ppm) 56,5	Th (ppm) 55,4	U (ppm) 1,52	
12 octobre 2020		15	12.7 <u>+</u> 0.4	15.2 <u>+</u> 0.9	14.2 ± 0.7	12.4 <u>+</u> 1.0	11.5 <u>+</u> 0.7	13.3 <u>+</u> 0.5	9.9 <u>+</u> 0.5	10.2 <u>+</u> 0.6	9.8 <u>+</u> 0.6	9.8 <u>+</u> 1.0	9.7 <u>+</u> 0.9	10.6 <u>+</u> 0.8	10.5 <u>+</u> 1.1	10.0 <u>+</u> 0.4	84.9 <u>+</u> 6.5	53.6 <u>+</u> 3.3	1.7 <u>+</u> 0.2	
13 octobre 2020	MACS-3	17	13.5 <u>+</u> 0.3	15.3 <u>+</u> 0.5	14.3 <u>+</u> 0.5	13.7 <u>+</u> 0.5	12.6 <u>+</u> 0.5	13.7 <u>+</u> 0.4	11.5 <u>+</u> 0.5	11.3 ± 0.3	11.1 ± 0.6	11.9 <u>+</u> 0.4	11.8 <u>+</u> 0.5	11.8 <u>+</u> 0.6	12.5 <u>+</u> 0.5	11.1 ± 0.5	83.4 <u>+</u> 4.7	62.3 <u>+</u> 2.5	1.8 ± 0.1	
19 octobre 2020		MACS-3	19	13.4 ± 0.3	14.5 ± 0.5	14.7 <u>+</u> 0.4	13.5 ± 0.4	12.4 ± 0.4	13.7 <u>+</u> 0.3	10.8 ± 0.3	11.4 ± 0.2	11.5 ± 0.2	11.7 <u>+</u> 0.4	11.9 <u>+</u> 0.4	12.2 <u>+</u> 0.3	12.2 <u>+</u> 0.4	11.4 ± 0.3	73.2 <u>+</u> 2.6	60.5 ± 1.8	1.6 ± 0.1
5 août 2021		11	13.5 <u>+</u> 0.4	14.6 ± 0.4	15.0 <u>+</u> 0.4	13.3 <u>+</u> 0.3	12.5 <u>+</u> 0.4	13.8 ± 0.3	10.4 ± 0.5	11.0 <u>+</u> 0.3	10.8 ± 0.5	11.1 ± 0.4	11.6 <u>+</u> 0.4	11.6 <u>+</u> 0.6	11.9 <u>+</u> 0.4	10.9 <u>+</u> 0.4	74.9 <u>+</u> 3.8	61.2 <u>+</u> 2.8	1.7 <u>+</u> 0.1	
9 août 2021	]	18		Valeurs négatives : problème d'ablation du MACS-3												•				



Figure 3.6 : (A) à (E) synthèse des spectres de chacun des cratères d'ablation sur le matériau de référence AUG-B6 au cours des 5 sessions d'analyses. Tous ces spectres sont normalisés au PAAS (Post Archean Australian Shale). (F) Ces spectres sont comparés à ceux publiés dans Pagel et al. (2018).

### 2.5.2.4. Pré-sélection des zones d'intérêt

De manière générale, les calcites contiennent de faibles concentrations en uranium et de fortes teneurs en plomb commun (Roberts et al., 2020 ; Nuriel et al., 2021). Une étape préliminaire consiste à évaluer le potentiel de datation des calcites à partir d'une estimation des teneurs en <sup>238</sup>U, <sup>207</sup>Pb et <sup>206</sup>Pb. Pour ce faire, des images composites en cathodoluminescence (Fig. 3.7A) et lumière naturelle (Fig. 3.7B) sont réalisées, sur lesquelles sont replacées les cratères d'ablation laser (Fig. 3.7A-B). Au minimum deux cratères d'ablation ont été placés sur chacune des différentes générations et/ou surcroissances de calcite (Fig. 3.7A-B et Table 3.1). Un premier traitement de ces concentrations pour chacune des calcites

analysées permet de déterminer les valeurs des rapports isotopiques <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb et <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb. Une première sélection de ces générations de calcite est alors réalisée en fonction des teneurs en U et Pb (en ppm).



Figure 3.7 : image composite en (A) cathodoluminescence et (B) lumière naturelle de deux générations de calcite de l'échantillon KPNN13 sur lesquelles sont replacés les 7 cratères d'ablation. 5 cratères d'ablation sur la génération « dull to orange blocky calcite (DOBC) » et 2 sur la génération « blue luminescence blocky calcite (BLBC) ». (C) Tera-Wasserburg présentant les rapports isotopiques <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb des deux générations de calcite, la génération « dull to orange blocky calcite (DOBC) » et ciblée pour une future session U–Pb tandis que la génération « blue luminescence blocky calcite (BLBC) ».

### Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

Ensuite, les rapports isotopiques <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb des générations de calcites sélectionnées sont projetés dans des graphiques de type Tera-Wasserburg (Fig. 3.7C). Cela permet de déterminer visuellement les générations de calcite potentiellement datables, i.e. si les cratères d'ablation sont proches de la courbe Concordia (très probablement datable), présentent un rapport <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb variable (probablement datable) ou si les points présentent un rapport <sup>237</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb stable autour de 0.8, proche du pôle du plomb commun (non datable) (Fig. 3.7C). Cette méthode permet de faire une pré-sélection des générations de calcite : les zones présentant des rapports élevés en <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et faibles en <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb sont prioritairement sélectionnées (Fig. 3.7C). La troisième étape consiste alors à placer les cratères d'ablation sur les générations de calcite les plus favorables en vue d'une future session d'analyse en U–Pb. En outre, ce « pré-scan » présente un bon taux de réussite, car 31 générations ot été datées sur 34 sélectionnées, soit un taux de succès de 91 %, et permet d'optimiser les sessions U–Pb, qui seront réalisées postérieurement. Ce chiffre est à mettre en regard des 73 générations testées durant cette étape, ce qui fait que 42 % des générations testées ont été en réalité datées.

Dans le cadre de cette étude, les calcites jurassiques du Quercy et du Périgord présentent des teneurs allant de 0,0001 à 60 ppm en U et de 0,001 à 200 ppm en Pb (Fig. 3.8). Ces teneurs variables en U et Pb rendent parfois difficile la datation des calcites diagénétiques et nécessitent notamment l'utilisation d'ICP-MS haute résolution. Cepandant, certaines calcites présentent des teneurs en U et Pb adéquates pour la datation. Les teneurs en uranium doivent être supérieures à celles du plomb afin de dater une calcite, il est donc nécessaire que très peu de plomb s'incorpore dans le réseau cristallin lors de la précipitation de la calcite (cf 2.5.3.2.). Les générations de calcite datables présentent un rapport U/Pb supérieurs à 1, alors que les générations non-datables montrent des rapports U/Pb inférieurs à 1 (Fig. 3.8). Dans le cadre de cette étude, les calcites les plus favorables à la datation U–Pb montrent des valeurs de 1 ppm en uranium et de 0,1 ppm en plomb (Fig. 3.8). De manière général, il est nécessaire que les concentrations en uranium soient 10 fois supérieures à celles du plomb pour optimiser la datation U–Pb (Fig. 3.8).

120



Figure 3.8 : synthèse des concentrations en uranium et plomb de toutes les générations de calcite provenant des 49 lames minces étudiées en « multi-élémentaires ». Chaque point (orange/bleu) correspond à un cratère d'ablation laser. Ce graphique montre qu'un rapport U/Pb supérieur à 1 est nécessaire pour dater une génération de calcite. Les calcites qui présentent un rapport U/Pb inférieurs à 1 ne sont pas datable. Pour optimiser une session U–Pb, il est indispensable que les concentrations en uranium soient 10 fois supérieures à celles du plomb.

### 2.5.3. Méthode géochronologique U-Pb

### 2.5.3.1. Généralité

La radioactivité est un phénomène physique où certains noyaux « pères » instables (excès d'énergie à l'origine de la désintégration) se transforment par désintégration en noyaux « fils » radiogéniques stables (produit de la désintégration). Parallèlement, des particules et/ou des rayonnements électromagnétiques sont émis. Le temps de demi-vie (T) d'un élément radioactif correspond au temps nécessaire pour que la moitié des noyaux pères se désintègrent (Fig. 3.9). Le système isotopique U–Pb (couple père-fils) est un bon géochronomètre car le temps est l'unique paramètre responsable de la diminution de la teneur en élément radioactif et permet donc de dater l'âge du système, qui marque le temps de fermeture isotopique (t<sub>0</sub>). Chaque couple père-fils est caractérisé par une constante de désintégration  $\lambda$  qui correspond

à la probabilité par unité de temps qu'un noyau se désintègre. Afin de procéder à la datation des calcites par cette méthode, il est nécessaire que le système isotopique reste clos (Jahn and Cuvellier, 1994) et que l'équilibre séculaire soit atteint (Richard et al., 1998) (6T, Fig. 3.9). Pour atteindre cet équilibre, il faut qu'autant de noyaux fils stables soient produits par désintégration que de noyaux intermédiaires soient détruits (Richard et al., 1998).



Figure 3.9 : schéma de décroissance radioactive de l'isotope père en isotope fils. Modifié d'après Mangenot (2017), Parizot (2021) et Lenoir (2022).

L'évolution du nombre de noyaux pères au cours du temps est définie par la loi de décroissance radioactive :

$$N_{p \ge re}(t) = N_{p \ge re}(0) \times e^{-\lambda t}$$

De plus, on sait qu'à l'équilibre séculaire :

$$N_{fils}(t) = N_{fils}(0) + N_{pere}(0) - N_{pere}(t)$$

En combinant les deux dernières équations, on obtient :

$$N_{fils}(t) = N_{fils}(0) + N_{pere}(t) \times (e^{\lambda t} - 1)$$

Avec  $N_{pere}(0)$  le nombre d'atomes initial de l'isotope père radioactif,  $N_{pere}(t)$  le nombre d'atomes de l'isotope père radioactif à un instant t,  $N_{fils}(0)$  le nombre d'atomes initial de l'isotope fils radiogénique et  $N_{fils}(t)$  le nombre d'atomes de l'isotope fils radiogénique à un instant t.

### 2.5.3.2. Principe du géochronomètre U-Pb

La datation par le couple radiométrique uranium-plomb (U-Pb) sur carbonates permet une mesure absolue de la fermeture isotopique du système, i.e. l'âge de cristallisation. L'incorporation de l'uranium et du plomb dans les carbonates est incertaine (Rasbury et Cole, 2009). Le plomb a la caractéristique d'être insoluble dans l'eau (Doe et Stacey, 1974) et peut se substituer au Ca<sup>2+</sup> lors de la cristallisation (Reeder et al., 2000). Par conséquent, le Pb s'incorpore préférentiellement dans le réseau cristallin de la calcite lors de la précipitation pour former des liaisons PbCO<sub>3</sub> (Fig. 3.10) (Reeder et al., 2000). En outre, ce processus peut entraîner un enrichissement en plomb commun des calcites diagénétiques lors de la formation du minéral (Shen et Boyle, 1988). Ces isotopes du plomb sont initialement présents lors de la fermeture du système isotopique et ne sont donc pas issus de la désintégration des isotopes pères. Par ailleurs, pour la datation U-Pb sur calcite il est important qu'une faible teneur en plomb s'incorpore dans le réseau cristallin des ciments de calcite. L'uranium quant à lui possède plusieurs états d'oxydation, dont les ions U<sup>4+</sup> et U<sup>6+</sup> qui ont respectivement une affinité avec les milieux réducteurs et oxydants (Rasbury et Cole, 2009). L'U<sup>4+</sup> se présente principalement sous forme d'ion uranyle (UO<sub>2</sub><sup>2+</sup>) (Fig. 3.10) qui est le plus commun à l'état naturel (Rasbury et Cole, 2009), son incorporation dans le réseau cristallin est soit synchrone à la minéralisation, avec substitution du Ca<sup>2+</sup>, soit postérieure à la cristallisation en s'intégrant dans les défauts cristallins ou les plans de croissance de la calcite (Kelly et al., 2003).

Le plomb commun présente 4 isotopes stables majeurs : <sup>208</sup>Pb (52.4 %), <sup>207</sup>Pb (22.1 %), <sup>206</sup>Pb (24.1 %), et <sup>204</sup>Pb (1.4 %). L'uranium naturel est formé par 2 isotopes radioactifs (<sup>235</sup>U et <sup>238</sup>U) qui se désintègrent exponentiellement en plomb radiogénique <sup>207</sup>Pb et <sup>206</sup>Pb (isotopes

### Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

fils) suivant des demi-vies de 4.47 Ga et 0.7 Ga respectivement (Fig. 3.9 et 3.10). Enfin le thorium possède six isotopes dans la nature mais un seul isotope radioactif (<sup>232</sup>Th) qui se désintègre en plomb radiogénique <sup>208</sup>Pb (Fig. 3.10). Sur phase minérale, tous ces isotopes sont mesurables en couplant un laser avec un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif.



Figure 3.10 : schéma de la répartition du plomb et de l'uranium dans le réseau cristallin de la calcite (Mangenot, 2017).

### 2.5.3.3. Le diagramme Tera-Wasserburg

La composition isotopique U–Pb des calcites est projetée dans un diagramme Tera-Wasserburg dont l'axe des ordonnées correspond au rapport <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb et l'axe des abscisses au rapport <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb qui contient également la courbe Concordia (Tera et Wasserburg, 1972). Les rapports isotopiques <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb et <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb mesurés et leurs incertitudes respectives sont représentés dans le diagramme Tera-Wasserburg sous forme d'ellipses correspondant aux cratères d'ablation laser (Fig. 3.11A). Si des minéraux de calcites co-génétiques (sans mélange d'âges) évoluent à partir de la même composition initiale en plomb commun, alors l'ensemble des ellipses s'alignent et permettent de définir une régression linéaire (isochrone). Cette droite correspond à un mélange entre un pôle plomb commun (intersection de l'isochrone avec l'axe des ordonnées <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb) et un pôle radiogénique (intersection entre l'isochrone et la courbe Concordia). Cette dernière intersection permet de caractériser l'âge de la fermeture du système isotopique (Fig. 3.11A) et permet de donner l'âge de cristallisation de la calcite (Rasbury et Cole, 2009). Pour obtenir un âge U–Pb fiable, les diagrammes Tera-Wasserburg sont communément utilisés pour la géochronologie U–Pb sur carbonates (Parizot et al., 2020 ; Brigaud et al., 2021 ; Blaise et al., 2022)

Si les calcites analysées sont co-génétiques et si celles-ci n'enregistrent pas de variations de la teneur en plomb post-cristallisation, de réouverture du système isotopique associée à une perte ou gain en Pb, un déséquilibre séculaire ou un mélange de différents domaines d'âges, il est possible de définir leurs âges de cristallisation. Dans ce cas, l'utilisation d'un diagramme Tera-Wasserburg permet de s'affranchir de la composition <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb initiale. Par ailleurs, une analyse de l'indice de déviation pondéré de l'isochrone « *mean square weighted deviation* » (MSWD) permet de contrôler l'alignement des ratios isotopiques.

Il est à noter que la droite de pente nulle (isochrone initiale) correspond à l'isochrone théorique lors de la formation de la calcite ne présentant pas de variation du ratio <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb (Fig. 3.11A). Au cours du temps, l'évolution isotopique en système fermé, provoque une augmentation de la pente de l'isochrone, influencée par la production de <sup>206</sup>Pb radiogénique (Fig. 3.11A-B). Sur une même génération de calcite, certaines zones de l'échantillon sont initialement riches en uranium et produisent une grande quantité de Pb radiogéniques (<sup>206</sup>Pb), tandis que les zones appauvries en uranium en produisent moins (Fig. 3.11A-B). Par conséquent, les ratios <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb et <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb vont progressivement diminuer (Fig. 3.11A). De plus, l'ensemble des ellipses s'alignent le long de la droite de régression linéaire, tout en maintenant un intercepte constant sur l'axe des ordonnées (<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb)<sub>0</sub> (Fig. 3.11A).

125


Figure 3.11 : (A) évolution d'un système isotopique U–Pb depuis la formation du minéral (isochrone initial) à  $t_0$  jusqu'à ce que l'isochrone intercepte la courbe Concordia à  $t_2$  (fermeture isotopique du système). (B) Représentation spatiale de l'évolution des isotopes <sup>238</sup>U et <sup>206/207</sup>Pb dans un échantillon de calcite au cours du temps. Modifié d'après Mangenot (2017).

Dans le cas où la génération de calcite contient peu d'uranium, peu de plomb radiogénique est produit et l'isochrone ne peut intercepter la courbe Concordia car les ellipses restent situées proche du pôle plomb commun (Fig. 3.12). La dispersion entre les ellipses n'est pas suffisante pour avoir un intercept précis sur la courbe Concordia (Fig. 3.12).



Figure 3.12 : diagramme Tera-Wasserburg présentant un rapport isotopique <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb proche du pôle plomb commun. Les ellipses ne présentent pas une dispersion suffisante pour obtenir un intercepte sur la courbe Concordia. Cet échantillon est donc non datable.

### 2.5.3.4. Méthode et matériaux de référence

La datation *in situ* par la méthode U–Pb sur carbonates a été initiée par Li et al. (2014) sur des ciments de calcite remplissant des pores moldiques d'ammonites. Le développement analytique sur ces ciments s'est poursuivi dans de nombreux laboratoires de recherche (Ring et Gerdes, 2016 ; Robert et Walker, 2016 ; Nuriel et al., 2017 ; Pagel et al., 2018, Roberts et al., 2017, 2020). La méthodologie et le protocole ont été adaptés au laboratoire Géosciences Paris-Saclay (GEOPS) par Benjamin Brigaud pour les calcites, avec notamment l'analyse systématique de la calcite de brèche de faille AUG-B6 (Brigaud et al., 2020, 2021), protocole ensuite perfectionné par Thomas Blaise et Frédéric Haurine notamment sur le mode de comptage ou l'ajout de N<sub>2</sub> pour augmenter le signal (Blaise et al., 2022). Les datations incluent ici cette dernière évolution méthodologique et permettent de diminuer le fractionnement U/Pb. L'analyse sur des ciments diagénétiques par la méthode géochronologique U–Pb a été réalisée à l'aide d'un spectromètre de masse à plasma inductif haute résolution (HR-ICP-MS), Element

XR (Thermo ScientificTM, Waltham, MA, USA) couplé à un système d'ablation laser ArF 193 nm (TELEDYNE, Thousand Oaks, CA, USA).

Les rapports isotopiques connus des matériaux de référence permettent de corriger le fractionnement responsable d'un biais analytique au cours des différentes sessions. Les matériaux de référence primaire (WC-1) et secondaire (DBT et AUG-B6) permettent donc de valider les âges obtenus sur les calcites inconnues.

La correction du fractionnement sur le rapport isotopique <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb est réalisé à partir du NIST614, qui est un verre silicaté, dont le rapport est de 0.8704 (Jochum et al., 2011). Tandis que la correction du fractionnement du rapport <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb a été réalisée à partir du matériau de référence primaire Walnut Canyon (WC-1), qui est une calcite provenant d'un complexe récifal Permien des *Guadalupe Mountains* aux Etats-Unis. Cette calcite est datée par spectrométrie de masse par ionisation thermique (TIMS) à 254.4 ± 6.4 Ma (Roberts et al., 2017). Le matériau de référence secondaire Duff Brown Tank (DBT) est une calcite lacustre provenant du Colorado aux États-Unis et daté à 64.04 ± 0.67 Ma par dilution isotopique (Hill et al., 2016). Un matériau de référence secondaire interne correspond à une calcite de brèche de faille du fossé de Gondrecourt à Augville (AUG-B6) et daté par LA-ICP-MS à 42.99 ± 0.98 Ma (Pagel et al., 2018) (Table 3.7).

Nom du matériau de référence	Abréviation	Âges (Ma)	Incertitudes (2σ)	Référence bibliographique
Walnut Cayon 1	WC-1	254.4	6.4	Roberts et al. (2017)
Duff Brown Tank	DBT	64.04	0.67	Hill et al. (2016)
Augville-B6	AUG-B6	42.99	0.98	Pagel et al. (2018)

Table 3.7 : synthèse des matériaux de référence utilisés pour les sessions U–Pb, avec âges et incertitudes ainsi que les références bibliographiques associées.

Les calcites inconnues sont placées dans le porte échantillon adapté pour les lames minces (Fig. 3.13), lui-même positionné dans la chambre d'ablation du laser. Des images composites en lumière naturelle et cathodoluminescence sont utilisées afin de placer le plus précisément possible les cratères d'ablation des générations de calcite (Fig. 3.14A) favorables pour la datation. La Figure 3.14 permet de visualiser la position des cratères d'ablation après une session d'analyse U–Pb (Fig. 3.14B-C).



Figure 3.13 : position des calcites inconnues et des matériaux de référence sur le porte échantillon avant une session d'analyse U–Pb.

### 2.5.3.5. Paramètres d'ablation

Pour réduire le fractionnement isotopique, la méthodologie développée suggère d'ablater le moins profondément possible (<5  $\mu$ m) avec une fluence faible de 1 J.cm<sup>-2</sup> et une fréquence de 6 à 10 Hz (Ring and Gerdes, 2016 ; Goodfellow et al., 2017 ; Nuriel et al., 2017 ; Hansmann et al., 2018 ; Walter et al., 2018 ; Brigaud et al., 2020), pour un diamètre d'ablation (rectangle ou cercle) assez large, ici un cercle de 150  $\mu$ m est utilisé.

Une pré-ablation a été réalisée pour les calcites inconnues et les matériaux de référence afin de réduire toutes contaminations potentielles par le Pb sur la surface des lames minces. Le matériau de référence primaire (WC-1) et les calcites inconnues (incluant les matériaux de référence secondaire DBT et AUG-B6) ont été pré-ablatés pendant 4 s à une fréquence de 8 Hz, une fluence de 2 J.cm<sup>-2</sup> avec un faisceau laser de 155 µm.



Figure 3.14 : (A) microphotographies en lumière naturelle et cathodoluminescence d'une image composite et position des cratères d'ablation avant une session U–Pb où trois générations de calcite sont ciblées. Microphotographies en (B) lumière naturelle et (C) cathodoluminescence et position finale des cratères d'ablation après la session U–Pb. Exemple sur l'échantillon BRG10. Cette méthode permet de placer les points le plus précisément possible à la dizaine de micromètres près.

Les matériaux de référence certifiés NIST612 et NIST614 ont été quant à eux pré-ablatés pendant 3 s à une fréquence de 10 Hz et une fluence de 6,25 J.cm<sup>-2</sup>, avec un diamètre de faisceau laser, respectivement de 50 et 135 µm (Table 3.8).

Echantillons	Fluence (J.cm <sup>-2</sup> )	Fréquence (Hz)	Shot count	Diamètre (µm)	Temps (s)
NIST612	6.25	10	30	50	3
NIST614	6.25	10	30	135	3
WC-1	2	8	32	155	4
DBT	2	8	32	155	4
AUG-B6	2	8	32	155	4
Calcites inconnues	2	8	32	155	4

Table 3.8 : résumé des paramètres de pré-ablation au cours des sessions U-Pb

Chaque analyse consiste en une acquisition de 30 s du bruit de fond, puis de 30 s d'ablation de l'échantillon et enfin entre 30 et 50 s de temps de lavage (« *washout »*). Les calcites inconnues et les calcites de référence ont été ablatées à une fréquence de 8 Hz, une fluence de 1 J.cm<sup>-2</sup> avec une taille de faisceau laser de 150 µm. Les matériaux de référence NIST612 et NIST614 ont été ablatés à une fréquence de 10 Hz, une fluence de 6,25 J.cm<sup>-2</sup> et une taille de faisceau laser respectivement de 40 et 110 µm (Table 3.9).

Echantillons	Fluence (J.cm <sup>-2</sup> )	Fréquence (Hz)	Shot count	Diamètre (µm)	Temps (s)
NIST612	6.25	10	300	40	30
NIST614	6.25	10	300	110	30
WC-1	1	8	240	150	30
DBT	1	8	240	150	30
AUG-B6	1	8	240	150	30
Calcites inconnues	1	8	240	150	30

Table 3.9: résumé des paramètres d'ablation au cours des sessions U–Pb

### 2.5.3.6. Réglages de l'ICPMS

Au début de chaque session d'analyse, les flux de gaz sont ajustés. Les particules fines créées par l'ablation laser de l'échantillon sont transportées par un flux d'hélium. Ces flux sont de l'ordre de 0,48 L.min<sup>-1</sup> dans la chambre d'ablation et de 0,3 L.min<sup>-1</sup> dans la coupe d'ablation. Ces particules sont transportées depuis la chambre d'ablation jusqu'à la torche à plasma de l'ICP-MS en passant par le SQUID qui est un homogénéiseur. Le flux d'hélium est ensuite mélangé avec le « *sample gas* » qui correspond à un flux d'argon de 1 L.min<sup>-1</sup> et un flux d'azote de 0,8 à 2,5 mL.min<sup>-1</sup> (selon les sessions d'analyse), afin de stabiliser son entrée. Ce réglage favorise la stabilité du signal, diminue le fractionnement instrumental (<sup>232</sup>Th/<sup>238</sup>U) et limite le taux d'oxydation (<sup>248</sup>ThO/<sup>232</sup>Th). La sensibilité du signal de l'ICP-MS est calibrée sur le matériau de référence NIST612 afin d'obtenir la meilleure intensité possible, le tout en maintenant des valeurs Th/U entre 0,97 et 1,03 et des valeurs ThO/Th inférieur à 0,3 % (Brigaud et al., 2021).

### Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes

De plus, la qualité du signal est intrinsèquement liée à la qualité de l'ablation laser de la calcite, celle-ci dépend des paramètres du laser (fluence, fréquence et longueur d'onde) et du système cristallographique de la calcite.

Trois sessions U–Pb ont été réalisées avec ces réglages et montrent un rapport ThO/Th respectivement de 0,10 %, 0,11 % et 0,20 % et un rapport Th/U respectivement de 0,99, 0,97 et 1,02. Les isotopes <sup>206</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb, <sup>208</sup>Pb, <sup>232</sup>Th et <sup>238</sup>U sont mesurés avec un temps d'intégration de 10 ms pour le <sup>208</sup>Pb et le <sup>232</sup>Th, 20 ms pour l'<sup>238</sup>U, de 35 ms pour le <sup>206</sup>Pb et de 45 ms pour le <sup>207</sup>Pb, permettant d'effectuer 750 cycles de mesure (« *runs* ») pendant 90 s.

Le positionnement des cratères d'ablation sur les calcites inconnues, les calcites de référence et les matériaux de référence se fait sur les zones d'intérêt à analyser et sélectionnées en amont (*cf* § 2.5.2.4.). La procédure d'analyse correspond à une méthode de « *bracketing »,* les matériaux de référence sont intercalés dans la séquence après 15 points d'analyse sur les calcites inconnues. La séquence est lancée en fin de journée pour une analyse automatisée de nuit pouvant durer jusqu'à 15 heures. Un maximum de 398 points d'analyse est fixé par le logiciel Sequence de l'Element XR.

### 2.5.3.7. Traitement des données et propagation des incertitudes

Après acquisition des données, celles-ci sont intégrées et traitées dans le logiciel Iolite4<sup>©</sup> (Paton et al., 2011). Pour chaque cratère d'ablation, que ce soit sur les calcites inconnues ou les matériaux de référence, une période d'intégration du signal est définie (Fig. 3.15A). Plus celle-ci est grande, plus le signal est stable, réduisant significativement les incertitudes. Il est important de noter qu'il est fréquent d'observer un pic en plomb au tout début de l'ablation, il est alors systématiquement exclu en réduisant légèrement la période d'intégration (Fig. 3.15B). Un contrôle des signaux pour chaque cratère d'ablation est réalisé afin d'éliminer les analyses montrant un fractionnement isotopique trop important (Fig. 3.15C-D). Les incertitudes (écart type ou erreur) peuvent être causées par un pic en <sup>207</sup>Pb et/ou <sup>206</sup>Pb provoquant une instabilité du signal lors de l'ablation (Fig. 3.15E). Par ailleurs, une forte concentration en <sup>238</sup>U provoque une instabilité du signal lors de l'ablation provoquée par la

saturation des détecteurs (Fig. 3.15F). Ces points peuvent entraîner des erreurs  $2\sigma$  anormales et sont alors considérés comme inexploitables.



Figure 3.15 : (A) et (B) exemples de cratères d'ablation sans anomalies avec des temps d'intégration respectivement de 30 et 28 s. (C) et (D) Variations des concentrations isotopiques au cours de l'analyse liées à la qualité de l'ablation laser. (E) Augmentation ponctuelle des concentrations isotopiques au cours de l'ablation. (F) Exemple d'un cratère d'ablation avec forte instabilité du signal de l'uranium due à la saturation des détecteurs.

### *Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes*

Le NIST614 a été utilisé comme matériau de référence pour corriger les mesures du bruit de fond, du biais de masse des isotopes du Pb et de la dérive instrumentale des rapports isotopiques <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb (Woodhead et Hergt, 2005 ; Lawson et al., 2018) au cours de la séquence. Comme la profondeur du cratère lors de l'ablation est faible (<3-4 µm), aucune correction du fractionnement liée au creusement (« *downhole fractionation corrections »*) n'est appliquée dans Iolite4<sup>©</sup> (Nuriel et al., 2017). Les signaux mesurés lors de l'acquisition sont convertis en <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb et le logiciel Iolite4<sup>©</sup> permet de définir une moyenne et un écart-type sur ces rapports isotopiques.

Les analyses effectuées sur la calcite de référence WC-1 sont projetées dans un diagramme de Tera-Wasserburg en utilisant Isoplot<sup>©</sup> (Ludwig, 2012). La droite de régression linéaire (discordia), permettant de définir l'âge du système, est ancrée avec un rapport isotopique <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb de 0,85. Pour les 3 séquences réalisées, les âges de WC-1 suivants sont obtenus : 229,4 ± 3,3 Ma, 241,0 ± 3,2 Ma et 221,9 ± 2,3 Ma avec 21 d'analyses pour chaque session. Un facteur de correction linéaire est ensuite appliqué, respectivement de 0,90, 0,95 et 0,87, afin de corriger le rapport <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et de donner l'âge intersection correct (254,4 ± 6,4 Ma ; Roberts et al., 2017). La correction par les facteurs linéaires est appliquée à la session correspondante sur tous les échantillons de calcite et les matériaux de référence secondaire (DBT et AUG-B6).

Les nouveaux rapports isotopiques sont alors projetés dans un graphique Tera-Wasserburg en utilisant le modèle « Discordia-1 » sur IsoplotR<sup>©</sup> (Vermeesch, 2018). Les droites de régression ne sont pas ancrées au niveau du pôle du plomb commun à 0,85. Dans chacun des Tera-Wasserburg, les premiers âges sont uniquement donnés avec des incertitudes liées aux constantes de désintégration de <sup>238</sup>U et <sup>235</sup>U *(« propagate external uncertainties* » sur IsoplotR).

Constante de désintération  $^{238}U = 1.55125 \times 10^{-4} \pm 8.3 \times 10^{-8} Ma^{-1}$ 

Constante de désintération  $^{235}U = 9.8485 \times 10^{-4} \pm 6.7 \times 10^{-7} Ma^{-1}$ 

À l'incertitude données par IsoplotR (avec les incertitudes sur les constantes de désintégration), une incertitude sur l'âge est ajoutée en propageant l'incertitude systématique de l'âge du matériau de référence primaire WC-1 (2,6 %) afin de corriger les rapports <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb

 $(i_{WC-1})$  (Roberts et al., 2017). Les mesures sur chaque échantillon sont projetées dans un Tera-Wasserburg afin de déterminer un âge et une incertitude analytique liées à la droite de régression linéaire  $(i_{TW})$ . Les erreurs 2 $\sigma$  du rapport <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb  $\left(i\frac{^{238}U}{^{206}Pb}NIST614\right)$  du NIST614 et celles du rapport <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb  $\left(i\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}NIST614\right)$  sont ajoutées selon les sessions d'analyse par addition quadratique (Horstwood et al., 2016).

$$i_{finale} = \sqrt{(i_{TW})^2 + \left(i\frac{238U}{206Pb}NIST614\right)^2 + \left(i\frac{207Pb}{206Pb}NIST614\right)^2 + (i_{WC-1})^2}$$

Les incertitudes du rapport <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb du NIST614 sont de 0,24 %, 0,39 % et 0,37 %, tandis que les erreurs à 2 $\sigma$  du rapport <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb sont respectivement de 1,6 %, 1,9 % et 1,3 % pour les 3 sessions d'analyse. Les âges des calcites de référence secondaire au cours des 3 sessions étaient de 42,8 ± 1,4 Ma, 42,8 ± 1,5 Ma et 42,5 ± 1,3 Ma pour AUG-B6 et 63,0 ± 2,8 Ma, 66,7 ± 3,6 Ma et 63,0 ± 2,8 Ma pour DBT sans fixer le rapport <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb initial (Fig. 3.16). Ces âges sont conformes dans l'incertitude analytique aux âges publiés pour AUG-B6 (Pagel et al., 2018) et DBT (Hill et al., 2016).

### 2.5.3.8. Évolution de la méthode U-Pb sur carbonates

Le développement de la méthode U–Pb sur carbonates a commencé en 2017 au sein du laboratoire GEOPS de l'Université Paris-Saclay. La Figure 3.17 présente l'évolution de l'âge brut du matériau de référence primaire WC-1, les facteurs de correction linéaire appliqués sur WC-1 pour corriger le rapport <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et donner l'âge correct à 254,4 ± 6,4 Ma (Roberts et al., 2017), les âges corrigés sur les matériaux de référence secondaire DBT (Hill et al., 2016) et AUG-B6 (Pagel et al., 2018) et enfin les incertitudes à 2 $\sigma$  (%) sur les rapports isotopiques <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb et <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb du matériau de référence NIST614. De nombreuses sessions U–Pb ont été réalisées au cours des 5 dernières années, cependant toutes ces séquences n'ont pas toujours été réalisées avec les mêmes conditions analytiques.



Figure 3.1 : âges des matériaux de référence WC-1, DBT et AUG-B6 pour chacune des sessions lasers.

La première méthode de comptage permettait 75 cycles de mesures (i.e. au cours d'une analyse ponctuelle par ablation laser pendant 90 s) et était couplée à un plasma froid sur l'ICP-MS. Les données montrent une très forte variabilité des âges bruts WC-1 allant de 140 Ma à 240 Ma et ayant des facteurs de corrections très variables. De même, les âges du matériau de référence interne AUG-B6 corrigés fluctuent avec de grandes incertitudes. La variabilité des valeurs en 2 $\sigma$  (%) sur les rapports isotopiques <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb sont également très importantes. Le passage à un plasma chaud sur l'ICP-MS à partir de 2019 a permis de fortement stabiliser à la fois l'âge brut de WC-1 (oscillant autour de 160 Ma) et les incertitudes 2 $\sigma$  sur les rapports isotopiques <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb et <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb du matériau de référence NIST614, respectivement autour de 0.5 % et 1 %. Ces conditions analytiques ont permis également de réduire significativement les incertitudes sur les âges AUG-B6. C'est à cette période que le matériau de référence DBT a été analysé pour la première fois, les âges et les incertitudes sont instables au cours du temps.

L'ajout de l'homogénéisateur SQUID et d'un flux d'azote (N<sub>2</sub>) en 2020 couplé à une nouvelle méthode de comptage de 750 cycles de mesure en 2022, a grandement amélioré la datation U–Pb sur carbonates au sein du laboratoire. Les âges obtenus sur WC-1 sont proches de l'âge certifié et les facteurs de correction linéaire se rapprochent de 1. Les incertitudes sur les matériaux de référence secondaire DBT et AUG-B6 se réduisent et permettent d'obtenir des isochrones où les ellipses sont bien alignées.

Dans le cadre de cette étude, 9 sessions U–Pb ont été réalisées : 2 séances avec l'ancienne méthode de comptage, 4 avec l'ajout du SQUID et du N<sub>2</sub> et 3 avec la nouvelle méthode de comptage. Plusieurs échantillons ont pu être datés avec ces trois conditions analytiques (Fig. 3.18). Les âges des calcites issus de l'ancienne méthode comptage présentent de grandes incertitudes et ont tendance à diminuer avec l'ajout du SQUID, de l'azote et des 750 cycles de mesure par ablation laser.

Il est intéressant de noter que certaines calcites (échantillons BZN6 et PYG1) ne montrent pas le même âge selon les conditions analytiques (Fig. 3.18). En effet avec l'ajout du SQUID et du N<sub>2</sub> et avec la dernière méthode de comptage, les incertitudes de ces calcites ne se recoupent pas. De manière générale, ces calcites présentent initialement une forte incertitude avec l'ancienne méthode de comptage. L'évolution de la méthode U–Pb de datation sur carbonates montre que l'ajout du SQUID et du N<sub>2</sub> n'est pas suffisant pour obtenir des âges sur calcites robustes. La nouvelle méthode de comptage quant à elle est indispensable pour dater avec précision des ciments de calcite. Il a donc été décidé de ne garder que les âges issus de cette nouvelle méthode car présentant les incertitudes analytiques les plus faibles.



Figure 3.17 : évolution des âges WC-1 bruts, des facteurs de correction, des âges DBT et AUG-B6 corrigés et des incertitudes 2σ (%) sur les rapports isotopiques <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb et <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb du matériau de référence NIST614. Le développement de la méthode U–Pb sur carbonates a débuté en 2017 au sein du laboratoire GEOPS.



Figure 3.18 : comparaison des âges de 8 ciments de calcite selon différentes conditions analytiques : ancienne méthode de comptage à plasma chaud (losange orange), ancienne méthode de comptage avec ajout du SQUID et de l'azote (triangle vert) et nouvelle méthode de comptage (carré bleu).

### 2.5.3.9. Récapitulatif des paramètres utilisés

L'ensemble des paramètres utilisés sur le laser et le spectromètre de masse sont synthétisés dans le tableau ci-dessous :

Laboratory and Sample Preparation		
	Géosciences Paris-Saclay (GEOPS),	
Laboratory name	University Paris-Saclay, Orsay, France	
Sample type/mineral	Calcite	
Sample preparation	Polished thin (30 $\mu$ m) and thick (100 $\mu$ m) sections	
Imaging	Cathodoluminescence microscope	
Laser ablation system		
Make, Model and type	193 nm ArF Photon Machines (Teledyne)	
Ablation cell	HelEx	
Laser wavelength (nm)	193 nm	
Pulse width (ns)	5 ns	
Fluence (J.cm <sup>-2</sup> )	1 J.cm <sup>-2</sup>	
Repetition rate (Hz)	8 Hz	

Pre-ablation	Each spot during 3 s, 155 μm		
Ablation duration (s)	30 s		
Spot size (µm)	150 μm		
Sampling mode/pattern	Static spot ablation		
Carrier gas	Не		
	Helium		
Cell carrier gas flow (L.min <sup>-1</sup> )	Lage volume: 0.48 L.min <sup>-1</sup>		
	Inner cup: 0.30 L.min <sup>-1</sup>		
ICPMS instrument			
ICPMS instrument Make, Model & type	ThermoScientific Element XR, sector-field single collector ICP-MS with high-capacity interface pump		
Sample introduction	Ablation aerosol		
RF power (W)	1300 W		
Make-up gas flow in ablation funnel (L.min <sup>-1</sup> )	Ar = 0.950 to 1 L.min <sup>-1</sup>		
Azote gas flow (mL.min <sup>-1</sup> )	0.8 to 2.5 mL.min <sup>-1</sup>		
Detection system	lon counter		
Masses measured	206, 207, 208, 232, 238		
Average gas background (cps)	30 for 206, 27 for 207, 67 for 208, 0.1 for 232, 0 for 238		
Integration time per peak (ms)	35 ms for 206, 45 ms for 207, 10 ms for 208, 10 ms for 232, 20 ms for 238		
Total integration time per reading (s)	0.1 s		
IC Dead time (ns)	30 ns		
Signal strength at ICPMS tuned conditions	Th/U = 1 <sup>248</sup> ThO/ <sup>232</sup> Th below 0.3		
Data Processing			
Data acquisition	Fully automated mode overnight in sequences of 398 analysis maximum		
Gas blank	30 s background, 30 s sample ablation and 30 to 50 s washout		
Calibration strategy	NIST614 glass standard as primary reference material for drift and <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ratios (see Roberts et al., 2017), WC-1 carbonate reference material for matrix matching of <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U (anchored to initial Pb composition of 0.85, see Roberts et al., 2017), secondary reference material calcite Duff Brown Tank (Hill et al., 2016) and calcite breccia AUG-B6 (Pagel et al., 2018) for assessing accuracy and repeatability.		

Reference Material info	NIST614 (concentration data of Jochum et al., 2011, Pb isotopes of Baker et al., 2004), WC-1 age: 254.4 ± 6.4 Ma (Roberts et al., 2017), Duff Brown Tank age: 64 ± 0.7 Ma (Hill et al., 2016) and calcite breccia AUG-B6 age: 43 ± 1 Ma (Pagel et al., 2018)		
Data processing package used/ Correction for LIEF	lolite4 <sup>®</sup> to calculate uncertainties, No down-hole fractionation correction		
Mass discrimination	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb normalization to NIST614 <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U normalized to WC-1		
Common-Pb correction, composition and uncertainty	No common-Pb correction applied		
Uncertainty level & propagation	Ages in the data table are quoted at 2σ absolute, uncertainty propagation by quadratic addition		
Quality control/Validation	Measurements of WC-1, Duff Brown Tank (DBT) age = 63.0 ± 2.8 Ma, 66.7 ± 3.6 Ma and 63.0 ± 2.8 Ma; AUG-B6 age = 42.8 ± 1.4 Ma, 42.8 ± 1.5 Ma and 42.5 ±1.3 Ma and NIST614 were done along with samples throughout the analytical session		

Table 3.10 : paramètres d'ablation et caractéristiques de la méthode de datation U–Pb sur calcites diagénétiques au sein du laboratoire GEOPS de l'Université Paris-Saclay.

### 2.6. Petromod 1D

L'évolution de l'histoire géodynamique de la bordure nord-est du Bassin Aquitain a été modélisée à l'aide du logiciel Petromod 1D. Les épaisseurs lithostratigraphiques et les périodes de subsidence ont été déterminées selon les travaux de Cubaynes et al. (1989) pour l'intervalle stratigraphique Toarcien-Tithonien. L'enfouissement maximal de la série Jurassique est d'environ 1000 m (Boichard et Drullion, 1982 ; Barbarand et al., 2020). La quantité de matériaux érodés (200 m) au cours du Crétacé inférieur ont été déterminés selon les travaux d'Astruc (1988), Simon-Coinçon (1990), Astruc et Simon-Coinçon (1992) et Barbarand et al. (2020). Les cartes isopaches de Platel (1987) ont été utilisées pour reconstruire l'histoire d'enfouissement pendant le Crétacé supérieur. Un total de 190 m a été utilisé pour les dépôts d'âge turonien à campanien. Puis une érosion progressive des calcaires crétacés et jurassiques est considérée au cours du Cénozoïque. Les paléobathymétries ont été déterminées en fonction des périodes de transgression ou de régression marine (BRGM et al., 1974 ; Platel, 1987 ; Cubaynes et al., 1989). Les températures de l'interface eau-sédiment et le flux thermique de 85 mW/m<sup>2</sup> ont été déterminés selon les travaux de Barbarand et al. (2020). Le flux thermique décroît doucement (Clerc et al., 2015 ; Salardon et al., 2017 ; Angrand et al., 2018) jusqu'à 40 mW/m<sup>2</sup> correspondant

### *Partie I : contexte géologique/matériel et méthodes*

au gradient géothermique conventionnel de 30 °C/km (Renard et al., 2019). Le gradient thermique actuel a été estimé à 27,1 °C/km dans le Bassin Aquitain (Bonté et al., 2010). Le modèle thermique a été calibré en utilisant les valeurs de vitrinite enregistrées dans les roches toarciennes du Quercy (Fonseca et al., 2018) et les valeurs de Tmax pour les dépôts du Toarcien (Qajoun, 1994) et du Kimméridgien (Bastianini et al., 2017).

Chapitre 3

Partie II : sédimentologie

Chapitre 4

## **Partie II**

Sédimentologie

Partie II : sédimentologie

Chapitre 4

# **Chapitre 4**

Large-scale mapping of vertical movements and quantification of carbonate accumulation rates during pivotal climatic periods: new understandings for carbonate platforms evolution Partie II : sédimentologie

Le chapitre « contexte géologique » montre que de nombreuses études se sont intéressées au cadre lithostratigraphique et biostratigraphique des Causses du Quercy et du Périgord des calcaires du Jurassique moyen et de l'Oxfordien. Cependant, ces études se concentrent sur des zones géographiques restreintes et/ou des étages géologiques limitées. Ainsi, le nord du Bassin Aquitain n'a jamais été étudié dans son ensemble. Le système carbonaté Aalénien-Oxfordien du Bassin Nord-Aquitain peut être largement étudié sur la base de nombreuses données d'affleurements et de forages.

### Résumé

Des incertitudes subsistent quant à la réponse des producteurs carbonatés et de la production de carbonates face aux mouvements verticaux et au climat. Cette étude vise à fournir une cartographie à grande échelle de l'accommodation et une quantification des taux d'accumulation de carbonates au cours de périodes climatiques clés. Le système carbonaté Aalénien-Oxfordien du Bassin Nord-Aquitain, dans le sud-ouest de la France a été étudié pour répondre à cette problématique. Une description détaillée de 75 affleurements sédimentaires a été réalisée et 25 faciès sédimentaires ont été identifiés depuis les environnements d'offshore inférieur jusqu'au domaine continental. À partir de ces données d'affleurements et de forages, 5 transects de corrélation à travers le nord du Bassin Aquitain ont été reconstruit. Un nouveau paramètre est proposé pour l'étude des mouvements verticaux à grande échelle dans les bassins intracratoniques : les taux d'accommodation affranchie de l'isostasie, qui permettent de s'affranchir de l'ajustement isostatique dû au poids des sédiments et de la colonne d'eau sus-jacente. Les calculs ont été effectués dans des localités clés de la zone d'étude pour 5 périodes géologiques. De l'Aalénien à l'Oxfordien, le Bassin Nord-Aquitain est caractérisé par des mouvements de grande longueur d'onde localement affecté par une tectonique synsédimentaire. Cette tectonique extensive est probablement liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord et/ou à l'ouverture du Golfe de Gascogne. Le changement de polarité des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie d'est en ouest déclenche un changement de producteurs carbonatés et des variations dans les taux d'accumulation de carbonates, ce qui favorise le développement d'une rampe de l'Aalénien à l'Oxfordien inférieur puis d'une plateforme barrée à l'Oxfordien moyen-supérieur. Il a été mis en évidence que pendant les périodes de climat aride du Bajocien et du Bathonien, les zones enregistrant les taux

### Partie II : sédimentologie

d'accommodation affranchie de l'isostasie les plus élevés présentent les taux d'accumulation de carbonates les plus élevés et le développement de producteurs oolitiques (33 m/Ma et 27 m/Ma) et d'assemblages micrite-microbiens (69 m/Ma et 48 m/Ma). Cependant, au cours de l'Oxfordien moyen-supérieur, l'influence couplée de fort taux d'accommodation affranchie de l'isostasie et d'une transgression marine majeure a conduit au dépôt d'un assemblage de carbonates marneux (17 m/Ma). Des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie plus modérés ont conduits au développement d'assemblages *photozoans* et micrite-microbiens (respectivement 31 et 56 m/Ma). Pendant les périodes de climats humides (Aalénien et Callovien à Oxfordien inférieur), les taux d'accumulation de carbonates sont les plus faibles, quels que soient les types de producteurs carbonatés. Les zones enregistrant les taux d'accommodation affranchie de l'isostasie les plus faibles permettent le maintien des assemblages carbonatés micrites-microbiens, tandis que les taux d'accommodation affranchie de l'isostasie élevés ont conduit au développement des producteurs *heterozoans* (6 m/Ma) et des carbonate marneux (12 et 8 m/Ma). Les conditions environnementales ont une importance primordiale sur les assemblages de producteurs carbonatés et les taux d'accumulation de carbonates. Cette étude a démontré que les zones enregistrant la plus grande création d'espace d'accommodation présentent les taux d'accumulation de carbonates les plus élevés et l'assemblage de carbonate micrite-microbien est le producteur le plus efficace pour combler la création d'espace d'accommodation. Ce travail ouvre de nouvelles perspectives pour déchiffrer et quantifier l'interaction des variations eustatiques et de la tectonique pendant des périodes climatiques clés sur l'évolution des plateformes carbonatées dans un contexte intracratonique.

### Large-scale mapping of vertical movements and quantification of carbonate accumulation rates during pivotal climatic periods: new understandings for carbonate platforms evolution

Quentin Deloume-Carpentras <sup>\*1, 2</sup>, Simon Andrieu<sup>2,3</sup>, Benjamin Brigaud<sup>1</sup>, Éric Lasseur <sup>2</sup>, Eglantine Husson <sup>2</sup>, Thierry Pélissié <sup>4</sup>

<sup>1</sup>Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405 Orsay, France <sup>2</sup>BRGM-French geological survey, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans, France <sup>3</sup>Department of Geoscience, Aarhus University, Høegh-Guldbergs Gade 2, 8000 Aarhus C, Denmark <sup>4</sup>Parc Naturel Régional du Quercy, 46240 Labastide-Murat, France

\*Corresponding author (quentin.deloume-carpentras@universite-paris-saclay.fr)

### Abstract

Uncertainties remain about the response of carbonate producers and their carbonate productivity in relation to vertical movements and climate. This study aims providing largescale mapping of accommodation and precise quantification of carbonate accumulation rates during pivotal climatic periods. It opens new perspective for deciphering and quantifying the interplay of eustasy, tectonic during key climate periods on the evolution of carbonate platforms in intracratonic context. We examined Aalenian to Oxfordian carbonate system of the northern Aquitaine Basin, in south-western France. Detailed description of seventy-five sedimentary outcrops were conducted and twenty-five sedimentary facies were identified from lower offshore to palustrine environment. From these data, outcrops and boreholes from literature, we reconstruct the platform evolution of the northern Aquitaine Basin with five correlation diagrams, on the basis of five second-order hemicycles and twenty-one third-order depositional sequences. We propose a newly meaningful parameter for the investigation of large-scale vertical movements in intracratonic basins: the non-isostatic accommodation, which sets aside the isostatic adjustment due to sediments and water weights. The calculations were computed at key localities across the study area for five geological periods. The Aalenian to Oxfordian times are characterized by long wavelength flexure locally disrupted by fault block activity. We propose that these deformations are related to the extension of the western Tethys margin, the opening of North Atlantic and/or the opening of the Bay of Biscay. The subsidence polarity change across the northern Aquitaine Basin triggers an east to west carbonate producers change and carbonate accumulation rates discrepancies, which leads to the

### Partie II : sédimentologie

development of a ramp (Aalenian to early Oxfordian) and steep rimmed-platform (middle-late Oxfordian). We evidenced that during dry climate periods (Bajocian and Bathonian), the areas recording the highest non-isostatic accommodation rates display the highest carbonate accumulation rates and the deposition of ooid assemblage (33 m/Ma and 27 m/Ma) and micrite-microbial carbonate assemblages (69 m/Ma and 48 m/Ma). Except during the middlelate Oxfordian, the coupled influence of high non-isostatic accommodation rates and major marine transgression lead to the deposition of marly carbonate assemblage (17 m/Ma). Lower non-isostatic accommodation led to the deposition of photozoan and micrite-microbial carbonates (31 and 56 m/Ma). During wet climates (Aalenian and Callovian to early Oxfordian), the carbonate accumulation rates are the lowest whatever the carbonate assemblages. Areas recording the lowest non-isostatic accommodation rates allow the maintaining of micritemicrobial carbonate assemblages, while wide non-isostatic accommodation rates led to the deposition of heterozoan (6 m/Ma) and marly carbonate assemblages (12 and 8 m/Ma). The environmental condition has upmost importance for carbonate assemblages and carbonate accumulation rates. This study evidenced that areas recording the highest accommodation space creation display the highest carbonate accumulation rates and the micrite-microbial carbonate assemblage is the most efficient producer for infilling the creation of accommodation space.

### **Key words**

Carbonate platform, Middle Jurassic, Oxfordian, facies, sequence stratigraphy, mapping, quantification, tectonic, eustasy, climate

### **1. Introduction**

Types of carbonate platforms depend on the carbonate factory, i.e. the space where carbonate sediment is produced and the processes that lead to carbonate production (Schlager, 2003), itself controlled by a complex interaction of extrinsic factors: eustasy, tectonics, environmental conditions (seawater temperature, salinity, nutrient level, and productivity), the latest being largely controlled by climate (Pomar, 2001; Pomar et al., 2004; Pomar and Hallock, 2008; Brigaud et al., 2009; Carpentier et al., 2010, Brigaud et al., 2014;

Andrieu et al., 2016; Pomar and Haq, 2016). The carbonate systems are the result of the cumulative effect of all these factors, making intricate the identification of their respective influence (Mutti and Hallock, 2003; Léonide et al., 2007; Merino-Tomé et al., 2012).

Intracratonic basins record low amplitude and long wavelength geodynamic movements. Studies have however shown that tectonics influenced the sedimentation in the Paris and Aquitaine intracratonic Basins (Guillocheau et al., 2000; Biteau et al., 2006). During the Jurassic, known as a period of low tectonic activity in the north-western Tethyan domain (Biteau et al., 2006), the development of carbonate system was impacted by low amplitude vertical tectonic movements (a few meters to tens of meters per millions of years; Carcel et al., 2010; Brigaud et al., 2014; Andrieu et al., 2016). The spatial variability of the amplitude and type (subsidence or uplift) of these tectonic movements controlled the accommodation rates and bathymetries, and then the distribution of carbonate accumulation rates (Andrieu et al., 2016). Examples of carbonate production demise triggered by increasing subsidence are common (Brigaud et al., 2014). For instance, Andrieu et al. (2016) suggested that the steep deepening recorded in the north-western Paris Basin during the early Callovian was the consequence of a prominent tectonic subsidence leading to carbonate production demise.

Many studies have documented both rapid (<1 Ma) climatic upheavals (Dera et al., 2011; Korte et al., 2015) and longer-term (about 9 Ma) climate variations (Martinez and Dera, 2015) on the north-western Tethyan margin during the Jurassic, challenging the classical accepted view of warm and ice-free Jurassic world (Shackleton and Kennett, 1975). Those lead to significant changes in environmental conditions resulting in large-scale changes in carbonate producers and driving growth or demise of carbonate platforms (Wetzel et al., 2013; Brigaud et al., 2014; Andrieu et al., 2016).

Despite that the Aalenian to Oxfordian period, a period of 18 Ma from about 175 Ma to 157 Ma, are considered as stable periods in intracratonic basins, some studies have documented the coupled influence of tectonic activity and climate on carbonate productivity (Brigaud et al., 2014; Andrieu et al., 2016). However, uncertainties remain about the evolution of carbonate producer assemblages and their carbonate accumulation rates according to variations of large-scale vertical movements and climate upheavals. Therefore, large-scale

### Partie II : sédimentologie

mapping of subsidence and precise quantification of carbonate accumulation rates during pivotal climatic periods is newly evidenced and allow us to clearly identify the respective influence of extrinsic factors in carbonate platform evolution. This study provides meaningful insight for answering the following questions: do large-scale vertical movements show variations over time? Can these variations be related to geodynamics? What is the amplitude and wavelength of these variations? Do carbonate accumulations react differently to large-scale vertical movements depending on the climatic context? What are the most efficient producers during the Middle Jurassic and Oxfordian?

Throughout the Aalenian to Oxfordian time interval, an epicontinental platform developed in south-west France, where carbonate deposits formed. Numerous studies focusing on these limestones, outcropping on the Massif Central western border, allow building a precise lithostratigraphic and biostratigraphic framework. However, those studies focus on restricted geographic areas and/or limited geological stages in the north-eastern Aquitaine Basin (Quercy: Dépêche, 1967; Delfaud, 1969; Fabre, 1971; Bouroullec et al., 1973; Clark, 1976; Poitevin, 1979; Pélissié, 1982; Dhiersat, 1984; Bouilhac, 1987; Kafa, 1988; Cubaynes et al., 1989; Rey et al., 1995; Lézin et al., 1997; Lézin, 2000; Lézin et al., 2007; and Périgord: Foucher, 1986; Faugeras, 1988; Faugeras and Bassoulet, 1988). Likewise, few studies focused on the buried Middle-Late Jurassic deposits of north-western Aquitaine Basin, located under the Cenozoic and Cretaceous sedimentary cover (Curnelle and Dubois, 1986; Platel et al., 1986). The Aalenian-Oxfordian carbonate system of northern Aquitaine Basin offer a continuous record of about 20 Ma (Gradstein et al., 2020) which can be widely studied based on numerous outcrop and borehole data. However, this large area hasn't been the subject of a recent reappraisal and has never been studied as a whole. The northern Aquitaine Basin has upmost potential for better understanding the evolution of Jurassic intracratonic basins and more broadly the possible control of large-scale vertical movements variations and climate upheavals on carbonate producer assemblages and their accumulation rates.

This study aims to provide a global understanding of carbonate platform evolution by combining a mapping of subsidence rates and a quantification of carbonate accumulation rates for different carbonate producers during pivotal climate periods. The evolution of the carbonate depositional system of the south-western France from Aalenian to Oxfordian is

evidenced by applying a coherence between sedimentology, sequence stratigraphy and paleogeography concepts. Firstly, multiple depositional environments were identified thanks to the identification of sedimentary facies. Several cross-sections were performed within a sequence stratigraphy framework in order to reconstruct the platform evolution in space and time over the northern Aquitaine Basin. Then, accommodation and non-isostatic accommodation rate maps were carried out to identify the potential vertical movement of inherited structures of the basement and characterize the precise role of long and short wavelength tectonic deformation over Aalenian to Oxfordian times. Finally, a large-scale conceptual model shows the cumulative effect of extrinsic factors on the evolution of facies belt distribution, carbonate factories, carbonate productivity and stratigraphic architectures though time.

### 2. Geological and biostratigraphical settings

The study area is located in the northern Aquitaine Basin, in south-western France (Fig. 4.1). It extends over about 150 km from north to south and stretches on about 250 km from east (Cahors) to west (Bordeaux). Middle Jurassic and Oxfordian outcrops are located on the north-eastern edge of the Aquitaine Basin, which subdivides into two geographical subzones: Périgord to the north and Quercy to the south (Fig. 4.1).

The Aquitaine Basin is an intracratonic sedimentary basin (Biteau et al., 2006) loaded by sediments from Permian to Miocene and overlying a Variscan basement. The Aquitaine Basin geodynamic evolution is largely influenced by the Hercynian structuration of the basement (Villien and Matheron, 1989). During the Middle Jurassic and Oxfordian, the Tethyan rifting led to the fragmentation of Pangea and the opening of the Central Atlantic Ocean (Ziegler, 1986; Ziegler, 1992). This extensive phase is characterized by diffuse and relatively quiet tectonics in the Aquitaine Basin (Biteau et al., 2006). Moreover, Bonijoly (1980) and Boichard and Drullion (1982) documented extensive syn-sedimentary deformations affecting the north-eastern Middle-Late Jurassic deposits.



Figure 4.1: location of the study area on a simplified geological map of the northern Aquitaine Basin, south-west France. This map shows the exact position of study outcrops, outcrops from literature, BSS boreholes and correlation diagrams.

From Aalenian to Oxfordian times, a shallow epicontinental and subtropical sea (20°30°N) occupied the south-western France, opening to the Central Atlantic to the west and

to the Tethys to the southeast (Enay and Mangold, 1980; Ziegler, 1988; Thierry and Barrier, 2000; Hendry, 2002). In the north Aquitaine Basin shallow marine carbonates and marls (Enay and Mangold, 1980; Thierry and Barrier, 2000) formed on a westward dipping carbonate platform. Inner platform deposits are nowadays cropping out in the Quercy and Périgord regions (Fig. 4.1). Toward the central Aquitaine Basin, muddy limestones and marls are deposited in upper to lower offshore environments during Aalenian to Oxfordian times. These deposits, today buried below the Cenozoic to Cretaceous series, are crossed by numerous petroleum boreholes (Fig. 4.1) performed for hydrocarbon exploration purposes since the 1940s.

Numerous lithostratigraphic and biostratigraphic studies have been conducted on the Aalenian to Oxfordian outcrops in north-eastern Aquitaine Basin (north, central, south Quercy and Périgord areas; Fig. 4.1). Most of these studies focus on specific geographical area such as Périgord (Faugeras, 1988; Faugeras and Bassoulet, 1988), northern Quercy (Poitevin, 1979; Dhiersat, 1984; Bouilhac, 1987), central Quercy (Dépêche, 1967; Clark, 1976; Pélissié, 1982; Pélissié and Peybernes, 1982; Cubaynes et al., 1989) and southern Quercy (Fabre, 1971). Largerscale studies treating about the entire Quercy area concentrate only on specific stratigraphic interval such as Aalenian (Lézin, 2000; Lézin et al., 2007); Aalenian to Bathonian (Kafa, 1988), Bathonian-Callovian (Delfaud and Lenguin, 1970; Bouroullec et al., 1973; Delfaud and Lenguin, 1974). Biostratigraphic markers as ammonites, brachiopods, foraminifera and ostracods species were identified and located outcrops (Dépêche, 1967; Fabre, 1971; Clark, 1976; Pélissié, 1982; Pélissié and Peybernes, 1982; Faugeras, 1988; Faugeras and Bassoulet, 1988; Cubaynes et al., 1989; Lézin et al., 1997; Fauré et al., 2000; Lézin, 2000; Lézin et al., 2007) and borehole sections (ammonites from Callovian to Oxfordian, in Saint-Félix, Pouillac and Losse boreholes drilled from 1958 to 1960), allowing to build a detailed and reliable biostratigraphic framework for the studied sedimentary formations.

Figure 4.2 summarizes the biostratigraphical fauna identified in the studies listed above and appearing in the sedimentary sections and formations on which this work is focusing. The occurrence periods are from Cariou and Hantzpergue (1997) for ammonites, brachiopods, foraminifera and ostracods and from Alméras et al. (2013, 2014, 2015) for brachiopods. Figure 3 shows the spatial and temporal distribution of sedimentary formations and members on two correlation diagrams, an east-west transect from Biscarrosse to Cahors (Fig. 4.1 and 3A) and a north-south transect from Périgueux to Bruniquel (Fig. 4.1 and 4.3B). All the biostratigraphical markers are located on this figure, and the associated numbers refer to the species listed in Figure 4.2.



Figure 4.2: time distribution of brachiopods, ammonites, benthic foraminifera and ostracoda from Middle Jurassic to Oxfordian. The biostratigraphical faunas have been identified by Dépêche (1967), Fabre (1971), Clark (1976), Pélissié et al. (1982), Faugeras (1988), Cubaynes et al. (1989), Lézin et al. (1997), Lézin (2000), Lézin et al. (2007). Ammonites of northwestern Aquitaine Basin were identified into Losse, Pouillac and Saint-Félix petroleum boreholes. The occurrence periods of these fauna are determined according to Cariou and Hantzpergue (1997) and Alméras et al. (2013, 2014, 2015).

The Aalenian to Oxfordian deposits facies and depositional environments differ between the western and eastern parts of the study area. From Marmande to Biscarrosse, toward the western part of Aquitaine Basin (Fig. 4.3A), the Aalenian to Middle Oxfordian succession corresponds to the *Calcaires à microfilaments* formation. This formation is composed of upper offshore bioclastic wackestone to packstone and lower offshore marllimestone alternations (Fig. 4.3A). The Middle to Late Oxfordian deposits include two formations: the *Marnes noires à ammonites pyriteuses* and the base of the *Calcaires de Saint-Martin* (Fig. 4.3A). The base of the *Marnes noires à ammonites pyriteuses* formation is composed by marls of lower offshore environment while the overlying *Calcaires de Saint-Martin* formation (Fig. 4.3A) corresponds to upper offshore mudstones (in Saint-Félix, Pouillac and Losse boreholes drilled from 1958 to 1960).

From Cahors to Marmande (Fig. 4.3A) and from Périgueux to Bruniquel (Fig. 4.3B), on the eastern part of the study area, depositional environments change from upper offshore during the early Aalenian to inner platform/palustrine over the middle Aalenian to late Oxfordian.

The Aalenian sediment thickness increases westward and overly Lias ferruginous ooids facies. The Aalenian deposits are absent in Périgord (Bouilhac, 1987; Faugeras, 1988; Lézin, 2000) where the marly upper Toarcian deposits are topped by oolitic Bajocian facies (Faugeras, 1988). During the earliest Aalenian, from Bruniquel to Brive-la-Gaillarde (Fig. 4.3B), echinoderm-rich calcarenites form in upper offshore environments and pass upward to echinoderm-bivalves packstone to grainstone of shoreface environments (*Opalinum* subzone, *Calcaires bioclastiques à lamellibranches* member, *Autoire* formation; Cubaynes et al., 1989; Lézin et al., 2007). The middle Aalenian was a period of major paleogeographical reorganization in the whole Quercy. Clayey oncoid wackestone to floatstone form in a sheltered lagoon (*Calcaires à oncolites de la Toulzanie* member, *Autoire* formation; Lézin et al., 2007) protected to the west by an ooid shoal. The disappearance of ammonites and the occurrence of brachiopods mark the disconnection from the open sea (Alméras et al., 2013). The late Aalenian deposits (Fig. 3B, *Concavum* zone, *Calcaires à oncolites de la Toulzanie* member and Autoire formation) consist of oolitic and peloidal shoal facies, passing upwardly to dolomicrites and recrystallized limestones, which contain geoids filled with quartz and calcite (Lézin et al., 2007).

In the Quercy and Périgord areas (Fig. 4.3A-B), a large oolitic barrier develops during the Bajocian (*Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac, Dolomies bréchiques du Pech Affamat* members, *Autoire* formation, Cubaynes et al., 1989; *Calcaire oolithique de Lastours*  formation, Faugeras, 1988). Upwardly, shoal deposits pass to micritic limestones of restricted lagoon in the Quercy (Pélissié, 1982), rich in stromatolites, microbialites and lignite channels (*Calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol* member, *Cajarc* formation, Cubaynes et al., 1989). Those micritic limestones change laterally in Périgord to ooid grainstones and oncoidal wackestone/packstone alternations (*Calcaires à oncolithes et stromatolites de Beauzens* formation, Faugeras, 1988), that suggests alternation between ooid shoal and lagoon environments (Fig. 4.3B).

In the Périgord area, the early Bathonian deposits consist of oolitic limestones and oncoidal packstones (*Calcaire à oolithes et oncolithes du Seytier* formation), overlaid by bioclastic-rich shoals intercalated into marl/mudstone alternations of open-lagoon environments (Calcaires et marnes d'Ajat formation, Faugeras, 1988) (Fig. 4.3B). Laterally, in Quercy, alternation of marls and mudstones (Calcaires massifs de la Bouye and Calcaires et marnes de la Bouye members, Cajarc formation, Cubaynes et al., 1989) correspond to openlagoon deposits (Fig. 4.3A-B). The middle Bathonian is only recorded between Souillac and Caussade (Fig. 4.3B) and corresponds to collapse breccia (Pélissié, 1982) formed in sabkha environment (Brèches et évaporites de Saint-Chels member, Cajarc formation, Cubaynes et al., 1989) (Fig. 4.3-B). The late Bathonian deposits correspond to the Calcaires blancs à Rhynchonelles de Savignac formation in Périgord (Fig. 4.3B) and are mainly composed of microporous bioclastic and peloidal wackestone to packstone forming in a sheltered lagoon (Faugeras, 1988). In the Quercy, from Brive-la-Gaillarde to Bruniquel (Fig. 4.3B), the late Bathonian *Calcaires et marnes de Saint-Chels* member (*Cajarc* formation) is composed by azoic mudstones alternating with rare peloidal grainstones (Pélissié, 1982). The overlying Calcaires massifs de Marcilhac member (Rocamadour formation) corresponds to massive lagoonal mudstones formed in a sheltered lagoon, alternating with ooid shoals (Fig. 4.3A-B).

The Callovian time is a more challenging period for correlation due to lack of precise biomarkers. In the Quercy, from Brive-la-Gaillarde to Bruniquel (Fig. 4.3B) massive m-thick bed of mudstones displaying well-preserved bivalves, gastropods and benthic foraminifera (Bouroullec et al., 1973; Pélissié, 1982) compose the *Calcaires massifs de Cabrerets* member (*Rocamadour* formation; Cubaynes et al., 1982). In Périgord, the presence of Callovian deposits is uncertain (*Calcaires à trocholines* formation, Faugeras, 1988). Nevertheless, the middle

Callovian is present about 30 kilometres northward of the study area (Nontron; Foucher, 1986; Andrieu et al., 2016).



Figure 4.3: schematic lithostratigraphic diagrams (wheeler diagrams) showing spatial and temporal distribution of sedimentary formations on two correlation diagrams. (A) An east-west transect from Cahors to Biscarrosse and (B) a north-south transect from Périgueux to Bruniquel. The Périgord formations are from Faugeras (1988) and Quercy formations from Cubaynes et al. (1989). The position of the Parentis sub-basin is replaced according to Biteau et al. (2006), while the segmentation of the Quercy area (north, central, south) follow the work of Lézin (2000).
The Oxfordian starts with the deposit of the *Saint-Géry* formation (Fig. 4.3A-B) in the Quercy (Cubaynes et al., 1989) and the *Calcaire de Laurière* Formation in the Périgord (Faugeras, 1988) (Fig. 4.3B). The lower half of these formations consist of foraminiferal wackestones to packstones formed in a sheltered lagoon and alternating with ooid and bioclastic grainstones (Pélissié, 1982). Those facies pass upwardly to bioclastic-rich and oncoidal packstone to grainstone of shoreface environment. The *Vers* Formation of the Late Oxfordian is composed by two members: the *Calcaires à Astartes de Vers* and the *Brèches à cailloux noirs de Vers* (Cubaynes et al., 1989). These two members present homogeneous sedimentary facies and thicknesses from Brive-Ia-Gaillarde to Bruniquel (Fig. 4.3B). The *Calcaires à Astartes* member consists of microporous bivalves-rich mudstone to wackestone deposited in a sheltered lagoon environment. The *Brèches à cailloux noirs de Vers* (Fig. 4.3A-B) member is a monogenic breccia with angular clasts and marly matrix attesting of a palustrine depositional environment. These two upper Oxfordian members are eroded northward, in north Quercy and Périgord, and overlaid by transgressive upper Cretaceous deposits.

# 3. Material and method

# **3.1. Sedimentology**

Detailed sedimentary field description was conducted on 75 outcrops using classical facies analysis: lithology, limestone texture (Dunham, 1962; Embry and Klovan 1971), macrofabrics and microfabrics of microbial deposits (Vennin et al., 2021), allochem content, sedimentary and biogenic structures, grain size and diagenetic features have been characterized. Additional lithological descriptions and well logs (gamma ray, resistivity, and spontaneous polarization) from 32 wells were used to correlate the eastern outcrop sections toward the centre of the Aquitaine Basin. These data (boreholes reports and coordinates) come from the BSS database for 4 hydrological boreholes (« Banque de données du Sous-Sol » from the BRGM, http://infoterre.brgm.fr) and from the French portal for subsurface energy resources (http://www.minergies.fr) for 28 petroleum boreholes. Microfacies study has been performed on 236 thin sections. Alizarin–potassium ferricyanide staining was used to distinguish the calcite from dolomite. Field and petrographic observations were completed by other outcrop descriptions from literature (Fabre, 1971; Pélissié, 1982; Faugeras, 1988; Lézin, 2000). Five cross-

sections imaging facies spatial distribution and stratigraphic architectures were reconstructed from outcrops and boreholes descriptions. Biostratigraphical markers (see part 2. for more details) coupled with sequence stratigraphy methodology were used to stretch timelines between the different sections.

James (1997) defined photozoan and heterozoan skeletal assemblages, which relate to trophic conditions (Mutti and Hallock, 2003). Heterozoan assemblage consist of molluscs, echinoderms, bryozoans, benthic foraminifera and sponges (Michel et al., 2018; Michel et al., 2019; Reijmer, 2021) prevailing in cool-water and nutrient-rich carbonate systems and developed in eutrophic conditions. Photozoan assemblage are composed of corals, large benthic foraminifera, red and green algae (Michel et al., 2019; Reijmer, 2021), which dominate tropical and subtropical environments and developed mainly in oligotrophic conditions. The ooid assemblage consists of ooids and peloids and develop in supersaturated level conditions of seawater within high temperature and high energy (Li et al., 2019a). The micrite-microbial assemblage consists of azoic micrite and facies rich in microbially-induced components as oncoids/peloids accumulation and microbial buildups. The marly carbonate assemblage is mainly composed by marl and clayey carbonate mudstone alternations.

# **3.2. Sequence stratigraphy**

The sedimentary outcrop sections described, and boreholes data were interpreted in terms of sequence stratigraphy following the definition of Embry (2009) in order to define the stratigraphic architecture of Aalenian to Oxfordian deposits. The identified depositional sequences are composed of transgressive and regressive system tracts (TSTs and RSTs). Sequences are bounded either by a subaerial unconformity (SU) when the surface was exposed, or by a maximum regressive surface (MRS) when the surface was not exposed. Maximum regressive surfaces coincide with shifts in stacking patterns between shallowing-upward (RST) and deepening-upward trends (TST) and correspond to the shallowest depositional environment recorded within a sequence (Embry, 2009). Maximum flooding surfaces (MFSs) mark a shift between deepening-upward (TST) and shallowing-upward trends (RST) and correspond to the deepest facies encountered within a sequence. One of the Embry's (2009) terminology groups the highstand system tract (HST), lowstand system tract (LST) and falling-

stage system tract (FSST) defined by Vail (1987) and adopted by Van Wagoner (1998) into a regressive system tract (RST). The use of this model for the Aquitaine carbonate platform is suitable because the HST and LST could not be differentiated (Catuneanu et al., 2011).

# 3.3. Accommodation and non-isostatic accommodation calculations

The decompacted depth or total subsidence was defined by Steckler and Watts (1978) and Allen and Allen (2005) as the thickness of sediments after decompaction. Goldhammer (1997) has defined an algorithm to estimate the decompacted thickness of mud-supported limestones and carbonate sands as a function of texture, based on an empirical law. This study demonstrates that, in mud-supported carbonates at least, compaction mainly occurs during shallow burial with 100 to 400 m overburden. The overburial thickness of Middle and Late Jurassic deposits is about 900 m considering the sedimentary formations in the north-eastern Aquitaine Basin (Boichard and Drullion, 1982; Cubaynes et al., 1989). Burial depth is confirmed by low temperature thermochronology in the Paris and Aquitaine Basins (Barbarand et al., 2001, 2020; François et al., 2020). For a burial depth higher than 400 m, the following decompaction factors can be used depending on the carbonate rock texture: 3 for marls, 2.5 for mudstones, 2 for wackestones, 1.5 for packstones and 1.2 for grainstones (Hillgärtner and Strasser, 2003).

The accommodation is the sum of the decompacted thicknesses and the paleodepth variation (Jervey, 1988; Robin et al., 2000). Paleodepths or paleoelevations for each facies association were established from the precise examination of faunal contents, sedimentary structures, lithology and well-log signatures. For water depth estimates, we used the classical wave zonation depth for shallow epicontinental seas: 10-15 m for the fair-weather wave base (FWWB) and 40 m for the storm wave base (SWB) (Sahagian et al., 1996; Plint, 2010), and used for the Jurassic of western Europe domain (Brigaud et al., 2018). Accommodation corresponds to the space created in the basin by the cumulative effect of two main parameters: (1) the basement movement with subsidence and uplift (part of the basement movement are due to tectonism and isostatic readjustment to sediments and water weights) and (2) eustasy.

Subsidence can be calculated by subtracting eustatic variations from accommodation, and tectonic subsidence corresponds to subsidence minus isostatic readjustment to sediments

and water weights, i.e. subsidence due only to the basement movement (Steckler and Watts, 1978). The eustatic curve of Haq et al. (1987), updated by Haq (2017), is the only one precise enough to estimate eustatic variations at the second-order cycles time resolution. For this reason, it has been used to determine subsidence and tectonic subsidence in Western Tethyan domain (Andrieu et al., 2016; Brigaud et al., 2018). However, the validity of this curve is debated (Miller et al., 2005) and the amplitude of sea-level variations, for example 70-100 m for the Bathonian, are considered to be overestimated by some authors (Rowley, 2013). However, recent work on the Bathonian *Oolithe Blanche* in the Paris Basin highlighted that maximum flooding of the Burgundian platform allows giant dunes to be deposited under a minimum water depth of 60 m, suggested the consistency of Hag (2017) sea-level amplitude during the Bathonian (Vincent et al., 2021). Since subsidence and tectonic subsidence values are made uncertain by the potential overestimation of eustatic amplitudes, we propose here the calculation of a new parameter: the non-isostatic accommodation, which sets aside Jurassic eustatic curves (Haq, 2017). The non-isostatic accommodation is calculated by subtracting the isostatic adjustment due to the sediments and water weights from the accommodation. It then corresponds to the part of accommodation due the external factors: both eustasy and basement movements. Knowing that eustatic variations are spatially homogeneous, the spatial variations of non-isostatic accommodation values can be interpreted as having a tectonic origin. Non-isostatic accommodation values are calculated as follows:

$$Non-isostatic\ accommodation = S\left(\frac{\rho_m-\rho_b}{\rho_m-\rho_w}\right) + Wd$$

S is the total subsidence in m (or decompacted sediment thickness),  $\rho_m$  mantle density,  $\rho_b$  sediment density,  $\rho_w$  water density and Wd is paleodepths in m. Mean densities were used mantle rocks  $3.3 \ g \cdot cm^{-3}$ , limestones  $2.6 \ g \cdot cm^{-3}$ , marls  $2.4 \ g \cdot cm^{-3}$  and water  $1 \ g \cdot cm^{-3}$ . Uncertainties in accommodation and non-isostatic accommodation values may be due to uncertainties in the estimates of (1) decompaction law and decompacted sediment thicknesses, (2) paleodepths estimation, (3) density of the mantle and sedimentary rocks and (4) the age model of each depositional sequences. Uncertainties in decompaction factor estimates depend on the chosen compaction law (Goldhammer, 1997; Hillgärtner and Strasser, 2003); we estimated an uncertainty of 20 % from the compaction law of Goldhammer (1997). Uncertainties in paleodepths estimates are: 30 m  $\pm$  10 m for upper offshore, 10 m  $\pm$  5 m for

the shoreface (ooid and bioclastic shoals),  $30 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$  for open-lagoon,  $10 \text{ m} \pm 5 \text{ m}$  for sheltered lagoon,  $0 \text{ m} \pm 5 \text{ m}$  for the restricted lagoon and 0 m to 25 m for the supratidal environment. Paleodepths estimates for lower offshore range from 40 m to 100 m. The amplitudes of the uncertainties on rock density and age model remain unsure.

Accommodation and non-isostatic accommodation values were calculated for each of the 21 third-order sequence tops, corresponding to maximum regressive surfaces, to reconstruct the evolution over the Aalenian to Oxfordian time interval. Values were then grouped into five distinct periods: Aalenian (sequences MJI to MJIII), Bajocian (sequences MJIV to MJVII), Bathonian (sequences MJVIIIa to MJXI), Callovian to early Oxfordian (sequences MJXII to LJII) and middle-late Oxfordian (sequences LJV to LJVII). The duration of stratigraphic intervals from Gradstein et al. (2020) was used to calculate rates of accommodation and nonisostatic accommodation for each one of these periods.

# 3.4. Carbonate accumulation rates

The carbonate accumulation rates are calculated by multiplying the compacted sediment thickness (S) in m by the CaCO<sub>3</sub> content, and then dividing the resulting value by the duration of the considered stratigraphic interval ( $\Delta T$ ) in Ma. The following amount of CaCO<sub>3</sub> are estimated depending of the lithology: 1 for limestones (S<sub>1</sub>), 0.7 for marly limestones (S<sub>2</sub>), 0.5 for marls (S<sub>3</sub>) and 0.2 for clays (S<sub>4</sub>). Therefore, the final carbonate accumulation rate (in m/Ma) for a stratigraphic interval corresponds to the sum of the compacted sediment thicknesses of the different lithologies multiplied by the associated CaCO<sub>3</sub> content factor, and then divided by the duration of the time interval:

Carbonate accumulation rate = 
$$\frac{(1 \times S_1) + (0.7 \times S_2) + (0.5 \times S_3) + (0.2 \times S_4)}{\Delta T}$$

Carbonate accumulation rate was determined for the same five stratigraphic intervals (Aalenian, Bajocian, Bathonian, Callovian-Early Oxfordian and middle-late Oxfordian) than for the accommodation and non-isostatic accommodation measurements.

# 4. Results

# 4.1. Sedimentary facies analysis

Based on textures, skeletal and non-skeletal allochems, biogenic and sedimentary structures, 25 facies were identified in the Aalenian to Oxfordian deposits of the northern Aquitaine Basin (Table 4.1). These facies were grouped into seven facies association from FA1 to FA7 that are typical of seven depositional environments located on a downdip profile ranging from lower offshore to palustrine environments (Fig. 4.4A). The spatial repartition of aforementioned carbonate producer assemblages (Fig. 4.4B) and the quantitative distribution of skeletal and non-skeletal allochems (Fig. 4.4C) are located along this platform downdip profile.

#### 4.1.1. Lower offshore environment (facies association FA1)

The lower offshore deposits (facies association FA1; Fig. 4.4A) are exclusively located under the Cenozoic and Cretaceous cover of the northern Aquitaine Basin. Their description is based on electrofacies and lithofacies data from the Aquitaine Basin deep boreholes.

*Description* – This facies association contains two facies: marls (facies F1a) and marl/clayey mudstone alternations (facies F1b). The facies F1a is characterized by m-thick dark marl deposits containing pyriteous ammonite and brachiopods, while facies F1b correspond to intensely bioturbated clayey limestones and marl/clayey carbonate mudstone alternations. The skeletal allochems are dominantly composed of ammonites, belemnites, bivalves, brachiopods, planktonic foraminifera, echinoderms, sponge spicules and serpulites. It also contains abundant glauconite, pyrite, lignite and wood debris.

*Interpretations* – The very fine grain size, mud-supported texture, the absence of hydrodynamic sedimentary features, the abundant bioturbations and the presence of ammonites and belemnites indicate open marine conditions in a low energy environment under the storm wave base (SWB). The presence of glauconite and pyrite indicate low oxygen level and reducing seafloor conditions (Harder, 1980).

# 4.1.2. Upper offshore environment (facies association FA2)

The upper offshore deposits (facies association FA2; Fig. 4.4A) only crops out in the lower Aalenian deposits (*Opalinum* chronozone) of the Quercy area. Otherwise, upper offshore environments are located under the Cenozoic and Cretaceous cover of the northern Aquitaine Basin (Fig. 4.3A-B).

*Description* – This association includes two facies: marl/bioclastic wackestone to packstone alternations (facies F2a; Fig. 4.5A) and clayey bioclastic wackestone to packstone (facies F2b; Fig. 4.5B). The facies F2a consist of tabular limestones rich in bioclastic debris alterning with thin marl interbeds. The facies F2b is characterized by fine-grained clayey limestone beds intercalated with interbeds of marls above an erosive basal surface. The fauna is dominated by a large accumulation of echinoderms debris, bivalves, benthic foraminifera, gastropods and brachiopods, while the non-skeletal allochems are characterized by extraclasts.

*Interpretations* – In the facies F2a and F2b, the prevalence of aforementioned fauna and common bioturbation indicate well-oxygenation and normal salinity conditions. We interpret these facies as forming in upper offshore environments, in a very low energy condition. It indicates that these facies were deposited between the storm wave base (SWB) and fairweather wave base (FWWB). In the facies F2b, the occurrence of erosive basal surface, echinoderms debris and extraclasts suggest that it corresponds to tempestite storm deposits and greatly influenced by storms in the upper offshore environment. Therefore, the facies F2a formed in calmer environment than F2.

Facies association (FA)	Lithofacies	1- Non-skeletal components 2- Skeletal components	Sedimentary and biogenic structures	Carbonate producer assemblages	Energy and depositional environment
Lower offshore (facies association FA1)	F1a: marls	1- Silts (C), pyrites (C) 2- Ammonites (A), belemnites (F), brachiopods (C)	Bioturbations	Marly carbonate	Very low energy, lower offshore
	F1b: marl/clayey carbonate mudstone alternations	1- Peloids (C), quartz (C), glauconite (C), lignite (R), phosphate (R) 2-Planktonic foraminifers (F), ammonites (C), bivalves (C), belemnites (C), echinoderms (R), sponge spicules (R), serpulites (R)	Abundant bioturbations	Marly carbonate	Very low energy, lower offshore
Upper offshore (facies association FA2)	F2a: marl/bioclastic wackestone to packstone alternations	<ol> <li>Silts (C), peloids (F), intraclasts (F), quartz (C), pyrite (C), organic matter (C)</li> <li>Bivalves (F), echinoderms, (F), brachiopods (F), benthic foraminifers (F), gastropods (C), sponge spicule (C), ammonites (C)</li> </ol>	Abundant bioturbations	Heterozoan	Very low to low energy, distal upper offshore
	F2b: clayey bioclastic wackestone to packstone	1- Peloids (C), oncoids (R), extraclasts (R), quartz (R) 2- Bivalves (F), echinoderms (F), brachiopods (F), annelids (C), ammonites (R), belemnites (R), ostracoda (R)	Abundant bioturbation, tempestite storm deposits	Heterozoan	Low energy, lower to upper offshore
Shoreface environment – (facies association FA3)	F3a: echinoderm- bivalves packstone to grainstone	1- Peloids (C) 2- Echinoderms (A), bivalves (A), trichites (C), ammonites (R)	Perforations, tempestites	Heterozoan	Moderate to high energy, shoreface
	F3b: bioclastic-ooid packstone to grainstone	<ol> <li>Ooids (F), oncoids (F), peloids (F), lithocodium (F), intraclasts (C), coprolites (R)</li> <li>Benthic foraminifers (A), bivalves (F), corals (F), brachiopods (F), gastropods (F), echinoderms (F), bryozoans (R), sponges (R)</li> </ol>	Rare tangential cross-bedding, microbialites, bioturbations and perforations	Photozoan/mic rite-microbial	Moderate to high energy, shoreface
	F3c: ooid grainstone	1- Ooids (A), intraclasts (C), peloids (R) 2- Bivalves (C), corals (C), gastropods (R), echinoderms (R)	Cross-bedding in megaripples, dominant current with megaripple and subordinate current stage	Ooid	High energy, tidal environment, oolitic shoal, foreshore
	F3d: peloidal/superficial ooid grainstone	1- Peloids (A), superficial ooids (C), intraclasts (C), oncoids (R) 2- Bivalves (F), foraminifers (C), gastropods (R), echinoderms (R)	Rare tangential cross-bedding	Ooid	Moderate to high energy, backshoal, shoreface
	F3e: oncoid-ooid grainstone to rudstone	1- Ooids (F), nubecularia oncoids (F), peloids (F), intraclasts (R) 2- Bivalves (F), echinoderms (C), corals (C), gastropods (R), foraminifers (R), corals (R), bryozoan (R), crinoids (R)	Rare tangential cross-bedding	Ooid	Moderate to high energy, backshoal, shoreface
Open lagoon (facies association FA4)	F4a: marl and mudstone alternations	1- Peloids (F), ferruginous peloids (C), intraclasts (C) 2- Bivalves (F), brachiopods (F), gastropods (F), benthic foraminifers (C), echinoderms (C)	Hummocky cross-stratification (HCS), planar-bedding, tabular cm- to dm- thick beds and thin argillaceous intercalations, bioturbations and perforations	Micrite- microbial	Low energy, open-marine, intermittent agitation, subtidal
	F4b: ferruginous bioclastic wackestone to packstone	1- Ferruginous peloids (F), ferruginous intraclasts (F) 2- Bivalves (F), brachiopods (F), echinoderms (C), gastropods (C)	Bioturbations and perforations	Micrite- microbial	Low energy, open-marine, subtidal
Sheltered lagoon (facies association FA5)	F5a: ooid packstone	1- Ooid (F), peloids (C), extraclasts (C) 2- Gastropods (C), echinoderms (C), bivalves (C)		Micrite- microbial	Moderate energy, intermittent agitation , subtidal
	F5b: oncoid wackestone-packstone to floatstone	<ol> <li>Nubecularia oncoids (A), peloids (F), ooids (R), extraclasts (R), quartz (R)</li> <li>Benthic foraminifers (F), bivalves (F), echinoderms (F), gastropods (C), dasycladales (C), serpulites (R), sponge spicules (R), brachiopods (R), sponge spicules (R)</li> </ol>	Planar-bedding, planar laminations, Abundant bioturbation, clayey limestones	Micrite- microbial	Low energy, protected environment, subtidal

	F5c: foraminiferal packstone	1- Peloids (F), micritic ooids (R), intraclasts (R), oncoids (R) 2- Trocholinids (A), miliolids (F), echinoderms (C), gastropods (C), bivalves (C)	Planar-bedding	Micrite- microbial	Moderate energy, intermittent agitation , subtidal
	F5d: mudstone	1- Peloids (C), intraclasts (C) 2- Gastropods (F), bivalves (F), foraminifers (C)	Tabular beds 1-3 thick, planar laminations, bioturbations	Micrite- microbial	Low energy, protected environment, subtidal
	F5e: bioclastic and peloidal wackestone to floatstone	<ol> <li>Peloids (F), pellets (C), oncoids (C), intraclasts (C), extraclasts (R)</li> <li>Bivalves (F), gastropods (F), echinoderms (C), miliolids (R), brachiopods (R)</li> </ol>	Planar-bedding, planar laminations, bioturbation, perforation, stromatolites mounds	Micrite- microbial	Low to moderate energy, protected environment, subtidal
Restricted lagoon (facies association FA6)	F6a: peloidal packstone to grainstone	1- Peloids (A), ooids (F), intraclasts (C), <i>Cayeuxia</i> (C), dolomite (C) 2- Bivalves (F), gastropods (F), miliolids (F), echinoderms (C),	Flat to wavy microbial laminations, planar-bedding, stromatolite mounds, bird-eyes, planar to angular laminations, organic-rich marls	Micrite- microbial	Moderate to high energy, tidally dominated, foreshore (beach)
	F6b: oncoidal grainstone to rudstone	1- Oncoids (A), peloids (A), ooids (C), intraclasts (C) 2- Miliolids (A), bivalves (F), gastropods (C), echinoderms (R)	Planar-bedding, flat to wavy microbial laminae and meniscus cements	Micrite- microbial	Moderate to high energy, foreshore environment, tidally dominated
	F6c: microbially laminated mudstone to wackestone	1- Intraclasts (F), Peloids (C), oncoids (C) 2- Bivalves (C), gastropods (C), ostracods (R), gyrogonites characeae (R)	Flat-pebble breccia associated with microkarstification, mud-crack, parallel to wavy microbial laminae, stromatolite mounds	Micrite- microbial	Low energy, intertidal environment
	F6d: Mudstone with silicified evaporitic nodules or anhydrite precursor	1- Peloids (C) 2- Bivalves (C), gastropods (C)	Anhydrite pseudomorphs, siliceous and calcareous geodes, recrystallized lenticular gypsum	Micrite- microbial	Low energy, brine ponds
	F6e: organic-rich marls and lignites	1- Silts (A) 2- Gyrogonites (R), gyrogonites characeae (R), ostracods (R)	Tidal channels, lignite channel-filled	Micrite- microbial	Low energy, brackish environment, mangroves, intertidal
	F6f: dolomicrite	1- Peloids (F), dolomite (F), lenticular gypsum (F) 2- Bivalves (R), gastropods (R),	Parallel microbialites,	Micrite- microbial	Very low energy, brine ponds, marshes, sabkha, influx of marine waters, supratidal
	F6g: dolomitic collapse breccia	1- Micritic clasts (A), Peloids (F), dolomite (F) 2- Ostracods (R), <i>Cayeuxia</i> (R), pulmonate gastropods (R)	Angular millimeter to centimeter-scale micrite clasts with dolomite matrix, anhydrite pseudomorphs	Micrite- microbial	Very low energy, brine ponds, sabkha, supratidal
Paleosoil and palustrine (facies association FA7)	F7a: paleosoils	1- Clay (F), silt (F), lignites (C), quartz (R) 2- Gyrogonites characeae (R)	Mud-cracks, fossil roots and brecciated surrounding carbonates	Micrite- microbial	Very low energy, backshore, continental environment
	F7b: clayey mud- supported monogenic breccia	1- Mud-supported clasts (A), intraclasts (C) 2- Pulmonate gastropods (R), gyrogonites characeae (R), ostracods (R)	Centimeter-scale angular micrite clasts with argillaceous matrix, pedogenic breccia and black pebbles	Micrite- microbial	Very low energy, palustrine environment

Table 4.1: Facies association, skeletal and non-skeletal components, sedimentary and biogenic structures, carbonate producer assemblages and paleoenvironmental interpretations

# 4.1.3. Shoreface environment (facies association FA3)

*Description* – The shoreface environment (facies association FA3) encompasses five bioclasts-rich and grain-supported facies (Fig. 4.4A). Facies F3a is an echinoderm-bivalves packstone to grainstone (Fig. 4.5C) displaying perforations and tempestite deposits (Lézin et al., 2007). The facies F3b consists of bioclastic-ooid packstone to grainstone (Fig. 4.5D-G), it contains various fauna as benthic foraminifera, corals, bivalves, brachiopods, bryozoans and sponges. This facies present millimetric to centimetric coral fragments dispersed in packstone to grainstone facies but do not forming coral bioconstruction (Fig. 4.6F). The lithocodium aggregatum is abundant in facies F3b in the Oxfordian (Fig. 4.6F-G). The facies F3c, F3d and F3e correspond respectively to ooid grainstone (Fig. 4.6A), peloidal/superficial ooid grainstone (Fig. 4.6B) and oncoid-ooid grainstone to rudstone (Fig. 4.6C-D). The dominant skeletal allochems are benthic foraminifera, bivalves and gastropods. These facies can sometimes present bidirectional and tangential metric beddings, i.e. cross-bedding in dunes and small subordinate ripples.



Figure 4.4: (A) location of the Aalenian to Oxfordian facies association and sedimentary facies with (B) the spatial distribution of carbonate producer assemblages and (C) carbonate allochems distribution along the platform downdip profile.



Figure 4.5: field photographs and thin section of upper offshore and shoreface environments. (A) marl and bioturbated limestone alternation, lithofacies F2a, Bruniquel outcrop, Autoire formation. (B) Clayey bioclastic wackestone to packstone containing bivalves (Biv.), echinoderms (Ech.) and foraminifera (Foram.), lithofacies F2b, sample AUT1, Autoire formation. (C) Echinoderm-bivalves packstone with trichites, bivalves and echinoderms, lithofacies F3a, Bruniquel outcrop, Autoire formation. (D) and (E) Bioclastic-ooid grainstones showing with ooid, peloids (Pel.), foraminifera, gastropods (Gast.) and echinoderms, lithofacies F3b, COM2 and SLC8 samples, Combe-Longue quarry and Saint-Cirq-Lapopie outcrop, Saint-Géry formation. (F) and (G) Bioclastic-ooid grainstones containing ooid, coral fragment, foraminifera (Foram.), peloids (Pel.), bivalves (Biv.) and lithocodium encrustation (Litho.), lithofacies F3b, samples SCL8 and COM1, Combe-Longue quarry and Saint-Cirq-Lapopie outcrop, Saint-Géry formation.

*Interpretations* – The grainstone texture and cross-bedding in dunes attest of highly hydrodynamic conditions of shoreface environment. In facies F3a and F3b, the abundance of open-marine faunas such as bryozoans and echinoderms indicate well-oxygenated marine water with normal salinity levels. In facies F3a, preservation of tempestite storm deposits indicate high energy conditions in a lower shoreface environment, above the fair-weather wave base (FWWB). In facies F3b, the packstone to grainstone texture, fragments of bioclasts, tangential cross-bedding and frequent occurrence of lithocodium encrustations suggest oligotrophic conditions (Olivier et al., 2004) in a moderate to high-energy shoreface environment. In facies F3c, F3d and F3e, the presence of bivalves, gastropods, benthic foraminifera and corals suggest a well-oxygenated water and normal-marine salinity. In the facies F3c and F3d, the common grainstone textures, cross-bedding in dunes and small subordinate ripples argue for a tidally-dominated environment in the shoreface. In facies F3e, the grainstone to rudstone textures and the concomitance of large oncoids and ooids (Fig. 4.6C-D) might indicate a back-shoal environment.

# 4.1.4. Open lagoon (facies association FA4)

*Description* – The open lagoon association (facies association FA4) contains two facies (Fig. 4.4A). The facies F4a is dominated by marl and mudstone-wackestone alternations (Fig. 4.7A-B) containing numerous bivalves and brachiopods. The facies F4b contains ferruginous bioclastic wackestone to packstone (Fig. 4.7C-F). These facies consist of tabular to irregular mudstone to wackestone beds alterning with thin claystone and marl interbeds with hummocky cross-stratification in tabular limestone beds (Fig. 4.7B-C). Bioturbations are common and main skeletal allochems are bivalves, gastropods, brachiopods, echinoderms and benthic foraminifera.



Figure 4.6: thin sections of shoreface environment. (A) Ooid grainstone, lithofacies F3c, sample MSC6, Cajarc formation. (B) peloidal (Pel.) and superficial ooid grainstone, lithofacies F3d, AFC1 sample, Cajarc formation. (C) and (D) Oncoid-ooid grainstone to rudstone with peloids and bivalves, lithofacies F3e, sample AML16, Autoire formation.

*Interpretations* – In facies F4a and F4b, the presence of well-preserved fauna such as benthic foraminifera, bivalves and gastropods suggest normal-marine salinity. Additionally, the mud-supported texture indicates calm and low-energy environmental conditions. The common presence of hummocky cross-stratification (Fig. 4.7B-C) indicates occasional episodes of strong water agitation. The absence of ammonites or belemnites in the marl and limestone

alternations suggests a restricted environment, not open to offshore, in contrast to the offshore environment. The paleogeographic context during the Middle Jurassic imply that these facies might be partially protected by an oolitic barrier. Moreover, the presence of stromatolites, microbialites and gyrogonites characeae suggest occasionally emersive facies formed in shallow marine conditions. Therefore, these facies are forming in a lagoon environment interrupted by periodic storms in open-sea domain.



Figure 4.7: photographs and thin sections of open lagoon environment coming from La Bouye outcrop, Cajarc formation. (A) photograph of marl and carbonate mudstone alternation and ferruginous bioclastic packstone, lithofacies F4a and F4b. (B), (C) and (D) Mudstones displaying hummocky cross-stratification (HCS) and ostracods, lithofacies F4a, sample BY21. (E) and (F) ferruginous bioclastic wackestone to packstone containing brachiopods (Brachio.), peloids (Pel.) and echinoderms (Ech.), sample BY14.



Figure 4.8: photographs and thin sections of sheltered lagoon environment. (A) Ooid packstone, lithofacies F5a, sample BZN12, Calcaires à oncolithes et stromatolithes de Beauzens formation. (B) Photograph of oncoidal limestone and (C) thin section of oncoid wackestone-packstone to floatstone, lithofacies F5b, Bruniquel outcrop, sample AGB3, Autoire formation. (D) Foraminiferal (Foram.) packstone, lithofacies F5c, sample LZ1, Rocamadour formation. (E) photograph of m-thick mudstone beds displaying carbonate buildups (stromatolite), lithofacies F5d, Marcilhac-sur-Célé outcrop, Cajarc formation and (F) thin section of mudstone with gastropods (Gast.), lithofacies F5d, sample BG1, Rocamadour formation. (G) Photograph of bioclastic floatstone and (H) thin section of bioclastic and peloidal wackestone, lithofacies F5e, sample MNN4, Cajarc formation.

#### 4.1.5. Sheltered lagoon (facies association FA5)

*Description* – The sheltered lagoon (facies association FA5) includes five muddominated facies (Fig. 4.4A) with well-preserved faunas. The facies F5a consists of ooid packstones (Fig. 4.8A) showing local erosive basal surfaces, while the facies F5b consists of irregular oncoid wackestone-packstone to floatstone facies (Fig. 4.8B-C) associated with numerous bioturbations. The facies F5c, F5d and F5e are respectively: foraminiferal packstone (Fig. 4.8D), tabular m-thick of mudstone (Fig. 4.8E-F) and bioclastic and peloidal wackestone to floatstone containing planar laminations and commonly displaying carbonate buildups as stromatolites (Fig. 4.8G-H). Faunas are mainly composed of gastropods, bivalves, benthic foraminifera, echinoderms and brachiopods.

*Interpretations* – The mud-dominated textures, the presence of irregular oncoids, *Cayeuxia sp.*, micritic laminae and the abundant bioturbations in facies F5b argue that these facies were deposited in calm shallow-water environment. The erosive surfaces in ooid packstone (facies F5a) suggest that this lagoon is affected by short period of higher energy events during storm in a sheltered lagoon, probably close to barrier/shoal environment. In facies F5c, F5d and F5e, the abundance of benthic foraminifera, the mud-dominated textures, the well-preserved gastropods and bivalves, planar laminations, fine-grain-sized fraction and micritization of bioclastic allochems indicate a very low-energy and protected lagoonal environment.

# **4.1.6. Restricted lagoon (facies association FA6)**

*Description* – The restricted lagoon association (facies association FA6) encompasses seven sedimentary facies (Fig. 4.4A). The facies F6a named peloidal packstone to grainstone, contains birdeyes, stromatolites and microbial micro-structure *Cayeuxia sp.* (Fig. 4.9A-C). The

177

facies F6b corresponds to oncoidal grainstone to rudstone (Fig. 4.9D-E). The microbially laminated mudstone to wackestone facies (F6c, Fig. 4.9F-G) present microkarstification, mudcrack, stromatolites and flat to wavy microbial crusts. Mudstone with silicified evaporitic nodules and anhydrite precursors (F6d, Fig. 4.10A) has anhydrite pseudomorphs, siliceous and calcareous geodes and recrystallized lenticular gypsum. The organic-rich marls and lignites facies (F6e) display organic matter deposits and scarce characeae gyrogonites, ostracods (Dépêche, 1967) and freshwater algae *botryococcus* (Kafa, 1988). The lignites infill metric-scale tidal channels and contained in organic-rich layers (Fig. 4.10B-C). Fossil roots affect underlying formations with brecciation of surrounding mudstones. Dolomicrite facies (F6f, Fig. 4.10D) show dolo-mudstone strata without any skeletal allochems and sometimes associated with recrystallized lenticular gypsum. Dolomitic collapse breccia (F6g, Fig. 4.10E-F) is characterized by m-thick beds, angular mm- to cm-scale dolomicrite clasts, early dolomite cements and occasional bioclasts. The main fauna of these facies are benthic foraminifera, bivalves, gastropods, echinoderms, ostracods and Characeae, while the non-skeletal grains consist of peloids and well-rounded oncoids.

*Interpretations* – The presence of birdeyes in peloidal packstone, the presence of stromatolites and *Cayeuxia sp.* (F6a, Fig. 4.9A-C), the abundance of grainstone to rudstone textures and miliolids (F6b, Fig. 4.9D-E) characterise a beach environment in a very shallow-water environment. The facies F6c and F6d are commonly associated with microkarstification, desiccation cracks, anhydrite precursors, microbial buildups forming flat and wavy crusts and laminated microfabrics (Fig. 4.9F-G and 10A) indicating an intertidal to supratidal environment (Vennin et al., 2021). Flat-pebble breccia associated with these facies indicate reworking of semi-consolidated microbial mudstones during intermittent high-energy pulses. The presence of metric-scale tidal channel, organic-rich layer (Fig. 4.10B-C), fossil roots and freshwater algae *botryococcus* (Kafa, 1988) in the facies F6e indicate a formation in a calm vegetated brackish-water mangrove, near the coast, in the intertidal to supratidal domain. The dolomicrites facies (F6f, Fig. 4.10D) is characteristic of high salinity in evaporitic conditions present in supratidal environment. Facies F6g show evidence of evaporite collapse breccia (Fig. 4.10E-F) subject to dry condition, intense evaporation and scarce influx of marine water. This facies is formed in sabkha-like environment, in the supratidal domain.

178



Figure 4.9: photographs and thin sections of restricted lagoon environment. (A) photograph of microkarstification and carbonate buildups (stromatolites) of La Bouye outcrop, lithofacies F6a, Cajarc formation. (B) Thin section of microbial microstructure Cayeuxia sp., lithofacies F6a, sample BY19, Cajarc formation. (C) Peloidal packstone to grainstone with peloids (Pel.), bivalves (Biv.) and echinoderms (Ech.), lithofacies F6a, sample BY3, Cajarc formation. (D) and (E) oncoidal grainstone to rudstone with peloids and foraminifera (Foram.), lithofacies F6b, sample CPD3, Calcaires à oolithes et oncolithes du Seytier formation. (F) and (G) Photographs of flat to wavy microbial buildups with laminated micrite microstructure, lithofacies F6c, Saint-Martin-d'Albarède and Saint-Martin-Labouval outcrops, Lastours and Cajarc formations.

# 4.1.7. Palustrine facies (facies association FA7)

*Description* – The palustrine association (facies association FA7) consists of two facies (Fig. 4.4A): silts and clays (F7a, Fig. 4.10C) and clayey mud-supported monogenic breccia (F7b). The facies F7a is characterized by thin layers of silts and clays, presenting few gyrogonites characeae. Exposure surfaces displaying mud-cracks and paleokarsts are common. The clayey mud-supported monogenic breccia (F7b) consists of mud-supported, monogenic and decimetre-scale angular clasts embedded in a marly matrix (Fig. 4.10G-H) and sometimes filled by calcite cements. This facies contains exclusively pulmonate gastropods, gyrogonites characeae, ostracods and black pebbles (Pélissié, 1982).

*Interpretations* – The presence of gyrogonites characeae in the facies F7a indicate a backshore or supratidal environments and probably correspond to paleosoil. In facies F7b, the brecciated limestones (Fig. 4.10G-H) and the presence of pulmonate gastropods and gyrogonites characeae suggest a continental environment. Alonso-Zarza and Wright (2010) interpret similar facies as forming in palustrine environments close to the lake shoreline and subjected to lake-level variations, which imply successive drying and wetting periods in intertidal environments. The brecciation process (or nodulisation process) is caused by exposure periods showing desiccation structures in subaerial conditions alternates with rewetting periods (Freytet, 1973; Freytet and Verrecchia, 2002) during a single or multiple events.



Figure 4.10: photographs and thin sections of restricted lagoon and continental settings. (A) Mudstone with recrystallized lenticular gypsum, lithofacies F6d, sample BRG14, Cajarc formation. (B) Metric-scale tidal channel filled with lignites, lithofacies F6e, La Mounine outcrop, Cajarc formation. (C) Organic-rich marls, lithofacies F6e, Cénevières quarry, Autoire formation. (D) Dolomicrite, lithofacies F6f, sample BRG3, Cajarc formation. (E) Photograph of dolomitic collapse breccia, Saint-Chels outcrop. (F) Thin section of dolomitic collapse breccia with micrite clasts, lithofacies F6g, sample SLC9, Cajarc formation. (G) and (H) Photographs of clayey mud-supported monogenic breccia with marly matrix and black pebbles in mudstone clasts, lithofacies F7b, Vers outcrop, Vers formation.

#### **4.2. Stratigraphic architecture**

The evolution and spatial distribution of facies associations and the identification of 21 transgressive-regressive cycles bounded by remarkable surfaces allow the achievement of five correlation diagrams throughout the northern Aguitaine Basin (Fig. 4.1, 11, 12, 13, 14 and 15). Considering a time range of about 20 Ma from the Aalenian to Oxfordian (Gradstein et al., 2020), the average duration of each cycle is 0.95 Ma, which is close to the duration or thirdorder cycles (Hag et al., 1987; Hardenbol et al., 1998; Schlager, 2004). Furthermore, these cycles are correlate with the third-order depositional sequences described in the western Paris Basin by Andrieu et al. (2016). Except for the Bathonian, where the cycle MJVIII of Andrieu et al. (2016) is divided here in two cycles (MJVIIIa and MJVIIIb), the same number of cycles is identified for each geological stage compared to the western Paris Basin. The age of the maximum flooding surfaces is consistent with Andrieu et al. (2016) cycles. Thus, the nomenclature of Andrieu et al. (2016) is used here for cycle and maximum flooding surfaces names. The twenty-one thirdorder cycles identified in this study are organized into three second-order transgressiveregressive cycles. Only the Aalenian regressive hemicycle is recognized for the first cycle. The second cycle is composed of a Bajocian transgressive hemicycle and a late Bajocian-Bathonian regressive hemicycle. The third cycle consist of a Callovian to middle Oxfordian transgressive hemicycle and a Late Oxfordian regressive hemicycle. Figure 4.16 integrates facies belts distribution in paleogeographic 3D diagrams depicting nine stages of evolution during the Aalenian-Oxfordian period. From the Aalenian to the Oxfordian, the down-dip profile is deepening westward.

# 4.2.1. Aalenian regressive hemicycle (sequences MJI to MJIII)

The Aalenian is composed of three depositional sequences: MJI, MJII and MJIII. This stage is marked by a strong prograding dynamics. Indeed, facies indicate a gradual decrease in water depth in the eastern part of the study area (Fig. 4.11) and lagoon/shoal environments progress westward during the middle and upper Aalenian (Fig. 4.13). Aalenian deposits mark

in the Quercy a condensed stratigraphic interval, while they are absent in the Périgord (Fig. 4.11 and 12). The thickness of the Aalenian deposits varies between 2 m and 20 m in the Quercy (Fig. 4.11), but increases westward, where it can reach 70 m in Arcachon (Fig. 4.12) and 90 m in Biscarrosse (Fig. 4.13). The Aalenian, is characterized by carbonate ramp geometry. The western part of the study area is occupied by upper to lower offshore environments, where marl/limestone alternations form (F1b, F2a and F2b) (Fig. 4.12, 13, 14, 15 and 16A). Inner ramp environments are limited to the far eastern portion of the study area.



Figure 4.11: correlation diagram of Aalenian to Oxfordian along a north-south transect passing though Quercy and Périgord areas (north-eastern of Aquitaine Basin). This diagram integrates seventy-five sedimentary outcrops from this study and twenty-six outcrops from literature (Poitevin, 1979; Boichard and Drullion, 1982; Pélissié, 1982; Bouilhac, 1987; Faugeras, 1988, Kafa, 1988; Astruc et al., 1998; Lézin, 2000). Correlations are based on biostratigraphy and sequence stratigraphy.



Figure 4.12: east-west correlation diagram of Aalenian to Oxfordian sections of the northern Aquitaine Basin passing, from Périgueux to Arcachon. This correlation diagrams incorporates twenty-six sedimentary outcrops from the Périgord area and ten boreholes.



Figure 4.13: east-west correlation diagram of Aalenian to Oxfordian sections of the northern Aquitaine Basin passing, from Cahors to Biscarrosse. This correlation diagrams incorporates eighteen sedimentary outcrops from the central Quercy area and eleven boreholes.



Figure 4.14: north-south correlation diagram of Aalenian to Oxfordian sections from the northern Aquitaine Basin. This correlation diagram integrates seven boreholes.



Figure 4.15: north-south correlation diagram of Aalenian to Oxfordian sections from the northern Aquitaine Basin between Sabres and Montendre. This correlation diagram integrates six boreholes.

During the early Aalenian (sequence MJI) the Quercy area, from Brive-la-Gaillarde to Montauban (Fig. 4.11), displays echinoderms-rich facies (transgressive system tract of MJI; F2b) and echinoderm-bivalves packstone to grainstone (regressive system tract of MJI, F3a) (Fig. 4.11). During the middle and late Aalenian (sequences MJII and MJIII), the depositional profile changes from homoclinal ramp to ramp geometry (Fig. 4.11, 12 and 13). A sheltered lagoon stretches from Brive-la-Gaillarde to Montauban (Fig. 4.16A), where clayey oncoid wackestone to floatstone (F5b) form during the middle Aalenian, and peloids-rich facies (F6a) during the late Aalenian. This lagoon is protected westward by a barrier (F3b) expanding approximately between Périgueux and Montauban (Fig. 4.16A). During the latest Aalenian, limestones with calcite and quartz geods (F6d) and dolomicrites (F7e) were deposited in a sebkha near Cahors (Fig. 4.11 and 13).

The sequences MJI, MJII and MJIII are respectively topped by Aa1, Aa2 and Bj1 maximum regressive surfaces. From Brive-Ia-Gaillarde to Montauban, surface Aa1 mark a change from shoreface to sheltered lagoon facies, while Aa2 corresponds to abrupt facies change from clayey oncoid floatstone to peloids-rich packstone to grainstone (Fig. 4.11). Surface Bj1 presents early karstification features from Cahors to Bruniquel (Fig. 4.11), indicating subaerial exposure.

# 4.2.2. Bajocian transgressive hemicycle (sequences MJIV to MJVI)

The Bajocian transgressive hemicycle is composed of three sequences: MJIV, MJV and MJVI. This stage is marked by aggrading to retrograding architectures. An increase of water depth occurs in Quercy and Périgord areas with the installation of a widespread oolitic barrier (Fig. 4.11, 12 and 13), which progress eastward during the Bajocian (Fig. 4.16B). Here, the thickness of Bajocian transgressive hemicycle deposits ranges between 40 m in Bruniquel and 90 m in Périgueux (Fig. 4.11), while decreases westward, for instance, 5 m in Bordeaux (Fig. 4.12) and 20 m in Langon (Fig. 4.13). At that time, the Bajocian is marked by ramp geometry. The eastern part of the study area is occupied by inner environments, whereas the deepest deposits are positioned westward and characterized by offshore environments (F2b, Fig. 4.12, 13, 14, and 15).

During the early Bajocian, ooid shoal environments are prevalent in Montauban, Agen, Bergerac and Cahors, covering the eastern part of the study area (Fig. 4.16B). The sedimentary facies are ooid grainstones (F3c), peloidal and superficial ooid grainstones (F3d) and oncoidooid grainstones to rudstones (F3e, Fig. 4.16B). Further north, in Brive-la-Gaillarde, oncoidal packstone (F5b) form in a sheltered lagoon (Fig. 4.16B). Meanwhile, upper offshore environment prevails westward between Bordeaux and Mont-de-Marsan, characterized by clayey bioclastic packstones (F2b, Fig. 4.16B).

Maximum regressive surfaces Bj3 and Bj4 respectively top sequences MJV and MJVI. The surface Bj3 overly oncolitic-rich facies (F5b) of sheltered lagoon or ooid shoals (F3c). The surface Bj4 is overlying organic-rich marls and lignite (F6e) and mudstone with silicified evaporite nodules (F6d) of restricted lagoon (Fig. 4.11), which marks a subaerial exposure. The latest surface also marks abrupt facies change in Quercy and Périgord from shoreface to restricted lagoon environment (Fig. 4.11). In the north-western Aquitaine Basin these surfaces mark condensed marine discontinuities (Fig. 4.12, 13, 14 and 15).

# 4.2.3. Late Bajocian to Bathonian regressive hemicycle (sequences MJVII to MJXI)

The late Bajocian to Bathonian regressive hemicycle contains six depositional sequences: MJVII, MJVIIIa, MJVIIIb, MJIX, MJX and MJXI. In the eastern part of the study area, a shallowing-upward trend occur during the Bathonian, indicating an aggrading to prograding dynamic (Fig. 4.11). Lagoon and shoreface environments advance westward (Fig. 4.12 and 13). The thickness varies between 100 and 300 m in the Quercy and Périgord (Fig. 4.11), but significantly decreases westward, where it can reach 5 m in Bordeaux (Fig. 4.12) and 15 m in Biscarrosse (Fig. 4.13). The Bathonian is characterized by muddy ramp geometry, which is evidenced in the north of the Aquitaine Basin (Andrieu et al., 2017). Lagoon and shoreface environments prevail eastward, while upper offshore environments predominate westward (Fig. 4.12, 13, 14, 15, 16D-F).

A north-south oolitic barrier, passing through Périgueux, Bergerac and Agen display bioclastic-ooid packstone to grainstone (F3b) and ooid grainstones (F3c) facies, which constitute the western limit of lagoon deposits (Fig. 4.16C-F). During the late Bajocian to Bathonian, shallow platform environments spread in the eastern part of the study area, where 100 km-long lagoon stretches (Fig. 4.11) in low energy conditions. It consists of marl and mudstone alternations (F4a) and ferruginous bioclastic wackestone to packstone (F4b) of open lagoon (early Bathonian; Fig. 4.16D). The sheltered lagoon deposits are marked by oncoidal

wackestone to packstone (F5b), foraminiferal packstone (F5c) and bioclastic and peloidal wackestone to floatstone (F5e, Fig. 4.16E-F). Meanwhile, restricted lagoon deposits consist of peloidal packstone to grainstone (F6a), dolomitic collapse breccia (F7g), peloidal packstone to grainstone (F7a) and oncoidal grainstone to rudstone (F7b, Fig. 4.16C-F), which present mud-cracks, parallel to wavy microbial laminae and karstified surfaces. On the western part of the study area, the platform dips westward until Bordeaux and Mont-de-Marsan and the facies distribution shows a condensed sedimentary thickness characterized by clayey bioclastic wackestone to packstone facies (F2a and F2b). Locally, at the north of Bordeaux, bioclastic clayey mudstone (F1b) infer deeper environments of lower offshore (Fig. 4.16D).

The sequences MJII, MJIIIa, MJIIIb, MJIX, MJX and MJXI are respectively topped by Bj5, Bt1a, Bt1b, Bt2, Bt3 and Bt4 maximum regressive surfaces. The top of sequence MJVII (BJ5 surface) is characterized by micro-karstification and mud-cracks near Cahors (Fig. 4.11). From Périgueux to Montauban, surface Bt1a is a subaerial unconformity which is marked by lignite channel-filled (F6e) or subaerial surface above foreshore beach carbonate facies (F6a, Fig. 4.11). Bt1b is an exposure surface overlying a paleosol horizon (F7a) from Souillac to Bruniquel (Fig. 4.11). Surfaces Bt2 and Bt3 are positioned from Souillac to Bruniquel (Fig. 4.11) at the top of restricted lagoon environments. Bt4 overlies tidal-flat and paleosol horizons around Périgueux and mudstone with anhydrite precursors (F6d) in Bruniquel (Fig. 4.11). Toward the basin centre, all of these surfaces correspond to marine discontinuity surfaces topping condensed carbonate layers, usually from upper offshore environment (Fig. 4.12, 13, 14 and 15).

# 4.2.4. Callovian to Middle Oxfordian transgressive hemicycle (sequences MJXII to LJVI)

The Callovian to Middle Oxfordian is composed of eight depositional sequences: MJXII, MJXIII MJXIV, MJXV, LJI, LJII, LJV and LJVI. This hemicycle is marked by aggrading architectures (Fig. 4.11, 12 and 13) displaying facies belts similarly spatially positioned though times (Fig. 4.16G and 16H). The thickness of the Callovian to Middle Oxfordian is quite homogeneous across the study area: 130 m in the Quercy and 160 m in the Périgord, while westward the sedimentary thickness ranges from 120 m in Bordeaux (Fig. 4.12) and 130 m in Biscarrosse (Fig. 4.13). This time interval is characterized by ramp geometry. The western part of the study area is dominated by lower to upper offshore environments, while eastward, inner platform

environments predominate (Fig. 4.12, 13, 14, 15, 16G-H). The sequences MJXIV, LJI, LJII, LJV and LJVI are present in the north-eastern Aquitaine Basin. The Callovian sequences MJXII, MJXIII and MJXV are missing in the north-eastern Aquitaine Basin, a few tens of kilometres to the north of the study area, as attested by brachiopods fauna (Foucher, 1986) and large-scale correlations (Andrieu et al., 2016). The sequences MJXII, MJXIII and MJXV could also be absent from the eastern part of the study area (Fig. 4.11), which can yet not be clearly demonstrated because of the lack of precise biostratigraphical markers. In the western part of the study area, ammonite biostratigraphy shows the presence of early Callovian. The depositional sequences MJXII, MJXIII and MJXV, only appear from Marmande to Biscarrosse (Fig. 4.11), where it is predominantly composed of upper offshore clayey bioclastic wackestones (F2b). Along with the deposition of lower offshore marls (F1a) and marl/clayey mudstone alternations (F1b) and from Montendre to Bordeaux (Fig. 4.12) and from Marmande to Biscarrosse (Fig. 4.13).

During the Callovian-Middle Oxfordian time interval, a sheltered lagoon stretches from Brive-la-Gaillarde to Montauban (Fig. 4.11) and characterized by oncoid wackestone-packstone to floatstone (F5b), foraminiferal packstone (F5c) and massive azoic mudstones (F5d). The lagoon is rimmed westward by an oolitic barrier spreading from Périgueux to Agen and containing ooid grainstones (F3c). Upper offshore environments prevail around Mont-de-Marsan and Arcachon, where marl/limestone alternations form (F2b), whereas lower offshore marls (F1a) and marl and clayey mudstone alternations (F1b) predominate near Bordeaux (Fig. 4.16G-H).

The sequences MJXII, MJXIII and MJXV are topped by Cal1, Cal2 and Cal4, which directly overlies upper offshore marine surfaces in centre of northern Aquitaine Basin (Fig. 4.12, 13, 14 and 15). Sequences MJXIV, LJI, LJII, LJV and LJVI are respectively topped by Cal3, Ox1, Ox2, Ox5 and Ox6 maximum regressive surfaces. The first five surfaces are not associated with exposure markers but systematically at the top of sheltered lagoon facies from Périgueux to Bruniquel (Fig. 4.11). Surface Ox6 corresponds to a marine surface located in bioclastic shoal environment, but the precise position remains questionable due to lack of remarkable surface, however highlighted northward around Nontron area by large-scale correlations (Andrieu et al., 2016). On the western part of the study area, these surfaces correspond to marine surfaces

192

lying into lower offshore clayey mudstones (F1a and F1b) and upper offshore bioclastic wackestone (F2b) (Fig. 4.12, 13, 14 and 15).



Figure 4.16: facies belt distribution and carbonate stratigraphic architecture of northern Aquitaine Basin depicting nine stages of evolution during the Aalenian to Oxfordian times. (A) Ramp geometry dominated by lower and upper offshore, prograding dynamic, middle Aalenian (RST murchisonae). (B) Ramp geometry with widespread development of ooid shoal, retrograding architecture, early Bajocian (RST niortense). (C), (D), (E) and (F) Development of a muddy ramp morphology, shallow deposits predominate eastward, while upper offshore environment prevails westward. The late Bajocian to late Bathonian period (from parkinsoni to hollandi chronozone) is marked by prograding architectures.

# 4.2.5. Late Oxfordian regressive hemicycle (LJVII)

The late Oxfordian regressive hemicycle is composed by the LJVII depositional sequences and marked by prograding architectures. Indeed, eastward sedimentary facies

indicate a decrease in water depth (Fig. 4.11) and palustrine environments progress westward (Fig. 4.13). The thickness of the late Oxfordian deposits varies between 70 m in Périgueux (Fig. 4.11) and 80 m in Cahors (Fig. 4.13). Likewise, westward thickness is respectively ranging from 90 m in Arcachon (Fig. 4.12) and 90 m in Langon (Fig. 4.13). This period marks a transition between ramp to very steep rimmed platform geometry (Fig. 4.12, 13, 14, and 15).

The late Oxfordian regressive hemicycle starts with the sequence LJVII and mark discrepancies from east to west. In the Quercy and Périgord areas, from Brive-la-Gaillarde to Montauban (Fig. 4.16I), silts and clays facies (F7a) and monogenic breccia with angular clasts and marly matrix (F7b) are forming in a palustrine depositional environment (Fig. 4.16I). These facies pass westward to bivalve-rich mudstones (F5c and F5e) developing in sheltered lagoon (Fig. 4.11 and 4.16I) and to bioclastic-ooid packstone to grainstone of shoreface environment (Fig. 4.16I). Depositional environment suddenly deepens toward Bordeaux and Mont-de-Marsan, where upper offshore bioclastic wackestone to packstone (F2a) to lower offshore marls (F1a) are deposited (Fig. 4.16I).







Figure 4.16 (to be continued): (G) and (H) Shallow ramp between Brive-la-Gaillarde and Montauban, oolitic platform in Périgueux and Agen, and lower to upper offshore between Mont-de-Marsan and Bordeaux, aggrading dynamic, middle Callovian to middle Oxfordian, from jason to tenuiserratum chronozones. (I) Emerged platform with paleosoils and palustrine environment near Cahors, steep rimmed platform, eastward lagoonal and oolitic barrier environment and westward lower offshore setting, prograding architecture, late Oxfordian (RST hypselum).

The sequence LVJII is topped by Ox7 maximum regressive surfaces. This surface is marked by palustrine deposits (Fig. 4.11) and corresponds, westward, to marine surface overlying clayey mudstones deposited in an upper offshore environment (Fig. 4.12, 13, 14 and 15).

# **4.3. Mapping of accommodation, non-isostatic accommodation, carbonate assemblages and carbonate accumulation rates**

Total subsidence, accommodation and non-isostatic accommodation rates for the Aalenian to Oxfordian periods are summarized in Supplementary Data. During the Aalenian, accommodation and carbonate accumulation rates decrease from west to east, allowing to differentiate three areas (Fig. 4.17A-B). In the south of Bordeaux and at the north of Mont-de-Marsan, accommodation rates and non-isostatic accommodation rates vary respectively from 20 to 60 m/Ma and 10 to 20 m/Ma. The carbonate assemblage is dominated by marly carbonate and display ranging values from 10 to 30 m/Ma (Fig. 4.17A-B). In the central part of the northern Aquitaine Basin, in Montendre, Périgueux, Bergerac, Agen and Montauban accommodation rates are low, around 10 m/Ma. Around Brive-la-Gaillarde and Cahors, accommodation and non-isostatic accommodation rates are negative. The carbonate factories are coevally dominated by heterozoan and micrite-microbial producers and display carbonate accumulation rates lower than 10 m/Ma (Fig. 4.17A-B).

During the Bajocian, three zones individualize from accommodation rate map. Accommodation, non-isostatic accommodation and carbonate accumulation rates increase from west to east (Fig. 4.17C-D). In Montendre, Bordeaux and Arcachon, accommodation rates and non-isostatic accommodation rates display the lowest values and are ranging respectively from 0 to 20 m/Ma (Fig. 4.17C) and 0 to 10 m/Ma (Fig. 4.17D). The heterozoan carbonate producers predominate with accumulation rates from 10 to 30 m/Ma. Non-isostatic accommodation is fairly homogenous from 0 to 20 m/Ma in Périgueux, Bergerac and Agen (Fig. 4.17D). Ooid producers dominate in this area with high carbonate accumulation rates (30-50 m/Ma). The area from Brive-Ia-Gaillarde to Montauban display the highest accommodation (40-60 m/Ma) and non-isostatic accommodation rates (10-20 m/Ma). Ooid and micrite-

195

microbial producers dominate and present a significant carbonate accumulation rate of around 30 m/Ma. Locally, at the north of Cahors, a very localized area between two Hercynian faults, shows very high accommodation rates (100-120 m/Ma) and non-isostatic accommodation (30-40 m/Ma) (Fig. 4.17C-D).

Throughout the Bathonian, similarly as the Bajocian time interval, a steady increase of accommodation, non-isostatic accommodation and carbonate accumulation rates from west to east is evidenced. The amplitude of variations is however more important (Fig. 4.17E-F). The accommodation rates are relatively low in the western part of the study area, varying from 0 to 20 m/Ma in Bordeaux and Arcachon, and from 20 to 40 m/Ma in Montendre and Mont-de-Marsan (Fig. 4.17E). Non-isostatic accommodation rates are ranging 0 to 10 m/Ma from Montendre to Mont-de-Marsan (Fig. 4.17F). The carbonate producers are dominated by heterozoan assemblage and mostly exhibit accumulation values lower than 10 m/Ma (Fig. 4. 17E-F). In the central part of northern Aquitaine Basin, in Périgueux, Bergerac and Agen, accommodation rates (60-80 m/Ma) and non-isostatic accommodation (10-20 m/Ma) gently increase (Fig. 4.17E-F). The ooid carbonate factory prevails, showing a mean carbonate accumulation rates (100-140 m/Ma) and non-isostatic accommodation rates (30-40 m/Ma) are recorded. The main carbonate producers are micrite-microbial and their respective carbonate accumulation rates are higher than 50m/Ma (Fig. 4.17E-F).

During the Callovian to early Oxfordian, two areas individualize, showing very slightly decreasing accommodation and non-isostatic accommodation from west to east (Fig. 4.17G-7H). This time interval marks the onset of the reversal of the polarity of accommodation and non-isostatic accommodation profiles. The accommodation rates display very homogeneous values (20-40 m/Ma) across the study area, except around Cahors that shows values ranging from 0 to 20 m/Ma (Fig. 4.17G). From Montendre to Mont-de-Marsan, the non-isostatic accommodation rates range from 10 to 20 m/Ma, whereas from Périgueux to Agen and from Brive-la-Gaillarde to Montauban values are from 0 to 10 m/Ma (Fig. 4.17H). From Montendre to Mont-de-Marsan, heterozoan and marly carbonate assemblage coevally predominate and show low carbonate accumulation (<10 m/Ma). Between Périgueux and Agen, ooid producers prevail and are associated with accumulation rates of 10 to 30 m/Ma. The carbonate

accumulation rates decrease (around 10 m/Ma) between Brive-la-Gaillarde and Montauban. Carbonate producers are dominated by the micrite-microbial assemblage (Fig. 4.17G-H).


Figure 4.17: spatial distribution of accommodation and non-isostatic accommodation for five geological periods and spatial position of the main carbonate producer assemblages with their respective carbonate accumulation rates across the northern Aquitaine Basin.

During the middle-late Oxfordian, accommodation and non-isostatic accommodation rates decrease from west to east, marking a complete reversal of polarity compared to Aalenian to Bathonian times. Two zones can be clearly distinguished. Firstly, very high accommodation rates (60 to 100 m/Ma) and non-isostatic accommodation rates (30-40 m/Ma) are evidenced in Montendre, Bordeaux, Arcachon and Mont-de-Marsan (Fig. 4.17I). Marly carbonate assemblage dominates, and accumulation values range from 10 to 30 m/Ma (Fig. 4.17I-H). Accommodation and non-isostatic accommodation abruptly decrease eastward with values respectively ranging from 40 to 60 m/Ma and 10 to 20 m/Ma around Périgueux, Bergerac and Agen. Photozoan and micrite-microbial carbonate producer assemblages dominate. Carbonate accumulation rates are high (30-50 m/Ma) (Fig. 4.17I-H).

#### **4.4. Carbonate producers**

The Table 4.2 resumes the carbonate accumulation rates for each type of carbonate producers during five geological stages.

Carbonate accumulation	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovian to early	Middle-late
rates (m/Ma)				Oxfordian	Oxfordian
Carbonate producers					
Marly carbonate	12	Absent	Absent	8	17
Heterozoan	6	7	9	10	Absent
Ooid	Absent	33	27	16	Absent
Ooid and micrite-microbial	Absent	32	Absent	Absent	Absent
Photozoan and micrite- microbial	Absent	Absent	Absent	Absent	31
Micrite-microbial	3	69	48	10	56

Table 4.2: carbonate producers and their respective carbonate accumulation rates (m/Ma) during the five geological stages.

The marly carbonate assemblage displays various accumulation rates fluctuate between 8 m/Ma (Callovian to early Oxfordian), 12 m/Ma (Aalenian) and 17 m/Ma (middle-late Oxfordian). Marly carbonate assemblage is not recorded during the Bajocian and Bathonian times. The carbonate accumulation rates of heterozoan producers vary little over time 6 m/Ma (Aalenian), 7 m/Ma (Bajocian), 9 m/Ma (Bathonian) and 10 m/Ma (Callovian to early Oxfordian), this producer is only absent during the middle-late Oxfordian. The carbonate accumulation

rates of ooid assemblage are varying between 16 m/Ma, 27 m/Ma and 33 m/Ma, respectively corresponding to the Callovian to early Oxfordian, Bathonian and Bajocian. The ooid assemblage is absent throughout the Aalenian and middle-late Oxfordian times. A mix of ooid and micrite-microbial producers occur during Bajocian displaying a carbonate accumulation rate of 32 m/Ma. Another mix of carbonate producer is evidenced during the middle-late Oxfordian between photozoan and micrite-microbial assemblages, which show a carbonate accumulation rate of 31 m/Ma. Finally, the micrite-microbial assemblage displays various carbonate accumulation rates: 3 m/Ma (Aalenian), 69 m/Ma (Bajocian), 48 m/Ma (Bathonian), 10 m/Ma (Callovian to early Oxfordian) and 56 m/Ma (middle-late Oxfordian).

#### 5. Discussion

#### 5.1. What control on accommodation space creation?

The variation of accommodation rates is generated by multiples causes: global-eustasy, large-scale and long wave-length deformations, local tectonic subsidence and isostatic response to sedimentation or sea-level variations. Changes in carbonate accumulation rates control the infilling of accommodation space. In the study area, the evolution of accommodation rates through geological times is not correlated to long-term eccentricity variations (Fig. 4.18A) (Martinez and Dera, 2015) neither to long-term eustatic curves (Fig. 4.18B) of Haq (2017).

Moreover, during a same period of time, the accommodation and non-isostatic accommodation rates show different trends from west to east, evidenced by aforementioned large-scale maps (Fig. 4.17 and 18C). This indicates that the second-order eustatic level is not the only factor controlling long-term variations in accommodation space creation (geological stages scale, ~2 to 6 Ma), which are then largely influenced by tectonics and/or isostatic readjustment to sediment load (Fig. 4.18D).

The non-isostatic accommodation rates set aside the isostatic adjustment to decompacted sediments weight and corresponds to the cumulative space created by eustasy and tectonic uplift or subsidence. Figures 4.17 and 4.18C-D show the very good correlation between the non-isostatic accommodation rates and the accommodation rates spatial and

temporal evolutions, while non-isostatic accommodation absolute values are lower, as a consequence of the disregard of sediment weight. It indicates that, if the amplitude of accommodation variations is exacerbated by sediment loading, they are amplified, and even probably triggered by vertical tectonic movements. Despite a second-order eustatic rise or fall (Haq, 2017), the spatial variations of large scale vertical movements for a same period have then caused by a subsidence or tectonic uplift.

However, the overall correlation between the third-order sequences identified in this study and the depositional cycles in eastern Paris Basin (Brigaud et al., 2009a; 2014), western and central Paris Basin (Andrieu et al., 2016; Andrieu, 2016), and more largely European third-order sequences suggest that they are controlled by large-scale sea-level variations, and possibly eustasy. As already suggested by Andrieu et al. (2016), eustasy may then be the major factor controlling accommodation space creation at short-time scale (third-order depositional cycles, mean duration in this study ~0.95 Ma) during the Middle Jurassic and Oxfordian.

# **5.2.** The carbonate factories of the south-western France Middle and Late Jurassic platform

The « carbonate factory » describes the system involving carbonate production and accumulation into a specific depositional environment and remaining close or in the source area (James, 1977), it involves production and early modification of carbonate sediments (James and Jones, 2015). It is the result of combine effect of multiple modes of marine carbonate precipitation (abiotic, biologically-induced and biologically controlled; Schlager, 2003) and various factories can be differentiated according to the combination of organism diversities such as microbes, bivalves, corals, echinoderms, foraminifers, brachiopods, serpulids, bryozoans, hydrodynamics and environmental conditions (Pomar and Ward, 1995; Homewood, 1996; Wright and Burgess, 2005). Therefore, carbonate factories flourish under specific sets of environmental conditions.

James (1997) defined the photozoan and heterozoan factories, which are skeletal assemblages depend on trophic conditions and water temperature (Mutti and Hallock, 2003). The photozoan assemblage is mainly composed of phototrophic skeletal grains of reefal

platform and mainly comprises corals, green algae and photosymbiotic benthic foraminifera (Michel et al., 2019). This factory dominates in clear and warm water from tropical to subtropical regions and developed in oligotrophic conditions (Föllmi et al., 2006). The heterozoan factory consists of suspension-feeding heterotrophic biota such as bryozoan, molluscs, and echinoderms. The heterozoan factory is mainly driven by cool-water and eutrophic conditions, i.e. nutrient-rich and organic-rich carbonate systems (Michel et al., 2018).

Schlager (2000, 2003, 2005) suggested an alternative classification for carbonate factories (tropical shallow-water, cool-water and mud-mound), which has been recently updated in the reappraisal study of Reijmer (2021), proposing the definition of five carbonate factories: tropical, cool-water, microbial, cold-water corals and planktic factories. We identified in this case study over south-western France five carbonate producer assemblages: marly carbonate, heterozoan, photozoan, ooid and micrite-microbial. As well as two mix of producers ooid and micrite-microbial and photozoan and micrite-microbial. The heterozoan and photozoan assemblages relates to the so-called carbonate factories (James, 1997). In the study area heterozoan factory display quite similar carbonate accumulation rates through times (from 6 to 10 m/Ma), while the mix between photozoan and micrite-microbial assemblages only appears during the middle-late Oxfordian (31 m/Ma, Table 4.2).

The micrite-microbial assemblage relates to the neritic lime-mud factory (Pomar and Hallock, 2008), the peritidal factory (James and Jones, 2015), the biochemical factory (Michel et al., 2019) or M-factory (Reijmer, 2021). Muds and microbial precipitations are the main features of this factory. It consists of non-skeletal contents and refer to flat to wavy microbial crusts, stromatolites, lithocodium encrustation, microbial micro-structure *Cayeuxia sp.*, peloids, oncoids and muds. The origin of this mud-supported factory is linked to increased alkalinity of seawater (Pomar and Hallock, 2008) and expands from platform interior to upper slope (Della-Porta et al., 2014). This factory develops in specific settings and is favoured by low hydrodynamism, high temperatures and salinities (Michel et al., 2019). In the study area, the micrite-microbial assemblage can be linked to the M-factory, as it presents numerous microbially-induced allochem accumulations (oncoids) and microbial buildups such as flat and/or wavy crusts with laminated microfabrics developed in lagoon environments (Table 4.1). The micrite-microbial assemblage is the most productive producer (from 48 to 69 m/Ma)

during dry climate and drastically decrease during humid climate (from 3 to 10 m/Ma) (Table 4.2). However, m-thick bed of carbonate mudstone displays very few non-skeletal and skeletal allochems, which leads to uncertainties about the origin of the mud.

The ooid formation mechanism is difficult to assess (Brehm et al., 2004). It is interpreted as microbially-induced calcification (Pacton et al., 2012; Edgcomb et al., 2013; Diaz and Eberli, 2019) and included into different carbonate factories according authors: in neritic lime-mud factory (Pomar and Hallock, 2008), biochemical factory (Michel et al., 2019) or T-factory (Reijmer, 2021). However, a more recent study showed new chemical model for ooid growth with precipitation of isopachous cements during the rounding through bedload transport in dunes (Anderson et al., 2020). Because of the uncertainty about the origin of ooids formation, we decided to use the concept of ooid factory, previously introduced by Tian et al. (2015a) and Li-F et al. (2019a), for the ooid-dominated grain assemblage. Ooid factory sediments are forming in shoreface environment, mainly composed of ooids and peloids and associated to rimmed platform geometries (Table 4.1). This factory flourish with high temperature, high energy and shallow-water environments and prevail in CaCO<sub>3</sub> supersaturated level conditions of seawater (Li-F et al., 2019a) and present relatively high carbonate accumulation rates during Bajocian and Bathonian times (33 m/Ma and 27 m/Ma), which decrease during the Callovian to early Oxfordian (16 m/Ma). The mix of producers between ooid and micrite-microbial show high carbonate accumulation rate of 32 m/Ma (Table 4.2).

The lower offshore facies of this case study are classified into the marly carbonate assemblage. Carbonate content in those facies corresponds mainly to mud-size particles that are either related to planktic sediment production (P-factory; Reijmer, 2021) in open oceanic realm or to material exported from the eastward shallow platform (Fig. 4.16). The factory that produced these carbonates is therefore difficult to determine and has probably changed over time. Indeed, the Middle Jurassic phytoplankton radiation, starting in the Aalenian and reaching its climax during the Bajocian, separates a period of low pelagic carbonate production in the early middle-Jurassic (12 m/Ma during the Aalenian) from a period of high planktonic production in the late Middle and Late Jurassic (Suchéras-Marx et al., 2012; Giraud et al., 2016; Wiggan et al., 2018; Fantasia et al., 2022). The proportion of the Planktic factory (P-factory) carbonates (planktic foraminifera, calcareous nannoplankton or pteropods of photic zones) has

then likely increased in the marly carbonate assemblage over the Middle Jurassic (17 m/Ma during the middle-late Oxfordian). Assuming a low pelagic carbonate production during the Aalenian, most of the carbonate accumulating in lower offshore environments may correspond to exported neritic production from the eastward shallow platform.

# **5.3. Coupled influence of tectonics and climate on carbonate accumulation rates and carbonate factories**

The coupled influence of non-isostatic accommodation and climate play a pivotal role in the carbonate accumulation rates and consequently on carbonate factories at second-order depositional cycles. The linking between these parameters is evidenced in Figure 4.18.

The high eccentricity intervals (Bajocian, Bathonian and middle-late Oxfordian) are correlated with  $\delta^{13}$ C minima on the north-western Tethyan margin (Fig. 4.18A). These conditions induce a dry climate (Martinez and Dera, 2015). During these time intervals, a positive correlation between non-isostatic accommodation rates (Fig. 4.18D) and carbonate accumulation rates prevail in the north-eastern Aquitaine Basin (Fig. 4.18E, Périgueux and Cahors), as the most subsiding areas record the highest carbonate accumulation rates and the flourishing of ooid, photozoan and micrite-microbial assemblages (Fig. 4.18F). Meanwhile, decreasing of non-isostatic accommodation rates (Fig. 4.18D) leads to the diminish of the carbonate accumulation rates in the north-western Aquitaine Basin (Fig. 4.18E, Mont-de-Marsan and Bordeaux) and the predominance of heterozoan and marly carbonate assemblages (Fig. 4.18F).

High  $\delta^{13}$ C intervals (Aalenian and Callovian to early Oxfordian) are associated with  $\delta^{13}$ C maxima and wet climate (Fig. 4.18A) in the western Tethys (Martinez and Dera, 2015). However, a positive correlation between accommodation, non-isostatic accommodation and carbonate accumulation rates seems more challenging in humid climate periods, as it systematically displays low to very low carbonate accumulation rates (Fig. 4.18D and 4.18E). Interestingly, areas with high accommodation and non-isostatic accommodation have significant impact on carbonate producer assemblages (Fig. 4.18D-F). The lowest values of accommodation and non-isostatic accommodation and non-isostatic accommodation and non-isostatic accommodation and non-isostatic accommodation have significant impact on carbonate producer assemblages (Fig. 4.18D-F). The lowest values of accommodation and non-isostatic accommodation have significant impact on carbonate producer assemblages (Fig. 4.18D-F). The lowest values of accommodation and non-isostatic accommodation accommodation and non-isostatic accommodation accommodation and non-isostatic accommodation and non-isostatic accommodation and non-isostatic accommodation and non-isostatic accommodation accommodation and non-isostatic accommodation acc

eastern Aquitaine Basin (Fig. 4.18F), while an increase of accommodation rates (Fig. 4.18D) implies the deposition of heterozoan and marly carbonate assemblages in the north-western Aquitaine Basin (Fig. 4.18F).



Figure 4.18: synthetic chronostratigraphic diagram from Aalenian to Oxfordian showing (A)  $\delta^{13}$ C compilation (Martinez and Dera, 2015) and (B) second-order eustatic sea-level variations (Haq, 2017). A quantification of (C) accommodation rates, (D) non-isostatic accommodation rates were performed on both north-eastern and north-western Aquitaine Basin. (C) The mean carbonate accumulation rates were calculated on four specific localities, Bordeaux and Mont-de-Marsan on the north-western Aquitaine Basin and Cahors and Périgueux on the north-eastern Aquitaine Basin. (F) Spatiotemporal distribution of the carbonate factories across the northern Aquitaine Basin.

# **5.4.** A comprehensive scenario for the south-western France carbonate platform evolution

# 5.4.1. Aalenian: impact of large scale of large-scale vertical movements on the development of a highly exporting carbonate ramp

During the Aalenian, despite the eustatic level is increasing of about 20 m (Fig. 4.18B) (Haq, 2017), negative rates of accommodation and non-isostatic accommodation in the northeastern Aquitaine Basin prevail (Fig. 4.17A-B), which indicate a tectonic uplift. This tectonic uplift leads to a decrease of paleobathymetries during the middle Aalenian in the eastern part of the study area, resulting in the development of a ramp with lagoonal environments (Fig. 4.19A). Non-isostatic accommodation rates increase westwards showing large-scale vertical movements during the Aalenian period in the study area. By considering a eustatic rise (Haq, 2017), this spatial variation of accommodation rates is either caused by subsidence or lower tectonic uplift. This differential of vertical movement westward correlates with an abrupt change from an eastern low sedimentation rate (3 m/Ma) and shallow setting to a western lower offshore environment with higher sedimentation rates (12 m/Ma) (Table2; Fig. 4.19A). This distribution of non-isostatic accommodation is controlled by long-wavelength flexure.

The uplift recorded in the eastern part of the study area may result from the Mid-Cimmerian unconformity event, defined by Ziegler (1975, 1990) and widely documented in northern Europe. It corresponds to a subtle deformation event occurring during the Aalenian and matching with a major plate kinematic reorganization (Ricou, 1994). This event is largely identified in Western Europe and related to North Sea doming (Underhill and Partington, 1993). In the Aquitaine Basin, the Mid-Cimmerian unconformity event corresponds to a lithospheric scale deformation locally disrupted by local-scale extensional syn-sedimentary tectonic deformations – short wave-length – located in Quercy (Lézin et al., 2007) and expressed by block faulting activity. As already suggested by Lézin et al. (2007), the maximum tectonic activity of the Mid-Cimmerian event occurs during the middle Aalenian in the study area, resulting in the semi-isolation of Quercy area, i.e. a transition from homoclinal ramp (early Aalenian) to ramp geometry (middle-late Aalenian) (Fig. 4.19A).

During the early Aalenian, a significant cooling of seawater temperature (Dera et al., 2011; Korte et al., 2015), while from middle-late Aalenian a worldwide paleoenvironmental

change occurred (Fantasia et al., 2022) consistent with humid climate conditions (Fig. 4.18A; Martinez and Dera, 2015). The Aalenian time interval is dominated by heterozoan factory and very low carbonate productivity (Andrieu et al., 2016). The Aalenian is the period with the lowest carbonate accumulation rates (from 3 to 12 m/Ma) in the study area (Table 4.2; Fig. 4.18E). These relatively low rates can be explained by the coupled influence of low accommodation space creation and an unfavorable wet climate (Fig. 4.19A). This is consistent with the prevailing of heterozoan and marly carbonate assemblages (Fig. 4.18F). Nevertheless, it is worth noting that, the dominance of micrite-microbial carbonate producers in shallow environments from the middle Aalenian might be not sensitive to cooling or more humid conditions and explained by local climatic changes (Lézin et al., 2007). The Aalenian is a period of limited pelagic production (Suchéras-Marx et al., 2012; Giraud et al., 2016; Wiggan et al., 2018; Fantasia et al., 2022), which probably indicates that the carbonate sediments are not fully preserved on the inner ramp during the uplift. Therefore, the ramp produces large amount of carbonate sediments but are largely exported to the outer ramp. Consequently, the stratigraphic architectures in Figure 4.19A indicate the likely presence of a lowstand system tract (LST) or a Falling-Stage System Tract (FSST).

#### 5.4.2. Bajocian-Bathonian: optimum carbonate accumulation of ooid and micritemicrobial carbonate producers in shallow platform environment favoured by high accommodation creation and climate

In a context of eustatic fall during the Bajocian, roughly 30 m (Fig. 4.18B, Haq, 2017), the positive non-isostatic accommodation rates of 5 m/Ma westward and 10 m/Ma eastward (Fig. 4.18D) suggest an overall period of subsidence. The eustatic rise of approximately 40 m throughout the Bathonian (Haq, 2017) allow a significant creation of accommodation space. Despite eustatic rise (Haq, 2017), the spatial variations of non-isostatic accommodation rates over the northern Aquitaine Basin (30 m/Ma in Cahors and 6 m/Ma in Bordeaux) can be only explained by large-scale vertical movements. During the Bathonian, these vertical movements can either be caused by a gradual increase of subsidence or by a progressive decrease of tectonic uplift eastward (Fig. 4.18D) near Cahors. We attribute this period of high accommodation space creation period to enhanced extension of the western Tethys margin (Léonide et al., 2007) recorded in western Europe (De Graciansky et al., 1998; Durlet and Thierry,

2000). In the study area, the highest non-isostatic accommodation is located into the northeastern Aquitaine Basin (Fig. 4.18B) and associated with local re-activation of syn-sedimentary faulting with short wavelength. During the Bajocian, the distribution of non-isostatic accommodation rates (Fig. 4.18D) is controlled by long-wavelength deformations and locally disrupted by syn-sedimentary fault block activity. A sudden thickness change of the late Bajocian *Calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol* member is evidenced in our study (Fig. 4.11 and 4.17C-D) and previously described by Pélissié and Astruc (1996) between *Padirac* and *Bourg* faults. This indicates that local extensive syn-sedimentary tectonics has a very strong influence on carbonate accumulation rates.



Figure 4.19: sequence stratigraphic models showing five steps evolution of sedimentary geometries, depositional environments, main carbonate producer assemblages and carbonate accumulation rates from Aalenian to Oxfordian during dry and wet climates. Distribution of subsidence along the downdip platform profile.

The Bajocian and Bathonian time interval are marked by enhanced carbonate productivity in the NW Tethyan domain (Dromart et al., 1996) and progressive climate aridification condition (Fig. 4.18A; Martinez and Dera, 2015). During high eccentricity interval, dry climate favoured the photozoan factory and significant carbonate accumulation rates (Andrieu et al., 2016). The Bajocian-Bathonian period presents the highest carbonate accumulation rates in the study area and higher potential for platform growth (Fig. 4.18E), which is consistent with the development of ooid (from 27 m/Ma to 33 m/Ma) and micritemicrobial producers (48 m/Ma to 69 m/Ma). The dry climate conditions support the high carbonate accumulation rates eastward by maintaining shallow environments. This increase is caused by the conjugate effect of significant non-isostatic accommodation rates during a favourable dry climate. Lower carbonate accumulation rates of heterozoan factory (from 7 m/Ma to 9 m/Ma) occurs westward, while displaying lower non-isostatic accommodation rates. In addition, the considerable differential large-scale vertical movements from east to west promotes a muddy ramp geometry (Fig. 4.19B-C). Therefore, the inner ramp environments produce significant amount of carbonate sediments, which indicate the conservation of most of sedimentary production on the shallow ramp rather than its exportation toward offshore settings (Fig. 4.19B-C).

# 5.4.3. Callovian to early Oxfordian: aggrading platform development in a period of homogenous subsidence

During a period of stable and high eustatic level over the Callovian and early Oxfordian (at the long-term 2<sup>nd</sup> order, Fig. 4.18B; Haq, 2017), the positive and fairly homogeneous nonisostatic accommodation rates of in average 10 m/Ma in the entire study area (Fig. 4.18D) suggest a subsiding period. This tectonic subsidence is interpreted as related to a geodynamic reorganization and spreading of kinematic plates with the opening of southern North Atlantic and the Bay of Biscay (Handy et al., 2010). This time interval is commonly marked elsewhere in European basins by sudden carbonate platform demise, in Paris Basin (Dromard et al., 2003; Jacquin et al., 1992; Brigaud et al., 2014; Andrieu et al., 2016), England (Bradshaw and Cripps, 1992) or Spain (Aurell et al., 2003; Ramajo and Aurell, 2008). The moderate non-isostatic accommodation rates (12 m/Ma) (Fig. 4.18D) westward have certainly contributed to the deepen of paleobathymetries and the deposits of heterozoan (10 m/Ma) and marly carbonate assemblages (8 m/Ma). Conversely, the lowest non-isostatic accommodation rates (6 m/Ma) eastward lead to the flourishing of micrite-microbial carbonate assemblages (10 m/Ma). This spatial distribution of large-scale vertical movement enables the sustainability of the ramp geometry (Fig. 4.19D).

The Callovian to early Oxfordian time interval, mark the return of humid conditions in NW Tethys (Martinez and Dera, 2015) and evidenced in the Paris Basin (Brigaud et al., 2009a), Alpine sub-basin (Pellenard and Deconinck, 2006) and central Atlantic (Dromart et al., 2003a). These wet climate conditions favor the demise of carbonate producers (mainly photozoan) and the prevalence of heterozoan factory and marly carbonate assemblages throughout the European basins (Andrieu et al., 2016). The overall low carbonate accumulation rates (Fig. 4.18E) can be explained by the coupled influence of overall low non-isostatic accommodation rates during unfavorable wet climate. In the study area, heterozoan and marly carbonate assemblages dominate westward in moderate non-isostatic accommodation rates. In shallow ramp environments micrite-microbial assemblages can be maintained in low non-isostatic accommodation rates despite a wet climate. Therefore, the thriving of micrite-microbial carbonate producers eastward might be influenced by a potential local climate change, which favoured the growth of the platform. There is a balance between the planktonic productivity westward in mid to outer platform setting and carbonate sediments produced in inner ramp (Fig. 4.19D).

# **5.4.4. Middle to late Oxfordian: coupled impact of tectonic reorganization and climate on the formation of a steep rimmed platform**

The middle-late Oxfordian is known as a period of major marine transgression and significant eustatic rise of around 50 m (Haq, 2017) and responsible of significant creation of accommodation space. During this period, the study area shows a complete reorganization – polarity change – of non-isostatic accommodation rates, which is coeval in the Paris Basin (Andrieu et al., 2016). The distribution of non-isostatic accommodation rates throughout the northern Aquitaine Basin differs from west (33 m/Ma) to east (13 m/Ma) (Fig. 4.18D), which is explained by large-scale vertical movements. During this time interval, these vertical

movements can either be caused by an abrupt increase of subsidence or by a sudden decrease of tectonic uplift westward (Fig. 4.18D). Whatsoever, these large-scale vertical movements are synchronous with the opening of the Bay of Biscay (Handy et al., 2010). High non-isostatic accommodation rates in the western part of the study area, coupled with eustatic rise, triggers a water depth increase, leading to the deposit of marly carbonate assemblage (17 m/Ma). A high photozoan and micrite-microbial carbonate accumulation rates (56 m/Ma) occur on the less eastern inner platform, which display lower non-isostatic accommodation rates. This differential large scale vertical movement between east and west favors the development of a very steep rimmed platform (Fig. 4.19E).

The middle-late Oxfordian interval are marked by diversification of coral reef in NW Tethyan realm (Leinfelder et al., 2002; Martin-Garin et al., 2012) and dry climate conditions (Abbink et al., 2001) during a high eccentricity period (Martinez and Dera, 2015). This dry period substantially influences carbonate platform growth, photozoan factories and high carbonate accumulation rates (Brigaud et al., 2014, Andrieu et al., 2016). The thriving of hermatypic corals and mud-supported facies from the north-eastern Aquitaine Basin (Pélissié, 1982) confirm the prevalence of photozoan and micrite-microbial carbonate assemblages in the study area (Fig. 4.18F). The middle-late Oxfordian is the second most productive period for carbonate accumulation (Fig. 4.18D). The favourable climatic context probably explains the high carbonate accumulation rates in the eastern part of the Aquitaine Basin, allowing shallow environments, despite a high eustatic rise (Haq, 2017). Contrary to the Bajocian-Bathonian period, the area showing the highest non-isostatic accommodation rates does not record the highest carbonate production rates and the development of a shallow carbonate platform. This infers the significant influence of eustasy on the enhancing of carbonate platform during dry climate. Therefore, the rimmed platform produces significant amount of carbonate sediments partially exported to the outer platform (Fig. 4.19E).

## Conclusions

This study provides new meaningful insights for the understanding of carbonate platform evolution in intracratonic basins. The mapping of large-scale accommodation and non-isostatic accommodation rates and the quantification of carbonate accumulation rates during pivotal climate periods have been realized. It allows to decipher and quantify more precisely the interplay between eustasy, tectonic and long past paleoclimate on carbonate producers and their respective carbonate accumulation rates though humid (Aalenian and Callovian to early Oxfordian) and dry (Bajocian, Bathonian and middle-late Oxfordian) periods. Twenty-five lithofacies were characterized in seven facies association ranging from lower offshore to palustrine environment. Twenty-one third-order depositional sequence were identified allowing the reconstruction of five high-resolution sequence stratigraphy scheme over the northern Aquitaine Basin. In addition, four carbonate producer assemblages (marly carbonate, heterozoan, ooid and micrite-microbial) and two mix of producers (ooid and micrite-microbial, photozoan and micrite-microbial) and their carbonate accumulation rates for the five key periods were calculated.

In the study area, the evolution of accommodation rates is not correlated to long-term eccentricity variations neither to long-term eustatic curves. The mapping accommodation rates during a same period of time show different trend across the northern Aquitaine Basin indicating that the second-order eustatic level is not the only parameter controlling long-term variations in accommodation space creation. The accommodation is then influenced by tectonics and/or isostatic readjustment to sediment loading. The calculation of the non-isostatic accommodation rates can set aside the isostatic adjustment to decompacted sediments weight and corresponds to the cumulative space created by eustasy and tectonics. This calculation show that the amplitude of accommodation variations is exacerbated by sediment loading. Therefore, even the eustatic level is increasing or decreasing, the spatial variations of non-isostatic accommodation rates for a same period are interpreted as large-scale vertical movements and caused by subsidence or tectonic uplift.

The mapping of non-isostatic accommodation rates evidenced either long-wavelength flexure and short wavelength deformations across the northern Aquitaine Basin, it displays multiple variations over time. The highest non-isostatic accommodation rates are evidenced westward during the Aalenian, Callovian to early Oxfordian and middle-late Oxfordian, while the area recording the highest non-isostatic accommodation rates during the Bajocian and Bathonian are highlighted eastward. This differential of large-scale vertical movements is

interpreted as related to extensional tectonic and related to the opening of North Atlantic and/or the opening of the Bay of Biscay.

This study points out that during favourable arid-dominated climate, the high nonisostatic accommodation rates are correlated with the highest carbonate accumulation rates, including micrite-microbial and photozoan carbonate assemblages. No demise is revealed in dry climate despite very important non-isostatic accommodation rates. We evidenced that during wet climate, the carbonate accumulation rates are low whatever the carbonate assemblages. However, the lowest subsidence rates permit the deposition of micrite-microbial carbonate assemblage in shallow environment, while higher subsidence favours heterozoan and marly carbonate assemblages. During dry climate, the most efficient carbonate assemblage is the micrite-microbial and photozoan producers, while heterozoan display constant carbonate accumulation rates independently of the climate.

The conjugate role of large creation of accommodation space and climatic upheaval at basin-scale have upmost importance for biota assemblages and carbonate accumulation rates and therefore on the evolution of carbonate platform.

## Acknowledgements

This work is the outcome of collaborative project [P27890] between the University Paris-Saclay and the BRGM, funded in part by the BRGM. We are grateful to Philippe Blanc (Lithologie Bourgogne) for the high-quality thin sections. The authors are grateful to Carine Lézin for the constructive comments.

Chapitre 4

Chapitre 5

# **Chapitre 5**

Impact of long-term eccentricity variations on carbonate producers and carbonate accumulation rates during the Jurassic

Pour quantifier le contrôle couplé du climat et de la tectonique sur les producteurs carbonatés et les taux de production carbonatés, les données acquises sur le système carbonaté du Bassin Aquitain ont été comparées avec des données provenant de la thèse de Simon Andrieu et du projet MODGEAU porté par le BRGM. L'élargissement à un secteur plus grand permettra de bien différencier les facteurs locaux de ceux plus régionaux, et de s'approcher de l'échelle ouest européenne.

#### Résumé

Les facteurs contrôlant le développement ou l'arrêt des producteurs carbonatés et leur productivité respective ont rarement été étudiés quantitativement, d'autant plus en contexte de bassin intracratonique. Afin d'améliorer notre compréhension, cette étude à grande échelle sur l'ouest de la France permet de quantifier l'influence couplée des taux d'accommodation et des variations d'excentricité à long terme sur les taux d'accumulation de carbonates pour de nombreux producteurs carbonatés du Jurassigue moyen à l'Oxfordien. Les Bassins de Paris et Aquitain qui présentent un enregistrement continu sur cette période constituent des zones idéales pour apporter de nouveaux éléments de réponse à cette problématique. Un grand nombre d'affleurements, de forages et de transects de corrélation ont été utilisés dans cette étude, permettant un important maillage à travers les Bassins de Paris et Aquitain. Les taux d'accommodation, d'accommodation affranchie de l'isostasie et d'accumulation de carbonates ont été calculés et introduits dans le logiciel QGIS. Des graphiques ont été réalisés pour les intervalles de fortes excentricités (climat aride) et faibles excentricités (climat humide) et mettent en évidence le lien quantitatif entre les taux d'accumulation de carbonates et les taux d'accommodation affranchie de l'isostasie pour chaque producteur carbonaté. La création d'espace d'accommodation et les taux d'accumulation de carbonates montrent une corrélation positive. Cela signifie que plus les taux d'accommodation affranchie de l'isostasie sont importants, plus l'accumulation de carbonates augmente, quel que soit le type de producteur carbonaté ou le climat. Néanmoins, les taux d'accumulation de carbonates sont supérieurs en période de climat aride, tandis que taux d'accumulation de carbonates sont faibles en période de climat humide. L'augmentation progressive des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie implique systématiquement un changement de producteur carbonaté, que ce soit

en période de climat aride ou humide. En période de climat aride, une augmentation graduelle des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie dans les domaines de plateforme interne implique un changement de producteurs carbonatés, passant de producteur *photozoan*, *shoreface heterozoan* et oolithiques à des producteurs carbonatés micrite-microbiens à partir d'un seuil de 20 m/Ma. Dans les environnements de plateforme médiane, les producteurs carbonatés passent d'*offshore heterozoan* à des carbonates marneux à partir d'un seuil de 30 m/Ma. En période de climat humide, une augmentation progressive des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie dépassant 10 m/Ma conduit à une transition de producteurs micrite-microbiens et/ou oolithiques vers des producteurs *offshore heterozoan* et des carbonates marneux. Ce travail montre une quantification de l'impact couplé des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie et du climat (périodes arides et humides) sur la diversité des producteurs carbonatés respectives.

## Impact of long-term eccentricity variations on carbonate producers and carbonate accumulation rates during the Jurassic

Quentin Deloume-Carpentras <sup>\*1, 2</sup>, Simon Andrieu <sup>2, 3</sup>, Benjamin Brigaud <sup>1</sup>, Eglantine Husson<sup>2</sup>, Eric Lasseur<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geosciences Paris-Sud (GEOPS), Université Paris-Saclay, CNRS, 91405 Orsay, France <sup>2</sup>BRGM, Bureau des Ressources Géologiques et Minières French geological survey, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans, France <sup>3</sup>Department of Geoscience, Aarhus University, Høegh-Guldbergs Gade 2, 8000 Aarhus C, Denmark

<sup>\*</sup>corresponding author (<u>quentin.deloume-carpentras@universite-paris-saclay.fr</u>)

## **Keywords**

Carbonate, Middle Jurassic, Oxfordian, high and low eccentricity intervals, dry, humid, climate, carbonate producers, accommodation, non-isostatic accommodation, carbonate accumulation

## Abstract

The factors controlling the development or shutdown of carbonate assemblages and their respective productivity have rarely been investigated quantitatively, all the more in intracratonic basin context. In order to improve our understanding, we provide for the very first time a large-scale study over the western France for quantifying the coupled influence of accommodation and long-term eccentricity variations on carbonate accumulation rates for numerous carbonate factories during Middle Jurassic to Oxfordian. The Paris and Aquitaine Basins constitutes a remarkable example to unlock that problematic. Large number of outcrops, boreholes and correlations diagrams were used in this study, allowing a wide data network coverage over the western Paris basin and northern Aquitaine basin. Accommodation, nonisostatic accommodation and carbonate accumulation rates measurement were computed at key localities and thus introduced into a geographic information system. Based on this study, cross-plots were produced for both high and low eccentricity intervals (i.e. dry and humid

periods) and relates the quantitative interlink between carbonate accumulation rates and nonisostatic accommodation rates for each carbonate assemblages. The creation of accommodation space and carbonate accumulation rates show a positive correlation. It means that the stronger the non-isostatic accommodation, the more carbonate accumulation increases, whatever the carbonate assemblage and climate. Nonetheless, dry climate displays high carbonate productivity, while humid climate shows low carbonate accumulation rates. The gradually increase of non-isostatic accommodation rates implies systematically a carbonate factory change either in dry or humid climates. During dry climates, a gradual increase of nonisostatic accommodation rates in inner ramp/platform domains imply a carbonate assemblages change from photozoan, shoreface heterozoan and ooid to micrite-microbial assemblages. In mid ramp/platform environments, the carbonate producers change from offshore heterozoan to marly carbonate. During humid climate, an increase of non-isostatic accommodation rates promotes a transition from micrite-microbial and ooid assemblages to offshore heterozoan and marly carbonate producers. This work demonstrates the quantification of coupled impact of non-isostatic accommodation and climate on carbonate producer diversities and their respective productivity during dry and humid periods.

#### **1. Introduction**

In carbonate systems, the sediment production, preservation and accumulation depend on surrounding ecosystems and more accurately on the interplay between organisms and environmental conditions (Pomar, 2001; Schlager, 2003; Wright and Burgess, 2005; Pomar and Hallock, 2008). The carbonate factories, operating in the marine realm, are governed by a combination of carbonate-producing biota, themselves controlled by marine precipitation processes (Tucker and Wright 1990; Schlager 2003). Any changes of hydrodynamic and/or environmental conditions (water temperature, light, turbidity, nutrients supply, trophic conditions, salinity and carbonate saturation) influence the type, productivity and site-specific of carbonate factories (Pomar and Ward, 1995; Homewood, 1996) and consequently carbonate accumulation rates (Brigaud et al., 2009a; Carpentier et al., 2010; Andrieu et al., 2016). Therefore, each carbonate factories flourish under specific set of environmental conditions (Schlager, 2000, 2003, 2005). The carbonate factories display shift carbonate accumulation rates owing to two major forcing factors: tectonic activity (Brigaud et al., 2014) and climate transition (Krencker et al., 2014, 2020).

The periodic paleoclimate changes during the Mesozoic are driven by the orbitally paced Milankovitch cycles. Martinez and Dera (2015) synthetized the evolution of carbon isotope throughout the Middle-Late Jurassic. The long-term variations of  $\delta^{13}$ C is interpreted as resulting from long-term eccentricity orbital cycles that triggers intense environmental disturbances and humid to dry climates alternations, which strongly influenced the carbonate productivity at basin-scale (Pittet et al., 2000). Although climate plays a dominant role in carbonate productivity, tectonics also strongly influences the sedimentation of intracratonic basins (Guillocheau et al., 2000; Carcel et al., 2010) and leads to carbonate platform growth or demise (Léonide et al., 2007; Föllmi and Gainon, 2008; Carpentier et al., 2010; Merino-Tomé et al., 2012; Masse and Fenerci-Masse, 2013; Brigaud et al., 2014; Andrieu et al., 2016; Danish et al., 2021).

In western Paris Basin and northern Aquitaine intracratonic Basins, Andrieu et al. (2016) differentiate the respective influence of tectonic activity and climate evolution on the development of the Aalenian-Oxfordian carbonate platform in NW Tethys margin. Stages of Bajocian, Bathonian and Middle-Late Oxfordian are synchronous with high long-term eccentricity intervals and overall low  $\delta^{13}$ C values. These periods promoted carbonate platform growth and photozoan factory. The Aalenian and Callovian-early Oxfordian are synchronous with low eccentricity intervals and overall high  $\delta^{13}$ C values. The demise of carbonate platform and favour the development of heterozoan carbonate factories. In the western Paris Basin, a carbonate accumulation demise was triggered at the Bathonian/Callovian boundary by a prominent tectonic subsidence, while a tectonic uplift led to the formation of sedimentary hiatus and condensed levels (Andrieu et al., 2016). From Aalenian to Oxfordian times, coupled cumulate effect of climate and tectonic settings can be responsible for productivity disturbances leading to biological turnovers and carbonate accumulation crisis and enhancing carbonate productivity which leads to increase faunal and floral diversity and high carbonate accumulation rates.

Despite, the tremendous role of climate and tectonic activity on carbonate factories and carbonate accumulation, most studies have addressed these problematics, in a qualitative way. However, no large-scale quantification study of the coupled impact of climate and accommodation depending on carbonate accumulation and producers, on intracratonic basins, were performed yet. Only few studies focused on carbonate production rates over specific periods of time (Dromart et al., 1996) or depositional environment (Shinn et al., 1982; Mazzullo et al., 1992). However, they did not compare the carbonate productivity with accommodation and long-term eccentricity. Therefore, quantifying the respective influence of climate and non-isostatic accommodation is newly challenging and allow us to unlock the following scientific questions: (1) do long-term eccentricity cycles quantitatively influence carbonate factories and carbonate accumulation rates during the Middle Jurassic to Oxfordian? In which proportion? (2) How do carbonate factories respond to climate change? (3) What rate of accommodation is required to cause a platform demise and collapse of carbonate accumulation rates? Does it depend on the type of producer? The climatic context?

In this study, we investigate the quantitative correlation between accommodation rates and carbonate accumulation rates for different carbonate factories during both high and low eccentricity intervals (i.e. for both dry and wet periods). By comparing productivity of carbonate factories/assemblages during humid and dry climate, we quantitatively assess the influence of climate on carbonate accumulation and producers. Results are based on large-scale study of western France, over an area of 600 km long and 300 km width. We present reassessing Middle Jurassic and Oxfordian paleogeographic maps of western France by compiling previous facies analysis and depositional environments interpretations, previously constrained into precise sequence stratigraphic framework. Basin-scale synthesis of carbonate factories for each geological stage were exanimated and measurements of carbonate accumulation rates, accommodation, non-isostatic accommodation was performed. Finally, all these wellcalibrated methods to further discuss influence of paleoclimate variations on carbonate factories and carbonate productivity over the NW Tethyan margin by realizing large-scale conceptual models.

## 2. Geological settings

During the Jurassic, large-scale dislocation of Pangea mega-continent is governed by multiple rift systems (Ziegler, 1991). This extensive regime leads to the opening of the Central Atlantic Ocean (Ziegler, 1986) and continental reorganisation resulting in the formation of both Laurasia and Gondwana super-continents (Fig. 5.1A). This context enhanced new marine connections between oceanic domains, showed by incipient opening of Hispanic and Viking corridors. The initial breakup of Pangea affected paleogeography of north-western Tethyan margins and led to the creation of restricted basins and sub-basins in Europe, separated by emerged basement highs (Fig. 5.1B).



Figure 5.1: (A) global palaeogeographical simplified map during the middle Jurassic, showing Gondwana and Laurasia supercontinent, from Ron Blakey (<u>https://deeptimemaps.com</u>). (B) Location of the study area in the western Tethys margin and localization of the Paris and Aquitaine Basins.

From Middle to Late Jurassic, shallow to deep marine environments and deep oceanic basins covered wide areas of NW Tethys. A shallow epicontinental and subtropical sea (25– 30°N) was covering Paris and Aquitaine Basins on western France and open to Central Atlantic to the west, Tethys to the southeast and Artic Ocean to the north (Fig. 5.1B; Enay and Mangold, 1980; Thierry and Barrier, 2000). These two intracratonic sedimentary basins are filled by dominant marine carbonate sedimentation and marl deposits from Triassic to Quaternary. The Paris Basin developed above a Cadomian and Variscan basements (Guillocheau et al., 2000), whereas the Aquitaine Basin overly Variscan basement (Biteau et al., 2006).

The study area of this paper is located on western France, more accurately in the western Paris basin and in the northern Aquitaine basin. Middle to Late Jurassic outcrops are located on the western edge of Paris basin, on Poitou High and on the north-eastern edge of the Aquitaine Basin (Fig. 5.2). The studied area extends for about 620-km long from Le Havre in north-western Paris basin to Mont-de-Marsan in southern Aquitaine basin. It also stretches about 300-km long from La Rochelle, in the west, to Paris in central Paris basin (Fig. 5.2).



Figure 5.2: location of the whole outcrops, boreholes and correlation diagrams used in this study (from literature and this work) on a simplified geological map of western France. 90 outcrops, 37 boreholes and 1 correlation diagram (numerated 1) come from the work of Andrieu et al. (2016), while 75 outcrops, 32 boreholes and 5 correlations diagrams (numerated from 13 to 17) are provided by the work of Deloume-Carpentras et al. (in prep.). This work gives 11 new correlations diagrams numerated from 2 to 12.

Pioneering lithostratigraphic and biostratigraphic studies were carried out across Paris and Aquitaine basins since 1970s providing reliable microfacies analysis, depositional environments interpretation and biostratigraphic framework for middle and late Jurassic outcrops. Manifold set of studies of ammonites, brachiopods, ostracods and foraminifera were performed in the western Paris Basin (Gabilly et al., 1978; Mourier, 1983; Cariou and Joubert, 1989a; Kuntz et al., 1989; Rioult et al., 1991; Lorenz, 1992; Ménillet et al., 1997; Moguedet et al., 1998), northern Aquitaine Basin (Cariou et al., 1973; Foucher, 1986; Branger, 1989; Cariou et al., 2006) and north-western Aquitaine Basin (Dépêche, 1967; Fabre, 1971; Clark, 1976; Pélissié, 1982; Pélissié and Peybernes, 1982; Faugeras, 1988; Faugeras and Bassoulet, 1988 ; Cubaynes et al., 1989; Lézin et al., 1997; Fauré et al., 2000; Lézin, 2000; Lézin et al., 2007). More recent studies of the Paris Basin (Andrieu et al., 2016) and Aquitaine Basin (Deloume-Carpentras et al., in prep.) offer additional outcrops and refine the sedimentary facies analysis.

Thirty-one facies, twenty-two third-order depositional sequences and five secondorder hemicycles were characterized in the western Paris Basin, leading to the construction of a high-resolution correlation diagram stretching from north-western Paris Basin to northern Aquitaine Basin, along a 500 km transect, between Caen and Angoulême (Andrieu et al., 2016). In the Aquitaine Basin, twenty-five facies were characterized in seven facies association from lower offshore to palustrine environment. Twenty-one third-order depositional sequence and five second-order hemicycles were identified allowing the reconstruction of five highresolution sequence stratigraphy scheme (Deloume-Carpentras et al., in prep.). This large-scale study relies on well-established facies, stratigraphic and biostratigraphic framework in order to design new correlations diagrams across the western France from Aalenian to Oxfordian times (Fig. 5.3).

#### 3. Material and method

#### 3.1. Sedimentology and sequence stratigraphy

The large-scale studies from Paris Basin (Andrieu et al., 2016) and Aquitaine basin (Deloume-Carpentras et al., in prep.) used similar classical facies analysis workflow, based on the detailed investigation of outcrop sections. Facies analysis, based on visual characterization, and depositional environments interpretation are determined by the integration of carbonate texture, skeletal and non-skeletal contents, sedimentary structures and diagenetic features. Terminology and interpretation of the sequence stratigraphic were performed following the standard model of Embry (2009). Depositional sequences are composed of Transgressive and

Regressive System Tracts (TST and RST) bounded by subaerial unconformity (SU) or Maximum Regressive surfaces (MRS). Maximum Flooding Surfaces (MFS) separate a TST and RST and mark changes from deepening-upward to shallowing-upward patterns. Boreholes data are provided by the BSS database (« Banque de données du Sous-Sol » from the BRGM, http://infoterre.brgm.fr) and from the French portal for subsurface energy resources (http://www.minergies.fr). For sequence stratigraphic framework purposes, basin-scale studies are based on the correlations of well-logs (Gamma-Ray, Polarity Spontaneous and Resistivity) and outcrops.

In detail, the Aquitaine Basin is covered by 75 outcrop sections, 32 boreholes and 5 correlation diagrams (Deloume-Carpentras et al., in prep.) and the western Paris Basin by 90 outcrops sections, 37 boreholes and 1 correlation diagram (Andrieu et al., 2016). This work provides newly described 19 outcrops, 111 boreholes from the Paris Basin. Sequence stratigraphy and facies analysis, from outcrops and boreholes descriptions, is an essential step for reconstructing the evolution of facies spatial distribution, sedimentary geometries and stratigraphic architectures. From published and newly described data, a total of 184 outcrop sections, 180 boreholes and 17 cross-sections are compiled for stretching timelines over the western France (Fig. 5.2).

#### 3.2. Accommodation and non-isostatic accommodation calculations

We followed the methodology described by Andrieu et al. (2016), afterwards applied by Brigaud et al. (2018) and Andrieu et al. (2021) in order to calculate decompacted sediment thickness and accommodation. We use the methodology for the non-isostatic accommodation and carbonate accumulation calculations described by Deloume-Carpentras et al. (in prep.).

Decompacted depth (called total subsidence) corresponds to the thickness of sediments after decompaction (Steckler and Watts, 1978; Allen and Allen, 2005). Moreover, Goldhammer (1997) estimates, based on an empirical law, the decompacted thickness of mud-supported limestones and carbonate sands as a function of texture. This study shows that compaction mainly occurs during shallow burial with 100 to 400 m overburden (Andrieu et al., 2016).



Figure 5.3: correlation diagram of the middle Jurassic and Oxfordian of western France, from Deauville to Bruniquel. This figure is composed of the Deauville-Montbron transect from Andrieu et al. (2016) and the Périgueux-Bruniquel transect from Deloume-Carpentras et al. (in prep.).

The sedimentary formations of the Middle and Late Jurassic of western Paris Basin were buried beneath more than 500 m of sedimentary deposits. The overburial thickness of Middle and Late Jurassic deposits in the north-eastern Aquitaine Basin is at least about 900 m (Boichard and Drullion, 1982; Cubaynes et al., 1989). Considering aforementioned thicknesses, the following compaction factors were used for the entire sedimentary series: 1.2 for grainstones, 1.5 for packstones, 2 for wackestones, 2.5 for mudstones, and 3 for marls (Hillgärtner and Strasser, 2003).

The accommodation space is defined as the sum of the decompacted thickness of sediments and of paleodepth variations (Jervey, 1988; Robin et al., 2000). Accommodation corresponds to the space created by the cumulative effect of vertical movements of the basement caused by tectonic subsidence or uplift, isostatic readjustment due to sediments and water weights and eustasy. Paleodepths and paleoelevations for each facies association were estimated based on the examination of sedimentary structures and fossil fauna. For water depth estimates, the classic wave zonation is used for shallow epicontinental seas, considering depths of 10-15 m for the fair-weather wave base (FWWB) and more than 40 m for the storm wave base (SWB) (Sahagian et al., 1996; Plint, 2010).

Subsidence is calculated by subtracting eustatic variations from accommodation, using the eustasy curve of (Haq, 2017). Tectonic subsidence corresponds to subsidence without isostatic readjustment due to sediments and water weights. Here the subsidence is only marked by basement movements (Steckler and Watts, 1978). The eustatic curve of Haq (2017), is the only one precise enough to estimate eustatic variations at the second-order cycles time resolution. For this reason, it has been used to determine subsidence and tectonic subsidence in Western Thetyan domain (Andrieu et al., 2016; Brigaud et al., 2018). However, the validity of this curve is debated (Miller et al., 2005) and the amplitude of sea-level variations are considered to be overestimated by some authors (Rowley, 2013). Deloume-Carpentras et al., (in prep.) propose the calculation of the non-isostatic accommodation, which sets aside Jurassic eustatic curves. The non-isostatic accommodation is calculated by subtracting the isostatic adjustment due to the sediments and water weights from the accommodation. It then corresponds to the part of accommodation due the external factors: both eustasy and basement movements.

Non – isostatic accommodation = 
$$S\left(\frac{\rho_m - \rho_b}{\rho_m - \rho_w}\right) + Wd$$

S is the total subsidence in m (or decompacted sediment thickness),  $\rho_m$  mantle density,  $\rho_b$  sediment density,  $\rho_w$  water density and Wd is paleodepths in m. Mean densities were used mantle rocks  $3.3 \ g \cdot cm^{-3}$ , limestones  $2.6 \ g \cdot cm^{-3}$ , marls  $2.4 \ g \cdot cm^{-3}$  and water  $1 \ g \cdot cm^{-3}$ . Uncertainties in accommodations and non-isostatic accommodation calculation may be due to uncertainties in the estimates of (1) the age model of each depositional sequences (2) decompaction law and decompacted sediment thicknesses, (3) paleodepths estimation, (4) density of the mantle and sedimentary rocks. Uncertainties in paleodepths estimates are: 30 m  $\pm$  10 m for upper offshore, 10 m  $\pm$  5 m for the shoreface/barrier, 10 m  $\pm$  5 m for lagoon and 0 m to 25 m for the supratidal environment. Paleodepths estimates for lower offshore range from 40 m to 100 m. The amplitudes of the uncertainties on rock density and age model remain unsure.

Accommodation and non-isostatic accommodation values were calculated for each third-order sequence in order to reconstruct the evolution over the Aalenian to Oxfordian time interval The duration of stratigraphic intervals from Gradstein et al. (2020) was used in order to estimate ages of each sequence and stages. Accommodation and non-isostatic accommodation values were calculated for each of the 22 third-order sequence and grouped into five distinct periods Aalenian (sequences MJI to MJIII), Bajocian (sequences MJIV to MJVII), Bathonian (sequences MJVIIIa to MJXI), Callovian to early Oxfordian (sequences MJXII to LJII) and middle-late Oxfordian (sequences LJV to LJVII).

#### 3.3. Carbonate accumulation rates

The carbonate accumulation rates are calculated by using the same methodology described by Deloume-Carpentras et al. (in prep.). It consists of multiplying the compacted sediment thickness (S) in m by the CaCO<sub>3</sub> content (depending on the lithology). The following amount of CaCO<sub>3</sub> are estimated: 1 for limestones (S<sub>1</sub>), 0.7 for marly limestones (S<sub>2</sub>), 0.5 for marls (S<sub>3</sub>) and 0.2 for clays (S<sub>4</sub>). Then dividing the resulting value by the duration of the considered stratigraphic interval ( $\Delta T$ ) in Ma. Therefore, the final carbonate accumulation rate (in m/Ma) for a stratigraphic interval corresponds to the sum of the compacted sediment thicknesses of the

different lithologies multiplied by the associated CaCO<sub>3</sub> content factor, and then divided by the duration of the time interval:

Carbonate accumulation rate = 
$$\frac{(1 \times S_1) + (0.7 \times S_2) + (0.5 \times S_3) + (0.2 \times S_4)}{\Delta T}$$

The carbonate accumulation rate was determined for the same five stratigraphic intervals (Aalenian, Bajocian, Bathonian, Callovian to early Oxfordian and middle-late Oxfordian) than for the accommodation and non-isostatic accommodation measurements. The work of Deloume-Carpentras et al. (in prep.) provides 37 measurements from the Aquitaine Basin, while this work gives 70 new measurements across the Paris Basin and northern Aquitaine Basin. Therefore, a total of 107 measurements is used over the western France.

#### 4. Results

#### 4.1. Depositional environments and carbonate assemblage classification

Deposits ranges into five depositional environments from continental to lower offshore (Fig. 5.4A) along a downdip profile (Fig. 5.4B): continental, lagoon, shoreface/barrier, upper offshore and lower offshore. See Andrieu et al. (2016) and Deloume-Carpentras et al. (in prep.) for detailed description of facies and carbonate producer types. The Figure 5.4C summarize the distribution of the carbonate assemblages along the downdip profile, which are compared with the distribution of carbonate factories described by Reijmer (2021) (Fig. 5.4D). The different carbonate facies from the Paris and Aquitaine Basins were grouped in seven carbonate assemblages: (1) marly carbonate, (2) condensed ferruginous, (3) offshore heterozoan, (4) shoreface heterozoan, (5) ooid, (6) photozoan and (7) micrite-microbial (Fig. 5.5A-H).

The marly carbonate assemblage relates to mud-size particles and planktic sediment production. It consists of clays, marls, marly limestones and marl-limestone alternations (Fig. 5.5A) forming in the open oceanic realm. The condensed ferruginous assemblage consists of ferruginous ooids in condensed layers (Fig. 5.5B).


Figure 5.4: (A) et (B) distribution of the five depositional environments along a downdip profile of the middle Jurassic and Oxfordian of western France. The range of variations of the storm-wave base (SWB) and the fair-weather wave base (FWWB), respectively at 60 m and 30 m are estimated from Sahagian et al. (1996) and Plint (2010). (C) Distribution of the seven carbonate assemblages along the downdip profile and compared to the (D) distribution of carbonate factories from Reijmer (2021).

The offshore and shoreface heterozoan assemblages consist of suspension-feeding heterotrophic biotas such as molluscs, echinoderms, bryozoans, brachiopods and sponges. The heterozoan producers are mainly prevailing in nutrient-rich carbonate systems and developed in eutrophic conditions (Michel et al., 2018, 2019; Reijmer, 2021). However, these producers developed in different depositional environments and can be differentiated in offshore heterozoan and shoreface heterozoan.

The prevalence of eutrophic conditions and the dominance of aforementioned fauna, the wackestone to packstone textures (Fig. 5.5C) indicate that the offshore heterozoan assemblage is mainly developed in upper offshore settings, in low energy conditions. Eutrophic conditions, the presence of bryozoans, sponges, echinoderms and bivalves and the grainstone to rudstone textures (Fig. 5.5D) suggest that the shoreface heterozoan assemblage is forming in shoreface/barrier environments, in high energy wave dominated conditions. The photozoan assemblage is mainly composed of phototrophic skeletal comprising corals, red and green algae and photosymbiotic benthic foraminifera (Fig. 5.5E) (Michel et al., 2019; Reijmer, 2021). This assemblage dominates in clear and warm water from tropical to subtropical regions and developed in oligotrophic conditions (Föllmi et al., 2006).



#### Partie II : sédimentologie

Figure 5.5: Field photographs and microphotographs of the seven carbonate assemblages. (A) Field photograph of marllimestone alternations, marly carbonate assemblage. (B) photograph of condensed ferruginous assemblage. (C) Microphotograph of bivalves and echinoderms packstone, offshore heterozoan assemblage. (D) Microphotograph of bryozoan grainstone, shoreface heterozoan assemblage. (E) Microphotograph of oolitic grainstone, ooid assemblage. (F) Field photograph of coral bioconstruction, photozoan assemblage. (G) and (H) Microphotographs of micritic facies and microbiallyinduced components (oncoids), micrite-microbial assemblage.

The ooid assemblage consists of ooids and peloids and grainstone textures forming in high hydrodynamic conditions of shoreface/barrier environment. These conditions suggest supersaturated level of seawater within high temperature and high energy (Li et al., 2019a). The micrite-microbial assemblage corresponds to non-skeletal allochems and mainly refer to carbonate muds and microbially-induced precipitations. It consists of oncoids/peloids accumulations, flat to wavy microbial crusts, stromatolites, lithocodium encrustation, microbial micro-structure *Cayeuxia sp.* and laminated microfabrics. This assemblage develops in low energy conditions.

#### 4.2. Paleoenvironmental evolution of the western France carbonate platform

The reconstruction of the paleoenvironmental evolution of western France presented in Figure 5. 6 incorporates data from previous works from the Paris Basin (Andrieu et al., 2016) and the Aquitaine Basin (Deloume-Carpentras et al., in prep.), and 11 new correlation transects performed in this study. The paleoenvironmental maps in this work agree with the reconstruction of paleogeographic maps of the NW Tethyan realm (Enay and Mangold, 1980; Thierry and Barrier, 2000), the Aquitaine Basin (Boichard and Drullion 1982; Bouilhac, 1987; Faugeras, 1988), and the Paris Basin (Mégnien and Mégnien 1980). The robust biostratigraphic and sequence stratigraphy framework defined in Andrieu et al. (2016) and Deloume-Carpentras et al. (in prep.) for the western Paris and northern Aquitaine Basins allows the reassessing of paleoenvironmental maps at sub-stage. The paleoenvironmental maps were produced from the Regressive System tract (RST) of eight depositional sequences ranging from Aalenian to Oxfordian times: MJI, MJV, MJVII, MJVII, MJXI, MJXIV, LJVI and LJV (Fig. 5. 5. 6A-H). The depositional environments and facies show variations in space and time throughout Paris and Aquitaine Basins and evidenced by these maps. The discrepancies are synthetized in Figure 5. 6 to which reference should be made. The early Aalenian deposits (RST of MJI sequence) mainly correspond to marls and clays of lower offshore in the Paris Basin, between Tours and Paris (Fig. 5.6A). The upper offshore environments are positioned around Poitiers and in the Aquitaine Basin between Bordeaux and Mont-de-Marsan. The north-eastern Aquitaine Basin is marked by shoreface deposits. During this period, the Aalenian deposits become extremely condensed, and sedimentary hiatus are very frequent (Fig. 5.6A).

#### Partie II : sédimentologie



Figure 5.6: paleoenvironmental maps from Aalenian to Oxfordian of western France. (A) Regressive System Tract (RST) of sequence MJI, early Aalenian. (B) RST of sequence MJV, early Bajocian. (C) RST of sequence MJVII, late Bajocian. (D) RST of sequence MJVII, early Bathonian. (E) RST of sequence MJXI, late Bathonian.

During the MJV sequence, the early Bajocian deposits are essentially composed of upper offshore marly limestones from Chartres to Mont-de-Marsan (Fig. 5.6B). The

paleogeography is marked by the presence of the « Sillon Marneux » (Enay and Mangold, 1980) characterized by lower offshore deposits from Caen, Paris and Orléans. The early bajocian deposits of north-eastern Aquitaine Basin correspond to the installation of a widespread oolitic barrier of shoreface environments between Périgueux and Cahors (Fig. 5.6B).

During the late Bajocian (RST of sequence MJVII) is marked by lower offshore deposits between Rouen and Paris, upper offshore marly limestones from Mont-de-Marsan and La Rochelle in the Aquitaine Basin and between Tours, Orléans, Chartres and Caen in the Paris Basin (Fig. 5.6C). Shoreface environments prevail at the north of Le Mans in the Paris Basin and a large barrier developed between Poitiers and Agen in the Aquitaine Basin, while mudsupported limestones are forming in lagoon environments around Cahors (Fig. 5.6C).

The early Bathonian deposits (RST of sequence MJVIII) consist of lower offshore marls between Le Havre and Chartres and shoreface deposits around the city of Paris in the Paris Basin (Fig. 5.6D). From Orléans to Mont-de-Marsan, the early Bathonian is composed by upper offshore bioclastic wackestone to packstone. A north-south barrier forms between Angoulême and Agen and rims lagoonal environments from Périgueux to Montauban in the Aquitaine Basin (Fig. 5.6D).

The late Bathonian (RST of sequence MJXI) deposits in the Paris Basin correspond to oo-bioclastic grainstones of shoreface environment between Caen, Le Mans, Le Havre and Chartres. Locally, shoreface environments appear and alternating with upper offshore environments near Orléans and Tours (Fig. 5.6E). A lagoon develops south of Paris probably connecting with the Burgundy platform. In the Aquitaine Basin, lagoon environment developed between Périgueux and Cahors, oolitic barrier from Angoulême and Agen, while bioclastic wackestone to packstone of offshore environments are located between Poitiers and Montde-Marsan (Fig. 5.6E).

#### Partie II : sédimentologie



Figure 5.6 (to be continued): (F) RST of sequence MJXIV, middle Callovian. (G) RST of sequence LIV, middle Oxfordian. (H) RST of sequence LIVI, middle-late Oxfordian.

The middle Callovian deposits (RST of sequence MJXIV), in the Paris Basin, are mainly composed of marls forming in lower offshore and characterized by sedimentary hiatuses (Fig. 5.6F). In the Aquitaine Basin, the middle Callovian deposits consist of lower offshore environment between La Rochelle and Bordeaux, upper offshore from Poitiers to Mont-de-Marsan and shoreface/barrier between Périgueux and Agen. Finally, azoic mudstones form in lagoon environment around Cahors (Fig. 5.6F).

The middle Oxfordian deposits consist of wackestones to packstones formed in a lagoonal environment from Caen to Le Mans in the Paris Basin and around Cahors in the Aquitaine Basin. The lagoons are rimmed by ooid and bioclastic grainstones of shoreface environments (Fig. 5.6G). The upper offshore environment prevails from Angoulême to Mont-de-Marsan, between Tours and Orléans, at the north of Paris and around Chartres. Marls of lower offshore environment develops from Le Havre to Bordeaux passing through Poitiers (Fig. 5.6G).

The middle to late Oxfordian deposits, in the Paris and Aquitaine Basins, correspond to lower offshore environment from Caen to Rouen, around Poitiers and between Bordeaux and Mont-de-Marsan (Fig. 5.6H). The bioclastic-rich facies that form in upper offshore environment are present in La Rochelle, Angoulême, Tours, Orléans and Chartres. The shoreface environments are predominant in the north-eastern Aquitaine Basin from Périgueux to Montauban, while locally present in the south of Paris. Continental settings are evidenced at the north of Le Mans in the Paris Basin (Fig. 5.6H).

# **4.3. Mapping of accommodation rates and non-isostatic accommodation rates, spatiotemporal distribution of carbonate assemblages and carbonate accumulation rates by geological stages**

Figures 5.7 and 5.8 present the spatial and temporal changes in accommodation rates and non-isostatic accommodation rates for five geological stages. The Figure 5.9 display spatial distribution of carbonate assemblages across the western France and the associated carbonate accumulation rates. Figure 5.10 presents the time evolution through the Aalenian-Oxfordian times of (1) the carbon isotope curve in western European basins (Fig. 5.10A; Martinez and Dera, 2015), (2) the mean carbonate accumulation rates in western France by carbonate assemblage (Fig. 5.10B) and by sedimentary basins (Paris and Aquitaine Basins, Fig. 5.10C) and (3) the mean non-isostatic accommodation rate in western France by geological stage (Fig. 5.10D).

During the Aalenian, western France shows relatively low accommodation and nonisostatic accommodation rates (Fig. 5.7 and 5.8). Negative accommodation rates are localized in restricted areas at the north of Le Mans, south of Tours and at the east of Cahors (Fig. 5.7A). The western edge of the Paris basin, from Le Havre to Poitiers, to the eastern edge of Aquitaine basin, from Périgueux and Cahors, displays negative non-isostatic accommodation rates (Fig. 5.8A). Areas marked by negative non-isostatic accommodation rates present sedimentary gaps or very low carbonate accumulation rates (<10 m/Ma). Predominant carbonate assemblage is offshore heterozoan (Fig. 5.9A). Accommodation and non-isostatic accommodation rates progressively increase toward current Aquitaine and Paris Basins depocentres (Fig. 5.7A and 5.8A). Accommodation rates reach 36 m/Ma southwards of Paris and 60 m/Ma between Bordeaux and Mont-de-Marsan. The carbonate accumulation rates increase together with

accommodation rates. Values are from 10 to 30 m/Ma near Mont-de-Marsan and from 0 to 10 m around Paris (Fig. 5.9A). Marly carbonate assemblage prevails in those areas (Fig. 5.9A).



Figure 5.7: spatial distribution of accommodation rates for five geological stages. (A) Three sequences grouped (MJI-MJIII) for the Aalenian period. (B) Four sequences (MJIV-MJVII) grouped for the Bajocian period. (C) Five sequences grouped (MJVIIIa-LJXI) for the Bathonian period. (D) Six sequences grouped (MJXII-LJII) for the Callovian to early Oxfordian period. (E) Five sequences grouped (LJIII-LJVII) for the middle-late Oxfordian.

During this time interval, offshore heterozoan and marly carbonate assemblages display low carbonate accumulation rates, respectively 4 m/Ma and 7 m/Ma (Fig. 5.10B). Locally, other carbonate assemblages can subsist with relatively low carbonate accumulation rates. A mix of offshore heterozoan and micrite-microbial assemblages display an accumulation rate of 3 m/Ma on the north-eastern Aquitaine Basin. Alike, local ooid producers developed near Le Mans and show an accumulation rate of 3 m/Ma. Finally, condensed ferruginous assemblage show 0.4 m/Ma at the north of Caen (Fig. 5.10B). The mean carbonate accumulation rates associated are similarly very low, 3 m/Ma for Paris basin and 7 m/Ma for the Aquitaine basin (Fig. 5.10C). During the Aalenian, The Paris and Aquitaine Basins are marked by very low nonisostatic accommodation rates, respectively, –1 m/Ma and 3 m/Ma (Fig. 5.10D).

Accommodation and non-isostatic accommodation rates are quite heterogeneous in the northern Paris Basin during the Bajocian, which exhibit important variations from west to east (Fig. 5.7B and 5.8B). By contrast, northern Aquitaine Basin and southern Paris Basin display patchy accommodation and non-isostatic accommodation rates (Fig. 5.7B and 5.8B). In detail, accommodation rates display ranging values of 0-20 m/Ma from Caen to Le Mans and laterally increase toward the east for reaching ranging values of 60-80 m/Ma near Paris (Fig. 5. 8B). The same trend is observed for non-isostatic accommodation rates, from Caen to Tours negative non-isostatic accommodation rates prevail and increase more strongly toward the east. The values are ranging from 0-10 m/Ma and 10-20 m/Ma and can reach 20-30 m/Ma at the north and south of Paris (Fig. 5.7B). The carbonate producers alternate between offshore heterozoan and ooid between Caen to Poitiers and exhibit accumulation rates ranging 10 to 30 m/Ma (Fig. 5.9B). Around Paris, marly carbonate and offshore heterozoan assemblages dominate and display a productivity of 30 to 50 m/Ma (Fig. 5.9B). In the southern Paris Basin and northern Aquitaine Basin, around cities of Angers, Tours, Poitiers, La Rochelle, Angoulême, Périgueux and Bordeaux values of accommodation rates vary between 0-20 and 20-40 m/Ma, whereas non-isostatic accommodation alternates between negative values and values ranging from 0 to 20 m/Ma (Fig. 5.7B and 5.8B). In this area, ooid and offshore heterozoan producers alternate and present carbonate accumulation rates values ranging from 10 to 30 m/Ma (Fig. 5.9B). In eastern Aquitaine Basin displays moderate accommodation rates (40-60 m/Ma) and nonisostatic accommodation rates (10-20 m/Ma). However, a very localized area near Cahors, between two Hercynian faults, shows high accommodation and non-isostatic accommodation

and rates values, respectively, 137 m/Ma and 42 m/Ma (Fig. 5.7B and 5.8B). The north-eastern Aquitaine Basin display a mix between ooid and micrite-microbial assemblages and present a mean productivity of 30 to 50 m/Ma (Fig. 5.9B).



Figure 5.8: spatial distribution of non-isostatic accommodation rates for five geological stages. (A) Three sequences grouped (MJI-MJIII) for the Aalenian period. (B) Four sequences (MJIV-MJVII) grouped for the Bajocian period. (C) Five sequences grouped (MJVIIIa-LJXI) for the Bathonian period. (D) Six sequences grouped (MJXII-LJII) for the Callovian to early Oxfordian period. (E) Five sequences grouped (LJIII-LJVII) for the middle-late Oxfordian.

Chapitre 5

During the Bajocian, mean carbonate accumulation rates increase for each carbonate producers: marly carbonate (14 m/Ma), offshore heterozoan (9 m/Ma), ooid (14 m/Ma), mix of ooid and micrite-microbial (32 m/Ma) and micrite-microbial (69 m/Ma) (Fig. 5.10B). The overall mean carbonate accumulation rates increase in the Paris Basin (10 m/Ma) and in the Aquitaine Basin (18 m/Ma) (Fig. 5.10C). The mean values of non-isostatic accommodation rates for the Paris and Aquitaine Basins indicate a slight increase, respectively 4 m/Ma and 7 m/Ma (Fig. 5.10D).

The Bathonian in western France, in Paris and Aquitaine Basins, exhibit accommodation and non-isostatic accommodation rates variation from east to west, values gradually increase toward the east (Fig. 5.7C and 5.8C). Although showing east-west spatial variations, absolute values on the eastern part of Paris and Aquitaine Basins greatly differ. The accommodation rates display values of 0-20 m/Ma around Bordeaux and from Poitiers to Le Mans (Fig. 5.7C). A north-south corridor, from Caen to Bordeaux and passing through Tours and Angoulême is marked by relative homogeneous non-isostatic accommodation rates of 0-10 m/Ma (Fig. 5.8C). The carbonate accumulation rates, from Caen to Mont-de-Marsan are low around 10 m/Ma and dominated by offshore heterozoan producers, locally displaying ooid producers near Le Mans (Fig. 5.9C). The eastern part of Paris Basin, between Rouen and Orléans, shows accommodation rates values of 40-60 m/Ma and increase to 60-80 m/Ma south of Paris. It also shows homogeneous values of non-isostatic accommodation of 10-20 m/Ma between Rouen and Orléans. The carbonate accumulation increase (30-50 m/Ma) and characterized by ooid, marly carbonate and a mix of producers (Fig. 5.9C). The east edge of the Aquitaine Basin displays very high accommodation and non-isostatic accommodation rates, respectively in average 100-140 m/Ma and 30-40 m/Ma (Fig. 5.7C and 5.8C). The maximum values can reach 141 m/Ma and 45 m/Ma around Cahors and very high carbonate accumulation rates of micritemicrobial assemblage prevail (>50 m/Ma) (Fig. 5.9C).

Throughout the Bathonian, the carbonate producers display the following values of carbonate accumulation rates: 19 m/Ma, 9 m/Ma, 24 m/Ma, 22 m/Ma, 27 m/Ma, 8 m/Ma and 48 m/Ma, respectively for marly carbonate, offshore heterozoan, shoreface heterozoan, ooid, photozoan, mix between ooid and micrite-microbial and micrite-microbial assemblages (Fig.

5.10B). The increase of mean carbonate accumulation rates (17 m/Ma and 24 m/Ma) (Fig. 5.10C) and non-isostatic accommodation rates (9 m/Ma and 16 m/Ma) (Fig. 5.10D) continues.



*Figure 5.9: (A) to (E) spatiotemporal distribution of the carbonate assemblages and their respective carbonate accumulation rates for five geological stages in the western France.* 

Throughout the Callovian until early Oxfordian period, accommodation and nonisostatic accommodation rates indicate new patterns. Indeed, in the Paris Basin values increase progressively from Poitiers toward the north, next to Le Havre and Rouen. In contrast, the Aquitaine Basin display usual east-west variations of accommodation and non-isostatic accommodation rates increasing on western part of the basin (Fig. 5.7D and 5.8D). Around Poitiers and Tours, values of accommodation rates correspond to 0-40 m/Ma and non-isostatic accommodation rates of 0-10 m/Ma (Fig. 5.7D and 5.8D). These rates pass northward step by step by values of 40-60 to 60-80 m/Ma and finally to 80-100 m/Ma for accommodation rates, while rates increase to 10 to 30 m/Ma for non-isostatic accommodation rates (Fig. 5.7D and 5.8D). Locally, between Le Havre and Rouen high accommodation and non-isostatic accommodation rates have reached values of 105 m/Ma and 34 m/Ma (Fig. 5.7D and 5.8D). The carbonate producers are exclusively dominated by marly carbonate assemblage, which show various carbonate accumulation rates from 10 to 30 m/Ma (Fig. 5.9D). Accommodation rates display quite similar ranging values in the entire Aquitaine Basin (20-40 m/Ma) (Fig. 5.7D). In Périgueux, Cahors and Montauban values of non-isostatic accommodation are similar than in Poitiers (0-10 m/Ma), while between La Rochelle and Mont-de-Marsan values are higher (10-20 m/Ma) (Fig. 5.8D). The carbonate assemblages from La Rochelle to Mont-de-Marsan alternate between offshore heterozoan and marly carbonate, which display a low accumulation rate mainly around 10 m/Ma (Fig. 5.9D). The micrite-microbial assemblage prevails between Périgueux and Montauban but display a low carbonate accumulation rate (Fig. 5.9D).

The Callovian to early Oxfordian display a decrease of carbonate accumulation rates: marly carbonate (9 m/Ma), offshore heterozoan (8 m/Ma), ooid (15 m/Ma) and micrite-microbial (10 m/Ma) (Fig. 5.10B). The mean carbonate accumulation rates for the Paris Basin (9 m/Ma) and Aquitaine Basin (11 m/Ma) decrease as well (Fig. 5.10C). Simultaneously, the mean non-isostatic accommodation rates show two divergent behaviours: decrease for Aquitaine Basin (10 m/Ma) and increase for Paris Basin (17 m/Ma) (Fig. 5.10D).

In the middle-late Oxfordian interval, western France shows similar accommodation and non-isostatic accommodation rates variation trends from east to west, as described for Aalenian time interval, however values are much higher during this period. In Paris Basin values increase eastward whereas in Aquitaine Basin the rise is significant toward the west (Fig. 5.7E

#### Partie II : sédimentologie

and 5.8E). Thereby, from Caen to Poitiers, values display low accommodation rates from 20 to 40 m/ma and low non-isostatic accommodation rates from 0 to 20 m/Ma. It passes more abruptly toward the east to higher values of accommodation rates from of 80 to 120 m/Ma, whereas non-isostatic accommodation rates show ranging values of 20-30 m/Ma and 30-40 m/Ma between Rouen and Orléans (Fig. 5.7E and 5.8E). From Caen to Le Mans, photozoan and micrite-microbial assemblages predominate displaying a carbonate accumulation of 10 to 30 m/Ma (Fig. 5.9E). It can be noted that significant value of accommodation and non-isostatic accommodation rates of 222 m/Ma and 59 m/Ma are reached in the south of Paris (Fig. 5.7E and 5.8E). In Paris the carbonate accumulation of micrite-microbial assemblage increases (>50 m/Ma) (Fig. 5.9E). The Aquitaine Basin, from Périqueux and Cahors, reveals accommodation and non-isostatic accommodation rates values of 40 to 80 m/Ma and 10-20 m/Ma (Fig. 5.7E and 5.8E). These values increase toward the west, in Aquitaine Basin centre, to 80-100 m/Ma and 20-30m/Ma respectively for accommodation and non-isostatic accommodation rates. Some areas show value of 47 m/Ma and 122 m/Ma in particular between Bordeaux and Mont-de-Marsan (Fig. 5.7E and 5.8E). The carbonate accumulation rates (30-50 m/Ma) of photozoan and micrite-microbial assemblages are dominated in Périgueux, Cahors and Agen (Fig. 5.9E). From Bordeaux to Mont-de-Marsan marly carbonate producer displays a productivity of 10 to 30 m/Ma (Fig. 5.9E).

The middle-late Oxfordian displays values of 13 m/Ma for marly carbonate, 14 m/Ma for offshore heterozoan, 26 m/Ma for photozoan, 25 m/Ma for a mix of producers between photozoan and micrite-microbial and 43 m/Ma for the micrite-microbial assemblage (Fig. 5.10B). A significant rise of mean carbonate accumulation rates and non-isostatic accommodation rates occurred all over the western France, respectively 24 m/Ma and 20 m/Ma for the Paris Basin and 25 m/Ma and 25 m/Ma for the Aquitaine Basin (Fig. 5.10C-D).

## **4.4. Linking of carbonate accumulation rates, accommodation rates and non-isostatic accommodation rates**

The Figure 5.11 contains four cross-plots: Figures 5.11A and Figure 5.11B focus respectively on the correlation between (1) carbonate accumulation rates and accommodation rates and (2) carbonate accumulation rates and non-isostatic accommodation rates during high

eccentricity intervals and show a compilation data from Bajocian, Bathonian and middle-late Oxfordian geological stages. Figures 5.11C and 5.11D correlate (1) carbonate accumulation rates and accommodation rates and (2) carbonate accumulation rates and non-isostatic accommodation rates during low eccentricity intervals. These graphics regroup data from Aalenian and Callovian to Early Oxfordian.



Figure 5.10: (A) synthetic chronostratigraphic diagram from Aalenian to Oxfordian. (A) compilation of  $\delta^{13}$ C variations showing high and low eccentricity periods (Martinez and Dera, 2015). A quantification of carbonate accumulation rates was performed for (B) each carbonate producers and (C) sedimentary basins (Aquitaine and Paris Basins). (D) The mean non-isostatic accommodation rates were calculated for the Aquitaine and Paris Basins.

We assigned the main carbonate assemblages for each measurement for both high and low eccentricity periods. As it can be observed, the newly data acquired display a close relationship between carbonate accumulation rates and accommodation rates or non-isostatic accommodation rates for each carbonate assemblages. The carbonate accumulation rates and accommodation (and non-isostatic accommodation) coevally increase whatever the type of assemblage and climate period.

During high eccentricity intervals, photozoan, ooid, shoreface heterozoan, mix of ooid and micrite-microbial and mix of photozoan and micrite-microbial carbonate assemblages are predominant when accommodation and non-isostatic accommodation rates are respectively lower than 60 m/Ma and 20 m/Ma. Beyond these thresholds the micrite-microbial assemblage prevails (Fig. 5.11A-B). The overwhelming majority of offshore heterozoan producers prevail when the accommodation and non-isostatic accommodation rates are respectively below 90 m/Ma and 30 m/Ma. Beyond these thresholds offshore heterozoan producers disappear and marly carbonate assemblage dominates until 120 m/Ma for accommodation rates and 50m/Ma for non-isostatic accommodation rates (Fig. 5.11A-B). For a given non-isostatic accommodation rate of 10 m/Ma, marly carbonate, offshore heterozoan, shoreface heterozoan, photozoan, ooid show different carbonate accumulation rates, in average respectively: 5 m/Ma, 10 m/Ma, 20 m/Ma and 25 m/Ma (Fig. 5.11A-B). For a given non-isostatic accommodation value of 40 m/Ma, marly carbonate assemblage shows a carbonate accumulation rate of 20 m/Ma and the micrite-microbial producers display value of 50 m/Ma (Fig. 5.11A-B).

Eccentricity maxima periods show that the marly carbonate and offshore heterozoan producers display carbonate accumulation rates respectively fluctuating from 0.2 m/Ma to 36.7 m/Ma and 0.3 m/Ma to 27.8 m/Ma (Fig. 5.11A-B). The shoreface heterozoan assemblage exhibit carbonate accumulation rates from 14.8 m/Ma to 33.3 m/Ma. The carbonate accumulation rates of photozoan and ooid producers are respective ranging from 13.8 m/Ma to 39.4 m/Ma and 2.9 m/Ma to 53.8 m/Ma. The mix between ooid and micrite-microbial assemblage range between 1.0 m/Ma and 42.7 m/Ma, while the mix of producers photozoan and micrite-microbial range from 10.8 m/Ma and 37.7 m/ma. The micrite-microbial

assemblages display carbonate accumulation rates ranging from 23.8 and 74.3 m/Ma (Fig. 5.11A-B).



Figure 5.11: cross plots showing the correlation between (A) carbonate accumulation rates and accommodation rates and (B) carbonate accumulation rates and non-isostatic accommodation rates during high eccentricity periods (Bajocian, Bathonian and middle-late Oxfordian). Cross plots showing the correlation between (C) carbonate accumulation rates and accommodation rates and (D) carbonate accumulation rates and non-isostatic accommodatic accommodation rates during low eccentricity periods (Aalenian and Callovian to early Oxfordian).

During low eccentricity intervals, mix of offshore heterozoan and micrite-microbial, micrite-microbial and ooid assemblages prevail exclusively when accommodation and non-isostatic accommodation rates are respectively lower than 40 m/Ma and 10 m/Ma. The offshore heterozoan carbonate assemblage expands from negative accommodation and negative non-isostatic accommodation rates up to 60 m/Ma and 20 m/Ma. The offshore heterozoan producers turn off when the accommodation and non-isostatic accommodation rates are respectively exceeding the latest rates and the marly carbonate assemblages become

predominant (Fig. 5.11C-D). During low eccentricity periods, for a given non-isotactic accommodation rate of 5 m/Ma, carbonate producers show variations of carbonate accumulation rates, in average: 5 m/Ma for marly carbonate, 5 m/Ma for offshore heterozoan, 10 m/Ma for micrite–microbial and 15 m/Ma for ooid assemblages (Fig. 5.11C-D).

Eccentricity minima periods show that condensed ferruginous, marly carbonate and offshore heterozoan producers display carbonate accumulation rates respectively ranging from 0.2 to 0.6 m/Ma, 0.0 m/Ma to 21.0 m/Ma and 0.0 m/Ma to 17.2 m/Ma (Fig. 5.11C-D). The carbonate accumulation rates of ooid and micrite-microbial producers are respectively ranging from 2.9 m/Ma to 25.4 m/Ma and 1.9 m/Ma to 11.8 m/Ma (Fig. 5.11C-D).

### 5. Discussion

## 5.1. Origin of large-scale low amplitude deformations in western France during the Jurassic

The variations of accommodation space in the Paris and Aquitaine Basins are mainly generated by changes in global-eustasy, long wave-length deformations and isostatic response to sedimentation or sea-level variations. At local scale, tectonic subsidence can be explained by syn-sedimentary active faults. The mapping of accommodation rates, across the western France, show that the distribution of accommodation is mainly controlled by long-wavelength flexures. Nevertheless, local re-activation of active faults, are shown by abrupt block faulting activity and short wavelength in north-eastern Aquitaine basin (Pélissié and Astruc, 1996; Lézin et al., 2007) and in Paris basin (Durlet et al., 1997; Guillocheau et al., 2000; Andrieu et al., 2016). The carbonate accumulation rates relate to *in situ* carbonate production and potential redistribution, which is largely influenced by environmental and nutrient levels. As a consequence, any changes in carbonate accumulation rates control the infilling of accommodation space.

The accommodation rate maps show spatiotemporal variations through the middle Jurassic and Oxfordian times and display different trends from west to east and north to south (Fig. 5.7 and 5.8). As the second-order eustatic level affect the creation of accommodation space similarly for the entire area, this implies that the variations of accommodation rates are

caused by other controlling factors such as tectonic and/or isostatic readjustment of sediment loading. Therefore, eustatic level is not the only factor controlling long-term variations in accommodation space creation across western France.

The mapping of non-isostatic accommodation rates set aside the isostatic adjustment to decompacted sediments weight. Therefore, it corresponds to the accommodation space creation due to the cumulative influence of eustasy and tectonic uplift or subsidence. The work of Deloume-Carpentras et al. (in prep.) show the correlation between accommodation rates and non-isostatic accommodation rates through space and time during the middle Jurassic and Oxfordian. The amplitude of accommodation rates is systematically higher, which indicates that accommodation rates are amplified by the sediment loading. Although second-order eustatic variations (Haq, 2017), the spatiotemporal fluctuation of non-isostatic accommodation rates is interpreted as resulting of large-scale vertical movements caused by a subsidence or tectonic uplift.

Besides global-eustasy, the main parameter controlling stratigraphic cycles is tectonics, giving rise to large-scale vertical movements. However, it has been shown that small-scale mantle convections are responsible to the development of stratigraphic sequences and large-scale vertical movements (Petersen et al., 2010). Therefore, small-scale convection-driven vertical motions occur at periods varying between 2 to 20 million years (Petersen et al., 2010), which is consistent with the second-order hemicycles recorded in the western France.

# 5.2. Long-term eccentricity control on carbonate accumulation during the Jurassic: a review

Martinez and Dera (2015) integrate the evolution of  $\delta^{13}$ C values recorded over the Jurassic, from well-preserved belemnite rostra on the north-western Tethyan margin. The  $\delta^{13}$ C variations highlight a continuous cyclicity, which they interpret as resulting from a 9.1 Ma eccentricity orbital cycle and confirmed elsewhere over the geological times (Ikeda and Tada, 2014; Sprovieri et al., 2013). During the Middle Jurassic and Oxfordian, successive high and low eccentricity intervals occurred.

Andrieu et al. (2016) tried to distinguish the respective influence of tectonic and climate on the development of the Middle Jurassic to Oxfordian carbonate platform in western France (western Paris Basin and northern Aquitaine Basin). They suggested a major control of tectonic on the spatial repartition of bathymetries, and then on the location of areas favorable to carbonate accumulation. Finally, then correlate climate evolution in western Tethys controlled by long-term eccentricity variations (Martinez and Dera, 2015) with major stages of carbonate platform growth and demise and changes in the carbonate producer types. The model of Andrieu et al. (2016) on the coupled control of long-term climatic evolution and tectonics on carbonate accumulation needs however to be validated and refined with large-scale quantitative data.

# **5.2.1. Carbonate assemblages and carbonate accumulation rates during high eccentricity intervals**

High eccentricity intervals (Bajocian, Bathonian and middle-late Oxfordian) correlate to decrease of  $\delta^{13}$ C values on the north-western Tethyan margin. These conditions induce a dry climate with occasional megamonsoons (Martinez and Dera, 2015). Similarly, Ma et al. (2011) showed that high eccentricity intervals correspond to dry climate disturbed by short episodes of intensive rainfalls and storm. The perennial dry environmental conditions in NW Tethys margins steadily influence high carbonate accumulation rates, platform growth and photozoan carbonates (Andrieu et al., 2016).

The early Bajocian reflect highly elevated organic carbon levels that correlate with enhanced marine primary productivity in the NW Tethys (Bartolini et al., 1999; O'Dogherty et al., 2006; Bodin et al., 2020). However, diverse resilient carbonate factories span the early Bajocian in France, for instance, oolitic-rich facies in north-eastern Aquitaine Basin (Deloume-Carpentras et al., in prep.) and coral reef build-up over the eastern Paris basin (Brigaud et al., 2014). Photozoan carbonate producers are highlighted over the western Tethyan realm, as noted by Andrieu et al. (2016). The end of early Bajocian is documented as a high carbonate productivity (Dromart et al., 1996) and transitional period from humid to dry climate in the Paris Basin (Brigaud et al., 2009a) with the apparition of ooid-rich facies in western France. Dry climate operates calcium carbonate oversaturation and low nutrient levels through the

Bathonian and until the Bathonian/Callovian transition (Brigaud et al., 2009a). The climatic change and apparition of drier conditions largely influence depositional environments from bioclastic to ooid-rich facies over the western Europe.

The middle Oxfordian was a period of development and diversification of coral reef in NW Tethys (Leinfelder et al., 2002; Brigaud et al., 2008; Martin-Garin et al., 2010, 2012). Indeed, the widespread development of coral framework of western Paris basin (Andrieu et al., 2016) and incipient growth of hermatypic corals from north-eastern Aquitaine Basin (Pélissié, 1982; Deloume-Carpentras et al., in prep.) confirm the prevalence of photozoan factory throughout the western France. Additionally, this time interval showed progressive aridification of the climate from early middle Oxfordian until the late Oxfordian (Abbink et al., 2001; Lathuilière et al., 2005; Louis-Schmid et al., 2007; Carpentier et al., 2010) and consistent with high carbonate accumulation rates in the NW Tethys domain (Rais et al., 2007; Andrieu et al., 2016).

The Bajocian, Bathonian and middle–late Oxfordian are characterized by low kaolinite content in Paris basin (Pellenard and Deconinck, 2006; Brigaud et al., 2009) and Aquitaine Basin (Faugeras, 1988). However, few exceptions of high kaolinite content occurred during the early Bathonian on *the Calcaires et marnes d'Ajat* member (Faugeras, 1988) and *Calcaires et marnes d'Ajat* member (Faugeras, 1988) and *Calcaires et marnes d'Ajat* member (Faugeras, 1988) and *Calcaires et marnes de la Bouye* member (Cubaynes et al., 1989) over the north-eastern Aquitaine Basin. Moreover, the presence, in these members, of lignite-rich facies (Kafa, 1988) from vegetated coastal or mangrove areas outline local humid conditions. Being compared the early Bathonian to other nearby areas, the development of high kaolinite-rich sedimentary formations is not recorded elsewhere in western France nor in NW Tethys, which imply local humid climate operating in restricted area and might be characterized by megamonsoons (Martinez and Dera, 2015).

# **5.2.2. Carbonate assemblages and carbonate accumulation rates during low eccentricity intervals**

Eccentricity minima intervals (Aalenian and Callovian to Early Oxfordian) correlate with overall high  $\delta^{13}$ C values on the north-western Tethyan margin. These conditions are characterized by wet climate leading to the eutrophication of epicontinental seas and occurrences of weathering proxies such as runoffs, freshwater, nutrient inputs, terrestrial

#### Partie II : sédimentologie

biomass production and anoxic levels (Martinez and Dera, 2015), which provide high marine productivity for suspension-feeding heterozoan biota (Michel et al., 2019). The high weathering rates and terrestrial nutrient-rich runoff slow down carbonate accumulation, favor the prevalence of offshore heterozoan and marly carbonate assemblages (Mutti and Hallock, 2003) and decrease potential platform growth across the NW Tethys (Andrieu et al., 2016).

During the Aalenian, humid climates are recorded in NW Tethys: in the southern Paris basin (Delavanna et al., 1989), in England (Sellwood and Sladen, 1981) and in Poland (Simkevicius et al., 2003). However, discontinuity of kaolinite content though the Aalenian is recorded over the north-eastern Aquitaine Basin (Lézin, 2000). During the middle Aalenian, deposits present scarce kaolinite content (<10 %; Lézin et al., 2007) suggesting a drier climate. The upper Aalenian is characterized by evaporites and sabkha-like environments concomitant with increase occurrence of kaolinite amount (40 %; Lézin et al., 2007). The increasing proportion of kaolinite occurred in protected platform environments in shallow-water allowing the preferential deposition of kaolinite (Chamley, 1989). At that time, the north-eastern Aquitaine Basin underwent local drier climatic conditions (Lézin et al., 2007).

The Callovian to early Oxfordian period is marked by a major carbonate production crisis, reflecting by major paleoenvironmental perturbations (Azerêdo et al., 2002; Lécuyer et al., 2003) and drastic reduction of carbonate accumulation rates on the Tethyan margins (Dromart et al., 2003a, 2003b). The waning is expressed by multiple changes in carbonate sedimentation, hiatuses and oceanographic modifications elsewhere in NW Tethys, as described in France (Dromart et al., 1996; Pellenard and Deconinck, 2006; Brigaud et al., 2014; Pellenard et al., 2014a; Andrieu et al., 2016), in Spain (Aurell et al., 2003; Ramajo and Aurell, 2008), England (Bradshaw and Cripps, 1992; Jeans, 2006), in Portugal (Azerêdo et al., 2002) or Switzerland (Rais et al., 2007). This period is consistent with widespread eutrophication and mark the return of humid conditions in NW Tethys: in the Paris basin (Brigaud et al., 2009a), Alpine sub-basin (Pellenard and Deconinck, 2006) and central Atlantic (Dromart et al., 2003a). These conditions greatly influence the prevalence of offshore heterozoan and marly carbonate assemblages.

# **5.3. Quantifying the coupled impact of long-term eccentricity fluctuations and non-isostatic accommodation on carbonate accumulation rates**

In order to characterize the influence of dry and humid climates on carbonate assemblages and carbonate accumulation rates over the western France, cross-plots and conceptual models were performed (Fig. 5.12A-D) for Bajocian, Bathonian and middle-late Oxfordian (Fig. 5.12A-B) and Aalenian and Callovian to early Oxfordian (Fig. 5.12C-D). We provide new awareness of the quantitative linking between non-isostatic accommodation rates and carbonate accumulation rates for each carbonate factories during high and low eccentricity intervals.

Accommodation and carbonate production are interdependent factors (Pomar, 2001), changes in accommodation have strong influence on carbonate production (Pomar, 2001) and carbonate producers (Pomar and Ward, 1995). In this study, we evidenced that non-isostatic accommodation rates and carbonate accumulation rates display a strong positive correlation (Fig. 5.12A and C). Indeed, as more non-isostatic accommodation space is created, as more carbonate accumulation rates increase, whatever the carbonate assemblage and climate (Fig. 5.12A-D). In other words, the carbonate accumulation rates never decrease, when non-isostatic accommodation rates increase (Fig. 5.12A and C). However, carbonate accumulation rates are significantly lower during wet climates compared to dry periods, as already stated by Andrieu et al. (2016) in the Paris Basin. This study also highlights that for a given non-isostatic accommodation rate, carbonate assemblages show different carbonate accumulation rates, whether during dry and humid climates (Fig. 5.12A and C). Therefore, each carbonate assemblage differently reacts to non-isostatic accommodation rates, which imply that carbonate producers control carbonate accumulation rates.

The growth or demise of carbonate platforms in intracratonic basins occurred in multiple environmental, eustatic and tectonic contexts (Ehrenberg et al 2006; Coffey and Read, 2007). The demise of carbonate assemblages and carbonate accumulation in intracratonic basins are generally due to tectonic activity (Brigaud et al., 2014) or caused by changing climate (Krencker et al., 2014, 2020). However, Li-H et al. (2021) indicates that enhanced tectonic activity

was not systematically disadvantageous for tropical shallow-water factories, but demise most likely driven by climate change. Indeed, in this study, during high and low eccentricity intervals, a rise of accommodation space led to an increase of carbonate accumulation rates and a change of carbonate assemblage up to a certain threshold (Fig. 5.12A and C), suggesting that the non-isostatic accommodation rates significantly control carbonate productivity. In fact, whatever climate conditions, space available for potential sediment accumulation is not a limiting factor, though enhancing factor for carbonate sediment accumulations. However, the increase of non-isostatic accommodation rates provokes a transition of carbonate factories and a change of depositional environments (Fig. 5.12A-D).



*Figure 5.12: (A) to (D) interpretative cross plots and conceptual model of the distribution of carbonate producers according the climate and non-isostatic accommodation rates.* 

During dry climate (high eccentricity intervals), carbonate assemblages exhibit two distinct behaviours depending on non-isostatic accommodation rates and on the location over

the ramp/platform domain. The gradually increase of non-isostatic accommodation rates in inner ramp/platform domains imply a carbonate producer change from photozoan, shoreface heterozoan and/or ooid factories to micrite-microbial assemblages at a defined threshold of 20 m/Ma (Fig. 5.12A). These carbonate assemblages flourish under oligotrophic conditions of seawater and increase the potential growth of carbonate platforms (Mutti and Hallock, 2003). A dry climate greatly favors high carbonate accumulation rates and the prevalence of micrite-microbial assemblages of lagoon environments. The associated carbonate accumulation rates increase and fill space availability by maintaining constant shallow paleodepth. A progressive increase in mid ramp/platform domains reveal carbonate producers change from offshore heterozoan to marly carbonate producers when a threshold of 30 m/Ma is reached. These factories can persist along the ramp/platform downdip profile or in areas with local changes of seawater temperatures and trophic inputs (Lécuyer et al., 2003).

During humid climate (low eccentricity intervals), the gradual increase of non-isostatic accommodation rates involves a transition from micrite-microbial and ooid assemblages to offshore heterozoan and ultimately to marly carbonate producers at a threshold of 10 m/Ma. As a consequence, it implies a change of depositional environments from lagoon/shoreface (inner ramp) to upper offshore (mid ramp) and finally to lower offshore environment (outer ramp). Offshore heterozoan and marly carbonate assemblages are the only carbonate producers resilient enough to prosper above a threshold of 10 m/Ma (Fig. 5.12C). The overall decrease of carbonate accumulation rates for ooid and micrite-microbial assemblages is well expressed during wet climate. A wet climate led to eutrophication of seawater which is deleterious for ooid and micrite-microbial factories and provoke a carbonate accumulation crisis might be due to large terrigenous influx and tends to decrease the potential growth of carbonate platforms (Mutti and Hallock, 2003). However, surprisingly, do not seem being strongly advantageous for offshore heterozoan and marly carbonate assemblages as no noticeable changes of carbonate accumulation rates for given non-isostatic accommodation rates are observed for these carbonate producers, compared to dry climate (Fig. 5.12A-D). Therefore, offshore heterozoan and marly carbonate assemblages are mainly dependant of paleodepth as being respectively present in upper and lower offshore environments.

### Conclusion

This study provides new meaningful insights for quantifying the coupled influence of non-isostatic accommodation and long-term eccentricity variations (dry and humid climates) on carbonate accumulation rates for numerous carbonate assemblages during Aalenian to Oxfordian over the western France.

In the Paris Basin 31 facies and 22 third-order depositional sequences were identified, while in the Aquitaine Basin 25 facies and 21 third-order depositional sequence were characterized. The facies were grouped into 5 facies association and third-order sequences into 5 five second-order hemicycles. In addition, seven carbonate producer assemblage were identified: micrite-microbial, ooid, photozoan, offshore heterozoan, shoreface heterozoan, condensed ferruginous and marly carbonate producers. These works allowed the construction of six high-resolution correlation diagram, completed by eleven correlations diagrams. A total of 184 outcrops, 180 boreholes and 17 correlations diagrams were used for the purpose of this work.

This study points out that non-isostatic accommodation rates and carbonate accumulation rates show a strong positive correlation. As more non-isostatic accommodation rates rise, as more carbonate accumulation rates increase, whatever the carbonate assemblage and climate (dry *versus* humid). The creation of accommodation space is not a limiting factor for carbonate accumulation rates, contrariwise an enhancing parameter for carbonate sediment accumulations and ramp/platform growth. Therefore, the non-isostatic accommodation rates significantly control carbonate productivity. We evidenced that for a given non-isostatic accommodation rate, the carbonate assemblages show different carbonate accumulation rates, whether during dry and humid climates. Hence, the carbonate assemblages control the carbonate accumulation rates. However, carbonate accumulation rates are significantly lower during wet climates compared to dry periods, i.e. a change from mid to outer ramp/platform domain.

During dry climates, the progressive increase of non-isostatic accommodation rates in inner ramp/platform domains leads to carbonate assemblages change from photozoan,

shoreface heterozoan and/or ooid assemblages to micrite-microbial assemblages at a defined threshold of 20 m/Ma. Therefore, a progressive change from shoreface/barrier to lagoon environment. An increase of non-isostatic accommodation rates, exceeding 30 m/Ma, in mid ramp/platform settings led to carbonate producers change from offshore heterozoan to marly carbonate producers. During humid climate, a non-isostatic accommodation rates exceeding 10 m/Ma led to a transition from micrite-microbial and ooid assemblages to offshore heterozoan and marly carbonate producers, i.e. from inner ramp/platform to mid and outer ramp/platform domain. A wet climate is responsible of drastic decrease of carbonate accumulation rates and biological shutdown of inner ramp/platform assemblages (micrite-microbial and ooid producers), as well as a cessation of photozoan assemblages. Nevertheless, a wet climate is not advantageous for offshore heterozoan and marly carbonate assemblages because they display similar correlation between carbonate accumulation rates and non-isostatic accommodation rates compared to dry climate periods. This study shows the importance of the cumulative effect of long-term eccentricity variations and non-isostatic accommodation on carbonate producers, carbonate accumulation rates and platform growth.

Partie III : Diagenèse des carbonates

Chapitre 6

# **Partie III**

## Diagenèse des carbonates

Partie III : Diagenèse des carbonates

Chapitre 6

# **Chapitre 6**

Reconstructing paragenetic sequences and paleohydrological context of carbonate systems at basin-scale: an approach coupling detailed petrography, U–Pb dating and clumped isotopes Partie III : diagenèse des carbonates

### Résumé

Dans les études diagénétiques, il est généralement difficile de corréler les processus de cimentation dans une paragénèse, à l'échelle d'un bassin sédimentaire, uniquement à partir de critères pétrographiques. La reconstruction de l'histoire paléohydrologique à grande échelle dans ces bassins est donc un véritable défi. De nombreuses analyses ont été menées, incluant la microscopie optique et cathodoluminescence, la spectrométrie de masse d'ions secondaires à haute résolution (isotopes  $\delta^{18}O_{carb}$  et  $\delta^{13}C_{carb}$ ), la microsonde ionique à haute résolution, les éléments traces, mineurs et majeurs, les compositions en éléments des terres rares, la thermométrie par *clumped isotopes* ( $\Delta_{47}$ ) et la modélisation de bassin (Petromod 1D). Ces méthodes sont appliquées aux carbonates du Jurassique moyen et de l'Oxfordien du nord-est du Bassin Aquitain (sud-ouest de la France). Tout d'abord, la combinaison d'observations pétrographiques et l'acquisition d'un total de 31 âges U-Pb permettent la reconstruction d'une séquence paragénétique à l'échelle du bassin, malgré les grandes diversités pétrographiques des ciments carbonatés. La datation U-Pb et les données géochimiques suggèrent que la dolomitisation s'est produite entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur et a précipité à partir des saumures de bassin (température de 89 °C et  $\delta^{18}O_{water}$  de 2,5 ‰<sub>V-SMOW</sub>). Des calcites de remplissage de pores moldiques ont également précipité à cette époque à partir d'eau marine connée (température de 62 °C et  $\delta^{18}$ O<sub>water</sub> de 1.04 ‰<sub>V-SMOW</sub>) et de saumures de bassin (température de 75 °C et  $\delta^{18}$ O<sub>water</sub> de 2,61 ‰<sub>V-SMOW</sub>). Durant le Crétacé supérieur, les calcites de remplissage de fractures ont cristallisé à partir d'eau météorique (température de 50 °C) alors que la composition du fluide parent indique une valeur en  $\delta^{18}O_{water}$  de -3,34 ‰<sub>V-SMOW</sub>. Le processus de fracturation a permis une circulation verticale de l'eau météorique, qui a comblé la porosité matricielle et les fractures en profondeur. Cette phase de fracturation est en lien avec l'initiation de l'orogenèse pyrénéenne. Pendant l'exhumation de la plateforme au Cénozoïque, l'ensemble des calcites ont précipité à partir d'eaux météoriques dont la température varie entre 30 °C et 40 °C et le  $\delta^{18}O_{water}$  entre -2,52 et -3,88 ‰<sub>V-SMOW</sub>. Cependant, les calcites datées du Paléocène cristallisent à 58 °C et les fluides parents montrent une légère interaction eau-roche de 1 ‰v-smow précipitant à partir de saumure de bassin. Cette étude fournit un ensemble de données géochronologiques U-Pb et d'analyses géochimiques, qui sont des outils clés pour affiner l'histoire diagénétique des systèmes carbonatés anciens. Une approche multiméthodes permet de contraindre temporellement une séquence paragénétique

à l'échelle du bassin et de proposer un modèle paléohydrologique de la bordure nord-est du Bassin Aquitain.

## Reconstructing paragenetic sequences and paleohydrological context of carbonate systems at basin-scale: an approach coupling detailed petrography, U–Pb dating and clumped isotopes

Quentin Deloume-Carpentras<sup>\*1, 2</sup>, Benjamin Brigaud<sup>1</sup>, Simon Andrieu<sup>2, 3</sup>, Eglantine Husson<sup>2</sup>, Thomas Blaise<sup>1</sup>, Éric Lasseur<sup>2</sup>, Xavier Mangenot<sup>4</sup>, Fréderic Haurine<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay, France <sup>2</sup>BRGM-French geological survey, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans, France <sup>3</sup>Department of Geoscience, Aarhus University, Høegh-Guldbergs Gade 2, 8000 Aarhus C, Denmark <sup>4</sup>Caltech, Geological and Planetary Sciences, 91106, Pasadena, CA, USA

<sup>\*</sup>corresponding author: <u>quentin.deloume-carpentras@universite-paris-saclay.fr</u>

## **Keywords**

Middle Jurassic, limestones, diagenesis, U-Pb geochronology, Aquitaine Basin

## Abstract

In diagenetic studies it is commonly very difficult to correlate cement-mineralizing events in a paragenetic sequence at basin-scale, based on petrographic investigations of carbonate cements. The reconstruction of the paleo-hydrological history at broader-scale in sedimentary basins are therefore quite challenging. In order to improve our understanding a broad spectrum of analytical approach was used, including optical and CL petrography, high resolution secondary ion mass spectrometry ( $\delta^{18}O_{carb}$  and  $\delta^{13}C_{carb}$  isotopes), high resolution ion microprobe (EPMA), trace, minor and major elements and REE compositions, clumped isotope thermometry ( $\Delta_{47}$ ), basin modelling (Petromod 1D), the composition of parent-fluids ( $\delta^{18}O_{water}$ ). These methods are applied in the Middle Jurassic and Oxfordian carbonates of the northeastern Aquitaine Basin (SW France). First, the combination of careful petrographic investigations and the acquisition of a total of thirty-one U–Pb ages allow the reconstruction of a paragenetic sequence at basin-scale, although large calcite petrographic discrepancies. Then, combining the U–Pb dating and geochemical analysis suggest that the dolomitization
#### Partie III : diagenèse des carbonates

process occurred during the Late Jurassic to Early Cretaceous and precipitated from Triassic primary basinal brines ( $\Delta_{47}$  temperature of 89 °C and  $\delta^{18}O_{water}$  of 2.5 ‰<sub>V-SMOW</sub>). Mouldic-filling calcites precipitated also at that time from connate marine water and basinal brines ( $\Delta_{47}$ temperature of 75 °C and  $\delta^{18}O_{water}$  of 2.61 ‰<sub>V-SMOW</sub>). The cement-mineralizing fluid was likely driven by convective cell and expelled from the Triassic series upward into the Bajocian strata during the northern Aquitaine Basin rifting. Fracture-filling calcites crystallized from meteoric water,  $\Delta_{47}$  temperature of 50 °C while the parent fluid composition indicates a -3.34  $\%_{V-SMOW}$ value, during the Late Cretaceous. The fracturing process allow vertical pathway for meteoric water, which plugged all the porosity in depth. The cementation was tectonically induced by the first stage of Pyrenean orogeny. During the exhumation of the platform from Late Cretaceous to actual, all the calcites precipitated from meteoric waters with  $\Delta_{47}$  temperature ranging from 30 °C and 40 °C and  $\delta^{18}O_{water}$  between –2.52 and –3.88 ‰v-smow in the same tectonic regime. Except during the Paleocene where vug-filling calcites crystalized from basinal brines. This study provides a combination of U-Pb geochronology and geochemical analysis, which are useful tools for refining the diagenetic history of ancient carbonate systems. A comprehensive multiproxy approach permits us, for the first time, to (1) temporally constrained a paragenetic sequence at basin-scale and (2) fully constrained a paleo-hydrological context.

### **1. Introduction**

Carbonate rocks commonly display heterogeneous petrophysical properties, controlling their reservoir quality (Moore, 1989; Tucker and Wright, 1990; Lucia, 1999; Moore and Wade, 2013; Moore, 2001). One on major process controlling these reservoir properties is diagenesis, such as cementation, dissolution, karstification, neomorphism or mechanical and chemical compaction (Bathurst, 1972; Flügel, 2010). For instance, the cementations of various blocky carbonate cements (calcite or dolomite) precipitating in multiple pore-filling types and fractures reduce the porosity and permeability of the present-day aquifers (Brigaud et al., 2009a; Carpentier et al., 2014).

In the past decades, a manifold set of studies were carried out to decipher the origin and timing of cementation within ancient carbonate systems (Buschaert et al., 2004; André et

270

al., 2010; Vincent et al., 2007; Léonide et al., 2014). Usually, carbonate cements crystalizing in different pore spaces and fractures provide meaningful information regarding the nature, origin and temperature of mineralizing fluid flows (Mangenot et al., 2018; Beaudoin et al., 2020; Brigaud et al., 2020; Blaise et al., 2021). While the diagenetic processes are classically ordered in paragenetic sequences (Floquet et al., 2012; Makhloufi et al., 2013; Godet et al., 2016; Andrieu et al., 2017, 2018; Deville de Periere et al., 2017; Elias-Bahnan et al., 2020, 2021) in order to improve our insight of the relative chronology of diagenetic transformations that affect limestones (Machel and Buschkuehle, 2008; Moore and Wade, 2013) from their initial depositional environments to present-day, i.e. from eogenesis to telogenesis. These paragenetic sequences can be realized sometimes at large km-scale (Carpentier et al., 2014).

However, it is sometimes very difficult to correlate cement-mineralizing events in a paragenetic sequence at basin-scale, only based on conventional petrographic investigations of carbonate cements. Therefore, reconstruct the paleo-hydrological history of sedimentary basins is getting more challenging. In the past, it has been routinely set, in several studies, that similar sector zoning and cathodoluminescence patterns within carbonate cements are forming synchronously (Frank et al., 1982; Meyers, 1991; Vincent et al., 2007; Floquet et al., 2012; Braithwaite, 2016; Salardon et al., 2017). These authors proposed a lateral and chronological correlations and mapping of cement-mineralizing fluids in carbonate platforms, nonetheless major uncertainty remain. Consequently, many questions are still unanswered: (1) do the same sector zoning pattern of carbonate cements precipitated synchronously broadly at basin-scale? Do carbonate cements petrographical discrepancies can precipitated at the same time? In previous studies, carbonate cements are sometimes correlate diagenetic cement (paragenetic sequence) at basin-scale? Coupling U–Pb dating, basin thermal history and geochemical analyses can inform on the paleohydrological context more accurately?

Recently, the U–Pb geochronology provide new insights for unravelling diagenetic and paleohydrologic events on sedimentary basins and applicable on carbonate cements (Li et al., 2014; Pagel et al., 2018; Godeau et al., 2018; Pisapia et al., 2018; Shen et al., 2019; Brigaud et al., 2020, 2021; Mueller et al., 2020; Hoareau et al., 2021; Motte et al., 2021). Combining  $\Delta_{47}$  and U–Pb geochronology is a newly innovative thermochronometer in order to define the paleo-

hydrological and the evolution of diagenetic history of sedimentary basin worldwide (Pagel et al., 2018, Mangenot et al., 2018; Brigaud et al., 2020; Pan et al., 2020; Hoareau et al., 2021). Part of the workflow developed by Peyrotty et al. (2020) is used in this study by combining petrography, cathodoluminescence and *in situ* geochemical analysis, directly on thin-sections, including stable isotopes ( $\delta^{18}$ O,  $\delta^{13}$ C), Rare Earth Elements, trace and minor/major elements, and U–Pb dating. We combined these analyses with clumped isotope thermometry ( $\Delta_{47}$ ), a basin modelling (Petromod 1D) and major element composition with electron micro probe analysis (EPMA).

In order to realize a paragenetic sequence at basin-scale and reconstruct the paleohydrological context using a multi-proxy approach, this work focuses on the Middle Jurassic and Oxfordian carbonate series of the north-eastern Aquitaine basin, on the south-west of France. The carbonates of this study area experienced stage of dissolution and recrystallization processes leading to multiple cementation stages (Delfaud et Lenguin, 1971; Sellier, 1973; Poitevin, 1979; Dupuy, 1984; Bouilhac, 1987). The carbonate cements exhibit a broad variety of pore-filling types and natures from early cements to burial blocky cements (Boichard and Drullion, 1982; Kafa, 1988). Therefore, the objective of this study is to investigate the potential correlation of these diagenetic cements along a carbonate system, it will shed new light on the origin and timing of fluid flow circulation at basin-scale.

# 2. Geological settings

The north Aquitaine Basin, located in south-western France, is a 250 km long E-W intracratonic basin stretching from cities of Figeac to Bordeaux and Mont-de-Marsan to Périgueux (Fig. 6.1A). This basin is bounded to the east by the French Massif Central and to the west by Atlantic open sea (Fig. 6.1A). The evolution of this basin was greatly influenced by Variscan basement (Debelmas, 1986; Bourrouilh et al., 1995) and developed above a Variscan basement (Biteau et al., 2006). It forms by Middle Jurassic to Cenozoic deposits up to 2–3 km of sediments between cities of Langon and Bordeaux (Fig. 6.1B; LTN1 borehole) and around 1 km in Périgord, Quercy and Grésigne areas (Fig. 6.1C; Cubaynes et al., 1989). A E-W cross-

section, reconstruct by borehole and seismic profile reveals the present-day structure of the basin (Fig. 6.1D) (Serrano et al., 2006; Platel et al., 2008).



Figure 6.1: (A) location of the northern Aquitaine Basin in SW of France. (B) Synthetic logs of borehole LTN1 in the western part of the northern Aquitaine Basin and (C) synthetic log of the Quercy area (Cubaynes et al., 1989). (D) the north Aquitaine E-W cross-section and realized from seismic profiles (Serrano et al., 2006; Platel et al., 2008) and borehole lithological descriptions.

From the Aalenian to Oxfordian, the Périgord, Quercy and Grésigne areas of the northeastern Aquitaine Basin (Fig. 6.2A-C) was located at tropical latitudes (20-25°N) and dominated by a shallow epicontinental sea. A ramp developed in the northern Aquitaine Basin from middle Aalenian to the Oxfordian times. The *Autoire* Formation corresponds to 130 m-thick limestones and dolomites, dated from the Aalenian to late Bajocian (Fig. 6.2B). The lower part of the aalenian deposits (3 m-thick) consist of echinoderm-rich limestones developed in upper offshore environments and topped by bioclastic-ooid limestones deposited in shoreface environments (Lézin et al., 2007). The middle to late aalenian deposits was characterized by clayey oncoid limestone (5 m-thick) of protected lagoon and packstone-grainstone of shoreface environment (Lézin et al., 2007). The top of the aalenian deposits correspond to dolomicrites (2 m-thick) and recrystallized limestones containing geoids filled with quartz and calcite. The bajocian part of the *Autoire* Formation (Fig. 6.2D) consist of 50 to 80 m-thick of oolitic limestones (Pélissié, 1982; Cubaynes et al., 1989), locally forming stratabound dolostone bodies (Poitevin, 1979; Boichard and Drullion, 1982; Bouilhac, 1987) and topped by lagoonal facies (25 m thick) (Cubaynes et al., 1989). The *Cajarc* Formation correspond to 115 m-thick lagoonal mud-dominated limestones, tidal-flat facies and oolitic limestones typical of inner ramp depositional environments, dated from the Bajocian to Bathonian (Fig. 6.2D) (Pélissié, 1982; Faugeras, 1988; Cubaynes et al., 1989). The *Rocamadour* Formation consist of about 60 m-thick mudstones, locally azoic dated from the late Bathonian to end of Callovian (Fig. 6.2D; Bouroullec et al., 1973; Pélissié, 1982, Cubaynes et al., 1989). The *Saint-Géry* Formation corresponds to 90 m-thick of bioclastic and oolitic limestones, dated of Oxfordian (Fig. 6.2D) forming in shoreface environment. This Formation pass upwardly to bivalve-rich mudstones and polygenic breccia (*Vers* Formation, 40 m-thick, Fig. 6.2C).



Figure 6.2: (A), (B) and (C) simplified geological maps and position of the samples in the study area. (D) Geological section of the Middle Jurassic and Oxfordian of the Quercy area and location of the samples in a synthetic log.

From the Late Jurassic to Miocene, multiple geodynamic events occurred and have affected the north-eastern Aquitaine Basin. The Tithonian period was related to regional marine regression (Biteau et al., 2006) and marked by evaporite-bearing series forming in peritidal to supratidal environments (BRGM et al., 1974; Pélissié, 1982; Cubaynes et al., 1989; Hantzpergue and Lafaurie, 1994; Cubaynes et al., 2004).

The northern Aquitaine Basin suffered transtensional stage from Late Jurassic to Early Cretaceous (Delfaud et al., 1995). During this time interval, the thinning of continental crust was associated to anomalous geothermal gradient triggering high temperatures in the Pyrenees, about 250 km south of the study area (Filleaudeau et al., 2012; Vacherat et al., 2016; Salardon et al., 2017; Saspiturry et al., 2020b; Manatschal et al., 2021). The Quercy-Périgord area underwent regional emersion during the Early Cretaceous, erasing a large part of Middle to Late Jurassic sedimentary record (Simon-Coincon et al., 1997; Thiry et al., 2006; Barbarand et al., 2020; Francois et al., 2020). The Cenomanian transgressive deposits unconformably onlapping tilted and karstified Jurassic series in the north-eastern Aguitaine Basin suggesting emersion during the Early Cretaceous (Platel, 1987; Moreau et al., 1995). The Early Cretaceous erosional period is evidenced by apatite fission track analysis (AFTA), suggested a progressive temperature increase during the Late Jurassic and rapid temperature decrease during the Early Cretaceous in the Quercy and Périgord areas and across the Massif Central (Barbarand et al., 2020, François et al., 2020). The sedimentation continues from the Cenomanian to the Campanian over the north-eastern Aquitaine Basin (Platel, 1987). The onset of Pyrenean orogeny and subsequent compressional tectonic occurred from the end of Santonian (Puigdefàbregas et al., 1992; Handy et al., 2010; Mouthereau et al., 2014; Macchiavelli et al., 2017; Ternois et al., 2019; Angrand and Mouthereau, 2021) until reaching a paroxysm during the Eocene (Teixell et al., 2018; Ortiz et al., 2019). The early stages of Pyrenean shortening in the Quercy-Périgord area resulted in the folding and fracturing of Jurassic series (Durand-Delga, 1979; Bonijoly, 1980; Dauch, 1988).

The Campanian was a period related to regional regression (Platel, 1987), while during the Paleocene to Eocene, Late Cretaceous deposits in northern Aquitaine Basin underwent erosion and karstification (Astruc, 1988; Astruc et al., 2008) and subjected to *in situ* palaeoweathering under wet and warm climate conditions (Simon-Coinçon et al., 1997) and compressional tectonic in the Quercy area (Durand-Delga, 1979; Bonijoly, 1980; Gaillard and Masse, 1980; Boichard et Drullion, 1882). Therefore, the alterites develop at the expense of the underlying Late Cretaceous deposits (Gourdon-Platel and Dubreuilh, 1992; Platel and

276

Gourdon-Platel, 2012). The Miocene time is characterized by complex compressional event related either to Late Pyrenean compression or to Alpine collision in Quercy (Bonijoly, 1980; Boichard et Drullion, 1982; Cauliez, 1986).

### **3. Material and methods**

#### 3.1. Sampling and petrography

Thirty-one samples from the Aalenian to Oxfordian limestones and dolomites were selected from outcrops or quarries over the Périgord, Quercy and Grésigne (Fig. 6.2A-D). Many calcite and dolomite cements were observed in these limestones or dolomites, mostly composed of mouldic filling, intergranular filling, intercrystalline cements, intracrystalline cements, fracture and vug-pores filling.

These samples were prepared as polished thin sections (twenty-two of 30 µm-thick and nine of 100 µm-thick). Firstly, a petrographic investigation on calcite and dolomite crystals for all samples was performed in optical microscopy using plane polarized light and then completed by cathodoluminescence. This was a major step to target and select cements for afterward *in situ* geochemical analysis. The cathodoluminescence apparatus used was an Olympus BX41 microscope (Olympus Corporation) coupled to a cold cathode cathodoluminescence operating at 12 keV and 130-150 µA and a Qicam Fast 1394 digital camera (TELEDYNE QIMAGING). For each sample, a composite image was acquired by gathering multiple photomicrographs.

#### 3.2. Electron micro probe analysis (EPMA)

The major element composition (Ca, Mg, Fe, Mn, Al and Sr) of carbonates was determined using an Electron Probe Microanalyzer (EPMA) at the Centre Camparis of Sorbonne University, Paris. Thin sections were carbon coated prior to the analysis. The accelerating voltage was 25 kV, the sample current was 20 nA, and the spot size was 5 µm. The proportions of all elements were normalized to 100 mol% for all samples. Measurement accuracy was on the order of 1 % for each element.

277

### **3.3. Conventional stable isotopes analyses**

Information on isotope composition of mineralizing fluids dated by U–Pb geochronology can be obtained by the measurement of stable isotope ratio ( $\delta^{13}$ C and  $\delta^{18}$ O) of calcite cements and limestones. Stable isotope ratio ( $\delta^{13}$ C and  $\delta^{18}$ O) was acquired using two methods: (1) by isotope ratio mass spectrometer (IRMS) on calcite powders sampling with a dental micro-drill with a diameter of 1 mm and (2) by secondary ion mass spectrometry (SIMS) on polished thin-sections using the IMS-1280 (CAMECA) at the Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) in Nancy, France. For the IRMS, thirteen carbonate powders were analyzed using a dual-inlet Isoprime 100 spectrometer (Elementar) coupled to a multiCarb system to determine O and C isotope compositions of calcite at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (Université Paris-Saclay). Data were standardized to Pee Dee Belemnite (PDB) based on repeated measurements of international reference materials NBS19 and NBS18, with respective values of -2.20 % and -23.01 % in PDB for  $\delta^{18}$ O and 1.95 % and -5.01 % in PDB for  $\delta^{13}$ C. The uncertainties reported are based on the external reproducibility of an in-laboratory carbonate standard (MARGO) with 1SD of 0.05 % for  $\delta^{18}$ O and 0.03 % for  $\delta^{13}$ C.

For *in situ* analysis by SIMS, nine thin sections were analyzed for a total of 147  $\delta^{18}$ O and 139  $\delta^{13}$ C measurements on calcite and dolomite cements, according to the methodology described by Andrieu et al. (2018) and Peyrotty et al. (2020). Thin sections were cut to be adapted to the apparatus (30 mm long and 23 mm wide rectangles) and were coated with gold before analysis. To precisely locate the beam spots for each sample, petrographic observations and microphotographs were made by using reflected light microscopy after gold plating. In order to minimize surface contamination, samples were pre-sputtered during 90 s with a beam raster of 20 × 25  $\mu$ m. Then, samples were sputtered during 120 s with the 10 kV Cs<sup>+</sup> primary beam of 1.9 for oxygen and 2.1 for carbon nA intensity. The primary ion beam diameter is 20  $\mu$ m for oxygen and carbon isotope measurements and the depth of the resulting crater was <1  $\mu$ m. The 2-sigma error range varies from 0.23 ‰ to 0.34 ‰ for oxygen isotopes, and from 0.31 ‰ to 0.67 ‰ for carbon isotopes. The calibration standard used for calcite was a calcite crystal (CCigA) with a  $\delta^{18}$ O value of 18.94 ‰ SMOW (Standard Mean Ocean Water) and a value of 1.04 ‰<sub>V-PDB</sub> for  $\delta^{13}$ C. For dolomite crystals, the calibration standard (Dolomin) was used with a  $\delta^{18}$ O value of 20.04 ‰ SMOW (Standard Mean Ocean Water) and a value of 3.56 ‰<sub>V-PDB</sub> for

 $δ^{13}$ C. The instrumental stability was systematically verified during the analytical session. In case of instrumental drift, a linear correction was applied to the measurements. For a complete description of the material and protocol, refer to Rollion-Bard et al. (2003, 2007). All results are presented in per mil (‰) deviation from the PDB standard (‰ PDB). The conversion from  $δ^{18}$ O SMOW to  $δ^{18}$ O PDB was made using the equation of Morse and Mackenzie (1990):  $\delta^{18}$ O<sub>SMOW</sub> = 1.03086 x  $\delta^{18}$ O<sub>PDB</sub> + 30.86.

#### **3.4. Clumped isotope analyses**

Clumped isotopes  $\Delta_{47}$  analysis were also made to infer temperature and  $\delta^{18}$ O of the fluid during crystallization of calcite. Coupled  $\Delta_{47}$  temperatures and U–Pb ages is a promising method to improve paleohydrological and diagenetic reconstructions of limestones and calcite fractures (Pagel et al., 2018; Mangenot et al., 2018; Brigaud et al., 2020; Pan et al., 2020). Seven calcite samples and one dolomite sample consisting of large cement crystals were selected for clumped isotope analysis. Thirty mg of calcite and dolomite was sampled using a dental microdrill with a diameter of 1 mm. Clumped isotope  $\Delta_{47}$  measurements were performed at the California Institute of Technology (Caltech, USA) in two analytical sessions (April and May 2021) with an automated acid digestion and gas purification device coupled to a dual inlet Thermo MAT253, as described in Passey et al. (2010). Samples were weighed into silver capsules (~ 8 mg) and reacted in a common phosphoric acid bath (~ 103 %) for 20 minutes at 90 °C under static vacuum. The resulting CO<sub>2</sub> was passed through an ethanol/dry ice U-trap (~ -80 °C) before being collected on a liquid nitrogen temperature (-196 °C) U-trap. Following the 20 minutes reaction period, the collected CO<sub>2</sub> was thawed, entrained in helium, and carried through a Porapak Q 120/80 mesh gas column held at -20 °C using He as the carrier gas. The purified CO2 was analyzed using a Thermo Scientific MAT 253 Mass Spectrometer set to collect masses 44-49. Mass 48 was only monitored to detect any hydrocarbon contaminant.  $\delta^{18}$ O and  $\delta^{13}$ C data was also acquired as part of each  $\Delta_{47}$  analysis and calculated using the parameters reported relative to the PDB reference frame based on the calibrated composition of the laboratory working gas and the correction scheme and constants from Brand et al. (2010). In order to account for the temperature dependence of oxygen isotope fractionation between CO2 gas and carbonate resulting from the reaction with phosphoric acid at 90 °C, a fractionation factor of 1.00811 was used for calcite (following Swart et al. 1991). The raw  $\Delta_{47}$  data was corrected for instrument non-linearity and scale compression (Dennis et al., 2011) using several heated (at 1000 °C) and equilibrated gases (at 25 °C) of various bulk isotopic compositions that were run during each session. These gases were used to convert measurements into the inter-laboratory absolute reference frame (Dennis et al., 2011). To guarantee accuracy of the  $\Delta_{47}$  data, we routinely analyzed two carbonate reference materials (Carrara marble and TV04). One of these two carbonate standards was analyzed once for every five analyses of the unknown samples in order to check for procedural analytical stability and accuracy, and to determine the long-term external reproducibility of our measurements. The  $\Delta_{47}$  values obtained for these carbonates over the course of this study (April to July 2021) are:  $\Delta_{47-\text{CDES25}} = 0.409 \pm 0.016 \%$  (1SD, n = 10) for Carrara;  $\Delta_{47-\text{CDES25}} = 0.666 \pm 0.011 \%$  (1SD, n = 8) for TV04, i.e., within accepted  $\Delta_{47}$  values for TV04 ( $\Delta_{47-CDES25} = 0.655$  ‰) and Carrara ( $\Delta_{47-CDES25}$ = 0.405 ‰). Finally, the corrected  $\Delta_{47}$  values were converted into temperatures using the composite  $\Delta_{47}$ -T calibration of Bonifacie et al. (2017), which has been shown to be appropriate for calcite and dolomite between 0 and 300 °C, and which has been shown to be consistent with measurements made at Caltech. The oxygen isotopic compositions of the water ( $\delta^{18}O_{water}$ ) from which the carbonates precipitated were calculated for each estimated  $T\Delta_{47}$  using the bulk  $\delta^{18}O_{carb}$  values and the calcite-water fractionation equation from Watkins et al. (2013) and dolomite-water fractionation equation from Horita (2014).

#### 3.5. Rare Earth Elements, trace and minor/major elements measurements

Analyzes were made directly on thin sections after detailed screening of the calcite cements with cathodoluminescence microscopy. Image of each thin section 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. Rare Earth Elements and other elements analyzes were performed using a laser ablation (193 nm Photon Machines, TELEDYNE) coupled to a sector field inductively plasma mass spectrometer from Thermo Scientific<sup>TM</sup> (LA-SF-ICP-MS) at the Géosciences Paris-Saclay (GEOPS) laboratory of the University Paris-Saclay, France. Analyzes were made after the detailed protocol for calcite described in Peyrotty et al. (2020). The measured isotopes were as follows: Mg<sup>24</sup>, Al<sup>27</sup>, P<sup>31</sup>, Ca<sup>43</sup>, Mn<sup>55</sup>, Fe<sup>56</sup>, Sr<sup>88</sup>, Y<sup>89</sup>, Ba<sup>137</sup>, La<sup>139</sup>, Ce<sup>140</sup>, Pr<sup>141</sup>, Nd<sup>146</sup>, Sm<sup>147</sup>, Eu<sup>153</sup>, Gd<sup>157</sup>, Tb<sup>159</sup>, Dy<sup>163</sup>, Ho<sup>165</sup>, Er<sup>166</sup>,

280

Tm<sup>169</sup>, Yb<sup>172</sup>, Lu<sup>175</sup>, Pb<sup>208</sup>, Th<sup>232</sup>, U<sup>238</sup>. Elemental concentrations were calibrated using NIST612 glass reference and the carbonate pellet MACS-3 (United State Geological Survey, USGS), AUG-B6 and JCt-1 were used as a secondary reference material to ensure accuracy.

Unknown calcites and reference materials MACS-3, JCt-1, and AUG-B6 were preablated at a frequency of 8 Hz, a fluence of 2 J.cm<sup>-2</sup>, and with a laser beam diameter of 155 µm. NIST612 (37.38 ppm U and 38.57 ppm Pb) was pre-ablated at a frequency of 10 Hz, a fluence of 6.25 J.cm<sup>-2</sup>, and a beam size of 50 µm. All calcite unknowns and calcite references were ablated with a laser beam size of 150 µm, NIST612 is ablated with a beam size of 50 µm. The unknown calcites and the reference calcites JCt-1 and AUG-B6 are ablated at a fluence of 2 J.cm<sup>-2</sup> and a frequency of 10 Hz, while MACS-3 is ablated at a fluence of 1 J.cm<sup>-2</sup> and a frequency of 10 Hz. The <sup>43</sup>Ca was used as an internal standard to account for variations in ablation yield, with an assumed calcite CaO content of 52.75 wt% (Andrieu et al., 2018) lower than content of CaO of stoichiometric calcite (56.08 wt%). Data were reduced in Iolite4© using «Trace Elements » data reduction scheme (Paton et al., 2011), and using the NIST612 glass as the primary reference material to correct the baseline and to estimate the time-dependent drift of sensitivity and mass discrimination. The concentrations of REEY, trace and minor/major elements are expressed in ppm. The concentrations of REE and Y were further normalized to Post-Archean Australian Shales [(REE + Y)<sub>SN</sub>] (McLennan and Taylor, 1980). The anomalies of Ce and Pr are calculated according to Bau and Dulski (1996):

 $Ce/Ce^* = [Ce/(0.5 \times La) + (0.5 \times Pr)]_{SN}$ 

$$Pr/Pr^* = [Pr/(0.5 \times Ce) + (0.5 \times Nd)]_{SN}$$

#### 3.6. Calcite U–Pb geochronology

We follow the calcite U–Pb geochronology approach for carbonate (Roberts et al., 2020) and stated by Brigaud et al. (2021) at Geoscience Paris-Saclay (GEOPS) laboratory. *In situ* U–Pb ages were acquired on thirty-one datable calcite cements of twenty-four samples. The analysis calcite uranium-lead geochronology was performed using a High Resolution Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (HR-ICP-MS) Element XR (Thermo Scientific<sup>™</sup>, Waltham, MA, USA) coupled to a 193 nm ArF Laser Ablation System (TELEDYNE, Thousand Oaks, CA, USA) at Paris-Saclay University.

Firstly, a pre-ablation was performed for unknown calcites and calcite reference materials for removing potential Pb contamination on surface of thin and thick polished sections. Samples and calcites reference materials were pre-ablated during 4 s at a frequency of 8 Hz, a fluence of 2 J.cm<sup>-2</sup> with a circular-shape beam size of 155  $\mu$ m. Glass reference materials NIST612 and NIST614 were ablated during 3 s at a frequency of 10 Hz and a fluence of 6.25 J.cm<sup>-2</sup>, with a laser beam diameter, respectively of 50 and 135  $\mu$ m. Then, each analysis consists of 30 s of background acquisition, 30 s of sample ablated at a frequency of 8 Hz, a fluence of 1 J.cm<sup>-2</sup> with a beam size of 150  $\mu$ m. Glass reference materials NIST612 and NIST612 and calcite reference materials were ablated at a frequency of 8 Hz, a fluence of 1 J.cm<sup>-2</sup> with a beam size of 150  $\mu$ m. Glass reference materials NIST612 and NIST614 were ablated at a frequency of 8 Hz, a fluence of 1 J.cm<sup>-2</sup> with a beam size of 150  $\mu$ m. Glass reference materials NIST612 and NIST614 were ablated at a frequency of 8 Hz, a fluence of 1 J.cm<sup>-2</sup> with a beam size of 150  $\mu$ m. Glass reference materials NIST612 and NIST614 were ablated at a frequency of 10 Hz, a fluence of 6.25 J.cm<sup>-2</sup> and a beam size of 40 and 110  $\mu$ m.

Glass material NIST614 was used to correct for  $^{207}$ Pb/ $^{206}$ Pb fractionation (Woodhead et al., 2016; Roberts et al., 2017). The laser ablation mass-bias correction of  $^{238}$ U/ $^{206}$ Pb ratio was corrected using the calcite reference material WC-1 (Walnut Canyon Permian Reef Complex) dated by isotope dilution - thermal ionization mass spectrometry (TIMS) at 254.4 ± 6.4 Ma (Roberts et al., 2017). Two secondary calcite reference materials were examined to ensure accuracy. Duff Brown Tank (DBT) dated at 64.0 ± 0.7 Ma by U–Pb ID-TIMS (Hill et al., 2016). The in-house AUG-B6 calcite standard is a calcite breccia dated at 43.0 ± 1.0 Ma by LA-ICP-MS (Pagel et al., 2018) and routinely analysed in GEOPS laboratory (Brigaud et al., 2020, 2021; Peyrotty et al., 2020, Parizot et al., 2020, 2021; Lenoir et al., 2021; Blaise et al., 2022). The analytical procedure consists of a maximum of 398 analyse spots including unknown calcites, glass and calcite reference materials and acquired on 3 sequences during 10 to 12 hours overnight. Measurements were made in sequence composed of five reference material analyses (one NIST614, one WC-1, one DBT and two B6) inserted at between 15 spots on unknown calcites. The sequences are starting and ending by 2 spots of NIST612 and 2 spots of NIST614.

Data was reduced in Iolite<sup>©</sup> (Paton et al., 2011), the NIST614 glass standard was used as a bracketing primary reference material to correct for baseline subtraction, for Pb isotope mass bias and to estimate the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U and <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb instrumental drift overtime (Woodhead and Hergt, 2005; Lawson et al., 2018). No down-hole fractionation correction is applied in Iolite<sup>©</sup> (Nuriel et al., 2017). The 2-sigma errors in <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb and <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U ratios measured on NIST614 during the analytical session were propagated to the final age uncertainty of calcite samples by quadratic addition. The 2-sigma errors of the <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ratio were 0.24 %, 0.39 % and 0.37 %, while the 2-sigma errors of the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U ratio are respectively 1.6 %, 1.9 % and 1.3 % for the 3 sessions. Signal peak of <sup>207</sup>Pb, <sup>206</sup>Pb or <sup>238</sup>U can cause anomalous <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb or <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U standard 2-sigma errors and are removed.

The calcite reference material WC-1 is plotted in a Tera-Wasserburg diagram by using Isoplot<sup>©</sup> (Ludwig, 2012) and anchored at a value of 0.85 for the upper intercept. The ages of WC-1 of the 3 sequences are dated at 229.4 ± 3.3 Ma, 241.0 ± 3.2 Ma and 221.9 ± 2.3 Ma with 21 analyse spots for each session. A linear correction factor is then applied, respectively 0.90, 0.95 and 0.87, for each analytical runs to correct the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U ratio and for yielding the correct intercept age (254.4 ± 6.4 Ma; Roberts et al., 2017). The linear factors correction is applied to the corresponding session on all calcite samples and secondary calcite reference materials (DBT and AUG-B6). Each data is then plotted in a Tera-Wasserburg graph by using IsoplotR (Vermeesch, 2018) without anchoring the initial <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ratio and using the Discordia model-1.

In each Tera-Wasserburg graph, ages are given with uncertainties related to (1) decay constant of <sup>238</sup>U and <sup>235</sup>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 <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb and <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U. The calcite secondary reference material ages during the 3 sessions were 42.8  $\pm$  1.4 Ma, 42.8  $\pm$  1.5 Ma and 42.5  $\pm$  1.3 Ma for AUG-B6 and 63.0  $\pm$  2.8 Ma, 66.7  $\pm$  3.6 Ma and 63.0  $\pm$  2.8 Ma for DBT without fixing the initial <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ratio. These ages are in accordance with published calcite age of AUG-B6 (Pagel et al., 2018) and DBT (Hill et al., 2016). Detailed metadata, ages and uncertainties are available in supplementary materials.

### 3.7. North-eastern Aquitaine Basin modelling

The evolution of geodynamic history of north-eastern Aquitaine Basin was modelled using Petromod 1D software. Lithostratigraphic thickness and subsiding periods were determined following the work of Cubaynes et al. (1989) for Toarcian-Tithonian stratigraphic interval and Platel (1987) for Late Cretaceous deposits. Amount of eroded materials and timing of erosion was determined according the work of Astruc (1988), Astruc and Simon-Coincon (1992) and Barbarand et al. (2020) and fitting with the geodynamic history of the area from geological maps (Gramat, Rocamadour and Thenon; Astruc et al., 1994, 1995; Platel et al., 1999). Boundary conditions such as paleowater depths was determined according to marine transgression or regression (BRGM et al., 1974; Platel, 1987; Cubaynes et al., 1989). The sediment-water interface temperatures and the heat flow of 85 mW/m<sup>2</sup> were determined according to the work of Barbarand et al. (2020). The pyrenenan rifting climax occurred during the Early Cretaceous (Masini et al., 2014; Teixell et al., 2016; Asti et al., 2022). The heat flow gently decreasing (Clerc et al., 2015; Salardon et al., 2017; Angrand et al., 2018) until 40 mW/m<sup>2</sup> corresponding to the conventional geothermal gradient of 30 °C/km (Renard et al., 2019). Nowadays, the present-day thermal gradient was estimated at 27.1 °C/km in the Aquitaine Basin (Bonté et al., 2010). Data are compiled in supplementary materials.

# 4.Results

A total of fourteen cement types grouped into six pore-filling cement types were identified according to petrographic observation. A cement type can be observed in multiple pore-filling cement types. The pore-filling calcites types are ordered in a paragenetic sequence (Fig. 6.3) and classified as follow: (1) mouldic-filling calcites, (2) intergranular and intercrystalline-filling calcites, (3) intergranular-filling dolomites, (4) fracture-filling calcites, (5) vug-filling calcites (<5 cm) and (6) larger vug-filling calcites (>5 cm). These pore-filling cement types are summarized in Table 6.1, illustrating their stratigraphic age, geographical location, morphology, cathodoluminescence,  $\delta^{18}O_{carb}$ ,  $\delta^{13}C_{carb}$ ,  $\Delta_{47}$ ,  $\delta^{18}O_{water}$  and U–Pb ages.

Pore-filling types	CL response and cement types	Samples	Stratigraphic age	Area	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Mean δ <sup>18</sup> O <sub>carb</sub> (‰v-pDB)	Mean $\delta^{13}C_{carb}$ (‰v-PDB)	T(Δ47) (°C)	δ <sup>18</sup> O <sub>water</sub> (‰ v-smow)	U–Pb ages ± 2.SE (abs)	2.SE (%)
	Dull microsparitic calcite	AML5_1	Bajocian	Grésigne	44.088813	1.732694					134.2 ± 14.6	10.9
	(DMC)	MDQ2_1	Oxfordian	Grésigne	44.263156	1.464712					76.3 ± 3.2	4.1
		BZN6	Bajocian	Périgord	45.168770	1.034796	-6.11	1.57	62 ± 15	1.04	133.4 ± 4.1	3.0
		RZR19	Bajocian	Périgord	45.285540	1.034126	-7.36	2.84	75 ± 0	2.61	149.5 ± 4.6	3.1
		CO6	Bathonian	Périgord	45.227143	0.993333					142.1 ± 4.5	3.1
	Dull to orange blocks	PYG1	Bathonian	Périgord	45.062503	1.324010					126.3 ± 6.4	5.1
Mouldic pore-filling	calcite (DOBC)	SML3	Bathonian	Quercy	44.470198	1.730303	-6.21	1.34			143.7 ± 6.1	4.2
calcites		AML5_2	Bajocian	Grésigne	44.088813	1.732694	-8.34	2.41			139.0 ± 6.7	4.8
calorico		AML16	Bajocian	Grésigne	44.089317	1.731538	-8.62	1.67				
		PNN10	Bajocian	Grésigne	44.069423	1.727386					47.5 ± 1.6	3.4
		KPNN13	Bajocian	Grésigne	44.069694	1.727109					52.4 ± 2.8	5.3
	Orange granular calcite (OGC)	SMA6_2	Bajocian	Quercy	44.466563	1.738923					52.1 ± 4.6	8.8
	Dull to orange drusy calcite (DODC)	MDQ2_2	Oxfordian	Grésigne	44.263156	1.464712					79.7 ± 4.0	5.0
Intergrapular and	Dull granular to blocky calcite (DGBC)	LCB1_1	Bathonian	Périgord	45.314164	0.987950	-9.08	1.26			115.3 ± 4.0	3.5
	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	LCB1_2	Bathonian	Périgord	45.314164	0.987950	-5.36	-6.62				
intercrystalline-filling	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	AUT6	Bajocian	Quercy	44.848104	1.817550					153.5 ± 6.2	4.0
calcites		SMA4	Bajocian	Quercy	44.466563	1.738923	-9.38	-2.70				
		SMA6_1	Bajocian	Quercy	44.466563	1.738923					59.3 ± 2.0	3.4
	Dull to orange drugy	SLC13	Oxfordian	Quercy	44.507961	1.807108	-8.77	-3.25				
	calcite (DODC)	CSJ7	Oxfordian	Quercy	44.739347	1.611730					52.8 ± 2.6	5.0
		COM1	Oxfordian	Grésigne	44.122992	1.724294					93.2 ± 11.0	11.8
Intergranular-filling	Pink luminescence euhedral dolomite (PLED)	AML2	Bajocian	Grésigne	44.088536	1.733195	-6.58	3.01	89 ± 6	2.47		
dolomites	Pink luminescence non-	AML7	Bajocian	Grésigne	44.088813	1.732694	-11.60	0.85				
	planar dolomite (PLNPD)	AML10	Bajocian	Grésigne	44.088906	1.732486	-11.92	3.45				
	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	SMA26	Bajocian	Quercy	44.469133	1.735595					44.4 ± 4.0	8.9
	Dull to orange drusy	FAG7	Oxfordian	Quercy	44.845427	1.465618	-5.96	1.13				
Fracture-filling calcites	calcite (DODC)	BRG12_F	Bathonian	Grésigne	44.085214	1.726728					74.9 ± 6.7	8.9
		BRG10_1	Bathonian	Grésigne	44.085778	1.727852	-10.42	-0.34			82.1 ± 2.6	3.2
	Banded blocky calcite	BRG10_2	Bathonian	Grésigne	44.085778	1.727852	-9.52	-2.17			80.2 ± 2.8	3.5
		BRG10_3	Bathonian	Grésigne	44.085778	1.727852	-8.88	0.03	50 ± 1	-3.34	77.1 ± 2.6	3.3

	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	MDQ8	Oxfordian	Grésigne	44.262788	1.464731	-4.96	-6.87				
	Dull scalenohedral calcite (DSC)	PNN8_1	Bajocian	Grésigne	44.068815	1.727496					64.2 ± 5.7	8.8
	Orange scalenohedral calcite (OSC)	PNN3	Bajocian	Grésigne	44.068821	1.727539	-6.69	-9.75	40 ± Nd	-3.19	51.7 ± 4.6	8.9
	Dull to oronge bleshu	PNN8_2	Bajocian	Grésigne	44.068815	1.727496	-6.17	-4.73	36 ± 6	-3.88	49.7 ± 2.4	4.7
Vug-filling calcites (<5 cm)	calcite (DOBC)	MTF11	Bajocian	Quercy	44.800347	1.661039	-8.77	-6.58				
		BRG12_V	Bathonian	Grésigne	44.085214	1.726728					81.3 ± 3.1	3.8
	Dull to orange microspar to blocky calcite (DOMBC)	CVE8	Bajocian	Quercy	44.453456	1.759791	-5.65	1.70	58 ± Nd	0.92	62.4 ± 2.4	3.8
		KCVE5	Bajocian	Quercy	44.453984	1.760030					47.4 ± 1.6	3.4
		CVE28	Bajocian	Quercy	44.454378	1.760102					41.1 ± 3.3	7.9
		BRA12	Bathonian	Périgord	45.217551	0.917442					$14.3 \pm 1.6$	10.9
	Non-luminescent to yellow	TOR3	Bajocian	Périgord	45.269593	1.064186	-7.50	-4.78				
	(NUXCRC)	NDZ3	Bathonian	Grésigne	44.059338	1.691606	-6.42	-7.75				
	(NETOBC)	MTF7	Bajocian	Quercy	44.800291	1.660993	-5.71	-7.75				
Vug-filling calcites (>5 cm)	Blue luminescence blocky calcite (BLBC)	KCVE23	Bajocian	Quercy	44.453763	1.760270	-4.53	-7.93	30 ± 0	-2.52		
	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	KSMA23	Bajocian	Quercy	44.469520	1.736416					57.0 ± 2.3	4.0

Table 6.1: petrographic features of the studied samples and their respective geographical and stratigraphic location



Figure 6.3: simplified paragenetic sequence based on petrographic features.

### 4.1. Calcite and dolomite petrography

### 4.1.1. Mouldic-filling calcites

The majority of skeletal allochems (bivalves, gastropods or corals) are originally composed of aragonite. The skeletal aragonite is affected by neomorphism into calcite characterized by dull to cloudy microsparitic (<5 µm) calcite crystals (dull microsparitic calcite, DMC) and/or complete dissolution (Fig. 6.4A-D). After shell dissolutions, moulds are cemented by dull to orange limpid blocky and drusy calcites (dull to orange blocky calcites, DOBC and dull to orange drusy calcites, DODC) with crystal size ranging from 100 µm and up to 2 mm. Locally, the calcite oolites in grainstone are dissolved and the residual mouldic pore are filled by dull to orange limpid blocky calcites (Fig. 6.4C). The dedolomite crystals are marked by orange intracrystalline and inclusion-rich granular calcites (orange granular calcite, OGC). All these moulds are grouped into the mouldic-filling cement type.

### 4.1.2. Intergranular and intercrystalline-filling calcites

Early cements partly infill intergranular spaces and consist of 5  $\mu$ m to 1 mm-large. The first cements filling these spaces correspond to thin (<10  $\mu$ m) micrite envelopes (ME) around gastropod or bivalve shells, meniscus-like cement (MLC) forming micritic bridges between grains (100 to 200  $\mu$ m thick), and 100  $\mu$ m to 1 mm-large micritization (M).



Figure 6.4: (A) to (H) microphotographs in cathodoluminescence and natural light of multiple thin sections and pore-filling types and exact position of REE and U–Pb laser spots. (A) Mouldic-filling calcites displaying DOBC, sample AML16, Amiel, Grésigne, Bajocian. (B) Mouldic-filling calcites showing DOBC, sample CO6, Croix-Oratoire, Périgord, Bathonian. (C) Mouldic-filling calcites showing DOBC, sample PNN10, Penne, Grésigne, Bajocian. (D) Mouldic-filling calcites containing DMC and DODC, sample MDQ2, Montpezat-de-Quercy, Grésigne, Oxfordian. (E) Intergranular and intercrystalline-filling calcites showing DGBC and NLYGBC, sample LCB1, La Combe, Périgord, Bathonian. (F) Intergranular and intercrystalline-filling calcites containing DOBC, sample AUT6, Autoire, Quercy, Bajocian. (G) and (H) Intergranular and intercrystalline-filling calcites displaying DODC, samples CSJ7 and COM1, Saint-Jean and Combe-Longue quarries, Quercy and Grésigne areas, Oxfordian. DOBC, dull to orange blocky calcites; DODC, dull to orange drusy calcites; DMC, dull microsparitic calcites; DGBC, dull granular to blocky calcites; NLYGBC, non-luminescent to yellow granular to blocky calcites.

Large limpid granular to blocky calcite cement, up to 300  $\mu$ m thick, filled a major part of the intergranular and intercrystalline spaces. These calcites appear brown and nonluminescent to yellow luminescence under cathodoluminescence (dull granular to blocky calcite, DGBC and non-luminescent to yellow granular to blocky calcite, NLYGBC; Fig. 6.4E). It is also consisting of limpid dull to orange 150  $\mu$ m to 1 mm-large blocky calcite (dull to orange blocky calcites, DOBC; Fig. 6.4F) and 10  $\mu$ m to 1.5 mm large inclusion-rich drusy calcite (dull to orange drusy calcite, DODC; Fig. 6.4G-H).

#### 4.1.3. Intergranular-filling dolomites

Two dolomite cements are observed based on their crystals morphology, size range and texture: pink luminescence euhedral dolomite (PLED) and pink luminescence non-planar dolomite (PLNPD). These dolomite crystals are defined as intergranular-filling dolomite (Table 6.1). The dolomite cements only precipitate in primary porosity of grainstone. The *Dolomie Bréchique du Pech Affamat* member (Bajocian) are affected by widespread dolomitization across Périgord, Quercy and Grésigne areas. Dolomitic bodies locally form dolostone stratabound deposits (Boichard and Drullion, 1982). All the dolomite cements are light grey to white in plane polarized light. They show inclusion-rich crystals and display pink luminescence under cathodoluminescence (Fig. 6.5A-C). The dolomitization process occur after early compaction and micro-stylolitization between ooids.

The dolomite cement (pink luminescence euhedral dolomite, PLED) consists of planare (euhedral) crystals characterized by rhomb crystals of variable sizes from 20 to 150 µm-large, which completely overprints the primary grainstone facies (Fig. 6.5A). The second dolomite cement (pink luminescence non-planar dolomite, PLNPD) displays 150 to 500 µm-large nonplanar anhedral crystals with curved and lobate intercrystalline boundaries, partially replacing cortex of ooids (Fig. 6.5B-C).

### **4.1.4. Fracture-filling calcites**

Fracture-filling calcites correspond to 100 µm up to 5 cm-large straight to slightly sinuous veins or veinlets, frequently observed in mud-supported limestones (Fig. 6.5D-F). Millimetre to centimetre-scale clast of micritic matrix are sometimes embedded in calcite cementation stage (Fig. 6.5E). Fracture-related calcites showed multiple cement types: limpid drusy to blocky calcites, with crystals size ranging from 5 µm to 500 µm and displaying dull to orange luminescence under cathodoluminescence (dull to orange blocky calcites, DOBC and dull to orange drusy calcites, DODC; Fig. 6.5D-F). It is also characterized by limpid non-luminescent to yellow granular and blocky calcites (non-luminescent to yellow granular to blocky calcites, NLYGBC; Fig. 6.5E) cementing around micritic clasts and characterized by variable crystal size from 10 µm to 500 µm.

### 4.1.4. Vug-filling calcites

The vug spaces correspond to a non-fabric selective pore type, which cross-cut grains and cement boundaries (Flügel, 2010). These pore spaces have irregular shapes, from millimetre to meter-sized vugs, and are caused by dissolution processes. Two types of vugspaces are differentiated according to their size (1) lower than 5 cm and (2) higher than 5 cm. These spaces are either non-cemented or cemented by calcite cements. These cements display a very high diversity of size and morphology (Fig. 6.5G-H and 6.6A-F).

The first stages of vug-filling calcites (<5 cm), which partly filled vug-spaces, exhibit limpid dull scalenohedral calcites from 300  $\mu$ m to 2 mm-large (dull scalenohedral calcites, DSC; Fig. 6.5G-H), and inclusion-rich orange scalenohedral calcites with size ranging from 200 to 300  $\mu$ m (orange scalenohedral calcites, OSC; Fig. 6.6A-B). The vug-spaces are then filled by multiples cement types: very coarse dull brown to orange blocky calcites (dull to orange blocky calcites, DOBC; Fig. 6.5F-H and 6.6A-B) from 1.5 mm up to 7 mm, microspar to blocky calcites displaying dull brown to orange luminescence (dull to orange microspar to blocky calcites, DOMBC) with crystal size ranging from 5  $\mu$ m to 2.5 mm.

290



#### Partie III : diagenèse des carbonates

Figure 6.5: (A) to (H) microphotographs in cathodoluminescence and natural light of multiple thin sections and pore-filling types and exact position of REE and U–Pb laser spots. (A) Intergranular-filling dolomites displaying PLED, sample AML2, Amiel, Grésigne, Bajocian. (B) and (C) Intergranular-filling dolomites displaying PLNPD, samples AML7 and AML10, Amiel, Grésigne, Bajocian. (D) Fracture-filling calcites containing DOBC, sample SMA26, Saint-Martin-Labouval, Quercy, Bajocian. (E) Fracture-filling calcites displaying NLYGBC, sample MDQ8, Montpezat-de-Quercy, Grésigne, Oxfordian. (F) Fracture-filling calcites showing DODC (BRG12\_F) and vug-filling calcites (<5cm) displaying DOBC (BRG12\_V), sample BRG12, La Brégarié, Grésigne, Bathonian. (G) and (H) Vug-filling calcites (<5cm) showing DSC and DOBC and fracture-filling calcites displaying NLYGBC, sample PNN8, Penne, Grésigne, Bajocian. PLED, pink luminescence euhedral dolomites; PLNPD, pink luminescence non-planar dolomites; DOBC, dull to orange blocky calcites; DODC, dull to orange drusy calcites; DSC, dull scalenohedral calcites; NLYGBC, non-luminescent to yellow granular to blocky calcites.

The smallest vug-filling calcites also includes limpid non-luminescent to yellow luminescence granular to blocky calcite cements (NLYGBC; Fig. 6.6C-F).

The largest vug-filling calcites (>5 cm) could be considered as paleokarst-related calcites. They are characterized by large and coarse crystal sizes (Fig. 6.7A-F). Most of these calcites contain non-luminescent or weakly luminescent crystals under cathodoluminescence. For instance, inclusion-rich blue luminescence blocky calcites (blue luminescence blocky calcites, BLBC; Fig. 6.7C-D) and dull to orange blocky calcites (DOBC; Fig. 6.7G).



Figure 6.6: (A) to (F) microphotographs in cathodoluminescence and natural light of multiple thin sections and pore-filling types and exact position of REE and U–Pb laser spots. (A) and (B) Vug-filling calcites (<5cm) showing DOBC and OSC, sample PNN3, Penne, Grésigne, Bajocian. (C) and (D) Vug-filling calcites (<5cm) showing NLYGBC and BLBC, sample BRA12, Les Brandes quarry, Périgord, Bathonian. (E) and (F) Vug-filling calcites (<5cm) showing NLYBC and BLBC, sample TOR3, Tourtoirac, Périgord, Bajocian. DOBC, dull to orange blocky calcites; OSC, orange scalenohedral calcites; NLYGBC, non-luminescent to yellow granular to blocky calcites; BLBC, blue luminescence blocky calcites.



Figure 6.7: (A) outcrop photography, (B) thin section scanning and microphotographs in (C) cathodoluminescence and (D) natural light of vug-filling calcites (>5cm) displaying NLYGBC and BLBC, sample KCVE23, Cénevières quarry, Quercy, Bajocian. (E) outcrop photography, (F) thin section scanning and (G, H) microphotographs in cathodoluminescence and natural light of vug-filling calcites (>5cm) displaying DOBC, sample KSMA23, Saint-Martin-Labouval, Quercy, Bajocian. DOBC, dull to orange blocky calcites; NLYGBC, non-luminescent to yellow granular to blocky calcites; BLBC, blue luminescence blocky calcites.

### 4.2. Geochemical analysis

### 4.2.1. Major element composition

The major elemental composition is summarized in Table 6.2 and Figure 6.8. For the calcite cements, the Ca and Mg composition are consistent. All calcite cements are low magnesium calcites. The values of CaO fluctuate between 54.7 wt% (mean value of sample BRG10\_3) and 56.4 wt% (mean value of sample CVE8), while the MgO exhibits ranging values between 0.08 wt% (BRG10\_1) and 0.68 wt% (RZR19) (Table 6.2). The molar percentage range between 99.0 % (BRG10\_3) and 100.5 % (CVE8) for CaCO<sub>3</sub> and from 0.3 % (BRG10\_3) and 1.7 % (RZR19) for MgCO<sub>3</sub>. The composition of Ca and Mg of dolomite cements are evidenced only by intergranular-filling dolomites of the sample AML15. The mean value of CaO is 34.7 wt% while the MgO exhibits a mean value of 18.3 wt%. The molar percentage of CaCO<sub>3</sub> display a mean value of 61.8 % and a mean value of 45.3 wt% for MgCO<sub>3</sub> (Table 6.2).

Pore-filling types	CL response and cement types	Samples	n	CaO (%wt)	MgO (%wt)	CaCO3 (%)	MgCO3 (%)
	6 H.	RZR19	15	55.3	0.7	98.6	1.7
Mouldic pore-	Dull to orange	CO6	9	56.0	0.5	99.8	1.2
filling calcites	DIOCKY CAICILE	AML15	20	55.4	0.5	98.8	1.1
	(DOBC)	PNN10	13	55.9	t) MgO (%wt) Ca 0.7 0.5 0.5 0.2 0.1 18.3 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 0.2 0.3 0.3 0.5	99.8	0.5
Intergranular and intercrystalline- filling calcites	Dull granular to blocky calcite (DGBC)	LCB1_1	15	56.8	0.1	101.3	0.3
Intergranular- filling dolomites	Pink luminescence euhedral dolomite (PLED)	AML15	20	34.7	18.3	61.8	45.3
<b>5 1 1 1</b>		BRG10_1	5	55.8	0.1	99.5	0.2
Fracture-filling	Banded blocky	BRG10_2	5	55.7	0.1	99.3	0.4
calcites	Calcile (BBC)	BRG10_3	3	54.7	0.2	99.0	0.3
Vug filling coloitor	Dull to orange microspar to blocky calcite (DOMBC)	CVE8	22	56.4	0.3	100.5	0.7
(<5 cm)	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite	BRA12	15	56.2	0.3	100.2	0.8
	(NLYGBC)	NDZ3	25	55.8	0.5	99.5	1.3

Table 6.2: elemental composition from microprobe data of the studied samples

The molar percentages of FeCO<sub>3</sub> for the mouldic-pores filling calcites, intergranular and intercrystalline-filling calcites, intergranular-filling dolomites and vug-filling calcites (<5 cm) range between 0.21 % and under the limit of detection. The fracture-filling calcites exhibits a

maximum value of 0.82 % (Fig. 6.8A). The molar percentages of AICO<sub>3</sub> for the mouldic-pores filling calcites, intergranular and intercrystalline-filling calcites, fracture-filling calcites and vug-filling calcites (<5 cm) range between 0.12 % and under the limit of detection (Fig. 6.8B). The maximum value is reached by the intergranular-filling dolomites and display a value of 0.21 % (Fig. 6.8B). For of the calcite and dolomites cement, the molar percentages of MnCO<sub>3</sub> and SrCO<sub>3</sub> fluctuate around the limit of detection (Fig. 6.8C-D).



Figure 6.8: molar percentages of FeCO<sub>3</sub>, AlCO<sub>3</sub>, MnCO<sub>3</sub> and SrCO<sub>3</sub> for the different pore-filling calcite types.

# 4.2.2. Stable isotope composition ( $\delta^{18}O_{carb}$ and $\delta^{13}C_{carb}$ )

Every single  $\delta^{18}O_{carb}$  and  $\delta^{13}C_{carb}$  values obtained for each pore-filling calcite types are from secondary ion mass spectrometry (SIMS) and isotope ratio mass spectrometer (IRMS). The  $\delta^{18}O_{carb}$  and  $\delta^{13}C_{carb}$  values are gathered in Figure 6.9, while the entire set of values are compiled in Figure 6.10.

The  $\delta^{18}O_{carb}$  and  $\delta^{13}C_{carb}$  of Middle Jurassic seawater calcite range respectively from –1 to –3 ‰<sub>V-PDB</sub> and from 1 to 3 ‰<sub>V-PDB</sub> (Veizer et al., 1999). None of the pore-filling cement types studied fall into the range of values of biogenic calcites (Fig. 6.9) crystalized in equilibrium with the Middle Jurassic seawater (Veizer et al., 1999). The pore-filling cement types display distinct isotopic domains detailed thereafter (Fig. 6.10).



Figure 6.9: stable oxygen ( $\delta^{18}O_{carb}$ ) and carbon ( $\delta^{13}C_{carb}$ ) isotope composition for each pore-filling cement types. The dashed line represents the range values of biogenic calcites that crystalized in equilibrium with Middle Jurassic seawater (Veizer et al., 1999).

The mouldic-filling calcites display  $\delta^{18}O_{carb}$  values ranging from -9.4 to -6.1 ‰<sub>V-PDB</sub> (median: -8.2; n=20), while  $\delta^{13}C_{carb}$  fluctuate between 0.1 and 4.2 ‰<sub>V-PDB</sub> (median: 2.2; n=18) (Fig. 6.10). The intergranular and intercrystalline-filling calcites exhibit values from -9.7 to -4.6 ‰<sub>V-PDB</sub> (median: -8.9; n=14) in  $\delta^{18}O_{carb}$  and from -7.1 to 1.5 ‰<sub>V-PDB</sub> (median: -1.9 n=12) in

 $\delta^{13}C_{carb}$  (Fig. 6.10). The  $\delta^{18}O_{carb}$  values of intergranular-filling dolomites range between –13.1 and –6.1 ‰<sub>V-PDB</sub> (median: –11.6; n=26),  $\delta^{13}C_{carb}$  fluctuate between –2.6 and 4.6 ‰<sub>V-PDB</sub> (median: 2.9; n=27). The fracture-filling calcites and vug-filling calcites (<5cm and >5cm) display differences in  $\delta^{18}O_{carb}$  and  $\delta^{13}C_{carb}$  signals. For the fracture-filling calcites, the  $\delta^{18}O_{carb}$  and  $\delta^{13}C_{carb}$  values range from –11.3 to –5.0 ‰<sub>V-PDB</sub> (median: –9.5; n=37) and –6.9 to 1.4 ‰<sub>V-PDB</sub> (median: – 0.3; n=37), respectively (Fig. 6.10). The  $\delta^{18}O_{carb}$  values of vug-filling calcites (<5 cm) fluctuate between –9.1 and –5.3 ‰<sub>V-PDB</sub> (median: –6.5; n=48), while the  $\delta^{13}C_{carb}$  range between –9.7 and 1.7 ‰<sub>V-PDB</sub> (median: –4.9; n=43). The vug-filling calcites (>5cm) exhibit  $\delta^{18}O_{carb}$  values higher than vug-filling calcites (<5cm), with values ranging from –4.9 and –4.2 ‰<sub>V-PDB</sub> (median: –4.5; n=2). The vug-filling calcites (>5cm) exhibit  $\delta^{13}C_{carb}$  values lower than vug-filling calcites (<5cm), with values ranging from –8.1 and –7.7 ‰<sub>V-PDB</sub> (median: –7.9; n=2) (Fig. 6.10).



*Figure 6.10: (A) boxplot of stable oxygen isotope composition for the different pore-filling calcite types. (B) Box-plot of stable carbon isotope composition for each pore-filling calcite types.* 

### 4.2.3. Clumped isotopes ( $\Delta_{47}$ ) and recalculated $\delta^{18}O_{water}$

The clumped isotopes ( $\Delta_{47}$ ), temperatures and the composition of parent fluid are shown in Table 6.1. The clumped isotopes ( $\Delta_{47}$ ) were measured on two mouldic-filling calcites, samples BZN6 (n=1) and RZR19 (n=1), with values of 0.5018  $\pm$  0.0403 % and 0.4743  $\pm$  0.0011 ‰, afterward converted into temperatures 62  $\pm$  15 °C and 75  $\pm$  0 °C, respectively (Table 6.1). The  $\delta^{18}$ O of parent fluids are respectively 1.0 and 2.6  $\infty_{V-SMOW}$ . Intergranular-filling dolomites, from sample AML2 (n=1) show a  $\Delta_{47}$  of 0.4480  $\pm$  0.0120 ‰, a temperature of 89  $\pm$  6 °C and a a  $\delta^{18}O_{water}$  of 2.5 ‰<sub>V-SMOW</sub>. The fracture-filling calcites, sample BRG10 (n=1), exhibit clumped isotope value of 0.5312  $\pm$  0.0016 ‰, a temperature of 50  $\pm$  1 °C and a parent fluid of -3.34 ‰<sub>V-SMOW</sub> (Table 6.1). Three powders were measured for vug-filling calcites lower than 5 cm, the clumped isotopes are 0.5552 ± Nd ‰ for PNN3 (n=1), 0.5682 ± 0.0208 ‰ for PNN8\_2 (n=1) and 0.5116 ± Nd ‰ for CVE8 (n=1). The temperatures are respectively: 40 ± Nd °C, 36 ± 6 °C and 58 ± Nd °C, while the  $\delta^{18}$ O<sub>water</sub> composition of parent fluid values are: -3.19, -3.88 and 0.92 ‰<sub>V-SMOW</sub> (Table 6.1). Clumped isotope for large vug-filling calcites (>5 cm), sample KCVE23 (n=1), is 0.5868  $\pm$  0.0001 ‰ and a temperature of 30  $\pm$  0 °C. Based on  $\Delta_{47}$  temperature and  $\delta^{18}O_{carb}$  of this sample, the  $\delta^{18}O_{water}$  composition of parent fluid is -2.5 ‰<sub>V-SMOW</sub> (Table 6.1). It is worth noting that intergranular and intercrystalline-filling calcites do not display large enough crystal size for collecting thirty mg of calcite powder to measure  $\Delta_{47}$ .

### 4.2.4. Trace element

The mouldic-filling calcites, fractures-filling calcites and vug-filling calcites (>5 cm) display two distinct Rare Earth Element distributions when normalized to PAAS. The first one is a flat or slightly Low Rare Earth Element-enriched pattern, while the second one displays apparent positive La and Ce anomalies (Fig. 6.11A-D). Three Rare Earth Element distributions are evidenced in intergranular and intercrystalline-filling calcites: a flat or slightly Low Rare Earth Element negative Ce anomaly and a positive La and Ce anomalies (Fig. 6.11B). Finally, the large vug-filling calcites (>5cm) show a flat or slightly Low Rare Earth Element-enriched pattern (Table 6.3; Fig. 6.11E).



Figure 6.11: Rare Earth Element patterns for each pore-filling calcite types. (A) Rare Earth Element-pattern of DMC, DOBC, DODC and OGC, mouldic-filling calcites. (B) Rare Earth Element-pattern of DGBC, DOBC, DODC and NLYGBC, intergranular and intercrystalline-filling calcites. (C) Rare Earth Element-pattern of DOBC, DODC and BBC, fracture-filling calcites. (D) Rare Earth Element-pattern of DOBC, DODC and BBC, fracture-filling calcites. (D) Rare Earth Element-pattern of DOBC, DODC and BBC, fracture-filling calcites. (D) Rare Earth Element-pattern of DSC, OSC, DOBC, DOMBC, vug-filling-calcites (<5cm). (E) Rare Earth Element-pattern of DOBC, vug-filling-calcites; > DOBC, dull to orange blocky calcites; DODC, dull to orange drusy calcites; DGBC, dull granular to blocky calcites; DOBC, dull to orange microspar to blocky calcites; BBC, banded blocky calcites; DSC, dull scalenohedral calcites; OSC, orange scalenohedral calcites; NLYGBC, non-luminescent to yellow granular to blocky calcites.

Pore-filling types	CL response and cement types	Samples	n	La (ppb)	Ce (ppb)	Pr (ppb)	Nd (ppb)	Sm (ppb)	Eu (ppb)	Gd (ppb)	Tb (ppb)	Dy (ppb)	Ho (ppb)	Er (ppb)	Tm (ppb)	Yb (ppb)	Lu (ppb)	∑REE (ppm)	Ce/Ce*	Pr/Pr*
	Dull microsparitic calcite	AML5_1	3	42	43	25	31	34	47	47	39	42	45	42	46	38	37	0.56	1.35	0.64
	(DMC)	MDQ2_1	2	8	8	4	4	5	5	6	7	7	7	6	7	8	5	0.09	1.37	0.69
		BZN6	7	12	19	6	5	8	7	9	17	9	8	9	8	8	7	0.13	1.36	0.78
		RZR19	12	64	75	82	94	132	148	140	120	138	120	115	119	106	95	1.55	0.99	0.99
		CO6	5	30	26	28	34	46	58	65	67	71	62	69	62	59	57	0.73	0.88	0.96
		PYG1	6	16	14	13	14	14	17	23	18	21	18	17	16	14	17	0.23	0.90	0.92
	Dull to orange blocky	SML3	6	14	20	16	18	28	33	34	39	48	39	36	37	30	26	0.42	1.06	0.88
Mouldic pore-filling calcites	calcite (DOBC)	AML5_2	5	19	15	21	24	36	40	39	38	45	45	46	48	51	55	0.52	0.77	1.07
1 5		AML16	7	11	14	14	15	18	26	28	35	43	36	30	29	25	24	0.35	1.11	1.00
		PNN10	15	24	23	7	7	12	16	18	19	24	26	28	35	30	26	0.29	1.06	0.56
		KPNN13	5	6	5	4	5	6	11	9	10	9	8	5	11	8	9	0.11	1.01	0.89
	Orange granular calcite (OGC)	SMA6_2	11	13	10	9	12	16	23	27	23	37	33	41	32	30	37	0.34	0.81	0.86
	Dull to orange drusy calcite (DODC)	MDQ2_2	6	19	21	3	4	4	5	6	7	9	9	10	8	7	7	0.12	1.70	0.22
	Dull granular to blocky calcite (DGBC)	LCB1_1	4	37	39	17	18	28	26	36	31	36	32	33	31	29	26	0.42	1.67	0.42
	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	LCB1_2	3	17	15	16	17	23	25	22	18	30	24	39	45	40	56	0.39	1.06	0.71
intergranular and		AUT6	6	46	33	43	49	66	82	89	90	103	95	100	100	91	84	1.07	0.72	1.10
calcites	Dull to orange blocky	SMA4	9	64	52	78	104	175	227	280	235	258	233	222	200	165	170	2.46	0.51	1.04
calences	calcite (DOBC)	SMA6_1	16	22	20	21	22	35	41	55	45	56	59	56	53	47	50	0.58	0.79	0.93
		SLC13	Nd																	
	Duil to orange drusy calcite	CSJ7	7	57	16	34	37	24	39	48	46	47	46	49	41	41	38	0.56	0.32	1.20
	(DODC)	COM1	4	33	16	13	12	16	13	24	25	31	40	42	39	36	36	0.38	0.25	1.34
Intergranular-filling	Pink luminescence euhedral dolomite (PLED)	AML2	Nd																	
dolomites	Pink luminescence non-	AML7	Nd																	
	planar dolomite (PLNPD)	AML10	Nd																	
	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	SMA26	5	2	4	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	0.02	4.06	0.37
	Dull to orange drusy calcite	FAG7	5	934	812	875	918	1014	1372	1226	1101	1604	1171	1293	1637	1150	1233	16.34	0.78	1.24
Fracture-filling calcites	(DODC)	BRG12_F	5	3	3	3	4	5	7	7	6	7	9	10	12	15	14	0.11	0.76	1.04
	Pandad blacky calcita	BRG10_1	4	9	8	7	9	12	16	22	19	19	20	23	30	20	27	0.24	1.04	0.87
		BRG10_2	6	10	10	10	12	16	18	20	16	20	17	17	19	11	14	0.21	1.01	0.88
	(BRC)	BRG10 3	2	2	1	1	2	2	4	2	3	4	2	3	5	4	4	0.04	0.55	0.98

	Non-luminescent to yellow granular to blocky calcite (NLYGBC)	MDQ8	Nd																	
	Dull scalenohedral calcite (DSC)	PNN8_1	5	3	5	1	1	3	4	2	4	4	5	4	7	6	7	0.06	0.27	0.31
	Orange scalenohedral calcite (OSC)	PNN3	3	116	175	211	226	230	315	265	286	323	288	269	322	228	287	3.54	1.07	1.05
	Dull to orange blocky	PNN8_2	8	4	3	0	0	1	2	1	1	1	1	1	2	1	2	0.02	0.87	0.35
	calcite (DOBC)	MTF11	7	1019	794	893	901	1011	1328	1147	1178	1493	1213	1395	1199	1439	1358	16.37	0.92	0.99
Vug-filling calcites (<5 cm)		BRG12_V	5	13	11	13	15	16	20	19	18	21	18	20	20	16	13	0.23	0.82	0.98
	Dull to orange microspar to blocky calcite (DOMBC)	CVE8	4	5	5	7	8	11	16	14	15	19	19	17	18	16	12	0.18	0.89	0.96
		KCVE5	6	1	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0.01	1.48	0.48
		CVE28	4	35	60	7	8	8	13	11	11	11	10	10	10	10	9	0.21	1.54	0.66
	Non luminessent to vellou	BRA12	6	6	7	3	4	7	6	6	5	7	6	7	7	6	6	0.08	1.22	0.84
	grapular to blocky calcito	TOR3	11	895	777	806	836	994	1198	1168	1033	1280	1084	1281	1288	1200	1245	15.09	0.87	1.07
		NDZ3	13	6	7	1	2	4	2	6	5	6	4	5	6	4	3	0.06	1.77	0.20
	(NETOBC)	MTF7	Nd																	
Vug-filling calcites (>5 cm)	Blue luminescence blocky calcite (BLBC)	KCVE23	Nd																	
	Non-luminescent prismatic calcite (NLPC)	KSMA23	3	3	1	0	0	1	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0.01	1.50	0.58

Table 6.3: mean REE concentration for each pore-filling calcite types and their cement type. (Nd : not determined).

### 4.2.5. In situ calcite U–Pb geochronology

Thirty-one samples were collected for the purpose of this study (Table 6.1). Among them twenty-four samples were amenable for U–Pb geochronology (Fig. 6.12). Amongst the dated samples, a total of thirty-one U–Pb ages (Fig. 6.12) were obtained: five samples with two U–Pb ages (AML5, MDQ2, SMA6, PNN8, BRG12) and one sample with three U–Pb ages (BRG10). A few of them are presented on Tera-Wasserburg graphs in Figure 6.13 (samples AUT6, BZN6, LCB1\_1, BRG12\_V, KPNN13 and BRA12). All of these samples are classified into four pools of U–Pb ages.



*Figure 6.12: ranked samples of the 31 U–Pb ages. Four pools of U–Pb ages are evidenced in this study.* 



Figure 6.13: examples of six U–Pb ages dated from Late Jurassic (sample AUT6) to Miocene (sample BRA12)

The first pool of U–Pb ages gathered the oldest ages, measured in the *Autoire* and *Cajarc* Formations from 149.5  $\pm$  4.6 Ma (sample RZR19) to 115.3  $\pm$  4.0 Ma (sample LCB1\_1). A second pool of U–Pb ages are gathered from 93.2  $\pm$  11.0 Ma (sample COM1) to 81.3  $\pm$  3.1 Ma (sample BRG12\_V), these samples were collected in the *Cajarc* and *Saint-Géry* Formations. The third pool of U–Pb ages gives Paleocene to Eocene ages from the *Autoire* and *Cajarc* Formations and are between 64.2  $\pm$  5.7 Ma (sample PNN8\_1) and 41.1  $\pm$  3.3 Ma (sample CVE28). The youngest age of 14.3  $\pm$  1.6 Ma (sample BRA12) is sampled in the bathonian limestones.

#### 4.2.6. Geochemical analysis procedure

Geochemical signature on calcite and dolomite samples was summarized on Table 6.1, some of them display almost all geochemical methods, for instance samples RZR19 and BRG10. On these samples, (1) stable isotopes  $\delta^{18}O_{carb}$ , (2) stable isotopes  $\delta^{13}C_{carb}$ , (3) clumped isotopes ( $\Delta_{47}$ ) temperatures, (4) Rare Earth Element and (5) U–Pb ages are shown in Figures 6.14 and 6.15, with the exact laser and ion beam spot positions.

In sample RZR19 (Fig. 6.14A), a dull brown blocky calcite infills mouldic-pores (mouldicfilling calcites) (Fig. 6.14B), which is dated at 149.5 ± 4.6 Ma and presented in a Tera-Wasserburg graph (Fig. 6.14C). This cement stage records a temperature of 75 ± 0 °C (Fig. 6.14C). Twelve Rare Earth Element laser spots were measured (numerated from 1 to 12; Fig. 6.14B), the resulting REE pattern is shown in Figure 6.14D. Similarly, two selected SIMS transect were carried out for carbon and oxygen isotopes, including 5 ion beam spots (numerated from 1 to 5; Fig. 6.14E). The  $\delta^{18}O_{carb}$  values are ranging from -8.2 to -7.2 ‰<sub>V-PDB</sub>, while the  $\delta^{13}C_{carb}$ values range between 2.0 to 4.2 ‰<sub>V-PDB</sub> (Fig. 6.14F). Petrographic illustrations with precise *in situ* geochemical spot analyses of all samples are available in supplementary materials.

In sample BRG10 (Fig. 6.15A), the banded blocky calcite succession occurs within a fracture (fracture-filling calcites) (Fig. 6.15B). These cement phases are formed by coarse blocky crystals, the banded patterns reveal sectorial zoning growths during the precipitation: dull brown (BRG10\_1), bright orange (BRG10\_2) and weakly luminescent (BRG10\_3) (Fig. 6.15B). Each of this banded luminescence are respectively dated at 82.1  $\pm$  2.6 Ma and plotted in the same Tera-Wasserburg graph (Fig. 6.15C). The final
cementation stage (BRG10\_3) recorded a temperature of 50 ± 1 °C (Fig. 6.15C). In another thin section of sample BRG10 (Fig. 6.15D), 12 REE laser spots were measured covering the banded blocky calcites (numerated from 1 to 12; Fig. 6.15E). For each sector zoning calcites, three Rare Earth Element pattern are shown in Figure 6.15F-H. Two parallel transects were performed for carbon and oxygen isotopes for the banded blocky calcites, including 17 ion beam spots (numerated from 16 to 32; Fig. 6.15I). The  $\delta^{18}O_{carb}$  and  $\delta^{13}C_{carb}$  range from –11.2 to –9.4 ‰v-PDB and from –0.9 to 1.8 ‰v-PDB for the dull brown calcites (BRG10\_1), respectively. The bright orange calcites display  $\delta^{18}O_{carb}$  values from –9.5 to –8.7 ‰v-PDB and  $\delta^{13}C_{carb}$  values from –4.3 to –2.5 ‰v-PDB. The ensuing weakly luminescent cement stage gives  $\delta^{18}O_{carb}$  values between –9.2 to –8.2 ‰v-PDB and  $\delta^{13}C_{carb}$  values between –0.3 to 1.2 ‰v-PDB (Fig. 6.15J).



Figure 6.14: (A) natural light of the RZR19 thin section. (B) Cathodoluminescence images and exact position of REE, U–Pb laser spots and ion beam spots measurements made on the RZR19 sample. (C) U–Pb age plotted in a Tera-Wasserburg graph. (D) Example of REE pattern. (E) Cathodoluminescence image of detailed SIMS transects (F) displaying  $\delta^{18}O_{carb}$  and  $\delta^{13}C_{carb}$  variability.



Figure 6.15: (A) natural light of the BRG10 thin section. (B) Cathodoluminescence images and exact position of U–Pb laser spots of LA-ICP-MS measurements made on the BRG10 sample. (C) Three U–Pb ages plotted in a Tera-Wasserburg graph. (D) natural light of another BRG10 thin section. (E) Cathodoluminescence images and exact position of REE laser spots and ion beam spots measurements made on the BRG10 sample. (F) to (H) example of REE patterns of the three sectorial zoning in cathodoluminescence of the fracture-filling calcites. (I) Cathodoluminescence image of detailed SIMS transects and (J) displaying  $\delta^{18}O_{carb}$  and  $\delta^{13}C_{carb}$  variability.

# 5. Discussion

#### 5.1 Age and petrography

As previously demonstrated by Brigaud et al. (2020), calcite cements with comparable petrographic characteristics in a same sedimentary Formation cannot necessarily precipitate at the same time and from the same fluid, even if samples are closed (<5 km) to each other. Conversely, calcite cements with a same U–Pb age can have variable petrographic features (Table 6.1). Figure 6.16 shows the distribution of U–Pb ages and their respective pore-filling cement types. The three distinct areas: Périgord (Fig. 6.16A), Quercy (Fig. 6.16B) and Grésigne (Fig. 6.16C) record four pool of ages: (1) from Bathonian to Albian, (2) Albian to Maastrichtian, (3) Maastrichtian to Bartonian and (4) Langhian to Serravallian. In each of these cluster of ages, the dated calcite cements show continuous cementation, while displaying significant petrographic similarities or differences (see Table 6.1 for more details).

#### 5.1.1. Crystallization of mouldic-filling calcites from Late Jurassic to Early Cretaceous

The first pool of ages gathered calcite dated from the Late Oxfordian to Early Albian, during burial and early stage of platform exhumation (Cubaynes et al., 1989; Barbarand et al., 2020). Therefore, a continuous cementation during ca. 48 Ma is recorded in the whole study area in bajocian limestones, from Grésigne to the Périgord areas (Fig. 6.16A-C). Our data show that a continuous cementation of mouldic-filling calcites is recorded from Late Jurassic to Early Cretaceous in the north-eastern Aquitaine Basin, synchronously. Aragonite crystals from bioclastic shells from bajocian limestones are affected by complete dissolution and/or neomorphism into mouldic-filling calcites. At that time, the calcite cements are mainly characterized by mouldic-filling calcites and to a lesser extent by intergranular and intercrystalline-filling calcites (Fig. 6.16A-C).

The mouldic-filling calcites displays similar petrographic features (Table 6.1), as they are characterized by dull to orange blocky calcites (DOBC). However, ages of these mouldic-filling calcites are not necessarily synchronous across the study area. In the Périgord area, mouldic-filling calcites display various U–Pb ages even if calcite cements were sampled close to each other and located in bajocian limestones. Mouldic-filling calcites from Quercy and Grésigne can be correlated to the calcites collected in Périgord (Fig. 6.16A-C).

The paragenetic sequence based on petrographic investigations led to large uncertainties about the relative chronology of mouldic-filling calcites crystallization (Fig. 6.3). Here, the U–Pb dating resolves this issue by providing the exact timing of precipitation for each mouldic-filling calcite from Grésigne to Périgord (Fig. 6.16A-C). The timing of the mouldicfilling calcites crystallization is replaced in the paragenetic sequence and span from Kimmeridgian to Aptian (Fig. 6.16D).

#### 5.1.2. Crystallization of fracture-filling calcites during the Late Cretaceous

The second cluster of ages is spanning from Late Albian to Late Maastrichtian, the maximum duration of this calcite-mineralizing stage is thus ca. 36 Ma (Fig. 6.16). During this time interval, calcite cements are only recorded in the Grésigne area (Fig. 6.16C). Mouldic-filling calcites, vug-filling calcites, fracture-filling calcites and intergranular and intercrystalline-filling calcites precipitated coevally (Fig. 6.16C). Fracture-filling calcites sampled in the Grésigne area crystalized from the Santonian to Campanian and could be related to the onset of Pyrenean shortening (Mouthereau et al., 2014; Macchiavelli et al., 2017).

We show that, in the same sample (BRG12) fracture-filling calcites are dated at 74.9  $\pm$  6.7 Ma (BGR12\_F), matching the age of the nearby vug-filling calcites dated at 81.3  $\pm$  3.1 Ma (BRG12\_V). Here, fracture-filling and vug-filling calcites precipitate synchronously, inferring that calcite mineralizing-fluids coevally migrated along fractures, vugs and probably into intergranular spaces. In the Grésigne area, although mouldic-filling calcites, vug-filling calcites and mouldic-filling calcites display variable petrographic features, these cements precipitated coevally (Fig. 6.16C).

The paragenetic sequence based on petrographic observations is not precise enough to determine the relative chronology of calcite cementation, as no cross-cutting or overlapping relationship exist between fracture-filling calcites, vug-filling calcites and mouldic-filling calcites in the Grésigne area (Fig. 6.3). The U–Pb dating provide the exact timing of precipitation for each of these calcite cements, which allow us to precisely replace the fracture-filling calcites crystallization timing in the paragenetic sequence from Santonian to Campanian in Grésigne area (Fig. 6.16D).

#### 5.1.3. Crystallization of vug-filling calcites during the Cenozoic

The third pool of ages spans from the Paleocene to Eocene times with a crystallisation timing of about 34 Ma. A short-living cementation phase is spanning from Langhian to Serravallian times with a crystallisation timing of about 3 Ma. The calcite cementation from the Paleocene to Eocene is only recorded in the Quercy and Grésigne areas, while no crystallization stage is evidenced in the Périgord area (Fig. 6.16A-C). Contrariwise, the crystallization during the Miocene is only recorded in Périgord (Fig. 6.16A).

All these calcite cements crystalizing during the Cenozoic display very different petrographic features. This is shown by the precipitation of mouldic-filling calcites, vug-filling calcites, fracture-filling calcites, intergranular and intercrystalline-filling calcites during this time interval. Both vug-filling calcites (sample KSMA23) and fracture-filling calcites (sample SMA26) are located on the same outcrop, close to each other, in bajocian limestones. These calcite crystals are displaying different cathodoluminescence pattern and no cross-cutting relationship are found, hence the difficulty for establishing a relative chronology. Calcite U–Pb geochronology gives ages for both calcite cements and resolves this issue, which allow to accurately replace these cements into a paragenetic sequence (Fig. 6.16B). Fluid flow circulation and subsequent calcite crystallization were not restricted to a specific pore-filling type. However, this time interval is mainly characterized by vug-filling calcites.

Although the vug-filling calcites (<5 cm) are sampled in bajocian limestones, sometimes on the same outcrop or sedimentary Formations, calcite cements are characterized by a very large diversity of cement types: dull scalenohedral calcite (DSC), orange scalenohedral calcite (OSC), dull to orange blocky calcite (DOBC), dull to orange microspar to blocky calcite (DOMBC) and dull to orange blocky calcite (DOBC), blue luminescence blocky calcites (BLBC) (Table 6.1). During this period, an intensive phase of alteration and karstification occurs (Astruc et al., 2000, 2008; Husson et al., 2016). Therefore, these carbonate rocks experienced a series of dissolution and recrystallization processes (Boichard and Drullion, 1982), leading to manifold fluid-flow circulations and wide petrographic features discrepancies (Table 6.1).



Figure 6.16: (A) localization of U–Pb ages over three distinct areas (A) Périgord, (B) Quercy and (C) Grésigne. Update of the paragenetic sequence based on petrographic and U–Pb ages. (E) Geodynamic history of the study area though geological times.

Therefore, it was very difficult to replace these calcite cements in a petrographic based paragenetic sequence, as each void are filled by single calcite cement type. The calcite U–Pb geochronology unravel this issue and make it possible replace the vug-filling calcites crystallization timing in the paragenetic sequence from Maastrichtian to Bartonian in Quercy and Grésigne areas and from Langhian to Serravallian in Périgord (Fig. 6.16D). Taking in consideration calcite cements petrography and their respective U–Pb ages allow to replace the exact timing of mineralizing events at basin-scale in a paragenetic sequence, highlighting spatiotemporal discrepancies (Fig. 6.16A-D).

#### 5.2. Origin and temperature of the parent fluids

#### 5.2.1. Marine connate water

The mouldic-filling calcites from the sample RZR19 give an average  $\delta^{18}O_{carb}$  values of  $-7.4 \%_{OV-PDB}$  and a  $\Delta_{47}$  temperature of 75 ± 0°C. Meanwhile, the  $\delta^{18}O_{carb}$  values of BZN6 sample is -6.1  $\%_{OV-PDB}$  with a  $\Delta_{47}$  temperature of 62 ± 15°C (Fig. 6.17A-B). Therefore, using the equation for fractionation of oxygen isotope between calcite and water (Watkins et al., 2013), parent fluids was respectively about 2.61  $\%_{OV-SMOW}$  and 1.04  $\%_{OV-SMOW}$  (Fig. 6.17B). The fluid from which these mouldic-filling calcites have precipitated was slightly enriched in <sup>18</sup>O<sub>water</sub> compared to seawater (0  $\%_{OV-SMOW}$ ; Lécuyer et al., 2003; Dera et al., 2011), which is compatible with connate marine water during burial. However, the calculated  $\delta^{18}O_{water}$  composition of the RZR19 sample (2.61  $\%_{OV-SMOW}$ ) is higher than the BZN6 sample (1.04  $\%_{OV-SMOW}$ ), which may indicate slight basinal brine influence, resulting in a higher interaction with surrounding carbonate rocks.

#### 5.2.2 Basinal fluid

The highest  $\Delta_{47}$  temperature is recorded at 89 ± 6°C by the intergranular-filling dolomites (Fig. 6.17C-D). Considering aforementioned temperature and average  $\delta^{18}O_{carb}$  values of –6.58 ‰<sub>V-PDB</sub>, the isotopic signature of parent fluid is 2.5 ‰<sub>V-SMOW</sub> (Fig. 6.17D). The dolomite-water fractionation factor, calculated from Horita (2014), suggest a significant water-rock interaction consistent with basinal brines.

The  $\delta^{18}O_{carb}$  values of the vug-filling calcite from CVE8 sample is -5.65  $\%_{OV-PDB}$ . Considering a  $\Delta_{47}$  temperature of 58°C, the  $\delta^{18}O_{water}$  composition of parent fluids is 1.04  $\%_{OV-SMOW}$  (Fig. 6.17A-B). The slight enrichment of  $\delta^{18}O_{water}$ , compared to seawater (Lécuyer et al., 2003), is consistent with basinal brines.

#### 5.2.3 Meteoric fluid

The fracture-filling calcites of the BRG10 sample display mean  $\delta^{18}O_{carb}$  value of -8.88  $%_{OV-PDB}$  (Fig. 6.17A). Based on a  $\Delta_{47}$  temperature of 50 ± 1 °C, the parent fluid composition indicates a -3.34  $%_{OV-SMOW}$  value (Fig. 6.17B). The two vug-filling calcites (samples PNN3 and PNN8\_2) display a  $\Delta_{47}$  temperature of 40 and 36°C and the subsequent calculated  $\delta^{18}O$  values of calcite-mineralizing waters are -3.19 and -3.88  $%_{OV-SMOW}$  (Fig. 6.17B). The oxygen isotopic



compositions of parent fluids ( $\delta^{18}O_{water}$ ) from which these calcites precipitated support a meteoric origin.

Figure 6.17: (A) clumped isotopes temperature versus  $\delta^{18}O_{carb}$ , using calcite-water fractionation, dashed lines correspond to the  $\delta^{18}O$  composition of parent fluids (after Watkins et al., 2013). (B) Cross-plot of temperature versus  $\delta^{18}O_{water}$ , (C) clumped isotopes temperature versus  $\delta^{18}O_{carb}$ , using dolomite-water fractionation, dashed lines correspond to the  $\delta^{18}O$  composition of parent fluids (after Horita, 2014). (D) Cross-plot of temperature versus  $\delta^{18}O_{water}$ .

#### 5.3. Input of Rare Earth Element (REE) and redox conditions

In marine carbonates, the cerium (Ce) either exist in trivalent (Ce<sup>3+</sup>) or tetravalent (Ce<sup>4+</sup>) forms depending on the redox conditions. The Ce anomaly is commonly used to deduce redox conditions (Allwood et al., 2010; Ling et al., 2013). However, an apparent negative Ce anomaly on Rare Earth Element patterns may result from positive La enrichment (Bau and Dulski, 1996). In order to clearly identify real Ce and La anomalies, they propose to compare (Ce/Ce\*)<sub>SN</sub> and (Pr/Pr\*)<sub>SN</sub> ratios. The Ce anomalies are commonly interpreted as related to redox conditions or occurrences/interaction with siliciclastic materials (Banner et al., 1988; Leybourne et al., 2000;

Haley et al., 2004). A positive Ce anomaly is interpreted as deposition of Rare Earth Element in oxidizing conditions and associated to terrigenous inputs, laterites in which Ce<sup>3+</sup> is oxidized to Ce<sup>4+</sup> (Braun et al., 1990) or hydrogenetic Fe-Mn crust, as Fe-Mn sediments are enriched in Ce (Bau and Dulski, 1996). Conversely, negative Ce anomalies are being related to more reducing conditions (Haley et al., 2004).

The mouldic-filling calcites (samples RZR19, SML3 and AML5\_2) display no real Ce and La anomalies (Fig. 6.18) suggesting precipitation during reducing conditions. The Rare Earth Element composition might be controlled to the surrounding host-rock. The mouldic-filling calcites (sample BZN6) and intergranular and intercrystalline-filling calcites (LCB1\_1), show clear positive Ce anomaly and a negative La anomaly (Fig. 6.18) that correspond to oxidizing conditions. The fracture-filling calcites (sample BRG10) display a slight positive Ce anomaly and no La anomaly (Fig. 6.18) suggesting oxidizing conditions. The fluids from which vug-filling calcites (samples CVE8 and PNN3) precipitated show a slight Ce anomaly and no La anomaly (Fig. 6.18), that slight oxidizing conditions. Contrariwise, the vug-filling calcites (sample PNN8\_2 and BRA12) crystalizing respectively display true positive Ce anomaly and negative La anomaly conditions and/or interaction of parent fluids with laterites.

# 5.4. Burial and thermal history of the north-eastern Aquitaine Basin 5.4.1. Burial evolution

The Burial history of the north-eastern Aquitaine Basin was modelled using Petromod 1D and displayed in Figure 6.19A. Uncertainties remain about the Tithonian thickness because a part of this geological stage was eroded during the Early Cretaceous (Platel et al., 1999) and only 55 m are preserved in the sedimentary record (Cubaynes et al., 1989). The total thickness from Toarcian to Tithonian is about 950 m in the north-eastern Aquitaine Basin (Cubaynes et al., 1989). However, by considering a Jurassic series of about 1000 m from Toarcian to Tithonian (Barbarand et al., 2020), a total Tithonian thickness of around 100 m should be considered and used in this burial model (Fig. 6.19A). Moreover, late kimmeridgian limestones (Parnac Formation; Cubaynes et al., 1989) display low Tmax values (<430°C; Bastianini et al., 2017). We assume that the Parnac sedimentary Formation experienced a limited burial due reduced sedimentary thickness of Tithonian deposits.



Figure 6.18: (Ce/Ce) and (Pr/Pr) diagram in order to define La and Ce anomalies (after Bau and Dulski, 1996).

Interestingly, in our study area low temperature thermochronology evidenced a cooling event starting from the Berriasian-Valanginian transition (140 Ma, Barbarand et al., 2020). This platform exhumation suggests a geodynamical reorganization characterized by a km-scale tilting and uplift in the Quercy-Périgord area (Barbarand et al., 2020; Francois et al., 2020), also evidenced in the Massif Central (Barbarand et al., 2001; Peyaud et al., 2005; Olivetti et al., 2020). Consequently, the north-eastern Aquitaine platform underwent erosion of about 200 m of limestones (Fig. 6.19A) (Astruc, 1988; Simon-Coinçon, 1990; Astruc and Simon-Coinçon, 1992) totally erasing the tithonian limestone series and partly the kimmeridgian limestones (Fig. 6.19A).

The northern Aquitaine Basin underwent post-rift thermal subsidence (Salardon et al., 2017; Asti et al., 2022). This firstly resulted in the deposition of Cenomanian-Turonian transgressive carbonates, unconformably onlapping tilted and karstified Jurassic deposits (Platel, 1987; Moreau et al., 1995). In order to build our burial model, Late Cretaceous isopach maps from Platel (1987) were used to estimates rock thicknesses. A total of 190 m was used for the Turonian-Campanian deposits (Fig. 6.19A). Then a progressive erosion and karstification processes occurred from Paleocene to Eocene continuously eroding Jurassic limestones (Astruc, 1988; Astruc et al., 2000, 2008). As the oligo-miocene lacustrine deposits (15 m) are overlying oxfordian limestones, we infer that the entire Late Cretaceous deposits and the remaining kimmeridgian limestones were eroded at that time in the Quercy area (Fig. 6.19A). The latest stage of erosion is synchronous with incision of the valleys from the Miocene to present-day in the Quercy area (Aguilar et al., 2007). The Oxfordian deposits crops out in present-day as the burial history is modelled at the top of Causses of Quercy between two incised valleys (Fig. 6.19A).

#### 5.4.2. Thermal evolution

Vitrinite reflectance data and Tmax values indicate immature organic matter in Quercy (Kafa, 1988; Qajoun, 1994; Bastianini et al., 2017; Fonseca et al., 2018; Barbarand et al., 2020) and Périgord areas (Faugeras, 1988). These values are consistent with the onset of the oil window (in average VR = 0.4 % to 0.5 % and Tmax = 430 °C) (Espitalié et al., 1986) and like those obtained in the Grands Causses and in the Massif Central (Baudin, 1989; Peyaud et al., 2005; Mailliot et al., 2009; Fonseca et al., 2018). This indicates that southern Massif Central underwent similar burial history (Barbarand et al., 2020).

The crustal thinning in the Pyrenean domain leads to high geothermal gradients (Filleaudeau et al., 2012; Clerc et al., 2015; Vacherat et al., 2016; Salardon et al., 2017), varying between 40 and 60 °C/km (Saspiturry et al., 2020b; Manatschal et al., 2021). However, the Quercy-Périgord area is located 250-km further north, this makes a thermal anomaly caused by rifting unlikely and a normal geothermal gradient could occur.

Considering a normal geothermal gradient of 30 °C/km, a surface temperature of 15 °C and a Jurassic sedimentary cover from Bathonian to Kimmeridgian limestones thicknesses of

approximately 700 m (Fig. 6.2D, Cubaynes et al., 1989) and a hypothetic Tithonian deposit thickness of 100 m (total thickness of 800 m), the expected temperature at the base of Bathonian limestones is around 39 °C. However, from this study a  $\Delta_{47}$  temperature of calcites crystallization of 75 °C (sample RZR19) is obtained at the base of Bathonian deposits. This large temperature differences could be caused by a misestimating of Tithonian deposit thickness. Therefore, considering a normal geothermal gradient of 30°/km, a surface temperature of 15 °C, and a Bathonian to Kimmeridgian limestones thicknesses of around 700 m, a thickness of Tithonian deposits of around 1300 m is necessary to reach a temperature at the base of Bathonian deposits of 75 °C. This thickness is highly unlikely as Tithonian deposits correspond to evaporite-bearing series forming in supratidal environments (BRGM et al., 1974; Pélissié, 1982; Cubaynes et al., 1989; Hantzpergue and Lafaurie, 1994; Cubaynes et al., 2004). The  $\Delta_{47}$ temperature can be explained by high geothermal gradient or by fluids in thermal disequilibrium with their host rocks.

Whatsoever the real Tithonian to Early Cretaceous thickness deposit, the  $\Delta_{47}$  temperature show an anomalous geothermal gradient in the Quercy-Périgord area during the Late-Jurassic to early Cretaceous (Fig. 6.19A). In the study area, the maximum burial temperature recorded is outlined by low temperature thermochronology and reached at 140 Ma (sample MC20 in Barbarand et al., 2020). Therefore, the peak of temperature is positioned in Petromod 1D model during the Berriasian to Valanginian times (Fig. 6.19A). A progressive cooling starts from the Valanginian time (Barbarand et al., 2020). The heat flow then gently decreases (Clerc et al., 2015; Salardon et al., 2017; Angrand et al., 2018) until 40 mW/m<sup>2</sup> which corresponds to geothermal gradient of 30 °C/km (Renard et al., 2019).



Figure 6.19: (A) basin modelling of the north-eastern Aquitaine Basin. Evolution of the geochemical measurements made on dated samples for multiple pore-filling calcite types: (B)  $\delta^{18}O_{carb}$ , (C)  $\delta^{13}C_{carb}$ , (D)  $\Delta_{47}$  temperature, (E)  $\delta^{18}O_{water}$ , (F)  $\sum REE$  content and (G) REE patterns.

### 5.5. Evolution $\delta^{18}O_{carb}$ of calcite and dolomite cements, temperature, $\delta^{18}O_{water}$ and REE

The mouldic-filling calcites dated from Late Jurassic to Early Cretaceous during burial show an average  $\delta^{18}O_{carb}$  varying between -7.9 ‰V-PDB,  $\Delta_{47}$  temperatures of 62 °C and 75 °C and  $\delta^{18}O_{water}$  compatible with connate marine mater and/or slight influence of basinal brines, respectively showing 2.61 ‰V-SMOW and 1.04 ‰V-SMOW (Fig. 6.19A-D). The REE pattern of cements reflect the water composition because no fractionation occurred during the cementation (Nothdurft et al., 2004). The REE spectrums of mouldic-filling calcites of RZR19, SML3, AML5\_2 samples display flat REE patterns, which is in line with reducing conditions (Haley et al., 2004; Smrzka et al., 2019; Zhao et al., 2021). It also displays low ∑REE content, which indicate the absence of interaction with terrigenous materials during pressure solution during burial and reducing conditions (Carpentier et al., 2014). The BZN6 sample display a slight positive Ce anomaly and very low ∑REE content (Fig. 6.19E-F), suggesting oxidizing conditions during the onset of exhumation.

The intergranular and intercrystalline-filling calcites (sample LCB1\_1) are dated from Early Cretaceous. These calcite cements display respectively mean  $\delta^{18}O_{carb}$  value of –9.3 ‰<sub>V-PDB</sub>, possibly reduced crystalizing temperature due to platform exhumation (Fig. 6.19A-D). These calcites show a positive Ce anomaly and very low SREE content, suggesting oxidizing conditions during the onset of exhumation (Fig. 6.19E-F).

The fracture-filling calcites of the BRG10 sample dated from the Late Cretaceous display a mean  $\delta^{18}O_{carb}$  value of -9.6 ‰<sub>V-PDB</sub> and  $\Delta_{47}$  temperature of 50 °C which suggest meteoric fluids (-3.34 ‰<sub>V-SMOW</sub>) (Fig. 6.19A-D). The fracture-filling calcites are characterized by flat-REE patterns, which correspond to reducing conditions for calcite mineralizing-fluids (Haley et al., 2004; Smrzka et al., 2019). Moreover, the low ∑REE content reflect no interaction with siliciclastic inputs (Fig. 6.19E-F).

The vug-filling calcites (sample CVE8) show a mean  $\delta^{18}O_{carb}$  values of  $-5.65 \, \otimes_{V-PDB}$ , a temperature of 58 °C and a  $\delta^{18}O_{water}$  composition of 1.04  $\otimes_{V-SMOW}$ , consistent with basinal brines (Fig. 6.19A-D). The vug-filling calcites of CVE8 show flat-REE patterns and low  $\Sigma$ REE content suggesting slight oxidizing conditions and no interaction with laterites (Fig. 6.19E-F).

The vug-filling calcites (samples PNN3 and PNN8\_2) display a mean  $\delta^{18}O_{carb}$  values of  $-6.2 \ \%_{oV-PDB}$ ,  $\Delta_{47}$  temperature of 40 °C and 36 °C and -3.19 and  $-3.88 \ \%_{oV-SMOW}$  inferring meteoric waters (Fig. 6.19A-D). The REE pattern of PNN3 corresponds to flat-type pattern consistent and high  $\Sigma$ REE content (Fig. 6.19E-F) suggesting a strong interaction with siliciclastic materials in oxidizing conditions (Braun et al., 1990). The positive Ce anomaly and low  $\Sigma$ REE content (sample PNN8\_2) suggest no interaction with laterites.

#### **5.6.** Origin and timing of cements

The four pools of ages are replaced in north-south geological cross-section per period of times, representing six geodynamic sketches (Fig. 6.20). It provides synthesis and paleohydrological model of north-eastern Aquitaine Basin in order to decipher the respective influence of shallow-burial end exhumation on multiphase cementation.

#### **5.6.1. From Oxfordian to Aptian**

The aragonite of bioclastic shells is unstable in seawater during the middle-late Jurassic because it was a period of calcites seas (Sandberg, 1983). The seawater is undersaturated with respect to aragonite and lead to the dissolution of aragonite creating moldic porosity or aragonite-to-calcite neomorphism during burial. The infill of moldic spaces inside bioclast shells argue that dissolution of aragonite allows to parent fluids are getting oversaturated with respect to calcite. These fluids display 1.04  $\%_{V-SMOW}$  values and  $\Delta_{47}$  temperature of 62 °C, from which mouldic-filling calcites precipitated from connate marine water. However, some calcitemineralizing fluids precipitation from 2.61  $\%_{V-SMOW}$  and temperature of 75 °C displays a higher water-rock interaction, from basinal brines.

Interestingly, the occurrence of dolomite cements is mainly located in Bajocian strata (Poitevin, 1979; Boichard and Drullion, 1982; Bouilhac, 1987; Cubaynes et al., 1989) all along the north-eastern Aquitaine Basin, these intergranular-filling dolomites crystalized from Late Jurassic to Early Cretaceous. The bathonian and callovian limestones consist of mudstones to packstones that could have acted as a permeability barrier for fluid flow circulations (Fig. 6.20A). As explained, the bajocian deposits are mainly composed of oolitic/granular grainstones with preserved primary porosity. In Quercy area, dolomitic cements are dated by

calcite age that predate dolomite (134.2  $\pm$  14.6 Ma Ma) and postdate dolomite (139.0  $\pm$  6.7 Ma) from Tithonian to Hauterivian. This dolomite cements precipitated coevally with dated RD1<sub>meillon</sub> and RD1<sub>mano</sub> dolomites in the Pyrenean domain (Motte et al., 2021).

The extension of evaporitic Triassic was widespread across the European basins (Ortí et al., 2017) and commonly distributed in the North-Aquitaine Basin (BRGM et al., 1974; Biteau et al., 2006). The primary brines in Triassic deposits contain a large amount of Mg (Quesnel et al., 2019) and favored the precipitation of Mg-rich minerals, such as dolomite. During the northern Aquitaine transtensional regime (Asti et al., 2022), major convective fluid movement occurred and primary brines were expelled from the Triassic series (Quesnel et al., 2019). In the study area, the dolomite cements are mainly located at the vicinity of faults in the north-eastern Aquitaine Basin (Boichard and Drullion, 1982; Bouilhac, 1987). The parent fluids of 2.5 ‰<sub>V-SMOW</sub> and a temperature of 89 °C of intergranular-filling dolomites suggest basinal brines. Therefore, the enrichment of  $\delta^{18}O_{water}$  result of extensive water-rock interaction with underlying evaporite-derived Triassic/Liassic series, subsequently expulsed upward. The Pyrenean rifting and transtensional regime might be the driving force for fluid circulation (Asti et al., 2022). On the one hand, the primary porosity of grainstone facies allows a good rock permeability and on the other hand overlying strata act as a water barrier, it results of a lateral dolomitization fronts process forming stratabound dolostone across the Quercy and Grésigne areas (Fig. 6.20A).

Therefore, all the main parameters required for dolomitization (Machel and Mountjoy, 1986; Hardie, 1987; Sibley et al., 1994; Kaczmarek and Sibley, 2011; Jonas et al., 2015) occurred in the study area. However, the intensity of dolomitization decreased northward in the Périgord area (Faugeras, 1988). It could be caused by the lower Triassic or Lias thicknesses leading to less amount of Mg from the primary brines. As the high temperature is one of the most important driving forces for dolomitization process (Warren, 2000; Machel, 2004), the location of Périgord farther away from the transtensional zone may reduce the intensity of dolomite crystallization.

#### 5.6.2. From Aptian to Albian

During the Aptian-Albian, a period of differential uplift occurred from north to south in the study area (Fig. 6.20B). The whole Quercy is emerged during the Early Cretaceous. This emersion is outlined by an unconformity of the Late Cretaceous series over the Middle Jurassic limestones. The Late Cretaceous is overlying the Oxfordian deposits in the north of Quercy and Périgord areas and the Kimmeridgian limestones in the Grésigne area (Thenon and Gourdon geological maps; Platel et al., 1999; Astruc et al., 2000). Therefore, a slight north-south tilting of Jurassic sedimentary cover occurred (Fig. 6.20B) but are principally tilted toward the west (Fig. 6.1D), revealing the Massif Central basement eastward.

During the subaerial exposure at the Jurassic/Cretaceous boundary until the Aptian, meteoric waters entered the Bathonian aquifer in the Périgord area. The calcite-mineralizing fluids precipitated into the intergranular and intercrystalline pore spaces (sample LCB1\_1) in the Périgord area. The E-W dip of the northern Jurassic limestones (Fig. 6.1D) provide a lateral recharge for meteoric waters from the surface. This process has already been demonstrated elsewhere in the Paris Basin (Vincent et al., 2007; Brigaud et al., 2009a; Carpentier et al., 2014) or in the Wessex-Weald Basins (Sellwood et al., 1989; Hendry, 1993, 2002). The meteoric fluids are responsible of karstification process at the surface at that time and gradually became saturated with respect to calcite when flowing downward though the host limestones in the vadose zone (Fig. 6.20B).

#### 5.6.3. From Albian to Maastrichtian

From Albian to Maastrichtian, the fracture-filling calcites of BRG10 and BRG12 samples are synchronous with the onset of the compressional tectonic at the end of the Santonian in the Pyrenean domain (Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Puigdefàbregas et al., 1992; Handy et al., 2010; Mouthereau et al., 2014; Macchiavelli et al., 2017) and record the first deformation stages several km norths in the north-eastern Aquitaine Basin. It is noteworthy that fracturefilling calcites precipitated at the vicinity of Grésigne thrust faults (Durand-Delga, 1979; Dauch, 1988) give age from 82.1  $\pm$  2.6 Ma to 77.1  $\pm$  2.6 Ma, marking the very first fracturing phases in the south of the study area (Fig. 6.20C). The micritic texture of most of carbonate facies in the Bathonian strata was not favorable for downward fluid circulations. However, this fracturing event provided vertical fluid-circulation pathways across low permeability carbonates for meteoric water.

The first stages of Pyrenean shortening resulted in the uplift of the southern edge of Aquitaine Basin with the development of the Grésigne anticline during the Paleocene (Durand-Delga, 1979; Astruc et al., 2000). The uplift initiation of the Mesozoic series in Grésigne may have been triggered earlier since the onset of Pyrenean convergence during the Late Cretaceous, which imply different paleogeography than in Quercy and Périgord. Therefore, we assume that either no or slightly transgression marine-water occurred in the Grésigne area, which consequently may imply that the Grésigne area underwent erosion and karstification at that time (Fig. 6.20C). The intergranular and intercrystalline (sample COM1) and mouldic-filling (sample MDQ2) calcites precipitated in the Oxfordian strata under strong karstification at the surface. Consequently, meteoric descending fluids are enriched in calcium carbonates and precipitated in underlying limestones above the water barrier. The Late Cretaceous deposits sealed eroded Jurassic limestones in Quercy and Périgord areas, which may explain why no calcite cements were recorded northward (Fig. 6.20C).

#### 5.6.4. Paleocene

During the Paleocene, the Late Cretaceous deposits in northern Aquitaine Basin underwent erosion and karstification (Astruc, 1988; Astruc et al., 2008) under wet and warm climate conditions (Simon-Coinçon et al., 1997). Therefore, alterites develop above underlying Late Cretaceous deposits (Gourdon-Platel and Dubreuilh, 1992; Platel and Gourdon-Platel, 2012). As a hypothesis, thicker laterites may have developed in Périgord and Quercy because of thick Late Cretaceous deposits (Fig. 6.20D), while in Grésigne laterites were less developed. Interestingly, at that time all the calcite cements are dated in the Bajocian strata. The parent fluids of 1.04 ‰v-SMOW and high temperature (58 °C) of vug-filling calcites (sample CVE8) suggest basinal fluids flowing upward along faults during the Pyrenean convergence. These fluids probably interacted with underlying Jurassic series.

#### 5.6.5. Eocene

During the Ypresian to Bartonian period, the surface dissolution process continues, erasing the Kimmeridgian series (Fig. 6.20E). The meteoric water became oversaturated with respect to calcite during the downward percolation thought the vadose zone and crystalized into intergranular pore spaces in Oxfordian deposits (sample CSJ7) and vug-pores in Bajocian strata. The meteoric water fluids interacted at the surface with the laterites as shown by high  $\Sigma$ REE content (sample PNN3) but not systematically (very low  $\Sigma$ REE content; sample PNN8\_2).

These vug-filling calcites mainly precipitated when the laterite covers became thinner, for instance larger lateritic deposits in Périgord may not permit large calcite cementation at that time. Nevertheless, sampling bias here cannot be excluded. The end of the calcite cementation in Grésigne and Quercy areas occurred at the end of Bartonian time, which is consistent with the beginning of karstic infillings dated from lower Eocene to lower Miocene (Rémy et al., 1987; Legendre et al., 1992; Maitre et al., 2014; Solé et al., 2021). Moreover, at the end of the Eocene, the rise of the water table greatly reduced the karstification processes (Astruc et al., 2008) and probably cementation.

#### 5.6.6. Miocene

The latest stage corresponds to the precipitation of vug-filling calcites from sample BRA12 during the Langhian to Serravallian (Fig. 6.20F). The vug-filling calcite dated in the Périgord area most likely correspond to meteoric-water. A regional uplift occurred from Middle to Late Miocene (Ortiz et al., 2019) leading to the incision of the valleys and the development of m-scale karsts in the study area (Husson et al., 2016). Therefore, the dissolution of limestone during the incision of the valleys provides sufficient amount of CaCO<sub>3</sub> for the calcite mineralization. Based on petrographic features, large vug-filling calcites (>5 cm) from KCVE23 sample may precipitated during the Miocene, these calcites recorded low temperature (30 °C) and typical  $\delta^{13}C_{carb}$  and  $\delta^{18}O_{carb}$  values of meteoric waters.



*Figure 6.20: reconstruction of the paleo-hydrological context from Late Jurassic to Miocene. This figure shows six successive geodynamic steps reconstructed by backstripping iteration from the actual stage.* 

# Conclusion

This work applied a comprehensive multiproxy approach, originally develop by Peyrotty et al. (2020), combining optical and cathodoluminescence petrography and geochemical analyses such as:  $\delta^{18}O_{carb}$  and  $\delta^{13}C_{carb}$  isotopes (from SIMS and IRMS), trace, minor and major elements (REE) and U–Pb dating. However, this workflow was completed with clumped isotope thermometry ( $\Delta_{47}$ ), a basin modelling (Petromod 1D), the composition of parent-fluids ( $\delta^{18}O_{water}$ ) and major elemental composition (EPMA). Therefore, this makes it the one of the most complete study in terms of petrographic and geochemical analyses, applied on carbonate cements (calcite and dolomite).

The combination of petrography and U–Pb geochronology permit us to establish a precise chronology of the diagenetic events and fluid flow history of the north-eastern Aquitaine Basin (SW France). For the very first time we evidenced a temporally constrained paragenetic sequence at basin-scale. We showed that cements petrography cannot be used as a reliable proxy for the diagenetic correlation at large-scale, on the one hand cements may display wide petrographic discrepancies but similar U–Pb ages, on the other hand cements may display petrographic similarities but different U–Pb ages.

The mouldic-filling calcites precipitated from the Late Jurassic and Early Cretaceous during burial and crystallize at a temperature of 62 °C from connate marine water ( $\delta^{18}O_{water} = 1.0 \%_{oV-SMOW}$ ). Other mouldic-filling calcites, show a slight influence of basinal brines (temperature of 75 °C and a  $\delta^{18}O_{water}$  of 2.6 ‰<sub>V-SMOW</sub>). The intergranular-filling dolomites precipitated from basinal brines at a temperature of 89 °C and a  $\delta^{18}O_{water}$  of 2.5 ‰<sub>V-SMOW</sub>. The intergranular-filling dolomites precipitated from basinal brines precipitated from basinal brines are the north-eastern Aquitaine Basin. The dolomite cements are framed by calcite cements dated from Late Jurassic to Early Cretaceous. Parent fluids are enriched in  $\delta^{18}O_{water}$ , which may result either from intensive water-rock interaction with underlying Triassic and/or Liassic evaporitic series, dissolution of marine carbonates, or interaction with feldspar minerals.

The fracture-filling calcites precipitated from the Santonian to the Campanian, linked to the onset of the Pyrenean orogeny. These cements precipitated from meteoric fluids  $(\delta^{18}O_{water} \text{ of } -3.34 \%_{ov-SMOW})$  and crystallize at a temperature of 50 °C. Fracturing events during telogenesis allow preferential pathway for fluid flow through low permeability deposits. Finally, the vug-filling calcites mainly precipitate during the Cenozoic. The calcites dated from Paleocene crystallize around 60 °C, and parent fluids show a slight water-rock interaction of 1  $\%_{ov-SMOW}$  precipitating from basinal brines. During the Eocene, vug-filling calcites precipitate from meteoric fluids and crystallize between 36 °C and 40 °C and interacted with laterites as evidenced by the high  $\Sigma$ REE content.

Firstly, only based on petrographic features, paragenetic sequences cannot be realized with a high level of confidence at broader-scale, the U–Pb dating open new perspective on that topic. Secondly, combining of the entire petrographic and geochemical proxies allows us to fully constrain the paleo-hydrological context of the study area. The nature, origin, temperature and timing of cement-mineralizing events in the north-eastern Aquitaine Basin have been reconstruct from Middle Jurassic until present-day.

Chapitre 7

# **Chapitre 7**

Age of dissolution and pore creation in limestones revealed by U–Pb dating

# Résumé

Les calcaires sont généralement affectés par de multiples transformations diagénétiques, qui contrôlent l'hétérogénéité des propriétés du réservoir et présentent une grande variété de types de pores. La genèse des différents types de pores est causée par des processus de dissolution. Cependant, la chronologie absolue des processus de dissolution et de la création de vides est très difficile à évaluer. Afin d'améliorer notre compréhension, une nouvelle méthodologie a été mise en place en couplant une étude pétrographique à la méthode géochronologique U-Pb. Cette nouvelle technique est appliquée sur des calcaires bajociens du nord-est du Bassin Aquitain. De nombreux événements diagénétiques ont été identifiés dans les calcaires du Bajocien, incluant le néomorphisme aragonite-calcite, la dolomitisation, la dédolomitisation, la dissolution, la karstification et la cimentation. Parmi tous les échantillons collectés, 5 lames minces ont été sélectionnées et un total de 7 âges U-Pb ont été obtenus pour contraindre temporellement les processus de néomorphisme, dolomitisation et dissolution. Les calcites de l'échantillon AML5 encadrent un processus de dissolution de cristaux d'aragonite et un processus de dolomitisation. Les calcites de l'échantillon SMA6 encadrent un processus de dédolomitisation, tandis que les calcites de l'échantillon KCVE5 montrent des processus de dissolution et recristallisation successifs. Le néomorphisme aragonite-calcite correspond à un remplacement solide-solide de l'aragonite par la calcite et forme une distribution patchy. La durée du processus de néomorphisme s'étend de 19 Ma à 35 Ma. La dissolution de l'aragonite et la précipitation de dolomite sont des processus d'une durée maximale de 16 Ma. Le processus de dédolomitisation correspond à un processus de dissolution/précipitation avec création de pores moldiques. Une première phase de cimentation calcitique datée à 59.3 ± 2.0 Ma comble les espaces intercristallins (entre les cristaux de dolomites). Des ciments de calcite de remplissage de pores moldiques sont datés à 52.1 ± 4.6 Ma. La durée minimale de ce processus est de 1 Ma et sa durée maximale de 13 Ma. Du Paléocène à l'Éocène, les pores vacuolaires sont comblés par des ciments de calcites datés à 62.4 ± 2.4 Ma (échantillon CVE8), à 47.4 ± 1.6 Ma (échantillon KCVE5) et 41.1 ± 3.3 Ma (échantillon CVE28). La durée de ces processus de dissolution est recristallisation est de 16 à 27 Ma. À proximité de la carrière de Cénevières, les remplissages karstiques (datés du Bartonien au Priabonien) comblent des canyons des calcaires du Callovien. Ainsi, les calcites dans les calcaires bajociens précipitent à une profondeur comprise entre 250 et 300 m à cette période.

# Age of dissolution and void creation in Limestones revealed by U–Pb dating

Quentin Deloume-Carpentras <sup>\*1,2</sup>, Benjamin Brigaud <sup>1</sup>, Simon Andrieu <sup>2</sup>, Eglantine Husson <sup>2</sup>, Thierry Pélissié <sup>3</sup>

<sup>1</sup>Geosciences Paris-Sud (GEOPS), Université Paris-Saclay, CNRS, 91405 Orsay, France <sup>2</sup>BRGM, Bureau des Ressources Géologiques et Minières, Orléans, France <sup>3</sup>Parc Naturel Régional du Quercy, 46240 Labastide-Murat

<sup>\*</sup>corresponding author: <u>quentin.deloume-carpentras@universite-paris-saclay.fr</u>

# **Keywords**

Limestones, Bajocian, neomorphism, dedolomitization, dissolution, voids, petrography, U–Pb geochronology, upscaling

# Abstract

Limestones are commonly affected by multiple diagenetic transformations, which control the reservoir properties heterogeneity and display wide variety of pore types. The secondary pore types genesis is caused by dissolution or karstification processes. However, the absolute timing of dissolution process and voids creation are very difficult to assess. In order to improve our understanding a new methodological workflow were performed by using a detailed petrographic investigation coupled with *in situ* U–Pb geochronology. This newly technique is applied on bajocian limestones of the north-eastern Aquitaine Basin (SW France). Numerous diagenetic events were identified in the bajocian limestones, including aragonite-to-calcite neomorphism, dolomitization, dedolomitization, dissolution, karstification and calcite cementation. Among all the collected samples, 5 thin sections were selected and a total of 7 U–Pb ages were obtained for constraining age of dissolution and timing of voids creation. The calcite cements of the sample AML5 frame a dissolution of neomorphic calcites and dolomitization process. Cements of the sample SMA6 constrain a dedolomitization process, while calcite cements of the KCVE5 sample display a successive dissolution/recrystallization

process in a karst-related system. The aragonite-to-calcite neomorphism mechanism corresponds to a solid-state replacement from aragonite to dull microsparitic calcites dated at least ca. 19 Ma after bajocian limestone deposits. The dating of dedolomitization process occurred during the telogenesis and closely related to karstification. A ground surface karstification period occurred from the Paleocene-Eocene in the Quercy area. In bajocian limestones successive phase of dissolution and recrystallization processes occurred from Danian to Bartonian forming mm-to-m-scale vug pores. The karstic infillings in Prajoux-Mémerlin canyons of Callovian limestones dated from Bartonian to Priabonian show that the dissolution and recrystallization events during the Paleocene-Eocene period recorded in the Bajocian deposits occurred between 350 and 250 m depth in the Quercy area. This study provides significant awareness about the spatial distribution of dissolution and precipitation processes and upscaling pore spaces during ground surface karstification period.

#### **1. Introduction**

Limestones cover 15.2 % of the global ice-free continental surface (Goldscheider et al., 2020) and around 25 % of the global population directly depends on groundwater resources contained in these rocks (Ford and Williams, 2007; Kalhor et al., 2019). Carbonate rocks form major aquifers and in a context of global climate change its characterization is essential to move toward better exploitation of water resource (Chen et al., 2018). Therefore, predicting the distribution of porous reservoirs is a challenging issue for groundwater resource management and the use for freshwater consumption, agriculture irrigation and geothermal energy (Bakalowicz, 2005; Maréchal et al., 2013).

Multiple diagenetic processes subsequent to the sedimentary deposits control the reservoir properties heterogeneity of carbonate rocks modifying the pore networks (Moore, 1989; Tucker and Wright, 1990; Moore and Wade, 2013) and influence the karstic systems evolution (Bakalowicz, 2005). Limestones commonly display a wide variety of pore types, some of which result from dissolution processes (Archie, 1952; Lucia, 1983). The secondary pore types are generally the result of post-depositional dissolution and are manifested at different scales, from mm-scale (intercrystalline, intracrystalline, moldic, vug) to m-scale (cavern) (Choquette and Pray, 1970; Lucia, 1995, 2007).

Neomorphic replacement of skeletal aragonite (aragonite-to-calcite neomorphism) is a common diagenetic process occurring in carbonate (Bathurst, 1972; Maliva and Dickson, 1992). Aragonitic shells are replaced by calcite following two mechanisms (Martin et al., 1986; Maliva, 1998): partial or complete shell dissolution creating molds that may subsequently be filled by calcite cements or may be transformed to calcites by step-by-step molecular replacement (dissolution of aragonite and precipitation of calcites) with preservation relict textures of the shell microstructure (Folk, 1965; Kendall, 1975; Sandberg, 1975; Wardlaw et al., 1978; Sandberg and Hudson, 1983). However, it is difficult to characterize the difference both processes and the timing of crystallization.

The mechanism of dedolomitization may either resulted form by mole-to-mole replacement of the dolomite by calcite crystals (one step process) or by a dissolution/precipitation process (two-step process) (Kenny, 1992; James et al., 1993) and mainly depend on texture of the original dolomite rock (Al-Hashimi and Hemingway, 1973; Ayora et al., 1998; Fu et al., 2008; Nader et al., 2008; Schoenherr et al., 2018). Moreover, many studies showed that dedolomitization process are indicators of surface-related diagenetic transformations and demonstrated the close relationship with karstification processes (Kenny, 1992; Bischoff et al., 1994; Canaveras et al., 1996; Guo et al., 1996; Raines and Dewers, 1997; Sanz-Rubio et al., 2001; Nader et al., 2008; Huaguo et al., 2016). However, the timing of dissolution/precipitation process is poorly constrained in the literature.

Manifold set of studies mentioned mesogenetic dissolution in carbonates (Heasley et al., 2000; Heward et al., 2000; Wierzbicki et al., 2006; Jin et al., 2009; Zampetti, 2011), nonetheless the carbonate porosity creation during burial is unsupported according to empirical data, and more likely relates to telogenesis (Ehrenberg et al., 2012). Unlike minerals, pore spaces are very complicated to study because there is no mineral matrix to date. In past studies, several methods were used to determine the absolute age of carbonate cements related to dissolution processes. The U–Th geochronology method is applied to date calcite or aragonite of speleothems in cave, possibly dating dissolution (Jaubert et al., 2016). Speleothems are good archives for the dating of active karsts but cannot be used to date calcite/paleokarst older than 600 ka (Andersen et al., 2004; Cheng et al., 2013). Paleo-karstic networks (>1 Ma), resulted from dissolution processes, can be sealed by karstic infillings that

may contain faunas (Legendre et al., 1992; Sigé et al., 1997; Solé et al., 2021). These fossils can provide reliable ages, nonetheless it depends on their quality, preservation and richness. However, uncertainties remain about the chronology between the dissolution process and the subsequent karstic infillings.

It is thus very complicated to date the genesis of pore spaces in carbonates even if it's a very common and fundamental process in limestones. The absolute timing of voids creation in limestones (mold pores, dedolomitization and karst-related voids) is very difficult to assess and are rarely discussed. First and foremost, these aforementioned methods do not allow to accurately frame a dissolution process. That is why several scientific questions raised to unlock this problematic: (1) how can diagenetic processes be dated? (2) What is the timing of aragonite-to-calcite neomorphism processes? (3) What is the timing of the dedolomitization processes (dissolution/precipitation)? (4) How can dissolution processes be dated? (5) Can U– Pb geochronology may provide new insights?

We propose a new methodological workflow for constraining diagenetic processes in ancient limestones (>150 Ma) by using a detailed petrographic investigation coupled with *in situ* U–Pb geochronology. It provides new insights for the dating of ancient dissolution processes and timing of voids creation. This technique can be used worldwide on limestones in order to confirm or deny supposed ages of porosity creation, previously describe in the literature. This methodology was applied on the bajocian limestones of the north-eastern Aquitaine Basin of southwest France, this area is driven by multiple dissolution phases, called as karstification process, which have shaped the landscapes over « The Natural Regional Parc of the Causses of Quercy » and allow the formation of many exceptional geological sites. The Causses of Quercy area was recently awarded as a « UNESCO worldwide Geopark » and provides meaningful insights to address scientific questions. Therefore, the objective of this study is the dating of neomorphism, dolomitization, dedolomitization, dissolution and karstification processes.

# 2. Geological setting and period of karstification

In the north-eastern Aquitaine Basin, located in SW France (Fig. 7.1A), the Middle Jurassic carbonates in the Quercy area are stretching from north to south along 120 km from cities of Brive-la-Gaillarde to Bruniquel (Fig. 7.1A-B). This study focuses on three outcrops located in the Quercy area: Saint-Martin Labouval outcrop and Cénevières quarry are located near the Lot valley and close to 2 km from each other and located inside the Unesco Global geopark *Causses du Quercy* (Fig. 7.1B). The Amiel outcrop is located southward in the study area, along the Aveyron valley, in the Grésigne area near the locality of Bruniquel (Fig. 7.1B).



Figure 7.1: (A) simplified geological map of the Quercy and Périgord areas showing the localisation of the Unesco Global Geopark Causses du Quercy. (B) Simplified geological map focussing between Célé and Lot valleys and the Aveyron valley and showing study outcrops and quarry. The Cuzal, Prajoux and Mémerlin paleokarsts are precisely located.

The bajocian deposits are composed by the *Autoire* and *Cajarc* formations (Fig. 7.2) (Cubaynes et al., 1989). The *Autoire* formation consists of two sedimentary members, the *Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac* member (Fig. 7.2) is mainly composed of oolitic, peloidal and bioclastic grainstones (Pélissié, 1982; Cubaynes et al., 1989). Above, the *Dolomies brèchiques du Pech Affamat* member (Fig. 7.2) present granular limestones (Pélissié, 1982; Bouilhac, 1987; Cubaynes et al., 1989). These two members underwent a dolomitization process that presents numerous ooid ghosts (Poitevin, 1979; Bouilhac, 1987) and formed ancient stratabound dolostone bodies across the carbonate platform (Boichard and Drullion, 1982). The bajocian part of the *Cajarc* formation is composed by the *Calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol* member and the lower part of the *Calcaires massifs de la Bouye* member (Fig. 7.2) (Cubaynes et al., 1989). These members consist of lagoonal mud-supported limestones alterning with ooid and peloidal packstone to grainstone (Pélissié, 1982).



Figure 7.2: geological section of the bajocian Formations and Members of the Quercy area. The samples are precisely located in the synthetic log and exact positioning of Saint-Martin-Labouval and Amiel outcrops and Cénevières quarry.

During the geological times, the bajocian deposits experienced a series of dissolution and recrystallization processes (Boichard and Drullion, 1982). Indeed, these limestones have been both strongly karstified (Astruc, 1988; Simon-Coinçon et al., 1997; Thiry et al., 2006; Astruc et al., 2008) and intensively cemented (Poitevin, 1979; Boichard and Drullion, 1982; Bouilhac, 1987; Kafa, 1988) during geological times. The north-eastern Aquitaine Basin is affected by regional unconformity between Late Jurassic and Upper Cretaceous and characterised by erosion of the underlying Jurassic stratigraphic interval (Simon-Coinçon et al., 1997; Thiry et al., 2006). From Paleocene to mid-Eocene, the sedimentary section is uplifted and dominated by a successive phase of *in situ* alteration of Upper Cretaceous deposits and karstification process (Capdeville, 1989; Gourdon-Platel and Dubreuilh, 1992; Astruc et al., 2008; Platel and Gourdon-Platel, 2012). From the Miocene to the present day, the uplift of the Massif Central (Ortiz et al., 2019) caused water table fall (Astruc et al., 2008) and have provoked the incision of the valleys of the Causses of Quercy (Aguilar et al., 2007).

# **3. Materiel and methods**

This study is firstly based on a very detailed petrographic investigation conducted on three outcrops from bajocian limestones of the Quercy area (Fig. 7.1B), where many samples were collected. Part of these samples were prepared as polished thin section. A total of 36 thin sections were made, 9 from Amiel outcrop, 11 Saint-Martin-Labouval outcrop and 16 from the Cénevières quarry. Many calcite and dolomite cements were observed in these limestones or dolomites by using an optical microscopy and completed by cathodoluminescence to provides a significant awareness to characterise diagenetic transformations and specifically the dissolution process. Thus, 5 polished thin sections were selected in order to precisely determine diagenetic processes.

Calcite and dolomite cements mainly infill mouldic, intergranular, intercrystalline, intracrystalline and vug pore spaces. The overall petrographic study was carried out to characterise the cross-cutting relationship or overlap between calcite and dolomite cements and dissolution processes, which are afterward targeted for *in situ* U–Pb dating. For each sample, a composite image was acquired by gathering multiple photomicrographs.

Petrography was carried out by an Olympus BX41 microscope (Olympus Corporation) coupled to a cold cathode cathodoluminescence operating at (with beam condition) 12 kV and 130-150 µA and a Qicam Fast 1394 digital camera (TELEDYNE QIMAGING). The 5 selected thin-

sections for *in situ* U–Pb geochronology were dated using a LA 193 nm Teledyne Photon Machines laser coupled to a Thermo Scientific Element XR HR-ICP-MS at the University Paris-Saclay (France), following standard methods previously described (Ring and Gerdes, 2016; Nuriel et al., 2017; Roberts et al., 2017). We follow the U–Pb geochronology approach for carbonate (Roberts et al., 2020) and stated by Brigaud et al. (2021) at GEOPS Laboratory for calcites. Analytical procedure for U–Pb dating is detailed in the Supplementary Materials.

#### 4. Results

Multiple diagenetic events were identified in the bajocian limestones, including aragonite-to-calcite neomorphism, dedolomitization, dissolution, karstification and calcite/dolomite cementations. Thin sections show that samples contained abundant pore types, comprising mouldic, intergranular, intercrystalline and mm to m-scale vug pore spaces. All these former pore spaces are filled by microsparitic, granular and blocky calcites and euhedral dolomites, referred as pore-filling cements (Table 7.1). The characteristics of these pore-filling cement types are summarized in Table 7.1, showing their cathodoluminescence response, cement types, position in bajocian sedimentary Formations, the corresponding outcrop section, latitude and longitude and U-Pg ages. Among the 5 thin sections, a total of seven U–Pb ages were obtained: two samples with two U–Pb ages (AML5 and SMA6 samples) and three samples with only one U–Pb age (CVE8, KCVE5, CVE28 samples) (Fig. 7.3).

Pore-filling cements	CL response and cement types	Samples	Sedimentary Formation	Study outcrops	Latitude (°N)	Longitude (°E)	U–Pb ages ± 2.SE (abs)	2.SE (%)
Mouldic pore- filling calcites	Dull microsparitic calcite (DMC)	AML5_1	Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac	Amiel	44.088813	1.732694	134.2 ± 14.6	10.9
	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	AML5_2	Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac	Amiel	44.088813	1.732694	139.0 ± 6.7	4.8
	Orange granular calcite (OGC)	SMA6_2	Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac	Saint- Martin- Labouval	44.466563	1.738923	52.1 ± 4.6	8.8
Intercrystalline- filling calcites	Dull to orange blocky calcite (DOBC)	SMA6_1	Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac	Saint- Martin- Labouval	44.466563	1.738923	59.3 ± 2.0	3.4
Mouldic and intergranular filling dolomites	Pink luminescence euhedral dolomite (PLED)	AML5_dol	Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac	Amiel	44.088536	1.733195	ND	
mm-scale vug- filling calcites	Dull to orange microspar to blocky calcite (DOMBC)	CVE8	Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac	Cénevières quarry	44.453456	1.759791	62.4 ± 2.4	3.8
m-scale vug- filling calcites		KCVE5	Dolomies bréchiques du Pech Affamat	Cénevières quarry	44.453984	1.760030	47.4 ± 1.6	3.4

	Dull to orange microspar to blocky calcite (DOMBC)	CVE28	Calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol	Cénevières quarry	44.454378	1.760102	41.1 ± 3.3	7.9
	Blue luminescence blocky calcites (BLBC)	CVE28	Calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol	Cénevières quarry	44.454378	1.760102	ND	
	Non-luminescent prismatic calcite (NLPC)	KCVE5	Dolomies bréchiques du Pech Affamat	Cénevières quarry	44.453984	1.760030	ND	

Table 7.1: petrographic features of the studied samples and their respective sedimentary Formation, study outcrop, latitude, longitude and U–Pb ages. ND: not determined.



Figure 7.3: ranked samples of the 7 U–Pb ages coming from the 5 studied samples

#### 4.1. Jurassic to Cretaceous neomorphism, dissolution and dolomitization

The polished thin section AML5 was sampled in the Amiel outcrop in an oolitic grainstone containing coral fragments (Fig. 7.4A-B) and located in the *Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac* member (Fig. 7.2). First, a micrite envelope developed around the coral shell. Then the coral fragment is affected by aragonite-to-calcite neomorphism characterized by mouldic-filling calcites displaying dull microsparitic cements (DMC) (Fig. 7. 4A-B), dated at 134.2 ± 14.6 Ma (Fig. 7.4C). Afterward, a dissolution of the remaining aragonite cements occurred, cross-cutting previous dull microsparitic calcites (DMC), these cements are randomly distributed inside the coral mould forming patchy and non-continuous cement zones (Fig. 7.4A-B). Skeletal mould and intergranular pore space are partly cemented by dolomites crystals displaying light grey to white in plane polarized light and pink luminescence under cathodoluminescence. These mouldic and intergranular-filling dolomites show inclusion-rich and euhedral crystals (pink luminescence euhedral dolomites, PLED) (Fig. 7.4A-B). Finally, the entire mouldic porosity is filled by dull to orange limpid blocky calcites (dull to orange blocky calcite, DOBC) embracing the dull microsparitic calcites (DMC). The latest calcite is dated at
139.0  $\pm$  6.7 Ma (Fig. 7.4D). Here, the dissolution and dolomitization processes are framed by DMC and DOBC cements and evidenced in the paragenetic sequence of the AML5 sample (Fig. 7.4E).



Figure 7.4: (A) and (B) microphotographs in cathodoluminescence and natural light of AML5 thin section with the successive diagenetic transformations, numerated from 1 to 5. Micritic envelope of coral fragment and dull microsparitic calcites (DMC) are the two first diagenetic transformations, the DMC is then dissolved, dolomite crystals precipitated in the intergranular and mouldic pore spaces, the mould is filled by dull to orange blocky calcites (DOBC). (C) and (D) Tera-Wasserburg of the dull microsparitic calcites (DMC) and dull to orange blocky calcites (DOBC). (E) Paragenetic sequence of the diagenetic events of the AML5 sample.

#### **4.2. A Paleocene/Eocene dedolomitization stage**

The sample SMA6 was collected in oolitic grainstone of the *Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac* member of the *Autoire* formation (Fig. 7.2). The first diagenetic event is characterized by the crystallization of euhedral dolomites in the intergranular pore space. These dolomite crystals are occasionally replacing cortex of ooids (Fig. 7.5A-B). Afterward, intergranular and intercrystalline-filling calcites precipitated in the remaining pore spaces and are dated at 59.3  $\pm$  2.0 Ma (Fig. 7.5C). These cements display dull brown to orange limpid blocky calcites (dull to orange blocky calcites, DOBC). A dissolution process affects dolomite crystals creating mouldic pores. The dedolomite crystals, dated at 52.1  $\pm$  4.6 Ma (Fig. 7.5D), precipitated inside mouldic pores and display inclusion-rich orange granular calcites (orange granular calcites, OGC). This dedolomitization process is therefore well constrained and highlighted in the paragenetic sequence of SMA6 sample (Fig. 7.5E).



Figure 7.5: (A) and (B) microphotographs in cathodoluminescence and natural light of SMA6 thin section with the successive diagenetic events, numerated from 1 to 4. Dolomites crystals precipitated in intergranular pore spaces, then the remaining porosity is filled by dull to orange blocky calcites (DOBC), the dolomite crystals are dissolved creating mouldic pores which are afterward filled by orange granular calcites (OGC). (C) and (D) Tera-Wasserburg of the dull to orange blocky calcites (DOBC) and orange granular calcites (OGC). (E) Paragenetic sequence of the diagenetic events of the SMA6 sample.

#### 4.3. A Paleocene/Eocene karstification stage

The samples CVE8, KCVE5 and CVE28 were collected in the Cénevières quarry (Fig. 7.6). The oldest age is located at the basis of the quarry, while the ages are getting younger at the top of the Cénevières quarry. The intensity of the dolomitization process increase upwardly, the mudstone to packstone facies of *Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac* member

are less dolomitized than granular facies of the *Dolomies bréchiques du Pech Affamat* member, which formed ancient stratabound dolostone bodies (Fig. 7.6).



Figure 7.6: photograph of the Cénevières quarry and the position of CVE8, KCVE5 and CVE28 samples and their respective U– Pb ages. The CVE8 is positioned in the Calcaires oolithiques et dolomitisés de Calvignac member, the KCVE5 is located in the Dolomie brèchique du Pech Affamat member, the CVE28 is located in the Calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol. The youngest ages are located at the top of the quarry, while the oldest at the base of the quarry. The intensity of the dolomitization increase upwardly.

The sample CVE8 was sampled at the basis of the quarry, where limestones are less altered, in the *Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac* member (Fig. 7.6). In this thin section, a dissolution process cross-cut peloids and bivalve creating mm-scale vug space in these limestones, which correspond to non-fabric selective pore type (Fig. 7.7A-B). The vug-spaces are then filled by dull to orange microspar to blocky calcites (DOMBC) with crystal size ranging from 5 µm and up to 2.5 mm (Fig. 7.7A-B), dated at 62.4  $\pm$  2.4 Ma (Fig. 7.7C). The paragenetic sequence of the CVE8 sample show that mm-scale vug-filling calcites postdate the dissolution process (Fig. 7.7D).



Figure 7.7: (A) and (B) microphotographs in cathodoluminescence and natural light of CVE8 thin section with the successive diagenetic events, numerated from 1 and 2. A dissolution process occurred subsequently filled by dull to orange microspar to blocky calcites (DOMBC) (C) Tera-Wasserburg of the dull to orange microspar to blocky calcites (DOMBC). (E) Paragenetic sequence of the diagenetic events of the CVE8 sample.

The ancient stratabound dolostone bodies across the Quercy are situated in the *Dolomies bréchiques du Pech Affamat* member (Fig. 7.6). This stratigraphic interval underwent an intensive karstification process, leading to the complete dissolution of carbonate host-rock (Fig. 7.8A). This stratigraphic interval is filled by m-scale vug-filling calcites (stalagmitic floor calcites) and karstic infillings (Fig. 7.8A-F). The sample KCVE5 was collected at the interface between stalagmitic floor calcites and ferruginous karstic infillings (Fig. 7.8E-F). The vug-spaces have irregular shapes from decimeter to meter-sized vugs, which are caused by karstification process. These vug spaces are cemented by vug-filling calcites and exhibit non-luminescent prismatic calcites (NLPC) with size ranging from 100 µm to 20 cm (Fig. 7.8B-G).



Figure 7.8: (A) photograph of the Cénevières quarry showing stratiform dissolution in the Dolomite brèchique du Pech Affamat Member. (B) to (D) Photographs of stalagmitic floor calcites (NLPC) and karstic infillings composed of clays and sands. (E) Contact between the calcite cementation (NLPC) and the ferruginous karstic infilling. (F) Thin section of the KCVE5 sample displaying NLPC cements and karstic infillings. (G) Microphotographs in cathodoluminescence and natural light showing the successive diagenetic transformations, numerated from 2 to 4. (H) Tera-Wasserburg of the dull to orange microspar to blocky calcites (DOMBC). NLPC, non-luminescent prismatic calcites.

A mm-scale vug-space is evidenced by a dissolution process affecting the nonluminescent prismatic calcites (Fig. 7.8G). The dull to orange microspar to blocky calcites (DOMBC) infill the vug pores (Fig. 7.8G) and are dated at 47.4  $\pm$  1.6 Ma (Fig. 7.8H). The successive diagenetic events are synthetized in the paragenetic sequence of the KCVE5 sample (Fig. 7.9)



Figure 7.9: paragentic sequence of the KCVE5 sample showing the succesive diagenetic transformations.

The sample CVE28 is located at the top of the quarry. A dissolution process cross-cut peloids grains creating mm-scale vug pore space (Fig. 7.10A-B). The vug is partly filled by dull to orange microspar to blocky calcites (DOMBC) with crystal size ranging from 5  $\mu$ m and up to 2.5 mm, dated at 41.1 ± 3.3 Ma (Fig. 7.10C). The vug pore space is then filled by blue luminescence limpid blocky calcites (BLBC) (Fig. 7.10A-B). The paragenetic sequence of CVE28 sample display that the vug-filling calcites postdate a dissolution process (Fig. 7.10D).

#### 5. Discussion

#### 5.1. Contribution of U–Pb on the dating of diagenetic processes

The *in situ* U–Pb geochronology of calcite cements provides strong temporal constraints and makes it possible to propose a precise and detailed timing of pore space creation. The dissolution process and voids creation are framed by calcite cements dated before and after a dissolution process. Taking account uncertainties, the aragonite-to-calcite neomorphism, dissolution of neomorphic calcite, dolomitization, dedolomitization, dissolution and karstification processes are replaced between the lower uncertainty of the calcite dated before and the upper uncertainty of the calcite dated after (Fig. 7.11).



Figure 7.10: (A) and (B) microphotographs in cathodoluminescence and natural light of CVE28 thin section with the successive diagenetic events, numerated from 1 to 3. The first diagenetic event corresponds to a dissolution process subsequently filled by dull to orange microspar to blocky calcites (DOMBC) and blue luminescence blocky calcites (BLBC). (C) Tera-Wasserburg of the dull to orange microspar to blocky calcites (DOMBC). (E) Paragenetic sequence of the diagenetic events of the CVE28 sample displaying the successive diagenetic events.

This study allows the framing of a dissolution of aragonite crystals and a dolomitization process dated from the Tithonian to Hauterivian with a maximum timing of crystallization of ca. 16 Ma in the Amiel outcrop (Fig. 7.11A) during the burial (Cubaynes et al., 1989). A timing of dedolomitization process occurring from Selandian to Ypresian during ca. 13 Ma in the Saint-Martin-Labouval outcrop, but the crystallization may have lasted about 1 Ma (Fig. 7.11B). Finally, the successive phase of dissolution/karstification and recrystallization process span from Danian to Bartonian in the Quercy area with a minimum timing of crystallization of ca. 16 Ma and maximum timing of ca. 27 Ma (Fig. 7.11C) during the telogenesis (Astruc et al., 2000).

#### Partie III : diagenèse des carbonates



Figure 7.11: (A) timing of aragonite dissolution and dolomitization in the Amiel outcrop. (B) Timing of dedolomitization process in Saint-Martin-Labouval outcrop. (C) Timing of dissolution and recrystallization in the Cénevières quarry. The dated calcite cement frame diagenetic events.

#### 5.2. Dating of aragonite-to-calcite neomorphism

The aragonite-to-calcite neomorphism is a common diagenetic process occurring in carbonates (Bathurst, 1972; Maliva and Dickson, 1992). The dull microsparitic calcites (DMC, sample AML5) are randomly distributed inside the coral mould forming a patchy distribution, which may result from (1) a complete shell dissolution creating mouldic porosity subsequently filled by calcite cements and then affected by a dissolution process or (2) partial step-by-step molecular replacement (aragonite-to-calcite neomorphism) with remaining aragonite crystals subsequently dissolved.

Aragonite shells are considered as rapidly dissolved in Jurassic calcite seas after the death of skeletal organisms (Palmer et al., 1988; Palmer and Wilson, 2004). However, in this study, dull microsparitic calcites (DMC) is dated at  $134.2 \pm 14.6$  Ma, inferring that calcite cements precipitated at least 19 Ma after the deposition of bajocian sediments. Here we show that aragonite-to-calcite neomorphism occur during burial, ca. 19 Ma after the sediment deposition. Consequently, the hypothesis of partial step-by-step molecular replacement (aragonite-to-calcite neomorphism) is favored. The remaining aragonite crystals are dissolved creating moulds subsequently filled by blocky calcites (DOBC).

The neomorphic replacement of skeletal aragonite was considered as occurred during meteoric or burial diagenesis and characterized by a one-step process of low-Mg calcite crystallization (Sandberg and Hudson, 1983; Martin et al., 1986; Maliva and Dickson, 1992) or multiple stages of neomorphic replacement (Al-Aasm and Veizer, 1986b; Hendry et al., 1995). The timing of this solid-state replacement can either be early or late neomorphism (Hendry et al., 1995). Here, the cementation of dull microsparitic calcites (DMC) is recorded longer than expected after sediment deposition, which is therefore considered as late neomorphism and occurring during burial at that time in the Quercy area (Cubaynes et al., 1989).

## 5.3. Upscaling and spatiotemporal characterization of dissolution-precipitation processes during karst-related periods

#### 5.3.1. Influence of dolomitization on later dissolution processes

The intensity of dolomitization increase upwardly in bajocian limestones. In the Cénevières quarry, the most dolomitized limestones were localized in the *Dolomies bréchiques du Pech Affamat* member comprising grainstone facies (Fig. 7.6 and 7.12A). The dolomitization were less important in the packstone-grainstone facies of the *Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac* member. It is worth noting that no dolomite crystals are evidenced in the mudstone-wackestone of the *Calcaires oolithiques et graveleux de Larnagol* member (Fig. 7.6 and 7.12A).

The Cenomanian transgressive deposits unconformably onlapping kimmeridgian limestones in the north-eastern Aquitaine Basin (Fig. 7.12B) (Platel, 1987), which imply erosion during the Early Cretaceous. This period may be not related to any dissolution processes. The Campanian to Maastrichtian was a period related to regional regression (Platel, 1987). Therefore, the Jurassic limestones of the Quercy area experienced continental conditions during the Paleocene and the development of thick ferruginous duricrust at the surface (Astruc et al., 2000).



Figure 7.12: (A) spatiotemporal distibution of dolomitization in bajocian limestones. Upscaling and spatiotemporal evolution of porous limestones in a SW-NE Cénevières-Prajoux transect during (A) Tithonian to Hauterivian and (B) Campanian to Maastritchian.

#### 5.3.2. Dissolution and recrystallization processes

Karstification processes play a pivotal role in the evolution of karst landscapes and underlying cave genesis (Ford and Williams, 2007). Karst-related reservoirs are formed by subsurface meteoric waters that are undersaturated with respect to carbonate minerals and containing significant amount of CO<sub>2</sub> (Buhmann and Dreybrodt, 1984). Consequently, limestones are dissolved forming mm-scale vug pores and cavities (Bakalowicz, 2005; Ford and Williams, 2007).

The base level lowering in the Quercy area during the Paleocene resulted to a hydraulic head and the development of sub-surface phreatic karsts (Fig. 7.13A) (Astruc et al., 2000). In the bajocian Formations, dissolution processes are mainly focused on dolomitized granular limestones. During the Paleocene (Danian to Selandian), the dolostone stratabound bodies are preferentially dissolved forming mm-scale vug pores (sample CVE8) and m-scale cavities (sample KCVE5) across the Jurassic series (Fig. 7.13A), suggesting the creation of multi-scale voids (Fig. 7.13A). The Dolomitization commonly lead to the increase of pore spaces (Purser et al., 1994). As a hypothesis, the difference of dissolution processes in limestones may be due to the initial texture of the dolomitized host-rock. Indeed, the stratabound dolostone bodies experienced a subsequent stratiform karstification process creating m-scale cavities (Fig. 7.13A). Conversely, the intensity of dissolution decreases in mud-supported limestones and less dolomitized limestones, which leads to the development of mm-scale vug pores (Fig. 7.13A).

Changes in pore fluids chemistry might have resulted from the interaction of fluids with enclosing limestones (Garvin and Ludvigson, 1993). Therefore, during the Danian to Thanetian, downward meteoric fluids are getting gradually oversaturated with respect to calcite, which may lead to the crystallization of stalagmitic floor calcites (non-luminescent prismatic cements, NLPC) in the former stratiform m-scale cavities in the Cénevières quarry (Fig. 7.13B). In less altered bajocian limestones, mm-scale vug pores are filled by dull to orange microspar to blocky calcites (DOMBC, sample CVE8), while remain intercrystalline pore spaces are filled by dull to orange blocky calcites (DOBC, sample SMA6\_1) (Fig. 7.13B). The karstification acted on the ground surface and a 300-m deep calcite cementation occurred concomitantly during the Danian to Selandian infilling mm-to-m-scale voids (Fig. 7.13B).



Figure 7.13: upscaling and spatiotemporal evolution of dissolution and cementation process in a SW-NE Cénevières-Prajoux transect during (A) early Paleocene and (B) Danian to Selandian.

#### 5.3.3. Dedolomitization and karstification processes

The dolomite cements characterized by rhomb crystals, partially overprints the primary grainstone facies in the Amiel and Saint-Martin-Labouval outcrops. As demonstrated by Nader et al. (2008), pervasively dolomitized rocks show calcitization mainly through dissolution and precipitation processes (two-step process) rather than mole-to-mole replacement of the dolomite by calcite crystals (one-step process). As bajocian limestones suffered widespread dolomitization, we infer that the dissolution of dolomite crystals in the Amiel and Saint-Martin-Labouval outcrops creates mouldic voids during the Selandian to Ypresian times. In the Cénevières quarry, at the same time, stalagmitic floor calcites in m-scale karst cavities are dissolved leading to the creation of mm-scale vug pore spaces (Fig. 7.14A). During this time interval, the surface karstification continues, the downward meteoric fluids were undersaturated with respect to calcite and dolomite and the entire Jurassic sedimentary pile experienced a dissolution process, leading to the creation of mm-scale voids (mm-scale vug pores and mouldic pores) at a 300-m depth (Fig. 7.14A). This period may also relate to dolomite alteration (Fig. 7.14A).

Guo et al. (1996) demonstrated that dedolomites precipitation occurred during uplift and subaerial exposure through the circulation of meteoric water within porous dolostone. The dedolomitization process occurred as a result of the migration of karst-related meteoric water during uplift, as evidenced by Nader et al. (2008) in the Jurassic dolostones of Mount Lebanon. Similarly, many studies on near-surface dedolomites demonstrated the close relationship between dedolomitization and karstification processes (Kenny, 1992; Bischoff et al., 1994; Canaveras et al., 1996; Raines and Dewers, 1997; Sanz-Rubio et al., 2001; Huaguo et al., 2016). In the study area, the dedolomites are dated at  $52.1 \pm 4.6$  Ma (sample SMA6), which is concomitant with an intensive ground surface karstification period in the Quercy area (Astruc, 1988; Capdeville, 1989; Trauth et al., 1985; Gourdon-Platel et Dubreuilh, 1992; Astruc et al., 2008; Platel et Gourdon-Platel, 2012; Husson et al., 2016).

During the Ypresian to Bartonian times, the ground surface karstification in the Quercy area continues (Fig. 7.14B). At that time the chemical conditions change once again, downward meteoric fluids dissolved the Jurassic limestones and carbonate cements (non-luminescent prismatic calcite cements and dolomite crystals) which may provide oversaturation with respect

#### Partie III : diagenèse des carbonates

to calcite resulting to the subsequent infilling of mouldic pores and mm-scale vug spaces (samples KCVE5 and SMA6) (Fig. 7.14B). Therefore, dedolomitization process is mainly localized at the vicinity of karstic network during the telogenesis, as previously demonstrated by Nader et al. (2008), Fu et al. (2008), and Schoenherr et al. (2018). The telogenetic dedolomites precipitated during the exhumation of the platform in the Quercy area, 250 meters below the topographical surface (Fig. 7.14B). The dating of dedolomitization process can therefore temporally frame karst-related periods.

#### 5.3.4. Link between karstic infillings, dissolution and calcite cementation

During the Eocene in the Quercy area, underground phreatic karsts came into broader when opening to the surface (Simon-Coinçon et al., 1992), creating large pipes and canyons, largely connected and forming large-scale karstic network (Fig. 7.13 and 7.14). The period of underground karstic infillings and fossil-bearing clay fillings ranges from the early Eocene to early Miocene (Rémy et al., 1987; Sigé et al., 1991; Legendre et al., 1992; Marandat et al., 1993; Laudet et al., 1997; Maitre et al., 2008; Escarguel et al., 2008; Maitre, 2014). The Prajoux-Mémerlin paleokarst (Fig. 7.1), located 4 km north-eastward from Cénevières quarry and Saint-Martin-Labouval outcrop, appear as 20 to 30 meters deep canyons (Astruc et al., 2000) affecting Callovian limestones (Fig. 7.14C) (geological map of Figeac, Lefavrais-Raymond et al., 1989). In the Prajoux-Mémerlin paleokarst, the water conducted weathered products such as clays and sand filling these canyons, where mammals were trapped, these fossils are dated from the Bartonian to Priabonian (Astruc et al., 2000). Moreover, in the Cuzal paleokarst (Fig. 7.1), located 5 km northward from the Lot valley, the mammal fauna assemblage is dated at 42.69  $\pm$  0.36 Ma (Escarguel et al., 1997). This is consistent with observations in the Cénevières quarry, karstic infillings of clays and sands postdate calcite cements dated at 47.4  $\pm$  1.6 Ma (sample KCVE5).

At the end of the Eocene, the rising of the base level (Astruc et al., 2000, 2008) greatly reduced both karstification and cementation processes and enabled the plugging of the remaining porosity with karstic infillings (Fig. 7.14C). This period of surface and underground deposition of karstic infillings is synchronous with climate change during the Eocene to Oligocene transition (Zachos et al., 2008) and the mammal faunal turnover during the « Grande coupure » event (Legendre et Marandat, 1986; Hartenberger, 1987; Legendre et Hartenberger, 1992; Escarguel et al., 2008).



Figure 7.14: upscaling and spatiotemporal evolution of dissolution and cementation process in a SW-NE Cénevières-Prajoux transect during (A) the Selandian to Ypresian, (B) Ypresian to Bartonian and (C) Bartonian to Priabonian.

The karstic infillings in canyons of Callovian limestones show that the dissolution and recrystallization events during the Paleocene-Eocene period recorded in the Bajocian deposits occurred between 350 and 250 m depth in the Quercy area (Fig. 7.13 and 7.14), considering the Jurassic sedimentary thickness from Cubaynes et al. (1989). Consequently, this study provides significant awareness about the spatial distribution of dissolution and precipitation processes during ground surface karstification period.

#### Conclusion

Bajocian carbonates from the north-eastern Aquitaine basin were investigated based on sample collection from Saint-Martin-Labouval and Amiel outcrops and Cénevières quarry in the Quercy area. A very detailed petrographic investigation coupled with U–Pb geochronology open new perspective on the characterization of the framing of dissolution processes and voids creation in limestones during mesogenesis or telogenesis, which was poorly conducted in diagenetic studies up to now.

The diagenetic events can be framed by calcite cements, which provide a precise timing of crystallization. Taking account uncertainties, the diagenetic transformations are therefore temporally constrained between the lower uncertainty of the calcite dated before and the upper uncertainty of the calcite dated after, in a paragenetic sequence.

The aragonite-to-calcite neomorphism and dolomitization process commonly occur in bajocian limestones during the Tithonian to Hauterivian. The dull microsparitic calcites are randomly distributed inside the coral mould forming a patchy distribution, which result from aragonite-to-calcite neomorphism. The remaining aragonite crystals are subsequently dissolved creating mm-scale vug pores inside mould. The remaining mould porosity is partially filled by dolomite crystals and finally filled by blocky limpid calcites.

The dedolomitization process is dated from the Danian to the Ypresian and corresponds to a two-stage process (dissolution/precipitation) with creation of mouldic pores. A calcite cement infills the intercrystalline spaces (between dolomite crystals) dated at 59.3  $\pm$  2.0 Ma. Calcite cements filling the mouldic pores are dated at 52.1  $\pm$  4.6 Ma. Thus, the minimum

duration of the dedolomitization process is 1 Ma and its maximum duration is 13 Ma. Dedolomitization processes are commonly associated with karstification processes during telogenesis.

The dissolution of limestones and calcite cements provide enough CaCO<sub>3</sub> for calcite precipitation right after dissolution. Therefore, multiple dissolution and recrystallization process occurred rather than a single dissolution-precipitation process. The cementation is coeval with dissolution process during ground surface karstification period and can occur between 350 and 250 m depth forming mm-scale vug pores and large-scale cavities. This study points out that, the calcite-mineralizing fluids are related to dissolution processes and karstification during telogenesis in the Quercy area. The calcite cementation stops coevally with karstic infillings and can be related to the rising of base level.

Partie IV : discussion générale et conclusion

Chapitre 8

## **Partie IV**

### Discussion générale et conclusion

Partie IV : discussion générale et conclusion

Chapitre 8

# **Chapitre 8**

Discussion générale

Partie IV : discussion générale et conclusion

La répartition des propriétés réservoirs actuelles des calcaires dépend des environnements de dépôt et des transformations diagénétiques qui ont affectées les roches pendant plusieurs dizaines de millions d'années après leurs dépôts. Afin de mieux comprendre l'évolution de la porosité, depuis l'échelle de la lame mince jusqu'à l'échelle des réseaux karstiques, il est nécessaire de reconstituer avec précision la chronologie des événements diagénétiques et notamment l'influence des processus de dolomitisation et de recristallisation sur la distribution des porosités actuelles. Cette partie présente une reconstruction de l'histoire paléohydrologique permettant d'appréhender les principales étapes de porogenèse et de poronécrose au cours de l'histoire diagénétique des calcaires du système carbonaté Aalénien-Oxfordien du Bassin Nord-Aquitain. Une approche multiméthodes a été employée afin de confronter les données sédimentologiques, diagénétiques, géochimiques et géochronologiques. Une description détaillée de 75 affleurements de terrain, une étude des microfaciès, une caractérisation des processus diagénétiques en cathodoluminescence et par coloration à l'alizarine et au ferricyanure de potassium ont été menées. Ces observations ont été couplées avec une analyse géochimique sur lames minces des isotopes stables ( $\delta^{18}$ O et  $\delta^{13}$ C), des éléments des terres rares, des éléments traces et mineurs/majeurs par spectrométrie de masse, des éléments majeurs par microsonde ionique, la thermométrie isotopique ( $\Delta_{47}$ ), la datation U-Pb et une modélisation de l'enfouissement avec le logiciel Petromod 1D. L'utilisation de l'ensemble de ces méthodes est nécessaire pour comprendre le rôle couplé de la sédimentologie et de la diagenèse sur la porosité matricielle finale et la formation des cavités karstiques. Ainsi, il est possible de déterminer les paramètres qui contrôlent l'évolution multiéchelle d'un réservoir (environnements de dépôts, dissolution, cimentation). L'objectif de cette partie est de relier (1) les faciès sédimentaires, (2) la porosité matricielle (micro et macroporosité), (3) la karstification et (4) la cimentation dans les différents types de pore. Les questions suivantes se posent notamment : (1) est-ce que la karstification est dépendante ou indépendante des faciès sédimentaires ? (2) Est-ce qu'on cimente tous les types de pores en même temps (matriciel et karst)? (3) Quand on dissout quelque part, est-ce qu'on cimente ailleurs et où ? (4) Est-ce qu'on dissout en même temps à l'échelle de la lame mince et du conduit karstique ou est-ce des phénomènes différents ?

## 1. Lien entre faciès sédimentaires, chronologie des événements diagénétiques, porosité matricielle et distribution des karsts

Les calcaires du Jurassique moyen et supérieur de la bordure nord-est du Bassin Aquitain ont été affectés par des processus de karstification (Simon-Coinçon, 1997 ; Astruc et al., 2008 ; Husson et al., 2016) et fortement recristallisés au cours des temps géologiques (Poitevin, 1979 ; Boichard et Drullion, 1982 ; Bouilhac, 1987 ; Kafa, 1988). Cependant, toutes les formations sédimentaires du Quercy et du Périgord n'ont pas subi les mêmes transformations diagénétiques au cours de leur histoire. À partir de cette étude multiméthodes, l'évolution des circulations de fluides à l'origine des phases de dissolution et de cimentation des différentes formations sédimentaires a été retracée. Les processus de dissolution et karstification entraînent la création de cavités de dissolution (pores vacuolaires) centimétriques à métriques (Fig. 8.1A-D et 8.2A-B) et millimétriques (Fig. 8.2C-E), des pores moldiques millimétriques (Fig. 8.3A-D) et de la porosité intragranulaire et intercristalline à l'échelle millimétrique (Fig. 8.3E-F).



Figure 8.1 : (A) à (D) planche photographique de cavités de dissolution (pores vacuolaires) de l'échelle centimétrique à métrique (A, C et D) de la carrière de Cénevières et du (B) Pech Affamat.



Figure 8.2 : (A) photographie à l'affleurement de pores vacuolaires centimétriques, Bathonien, carrière Les Brandes. (B) et (C) Scans de lames minces montrant la porosité vacuolaire millimétrique et la microporosité, Bathonien, carrière les Brandes. (D) et (E) microphotographies de pores vacuolaires millimétriques de la coupe sédimentaire de Penne et de la carrière de Cénevières. La porosité est mise en évidence par la résine époxy (coloration bleue).



Figure 8.3 : (A) photographie à l'affleurement d'une cavité de dissolution (pore vacuolaire) à l'échelle centimétrique. (B) et (C) Illustration de pores moldiques issus de la dissolution d'oolithes, Amiel. (D) Microphotographie de porosité moldique dans un bioclaste, Amiel. (E) et (F) Scan de lame mince et microphotographie de la porosité intercristalline entre les cristaux de dolomites, Amiel. La porosité est mise en évidence par la résine époxy (coloration bleue).

## **1.1. Formations sédimentaires des Causses du Quercy central et sud (Causses de Gramat, Saint-Chels et Limogne) et de la Grésigne**

Les faciès granulaires de l'Oxfordien (grainstones riches en oncolithes, oolithes, foraminifères et coraux, faciès F3b, F3c et F3d) de la Formation de Saint-Géry n'enregistrent que trois événements diagénétiques majeurs : (1) une cristallisation de ciments éogénétiques en aragonite ou calcite magnésienne autour des grains permettant la lithification de ces calcaires, (2) une phase de dissolution affectant les grains micritiques (calcite nonmagnésienne), (3) une précipitation de calcites non-magnésiennes (« dull to orange drusy calcites », DODC) qui comblent tout l'espace intergranulaire réduisant significativement la porosité et la perméabilité. Les âges U-Pb montrent que cette dernière cimentation se produit plusieurs millions d'années après le dépôt (Fig. 8.4). Ainsi la porosité primaire de ces calcaires a pu être partiellement préservée pendant 54 Ma en Grésigne (échantillon COM1 daté à 93.2  $\pm$  11.0 Ma) et 100 Ma en Quercy (échantillons CSJ7 daté à 52.8  $\pm$  2.6 Ma), avant l'occlusion totale de l'espace intergranulaire. Cependant, ces calcaires présentent une forte porosité fissurale caractérisée par des fractures verticales, probablement en lien avec l'orogenèse pyrénéenne, et postérieure à la cimentation intergranulaire. Cette phase de fracturation au cours de la télogenèse permet une circulation préférentielle des fluides météoriques à travers des dépôts à faible perméabilité et peut-être à l'origine du développement de karsts. De grandes cavités karstiques se sont formées dans les calcaires oxfordiens de la Formation de Saint-Géry, notamment dans la localité de Saint-Cirq-Lapopie avec soutirage de sédiments argileux dans les karsts (Fig. 8.4), probablement au cours des remplissages karstiques et fossilifères de l'Éocène inférieur à Miocène inférieur (Solé et al., 2021).



Figure 8.4 : chronologie des événements diagénétiques pour chacune des Formations sédimentaires d'âge Aalénien-Oxfordien des Causses du Quercy et évolution de la porosité matricielle et karstique.

Les calcaires de la Formation de Rocamadour sont très majoritairement composés de calcaires micritiques, en bancs métriques et massifs, de texture *mudstone-wackestone,* à bivalves, gastéropodes, foraminifères et péloïdes (faciès F5b, F5c, F5d) (Fabre, 1971 ; Pélissié, 1982 ; Cubaynes et al., 1989). Ces calcaires n'ont été que très peu affectés par les transformations diagénétiques (échantillons CBT1), seuls quelques rares processus de néomorphisme d'aragonite en calcites non-magnésiennes affectent les foraminifères (trocholines). À l'échelle de la lame mince, cette formation présente une faible porosité matricielle (vacuolaire, moldique ou intergranulaire) (échantillon CBT1) et sur le terrain peu d'indices de dissolution et karstification sur les coupes étudiées ont été observés (Fig. 8.4).

Les calcaires de la Formation de Cajarc correspondent à des *mudstones* bioclastiques et azoïques et des alternances marno-calcaires riches en brachiopodes (faciès F4a, F4b, F5b, F5c et F5d) (Pélissié, 1982 ; Cubaynes et al., 1989). Des faciès de *grainstones* à oolithes, péloïdes et intraclastes (faciès F3c et F3d), sont plus rarement présents au sein de cette formation. Les calcaires *mudstones* (faciès F5d) de cette formation présentent peu de transformations diagénétiques, les alternances marno-calcaires du membre des Calcaires et marnes de la Bouye peuvent être une barrière pour les circulations de fluides. La datation U-Pb sur les ciments de calcite de remplissage de pores moldiques (« dull to orange blocky calcites », DOBC) des quelques niveaux à grainstones oolithique et packstones à bioclastes (échantillon SML3) montrent des âges du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (143.7 ± 6.1 Ma). La précipitation de calcite dans les pores moldiques des bioclastes et le comblement des espaces intragranulaires rapidement après le dépôt au cours de l'enfouissement entraînent une réduction significative de la porosité moldique. Cette cimentation, intervenue relativement tôt dans l'histoire diagénétique de ces calcaires, est donc peu favorable aux processus postérieurs de dissolution et de création de micro et macroporosité (vacuolaire ou moldique). Par ailleurs, la porosité matricielle de ces formations est faible et nous n'avons observé que peu de processus de dissolution dans les coupes sédimentaires étudiées (Fig. 8.4).

Les calcaires de la Formation d'Autoire sont composés majoritairement de *grainstones* à oolithes, péloïdes et bioclastes présentant des stratifications entrecroisées (faciès F3b, F3c, F3d et F3e) (Pélissié, 1982 ; Cubaynes et al., 1989 ; Lézin et al., 2007). Des faciès de *mudstones* 

à bivalves et gastéropodes de lagon et de *packstones* à péloïdes sont également présents (faciès F5e). La porosité intergranulaire des faciès granulaires implique une forte perméabilité (Fig. 8.1). En Quercy, les calcaires oolithiques (F3c) sont davantage affectés par un processus de dolomitisation que les formations sédimentaires sus-jacentes. Les cristaux de dolomites (« pink luminescence euhedral dolomites », PLED) sont encadrés par des ciments de calcite non-magnésienne (1,14 mol% MgCO<sub>3</sub>, échantillon AML15) datés entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (échantillons AUT6 et AML5), plus précisément entre le Bathonien et l'Hauterivien. Les *mudstones* à bivalves et gastéropodes ne sont pas ou très peu dolomitisés, les micrograinstones à péloïdes sont partiellement dolomitisés (échantillon CVE8), tandis que les grainstones à oolithes sont très fortement dolomitisés (échantillons PNN10, Fig. 8.1). Ainsi, plus la porosité primaire est importante, plus les perméabilités sont fortes et plus l'intensité de la dolomitisation s'accentue. À titre d'exemple, le membre des Dolomies brèchiques du Pech Affamat de la Formation d'Autoire forme des corps dolomitiques stratiformes (Boichard et Drullion, 1982 ; Pélissié, 1982) favorables aux circulations postérieures de fluides. Ce membre enregistre une histoire diagénétique très complexe, incluant une multitude de processus diagénétiques (Boichard et Drullion, 1982). Les calcaires oolithiques dolomitisés du Bajocien présentent de très nombreuses occurrences de pores vacuolaires et moldiques de l'échelle millimétrique à métrique. Les processus de dissolution provoquent le développement de cavités karstiques stratiformes à l'échelle métrique (Fig. 8.1A-D), la formation de pores vacuolaires millimétriques à centimétriques et de pores moldiques (dissolution d'oolithes et de cristaux de dolomites) (Fig. 8.2A-E et 8.3A-D). Les calcites non-magnésiennes de remplissage de pores vacuolaires datées de la période Paléocène-Éocène (0,53 mol% MgCO<sub>3</sub>, échantillon PNN10 daté à 47.5 ± 1.6 Ma), qui précipitent dans la porosité matricielle montrent des caractéristiques pétrographiques qui diffèrent (calcites microsparitiques, granulaires, drusiques et de blocage qui remplissent des fractures, des vacuoles de dissolution et de la porosité intergranulaire/intercristalline). Ces cimentations sont synchrones avec les périodes d'altération et de karstification avérées sur le Quercy (Astruc, 1988 ; Astruc et al., 2000, 2008 ; Husson et al., 2016). Cependant, toutes ces phases de cimentation ne comblent pas l'ensemble des vacuoles de dissolution, ainsi une forte porosité matricielle est préservée, permettant le développement d'un système karstique (Fig. 8.1A-D et 8.4).

La préservation de la porosité intergranulaire primaire des faciès oolithiques et la dolomitisation sont les deux principaux facteurs du développement de porosité matricielle (pores vacuolaires et moldiques millimétrique à centimétrique) qui vont contrôler le développement de réseaux karstiques et les propriétés réservoirs (Fig. 8.5). Les calcaires présentant le plus grand nombre de phases de cimentation sont les plus poreux (matricielle et karst) démontrant le fort lien entre cimentation et dissolution. Les calcaires granulaires de la Formation de Saint-Géry ne sont pas dolomitisés et enregistrent moins de transformations diagénétiques (dissolution et cimentation). L'absence de processus de dolomitisation engendre une moindre présence de pores vacuolaires et moldiques. De plus, les faibles porosités et perméabilités des faciès *mudstones* à *wackestones* de lagon des Formations de Cajarc et Rocamadour présentent peu d'évidences de dissolution et de pores vacuolaires à l'échelle de la lame mince (Fig. 8.5). Les processus de dissolution/karstification s'expriment différemment en fonction des faciès sédimentaires et des processus de cimentation.

## **1.2. Formations sédimentaires du Périgord et du Nord du Quercy (Causses de Cubjac et Martel)**

Les Formations des Calcaires de Laurière et les Calcaires à trocholines sont caractérisés par des *grainstones* à oolithes, oncolithes et bioclastes (Faugeras, 1988). La Formation des Calcaires blancs à rhynchonelles de Savignac est constituée de *grainstones* à péloïdes, lithoclastes et bioclastes (faciès F3b, F3c et F3d) ainsi que de *wackestones-packstones* à oncolithes et péloïdes (faciès F5b et F6a) (Faugeras, 1988). Ces formations et les dépôts oxfordiens du Causse de Martel possèdent une microporosité se développant dans les grains (intragranulaire) des *grainstones* et la micrite des faciès de *mudstones* (Poitevin, 1979; Boichard et Drullion, 1982). Cette microporosité n'est pas originelle mais acquise lors de noter que cette microporosité dans les calcaires bathoniens se développe uniquement dans le nord du Quercy et en Périgord (Poitevin, 1979; Boichard et Drullion, 1982).

						Diagenèse					
aisseur (m) I	Age	Formations	Lithologie	Env. de dépôt	Porosité primaire	Dolomitisation	Dissolution	Dédolomitisation	Cimentation	Porosité matricielle	Réservoirs identifiés (Astruc et al., 1998)
Ep		rs				i	i	i. I	l		Faible perméabilité
400	OXFORDIEN	Saint-Géry Ve								Microporosité + porosité vacuolaire (mm) et fissurale	Karsts et porosité matricielle
300	CALLOV.	Rocamadour								sité olaire )	Karsts
	N							1		oro	
200	BATHONIE	Cajarc								Très faible p matricielle (v et moldi	Faible perméabilité Rares karsts étagés
	N										
100	BAJOCII	Autoire								Forte porosité vacuolaire et moldique (mm à m)	Karsts et porosité matricielle
	Toar	cion									Faible
	ioar	cien					-	1			perméabilité
F	requer	ice :	Abs	sent –		— Faib	le		— In	termédiaire	Forte
			Continental		Shoreface Upper offshore						

Figure 8.5 : porosité matricielle des différentes Formations sédimentaires du Quercy et du Périgord. Les zones à forte porosité matricielle (vacuolaire, moldique, intergranulaire et intercristalline) se localisent dans les séries granulaires, tandis que les Formations à faible perméabilité sont localisées au niveau de calcaires micritiques. Les cavités karstiques sont replacées sur ce log synthétique à partir des travaux d'Astruc et al. (1998).

Les séries carbonatées microporeuses subissent une dissolution permettant le développement de pores vacuolaires millimétriques à centimétriques, par la suite partiellement comblés au cours du Miocène par des calcites non-magnésiennes (0,75 mol% MgCO<sub>3</sub>, échantillon BRA12) (« *non luminescent to yellow granular to blocky calcites* », NLYGBC) datées à 14.3 ± 1.6 Ma (Fig. 8.6). De nombreux processus de dissolution sont observables dans ces formations permettant la création de nombreux pores vacuolaires millimétriques à centimétriques à l'échelle de la lame mince. Par ailleurs, des occurrences de karst sont observables dans les calcaires microporeux de la carrière Les Brandes en Périgord.

Les Formations des Calcaires et marnes d'Ajat, des Calcaires à oolithes et oncolithes du Seytier, des Calcaires à oncolithes et stromatolithes de Beauzens et le sommet de la Formation des Calcaires oolithiques de Lastours montrent des faciès sédimentaires hétérogènes, incluant des packstones-grainstones à oolithes et péloïdes à passées bioclastiques (faciès F5a et F3c), et des mudstones à packstones bioclastiques (faciès F5d et F5e) où s'intercalent parfois de rares niveaux de grainstones à oolithes et polypiers (Faugeras, 1988). Les calcites nonmagnésiennes (1,7 mol% et 1,2 mol% MgCO<sub>3</sub>) des échantillons RZR19 et CO6 (« dull to orange blocky calcites », DOBC) qui remplissent les pores moldiques millimétriques et les espaces intergranulaires sont datés à 149.5  $\pm$  4.6 Ma et 142.1  $\pm$  4.5 Ma, c'est-à-dire du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur. Les calcites non-magnésiennes (0,3 mol% MgCO<sub>3</sub>) de l'échantillon LCB1 (« dull granular to blocky calcites », DGBC) comblent partiellement la porosité intergranulaire des faciès oolithiques au Crétacé inférieur (115.3 ± 4.0 Ma). L'occlusion totale ou partielle de la porosité des calcaires de ces formations (Fig. 8.6) ne favorise pas les processus de dissolution et la création de pores vacuolaires ou moldiques millimétriques. Contrairement aux formations sus-jacentes, ces calcaires présentent généralement une plus faible porosité et une absence de microporosité (Faugeras, 1988).

La base de la Formation des Calcaires oolithiques de Lastours présente majoritairement des calcaires oolithiques (facies F3c) (Faugeras, 1988). La porosité primaire de ces faciès est favorable à la circulation de fluides dolomitisants, probablement à la même période qu'en Quercy, c'est-à-dire entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Les calcaires de cette formation enregistrent de nombreuses phases de dissolution, dédolomitisation et recristallisation (Fig. 8.6). Les processus de dissolution sont fréquents permettant le développement de pores vacuolaires et moldiques millimétriques à centimétriques comblés par des calcites (« *non luminescent to yellow granular to blocky calcites* », NLYGBC).



Figure 8.6 : chronologie des événements diagénétiques pour chacune des Formations sédimentaire d'âge aalénien à oxfordien du Périgord et évolution des porosités matricielle et karstique.
### 2. Spatialisation des processus de dissolution-cimentation à plusieurs échelles et évolution de la porosité matricielle et karstique des calcaires bajociens et oxfordiens en Quercy et Périgord

D'après la caractérisation des transformations diagénétiques par formations sédimentaires et par zones géographiques, les dépôts bajociens et oxfordiens semblent être les deux principaux réservoirs à l'échelle matricielle, fissurale et karstique. Une multitude de transformations diagénétiques influencent l'évolution de la porosité, depuis l'échelle matricielle jusqu'à l'échelle karstique, au sein de ces réservoirs.

#### 2.1. Une dolomitisation différentielle des réservoirs bajociens et oxfordiens

Les dépôts bajociens et oxfordiens sont principalement composés de faciès sédimentaires à porosité primaire importante : des *grainstones* bioclastiques (facies F3b), *grainstones* à oolithes (facies F3c) et *grainstones* à péloïdes (facies F3d) d'environnement de *shoreface*.

Les données géochimiques montrent que les ciments de dolomite sont issus de fluides de bassin, les fluides parents montrent des valeurs de 2.5 ‰<sub>V-SMOW</sub> et une température de cristallisation de 89 ± 6 °C. Par conséquent, l'enrichissement du  $\delta^{18}O_{water}$  résulte d'une interaction importante avec des phases minérales. Cet enrichissement est causé soit par une interaction des fluides avec les séries évaporitiques triasiques ou liasiques sous-jacentes (BRGM et al., 1974 ; Magelink-Assenat, 1983 ; Cubaynes et al., 1989), soit par la dissolution de carbonates ou encore par l'interaction avec des minéraux feldspathiques du socle. Les saumures de bassin sont donc expulsées ensuite vers le haut. Ces cristaux de dolomites « *pink luminescence euhedral dolomites* » et « *pink luminescence non-planar dolomites* », PLED et PLNPD) sont encadrés par des ciments de calcite datés entre l'Oxfordien/Tithonien (153.5 ± 6.2 Ma, échantillon AUT6) et l'Hauterivien (139.0 ± 6.7 Ma, échantillon AML5) dans le Quercy. La dolomitisation est très marquée dans les dépôts du Bajocien, tandis que les calcaires oxfordiens présentent une absence ou une très faible occurrence de cristaux de dolomite (Fig. 8.7). Les Formations sédimentaires de Cajarc et de Rocamadour (Bathonien à Callovien) étant constituées de *mudstones* et de *packstones* à faible porosité/perméabilité ont pu jouer le rôle de barrière pour les circulations de fluides, sûrement à l'origine de la divergence des histoires diagénétiques enregistrées dans ces deux réservoirs (Fig. 8.7).



*Figure 8.7 : processus de dolomitisation dans le réservoirs bajocien et absence de cristaux de dolomite dans les calcaites oxfordiens.* 

### 2.2. Le Crétacé inférieur : période de développement de la microporosité ?

Au cours du Crétacé inférieur, les séries jurassiques de la bordure nord-est du Bassin Aquitain sont affectées par une émersion régionale (Simon-Coinçon et al., 1997 ; Husson et al., 2015, 2016) érodant une partie de la couverture sédimentaire (Thiry et al., 2006 ; Dandurand, 2011 ; Dandurand et al., 2014). Le Crétacé supérieur marque le retour des conditions marines en Quercy et Périgord (Platel, 1987). Cependant, au Crétacé inférieur dans le Quercy et le Périgord, aucune cavité karstique n'est fossilisée par des sédiments marins du Crétacé supérieur (Astruc et al., 2008), ni même comblées par des ciments de remplissage de pores vacuolaires. L'érosion de 200 m de calcaires (Astruc, 1988 ; Simon-Coinçon, 1990 ; Astruc et Simon-Coinçon, 1992) est peut-être à l'origine de l'effacement des indices de karstification (Husson et al., 2016).

Le modèle de développement de la microporosité dans les systèmes carbonatés a été couramment décrit dans la littérature et met en évidence le phénomène de stabilisation minéralogique de la micrite (Volery et al., 2009, 2010 ; Deville de Periere et al., 2011 ; Léonide et al., 2014 ; Carpentier et al., 2015 ; Godeau et al., 2018). La formation de microporosité dans les séries carbonatées est conditionnée par une circulation de fluides météoriques dans les espaces intergranulaires préservés des faciès granulaires (Léonide et al., 2014). La dissolution-

recristallisation des cristaux de micrite d'une minéralogie initiale, instable, en aragonite ou calcite magnésienne permet une recristallisation de la micrite vers une minéralogie de type calcitique non-magnésienne. Cette cimentation est stable et forme des cristaux subhédraux à euhédraux, sous faible enfouissement. Ce processus favorise le développement de micropores inférieurs à 10 µm. À *contrario*, si cette stabilisation se produit sous un enfouissement conséquent (>1000 m) au cours de la mésogenèse, la porosité résiduelle sera faible (Volery et al., 2009, 2010 ; Deville de Periere et al., 2011).

Les faciès oxfordiens du Quercy et les calcaires bathoniens à oxfordiens du Périgord présentent des faciès granulaires : *grainstones* à bioclastes, oncoïdes et oolithes (facies F3b et F3c) (Pélissié, 1982 ; Faugeras, 1988), dont les espaces intergranulaires primaires sont préservés. Les calcaires oxfordiens présentent globalement une forte microporosité intragranulaire, mise en évidence par la résine époxy (coloration bleue des lames minces) (Fig. 8.8). Dans l'échantillon FAG7, une fracture recoupe les faciès micritiques microporeux, l'arrivée de fluides météoriques via les fractures peut favoriser la dissolution-recristallisation de la micrite et le développement de la microporosité, probablement au cours de la compression pyrénéenne du Crétacé supérieur à l'Éocène. Cependant, dans l'échantillon CSJ7, les calcites drusiques (« *dull to orange drusy calcites*, DODC) qui comblent l'espace intergranulaire sont datées à l'Éocène (52.8  $\pm$  2.6 Ma) et sont postérieures à la création de microporosité intragranulaire. De plus, l'échantillon COM1 montre une microporosité intragranulaire, dont l'espace intergranulaire est comblé par des calcites drusiques (« *dull to orange drusy calcites*, DODC) d'âge crétacé supérieur (93.2  $\pm$  11.0 Ma) (Fig. 8.8).

Ces critères pétrographiques et géochronologiques permettent d'émettre l'hypothèse que le développement de la microporosité intragranulaire (peloïdes, oncoïdes, bioclastes) et de la micrite des faciès *mudstones* dans les calcaires oxfordiens sont probablement en lien avec l'émersion de la plateforme nord-aquitaine au Crétacé inférieur dans le secteur d'étude, lorsque les calcaires sont exhumés à moins de 500 m de profondeur. Le développement de la microporosité dans les séries oxfordiennes du Quercy indique un faible enfouissement et par conséquent une épaisseur des calcaires du Kimméridgien-Tithonien inférieur à 500 m. L'infiltration des eaux météoriques sous saturée vis-à-vis de la calcite dans les aquifères

oxfordiens est le facteur principal pour générer de la microporosité dans les calcaires au cours de l'exhumation au Crétacé inférieur, comme décrit dans les calcaires de l'Oxfordien dans l'Est du Bassin de Paris par Carpentier et al. (2015). Les eaux météoriques sont responsables de la formation d'un grand volume de calcaires microporeux sur plus de 150 km du nord au sud sur la bordure nord-est du Bassin Aquitain (Fig. 8.8). Par ailleurs, le développement de la microporosité des calcaires urgoniens en Provence est relié à l'émersion de la plateforme carbonatée au cours de la formation de l'isthme Durancien au Crétacé inférieur (Léonide et al., 2014 ; Godeau et al., 2018). Ces eaux météoriques sont à l'origine de la stabilisation de la micrite des calcaires bathoniens à oxfordiens, plutôt que de processus de dissolution et de création de pores vacuolaires, ainsi que de la cimentation de la porosité matricielle. La période du Crétacé inférieur est probablement peu propice aux processus de karstification et de dissolution des réservoirs carbonatés profonds. Ces séries carbonatées microporeuses sont soumises à des processus de dissolution à l'origine de la création de pores vacuolaires millimétriques (Fig. 8.8).



*Figure 8.8 : développement de la microporosité intragranulaire et microporosité de la micrite des calcaires oxfordiens de la bordure nord-est du Bassin Aquitain.* 

### **2.3. Karstification et cimentation des séries jurassiques dans le sud du Quercy au Crétacé supérieur et hypothèse sur l'initiation des karsts à phosphorites**

Du Cénomanien au Maastrichtien, une transgression marine recouvre les Charentes, le Périgord et le nord du Quercy (Platel, 1987 ; Moreau et al., 1995). Les données géochimiques et géochronologiques issues de cette étude montrent que dans le sud Quercy (Grésigne) des calcites sont datées du Crétacé supérieur (échantillon BRG10 et BRG12). L'échantillon BRG10 montre trois surcroissances de calcites (*« banded blocky calcites »*, BBC) remplissant une fracture datée respectivement à 82.1 ± 2.6 Ma, 80.2 ± 2.8 Ma et 77.1 ± 2.6 Ma. Les calcites de l'échantillon BRG12 cimentent à la fois une fracture (*« dull to orange drusy calcites »*, DODC) et des pores vacuolaires millimétriques (*« dull to orange blocky calcites »*, DOBC) datés respectivement à 74.9 ± 6.7 Ma et 81.3 ± 3.1 Ma. Les calcites de remplissage de fractures indiquent une valeur moyenne  $\delta^{18}O_{carb}$  de  $-8.9 \, {}_{Ov.PDB}$ , une température  $\Delta_{47}$  de 50 ± 1 °C et une valeur  $\delta^{18}O_{v-SMOW}$  de  $-3.3 \, {}_{Ov.SMOW}$ . Les compositions isotopiques en  $\delta^{18}O_{water}$  des fluides parents à partir desquels ces calcites ont précipité indiquent une origine météorique. Cette phase de fracturation permet la circulation verticale des fluides météoriques dans les roches carbonatées à faible porosité et perméabilité (Bathonien-Callovien) (Fig. 8.9).



Figure 8.9 : hypothèse des circulations de fluides météoriques dans le sud su secteur d'étude. La karstification de surface pourrait être responsable de la cimentation en profondeur des calcites (échantillon BRG10 et BRG12).

Il est probable que les dépôts transgressifs du Crétacé supérieur n'atteignent pas le sud du Quercy ou qu'une faible épaisseur sédimentaire recouvre en discordance les séries jurassiques. Au Crétacé supérieur, les calcaires du Kimméridgien pourraient être alors continuellement soumis à un processus d'érosion et de karstification de surface (Fig. 8.9). Les fluides météoriques ont pu être progressivement sursaturés vis-à-vis de la calcite en profondeur et cimenter les fractures et les pores vacuolaires millimétriques (échantillon BRG12). Ainsi, les ciments de calcite qui précipitent en profondeur, dans les calcaires du Bathonien, se situent à l'aplomb des processus de karstification de la série kimméridgienne en surface (Fig. 8.9). Les processus de dissolution et la création de pores vacuolaires millimétriques pourrait initier le développement de cavités karstiques au sud du secteur d'étude. Cette hypothèse pourrait expliquer pourquoi l'ensemble des phosphatières du Quercy se situent au sud des vallées du Lot et du Célé.

### **2.4. Initiation des processus de karstification et développement des premières cavités karstiques du Danien au Thanétien (Paléocène)**

Le Paléocène constitue également une période très favorable au processus de karstification en lien avec l'altération de surface. À cette période, un climat chaud et humide (Zachos et al., 1993; Simon-Coincon et al., 1997) favorise les processus d'altération des dépôts marins du Crétacé supérieur (Trauth et al., 1985; Capdeville, 1989; Gourdon-Platel et Dubreuilh, 1992 ; Platel et Gourdon-Platel, 2012). La chute du niveau de base dans la région du Quercy au cours du Paléocène permet la mise en place d'un gradient hydraulique et le développement de réseaux karstiques de subsurface (Astruc et al., 2000). Dans les calcaires bajociens de la carrière de Cénevières, l'initiation des processus de dissolution se met en place préférentiellement le long des joints stratigraphiques, des stylolithes, des structures sédimentaires et des niveaux bioturbés pour former des pores vacuolaires millimétriques à métriques (Fig. 8.1A-D). Les zones les plus dolomitisées (les plus poreuses) semblent être davantage affectées par la dissolution et entraînent la création de cavités karstiques à l'échelle métrique (échantillon KCVE5), notamment dans le membre des Dolomies bréchiques du Pech Affamat. La dissolution est moins marquée dans les *micrograinstones* et *packstones* faiblement dolomitisés et entraîne la formation de pores vacuolaires millimétriques (échantillon CVE8). Par conséquent, la dissolution se localise principalement dans les niveaux granulaires fortement dolomitisés des calcaires du Bajocien. À cette période, l'espace poral des calcaires dolomitisés est préservé (échantillon SMA6) car les calcites qui comblent l'espace intercristallin sont datées du Paléocène (59.3 ± 2.0 Ma) (Fig. 8.10). En Grésigne, la dissolution se localise principalement dans les calcaires dolomitisés du Bajocien avec la création de pores centimétriques (échantillon PNN8).

Les calcites de blocage datées du Paléocène (CVE8, PNN8, KSMA23 et KCVE5) en Quercy et Grésigne par la méthode U–Pb, tapissent les parois des cavités de dissolution (de l'échelle millimétrique à métrique) pour former des géodes (Fig. 8.10). Les premières cavités de dissolution se sont donc formées antérieurement au processus de cimentation calcitique, probablement au cours du Paléocène.

Les calcites (« *dull to orange microspar to blocky calcites* », DOMBC) qui remplissent les pores vacuolaires millimétriques sont datées à  $62.4 \pm 2.4$  Ma (échantillon CVE8). Ces calcites cristallisent à 58 °C et les fluides parents montrent une interaction eau-roche de 1 ‰<sub>V-SMOW</sub>, indiquant une cristallisation à partir de saumures de bassin. À la même période, les pores vacuolaires centimétriques sont comblés par des scalénoèdres (« *dull scalenohedral calcites* », DSC) daté à  $64.2 \pm 5.7$  Ma (échantillon PNN8). Les calcites de paléokarst (« *dull to orange blocky calcites* », DOBC) précipitent dans des cavités centimétriques à décimétriques daté à  $57.0 \pm 2.3$  Ma (échantillon KSMA23). De plus, les calcites de planchers stalagmitiques (« *nonluminescent prismatic calcites* », NLPC) précipitent probablement à cette période dans des cavités karstiques stratiformes d'échelle métrique (ces ciments sont antérieurs à des calcites datées de l'Éocène inférieur, échantillon KCVE5). La porosité intercristalline est comblée par des calcites (« *dull to orange blocky calcites* », DOBC) datées à  $59.3 \pm 2.0$  Ma (échantillon SMA6) (Fig. 8.10).



Figure 8.10 : relation entre karstification de surface et processus de cimentation dans les calcaires du Bajocien.

Au cours du Paléocène, les pores vacuolaires millimétriques à métriques et la porosité intercristalline des calcaires du Bajocien sont partiellement comblées (Fig. 8.10). Par ailleurs, dans le Quercy, aucun remplissage karstique n'est daté du Paléocène (Rémy et al., 1987 ; Legendre et al., 1992 ; Marandat et al., 1993 ; Escarguel et al., 2008 ; Maitre et al., 2014 ; Solé et al., 2021), ce qui peut probablement marquer une déconnexion des réseaux karstiques et des cavités de dissolution avec la surface. Par conséquent, les fluides de bassin sont probablement à l'origine de la précipitation des calcites dans les cavités de dissolution d'échelle millimétrique à métrique.

### **2.5. Spatialisation des processus dissolution et cimentation en lien avec les périodes de karstification et de remplissages karstiques des phosphatières à l'Éocène**

Au cours du Paléocène à l'Éocène inférieur (Thanétien à Ypresien), l'intense altération et karstification des séries jurassiques se poursuit sur la bordure nord-est du Bassin Aquitain (Astruc et al., 2000 ; Husson et al., 2016). La dissolution des cristaux de dolomite provoque la création de pores moldiques millimétriques (échantillon SMA6) (Fig. 8.11). Cette dissolution est postérieure à la précipitation de calcites datées du Paléocène (59.3 ± 2.0 Ma). Dans la carrière

de Cénevières, les calcites du plancher stalagmitique (« *non luminescent prismatic calcites* », NLPC) subissent un processus de dissolution, entraînant la création de pores vacuolaires millimétriques dans les cristaux de calcite du plancher stalagmitique (échantillon KCVE5) (Fig. 8.11). Les fluides météoriques descendants sont probablement sous-saturés vis-à-vis de la calcite et l'ensemble de la pile sédimentaire jurassique subit un processus de dissolution, conduisant à la création de pores vacuolaires millimétriques dans les calcaires du Bajocien (échantillon KCVE5).

Au cours de la période Yprésien à Bartonien (Éocène inférieur à moyen), la karstification dans la région du Quercy continue (Astruc et al., 2000). Dans les calcaires du Bajocien, les calcites de blocage (« dull to orange blocky calcites », DOBC) de l'échantillon PNN8 comblent des pores vacuolaires centimétriques datées respectivement à 49.7 ± 2.4 Ma (Fig. 8.11). Ces calcites montrent une valeur moyenne en  $\delta^{18}O_{water}$  de  $-3.9 \ \text{$\%_{V-SMOW}$}$ , ce qui indique une origine météorique des fluides. Par conséquent, les fluides s'infiltrent et dissolvent les calcaires jurassigues et les ciments carbonatés provoquant une sursaturation des fluides vis-à-vis de la calcite. Ces fluides vont alors remplir des pores moldiques et des pores vacuolaires millimétriques et centimétriques en profondeur (échantillon PNN8). Parallèlement, des ciments de calcite (« orange scalenohedral calcites », OGC) précipitent dans les pores moldiques et sont datés à 52.1 ± 4.6 Ma (Fig. 8.11). Cependant, une faible proportion des cavités vacuolaires est comblée par des processus de cimentation. Les calcaires du Bajocien présentent une très forte porosité matricielle résiduelle et des réseaux karstiques très développés (Fig. 8.11). Cependant toutes les cavités vacuolaires ne sont pas comblées par des ciments calcitiques. Les calcites datées de l'Éocène remplissent de manière indifférenciée les fractures (44.4 ± 4.0 Ma, échantillon SMA26), les vacuoles (millimétriques et centimétriques) de dissolution (47.4 ± 1.6 Ma, échantillon KCVE5) et les pores moldiques (47.5 ± 1.6 Ma, échantillon PNN10).



Figure 8.11 : relation entre karstification, dissolution et cimentation dans les calcaires du Bajocien à l'échelle de la bordure nord-est du Bassin Aquitain.

Dans le Quercy, au cours de l'Éocène moyen à supérieur, les réseaux karstiques souterrains se connectent à la surface (Simon-Coinçon et al., 1992), formant de grands conduits et canyons (Astruc et al., 2000). La période des remplissages argileux, sableux et fossilifères s'étend de l'Éocène inférieur au Miocène inférieur (Maitre et al., 2008 ; Escarguel et al., 2008 ; Maitre, 2014 ; Solé et al., 2021). Dans le sud du Quercy, les premiers remplissages argileux comblent les canyons et conduits karstiques à partir de l'Éocène inférieur (Astruc et al., 2000) principalement sur des terrains d'âge callovo-oxfordien (Lefavrais-Raymond et al., 1989). Ceci implique qu'à cette période les ciments de calcite datés de l'Éocène (échantillon KCVE5, SMA6 et PNN8), précipitent à une profondeur comprise entre 250 et 300 m, c'est-à-dire l'épaisseur entre la base du Bajocien et le sommet du Callovien (Cubaynes et al., 1989).

L'Éocène supérieur marque la remontée du niveau de base et l'arrêt des processus de karstification (Astruc et al., 2000, 2008). L'âge le plus récent (échantillon CVE28) dans le Bajocien est synchrone avec la diminution des processus de karstification en surface dans le Quercy, ce qui est cohérent avec les observations pétrographiques où les remplissages karstiques sont postérieurs aux ciments de calcites datés de l'Éocène moyen (Fig. 8.12).



Figure 8.12 : remplissage des cavités karstiques par des sédiments argileux de l'Éocène inférieur au Miocène inférieur.

## **2.6 Lien entre dissolution et cimentation depuis l'échelle matricielle jusqu'à l'échelle karstique**

#### Est-ce que la karstification est dépendante ou indépendante des faciès sédimentaires ?

L'absence de cristaux de dolomite dans les faciès granulaires de l'Oxfordien suggère une circulation limitée des fluides. Les calcaires granulaires du Bajocien ont été partiellement à intégralement dolomitisés. Les dépôts boueux constitués de *mudstones* à *packstones* à faible porosité et perméabilité des calcaires de lagon du Bathonien et Callovien sont considérés comme une barrière pour les fluides dolomitisants. Les faciès et la géométrie sédimentaire exercent un contrôle dans la répartition spatiale de la dolomitisation matricielle. Dans la série carbonatée du Jurassique, la karstification affecte tous les faciès de manière indifférenciée, c'est-à-dire que toutes les formations sédimentaires sont affectées par la karstification. De plus, des formes karstiques différentes peuvent être observées (puits verticaux, conduits horizontaux, etc). Cependant, l'intensité de cette karstification varie en fonction du contexte sédimentologique et diagénétique.

Les calcaires granulaires de l'Oxfordien ne sont pas dolomitisés et enregistrent peu de processus de dissolution. L'histoire diagénétique est beaucoup plus complexe dans les faciès granulaires dolomitisés du Bajocien. Les roches bajociennes présentent une très forte porosité matricielle et karstique, malgré un grand nombre de processus de cimentation. La préservation de la porosité intergranulaire primaire des faciès granulaires et les processus de dolomitisation sont les deux principaux facteurs favorables au développement de porosité matricielle (pores vacuolaires et moldiques millimétriques à centimétriques) et karstique. Par conséquent, la karstification est indépendante des faciès sédimentaires mais l'intensité des processus de dissolution s'accentue dans les calcaires granulaires dolomitisés. Les calcaires oolithitiques dolomitisés du Bajocien sont les faciès sédimentaires les plus favorables à la karstification. La karstification semble être dépendante des faciès diagénétiques.

### Quand on dissout quelque part est-ce qu'on cimente ailleurs et où ? La dissolution estelle synchrone des processus de cimentation ?

L'utilisation de méthode géochronologique U–Pb permet de caler temporellement les phases de cimentation de calcite dans les pores vacuolaires. Ces âges indiquent notamment une cimentation au cours de la période Paléocène-Éocène. Dans le Quercy, les périodes de karstification des séries jurassiques de surface sont datées de la même période du Paléocène inférieur à l'Éocène supérieur (Astruc, 1988 ; Astruc et al., 2000, 2003, 2008). Les séries carbonatées de surface subissent une érosion/karstification continue, tandis que les roches calcaires du Bajocien sont soumises à une succession de phase de dissolution et de recristallisation. À proximité de la carrière de Cénevières, des paléokarsts comblent des canyons et conduits karstiques sur des terrains calcaires d'âge callovo-oxfordien (Lefavrais-Raymond et al., 1989) à partir de l'Éocène moyen (Astruc et al., 2000). La cimentation calcitique à l'Éocène dans les calcaires bajociens se produit à une profondeur comprise entre 250 et 300 m, ce qui correspond à l'épaisseur entre la base du Bajocien et le sommet du Callovien (Cubaynes et al., 1989). Par conséquent, les phases de cimentation se produisent à l'aplomb des processus de karstification des séries jurassiques de surface. La karstification de surface est synchrone à la fois avec les processus de dissolution et de cimentation en profondeur. La dissolution des carbonates en profondeur résulte de la variation des conditions de saturation des fluides météoriques vis-à-vis de la calcite.

# La dissolution est-elle synchrone à l'échelle de la lame mince et du conduit karstique ou est-ce des processus différents ? Est-ce qu'on cimente tous les types de pore en même temps (matriciel et karst) ?

Les calcites datées du Paléocène (échantillons CVE8, PNN8 et KSMA23) tapissent des pores vacuolaires. Ces calcites postdatent un processus de dissolution permettant la création de pores de l'échelle millimétrique (CVE8), centimétrique (PNN8) et décimétrique (KSMA23). Par conséquent, la dissolution est synchrone de l'échelle millimétrique à décimétrique. Cependant, des incertitudes subsistent quant à la formation synchrone de pores vacuolaires de taille métrique. Les ciments de calcite prismatiques (« *non luminescent prismatic calcites »*, NLPC) de l'échantillon KCVE5 forment des cristaux de taille pluricentimétrique précipitant dans des conduits karstiques horizontaux. Ces ciments subissent un processus de dissolution, dont les calcites de remplissage de pores vacuolaires sont datées à 47.4 ± 1.6 Ma (Éocène inférieur). Cela indique que les cavités karstiques ont été formées avant l'Éocène inférieur et probablement au cours du Paléocène. Cette cavité karstique pourrait être formée de manière synchrone avec les pores vacuolaires millimétriques à décimétriques formées au Paléocène. De plus, les ciments prismatiques (NLPC) pourraient également précipiter de manière concomitante avec les ciments datés du Paléocène (échantillons CVE8, PNN8 et KSMA23). La dissolution est donc probablement synchrone de l'échelle millimétrique à métrique.

En période de karstification des séries jurassiques de subsurface, au cours de l'Éocène, de nombreuses calcites précipitent de manière indifférenciée dans les fractures (échantillon SMA26), dans les pores moldiques (échantillon PNN10) et dans les pores vacuolaires (échantillon CVE8, CVE28). Cette précipitation se produit en profondeur, entre 250 et 300 m.

Chapitre 8

Chapitre 9

# **Chapitre 9**

Conclusion

### 1. Rappels des objectifs de la thèse

Cette thèse multiméthodes couplant la sédimentologie, la stratigraphie séquentielle, la diagenèse, la géochimie et la géochronologie avait pour objectifs de :

- Quantifier l'influence de la tectonique et des fluctuations climatiques à long terme sur les types de producteurs carbonatés et les taux d'accumulation de carbonates
- Tester l'apport d'une approche couplée datation U–Pb, thermométrie et analyses géochimiques sur des ciments carbonatés pour reconstruire l'histoire diagénétique et paléohydrologique d'un bassin sédimentaire
- Proposer une méthodologie pour dater les processus de dissolution et de création de pores dans les roches calcaires
- Comprendre le lien entre la création et l'évolution de la porosité de l'échelle de la lame mince (millimétrique à centimétrique) jusqu'à l'échelle du karst (métrique).

Ce projet de thèse s'inscrit également dans le cadre du projet Eaux-SCARS porté par le BRGM (Bureau de Recherche Géologiques et Minières) qui a pour objectif une meilleure caractérisation du fonctionnement des aquifères mésozoïques et cénozoïques du Bassin Nord-Aquitain.

## 2. Influence couplée de la tectonique et des fluctuations climatiques à long terme sur les producteurs carbonatés et la production carbonatée

Dans le Bassin Nord-Aquitain, 25 faciès sédimentaires ont été caractérisés et répartis dans 7 environnements de dépôt : *offshore* inférieur et supérieur, *shoreface*, lagon (ouvert, protégé et restreint) et continental. La description de 75 coupes sédimentaires et leur corrélation séquentielle avec 32 forages permet de reconstruire 5 transects de corrélation représentant l'évolution spatiale et temporelle des faciès et géométries sédimentaires de l'Aalénien à l'Oxfordien. 21 séquences de dépôt de troisième ordre ont été identifiées et limitées par des discontinuités marines ou subaériennes. Plusieurs assemblages de producteurs carbonatés (carbonate marneux, *heterozoan, photozoan*, oolithique et micrite-microbien) et leurs taux d'accumulation de carbonates pour cinq périodes géologiques clés (Aalénien, Bajocien, Bathonien, Callovien à Oxfordien inférieur et Oxfordien moyen à supérieur) ont été

calculés. Des taux d'accommodation et d'accommodation affranchie de l'isostasie sont également calculés et cartographiés à partir d'un système d'information géographique (QGIS).

Le secteur d'étude a été élargi jusqu'à l'ouest du Bassin de Paris pour s'affranchir des potentiels effets de site du Bassin Aquitain, c'est-à-dire de l'influence d'un climat local et/ou d'une tectonique synsédimentaire locale sur les types de producteurs carbonatés et la production carbonatée. Des données complémentaires provenant de la littérature (faciès sédimentaires, paléoenvironnements, transects de corrélation) ont été utilisées, celles-ci ont été acquises par Simon Andrieu dans le cadre de sa thèse (Andrieu, 2016) et du projet MODGEAU porté par le BRGM sur l'ouest du Bassin de Paris (Rouxel et al., 2020). De plus, un transect de corrélation a été utilisé provenant de la publication d'Andrieu et al. (2016). L'ensemble de ces travaux ont permis l'utilisation d'un total de 184 coupes sédimentaires, 180 forages et 19 transects de corrélation dans le cadre de cette étude.

La cartographie à grande échelle des taux d'accommodation permet de mettre en évidence que l'évolution de ces taux n'est pas corrélée aux variations d'excentricité à long terme ni aux variations eustatiques de second-ordre. Pour une même période, les taux d'accommodation cartographiés montrent des tendances différentes à travers le Bassin Nord-Aquitain et sur la partie ouest de la France, ce qui indique que l'eustatisme n'est pas le seul paramètre contrôlant la création d'espace d'accommodation. L'accommodation est alors influencée par la tectonique et/ou le réajustement isostatique dû à la charge sédimentaire. Afin de s'affranchir des variations eustatiques et lever les doutes sur la véracité de la courbe établie par Haq (2017), une nouvelle méthode de calcul est proposée en utilisant l'équation de Stecker et Watts (1978) :

Accommodation af franchie de l'isostasie = 
$$S\left(\frac{\rho_m - \rho_b}{\rho_m - \rho_w}\right) + Wd$$

Le calcul des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie permet de s'affranchir de l'ajustement isostatique dû aux poids des sédiments décompactés et correspond à l'espace créé par les variations eustatiques et la tectonique. Les variations spatiales des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie pour une même période sont interprétées comme résultant des mouvements verticaux à grande échelle et causées par une subsidence ou un *uplift* différentiel.

La cartographie des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie met en évidence à la fois des déformations de grande longueur d'onde et une tectonique de courte longueur d'onde. Ces variations spatiotemporelles montrent des changements de polarité des zones les plus subsidentes d'est en ouest dans les Bassins Aquitain et de Paris. L'accommodation affranchie de l'isostasie atteint localement des taux de 60 m/Ma au niveau de Paris au cours de l'Oxfordien moyen à supérieur et des taux de 50 m/Ma à proximité de Cahors au Bathonien. Ce différentiel de mouvements verticaux à grande échelle est interprété comme étant lié à la tectonique extensive causée par l'ouverture de l'Atlantique Nord et/ou à l'ouverture du Golfe de Gascogne.

Les taux d'accommodation affranchie de l'isostasie et les taux d'accumulation de carbonates montrent une forte corrélation positive. En effet, plus les taux d'accommodation affranchie de l'isostasie augmentent et plus les taux d'accumulation de carbonates augmentent, quel que soit l'assemblage carbonaté et le climat (aride ou humide). La création d'espace d'accommodation n'est pas un facteur limitant pour l'accumulation et la préservation des carbonates, mais au contraire un paramètre favorisant la croissance des plateformes carbonatées dans le Bassin Nord-Aquitain. Par conséquent, les taux d'accommodation affranchie de l'isostasie contrôlent de manière significative la production de carbonates. De plus, pour un taux d'accommodation affranchie de l'isostasie donné, les producteurs carbonatés montrent des taux d'accumulation de carbonates différents, que ce soit sous des climats arides ou humides. Par conséquent, les producteurs carbonatés contrôlent les taux d'accumulation de carbonates différents, que ce soit sous des climats arides ou humides. Par conséquent, les producteurs carbonatés contrôlent les taux d'accumulation de carbonatés contrôlent

Martinez et Dera (2015) ont synthétisé l'évolution des isotopes du carbone au cours du Jurassique. Les variations du  $\delta^{13}$ C sont interprétées comme résultant de cycles d'excentricité à long terme qui déclenchent des perturbations environnementales intenses dans le domaine téthysien. Les périodes de forte excentricité sont associées à un faible  $\delta^{13}$ C et marque un climat

aride perturbé par de cours épisodes de moussons. Les périodes de faible excentricité sont associées à un fort  $\delta^{13}$ C et marque un climat humide (Martinez et Dera, 2015).

Au cours d'un climat aride, de forts taux d'accommodation affranchie de l'isostasie sont corrélés avec les taux d'accumulation de carbonates les plus élevés, favorisant le développement des producteurs micrite-microbien. L'augmentation progressive des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie dans les domaines de plateforme interne conduit à un changement de producteurs carbonatés, passant d'assemblages *photozoan, shoreface heterozoan* et/ou oolithiques à des assemblages de micrite-microbien à partir d'un seuil de 20 m/Ma. Il s'agit donc d'un passage progressif d'environnement de barrière oolithique ou de *shoreface* à des environnements de lagon. Une augmentation des taux d'accommodation non-isostatique, dépassant 30 m/Ma, en domaine de plateforme médiane conduit à un changement des producteurs de carbonates, passant à des producteurs d'*offshore heterozoan* à des carbonates marneux (« *marly carbonates* »). Sous un climat aride, les producteurs micrite-microbiens sont les plus efficaces pour combler la création d'espace d'accommodation et permettre le maintien de faibles bathymétries.

En période de climat humide, une augmentation des taux d'accommodation affranchie de l'isostasie dépassant 10 m/Ma conduit à une transition de producteurs micrite-microbiens et/ou oolithiques vers des producteurs *offshore heterozoan* et des carbonates marneux. Il s'agit une transition d'environnement de plateforme interne (lagon) vers des environnements de plateforme médiane et externe, respectivement d'*offshore* supérieur et inférieur. Par conséquent, les taux d'accommodation affranchie de l'isostasie les plus faibles favorisent le dépôt d'assemblages micrites-microbiens dans un environnement peu profond, tandis qu'une création d'espace plus élevée favorise les assemblages d'*offshore heterozoan* et de carbonates marneux. Un climat humide est à l'origine d'une diminution drastique des taux d'accumulation de carbonates des producteurs micrite-microbiens et oolithiques, ainsi que de l'extinction des pour les producteurs d'*offshore heterozoan* et des carbonates marneux d'accumulation de taux d'accumulation des taux d'accumulation de carbonates constants, indépendamment du climat.

### 3. Évolution diagénétique et paléohydrologique d'un bassin sédimentaire : une approche couplée datation U–Pb, thermométrie et analyses géochimiques sur des ciments carbonatés

Pour reconstruire une paragénèse à grande échelle et reconstituer l'histoire diagénétique et paléohydrologique de la bordure nord-est du Bassin Aquitain, une approche multiméthodes a été menée combinant la pétrographie optique avec la cathodoluminescence et des analyses géochimiques telles que les isotopes  $\delta^{18}O_{carb}$  et  $\delta^{13}C_{carb}$ , les éléments traces, mineurs et majeurs (dont les éléments des terres rares) et la datation U–Pb. Cette méthodologie a été complétée par la thermométrie « *clumped isotope* » ( $\Delta_{47}$ ), la modélisation de bassin (Petromod 1D), la reconstruction de la composition des fluides parents ( $\delta^{18}O_{water}$ ) à partir de la température de cristallisation et du  $\delta^{18}O_{carb}$  des cristaux de calcite et dolomite et de la composition en éléments majeurs à partir de la microsonde électronique. Cette étude constitue donc l'une des plus complètes en termes d'analyses pétrographiques et géochimiques, appliquées aux ciments carbonatés (calcite et dolomite).

La combinaison des critères pétrographiques et de la géochronologie U–Pb, permet d'établir un calendrier temporel précis des événements diagénétiques et de l'histoire des circulations de fluides sur la bordure nord-est du Bassin Aquitain. Pour la première fois, une séquence paragénétique contrainte temporellement à l'échelle d'un bassin sédimentaire est proposée. La pétrographie des ciments ne peut pas être utilisée comme un indicateur fiable de la corrélation diagénétique à grande échelle car les ciments peuvent présenter de grandes divergences pétrographiques mais des âges U–Pb similaires et à l'inverse les ciments peuvent présenter des similitudes pétrographiques mais des âges U–Pb différents.

Les calcites remplissant des pores moldiques ont précipité entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur au cours de l'enfouissement et cristallisent à une température à 62 ± 15 °C à partir d'eau marine connée ( $\delta^{18}O_{water} = 1.0 \%_{oV-SMOW}$ ). À cette période, certaines générations de calcite montrent une légère influence de saumures de bassin avec une température de 75 °C et un  $\delta^{18}O_{water}$  plus élevé (2.6 ‰\_V-SMOW). Les cristaux de dolomite qui remplissent les espaces intergranulaires ont précipité à partir de saumures de bassin qui cristallisent à une température de 89 ± 6 °C. Les ciments de dolomite sont encadrés par des ciments de calcites datées du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (Oxfordien à

Hauterivien). L'enrichissement des fluides parents en  $\delta^{18}O_{water}$  (2,5 ‰<sub>V-SMOW</sub>) de ces cristaux de dolomites résulte soit d'une interaction prolongée entre l'eau et les roches des séries évaporitiques triasiques et/ou liasiques sous-jacentes, soit par la dissolution des carbonates marin ou encore par l'interaction avec des minéraux feldspathiques du socle. Cette dolomitisation au cours de l'enfouissement est responsable de la formation de corps dolomitiques stratiformes à grande échelle sur la bordure nord-est du Bassin Aquitain.

Les calcites de remplissage de fractures ont précipité du Santonien au Campanien (Crétacé supérieur), marquant le premier événement de fracturation dans le Quercy en lien avec le début de l'orogenèse pyrénéenne. Ces ciments ont précipité à partir de fluides météoriques et cristallisent à une température de 50 °C. L'origine des fluides peut indiquer une faible épaisseur des dépôts transgressifs du Crétacé supérieur dans le sud du Quercy et en Grésigne. Les événements de fracturation au cours de la télogenèse permettent une circulation de fluides à travers des dépôts à faible perméabilité. Les calcites remplissant des pores vacuolaires précipitent au cours du Cénozoïque. Les calcites datées du Paléocène cristallisent vers 60 °C et les fluides parents montrent une légère interaction eau-roche de 1 ‰v-smow précipitant à partir de saumure de bassin. Au cours de l'Éocène, les calcites de remplissage de pores vacuolaires précipitent à partir de fluides météoriques et cristallisent entre 36 °C et 40 °C. Les fluides météoriques ont interagi en surface avec les latérites comme le montre la forte teneur en ∑REE de certains échantillons de calcites.

La combinaison de l'ensemble des méthodes pétrographiques, isotopiques, géochimiques et géochronologiques permet de contraindre le contexte paléohydrologique de la bordure nord-est du Bassin Aquitain. La nature, l'origine, la température et la durée des événements de cimentation des cristaux de calcite et dolomite ont été reconstituées depuis le Jurassique moyen jusqu'à l'acquisition du réseau poral actuel.

## 4. Datation des phases de dissolution et de la création de pores dans les roches calcaires

Les roches carbonatées du Bajocien de la bordure nord-est du Bassin Aquitain ont été étudiées à partir d'échantillons provenant des affleurements de Saint-Martin-Labouval et Amiel et de la carrière de Cénevières dans les Causses du Quercy. Une investigation pétrographique détaillée couplée et à la méthode de datation U–Pb permet l'encadrement des processus de dissolution et de création de pores dans les calcaires au cours de la mésogénèse et de la télogénèse. Les processus diagénétiques peuvent être encadrés par des ciments de calcite, qui fournissent une chronologie précise des périodes de cimentation. En tenant compte des incertitudes, les processus de néomorphisme, dédolomitisation et dissolution sont temporellement contraints dans une paragenèse entre l'incertitude inférieure de la calcite précédant la dissolution (*e.g.* calcite recoupée par la dissolution) et l'incertitude supérieure de la calcite la calcite succédant à la dissolution (*e.g.* précipitant dans le pore vacuoliare).

Le néomorphisme aragonite-calcite est un processus diagénétique commun dans les roches carbonatées (Bathurst, 1972). Il conduit généralement à deux hypothèses : (1) une dissolution partielle ou complète de la coquille aragonitique créant des pores moldiques qui peuvent ensuite être remplis par des ciments de calcite ou (2) un remplacement moléculaire solide-solide des cristaux d'aragonite en calcite se produisant avec préservation de la microstructure des coquilles (Folk, 1965 ; Kendall, 1975 ; Sandberg, 1975 ; Wardlaw et al., 1978 ; Sandberg and Hudson, 1983). Dans la lame mince AML5 étudiée, des cristaux microsparitiques de calcite sont distribués de façon aléatoire (« patchy ») dans un fragment de corail. Par conséquent, le néomorphisme solide-solide partiel de cristaux d'aragonite en calcite microsparitique avec la préservation de cristaux d'aragonite est l'hypothèse retenue. Les calcites microsparitiques ternes sont datées à 134,2 ± 14,6 Ma. Les cristaux d'aragonites restants sont dissouts permettant la création d'un pore moldique. Celui-ci est partiellement rempli par des cristaux de dolomite et ensuite totalement comblé par des calcites limpides de blocage datées à 139.0 ± 6.7 Ma. Par conséquent, la durée du processus de néomorphisme est comprise entre 19 Ma (en prenant en compte l'incertitude inférieure de la calcite qui prédate) et 35 Ma (en prenant en compte l'incertitude maximale de la calcite qui postdate). La dissolution de l'aragonite et la précipitation de dolomite est un processus d'une durée maximale de 16 Ma. Coupler des observations pétrographiques et la datation U-Pb permet de caler temporellement ce processus de néomorphisme.

Le processus de dédolomitisation est daté du Danien à l'Yprésien et correspond à un processus de dissolution/précipitation (processus en deux étapes) avec création de pores moldiques. Une première phase de cimentation calcitique comble les espaces intercristallins

(entre les cristaux de dolomites) daté à 59.3 ± 2.0 Ma. Des ciments de calcite de remplissage de pores moldiques sont datés à 52.1 ± 4.6 Ma. Ainsi, la durée minimale du processus de dédolomitisation est de 1 Ma et sa durée maximale de 13 Ma. Les processus de dédolomitisation sont couramment associés à des processus de karstification (Nader et al., 2008). Les cristaux de dédolomite télogénétique (« *orange granular calcites* », OGC) ont précipité lors de l'exhumation de la plateforme, à proximité d'un réseau karstique très développé et de niveaux à forte porosité matricielle.

Cette étude met en évidence que les réservoirs du Bajocien enregistrent une succession de phase de dissolution et cimentation. La dissolution s'exprime à différentes échelles, avec la création de pores vacuolaires, moldigues millimétriques et des cavités karstigues métriques. Le Paléocène est une période favorable à la création de pores vacuolaires millimétriques à métriques, tandis que les calcites de remplissage de pores vacuolaires millimétriques sont datées de l'Éocène. Du Paléocène à l'Éocène, ces pores sont comblés par des ciments de calcites datés à 62.4 ± 2.4 Ma (échantillon CVE8), à 47.4 ± 1.6 Ma (échantillon KCVE5) et 41.1 ± 3.3 Ma (échantillon CVE28). L'échantillon KCVE5 montre une succession de processus de dissolution et cimentation dont l'âge maximal est Bartonien. La durée de ces processus de dissolution et recristallisation est de 16 à 27 Ma. Ces âges sont cohérents avec les périodes avérées de karstification en Quercy au cours du Paléocène à l'Éocène (Astruc, 1988, Astruc et al., 2000, 2008 ; Platel et Gourdon-Platel, 2012). La karstification des séries carbonatées en surface favorise les processus de dissolution et cimentation en profondeur dans les réservoirs du Bajocien. À proximité de la carrière de Cénevières, des paléokarsts (Cuzal, Prajoux et Mémerlin) comblent des canyons et conduits karstiques à partir de l'Éocène moyen (Astruc et al., 2000) sur des terrains d'âge callovien (Lefavrais-Raymond et al., 1989). Ainsi, les calcites dans les calcaires bajociens précipitent à une profondeur comprise entre 250 et 300 m, c'està-dire l'épaisseur entre la base du Bajocien et le sommet du Callovien (Cubaynes et al., 1989). La dissolution des carbonates permet une sursaturation vis-à-vis de la calcite. Ainsi, une succession de processus de dissolution et de recristallisation se produit du Paléocène à l'Éocène dans le Quercy formant et comblant successivement des pores millimétriques et métriques.

# 5. Origine et évolution multi-échelle de la porosité au sein d'un réservoir (matricielle et karstique)

Le développement de porosité matricielle et karstique sur la bordure nord-est du Bassin Aquitain est conditionné par une succession d'événements diagénétiques. Pour les réservoirs bajociens, les propriétés réservoirs sont acquises par une succession d'événements diagénétiques favorable (1) la préservation de la porosité primaire des faciès granulaires, (2) un processus de dolomitisation des faciès à forte perméabilité et (3) l'émersion des séries carbonatées qui favorise les processus d'altération et de karstification et *in fine* la création de cavités de dissolution de l'échelle millimétrique à métrique en profondeur. Pour les calcaires oxfordiens, les fortes porosités sont acquises par (1) la préservation de la porosité intergranulaire, (2) une circulation de fluides météoriques permettant le développement d'une microporosité intragranulaire et de la micrite intergranulaire.

Cette étude témoigne de l'importance d'une approche multiméthodes dans la caractérisation de l'évolution des porosités matricielle et karstique des roches calcaires. L'approche couplée de la sédimentologie et de la diagenèse permet de caractériser les liens entre la karstification et les processus de dissolution et cimentation :

La karstification est indépendante des faciès sédimentaires puisque toutes les formations carbonatées sont karstifiées. Cependant, l'intensité des processus de dissolution varie en fonction des faciès sédimentaires et de la diagenèse. Les calcaires oolithitiques dolomitisés du Bajocien sont les faciès sédimentaires les plus favorables à la karstification, tandis que la dissolution s'atténue dans les calcaires granulaires non dolomitisés (Oxfordien). Par conséquent, la karstification est principalement dépendante des faciès diagénétiques. La karstification des séries carbonatées de subsurface est synchrone avec les processus de dissolution et de cimentation en profondeur entre 250 et 350 m. Les phases de cimentation se produisent à l'aplomb des processus de karstification. La succession des phases de dissolution et recristallisation résultent d'une variation de conditions de saturation des fluides météoriques vis-à-vis de la calcite.

La dissolution de l'encaissant carbonaté en profondeur est synchrone de l'échelle millimétrique à décimétrique en période de karstification de subsurface et pourrait également être concomitante avec la création de cavités karstiques. En période de karstification de subsurface, la cimentation en profondeur comble tous les types de pores de manière indifférenciée. Références bibliographiques

Références bibliographiques

# Références bibliographiques

# A

Abbink, O., 2001. Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. Global and Planetary Change 30, 231–256. <u>https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00101-1</u>

Aguilar, J.-P., Michaux, J., Pélissié, T., Sigé, B., 2007. Early Late Pliocene Paleokarstic Fillings Predating the Major Plio-Pleistocene Erosion of the Quercy Table, SW-France. AC 36. <u>https://doi.org/10.3986/ac.v36i3.180</u>

Al Reda, S.M., Barbarand, J., Gautheron, C., Lasseur, E., Loget, N., Pinna-Jamme, R., Briais, J., 2021. Thermal record of the building of an orogen in the retro-foreland basin: Insight from basement and detrital thermochronology in the eastern Pyrenees and the north Pyrenean basin (France). Basin Research 33, 2763–2791. <u>https://doi.org/10.1111/bre.12583</u>

Al-Aasm, I.S., Veizer, J., 1986. Diagenetic stabilization of aragonite and low-Mg calcite; II, Stable isotopes in rudists. Journal of Sedimentary Research 56, 763–770. <u>https://doi.org/10.2110/jsr.56.763</u>

Alberti, M., Fürsich, F.T., Pandey, D.K., Ramkumar, Mu., 2012. Stable isotope analyses of belemnites from the Kachchh Basin, western India: paleoclimatic implications for the Middle to Late Jurassic transition. Facies 58, 261–278. <u>https://doi.org/10.1007/s10347-011-0278-9</u>

Al-Hashimi, W.S., Hemingway, J.E., 1973. Recent dedolomitization and the origin of the rusty crusts of Northumberland. Journal of Sedimentary Research 43, 82–91. <u>https://doi.org/10.1306/74D726E9-2B21-11D7-8648000102C1865D</u>

Allen, P.A., Allen, J.R., 2005. Basin analysis: principles and applications, 2nd ed. ed. Blackwell Pub, Malden, MA.

Allwood, A.C., Kamber, B.S., Walter, M.R., Burch, I.W., Kanik, I., 2010. Trace elements record depositional history of an Early Archean stromatolitic carbonate platform. Chemical Geology 270, 148–163. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.013</u>

Alméras, Y., Fauré, P., 2013. Brachiopodes du Lias et de l'Aalénien du Quercy (France) : paléontologie, biostratigraphie et paléoenvironnement : échelles chronostratigraphiques. Strata, Muséum d'histoire naturelle.

Alméras, Y., Cougnon, M., Fauré, P., 2014. Les Brachiopodes jurassiques (Terebratulidina): principaux genres et leur évolution les espèces, extensions verticales et répartitions géographiques, Strata. Association Strata, Gaillac.

Alméras, Y., Cougnon, M., Fauré, P., 2015. Les Brachiopodes jurassiques (Terebratellidina) : principaux genres et leur évolution les espèces, extensions verticales et répartitions géographiques, Strata. Association Strata, Gaillac.

Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., 2010. Chapter 2 Palustrine Carbonates, in: Developments in Sedimentology. Elsevier, pp. 103–131. <u>https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06102-0</u>

Amraoui, N., Bichot, F., Platel, J., Seguin, J., 1998. Gestion des eaux souterraines en Aquitaine. Année 2 - Evaluation des ressources. Ajout des couches du Santonien- Turonien, du Cénomanien et du Jurassique moyen et supérieur au modèle nord aquitain (No. BRGM/RR-40110-FR).

Andersen, M.B., Stirling, C.H., Potter, E.-K., Halliday, A.N., 2004. Toward epsilon levels of measurement precision on 234U/238U by using MC-ICPMS. International Journal of Mass Spectrometry 237, 107–118. <u>https://doi.org/10.1016/j.ijms.2004.07.004</u>

Anderson, N.T., Cowan, C.A., Bergmann, K.D., 2020. A case for the growth of ancient ooids within the sediment pile. Journal of Sedimentary Research 90, 843–854. <u>https://doi.org/10.2110/jsr.2020.45</u>

André, L., Azaroual, M., Menjoz, A., 2010. Numerical Simulations of the Thermal Impact of Supercritical CO2 Injection on Chemical Reactivity in a Carbonate Saline Reservoir. Transp Porous Med 82, 247–274. <u>https://doi.org/10.1007/s11242-009-9474-2</u>

Andrieu, S., 2016. Lien entre diagenèse des discontinuités, faciès sédimentaire et stratigraphie séquentielle : exemple de la plateforme carbonatée de l'ouest de la France (Aalénien-Oxfordien) (Thèse de doctorat). Université Paris Saclay.

Andrieu, S., Brigaud, B., Barbarand, J., Lasseur, E., Saucède, T., 2016. Disentangling the control of tectonics, eustasy, trophic conditions and climate on shallow-marine carbonate production during the Aalenian–Oxfordian interval: From the western France platform to the western Tethyan domain. Sedimentary Geology 345, 54–84. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.09.005</u>

Andrieu, S., Brigaud, B., Barbarand, J., Lasseur, E., 2017. Linking early diagenesis and sedimentary facies to sequence stratigraphy on a prograding oolitic wedge: The Bathonian of western France (Aquitaine Basin). Marine and Petroleum Geology 81, 169–195. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.01.005</u>

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  $\delta^{18}$ O and  $\delta^{13}$ C of early cements. Sedimentology 65, 360–399. <u>https://doi.org/10.1111/sed.12384</u>

Andrieu, S., Saspiturry, N., Lartigau, M., Issautier, B., Angrand, P., Lasseur, E., 2021. Large-scale vertical movements in Cenomanian to Santonian carbonate platform in Iberia: indicators of a Coniacian pre-orogenic compressive stress. BSGF - Earth Sci. Bull. 192, 19. <u>https://doi.org/10.1051/bsgf/2021011</u>

Angrand, P., Ford, M., Watts, A.B., 2018. Lateral Variations in Foreland Flexure of a Rifted Continental Margin: The Aquitaine Basin (SW France): Flexure of the Aquitaine Foreland Basin. Tectonics 37, 430–449. <u>https://doi.org/10.1002/2017TC004670</u>

Angrand, P., Mouthereau, F., 2021. Evolution of the Alpine orogenic belts in the Western Mediterranean region as resolved by the kinematics of the Europe-Africa diffuse plate boundary. BSGF - Earth Sci. Bull. 192, 42. <u>https://doi.org/10.1051/bsgf/2021031</u>

Archie, G.E., 1952. Classification of Carbonate Reservoir Rocks and Petrophysical Considerations. Bulletin 36. <u>https://doi.org/10.1306/3D9343F7-16B1-11D7-8645000102C1865D</u>

Arthaud, F., Matte, Ph., 1975. Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. Tectonophysics 25, 139–171. <u>https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90014-1</u>

Asti, R., Saspiturry, N., Angrand, P., 2022. The Mesozoic Iberia-Eurasia diffuse plate boundary: A wide domain of distributed transtensional deformation progressively focusing along the North Pyrenean Zone. Earth-Science Reviews 230, 104040. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104040</u>

Astruc, J.-G., 1988. Le paléokarst quercynois au Paléogène: altérations et sédimentations associées.

Astruc, J.-G., Simon-Coinçon, R., 1992. Enregistrement de l'évolution climatique et tectonique par les paléokarsts (exemple du Quercy et de ses marges), in: Salomon, J.-N., Maire, R. (Eds.), Karsts et évolutions climatiques. Presses Universitaires de Bordeaux, pp. 497–508. <u>https://doi.org/10.4000/books.pub.11063</u>

Astruc, J.-G., Coustou, Cubaynes, Galharague, Lorblanchet, Marcouly, 1994. Carte Géologique de la France, 1/50.000. Gramat, 833.

Astruc, J.-G., Cubaynes, R., Fabre, J.-P., Galharague, J., Lefavrais-Raymond, A., Marcouly, R., Pelissié, T., Rey, J., Simon-Coinçon, R., 1995. Notice explicative. Carte géologique de la France à 1/50 000, Feuille Souillac (809).

Astruc, J.-G., Escarguel, G., Marandat, B., Simon-Coinçon, R., Sigé, B., 2000. Floor-age constraining of a tectonic paroxysm of the Pyrenean orogen. Late Middle Eocene mammal age of a faulted karstic filling of the Quercy phosphorites, south-western France. Geodinamica Acta 13, 271–280. https://doi.org/10.1016/S0985-3111(00)01047-0

Astruc, J.G., Hugueney, M., Escarguel, G., Legendre, S., Rage, J.-C., Simon-Coinçon, R., Sudre, J., Sigé, B., 2003. Puycelci, nouveau site à vertébrés de la série molassique d'Aquitaine. Densité et continuité biochronologique dans la zone Quercy et bassins périphériques au Paléogène. Geobios 36, 629–648. <u>https://doi.org/10.1016/j.geobios.2003.01.001</u>

Astruc, J.-G., Bruxelles, L., Simon-Coinçon, R., 2008. Les principales étapes de la morphogenèse caussenarde (Quercy, France), in: Livret-Guide Des Excursions. Presented at the Journées AFK / AGSO / CFH, Quercy, France.

Audra P., Bigot J.Y., Camus H., Gauchon C., Wienin M., 2011. Le grotte-mine du Piei (Lagnes, Vaucluse), paléokarst hypogène à remplissage de minerai de fer oxydé. Karstologia n°58, p 1-14.

Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G., García-Ramos, J.C., 2003. Transgressive–regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. Sedimentary Geology 162, 239–271. <u>https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00154-4</u>

Autran, A., Gerard, A., Weber, C., 1976. La carte gravimetrique de la France, exemples d'utilisation geologique. Bulletin de la Société Géologique de France, S7-XVIII, 1119–1132. <u>https://doi.org/10.2113/gssqfbull.S7-XVIII.5.1119</u>

Autran, A., Lefort, J.P., Debeglia, N., Edel, J.B., Vigneresse, J.L., 1994. Gravity and Magnetic Expression of Terranes in France and Their Correlation Beneath Overstep Sequences, in: Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., Keppie, J.D. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 49–72. <u>https://doi.org/10.1007/978-3-642-84915-2\_2</u>

Averbuch, O., Piromallo, C., 2012. Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation. Tectonophysics 558–559, 70–83. <u>https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.032</u>

Ayora, C., Taberner, C., Saaltink, M.W., Carrera, J., 1998. The genesis of dedolomites: a discusion based on reactive transport modeling. Journal of Hydrology 209, 346–365. <u>https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00095-X</u>

Azeredo, A.C., Wright, V.P., Ramalho, M.M., 2002. The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. Sedimentology 49, 1339–1370. <u>https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00501.x</u>

## B

Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. Hydrogeol J 13, 148– 160. <u>https://doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9</u>

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. Comptes Rendus Geoscience 341, 174–201. <u>https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009</u>

Banner, J.L., Hanson, G.N., Meyers, W.J., 1988. Rare Earth Element and Nd Isotopic Variations in Regionally Extensive Dolomites From the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): Implications for Ree Mobility During Carbonate Diagenesis. Journal of Sedimentary Research 58, 415–432.

Baptiste, J., Martelet, G., Faure, M., Beccaletto, L., Reninger, P.-A., Perrin, J., Chen, Y., 2016. Mapping of a buried basement combining aeromagnetic, gravity and petrophysical data: The substratum of southwest Paris Basin, France. Tectonophysics 683, 333–348. <u>https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.049</u>

Barbarand, J., Lucazeau, F., Pagel, M., Séranne, M., 2001. Burial and exhumation history of the southeastern Massif Central (France) constrained by apatite fission-track thermochronology. Tectonophysics 335, 275–290. <u>https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00069-5</u>

Barbarand, J., Préhaud, P., Baudin, F., Missenard, Y., Matray, J.M., François, T., Blaise, T., Pinna-Jamme, R., Gautheron, C., 2020. Where are the limits of Mesozoic intracontinental sedimentary basins of southern France? Marine and Petroleum Geology 121, 104589. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104589</u>

Barrier, L., Proust, J.-N., Nalpas, T., Robin, C., Guillocheau, F., 2010. Control of Alluvial Sedimentation at Foreland-Basin Active Margins: A Case Study from the Northeastern Ebro Basin (Southeastern Pyrenees, Spain). Journal of Sedimentary Research 80, 728–749. <u>https://doi.org/10.2110/jsr.2010.069</u>

Bartolini, A., Baumgartner, P.O., Guex, J., 1999. Middle and Late Jurassic radiolarian palaeoecology versus carbon-isotope stratigraphy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 145, 43–60. <u>https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00097-2</u>

Bastianini, L., Caline, B., Hoareau, G., Bonnel, C., Martinez, M., Lézin, C., Baudin, F., Brasier, A., Guy, L., 2017. Sedimentary characterization of the carbonate source rock of Upper Kimmeridgian Parnac Formation of the Aquitaine Basin (Quercy area). Bull. Soc. géol. Fr. 188, 32. <u>https://doi.org/10.1051/bsgf/2017197</u>

Bathurst, R.G., 1972. Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier.

Bau, M., Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. Precambrian Research 79, 37–55. <u>https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9</u>

Baudin, F., 1989. Caractérisation géochimique et sédimentologique de la matière organique du Toarcien téthysien (Méditerranée, Moyen-Orient), significations paléogeographiques (Thèse de doctorat). Université de Paris 6, Paris.

Beamud, E., Garcés, M., Cabrera, L., Anton Muñoz, J., Almar, Y., 2003. A new middle to late Eocene continental chronostratigraphy from NE Spain. Earth and Planetary Science Letters 216, 501–514. <u>https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00539-9</u>

Beamud, E., Muñoz, J.A., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Garcés, M., Cabrera, L., Metcalf, J.R., 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees: South-Central Pyrenees magnetostratigraphy and thermochronology. Basin Research 23, 309– 331. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00492.x</u>

Beaudoin, N.E., Labeur, A., Lacombe, O., Koehn, D., Billi, A., Hoareau, G., Boyce, A., John, C.M., Marchegiano, M., Roberts, N.M., Millar, I.L., Claverie, F., Pecheyran, C., Callot, J.-P., 2020. Regional-scale paleofluid system across the Tuscan Nappe–Umbria–Marche Apennine Ridge (northern Apennines) as revealed by mesostructural and isotopic analyses of stylolite–vein networks. Solid Earth 11, 1617–1641. <u>https://doi.org/10.5194/se-11-1617-2020</u>

Bertotti, G., Picotti, V., Bernoulli, D., Castellarin, A., 1993. From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. Sedimentary Geology 86, 53–76. <u>https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90133-P</u>

Bétard, F., Poiraud, A., Dandurand, G., Viette, P., Kuhnel, A., 2015. Multifinality in geoheritage inventories: a cross-cutting approach of geotourism and geoconservation issues in the "Causses du

Quercy" Regional Natural Park (Lot, SW France). Presented at the Geoheritage Inventories: Challenges, Achievements and Perspectives, Toulouse, p. 15.

Billaud, Y., 1982. Les paragenèses phosphatées du paléokarst des phosphorites du Quercy (Thèse de doctorat). Université Claude Bernard, Lyon.

Bischoff, J.L., Juliá, R., Shanks, III, W.C., Rosenbauer, R.J., 1994. Karstification without carbonic acid: Bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization. Geol 22, 995. <u>https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0995:KWCABD>2.3.CO;2</u>

Biteau, J.-J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset, J.-M., 2006. The Aquitaine Basin. Petroleum Geoscience 12, 247–273. <u>https://doi.org/10.1144/1354-079305-674</u>

Bjørlykke, K., Jahren, J., 2012. Open or closed geochemical systems during diagenesis in sedimentary basins: Constraints on mass transfer during diagenesis and the prediction of porosity in sandstone and carbonate reservoirs. Bulletin 96, 2193–2214. <u>https://doi.org/10.1306/04301211139</u>

Blaise, T., Cathelineau, M., Boulvais, P., Techer, I., Boiron, M.-C., Tarantola, A., Brigaud, B., Landrein, P., 2022. Origin of 87Sr enrichment in calcite cements in Jurassic limestones (Eastern Paris Basin, France). Applied Geochemistry 136, 105131. <u>https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2021.105131</u>

Bodin, S., Hönig, M.R., Krencker, F.-N., Danisch, J., Kabiri, L., 2017. Neritic carbonate crisis during the Early Bajocian: Divergent responses to a global environmental perturbation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 468, 184–199. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.017</u>

Bodin, S., Mau, M., Sadki, D., Danisch, J., Nutz, A., Krencker, F.-N., Kabiri, L., 2020. Transient and secular changes in global carbon cycling during the early Bajocian event: Evidence for Jurassic cool climate episodes. Global and Planetary Change 194, 103287. <u>https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103287</u>

Boichard, R., Drullion, G., 1982. Genèse et évolution des formations carbonatées granulaires du Bajocien du Quercy : évolution de leurs propriétés réservoirs (Thèse de doctorat). Université de Bordeaux.

Bois, M., Pinet, B., Gariel, O., 1997. The sedimentary cover along the ECORS Bay of Biscay deep seismic reflection profile. A comparison between the Parentis basin and other European rifts and basins. Mémoires de la Société géologique de France 171, 143–165.

Bonifacie, M., Calmels, D., Eiler, J.M., Horita, J., Chaduteau, C., Vasconcelos, C., Agrinier, P., Katz, A., Passey, B.H., Ferry, J.M., Bourrand, J.-J., 2017. Calibration of the dolomite clumped isotope thermometer from 25 to 350 °C, and implications for a universal calibration for all (Ca, Mg, Fe)CO<sub>3</sub> carbonates. Geochimica et Cosmochimica Acta 200, 255–279. <u>https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.11.028</u>

Bonijoly, D., 1980. Evolution des substances carbonées naturelles. Formation du graphite (Thèse de doctorat). Université d'Orléans.

Bonté, D., Guillou-Frottier, L., Garibaldi, C., Bourgine, B., Lopez, S., Bouchot, V., Lucazeau, F., 2010. Subsurface temperature maps in French sedimentary basins: new data compilation and interpolation. Bulletin de la Société Géologique de France 181, 377–390. <u>https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.4.377</u>

Bouilhac, M., 1987. Évolution sédimentaire et diagénétique des formations carbonatées du Bajocien du Périgord (Causses Cubjac et Martel) (Thèse de doctorat). Université de Bordeaux III.

Bouroullec, J., Delfaud, J., Gauthier, J., Lenguin, M., 1973. Etude des sédiments carbonatés de la plate-forme interne du Quercy, du Bathonien au Callovien. Bulletin des centres de recherches 7, 18.

Bourrouilh, R., Richert, J.-P., Zolnaï, G., 1995. The North Pyrenean Aquitaine Basin, France: Evolution and Hydrocarbons. Bulletin 79, 831–853. <u>https://doi.org/10.1306/8D2B1BC4-171E-11D7-8645000102C1865D</u>
Bradshaw, M.J., Cripps, D.W., 1992. Jurassic, in: Cope, J.C.W., Ingham, J.K., Rawson, P.F. (Eds.), Atlas of Palaeogeography and Lithofacies, Memoirs. p. 153.

Braithwaite, C.J.R., 2016. Cathodoluminescence in Quaternary carbonate deposits. Sedimentary Geology 337, 29–35. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.02.016</u>

Brand, W.A., Assonov, S.S., Coplen, T.B., 2010. Correction for the 17O interference in  $\delta(13C)$  measurements when analyzing CO2 with stable isotope mass spectrometry (IUPAC Technical Report). Pure and Applied Chemistry 82, 1719–1733. <u>https://doi.org/10.1351/PAC-REP-09-01-05</u>

Branger, P., 1989. La marge nord-aquitaine et le seuil du Poitou au Bajocien : Stratigraphie séquentielle, évolution biosédimentaire et paléogéographie. (Thèse de doctorat). Université de Poitiers.

Braun, J.-J., Pagel, M., Muller, J.-P., Bilong, P., Michard, A., Guillet, B., 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. Geochimica et Cosmochimica Acta 54, 781–795. <u>https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90373-S</u>

Brehm, U., Palinska, K., Krumbein, W., 2004. Laboratory cultures of calcifying biomicrospheres generate ooids - A contribution to the origin of oolites. Carnets de géologie (Notebooks on geology), Maintenon, Letter 3. <u>https://doi.org/10.4267/2042/309</u>

BRGM, Elf, Esso, SNPA, (Eds.), 1974. Géologie du Bassin d'Aquitaine. BRGM Editions, Paris.

Brigaud, B., Pucéat, E., Pellenard, P., Vincent, B., Joachimski, M., 2008. Climatic fluctuations and seasonality during the Upper Jurassic (Oxfordian-Lower Kimmeridgian) inferred from  $\delta^{18}$ O of Paris Basin oyster shells. Earth and Planetary Science 273, 58–67. <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.015</u>

Brigaud, B., Durlet, C., Deconinck, J.-F., Vincent, B., Thierry, J., Trouiller, A., 2009. The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France). Sedimentary Geology 222, 161–180. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.09.002</u>

Brigaud, B., Vincent, B., Carpentier, C., Robin, C., Guillocheau, F., Yven, B., Huret, E., 2014. Growth and demise of the Jurassic carbonate platform in the intracratonic Paris Basin (France): Interplay of climate change, eustasy and tectonics. Marine and Petroleum Geology 53, 3–29. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.09.008</u>

Brigaud, B., Vincent, B., Pagel, M., Gras, A., Noret, A., Landrein, P., Huret, E., 2018. Sedimentary architecture, depositional facies and diagenetic response to intracratonic deformation and climate change inferred from outcrops for a pivotal period (Jurassic/Cretaceous boundary, Paris Basin, France). Sedimentary Geology 373, 48–76. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.04.011</u>

Brigaud, B., Bonifacie, M., Pagel, M., Blaise, T., Calmels, D., Haurine, F., Landrein, P., 2020. Past hot fluid flows in limestones detected by  $\Delta$ 47–(U–Pb) and not recorded by other geothermometers. Geology 48, 851–856. <u>https://doi.org/10.1130/G47358.1</u>

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. <u>https://doi.org/10.1111/sed.12795</u>

Brunet, M.-F., Le Pichon, X., 1982. Subsidence of the Paris Basin. J. Geophys. Res. 87, 8547. <u>https://doi.org/10.1029/JB087iB10p08547</u>

Brunet, M.-F., 1983. La subsidence du Bassin d'Aquitaine au Mésozoïque et au Cénozoïque. Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre. 297, 599–602.

Brunet, M.-F., 1984. Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves. Geol. Mag. 121, 421–428. <u>https://doi.org/10.1017/S0016756800029952</u>

Brunet, M.-F., 1991. Subsidence et geodynamique du bassin d'aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'atlantique (Thèse de doctorat). Université Paris 6, Paris.

Buhmann, D., Dreybrodt, W., 1985. The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas. Chemical Geology 48, 189–211. <u>https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90046-4</u>

Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary Geology 79, 3–57. <u>https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A</u>

Burg, J.-P., Van den Driessche, J., Brun, J.-P., 1994. Syn-to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: modes and structural consequences. Géologie de la France 3, 33–51.

Buschaert, S., Fourcade, S., Cathelineau, M., Deloule, E., Martineau, F., Ayt Ougougdal, M., Trouiller, A., 2004. Widespread cementation induced by inflow of continental water in the eastern part of the Paris basin: O and C isotopic study of carbonate cements. Applied Geochemistry 19, 1201–1215. <u>https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2003.01.001</u>

## C

Cañaveras, J.C., Sánchez-Moral, S., Calvo, J.P., Hoyos, M., Ordóñez, S., 1996. Dedolomites associated with karstification. An example of early dedolomitization in lacustrine sequences from the Tertiary Madrid basin, central Spain. Carbonates Evaporites 11, 85–103. <u>https://doi.org/10.1007/BF03175788</u>

Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C., Ternet, Y., 1999. Stratigraphic and geodynamic setting of alterites and bauxites on the Iberian Margin of the Western Pyrenees (France) 6.

Capdeville, J.P., 1989. Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluvio-lacustres du nord du Bassin aquitain entre Lot et Dordogne (Document du BRGM No. 175).

Carcel, D., Colombié, C., Giraud, F., Courtinat, B., 2010. Tectonic and eustatic control on a mixed siliciclastic–carbonate platform during the Late Oxfordian–Kimmeridgian (La Rochelle platform, western France). Sedimentary Geology 223, 334–359. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.11.018</u>

Cariou, E., Hantzpergue, P. (Eds.), 1997. Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles, Bull. centre rech. Elf Explor.-prod. Mém. Elf Aquitaine, Pau, France.

Carpentier, C., Lathuilière, B., Ferry, S., Sausse, J., 2007. Sequence stratigraphy and tectonosedimentary history of the Upper Jurassic of the Eastern Paris Basin (Lower and Middle Oxfordian, Northeastern France). Sedimentary Geology 197, 235–266. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.10.004</u>

Carpentier, C., Lathuilière, B., Ferry, S., 2010. Sequential and climatic framework of the growth and demise of a carbonate platform: implications for the peritidal cycles (Late Jurassic, North-eastern France): Growth and demise of a carbonate platform. Sedimentology 57, 985–1020. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01128.x</u>

Carpentier, C., Brigaud, B., Blaise, T., Vincent, B., Durlet, C., Boulvais, P., Pagel, M., Hibsch, C., Yven, B., Lach, P., Cathelineau, M., Boiron, M.-C., Landrein, P., Buschaert, S., 2014. Impact of basin burial and exhumation on Jurassic carbonates diagenesis on both sides of a thick clay barrier (Paris Basin, NE France). Marine and Petroleum Geology 53, 44–70. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.01.011</u>

Carpentier, C., Ferry, S., Lécuyer, C., Strasser, A., Géraud, Y., Trouiller, A., 2015. Origin of Micropores In Late Jurassic (Oxfordian) Micrites of the Eastern Paris Basin, France. Journal of Sedimentary Research 85, 660–682. <u>https://doi.org/10.2110/jsr.2015.37</u> Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S. t. C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. nos 44, 173–245. <u>https://doi.org/10.1127/0078-0421/2011/0011</u>

Cauliez, N., 1986. Les altérités du Quercy-Périgord témoins de la tectonique tertiaire : géodynamique des paléoaltérations en bordure Sud-Ouest du Massif Central (Thèse de doctorat). Université d'Orléans, Orléans.

Cecca, F., Martin Garin, B., Marchand, D., Lathuiliere, B., Bartolini, A., 2005. Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 222, 10–32. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.03.009</u>

Chamley, H., 1989. Clay Formation Through Weathering, in: Clay Sedimentology. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 21–50. <u>https://doi.org/10.1007/978-3-642-85916-8\_2</u>

Chen, Z., Hartmann, A., Wagener, T., Goldscheider, N., 2018. Dynamics of water fluxes and storages in an Alpine karst catchment under current and potential future climate conditions. Hydrol. Earth Syst. Sci. 22, 3807–3823. <u>https://doi.org/10.5194/hess-22-3807-2018</u>

Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F.W., Wang, X., Edwards, R.L., d'Horta, F.M., Ribas, C.C., Vuille, M., Stott, L.D., Auler, A.S., 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. Nat Commun 4, 1411. <u>https://doi.org/10.1038/ncomms2415</u>

Choquette, P.W., Pray, L.C., 1970. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. Bulletin 54, 207–250. <u>https://doi.org/10.1306/5D25C98B-16C1-11D7-8645000102C1865D</u>

Choukroune, P., Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrenees; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne; comparaisons avec des modeles actuels. Bulletin de la Société Géologique de France S7-XX, 689–700. <u>https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.689</u>

Christophoul, F., Soula, J.-C., Brusset, S., Elibana, B., Roddaz, M., Bessiere, G., Deramond, J., 2003. Time, place and mode of propagation of foreland basin systems as recorded by the sedimentary fill: examples of the Late Cretaceous and Eocene retro-foreland basins of the north-eastern Pyrenees. SP 208, 229–252. <u>https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.208.01.11</u>

Clark, D.N., 1976. Sedimentology and palaeoenvironmental analysis of the middle Jurassic rocks of the Lot valley area, South-West France (Thèse de doctorat). University of London.

Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. Solid Earth 6, 643–668. <u>https://doi.org/10.5194/se-6-643-2015</u>

Coffey, B.P., Read, J.F., 2007. Subtropical to temperate facies from a transition zone, mixed carbonate-siliciclastic system, Palaeogene, North Carolina, USA. Sedimentology 54, 339–365. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00839.x</u>

Combes, P.-J., Peybernès, B., Leyreloup, A.F., 1998. Altérites et bauxites, témoins des marges européenne et ibérique des Pyrénées occidentales au Jurassique supérieur — Crétacé inférieur, à l'ouest de la vallée d'Ossau (Pyrénées-Atlantiques, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 327, 271–278. <u>https://doi.org/10.1016/S1251-8050(98)80085-2</u>

Cubaynes, R., 1986. Le Lias du Quercy méridional: étude lithologique, biostratigraphique, paléoécologique et sédimentologique (Thèse de doctorat). Université Paul-Sabatier, Toulouse.

Cubaynes, R., Faure, P., Hantzpergue, P., Pelissie, T., Rey, J., 1989. Le Jurassique du Quercy : unités lithostratigraphiques, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire. Géologie de la France 3, 33–62.

Cubaynes, R., Hantzpergue, P., Lezin, C., Mazin, J.-M., Pelissié, T., Rey, J., 2004. Les dépôts littoraux du jurassique sur la bordure quercynoise (Aquitaine): généralités. Strata 2, 1–85.

Curnelle, R., Dubois, P., Seguin, J.-C., Durand-Delga, M., 1980. Le bassin d'Aquitaine: Substratum anté-Tertiaire et bordures mésozoïques. Bulletin des Centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine Mémoire 3, 47–58.

Curnelle, R., 1983. Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. Bulletin des Centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine 7, 69–99.

Curnelle, R., Dubois, P., 1986. Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français : bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. Bulletin de la société géologique de France 8, 539–546.

#### D

Dandurand, G., 2011. Cavités et remplissages de la nappe karstique de Charente (bassin de la Touvre, La Rochefoucauld). Spéléogenèse par fantômisation, archives pléistocène et holocène, rôle de l'effet de site. Géomorphologie. (Thèse de doctorat). Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, Bordeaux.

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. Geologica Belgica 17, 27–32.

Danisch, J., Krencker, F.-N., Mau, M., Mattioli, E., Fauré, P., Alméras, Y., Nutz, A., Kabiri, L., El Ouali, M., Bodin, S., 2021. Tracking a drowning unconformity up to the peritidal zone: Proximal expression of the early Bajocian carbonate crisis in Morocco. Journal of African Earth Sciences 182, 104300. <u>https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104300</u>

Dauch, C., Viallard, P., 1987. Stade initial d'un duplex dans une aire à faible taux de raccourcissement : interprétation du pli chevauchant de la Grésigne (SW de la France). Compte-rendu de l'Académie des Sciences, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 304, 663–668.

Dauch, C., 1988. Décrochements et chevauchements dans une zone de plate-forme : l'exemple du massif de la Grésigne (Aquitaine nord-orientale) (Thèse de doctorat). Université de Toulouse 3.

De Graciansky, P., Jacquin, T., Hesselbo, S., 1998. The Ligurian cycle: an overview of lower jurassic 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe, in: Graciansky, P.C. de (Ed.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, Special Publication / SEPM (Society for Sedimentary Geology). SEPM, Tulsa, Okla.

Debelmas, J., 1986. The Western Alpine Arc: New Data and Hypothesis, in: Developments in Geotectonics. Elsevier, pp. 233–251. <u>https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42688-8.50015-1</u>

Delavanna, M., Steinberg, M., Trauth, N., Holzapffel, T., 1989. Influence des cycles eustatiques et de la tectonique synsédimentaire sur la minéralogie du Lias et du Dogger du forage de Sancerre-Couy (Cher). Programme Géologie Profonde de la France. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 308, 111–116.

Delfaud, J., 1969. Essais sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénen durant le jurassique et le crétacé inférieur. (Thèse de doctorat). Université de Bordeaux.

Delfaud, J., Lenguin, M., 1970. Introduction to model of carbonated environment of continental borders. Example of platform of bathonian-callovian of Quercy. Compte-rendu hebdomadaire des séances de l'académie des sciences, série D 271, 960.

Delfaud, J., Lenguin, M., 1971. Premières observations relatives aux stades de l'évolution tardigénétique du Jurassique nord-aquitain. Compte-rendus de l'Académie des Sciences de Paris 273, 458–461.

Delfaud, J., 1973. Sur l'appartenance de certains « pseudoflyschs » aux faciès prodeltaïques de plateforme. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 1125–1128.

Delfaud, J., Permanyer, A., Lacrampe, G., Revert, J., Sabrier, R., Thomas, G., 1995. Le contexte dynamique du dépôt de la matière organique dans le Kimméridgien nord-aquitain. Strata - Séance spécialisée de la Société géologique de France" Le Bassin d'Aquitaine, évolution sédimentaire et structurale" 1 24–26.

Delsahut, B., 1981. Dynamique du bassin de Carmaux (Tarn) et géologie du Stéphano-Permien entre Réalmont et Najac. Etude préliminaire à la recherche de houille (Thèse de doctorat). Université Paul Sabatier, Toulouse.

Dennis, K.J., Affek, H.P., Passey, B.H., Schrag, D.P., Eiler, J.M., 2011. Defining an absolute reference frame for 'clumped' isotope studies of CO2. Geochimica et Cosmochimica Acta 75, 7117–7131. <u>https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.09.025</u>

Dépêche, F., 1967. Etude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique inférieur et moyen des Causses du Quercy, région de Cajarc (Lot). (Thèse de doctorat). Université de Paris.

Dera, G., Brigaud, B., Monna, F., Laffont, R., Pucéat, E., Deconinck, J.-F., Pellenard, P., Joachimski, M.M., Durlet, C., 2011. Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world. Geology 39, 215–218. <u>https://doi.org/10.1130/G31579.1</u>

Dera, G., Prunier, J., Smith, P.L., Haggart, J.W., Popov, E., Guzhov, A., Rogov, M., Delsate, D., Thies, D., Cuny, G., Pucéat, E., Charbonnier, G., Bayon, G., 2015. Nd isotope constraints on ocean circulation, paleoclimate, and continental drainage during the Jurassic breakup of Pangea. Gondwana Research 27, 1599–1615. <u>https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.02.006</u>

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. Tectonophysics 123, 241–315. <u>https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90199-X</u>

Deville de Periere, M., Durlet, 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. Marine and Petroleum Geology 28, 1727– 1750. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.05.002</u>

Deville de Periere, M., Durlet, C., Vennin, E., Caline, B., Boichard, R., Meyer, A., 2017. Influence of a major exposure surface on the development of microporous micritic limestones - Example of the Upper Mishrif Formation (Cenomanian) of the Middle East. Sedimentary Geology 353, 96–113. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.03.005</u>

Dhiersat, G., 1984. Étude sédimentologique et biostratigraphique de l'Aalénien - Bajocien et Bathonien inférieur du Causse de Martel (Rapport de D.E.A.). Université Paul-Sabatier, Toulouse.

Diaz, M.R., Eberli, G.P., 2019. Decoding the mechanism of formation in marine ooids: A review. Earth-Science Reviews 190, 536–556. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.016</u>

Doe, Stacey, 1974. The application of lead isotopes to the problem of ore genesis and ore prospect evaluation: a review. Economic Geology 69, 757–776.

Dromart, G., Allemand, P., Garcia, J.-P., Robin, C., 1996. Variation cyclique de la production carbonatée au Jurassique le long d'un transect Bourgogne-Ardèche, Est-France. Bulletin de la Société géologique de France 167, 423–433.

Dromart, G., 2003. Perturbation of the carbon cycle at the Middle/Late Jurassic transition: Geological and geochemical evidence. American Journal of Science 303, 667–707. <u>https://doi.org/10.2475/ajs.303.8.667</u>

Dromart, G., Garcia, J.-P., Picard, S., Atrops, F., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., 2003. Ice age at the Middle–Late Jurassic transition? Earth and Planetary Science Letters 213, 205–220. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00287-5

Dubois, C., Quinif, Y., Baele, J.-M., Barriquand, L., Bini, A., Bruxelles, L., Dandurand, G., Havron, C., Kaufmann, O., Lans, B., Maire, R., Martin, J., Rodet, J., Rowberry, M.D., Tognini, P., Vergari, A., 2014. The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. Earth-Science Reviews 131, 116–148. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.006</u>

Dubreuilh, J., 1987. Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du nord du Bassin d'Aquitaine : passage aux formations palustres, lacustres et marines (Thèse de doctorat). Université de Bordeaux 3.

Dufaure, J., 1958. Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien, de l'Aquitaine à la Provence. Revue de micropaléontologie 1, 87–115.

Dugué, O., 2007. Le massif armoricain dans l'évolution mésozoïque et cénozoïque du Nord-Ouest de l'Europe. Contrôles tectonique, eustatique et climatique d'un bassin intracratonique (Normandie, Mer de la Manche, France). (Thèse d'habilitation à diriger des Recherches). Université de Caen.

Dugué, O., 1989. Géodynamique d'une bordure de massifs anciens. La bordure occidentale du Bassin anglo- parisien au Callovo-Oxfordien. Pulsations épirogéniques et cycles eustatiques. (Thèse de doctorat). Université de Caen.

Dunham, R., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 108–121.

Dupuy, N., 1984. Dolomitisation, recristallisation et cimentation calcitiques des formations carbonatées granulaires du Bajocien du Quercy (Thèse de doctorat). Université de Bordeaux III.

Durand-Delga, M., 1979. L'anticlinal de la Grésigne (Tarn, Haut Languedoc), résultat du coulissement d'un bloc crustal quercynois. Compte-rendu de l'Académie des Sciences de Paris 289, 9–12.

Durlet, C., Jacquin, T., Floquet, M., 1997. Tectonique synsédimentaire distensive dans les calcaires aaléno-bajociens du Seuil de Bourgogne (France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 324, 1001–1008. <u>https://doi.org/10.1016/S1251-8050(97)83985-7</u>

Durlet, C., Thierry, J., 2000. Modalites sequentielles de la transgression aaleno-bajocienne sur le sud-est du Bassin parisien. Bulletin de la Société Géologique de France 171, 327–339. <u>https://doi.org/10.2113/171.3.327</u>

Edel, J.-B., 2008. Structure et nature du socle anté-permien du Bassin de Paris d'après les données gravimétriques et magnétiques – Le problème de l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP). Géochronique 105, 31–37.

Edel, J.B., Schulmann, K., Lexa, O., Lardeaux, J.M., 2018. Late Palaeozoic palaeomagnetic and tectonic constraints for amalgamation of Pangea supercontinent in the European Variscan belt. Earth-Science Reviews 177, 589–612. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.12.007</u>

Edgcomb, V.P., Bernhard, J.M., Beaudoin, D., Pruss, S., Welander, P.V., Schubotz, F., Mehay, S., Gillespie, A.L., Summons, R.E., 2013. Molecular indicators of microbial diversity in oolitic sands of Highborne Cay, Bahamas. Geobiology 11, 234–251. <u>https://doi.org/10.1111/gbi.12029</u>

Ehrenberg, S.N., Nadeau, P.H., 2005. Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. Bulletin 89, 435–445. <u>https://doi.org/10.1306/11230404071</u>

Ehrenberg, S.N., 2006. Porosity destruction in carbonate platforms. Journal of petroleum geology 29, 41–52.

Ehrenberg, S.N., Eberli, G.P., Keramati, M., Moallemi, S.A., 2006. Porosity-permeability relationships in interlayered limestone-dolostone reservoirs. Bulletin 90, 91– 114. <u>https://doi.org/10.1306/08100505087</u>

Ehrenberg, S.N., Walderhaug, O., Bjørlykke, K., 2012. Carbonate porosity creation by mesogenetic dissolution: Reality or illusion? Bulletin 96, 217–233. <u>https://doi.org/10.1306/05031110187</u>

Elias Bahnan, A., Carpentier, C., Pironon, J., Ford, M., Ducoux, M., Barré, G., Mangenot, X., Gaucher, E.C., 2020. Impact of geodynamics on fluid circulation and diagenesis of carbonate reservoirs in a foreland basin: Example of the Upper Lacq reservoir (Aquitaine basin, SW France). Marine and Petroleum Geology 111, 676–694. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.047</u>

Elias Bahnan, A., Pironon, J., Carpentier, C., Barré, G., Gaucher, E.C., 2021. The diagenetic history of the giant Lacq gas field, witness to the apto-albian rifting and the Pyrenean orogeny, revealed by fluid and basin modeling. Marine and Petroleum Geology 133, 105250. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105250</u>

Embry, A., Klovan, J., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 19, 730–781. <u>https://doi.org/doi.org/10.35767/gscpgbull.19.4.730</u>

Embry, A., 2009. Practical Sequence Stratigraphy. Canadian Society of Petroleum Geologists 81, 79.

Enay, R., Mangold, C., 1980. Synthèse paléogéographique du Jurassique Français. Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon 5, 280.

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'Éocène inférieur et moyen. Mémoires et Travaux de l'Institut de Montpellier 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 Geoscience 340, 602–614. <u>https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.11.005</u>

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. Rev. Inst. Fr. Pét. 40, 755–784. <u>https://doi.org/10.2516/ogst:1985045</u> Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1986. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Troisième partie. Revue de l'Institut français du Pétrole 41, 73–89.

Espurt, N., Angrand, P., Teixell, A., Labaume, P., Ford, M., de Saint Blanquat, M., Chevrot, S., 2019. Crustal-scale balanced cross-section and restorations of the Central Pyrenean belt (Nestes-Cinca transect): Highlighting the structural control of Variscan belt and Permian-Mesozoic rift systems on mountain building. Tectonophysics 764, 25–45. <u>https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.04.026</u>

Evans, M.A., Bebout, G.E., Brown, C.H., 2012. Changing fluid conditions during folding: An example from the central Appalachians. Tectonophysics 576–577, 99– 115. <u>https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.002</u>

#### F

Fabre, 1971. Contribution à l'étude du massif de la Grésigne. (Thèse de doctorat). Université de Paris.

Fantasia, A., Mattioli, E., Spangenberg, J.E., Adatte, T., Bernárdez, E., Ferreira, J., Thibault, N., Krencker, F.-N., Bodin, S., 2022. The middle-late Aalenian event: A precursor of the Mesozoic Marine Revolution. Global and Planetary Change 208, 103705. <u>https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103705</u>

Faugeras, P., 1988. Évolution de la plate-forme carbonatée est-aquitaine du Jurassique moyen en Périgord. Stratigraphie, sédimentologie, paléogéographie. (Thèse de doctorat). Université de Poitiers.

Faugeras, P., Bassoulet, J.P., 1988. Découvertes de foraminifères, marqueurs biostratigraphiques dans le Dogger du Périgord (Nord du bassin d'Aquitaine). C.R. Acad. Sci. Paris t. 306, 145–148.

Fauré, P., Lézin, C., Cubaynes, R., 2000. Le découpage biochronolo- gique du Toarcien supérieur par les ammonites (zones à Pseudo- radiosa et à Aalensis) du Sud de la France (Lot, Lozère, Aveyron). Strata 1, 127–129.

Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau, F., Pik, R., 2012. Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U–Th)/He thermochronometry. Basin Res 24, 401–417. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00535.x</u>

Fleury P., 2005. Sources sous-marines et aquifères côtiers méditerranéens : fonctionnement et caractérisation, Thèse, 286 pp.

Floquet, M., Neuweiler, F., Leonide, P., 2012. The Impact of Depositional Events and Burial Rate On Carbonate-Silica Diagenesis In A Middle Jurassic Stromatactis Carbonate Mud Mound, Sainte-Baume Massif, Se France. Journal of Sedimentary Research 82, 521–539. <u>https://doi.org/10.2110/jsr.2012.43</u>

Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application, Berling: Springer. ed.

Folk, R.L., 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. Dolomitization and Limestone Diagenesis: A Symposium. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 10, 14–48.

Föllmi, K.B., Godet, A., Bodin, S., Linder, P., 2006. Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the northern Tethyan margin and their impact on the Early Cretaceous carbon isotope record: Cretaceous platform-basin interactions. Paleoceanography 21. <u>https://doi.org/10.1029/2006PA001313</u>

Föllmi, K.B., Gainon, F., 2008. Demise of the northern Tethyan Urgonian carbonate platform and subsequent transition towards pelagic conditions: The sedimentary record of the Col de la Plaine Morte area, central Switzerland. Sedimentary Geology 205, 142–159. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.02.005

Fonseca, C., Mendonça, J.O., Mendonça Filho, J.G., Lézin, C., Duarte, L.V., 2018. Thermal maturity assessment study of the late Pliensbachian-early Toarcian organic-rich sediments in southern France: Grands Causses, Quercy and Pyrenean basins. Marine and Petroleum Geology 91, 338–349. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.01.017</u>

Ford, D., Williams, P., 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology John Wiley&Sons, 576.

Foucher, N., 1986. Géodynamique sédimentaire et évolution paléogéographique de la plate-forme Nord-Est Aquitaine au Jurassique moyen (Charente, Dordogne) (Thèse de doctorat). Université de Poitiers.

François, T., Barbarand, J., Wyns, R., 2020. Lower Cretaceous inversion of the European Variscan basement: record from the Vendée and Limousin (France). Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 109, 1837–1852. <u>https://doi.org/10.1007/s00531-020-01875-z</u>

Frank, J.R., Carpenter, A.B., Oglesby, T.W., 1982. Cathodoluminescence and Composition of Calcite Cement in the Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian), Southeast Missouri. SEPM JSR Vol. 52, 631–638. <u>https://doi.org/10.1306/212F7FB8-2B24-11D7-8648000102C1865D</u>

Freytet, P., 1973. Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the upper cretaceous and lower eocene of languedoc (Southern France). Sedimentary Geology 10, 25–60. <u>https://doi.org/10.1016/0037-0738(73)90009-2</u>

Fu, Q., Qing, H., Bergman, K.M., Yang, C., 2008. Dedolomitization and calcite cementation in the Middle Devonian Winnipegosis Formation in Central Saskatchewan, Canada. Sedimentology 55, 1623–1642. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.00960.x</u>

## G

Gabilly, J., 1976. Le Toarcien à Thouars et dans le Centre-Ouest de la France: Biostratigraphique et evolution de la faune (Harpoceratinae, Hildoceratinae). Stratotypes français 3.

Gaillard, M., Masse, P., 1980. Un modèle de tectonique de plate-forme : exemple d'un linéament de la bordure nord-aquitaine. Bulletin du centre de Recherches, d'exploration- Production Elf-Aquitaine 4, 633–647.

Gèze, B., Durand-Delga, M., 1943. Observations stratigraphiques sur le massif de la Gresigne (Tarnet-Garonne). Compte-rendu de la société géologique de France 14, 190–192.

Gèze, B., 1954. Sur la tectonique des causses du Quercy. Bulletin de la Société géologique de France, 6ème série 453–466.

Giraud, F., Mattioli, E., López-Otálvaro, G.E., Lécuyer, C., Suchéras-Marx, B., Alméras, Y., Martineau, F., Arnaud-Godet, F., de Kænel, E., 2016. Deciphering processes controlling mid-Jurassic coccolith turnover. Marine Micropaleontology 125, 36–50. <u>https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2016.03.001</u>

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. <u>https://doi.org/10.1130/G39905.1</u>

Godet, A., Durlet, C., Spangenberg, J.E., Föllmi, K.B., 2016. Estimating the impact of early diagenesis on isotope records in shallow-marine carbonates: A case study from the Urgonian Platform in western Swiss Jura. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 454, 125–138. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.04.029</u>

Goldhammer, R.K., 1997. Compaction and Decompaction Algorithms for Sedimentary Carbonates. SEPM JSR Vol. 67. <u>https://doi.org/10.1306/D42684E1-2B26-11D7-8648000102C1865D</u>

#### Références bibliographiques

Goldscheider, N., Chen, Z., Auler, A.S., Bakalowicz, M., Broda, S., Drew, D., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Stevanovic, Z., Veni, G., 2020. Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. Hydrogeol J 28, 1661–1677. <u>https://doi.org/10.1007/s10040-020-02139-5</u>

Gomez, E., Saltel, M., Pédron, N., 2010. Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine - Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain (Module 4 - Année 1 - Convention 2008-2013 No. BRGM/RP-57810-FR).

Gonnin, C., Cariou, E., Branger, P., 1992. Les facteurs de contrôle de la sédimentation au début du Jurassique moyen sur le seuil du Poitou et ses abords. Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris 315, 853–859.

Gonnin, C., Cariou, E., Branger, P., 1993. Stratigraphie séquentielle des séries du Bajocien inférieur au bathonien moyen du seuil du Poitou et de son versant aquitain (France). Compte-rendu de l'Académie des Sciences de Paris 316, 209–215.

Gonnin, P., Cariou, E., Bassoulet, J.-P., Gabilly, J., Mourier, J.-P., 1994. La stratigraphie séquentielle, outil de datation régional complémentaire de la biostratigraphie : application à la reconstruction de la dynamique sédimentaire des séries bathoniennes de surface du seuil du Poitou (France). Compte-rendu de l'Académie des Sciences de Paris 318, 235–241.

Goodfellow, B.W., Viola, G., Bingen, B., Nuriel, P., Kylander-Clark, A.R.C., 2017. Palaeocene faulting in SE Sweden from U–Pb dating of slickenfibre calcite. Terra Nova 29, 321–328. <u>https://doi.org/10.1111/ter.12280</u>

Gourdon-Platel, N., Dubreuilh, J., 1992. Les férruginisations et les argiles associées au paléokarst tertiaire du Périgord (Dordogne, France), in: Salomon, J.-N., Maire, R. (Eds.), Karsts et évolutions climatiques. Presses Universitaires de Bordeaux, pp. 449–460. <u>https://doi.org/10.4000/books.pub.11042</u>

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2020. Geologic time scale 2020, Elsevier. ed.

Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigoltet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta 13, 189–245. https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105372

Guillong, M., Wotzlaw, J.-F., Looser, N., Laurent, O., 2020. Evaluating the reliability of U–Pb laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) carbonate geochronology: matrix issues and a potential calcite validation reference material. Geochronology 2, 155–167. <u>https://doi.org/10.5194/gchron-2-155-2020</u>

Guo, B., Sanders, J.E., Friedman, G.M., 1996. Timing and origin of dedolomite in upper Wappinger Group (Lower Ordovician) strata, southeastern New York. Carbonates Evaporites 11, 113–133. <u>https://doi.org/10.1007/BF03175790</u>

Gutierrez, T., Cabaret, O., Perrin, J., Stöckle, A., 2016. Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine - Connaissances des karsts aquitains - Étude des karsts libres et sous couverture du département de la Dordogne (Rapport final No. BRGM/RP-64800-FR), Module 4 - Année 5 – Convention 2008-2013.

## Н

Haley, B.A., Klinkhammer, G.P., McManus, J., 2004. Rare earth elements in pore waters of marine sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta 68, 1265–1279. <u>https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.09.012</u>

Handy, M.R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Science Reviews 102, 121–158. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002</u>

Hansman, R.J., Albert, R., Gerdes, A., Ring, U., 2018. Absolute ages of multiple generations of brittle structures by U–Pb dating of calcite. Geology 46, 207–210. <u>https://doi.org/10.1130/G39822.1</u>

Hantzpergue, P., Lafaurie, G., 1994. Les calcaires lithographiquesdu Tithonien quercynois: Stratigraphie, paléogéographie et contexte biosédimentaire. Geobios 27, 237–243. <u>https://doi.org/10.1016/S0016-6995(94)80039-1</u>

Haq, B., Hardenbol, J., Vail, P., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. Science 235, 1156–1167. <u>https://doi.org/10.1126/science.235.4793.11</u>

Haq, B.U., 2017. Jurassic Sea-Level Variations: A Reappraisal. GSAT 28, 4– 10. <u>https://doi.org/10.1130/GSATG359A.1</u>

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M., Jacquin, T., Vail, P., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, in: Graciansky, P.C. de (Ed.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, Special Publication / SEPM (Society for Sedimentary Geology). SEPM, Tulsa, Okla.

Hardie, L.A., 1987. Dolomitization; a critical view of some current views. Journal of Sedimentary Research 57, 166–183. <u>https://doi.org/10.1306/212F8AD5-2B24-11D7-8648000102C1865D</u>

Hartenberger, J.L., 1987. Modalités des extinctions et apparitions chez les Mammifères du Paléogène d'Europe. Mémoire de la société géologique de France 150, 133–143.

Havron, C., Baele, J.-M., Quinif, Y., 2007. Pétrographie d'une altérite résiduelle de type « fantôme de roche ». Karstologia 49, 25–32.

Heasley, E.C., Worden, R.H., Hendry, J.P., 2000. Cement distribution in a carbonate reservoir: recognition of a palaeo oil-water contact and its relationship to reservoir quality in the Humbly Grove field, onshore, UK. Marine and Petroleum Geology 17, 639–654. <u>https://doi.org/10.1016/S0264-8172(99)00057-4</u>

Hendry, J.P., Ditchfield, P.W., Marshall, J.D., 1995. Two-Stage Neomorphism of Jurassic Aragonitic Bivalves: Implications for Early Diagenesis. SEPM JSR 65, 214–224. <u>https://doi.org/10.1306/D4268077-2B26-11D7-8648000102C1865D</u>

Hendry, J.-P., 2002. Geochemical trends and palaeohydrological significance of shallow burial calcite and ankerite cements in Middle Jurassic strata on the East Midlands Shelf (onshore UK). Sedimentary Geology 151, 149–176.

Heritier, F., 1994. A History of Petroleum Exploration in France, in: Mascle, A. (Ed.), Hydrocarbon and Petroleum Geology of France. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 29– 45. <u>https://doi.org/10.1007/978-3-642-78849-9\_2</u>

Hesselbo, S.P., Ogg, J.G., Ruhl, M., Hinnov, L.A., Huang, C.J., 2020. The Jurassic Period, in: Geologic Time Scale 2020. Elsevier, pp. 955–1021. <u>https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00026-7</u>

Heward, A.P., Chuenbunchom, S., Mäkel, G., Marsland, D., Spring, L., 2000. Nang Nuan oil field, B6/27, Gulf of Thailand: karst reservoirs of meteoric or deep-burial origin? PG 6, 15–27. <u>https://doi.org/10.1144/petgeo.6.1.15</u>

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: U–Pb age of lacustrine limestone. Tectonics 35, 896–906. <u>https://doi.org/10.1002/2016TC004166</u>

Hillgärtner, H., Strasser, A., 2003. Quantification of high-frequency sea-level fluctuations in shallowwater carbonates: an example from the Berriasian–Valanginian (French Jura). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 200, 43–63. <u>https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00444-9</u>

Hoareau, G., Crognier, N., Lacroix, B., Aubourg, C., Roberts, N.M.W., Niemi, N., Branellec, M., Beaudoin, N., Suárez Ruiz, I., 2021. Combination of Δ47 and U–Pb dating in tectonic calcite veins unravel the last pulses related to the Pyrenean Shortening (Spain). Earth and Planetary Science Letters 553, 116636. <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116636</u>

Homewood, P., 1996. The carbonate feedback system: interaction between stratigraphic accommodation, ecological succession and the carbonate factory; Le système de feed-back des carbonates: une interaction entre accomodation stratigraphique, succession écologique et l'usine des carbonates. Bulletin de la société géologique de France 167.

Horita, J., 2014. Oxygen and carbon isotope fractionation in the system dolomite-water-CO2 to elevated temperatures. Geochimica et Cosmochimica Acta 129, 111-124. <u>https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.12.027</u>

Horstwood, M.S.A., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson, N.J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., Condon, D.J., Schoene, B., 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology - Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. Geostand Geoanal Res 40, 311–332. <u>https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x</u>

Huaguo, W., Jixiang, C., Longbin, W., Rongcai, Z., 2016. Origin of dedolomite in the Carboniferous of Eastern Sichuan basin and its geological significance. Carbonates Evaporites 31, 249–257. <u>https://doi.org/10.1007/s13146-015-0256-3</u>

Husson, É., Gutierrez, T., Camus, H., Astruc, J.-G., Cabaret, O., Galaup, S., Couëffé, R., 2015. Origine, caractérisation et distribution prédictive du Karst sur la bordure Nord-Aquitaine Synthèse bibliographique & rapport d'avancement (Rapport intermédiaire No. BRGM/RP-65041-FR). BRGM.

Husson, É., Camus, H., Lerouge, C., Lasseur, E., Cabaret, O., Saltel, M., Pedron, N., Couëffé, R., 2016. Origine, caractérisation et distribution prédictive du Karst sur la bordure Nord-Aquitaine - OKaNA. (Rapport final No. BRGM/RP-66812-FR). BRGM.

## Ι

Ikeda, M., Tada, R., 2014. A 70 million years astronomical time scale for the deep-sea bedded chert sequence (Inuyama, Japan): Implications for Triassic–Jurassic geochronology. Earth and Planetary Science Letters 399, 30–43. <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.04.031</u>

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 Geoanalyt Res 28, 411–416. <u>https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2004.tb00759.x</u>

Issautier, B., Saspiturry, N., Serrano, O., 2020. Role of structural inheritance and salt tectonics in the formation of pseudosymmetric continental rifts on the european margin of the hyperextended Mauléon basin (Early Cretaceous Arzacq and Tartas Basins). Marine and Petroleum Geology 118, 104395. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104395</u>

Izquierdo-Llavall, E., Menant, A., Aubourg, C., Callot, J., Hoareau, G., Camps, P., Péré, E., Lahfid, A., 2020. Preorogenic Folds and Syn-Orogenic Basement Tilts in an Inverted Hyperextended Margin: The Northern Pyrenees Case Study. Tectonics 39. <u>https://doi.org/10.1029/2019TC005719</u>

Jacquin, T., Garcia, J., Ponsot, C., Thierry, J., Vail, P., 1992. Séquences de dépôt et cycles régressif/transgressifs en domaine marin carbonaté : exemple du Dogger du Bassin de Paris. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 315, 353–362.

Jahn, B., Cuvellier, H., 1994. Pb-Pb and U–Pb geochronology of carbonate rocks: an assessment. Chemical Geology 115, 125–151. <u>https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90149-X</u>

James, N., 1997. The cool-water carbonate depositional realm, in: James, N., Clarke, J. (Eds.), Cool-Water Carbonates. SEPM (Society for Sedimentary Geology), pp. 1–20. <u>https://doi.org/10.2110/pec.97.56</u>

James, N.P., 1977. Facies Models 7. Introduction to Carbonate Facies Models. Geoscience Canada 4, 123–125.

James, N.P., Bone, Y., Kyser, T.K., 1993. Shallow burial dolomitization and dedolomitization of Mid-Cenozoic, cool-water, calcitic, deep-shelf limestones, southern Australia. Journal of Sedimentary Research 63, 528–538. <u>https://doi.org/10.1306/D4267B4A-2B26-11D7-8648000102C1865D</u>

James, N.P., Jones, B., 2015. Origin of carbonate sedimentary rocks. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, West Sussex.

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees: extreme crustal thinning in the pyrenees. Tectonics 28, n/a-n/a. <u>https://doi.org/10.1029/2008TC002406</u>

Jaubert, J., Verheyden, S., Genty, D., Soulier, M., Cheng, H., Blamart, D., Burlet, C., Camus, H., Delaby, S., Deldicque, D., Edwards, R.L., Ferrier, C., Lacrampe-Cuyaubère, F., Lévêque, F., Maksud, F., Mora, P., Muth, X., Régnier, É., Rouzaud, J.-N., Santos, F., 2016. Early Neanderthal constructions deep in Bruniquel Cave in southwestern France. Nature 534, 111–114. <u>https://doi.org/10.1038/nature18291</u>

Jeans, C.V., 2006. Clay mineralogy of the Jurassic strata of the British Isles. Clay miner. 41, 187– 307. <u>https://doi.org/10.1180/0009855064110198</u>

Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and thier seismic expression, in: Sea-Level Changes—An Integrated Approach. <u>https://doi.org/10.2110/pec.88.42</u>

Jin, Z., Zhu, D., Hu, W., Zhang, X., Zhang, J., Song, Y., 2009. Mesogenetic dissolution of the middle Ordovician limestone in the Tahe oilfield of Tarim basin, NW China. Marine and Petroleum Geology 26, 753–763. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.08.005</u>

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. Geostandards and Geoanalytical Research 35, 397–429. <u>https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00120.x</u>

Jonas, L., Müller, T., Dohmen, R., Baumgartner, L., Putlitz, B., 2015. Transport-controlled hydrothermal replacement of calcite by Mg-carbonates. Geology 43, 779–782. <u>https://doi.org/10.1130/G36934.1</u>

Jourdon, A., Kergaravat, C., Duclaux, G., Huguen, C., 2021. Looking beyond kinematics: 3D thermomechanical modelling reveals the dynamic of transform margins (preprint). Tectonic plate interactions, magma genesis, and lithosphere deformation at all scales/Geodynamics and quantitative modelling/Tectonics. <u>https://doi.org/10.5194/se-2021-18</u>

# Κ

Kaczmarek, S.E., Sibley, D.F., 2011. On the evolution of dolomite stoichiometry and cation order during high-temperature synthesis experiments: An alternative model for the geochemical evolution of natural dolomites. Sedimentary Geology 240, 30–40. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.07.003</u>

Kafa, J., Delfaud, J., 1987. Paléogéographie et cadre tectonique des séquences des formations d'Autoire et de Carjac en Quercy (Aquitaine, France). Presented at the Congrès français de sédimentologie., pp. 215–216.

Kafa, J., 1988. Un modèle d'une plate-forme carbonatée, le Dogger inférieur du Quercy. Sédimentation - diagenèse et évolution de la porosité. (Thèse de doctorat). Université de Pau.

Kalhor, K., Ghasemizadeh, R., Rajic, L., Alshawabkeh, A., 2019. Assessment of groundwater quality and remediation in karst aquifers: A review. Groundwater for Sustainable Development 8, 104–121. <u>https://doi.org/10.1016/j.gsd.2018.10.004</u>

Kelly, S.D., Newville, M.G., Cheng, L., Kemner, K.M., Sutton, S.R., Fenter, P., Sturchio, N.C., Spötl, C., 2003. Uranyl Incorporation in Natural Calcite. Environ. Sci. Technol. 37, 1284–1287. <u>https://doi.org/10.1021/es025962f</u>

Kendall, A.C., 1975. Post-compactional calcitization of molluscan aragonite in Jurassic limestone from Saskatchewan, Canada. Journal of Sedimentary Research 45, 399–404. <u>https://doi.org/10.1306/212F6D70-2B24-11D7-8648000102C1865D</u>

Kenny, R., 1992. Origin of disconformity dedolomite in the Martin Formation (Late Devonian, northern Arizona). Sedimentary Geology 78, 137–146.

Kieken, M., 1973. Evolution de l'Aquitaine au cours du Tertiaire. Bulletin de la Société Géologique de France 7, 385–397.

Korte, C., Hesselbo, S.P., Ullmann, C.V., Dietl, G., Ruhl, M., Schweigert, G., Thibault, N., 2015. Jurassic climate mode governed by ocean gateway. Nat Commun 6, 10015. <u>https://doi.org/10.1038/ncomms10015</u>

Krencker, F.N., Bodin, S., Hoffmann, R., Suan, G., Mattioli, E., Kabiri, L., Föllmi, K.B., Immenhauser, A., 2014. The middle Toarcian cold snap: Trigger of mass extinction and carbonate factory demise. Global and Planetary Change 117, 64–78. <u>https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.03.008</u>

Krencker, F.-N., Fantasia, A., Danisch, J., Martindale, R., Kabiri, L., El Ouali, M., Bodin, S., 2020. Twophased collapse of the shallow-water carbonate factory during the late Pliensbachian–Toarcian driven by changing climate and enhanced continental weathering in the Northwestern Gondwana Margin. Earth-Science Reviews 208, 103254. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103254</u>

Labails, C., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Roest, W.R., 2010. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. Earth and Planetary Science Letters 297, 355– 368. <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.024</u>

Labaume, P., Teixell, A., 2020. Evolution of salt structures of the Pyrenean rift (Chaînons Béarnais, France): From hyper-extension to tectonic inversion. Tectonophysics 785, 228451. <u>https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228451</u>

Lacombe, O., Obert, D., 2000. Héritage structural et déformation de couverture: plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du bassin de Paris. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 330, 793–798.

Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Iherzolite bodies: PYRENEAN LHERZOLITES, GRAVITY TECTONICS. Tectonics 29, n/a-n/a. <u>https://doi.org/10.1029/2009TC002588</u>

Lathuilière, B., 2000. Coraux constructeurs du Bajocien inférieur de France. Geobios 33, 51– 72. <u>https://doi.org/10.1016/S0016-6995(00)80149-7</u>

Lathuilière, B., Gaillard, C., Habrant, N., Bodeur, Y., Boullier, A., Enay, R., Hanzo, M., Marchand, D., Thierry, J., Werner, W., 2005. Coral zonation of an Oxfordian reef tract in the northern French Jura. Facies 50, 545–559. <u>https://doi.org/10.1007/s10347-004-0035-4</u>

Laudet, F., Denys, C., Fernández-Jalvo, Y., 1997. Taphonomie des vertébrés oligocènes de Pech Crabit (Lot, Phosphorites du Quercy): Implications géodynamiques et paléoécologiques des remaniements post-mortem. Geobios 30, 307–313. <u>https://doi.org/10.1016/S0016-6995(97)80036-8</u>

Laurent, D., Durlet, 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 H2S/CO2 hydrothermal input and Quaternary icefield dynamics (NE French Pyrenees). Geomorphology 387, 107769. <u>https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107769</u>

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 Bulletin 130, 617–629. <u>https://doi.org/10.1130/B31656.1</u>

Le Solleuz, A., Doin, M.-P., Robin, C., Guillocheau, F., 2004. From a mountain belt collapse to a sedimentary basin development: 2-D thermal model based on inversion of stratigraphic data in the Paris Basin. Tectonophysics 386, 1–27. <u>https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.03.006</u>

Lécuyer, C., Picard, S., Garcia, J.-P., Sheppard, S.M.F., Grandjean, P., Dromart, G., 2003. Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle-Late Jurassic: Evidence from  $\delta^{18}$ O values of marine fish teeth: temperatures of jurassic seawater. Paleoceanography 18, n/a-n/a. <u>https://doi.org/10.1029/2002PA000863</u>

Lefavrais-Raymond, A., Lafaurie, G., 1980. La "crise Lotharingienne" sur la bordure d'Aquitaine, Quercy en particulier. Ses répercussions au Carixien. Bulletin de la société géologique de France 7, 613– 621.

Lefavrais-Raymond, A., Astruc, J.G., Guillot, P.L., 1989. Notice explicative carte géologique de la France à 1/50000, Feuille de Figeac (858).

Legendre, S., Hartenberger, J.-L., 1992. 26. The Evolution of Mammalian Faunas in Europe during the Eocene and Oligocene, in: Prothero, D.R., Berggren, W.A. (Eds.), Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution. Princeton University Press, pp. 516–528. <u>https://doi.org/10.1515/9781400862924.516</u>

Legendre, S., Marandat, B., 1986. Les phosphorites du Quercy : l'histoire des faunes de mammifères, in: Recherches Sur Les Karsts Du Quercy et Du Sud-Ouest de La France. Commission scientifique Midi-Pyrénées, Comité de spéléologie régional (F.F.S.), Cahors, pp. 53–60.

Legendre, S., Marandat, B., Sigé, B., Crochet, J.-Y., Godinot, M., Hartenberger, J.-L., Sudre, J., Vianey-Liaud, M., Muratet, B., Astruc, J.-G., 1992. Mammamlian fauna of Vielase (phosphorites of Quercy, in the South of France): paleontological evidence for karst formation in the Quercy area as early as the Early Eocene. njgpm 1992, 414–428. <u>https://doi.org/10.1127/njgpm/1992/1992/414</u> Leinfelder, R., Schmid, D., Nose, M., Werner, W., 2002a. Jurassic reef patterns—the expression of a changing globe. SEPM Special Publication 72, 465-520.

Leinfelder, R., Schmid, D., Nose, M., Werner, W., Kiessling, W., Flügel, E., Golonka, 2002b. Phanerozoic Reef Patterns. Special Publication, SEPM Society for Sedimentary Geology, Tulsa, 72, 465–520. <u>https://doi.org/10.2110/pec.02.72</u>

Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. Marine and Petroleum Geology 3, 179–199. <u>https://doi.org/10.1016/0264-8172(86)90044-9</u>

Lenoir, L., Blaise, T., Somogyi, A., Brigaud, B., Barbarand, J., Boukari, C., Nouet, J., Brézard-Oudot, A., Pagel, M., 2021. Uranium incorporation in fluorite and exploration of U–Pb dating. Geochronology 3, 199–227. <u>https://doi.org/10.5194/gchron-3-199-2021</u>

Lenoir, L., 2022. Interactions fluide-roche à l'origine des gisements à F-Ba à l'interface soclecouverture sédimentaire du sud-est du Bassin de Paris (Thèse de doctorat). Université Paris-Saclay, Orsay.

Léonide, P., Floquet, M., Villier, L., 2007. Interaction of tectonics, eustasy, climate and carbonate production on the sedimentary evolution of an early/middle Jurassic extensional basin (Southern Provence Sub-basin, SE France). Basin Research 19, 125–152. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00316.x</u>

Léonide, P., Fournier, F., Reijmer, J.J.G., Vonhof, H., Borgomano, J., Dijk, J., Rosenthal, M., van Goethem, M., Cochard, J., Meulenaars, K., 2014. Diagenetic patterns and pore space distribution along a platform to outer-shelf transect (Urgonian limestone, Barremian–Aptian, SE France). Sedimentary Geology 306, 1–23. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.03.001</u>

Lescoutre, R., Tugend, J., Brune, S., Masini, E., Manatschal, G., 2019. Thermal Evolution of Asymmetric Hyperextended Magma-Poor Rift Systems: Results From Numerical Modeling and Pyrenean Field Observations. Geochem. Geophys. Geosyst. 20, 4567–4587. <u>https://doi.org/10.1029/2019GC008600</u>

Leybourne, M.I., Goodfellow, W.D., Boyle, D.R., Hall, G.M., 2000. Rapid development of negative Ce anomalies in surface waters and contrasting REE patterns in groundwaters associated with Zn–Pb massive sulphide deposits. Applied Geochemistry 15, 695–723. <u>https://doi.org/10.1016/S0883-2927(99)00096-7</u>

Lézin, C., Cubaynes, R., Faure, P., Pélissié, T., Rey, J., 1997. Le Toarcien supérieur-Aalénien dans la région de Villfranche-de-Rouergue (sud-ouest de la France). Biostratigraphie et évolution sédimentaire. Géologie de la France 4, 3–14.

Lézin, C., 2000. Analyses des faciès et stratigraphie intégrée : application aux évènements du passage lias-dogger sur la plate-forme du quercy (Thèse de doctorat). Université de Toulouse 3.

Lézin, C., Rey, J., Faure, P., Cubaynes, R., Pelissie, T., Durlet, C., Deconinck, J.-F., 2007. Tectonobiosedimentary recordings at the Lias-Dogger transition: example of the Quercy carbonate platform (Aquitaine Basin, France). Bulletin de la Société Géologique de France 178, 275– 291. <u>https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.4.275</u>

Li, F., Gong, Q., Burne, R.V., Tang, H., Su, C., Zeng, K., Zhang, Y., Tan, X., 2019a. Ooid factories operating under hothouse conditions in the earliest Triassic of South China. Global and Planetary Change 172, 336–354. <u>https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.10.012</u>

Li, F., Webb, G.E., Algeo, T.J., Kershaw, S., Lu, C., Oehlert, A.M., Gong, Q., Pourmand, A., Tan, X., 2019b. Modern carbonate ooids preserve ambient aqueous REE signatures. Chemical Geology 509, 163– 177. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.01.015</u> Li, H., Li, F., Li, X., Zeng, K., Gong, Q., Yi, C., Wang, Z., 2021. Development and collapse of the early Cambrian shallow-water carbonate factories in the Hannan-Micangshan area, South China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 583, 110665. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110665</u>

Li, Q., Parrish, R.R., Horstwood, M.S.A., McArthur, J.M., 2014. U–Pb dating of cements in Mesozoic ammonites. Chemical Geology 376, 76–83. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.03.020</u>

Ling, H.-F., Chen, X., Li, D., Wang, D., Shields-Zhou, G.A., Zhu, M., 2013. Cerium anomaly variations in Ediacaran–earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: Implications for oxygenation of coeval shallow seawater. Precambrian Research 225, 110–127. <u>https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.10.011</u>

Lorenz, C., 1992. Le Dogger du Berry. Contribution à la connaissance des plates-formes carbonatées européennes du Jurassique (Mémoire du BRGM No. 212). BRGM.

Losse 1 (Rapport de fin de sondage No. 12.1619), 1960. . Compagnie d'exploration pétrolière, Losse.

Louis-Schmid, B., Rais, P., Bernasconi, S.M., Pellenard, P., Collin, P.-Y., Weissert, H., 2007. Detailed record of the mid-Oxfordian (Late Jurassic) positive carbon-isotope excursion in two hemipelagic sections (France and Switzerland): A plate tectonic trigger? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 248, 459–472. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.01.001</u>

Lucia, F.J., 1983. Petrophysical Parameters Estimated From Visual Descriptions of Carbonate Rocks: A Field Classification of Carbonate Pore Space. Journal of Petroleum Technology 35, 629–637. <u>https://doi.org/10.2118/10073-PA</u>

Lucia, F.J., 1995. Rock-Fabric/Petrophysical Classification of Carbonate Pore Space for Reservoir Characterization. Bulletin 79, 1275–1300. <u>https://doi.org/10.1306/7834D4A4-1721-11D7-8645000102C1865D</u>

Lucia, J.L., 1999. Carbonate Reservoir Characterization, Springer-Verlag. ed.

Lucia, F.J., 2007. Petrophysical Rock Properties. Carbonate reservoir characterization: An integrated approach, in: Carbonate Reservoir Characterization. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 1–27. <u>https://doi.org/10.1007/978-3-540-72742-2\_1</u>

## Μ

Ma, W., Tian, J., Li, Q., Wang, P., 2011. Simulation of long eccentricity (400-kyr) cycle in ocean carbon reservoir during Miocene Climate Optimum: Weathering and nutrient response to orbital change: The 400-kyr cycle of oceanic  $\delta^{13}$ C. Geophys. Res. Lett. 38, n/a-n/a. <u>https://doi.org/10.1029/2011GL047680</u>

Macchiavelli, C., Vergés, J., Schettino, A., Fernàndez, M., Turco, E., Casciello, E., Torne, M., Pierantoni, P.P., Tunini, L., 2017. A New Southern North Atlantic Isochron Map: Insights Into the Drift of the Iberian Plate Since the Late Cretaceous: Iberian Plate Kinematics Since 83.5 Ma. J. Geophys. Res. Solid Earth 122, 9603–9626. <u>https://doi.org/10.1002/2017JB014769</u>

Machel, H.-G., Mountjoy, E.W., 1986. Chemistry and Environments of Dolomitization —A Reappraisal. Earth-Science Reviews 23, 175–222. <u>https://doi.org/10.1016/0012-8252(86)90017-6</u>

Machel, H.G., 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. SP 235, 7–63. <u>https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.235.01.02</u>

Machel, H.G., Buschkuehle, B.E., 2008. Diagenesis of the Devonian Southesk-Cairn Carbonate Complex, Alberta, Canada: Marine Cementation, Burial Dolomitization, Thermochemical Sulfate

Reduction, Anhydritization, and Squeegee Fluid Flow. Journal of Sedimentary Research 78, 366–389. <u>https://doi.org/10.2110/jsr.2008.037</u>

Mailliot, S., Mattioli, E., Bartolini, A., Baudin, F., Pittet, B., Guex, J., 2009. Late Pliensbachian–Early Toarcian (Early Jurassic) environmental changes in an epicontinental basin of NW Europe (Causses area, central France): A micropaleontological and geochemical approach. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 273, 346–364. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.05.014</u>

Maitre, E., Sigé, B., Escarguel, G., 2008. A new family of bats in the Paleogene of Europe: Systematics and implications for the origin of emballonurids and rhinolophoids. njgpa 250, 199–216. <u>https://doi.org/10.1127/0077-7749/2008/0250-0199</u>

Maitre, E., 2014. Western European middle Eocene to early Oligocene Chiroptera: systematics, phylogeny and palaeoecology based on new material from the Quercy (France). Swiss J Palaeontol 133, 141–242. <u>https://doi.org/10.1007/s13358-014-0069-3</u>

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). Marine and Petroleum Geology 48, 323–340. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.08.021</u>

Maliva, R.G., Dickson, J.A.D., 1992. Microfacies and Diagenetic Controls of Porosity in Cretaceous/Tertiary Chalks, Eldfisk Field, Norwegian North Sea (1). Bulletin 76, 1825–1838. <u>https://doi.org/10.1306/BDFF8AE2-1718-11D7-8645000102C1865D</u>

Maliva, R.G., 1998. Skeletal aragonite neomorphism — quantitative modelling of a two-water diagenetic system. Sedimentary Geology 121, 179–190. <u>https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00080-3</u>

Manatschal, G., Chenin, P., Lescoutre, R., Miró, J., Cadenas, P., Saspiturry, N., Masini, E., Chevrot, S., Ford, M., Jolivet, L., Mouthereau, F., Thinon, I., Issautier, B., Calassou, S., 2021. The role of inheritance in forming rifts and rifted margins and building collisional orogens: a Biscay-Pyrenean perspective. BSGF - Earth Sci. Bull. 192, 55. <u>https://doi.org/10.1051/bsgf/2021042</u>

Mangenot, X., 2017. Contributions du thermomètre  $\Delta$ 47 et du chronomètre U–Pb à l'étude de l'histoire diagénétique, thermique, et hydrogéologique des réservoirs carbonatés du Jurassique Moyen du bassin de Paris (Thèse de doctorat). Université Sorbonne Paris Cité.

Mangenot, X., Gasparrini, M., Gerdes, A., Bonifacie, M., Rouchon, V., 2018a. An emerging thermochronometer for carbonate-bearing rocks: Δ47 /(U–Pb). Geology 46, 1067–1070. <u>https://doi.org/10.1130/G45196.1</u>

Mangenot, X., Gasparrini, M., Rouchon, V., Bonifacie, M., 2018b. Basin-scale thermal and fluid flow histories revealed by carbonate clumped isotopes (Δ47) - Middle Jurassic carbonates of the Paris Basin depocentre. Sedimentology 65, 123–150. <u>https://doi.org/10.1111/sed.12427</u>

Mangin A., 1982. Mise en éevidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. Originality and diversity of karstic aquifers. Annales Scientifiques de l'Université de Besançon Géologie, 1, 159-172.

Marandat, B., Crochet, J.-Y., Godinot, M., Hartenberger, J.-L., Legendre, S., Remy, J.A., Sigé, B., Sudre, J., Vianey-Liaud, M., 1993. Une nouvelle faune à mammifères d'âge éocène moyen (Lutétien supérieur) dans les phosphorites du Quercy. Geobios 26, 617–623. <u>https://doi.org/10.1016/0016-6995(93)80042-P</u>

Maréchal, J.-C., Vestier, A., Jourde, H., Dörfliger, N., 2013. L'hydrosystème du Lez: une gestion active pour un karst à enjeux. Karstologia.

Martin, G.D., Wilkinson, B.H., Lohmann, K.C., 1986. The Role of Skeletal Porosity in Aragonite Neomorphism--Strombus and Montastrea from the Pleistocene Key Largo Limestone, Florida. SEPM JSR 56, 194–203. <u>https://doi.org/10.1306/212F88B9-2B24-11D7-8648000102C1865D</u>

Martinez, M., Dera, G., 2015. Orbital pacing of carbon fluxes by a ~9-My eccentricity cycle during the Mesozoic. Proc Natl Acad Sci USA 112, 12604–12609. <u>https://doi.org/10.1073/pnas.1419946112</u>

Martin-Garin, B., Lathuiliere, B., Geister, J., Ramseyer, K., 2010. Oxygen isotopes and climatic control of oxfordian coral reefs (jurassic, tethys). PALAIOS 25, 721–729. <u>https://doi.org/10.2110/palo.2010.p10-027r</u>

Martin-Garin, B., Lathuilière, B., Geister, J., 2012. The shifting biogeography of reef corals during the Oxfordian (Late Jurassic). A climatic control? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 365–366, 136–153. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.09.022</u>

Mascle, A., Cazes, M., 1987. La couverture sédimentaire du bassin Parisien le long du profil ECORS-Nord de la France. Rev. Inst. Fr. Pét. 42, 303–316. <u>https://doi.org/10.2516/ogst:1987018</u>

Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.-M., 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 103, 1569–1596. <u>https://doi.org/10.1007/s00531-014-1023-8</u>

Masse, J.-P., Fenerci-Masse, M., 2013. Drowning events, development and demise of carbonate platforms and controlling factors: The Late Barremian–Early Aptian record of Southeast France. Sedimentary Geology 298, 28–52. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.09.004</u>

Mathieu, C., 1986. La subsidence des bassins sédimentaires. Bulletin des centres de recherches exploration - Production Elf-Aquitaine. 10, 33–47.

Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics 196, 309–337. <u>https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90328-P</u>

Mauriaud, P., 1987. La tectonique salifère d'Aquitaine. Le bassin d'Aquitaine. Pétrole et techniques 335, 38–41.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1980. Geochemical standards for sedimentary rocks: Trace-element data for U.S.G.S. standards SCo-1, MAG-1 and SGR-1. Chemical Geology 29, 333–343. <u>https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90029-7</u>

Megelink-Assenat, S., 1983. Le Lias inférieur de la bordure aquitaine du Massif central français: premières manifestations de l'ouverture de l'Atlantique. Bulletin des centres de recherches exploration-Production Elf-Aquitaine 7, 45–67.

Megnien, C., Megnien, F., 1980. Synthèse géologique du Bassin de Paris, BRGM. ed, Mémoire BRGM.

Merino-Tomé, Ó., Porta, G.D., Kenter, J.A.M., Verwer, K., Harris, P.M., Adams, E.W., Playton, T., Corrochano, D., 2012. Sequence development in an isolated carbonate platform (Lower Jurassic, Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco): influence of tectonics, eustacy and carbonate production: Evolution of the DBD Lower Jurassic carbonate platform. Sedimentology 59, 118–155. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01232.x</u>

Merzeraud, G., 2009. Stratigraphie séquentielle. Histoire, Principes et applications, Vuibert. ed.

Meyers, W.J., 1991. Calcite Cement Stratigraphy An Overview, in: Luminescence Microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications. SEPM Society for Sedimentary Geology. <u>https://doi.org/10.2110/scn.91.25.0133</u>

Michael, N.A., Whittaker, A.C., Carter, A., Allen, P.A., 2014. Volumetric budget and grain-size fractionation of a geological sediment routing system: Eocene Escanilla Formation, south-central Pyrenees. Geological Society of America Bulletin 126, 585–599. <u>https://doi.org/10.1130/B30954.1</u>

Michel, J., Borgomano, J., Reijmer, J.J.G., 2018. Heterozoan carbonates: When, where and why? A synthesis on parameters controlling carbonate production and occurrences. Earth-Science Reviews 182, 50–67. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.05.003</u>

Michel, J., Laugié, M., Pohl, A., Lanteaume, C., Masse, J.-P., Donnadieu, Y., Borgomano, J., 2019. Marine carbonate factories: a global model of carbonate platform distribution. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 108, 1773–1792. <u>https://doi.org/10.1007/s00531-019-01742-6</u>

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. Science 310, 1293–1298. <u>https://doi.org/10.1126/science.1116412</u>

Montanari, D., Minissale, A., Doveri, M., Gola, G., Trumpy, E., Santilano, A., Manzella, A., 2017. Geothermal resources within carbonate reservoirs in western Sicily (Italy): A review. Earth-Science Reviews 169, 180–201. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.016</u>

Moore, C., 1989. Carbonate diagenesis and porosity, Elsevier. ed.

Moore, C., 2001. Carbonate reservoirs porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, Elsevier. ed.

Moore, C.H., Wade, W.J., 2013. Carbonate reservoirs: Porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, Second edition. ed, Developments in Sedimentology. Newnes, Elsevier.

Moreau, P., 1995. La transgression du Crétacé moyen sur la bordure nord-aquitaine (Charente). Strata - Séance spécialisée de la Société géologique de France "Le Bassin d'Aquitaine, évolution sédimentaire et structurale" 1 1, 52–54.

Morse, Mackenzie, 1990. Geochemistry of sedimentary carbonates, Elsevier. ed, Developments in Sedimentology.

Motte, G., Hoareau, G., Callot, J.-P., Révillon, S., Piccoli, F., Calassou, S., Gaucher, E.C., 2021. Rift and salt-related multi-phase dolomitization: example from the northwestern Pyrenees. Marine and Petroleum Geology 126, 104932. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104932</u>

Mouret, G., 1891. Basin houiller et Permien de Brive, fasc. 1. Stratigraphie. Etude des gites minéraux de France., Imprimerie Nationale, Ministère des Travaux Publics. ed.

Mourier, J., 1983. Le versant parisien du Seuil du Poitou de l'Hettangien au Bathonien. Stratigraphie, Sédimentologie, Caractères paléontologiques, Paléogéographie. (Thèse de doctorat). Université de Poitiers.

Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence: Plate convergence in the Pyrenees. Tectonics 33, 2283–2314. <u>https://doi.org/10.1002/2014TC003663</u>

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. <u>https://doi.org/10.1111/sed.12664</u>

Muratet, B., 1983. Géodynamique du paléogène continental en Quercy-Rouergue: analyse de la sédimentation polycyclique des bassins d'Asprières (Aveyron, Maurs (Cantal) et Varen (Tarn et Garonne) (Thèse de doctorat). Université Paul Sabatier, Toulouse.

Mutti, M., Hallock, P., 2003. Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. International Journal of Earth Sciences 92, 465–475. <u>https://doi.org/10.1007/s00531-003-0350-y</u>

## Ν

Nader, F.H., Swennen, R., Keppens, E., 2008. Calcitization/dedolomitization of Jurassic dolostones (Lebanon): results from petrographic and sequential geochemical analyses: Calcitization/dedolomitization 1467of Jurassic dolostones. Sedimentology 55, 1485. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.00953.x

Navarro-Ramirez, J.P., Bodin, S., Heimhofer, U., Immenhauser, A., 2015. Record of Albian to early Cenomanian environmental perturbation in the eastern sub-equatorial Pacific. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 423, 122–137. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.01.025</u>

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. Geochimica et Cosmochimica Acta 68, 263–283. <u>https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00422-8</u>

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. <u>https://doi.org/10.1130/G38903.1</u>

Nuriel, P., Wotzlaw, J.-F., Ovtcharova, M., Vaks, A., Stremtan, C., Šala, M., Roberts, N.M.W., Kylander-Clark, A.R.C., 2021. The use of ASH-15 flowstone as a matrix-matched reference material for laserablation U – Pb geochronology of calcite. Geochronology 3, 35–47. <u>https://doi.org/10.5194/gchron-3-</u> <u>35-2021</u>

## 0

O'Dogherty, L., Aguado, R., Baumgartner, P.O., Bill, M., Goričan, Š., Sandoval, J., Sequeiros, L., 2018. Carbon-isotope stratigraphy and pelagic biofacies of the Middle–Upper Jurassic transition in the Tethys– Central Atlantic connection. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 507, 129– 144. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.07.006</u>

Olivetti, V., Balestrieri, M.L., Godard, V., Bellier, O., Gautheron, C., Valla, P.G., Zattin, M., Faccenna, C., Pinna-Jamme, R., Manchuel, K., 2020. Cretaceous and late Cenozoic uplift of a Variscan Massif: The case of the French Massif Central studied through low-temperature thermochronometry. Lithosphere 12, 133–149. <u>https://doi.org/10.1130/L1142.1</u>

Ortí, F., Pérez-López, A., Salvany, J.M., 2017. Triassic evaporites of Iberia: Sedimentological and palaeogeographical implications for the western Neotethys evolution during the Middle Triassic–Earliest Jurassic. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 471, 157–180. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.025</u>

Ortiz, A., Guillocheau, F., Lasseur, E., Robin, C., Briais, J., Fillon, C., 2019. Post-orogenic sedimentary evolution of the Acquitaine and Bay of Biscay retro-foreland basins (Bartonian to present-day). Geophysical Research Abstracts 21.

Ortiz, A., Guillocheau, F., Lasseur, E., Briais, J., Robin, C., Serrano, O., Fillon, C., 2020. Sediment routing system and sink preservation during the post-orogenic evolution of a retro-foreland basin: The case

example of the North Pyrenean (Aquitaine, Bay of Biscay) Basins. Marine and Petroleum Geology 112, 104085. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104085</u>

Oudet, J., Münch, P., Borgomano, J., Quillevere, F., Melinte-Dobrinescu, M.C., Demory, F., Viseur, S., Cornee, J.-J., 2010. Land and sea study of the northeastern golfe du Lion rifted margin: the Oligocene – Miocene of southern Provence (Nerthe area, SE France). Bulletin de la Société Géologique de France 181, 591–607. <u>https://doi.org/10.2113/gssqfbull.181.6.591</u>

#### P

Pacton, M., Ariztegui, D., Wacey, D., Kilburn, M.R., Rollion-Bard, C., Farah, R., Vasconcelos, C., 2012. Going nano: A new step toward understanding the processes governing freshwater ooid formation. Geology 40, 547–550. <u>https://doi.org/10.1130/G32846.1</u>

Pagel, M., Barbarand, J., Beaufort, D., Gautheron, C., Pironon, J., 2014. Bassins sédimentaires : les marqueurs de leur histoire thermique, Collection Géosphères. EDP sciences, Les Ulis.

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,  $\delta^{18}$ Owater and U–Pb age. Chemical Geology 481, 1–17. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.12.026</u>

Palmer, T., Wilson, M., 2004. Calcite precipitation and dissolution of biogenic aragonite in shallow Ordovician calcite seas. Lethaia 37, 417–427. <u>https://doi.org/10.1080/00241160410002135</u>

Palmer, T.J., Hudson, J.D., Wilson, M.A., 1988. Palaeoecological evidence for early aragonite dissolution in ancient calcite seas. Nature 335, 809–810. <u>https://doi.org/10.1038/335809a0</u>

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). Sedimentary Geology 407, 105728. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105728</u>

Parizot, O., Missenard, Y., Vergely, P., Haurine, F., Noret, A., Delpech, G., Barbarand, J., Sarda, P., 2020. Tectonic Record of Deformation in Intraplate Domains: Case Study of Far-Field Deformation in the Grands Causses Area, France. Geofluids 2020, 1–19. <u>https://doi.org/10.1155/2020/7598137</u>

Parizot, O., 2021. Expression et âge de la déformation intraplaque au front d'un orogène: du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen à la bordure sud du Massif Central, France (Thèse de doctorat). Université Paris-Saclay, Orsay.

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. <u>https://doi.org/10.1111/ter.12547</u>

Passey, B.H., Levin, N.E., Cerling, T.E., Brown, F.H., Eiler, J.M., 2010. High-temperature environments of human evolution in East Africa based on bond ordering in paleosol carbonates. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A. 107, 11245–11249. <u>https://doi.org/10.1073/pnas.1001824107</u>

Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. J. Anal. At. Spectrom. 26, 2508. <u>https://doi.org/10.1039/c1ja10172b</u>

Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Gorton, M.P., Jackson, S.E., Neal, C.R., Chenery, S.P., 1997. A Compilation of New and Published Major and Trace Element Data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 Glass Reference Materials. Geostandards and Geoanalytical Research 21, 115– 144. <u>https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1997.tb00538.x</u> Pédron, N., Platel, J., Bourgine, B., Loiseau, J., 2008. Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine - Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes (Année 4 - Module 4 No. BRGM/RP-56614-FR).

Pélissié, T., 1982. Le Causse jurassique de Limogne-en-Quercy : stratigraphie - sédimentologie - structure. (Thèse de doctorat). Université de Toulouse.

Pélissié, T., Peybernès, B., 1982. Étude micropaléontologique du Jurassique moyen/supérieur du Causse de Limogne (Quercy). Description des foraminifères Trocholina gigantea n. sp., Parinvolutina aquitanica n.gen., n. sp. et Limognella dufaurei n. gen., n. sp. Revue de micropaléontologie 25, 111–132.

Pélissié, T., Astruc, J., 1996. Tectonique synsédimentaire et dissolution d'évaporites dans les dépôts du Jurassique moyen et supérieur des Causses du Quercy. Géologie de la France 4, 23–33.

Pélissié, T., Duranthon, F., 2009. L'exploitation des phosphates en Quercy : de la fièvre du phosphate au laboratoire naturel de l'évolution. Géologues 162, 30–33.

Pellenard, P., Deconinck, J.-F., 2006. Mineralogical variability of Callovo-Oxfordian clays from the Paris Basin and the Subalpine Basin. Comptes Rendus Geoscience 338, 854–866. <u>https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.05.008</u>

Pellenard, P., Tramoy, R., Pucéat, E., Huret, E., Martinez, M., Bruneau, L., Thierry, J., 2014. Carbon cycle and sea-water palaeotemperature evolution at the Middle–Late Jurassic transition, eastern Paris Basin (France). Marine and Petroleum Geology 53, 30–43. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.07.002</u>

Perrodon, A., Zabek, J., 1990. Paris Basin: Chapter 32: Part II. Selected Analog Interior Cratonic Basins: Analog Basins. pp. 633–679.

Peyaud, J.-B., Barbarand, J., Carter, A., Pagel, M., 2005. Mid-Cretaceous uplift and erosion on the northern margin of the Ligurian Tethys deduced from thermal history reconstruction. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 94, 462–474. <u>https://doi.org/10.1007/s00531-005-0486-z</u>

Peyrotty, G., Brigaud, B., Martini, R., 2020.  $\delta^{18}$ O,  $\delta^{13}$ C, trace elements and REE *in situ* measurements coupled with U–Pb ages to reconstruct the diagenesis of upper triassic atoll-type carbonates from the Panthalassa Ocean. Marine and Petroleum Geology 120, 104520. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104520</u>

Pisapia, C., Deschamps, P., Battani, A., Buschaert, S., Guihou, A., Hamelin, B., Brulhet, J., 2018. U/Pb dating of geodic calcite: new insights on Western Europe major tectonic events and associated diagenetic fluids. Journal of the Geological Society 175, 60–70. <u>https://doi.org/10.1144/jgs2017-067</u>

Platel, J.-P., 1987. Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine: stratigraphie et évolution géodynamique (Thèse de doctorat). Université de Bordeaux 3.

Platel, J.P., Faugeras, P., Mauroux, B., Spencer, C., Charnet, F., Célerier, G., Harielle, B., Jacquement, P., 1999. Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000), feuille 783 : Thenon.

Platel, J.-P., Gomez, E., Pédron, N., Fondin, A., Serrano, O., Winckel, A., Poux, E., Calas, C., Rodriguez, G., 2008. Perspectives de gestion des nappes du Secondaire en Agenais-Périgord. Partie 1 - Synthèse géologique et hydrogéologique. Situation des nappes du Jurassique et du Crétacé supérieur.

Platel, J., Pédron, N., Gomez, E., Saltel, M., 2010. Perspectives de gestion des nappes du Secondaire en Agenais-Périgord. Synthèse géologique et hydrogéologique, modélisation hydrodynamique. (No. BRGM/RP-59330-FR).

Platel, J.P., Gourdon-Platel, N., 2012. Grands traits de l'évolution géologique continentale du nord du bassin d'aquitaine pendant le Cénozoïque – Particularités et richesse des paléoaltérites paléogènes en matières premières (silex et ocres). Quaternaire Continental d'Aquitaine, excursion AFEQ – ASF 2012, Livret-guide des excursions 9–21.

Plint, A.G., 2010. Wave- and storm-dominated shoreline and shallowmarine systems., in: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), Facies Models 4: GEOtext 6. St. John's, Newfoundland, pp. 167–199.

Poitevin, E., 1979. Modifications diagénétiques et déformations tectoniques du Dogger carbonaté de la bordure nord du Causse Martel (France). Application à l'étude de l'évolution des propriétés réservoirs. (Thèse de doctorat). Université de Bordeaux III.

Pomar, L., Ward, W.C., 1995. Sea-Level Changes, Carbonate Production and Platform Architecture: The Llucmajor Platform, Mallorca, Spain, in: Haq, B.U. (Ed.), Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 87–112. <u>https://doi.org/10.1007/978-94-015-8583-5\_4</u>

Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 175, 249–272. <u>https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00375-3</u>

Pomar, L., Brandano, M., Westphal, H., 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean: Tropical foramol associations. Sedimentology 51, 627–651. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00640.x</u>

Pomar, L., Hallock, P., 2008. Carbonate factories: A conundrum in sedimentary geology. Earth-Science Reviews 87, 134–169. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.12.002</u>

Pomar, L., Haq, B.U., 2016. Decoding depositional sequences in carbonate systems: Concepts vs experience. Global and Planetary Change 146, 190–225. <u>https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.001</u>

Pouillac 1 (Rapport de fin de sondage No. 12.1608), 1960. . Compagnie d'exploration pétrolière, Pouilac.

Préat, A., Mamet, B., De Ridder, C., Boulvais, F., Gillan, D., 2000. Iron bacterial and fungal mats, Bajocian stratotype (Mid-Jurassic, northern Normandy, France). Sedimentary Geology 137, 107–126.

Prijac, C., Doin, M.P., Gaulier, J.M., Guillocheau, F., 2000. Subsidence of the Paris Basin and its bearing on the late Variscan lithosphere evolution: a comparison between Plate and Chablis models. Tectonophysics 323, 1–38. <u>https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00100-1</u>

Puigdefàbregas, C., Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. Tectonophysics 129, 173–203. <u>https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90251-9</u>

Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., Vergés, J., 1992. Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees, in: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 247–254. <u>https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0\_22</u>

Purser, B.-H., 1989. Plates-formes carbonatées exemple du Jurassique moyen du Bassin de Paris. Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Technip 145–164.

Purser, B.H., Brown, A., Aissaoui, D.M., Zenger, D., Purser, M.T.B., 1994. Nature, origin and evolution of porosity in dolomites. International Association of Sedimentologists 21, 283–308.

# Q

Qajoun, A., 1994. Le Toarcien du Quercy septentrional : stratigraphie et micropaléontologie (Thèse de doctorat). Universite Paul-Sabatier, Toulouse.

Quesnel, B., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Truche, L., Rigaudier, T., Bardoux, G., Agrinier, P., de Saint Blanquat, M., Masini, E., Gaucher, E.C., 2019. Nature and Origin of Mineralizing Fluids in Hyperextensional Systems: The Case of Cretaceous Mg Metasomatism in the Pyrenees. Geofluids 2019, 1– 18. <u>https://doi.org/10.1155/2019/7213050</u>

Quinif, Y., 2010. Fantômes de roche et fantômisation Essai sur un nouveau paradigme en karstogénèse. Karstologia Mémoires 18.

#### R

Raines, M.A., Dewers, T.A., 1997. Dedolomitization as a driving mechanism for karst generation in Permian Blaine Formation, Southwestern Oklahoma, USA. Carbonates Evaporites 12, 24–31. <u>https://doi.org/10.1007/BF03175799</u>

Rais, P., Louis-Schmid, B., Bernasconi, S.M., Weissert, H., 2007. Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle–Late Jurassic transition. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 251, 527–546. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.05.008</u>

Ramajo, J., Aurell, M., 2008. Long-term Callovian–Oxfordian sea-level changes and sedimentation in the Iberian carbonate platform (Jurassic, Spain): possible eustatic implications. Basin Research 20, 163–184. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00348.x</u>

Raoult, J.-F., 1987. Données récentes sur quelques grands traits structuraux du Bassin Parisien et son soubassement hercynien à partir du profil E.C.O.R.S. - Nord de la France. Bulletin d'Informations des Géologues du Bassin de Paris Mémoire Hors-Série, 39–60.

Rasbury, E.T., Cole, J.M., 2009. Directly dating geologic events: U–Pb dating of carbonates. Rev. Geophys. 47, RG3001. <u>https://doi.org/10.1029/2007RG000246</u>

Reeder, R.J., Nugent, M., Lamble, G.M., Tait, C.D., Morris, D.E., 2000. Uranyl Incorporation into Calcite and Aragonite: XAFS and Luminescence Studies. Environ. Sci. Technol. 34, 638–644. <u>https://doi.org/10.1021/es990981j</u>

Reijmer, J.J.G., 2021. Marine carbonate factories: Review and update. Sedimentology 68, 1729–1796. <u>https://doi.org/10.1111/sed.12878</u>

Rémy, J.-A., Crochet, J.-Y., Sigé, B., Sudre, J., De Bonis, L., Vianey-Liaud, M., Godinot, M., Hartenberger, J.-L., Lange-Badré, B., Comte, B., 1987. Biochronologie des phosphorites du Quercy: mise à jour des listes fauniques et nouveaux gisements de mammifères fossiles. Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen A 10, 169–188.

Renard, S., Pironon, J., Sterpenich, J., Carpentier, C., Lescanne, M., Gaucher, E.C., 2019. Diagenesis in Mesozoic carbonate rocks in the North Pyrénées (France) from mineralogy and fluid inclusion analysis: Example of Rousse reservoir and caprock. Chemical Geology 508, 30–46. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.06.017</u>

Rey, J., Peybernes, B., Faure, P., 1981. Les stromatolithes du Lias inférieur aquitano-pyrénéen. Archives Sciences Genève 34, 181–190.

Rey, J., Astruc, J.-G., Bilotte, M., Brunel, F., 1995. Le Jurassique du Quercy in « Du Lias nord-aquitain aux molasses miocènes. Généralités ». Strata 2, 19–62.

Ricou, L.-E., 1994. Tethys reconstructed : plates, continental fragments and their Boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. Geodinamica Acta 7, 169– 218. <u>https://doi.org/10.1080/09853111.1994.11105266</u>

Ring, U., Gerdes, A., 2016. Kinematics of the Alpenrhein-Bodensee graben system in the Central Alps: Oligocene/Miocene transtension due to formation of the Western Alps arc: ALPENRHEIN-BODENSEE GRABEN SYSTEM. Tectonics 35, 1367–1391. <u>https://doi.org/10.1002/2015TC004085</u>

Rioult, M., Dugué, O., Jan du Chêne, R., Ponsot, C., Fily, G., Moron, J.-M., Vail, P.-R., 1991. Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris Basin Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine 15, 1–194.

Roberts, N.M.W., Walker, R.J., 2016. U–Pb geochronology of calcite-mineralized faults: Absolute timing of rift-related fault events on the northeast Atlantic margin. Geology 44, 531–534. <u>https://doi.org/10.1130/G37868.1</u>

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. Geosyst. 18, 2807–2814. <u>https://doi.org/10.1002/2016GC006784</u>

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. <u>https://doi.org/10.5194/gchron-2-33-2020</u>

Robin, C., Guillocheau, F., Allemand, P., Bourquin, S., Dromart, G., Gaulier, J.-M., Prijac, C., 2000. Echelles de temps et d'espace du controle tectonique d'un bassin flexural intracratonique; le bassin de Paris. Bulletin de la Société Géologique de France 171, 181–196. <u>https://doi.org/10.2113/171.2.181</u>

Roca, E., Muñoz, J.A., Ferrer, O., Ellouz, N., 2011. The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey: Bay of Biscay structure, Marconi Survey. Tectonics 30, n/a-n/a. <u>https://doi.org/10.1029/2010TC002735</u>

Rollion-Bard, C., Blamart, D., Cuif, J.-P., Juillet-Leclerc, A., 2003. Microanalysis of C and O isotopes of azooxanthellate and zooxanthellate corals by ion microprobe. Coral Reefs 22, 405–415.

Rollion-Bart, C., Mangin, D., Champenois, M., 2007. Development and applications of oxygen and carbon isotopic measurements of biogenic carbonates by ion microprobe. Geostandards Geoanalytical Research 31, 39–50.

Rougier, G., Ford, M., Christophoul, F., Bader, A.-G., 2016. Stratigraphic and tectonic studies in the central Aquitaine Basin, northern Pyrenees: Constraints on the subsidence and deformation history of a retro-foreland basin. Comptes Rendus Geoscience 348, 224–235. <u>https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.12.005</u>

Rouxel, E., Lasseur, E., Baudouin, V., Briais, J., Andrieu, S., Badinier, G., Assy, Y., Tahon, L., Allanic, C., Baptiste, J., Chrétien, P., Bourgine, B., 2020. MODGEAU: Synthèse et Modélisation géologique du mésozoïque de Sarthe et de Maine-et-Loire, pour une gestion améliorée des ressources en eau (Rapport final No. BRGM/RP-70301-FR).

Rowley, D.-B., 2013. Sea Level: Earth's Dominant Elevation-Implications for Duration and Magnitudes of Sea Level Variations. The Journal of Geology 121, 445–454.

## S

Sahabi, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., 2004. Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. Comptes Rendus Geoscience 336, 1041–1052. <u>https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.03.017</u>

Sahagian, D., Pinous, O., Olferiev, A., Zakharov, V., 1996. Eustatic Curve for the Middle Jurassic--Cretaceous Based on Russian Platform and Siberian Stratigraphy: Zonal Resolution. Bulletin 80, 1433– 1458. <u>https://doi.org/10.1306/64ED9A56-1724-11D7-8645000102C1865D</u> Saint Félix 1 (S.F. 1) Permis de Bergerac (R.G. N° 13) (Rapport de fin de sondage No. 12.1473), 1958. Compagnie française des pétroles (Gascogne), Saint Félix.

Salardon, R., Carpentier, C., Bellahsen, N., Pironon, J., France-Lanord, C., 2017. Interactions between tectonics and fluid circulations in an inverted hyper-extended basin: Example of mesozoic carbonate rocks of the western North Pyrenean Zone (Chaînons Béarnais, France). Marine and Petroleum Geology 80, 563–586. <u>https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.11.018</u>

Saltel, M., Bourgine, B., Cabaret, O., 2011. Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine -Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes (Rapport final No. BRGM/RP-59959-FR), Module 1 - Année 2.

Saltel, M., Cabaret, O., Bourgine, B., Loiselet, C., 2014. Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine -Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes (Module 1 – Année 4 No. BRGM/RP-63381-FR).

Saltel, M., Wuilleumier, A., Cabaret, 2015. Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine - Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes – Module 1 – Année 5. (No. BRGM/RP-65039-FR).

Saltel, M., Compère, F., Cabaret, O., 2017. Gestion des eaux souterraines en Région Aquitaine -Développements et maintenance du Modèle Nord-Aquitain de gestion des nappes (Module 1.1 – Année 1 – Convention 2015 – 2020. No. BRGM/RP-66832-FR).

Sandberg, P.A., 1975. New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient non-skeletal carbonate mineralogy. Sedimentology 22, 497–537. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1975.tb00244.x</u>

Sandberg, P.A., 1983. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. Nature 305, 19–22. <u>https://doi.org/10.1038/305019a0</u>

Sandberg, P.A., Hudson, J.D., 1983. Aragonite relic preservation in Jurassic calcite-replaced bivalves. Sedimentology 30, 879–892. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00716.x</u>

Sanz-Rubio, E., Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J.C., Calvo, J.P., Rouchy, J.M., 2001. Calcitization of Mg–Ca carbonate and Ca sulphate deposits in a continental Tertiary basin (Calatayud Basin, NE Spain). Sedimentary Geology 140, 123–142. <u>https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00175-5</u>

Saspiturry, Nicolas, Allanic, C., Razin, P., Issautier, B., Baudin, T., Lasseur, E., Serrano, O., Leleu, S., 2020. Closure of a hyperextended system in an orogenic lithospheric pop-up, Western Pyrenees: The role of mantle buttressing and rift structural inheritance. Terra Nova 32, 253–260. <u>https://doi.org/10.1111/ter.12457</u>

Saspiturry, N., Lahfid, A., Baudin, T., Guillou-Frottier, L., Razin, P., Issautier, B., Le Bayon, B., Serrano, O., Lagabrielle, Y., Corre, B., 2020. Paleogeothermal Gradients Across an Inverted Hyperextended Rift System: Example of the Mauléon Fossil Rift (Western Pyrenees). Tectonics 39. <u>https://doi.org/10.1029/2020TC006206</u>

Saspiturry, N., Issautier, B., Razin, P., Baudin, T., Asti, R., Lagabrielle, Y., Allanic, C., Serrano, O., Duretz, T., 2021. Review of Iberia–Eurasia plate-boundary basins: Role of sedimentary burial and salt tectonics during rifting and continental breakup. Basin Res 33, 1626–1661. <u>https://doi.org/10.1111/bre.12529</u>

Scherler, M., Hauck, C., Hoelzle, M., Salzmann, N., 2013. Modeled sensitivity of two alpine permafrost sites to RCM-based climate scenarios: Climate impact on permafrost model. J. Geophys. Res. Earth Surf. 118, 780–794. <u>https://doi.org/10.1002/jgrf.20069</u>

Schlager, W., 2000. Sedimentation rates and growth potential of tropical, cool-water and mudmound carbonate systems. SP 178, 217–227. <u>https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.178.01.14</u> Schlager, W., 2003. Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. International Journal of Earth Sciences 92, 445–464. <u>https://doi.org/10.1007/s00531-003-0327-x</u>

Schlager, W., 2005. Carbonate sedimentology and sequences stratigraphy. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Vrije Universiteit/Faculty of Earth and Life Sciences Amsterdam, Netherlands.

Schoenherr, J., Reuning, L., Hallenberger, M., Lüders, V., Lemmens, L., Biehl, B.C., Lewin, A., Leupold, M., Wimmers, K., Strohmenger, C.J., 2018. Dedolomitization: review and case study of uncommon mesogenetic formation conditions. Earth-Science Reviews 185, 780–805. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.07.005</u>

Scotese, C.R., Song, H., Mills, B.J.W., van der Meer, D.G., 2021. Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. Earth-Science Reviews 215, 103503. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103503</u>

Sellier, É., 1973. Recherches sur les transformations diagénétiques des calcaires. Application au jurassique, au crétacé et à l'oligocène nord-aquitain (Thèse de doctorat). Université de Bordeaux.

Sellwood, B., Sladen, C., 1981. Mesozoic and Tertiary argillaceous units: distribution and composition. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology 14, 263–275.

Sellwood, B.W., Shepherd, T.J., Evans, M.R., James, B., 1989. Origin of late cements in oolitic reservoir facies: a fluid inclusion and isotopic study (Mid-Jurassic, southern England). Sedimentary Geology 61, 223–237. <u>https://doi.org/10.1016/0037-0738(89)90059-6</u>

Séranne, M., Couëffé, R., Husson, E., Baral, C., Villard, J., 2021. The transition from Pyrenean shortening to Gulf of Lion rifting in Languedoc (South France) – A tectonic-sedimentation analysis. BSGF - Earth Sci. Bull. 192, 27. <u>https://doi.org/10.1051/bsgf/2021017</u>

Serrano, O., Delmas, J., Hanot, F., 2006. Le bassin d'Aquitaine: Valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier (Rapport Régional d'Evaluation Pétrolière). Bureau de la Recherche Géologique et Minière, Orléans, France.

Shen, G.T., Boyle, E.A., 1988. Determination of lead, cadmium and other trace metals in annuallybanded corals. Chemical Geology 67, 47–62. <u>https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90005-8</u>

Shen, A., Hu, A., Cheng, T., Liang, F., Pan, W., Feng, Y., Zhao, J., 2019. Laser ablation *in situ* U–Pb dating and its application to diagenesis-porosity evolution of carbonate reservoirs. Petroleum Exploration and Development 46, 1127–1140. <u>https://doi.org/10.1016/S1876-3804(19)60268-5</u>

Sibuet, J.-C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics: Pyrenean orogeny and plate kinematics. J. Geophys. Res. 109. <u>https://doi.org/10.1029/2003JB002514</u>

Sigé, B., Aguilar, J.-P., Marandat, B., Astruc, J.G., 1991. Extension au miocène inférieur des remplissages phosphatés du Quercy. La faune de vertébrés de Crémat (Lot, France). Geobios 24, 497–502.

Sigé, B., Crochet, J.-Y., Sudre, J., Aguilar, J.-P., Escarguel, G., 1997. Nouveaux sites d'âges variés dans les remplissages karstiques du Miocène inférieur de Bouzigues (Hérault, Sud de la France). Geobios 30, 477–483. <u>https://doi.org/10.1016/S0016-6995(97)80054-X</u>

Šimkevičius, P., Ahlberg, A., Grigelis, A., 2003. Jurassic smectite and kaolinite trends of the East European Platform: implications for palaeobathymetry and palaeoclimate: Jurassic smectite and kaolinite trends of the East European Platform. Terra Nova 15, 225–229. <u>https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00489.x</u>

Simon-Coinçon, R., Thiry, M., Schmitt, J.-M., 1997. Variety and relationships of weathering features along the early Tertiary palaeosurface in the southwestern French Massif Central and the nearby

Aquitaine Basin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 129, 51–79. <u>https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00122-8</u>

Smrzka, D., Zwicker, J., Bach, W., Feng, D., Himmler, T., Chen, D., Peckmann, J., 2019. The behavior of trace elements in seawater, sedimentary pore water, and their incorporation into carbonate minerals: a review. Facies 65, 41. <u>https://doi.org/10.1007/s10347-019-0581-4</u>

Solé, F., Fischer, V., Denayer, J., Speijer, R.P., Fournier, M., Le Verger, K., Ladevèze, S., Folie, A., Smith, T., 2021. The upper Eocene-Oligocene carnivorous mammals from the Quercy Phosphorites (France) housed in Belgian collections. Geol. Belg. 24, 1–16. <u>https://doi.org/10.20341/gb.2020.006</u>

Soulé, J.C., 1976. État des connaissances et sythèse hydrogéologique du département du Lot (Évaluation des ressources hydrauliques de la France No. 76 SGN 001 MPY). BRGM.

Sprovieri, M., Sabatino, N., Pelosi, N., Batenburg, S.J., Coccioni, R., Iavarone, M., Mazzola, S., 2013. Late Cretaceous orbitally-paced carbon isotope stratigraphy from the Bottaccione Gorge (Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 379–380, 81– 94. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.04.006</u>

Steckler, M., Watts, 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. Earth and planetary science letters 41, 1–13.

Strasser, A., Pittet, B., Wolfgang, H., 2015. Palaeogeography of a shallow carbonate platform: The case of the Middle to Late Oxfordian in the Swiss Jura Mountains. Journal of Palaeogeography 4, 251–268.

Sucheras-Marx, B., Giraud, F., Fernandez, V., Pittet, B., Lecuyer, C., Olivero, D., Mattioli, E., 2013. Duration of the Early Bajocian and the associated  $\delta^{13}$ C positive excursion based on cyclostratigraphy. Journal of the Geological Society 170, 107–118. <u>https://doi.org/10.1144/jgs2011-133</u>

Suchéras-Marx, B., Mattioli, E., Giraud, F., Escarguel, G., 2015. Paleoenvironmental and paleobiological origins of coccolithophorid genus Watznaueria emergence during the late Aalenian–early Bajocian. Paleobiology 41, 415–435. <u>https://doi.org/10.1017/pab.2015.8</u>

Swart, P.K., Burns, S.J., Leder, J.J., 1991. Fractionation of the stable isotopes of oxygen and carbon in carbon dioxide during the reaction of calcite with phosphoric acid as a function of temperature and technique. Chemical Geology: Isotope Geoscience section 86, 89–96. <u>https://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90055-2</u>

Swart, P., Oehlert, A., 2017. The causes of covariation between C and O isotopes in the inorganic carbonate record, in: EGU General Assembly Conference Abstracts. Vienna, Austria.

Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y., 2016. The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario. Comptes Rendus Geoscience 348, 257–267. <u>https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.10.010</u>

Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M., Lagabrielle, Y., 2018. Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: A review and new interpretations from recent concepts and data. Tectonophysics 724–725, 146–170. <u>https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.009</u>

Tera, F., Wasserburg, G.J., 1972. U–Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. Earth and planetary Science Letters 14, 281–304. <u>https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90128-8</u>

Ternois, S., Odlum, M., Ford, M., Pik, R., Stockli, D., Tibari, B., Vacherat, A., Bernard, V., 2019. Thermochronological Evidence of Early Orogenesis, Eastern Pyrenees, France. Tectonics 38, 1308– 1336. <u>https://doi.org/10.1029/2018TC005254</u>

Thévenin, 1903. Etude géologique de la bordure sud-ouest du Massif central. Bull. Serv. Carte géol. France t. XIX, 437–460.

Thibeau, S., Chiquet, P., Mouronval, G., Lescanne, M., 2009. Geochemical assessment of the injection of CO2 into Rousse depleted gas reservoir. Energy Procedia 1, 3383–3390. <u>https://doi.org/10.1016/j.egypro.2009.02.127</u>

Thierry, J., Barrier, E., 2000. Late Sinemurian, middle Toarcian, middle Callovian, early Kimmeridgian, early Tithonian. Atlas Peri-Tethys, Paleogeographical Maps - Explanatory Notes.

Thiry, M., Quesnel, F., Yans, J., Wyns, R., Vergari, A., Simon-Coinçon, R., Ricordel, C., Moreau, M.-G., Giot, D., Dupuis, C., Bruxelles, L., Barbarand, J., Baele, J.-M., 2006. Continental France and Belgium during the early Cretaceous: paleoweatherings and paleolandforms. Bull. Soc. géol. Fr. 22.

Tian, L., Bottjer, D.J., Tong, J., Li, F., Yang, T., Song, Haijun, Song, Huyue, Liang, L., 2015. Distribution and size variation of voids in the aftermath of the permian-triassic mass extinction. PALAIOS 30, 714–727. <u>https://doi.org/10.2110/palo.2014.110</u>

Trauth, N., Astruc, G., Archanjo, J., Dubreuilh, J., Martin, P., Cauliez, N., 1985. Géodynamique des altérations ferralitiques sur roches sédimentaires, en bordure sud-ouest crétacée du Massif central : paysages sidérolitiques en Quercy Blanc, Haut Agenais, Bouriane et Périgord Noir. Géologie de la France 151–160.

Tucker, M., Wright, V., 1990. Diagenetic processes, products and environments. Carbonate sedimentology 314–364, 364.

## U

Underhill, J.R., Partington, M.A., 1993. Jurassic thermal doming and deflation in the North Sea: implications of the sequence stratigraphic evidence. Petroleum Geology Conference series 4, 337–345. <u>https://doi.org/10.1144/0040337</u>

#### V

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., Lahfid, A., 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. Earth and Planetary Science Letters 408, 296–306. <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.014</u>

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bellahsen, N., Gautheron, C., Bernet, M., Daudet, M., Balansa, J., Tibari, B., Pinna Jamme, R., Radal, J., 2016. Rift-to-collision transition recorded by tectonothermal evolution of the northern Pyrenees: cooling history of the northern pyrenees. Tectonics 35, 907–933. <u>https://doi.org/10.1002/2015TC004016</u>

Vail, P., 1987. Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy: Part 1: Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure. AAPG Studies in Geology volume 1: Atlas of Seismic Stratigraphy, 1–10.

Van Wagoner, J., Posamentier, H., Mitchum, R., Vail, P., Sarg, J., Loutit, T., Hardenbol, J., 1988. An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions, in: Sea-Level Change: An Integrated Approach. SEPM Society for Sedimentary Geology Special Publications. Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebneth, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999. 87Sr/86Sr,  $\delta^{13}$ C and  $\delta^{18}$ O evolution of Phanerozoic seawater. Chemical Geology 161, 59–88. <u>https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00081-9</u>

Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. Geoscience Frontiers 9, 1479–1493. <u>https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001</u>

Villien, A., Matheron, P., 1989. Géodynamique de la zone nord pyrénéenne: conséquences sur l'exploration pétrolière. Bulletin Technique Exploration - Production Elf Aquitaine 3–19.

Vincent, B., Brigaud, B., Thomas, H., Gaumet, F., 2021. Giant subaqueous carbonate dunes: a revised interpretation of large-scale oo-bioclastic clinoforms in the middle Jurassic of the Paris Basin and its implications. Facies 67, 12. <u>https://doi.org/10.1007/s10347-021-00621-4</u>

Vincent, B., Emmanuel, L., Houel, P., Loreau, J.-P., 2007. Geodynamic control on carbonate diagenesis: Petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France). Sedimentary Geology 197, 267–289. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.10.008</u>

Vissers, R.L.M., Meijer, P.Th., 2012. Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? Earth-Science Reviews 110, 93–110. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.11.001</u>

Volery, C., Davaud, E., Durlet, C., Clavel, B., Charollais, J., Caline, B., 2010. Microporous and tight limestones in the Urgonian Formation (late Hauterivian to early Aptian) of the French Jura Mountains: Focus on the factors controlling the formation of microporous facies. Sedimentary Geology 230, 21–34. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.06.017</u>

## W

Walter, B.F., Gerdes, A., Kleinhanns, I.C., Dunkl, I., von Eynatten, H., Kreissl, S., Markl, G., 2018. The connection between hydrothermal fluids, mineralization, tectonics and magmatism in a continental rift setting: Fluorite Sm-Nd and hematite and carbonates U–Pb geochronology from the Rhinegraben in SW Germany. Geochimica et Cosmochimica Acta 240, 11–42. <u>https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.08.012</u>

Wardlaw, N., Oldershaw, A., Stout, M., 1978. Transformation of aragonite to calcite in a marine gasteropod. Can. J. Earth Sci. 15, 1861–1866. <u>https://doi.org/10.1139/e78-193</u>

Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. Earth-Science Reviews 52, 1–81. <u>https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00022-2</u>

Watkins, J.M., Nielsen, L.C., Ryerson, F.J., DePaolo, D.J., 2013. The influence of kinetics on the oxygen isotope composition of calcium carbonate. Earth and Planetary Science Letters 375, 349–360. <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.054</u>

Welte, D., Tissot, P., 1984. Petroleum formation and occurrence, Springer-verlag. ed. Berlin.

Wetzel, A., Weissert, H., Schaub, M., Voegelin, A.R., 2013. Sea-water circulation on an oolitedominated carbonate system in an epeiric sea (Middle Jurassic, Switzerland). Sedimentology 60, 19– 35. <u>https://doi.org/10.1111/sed.12007</u>

Wierzbicki, R., Dravis, J.J., Al-Aasm, I., Harland, N., 2006. Burial dolomitization and dissolution of Upper Jurassic Abenaki platform carbonates, Deep Panuke reservoir, Nova Scotia, Canada. Bulletin 90, 1843–1861. <u>https://doi.org/10.1306/03200605074</u>

Wiggan, N.J., Riding, J.B., Fensome, R.A., Mattioli, E., 2018. The Bajocian (Middle Jurassic): A key interval in the early Mesozoic phytoplankton radiation. Earth-Science Reviews 180, 126–146. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.009</u>

Wiltschko, D.V., Lambert, G.R., Lamb, W., 2009. Conditions during syntectonic vein formation in the footwall of the Absaroka Thrust Fault, Idaho–Wyoming–Utah fold and thrust belt. Journal of Structural Geology 31, 1039–1057. <u>https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.03.009</u>

Woodhead, J.D., Hergt, J.M., 2005. A Preliminary Appraisal of Seven Natural Zircon Reference Materials for *In Situ* Hf Isotope Determination. Geostand Geoanalyt Res 29, 183–195. <u>https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2005.tb00891.x</u>

Woodhead, J.D., Horstwood, M.S.A., Cottle, J.M., 2016. Advances in Isotope Ratio Determination by LA–ICP–MS. ELEMENTS 12, 317–322. <u>https://doi.org/10.2113/gselements.12.5.317</u>

Wright, V.P., Burgess, P.M., 2005. The carbonate factory continuum, facies mosaics and microfacies: an appraisal of some of the key concepts underpinning carbonate sedimentology. Facies 51, 17–23. <u>https://doi.org/10.1007/s10347-005-0049-6</u>

## Ζ

Zachos, J.-C., Lohmann, K.-C., Walker, J.-C., Wise, S.-W., 1993. Abrupt Climate Change and Transient Climates during the Paleogene: A Marine Perspective. The journal of geology 101, 191–213.

Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. Nature 451, 279–283. <u>https://doi.org/10.1038/nature06588</u>

Zampetti, V., 2011. Controlling factors of a Miocene carbonate platform: Implications for platform architecture and off- platform reservoirs (Luconia province, Malaysia), in: Morgan, W.A., George, A.D., Harris, P.M., Kupecz, J.A., Sarg, J.F. (Eds.), Cenozoic Carbonate Systems of Australasia. pp. 129–146.

Zhao, Y., Wei, W., Li, S., Yang, T., Zhang, R., Somerville, I., Santosh, M., Wei, H., Wu, J., Yang, J., Chen, W., Tang, Z., 2021. Rare earth element geochemistry of carbonates as a proxy for deep-time environmental reconstruction. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 574, 110443. <u>https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110443</u>

Ziegler, P., 1975. Outline of the geological history of the North Sea., in: Woodland, A.W. (Ed.), Proceedings of the 4th Conference an Petroleum Geology, Petroleum and the Continental Shelf of North-West Europe, Pro- Ceedings of the 4th Conference an Petroleum Geology, Petroleum and the Continental Shelf of North-West Europe. Presented at the 4th Conference an Petroleum Geology, Petroleum and the Continental Shelf of North-west Europe, New-York, pp. 131–149.

Ziegler, P., 1982. Triassic rifts and facies patterns in Western and Central Europe. Geologische Rundschau 71, 747–772.

Ziegler, P.A., 1986. Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. Tectonophysics 126, 303–328. <u>https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90236-2</u>

Ziegler, P., 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys: A visual presentation of a series of Paleogeographic-Paleotectonic maps. AAPG Memoir 43, 164–196.

Ziegler, P., 1990. Geological atlas of western and central Europe, Geological Society. ed.

Ziegler, P., 1992. North Sea rift system. Tectonophysics 208, 55–75.



Sédimentologie

Articles 1 & 2 : Supplementary data

Annexe 1

#### Légendes des coupes sédimentaires


## Coupes sédimentaires Périgord











la Cro

Cubjac























































## Coupes sédimentaires Quercy



Annexe 1





Lézin,

2000

Deioceras opalium

Zeilleria lycetti

Pleydellia lugdunensis Pleydellia Buckmani

Cau

Montauban

La Roche

059

RHS 4 ⊕

RHS 3 🕀

0 m

Assise à Gryphées Formation de Lexos

Buci

Aalensis

Foarcien sup.

 $\odot$ 

4

20

1

A Ma M W P G F R

00 0









480









484


























ge	one	ation	lbre	Coupe de la carrière de Lacabrète 2/2 (Lot)	
Éta	Bioz	Form	Men	Texture         Marqueurs biostatigraphiques         Éléments           Ech.         Lithologie         A         Ma         M         P         G         F         R         Morphologies karstiques         remarquables	
Oxfordien ? Étage	? Biozon	Formation de Saint-Géry	Calcaires oolithiques et graveleux à grandes Trocholines Membr	Coupe de la caracter de Lincapite de Lin	El <sup>2</sup> 00' El <sup>2</sup> 30' E <sup>2</sup> 00'
				25 m C5J 8 $\oplus$ 20 m 20 m 2	Carrière de Lacabrête 6 Da Verpaus

age	zone	nation	mbre	Coupe de la carrière de Lacabrète 1/2 (Lot)	
Ét	Bio	Forn	Mei	Texture         Remarques           Ech. Lithologie A Ma M W P G F R	
				$20 \text{ m}$ $20 \text{ m}$ $CSJ 7 \oplus$ $CS$	
				Calcaires microporeux	
Oxfordien ?			lines	15 m       0	Elº00' Elº00' E2º00'
			Troche	CSJ 6 $\oplus$ $\bigcirc$	And Sariat-la-Canéda
	?	Formation de Saint-Géry	Calcaires oolithiques et graveleux à grande	$CSJ 5 \oplus - \bigcirc \bigcirc$	Gourdon Figure Sur-Lot Cabors Sur-Lot Cansale
				Grainstones à péloides et bivalves Grainstones à oolithes, bivalves et péloides	Carrière de Lacabrête - 6 5 5 5 6 16 16 16 16 16 16 16 16 16 16 16 16 1
				Calcaires microporeux	
				$\begin{array}{c c} CSJ 1 \oplus \\ 0 \\ m \\ \hline A \\ \hline Ma \\ \hline Mw \\ \hline W \\ \hline P \\ G \\ \hline F \\ R \\ \hline \end{array} $ <i>Grainstones</i> à péloides	











Prats







E1°30'

E2°00'





25 km

nche-de

ergue













510

Étage	Biozone	Formation	Membre	Coupe de Cévenières (Lot) Texture Remarques Ech. Lithologie A Ma M W P G F R	Coupe sédimentaire complétée d'après (Lézin, 2000)	
Bajocien			Calcaires oolithiques dolomitisés de Calvignac	CNVE 10 CNVE 12 CNVE 1	E1°00' E1°30' E2°00'	
Aalénien supérieur	Concavum	Formation d'Autoire	res à oncolithes de la Toulzanie	CNVE 1 5 m CNVE 5 CNVE 6 CNVE 6 CNVE 6 CNVE 6 CNVE 6 CNVE 6 CNVE 7 CNVE 7	Périgueux Périgueux Brive-la-Gaillarde Périgueux Sarlat-la-Caneda Gourdon Gourdon Figent Cahors sur-Lot Koveron Montauban Cansade Cansade Cansade Cansade Cansade Conton Contaura Contaura Contaura Contaura Cansade Contaura Contau Contaura Contau Contau Contau Contau Contau Contau Contau Contau Contau Contau Contau Contau Contau Contau	
inf. Aal. moyen	Opa- Murchisonae			Calcai	CNVE 3       O <td>StMartin Liberal Des 16 Des 16 Des 10 Des 10</td>	StMartin Liberal Des 16 Des 16 Des 10 Des 10
Toarcien supérieur	Aalensis	Formation de Lexos	Assise à Gryphées	0 m A Ma M W P G F R	B des la des	















lge	one	ation	lbre	Coupe de Combes Hautes (Lot)		
Éta	Bioz	Form	Men	Texture Marqueurs biostatigraphiques Éléments Ech. Lithologie A Ma M W P G F R Morphologies karstiques remarquables	Environ de d	
Bathonien terminal à Callovien		Formation de Rocamadour	Calcaires massifs de Marcilhac	40  m $40  m$ $35  m$ $35  m$ $30  m$ $40  m$	Arrière barrière Lagon Lagon	






































532





















Annexe 1

## Annexe 2

Diagenèse des carbonates

Articles 3 & 4 : Supplementary data

Annexe 2

## Paragenesis based on petrographic features





## Localisation of spot ablation during U–Pb dating session by LA-HR-ICP-MS















Annexe 2


















## ÉCOLE DOCTORALE



Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG)

**Titre :** Facteurs de contrôle sur le développement d'une plateforme carbonatée et son évolution diagénétique : impact sur les porosité matricielle et karstique. Cas du Jurassique moyen et de l'Oxfordien du Bassin Nord-Aquitain

Mots clés : carbonates, faciès, diagenèse, porosité, karst

Résumé : Dans un contexte de changement climatique et de pression croissante sur la ressource en eau des aquifères carbonatés, une meilleure compréhension du fonctionnement et de la recharge des réservoirs est nécessaire afin d'optimiser leur exploitation. Une caractérisation sédimentaire et diagénétique des calcaires s'avère indispensable. Ce travail pluridisciplinaire se concentre sur les roches carbonatées du Jurassique moyen et de l'Oxfordien de la bordure nord-est du Bassin Aquitain. Le premier objectif est de quantifier l'influence couplée des fluctuations climatiques à long terme et de la création d'accommodation sur les producteurs carbonatés et l'accumulation de carbonates. Le second objectif est de reconstruire l'histoire diagénétique et paléohydrologique du bassin et de proposer une méthode pour dater les phases de dissolution et les périodes de création de porosité dans les calcaires. Les études menées dans le Bassin Aquitain et l'ouest de la France montrent que l'augmentation du taux de création d'accommodation provoque (1) l'augmentation du taux d'accumulation de carbonates et (2) des changements de producteurs carbonatés, quel que soit le climat.

En période de climat aride, la création d'espace disponible est comblée par une production micritique-microbienne. En climat humide, les taux d'accumulation de carbonate diminuent drastiquement et provoque le déclin des producteurs oolithiques, photozoan et micrite-microbien. La combinaison d'observation pétrographique et de la méthode géochronologique U-Pb permet de dater les phases de dissolution et de création de pores, mais également d'établir une paragenèse à grande échelle. Les processus de néomorphisme et dolomitisation sont datés au cours de la période Jurassique supérieur à Crétacé inférieur. les processus de dissolution postérieure affectent préférentiellement les corps dolomitiques bajociens. Les âges U-Pb mettent en évidences une succession de phases de dissolution-recristallisation au Paléocène-Éocène. Les phases de cimentation calcitique sont synchrones des processus de dissolution lors de périodes de karstification et peuvent se produire en profondeur formant et comblant des pores vacuolaires de taille millimétriques à métriques.

**Title :** Controlling factors on the development of a carbonate platform and its diagenetic evolution: impact on porosity from thin section to karst scales. Example of the Middle Jurassic and Oxfordian of the northern Aquitaine Basin

Keywords : carbonates, facies, diagenesis, porosity, karst

Abstract : In a context of climate change and increasing pressure on the water resources in carbonate aquifers, a better understanding of the dynamics and recharge of reservoirs is necessary to optimize their exploitation. A sedimentary and diagenetic characterization of carbonate rocks is therefore essential. This multidisciplinary work focuses on the Middle Jurassic and Oxfordian limestones of the north-eastern edge of the Aquitaine Basin. The first objective is to quantify the coupled influence of long-term climatic fluctuations and accommodation creation on carbonate producers and carbonate accumulation. The second objective is to reconstruct the diagenetic and paleohydrological history of the basin and to propose a method for dating dissolution phases and porosity creation periods in limestones. Studies carried out in the Aquitaine Basin and in western France show that the increase of accommodation rate creation leads to (1) the increase of carbonate accumulation rate and (2) changes of carbonate producers, whatever the climate.

During arid climate periods, the creation of accommodation space is filled by micrite-microbial producers. During humid climate periods, carbonate accumulation rates decrease drastically and cause the shutdown of oolitic, photozoan and micrite-microbial producers. The combination of petrographic observation and U-Pb geochronological method allows to date the dissolution and porosity creation phases, but also to establish a large-scale paragenetic sequence. Neomorphism and dolomitization processes are dated from the Upper Jurassic to Lower Cretaceous. Later dissolution processes preferentially affect Bajocian dolomitic bodies. The U-Pb ages show a succession of dissolutionrecrystallization stages during the Paleocene to Eocene. Calcitic cements precipitation is synchronous with dissolution during periods of karstification and may occur at depth forming and filling millimeter to metric size vacuolar pores.