THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ BORDEAUX MONTAIGNE ET DE KU LEUVEN

École Doctorale Montaigne Humanités (ED 480) and KU Leuven

Discipline : Sciences et Technologies
Spécialité : Sciences de la Terre

Présentée par

Jihad HAMD

Pour obtenir le grade de :
Docteur de l'Université de Bordeaux Montaigne et de KU Leuven

Étude de l'hétérogénéité, de la diagenèse et des propriétés réservoirs associées au système sédimentaire carbonaté « Plateforme de Kruja – Bassin Ionien » au Crétacé Supérieur (Albanie)

Directeurs de Thèse : **Adrian CEREPI**, **Rudy SWENNEN et Corinne LOISY**

Soutenue le 30 Août 2021 devant le jury composé de :

Mr Youri HAMON. Ingénieur de Recherches (HDR) (IFPEN)	Rapporteur
Mr Kristaq MUSKA. Professeur, Université Polytechnique de Tirana (Albanie)	Rapporteur
Mr Adrian CEREPI. Professeur, ENSEGID–Bordeaux INP	Directeur
Mr Rudy SWENNEN. Professeur, Université de Leuven (Belgique)	Directeur
Mme Corinne LOISY. Professeur, ENSEGID–Bordeaux INP	Co–Directrice
Mr François FOURNIER. Maître de conférences (HDR), Aix-Marseille Université	Examinateur
Mme Anne-Christine DA SILVA. Professeur associé, Université de Liège, Belgique	Examinateur
Mme Nadège VILASI. Ingénieur de Recherches, Total – CSTJF – Pau	Examinateur

(HAMD, 2021)

(HAMD, 2021)

REMERCIEMENTS

Entreprendre un doctorat est l'une des choses les plus aventureuses qui nécessitent un travail d'équipe pour surmonter les obstacles. Bien sûr, c'est une tâche accomplie individuellement dans laquelle on doit démontrer sa capacité scientifique à développer un thème de préférence nouveau; néanmoins, la tâche ne parvient à son terme qu'avec le soutien indispensable d'encadrants, d'amis, de la famille et de toute l'équipe impliquée dans certains aspects techniques ou logistiques du travail.

Le doctorat est une opportunité offerte à peu de personnes qui peut également être considérée comme un fardeau ou une chance de croissance. De plus, et en dehors de mon environnement de travail, le fait d'être en France m'a permis d'absorber, même légèrement, une partie de la culture et de l'histoire de ce merveilleux pays.

Je tiens à exprimer ma sincère gratitude au Prof. Adrian CEREPI pour son encadrement, son soutien, sa patience et ses encouragements. Je le remercie de m'avoir accepté comme l'un de ses étudiants et m'avoir permis de profiter de ses expériences. Ses connaissances et son soutien ont rendu mon travail possible et agréable.

Je remercie également mes encadrants Prof. Rudy SWENNEN et Prof. Corinne LOISY. Je tiens à les remercier pour leur supervision et leurs précieuses suggestions durant la rédaction de cette thèse. Ils sont également remerciés pour leurs discussions et leur soutien utiles, et surtout pour leur bonne compagnie pendant les missions de terrain en Albanie, ce furent des jours merveilleux.

Ensuite, je voudrais remercier les examinateurs et les membres du jury d'avoir consacré leur temps à évaluer cette thèse.

Mon gratitude va également à tous les membres de l'ENSEGID, chercheurs, thésards et techniciens.

À mon cher père, merci pour ton amour inestimable, tes sacrifices, ta confiance, ton soutien et toutes les valeurs que tu as su m'inculquer.

À ma mère. C'est avec une joie immense et le cœur ému que je dédie cette thèse à ma défunte mère pour son affection inépuisable et son précieux conseil. Elle n'a cessé de prier pour moi durant mon cursus scolaire et m'a encouragé régulièrement.

Plus important encore, je tiens à exprimer ma plus profonde gratitude à mon épouse, qui m'a volontiers suivi en France afin que je puisse suivre mes intérêts professionnels. Son aide et son soutien inestimables tout au long de cette période, notamment pendant la phase finale de la thèse, ont été très admirables. Notre couple a grandi en même temps que mon projet scientifique, le premier a été une des raisons majeures du succès du deuxième. Merci!

Enfin, je tiens à remercier toute ma famille et mes amis ici et à l'étranger, qui m'ont soutenu lors de la création de cette thèse en assurant une oreille ouverte chaque fois que nécessaire.

RÉSUMÉ

L’objectif des travaux de recherche menés dans cette thèse est de mieux comprendre les facteurs sédimentaires, diagénétiques et structuraux à l’origine de l’hétérogénéité des systèmes carbonatés réservoirs et de leur propriétés pétrophysiques en contexte de plateforme et de la transition plateforme-bassin. Pour ce faire, les séries sédimentaires de la plateforme carbonatée du Crétacé Supérieur de Kruja et du Basin Ionien adjacent en Albanie ont été choisis et présentent un bon exemple d’analogue terrain de réservoir carbonaté. Les dépôts carbonatés gravitaires de pente et de bassin de ce système forment des réservoirs pétroliers exploités en Albanie, en Grèce ainsi qu'au large de l'Italie.

Dans ce contexte, une étude de terrain visant à investiguer les faciès sédimentaires, leurs environnements de dépôts et les séquences stratigraphiques carbonatées de plateforme et de bassin a été menée dans l’objectif de comprendre l’impact des facteurs de contrôle de la sédimentation sur la distribution des propriétés pétrophysiques. Ensuite, une étude diagénétique et pétrophysique de laboratoire a été menée pour évaluer les propriétés réservoirs dans les deux contextes de plateforme et de bassin.

Ainsi, les analyses sédimentologiques ont été menées sur trois localités dans le centre et le sud de l’Albanie: (i) massif de Krujë-Dajt, (ii) Çorovodë et (iii) Kremenara, dans lesquelles s’affleurent les successions carbonatées du Crétacé Supérieur de plateforme et de bassin. Douze faciès sédimentaires (5 faciès dans les coupes de Çorovodë; 7 faciès dans le massif de Krujë-Dajt) ont été identifiés le long des successions stratigraphiques de plateforme reflétant des environnements de dépôts représentant des conditions allant de subtidal passant par la zone intertidal jusqu’à l’environnement supratidal avec des périodes d’expositions subaériennes. Les faciès identifiés sont intégrés dans des séquences métriques (small-scale sequences) suggérant une cyclicité conduite par des fluctuations haute-fréquence du niveau marin relatif durant le Crétacé Supérieur. Dans le bassin, la période Campanien est caractérisée par d’épais intervalles de dépôts gravitaires calciturbiditiques. Cette succession de dépôts gravitaires montre une épaisseur de ~ 160 m, constitués essentiellement de séquences calciturbiditiques à basse et à forte énergie intercalées avec des dépôts de débris flow représentant une phase stable de système de sédimentation de plateforme-bassin. Au Maastrichtien, une inversion s’opère de la dynamique de sédimentation

représentée par trois intervalles de slump résultants du démantèlement de la bordure de plateforme reflétant une déstabilisation de la pente durant cette période.

L'étude diagénétique des faciès de plateforme peu profonds des coupes de Çorovodë a révélé que la succession stratigraphique est impactée par une diagenèse marine représentée par de ciments précoces, micritiques, fibreux, aciculaires et aussi en frange, formés dans la zone phréatique marine. Ces ciments sont responsables de la destruction de la porosité primaire intergranulaire et intraparticulaire dans ces faciès. La majorité des ciments identifiés sont liés à des surfaces spécifiques de type « hardground » qui ont été mis en évidence dans plusieurs intervalles le long de la succession étudiée. En revanche, dans le massif de Krujë-Dajt, des ciments calcitiques d'origine marine, d'origine météorique et des calcites tardives ont été identifiés dans la coupe étudiée. Les valeurs δ^{18}O-VPDB des ciments de calcite présentent une distribution extrêmement variable (avec des valeurs de -12,42 à -4,18‰) indiquant une grande variété dans la composition géochimique et la température de précipitation des géofluides impliqués dans les précipitations minérales. Au moins, une phase de ciment calcitique est liée à la mise en place d'hydrocarbures. D'autre part, sept textures dolomitiques ont été identifiées dans cette coupe. Les données stratigraphiques, pétrographiques et géochimiques suggèrent une origine marine de certaines phases de dolomitisation. D'autres phases de dolomite se sont formées par la diagenèse tardive pendant l'enfouissement. Aussi, des ciments dolomitiques liés à des phases de fracturation et stylolitisation ont été aussi identifiés.

L'étude pétrophysique des faciès de plateforme a révélé que la porosité est essentiellement conduite par les modifications diagénétiques et les phases de dolomitisation présentes. Dans la coupe de Krujë-Dajt, le remplacement de la minéralogie des bioclastes par des phases dolomitiques a considérablement augmenté la porosité secondaire dans certains faciès. Tandis que les faibles valeurs de perméabilité des mêmes faciès ont été interprétées comme des réseaux de pores non connectés. Dans le bassin, l'analyse pétrophysique démontrent que les distributions réelles de porosité sont principalement contrôlées par les caractéristiques sédimentologiques initiales. L'impact de la diagenèse sur le développement des réseaux poreux est très limité. Son rôle est représenté par l'effet du néomorphisme provoquant une recristallisation de la matrice micritique

en microsparite permettant le développement d'une microporosité importante dans les faciès disposant d'une fraction boueuse dans leur texture.

Mots–clefs: Plateforme carbonatée de Kruja, Bassin Ionien, Crétacé Supérieur, Albanie, diagenèse, propriétés pétrophysiques, réservoir.

ABSTRACT

The objective of the Ph.D. research is to better understand the sedimentary, diagenetic and structural factors controlling the heterogeneity of carbonate reservoir systems and their petrophysical properties in the context of platform to platform-basin transitions. For this purpose, the sedimentary series from the Upper Cretaceous carbonate platform of Kruja and the adjacent Ionian Basin in Albania were chosen as they present a good example reservoir field analogues especially since the carbonate gravity deposits of the slope and basin of this system form one of the most important oil reservoirs exploited in Albania, Greece as well as offshore Italy.

In this context, a field study aiming to investigate the sedimentary facies, their depositional environments and the carbonate stratigraphic sequences of the platform and basin was carried out with the objective of investigate the impact of sedimentation as controlling factor on the petrophysical reservoir properties. Therefore also a diagenetic and petrophysical laboratory study was carried out to assess the reservoir properties in both platform and basin contexts and to infer how diagenesis affects porosity and permeability.

Thus, sedimentological analyzes were carried out in three localities in central and southern Albania: i.e. (i) Krujë-Dajt massif, (ii) Çorovodë and (iii) Kremenara anticline structure, in which the carbonate successions of the Upper Cretaceous platform and basin are clearly exposed. In the platform successions twelve sedimentary facies (5 facies in Çorovodë outcrops; 7 facies in the Krujë-Dajt massif outcrop) have been identified reflecting subtidal depositional environments passing through the intertidal zone to the supratidal environment with periods of subaerial exposures. The identified facies are integrated into metric sequences (small-scale sequences) reflecting cyclic high-frequency fluctuations of the relative sea level during the Upper Cretaceous. In the basin, the Campanian period is characterized by thick intervals of calciturbidite deposits. This succession of slope/basin deposits shows a thickness of ~ 160 m, consisting essentially of low and high energy calciturbidite sequences interspersed with few debris flow intervals representing a rather stable phase of the platform-basin sedimentation system. During the Maastrichtian, an inversion takes place of the sedimentation dynamics represented by three slump intervals resulting from the dismantling of the platform edge, reflecting a destabilization of the slope during this period.

The diagenetic study of the shallow platform facies of the Çorovodë sections revealed that the stratigraphic succession is impacted by marine diagenesis represented by early, micritic, fibrous, acicular and also bladed cements, that formed in the marine phreatic zone. These cements are responsible for the partial destruction of the primary intergranular and intraparticular porosity in these facies. The majority of the cements identified are linked to specific surfaces of "hardground" development which have been identified in several intervals within the studied succession. In contrast, in the Krujë-Dajt massif, calcitic cements of marine origin, meteoric origin and late diagenetic calcites were identified in the studied section. The δ^{18}O-VPDB values of calcite cements show an variable distribution (with values from -12.42 to -4.18 ‰) indicating a great variety in geochemical composition and/or precipitation temperature of the geofluids involved in mineral precipitation. At least, one diagenetic phase represented by a replacive calcite is linked to the emplacement of hydrocarbons. Furthermore, seven dolomitic textures were identified in this section. Stratigraphic, petrographic and geochemical data suggest a marine origin of some important phases of dolomitization. Further phases of dolomite formed during late diagenesis within the burial realm. Also, dolomitic cements linked to fracturing and stylolitization phases have been identified within the stratigraphic succession.

The petrophysical study of the platform facies revealed that the porosity is mainly driven by the diagenetic modifications such as dolomitization. In the Krujë-Dajt section, the replacement of the mineralogy of the bioclasts by dolomitic phases considerably increased the secondary porosity in some grainstones/packstones. While the low permeability values of the same facies have been interpreted to reflect networks of unconnected pores. In the basin, petrophysical analysis shows that the actual porosity distributions are mainly controlled by the initial sedimentological characteristics. The impact of diagenesis on the development of porous networks is very limited. Its role is represented by the effect of neomorphism causing recrystallization of the micritic matrix into microsparite, allowing the development of significant microporosity in facies with a muddy fraction in their texture.

Key–Words: Carbonate platform, Kruja, Ionian Basin, Upper Cretaceous, Albania, diagenesis, reservoir.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE 1

1. INTÉRÊT SCIENTIFIQUE 2

1.1. Généralités sur les systèmes carbonatés réservoirs – problématiques 2
1.2. Hétérogénéités des réservoirs carbonatés 4
1.2.1. Hétérogénéités à l'échelle microscopique 4
1.2.2. Hétérogénéités à l'échelle de l'affleurement 5
1.2.3. Hétérogénéités à l'échelle sismique / bassin 6

2. INTÉRÊT ÉCONOMIQUE : la prospection pétrolière en Albanie 6

3. OBJECTIFS SCIENTIFIQUES DE L'ÉTUDE 7

4. ORGANISATION DU MÉMOIRE DE THÈSE 9

I. CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉNÉRAL GÉOLOGIQUE, PALÉOGÉOGRAPHIQUE, SÉDIMENTOLOGIQUE ET STRUCTURAL 13

1. PARTIE I : CONTEXTE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL 15

1. CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE DE L'ALBANIE 16

2. CONTEXTE ET ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE RÉGIONALE 17

2.1. Évolution paléogéographique au Trias Supérieur 18
2.2. Évolution paléogéographique au Jurassique inférieur 19
2.3. Évolution paléogéographique du Lias moyen au Crétacé Supérieur 21

3. CONTEXTE TECTONIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION 24

.4 ÉVOLUTION TECTONIQUE DE L'EST ET SUD–EST DE L'ALBANIE 29

.5 LES UNITÉS TECTONO–SÉDIMENTAIRES DANS LE SUD ET LE SUD–OUEST DE L'ALBANIE 30

5.1. La Zone de Sazani 30
5.2. La Zone Ionienne 30
5.3. La Zone de Kruja 31

6. ÉVOLUTION STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DU BASSIN IONIEN 32

2. PARTIE II : CONCEPTS SUR LES SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES CARBONATÉS TURBIDITIQUES ET GRAVITAIRES 36

1. SYSTEMES TURBIDITIQUES ET SÉDIMENTS GRAVITAIRES 37

1.1. Le concept de turbidites 37
1.2. Les processus gravitaires sur une marge continentale 39
1.2.1. Les mouvements en masse 40
1.2.1.1. Les slumps 40
1.2.1.2. Les slides 40
1.2.1.3. La reptation (Creeping) 41
1.2.1.4. Les écoulements laminaires 42
1.2.1.5. Débris flow 42
1.2.1.6. Grain flow 42
1.2.1.7. Écoulements fluidisés et liquéfiés 43
1.2.2. Les écoulements turbulents 43
1.2.2.1. Courants de turbidité (turbidity currents) 43
1.2.2.2. Courants hyperpicnaux (hyperpicnal currents) 46
1.3. Systèmes de dépôts gravitaires calciclastiques 46
1.3.1. Modèles de sédimentation gravitaire calciclastique 48
1.3.1.1. Le modèle de « carbonate debris–sheet » 50
1.3.1.2. Les modèles de « submarine–fan » 51
1.3.1.2.1. Le modèle à faciès grossiers 51
1.3.1.2.2. Le modèle à faciès moyens 53
1.3.1.2.3. Le modèle à faciès fins 55
1.3.1.3. Le modèle de « slope apron » et de « base of slope apron » 56
1.3.1.4. Le modèle de marge en accrétion et de marge en escarpement (by pass) 58

2. COMPARAISON DES SYSTÈMES SILICOCLASTIQUES ET CALCICLASTIQUES 61

3. PARTIE III : SYSTÈMES CARBONATÉS DES PLATEFORMES DU CRÉTACÉ SUPERIEUR ET LA DIAGENÈSE ASSOCIÉE 63

1. ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT DES CARBONATES: PLATEFORMES CARBONATÉES 64

1.1. Plateformes carbonatées: classification, types et facteurs de contrôle 65
1.1.1. Conditions et facteurs affectant le développement des plateformes carbonatées 65
1.1.1.1. Biologie des organismes 66
1.1.1.2. Climat 66

1.1.1.3. La température de l'eau 67
1.1.1.4. La lumière 68
1.1.1.5. La circulation de l'eau 68
1.1.1.6. L'oxygène 68
1.1.1.7. La salinité 69
1.1.1.8. La tectonique 69
1.1.1.9. L'eustasie 69
1.1.1.10. Profil de dépôt 70
1.1.2. Types de plateforme carbonatée 71
1.2. Travaux réalisés sur les plateformes carbonatées du Crétacé Supérieur péri-adriatiques 74
1.3. Travaux réalisés sur les sédiments gravitaires carbonatés de pente et de Bassin Ionien du Crétacé Supérieur 75

2. DIAGENÈSE DES SYSTÈME CARBONATÉS 76

2.1. Les minéraux carbonatés les plus courants 77
2.2. Environnements diagénétiques dans les carbonates 78
2.2.1. Diagenèse dans la zone phréatique marine 78
2.2.2. Diagenèse dans la zone marine peu profonde – près de la surface 78
2.2.3. Diagenèse dans la zone météorique 79

3. LA DOLOMITISATION 81

3.1. Classification des textures dolomitiques 81
3.2. Principaux environnements et modèles de dolomitisation 82
3.2.1. Dolomite de style Sabkha 82
3.2.2. Dolomite de l'eau de mer 83
3.2.3. Dolomite d'enfouissement peu profond 83
3.2.4. Dolomite hydrothermale 83

II. CHAPITRE 2: MÉTHODES ET OUTILS UTILISÉS DANS CETTE ÉTUDE 84

1. MÉTODES D'ÉTUDE DE TERRAIN 86

1.1. Choix des coupes stratigraphiques 86
1.2. Levé de logs 87
1.3. Échantillonnage 89
1.4. Datation biostratigraphique 90

2. OUTILS D'ANALYSE PETROGRAPHIQUE 91

2.1. Microscopie optique 91
2.2. La coloration à l'alizarine rouge S et au ferricyanure de potassium 92
2.3. Cathodoluminescence 94
2.4. Epifluorescence 95

3. OUTILS D'ANALYSE MÉNIRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES 97

3.1. Diffraction des rayons X (DRX) 97
3.2. Spectrométrie de fluorescence des rayons X (SFX ou FX, ou en anglais XRF) 99
3.3. Les éléments majeurs et éléments traces 100
3.4. Isotopes stables de ^{18}O et ^{13}C 101
3.5. Isotopes du strontium ^{87}Sr / ^{86}Sr 102

4. TECHNIQUES D'ANALYSE PÉTROPHYSIQUE 104

4.1. Méthode d'analyse par porosimétrie mercure 104
4.2. Méthode d'analyse par Résonance Magnétique Nucléaire (RMN) 106

III. CHAPITRE 3: ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE DU SYSTÈME CARBONATÉ PLATEFORME/BASSIN IONIEN DURANT LE CRETACÉ SUPERIEUR (ALBANIE) 109

1. PARTIE I : ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE DE LA PLATEFORME DE KRUJA ET DU BASSIN IONIEN DURANT LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR 112

1. ANALYSE SÉDIMENTAIRE DE LA PLATEFORME DE KRUJA 113

1.1. Coupes de Çorovodë, localisation et étude de faciès sédimentaires 114
1.1.1. Présentation de l'affleurement 114
1.1.2. Description des faciès et microfacies associées 119
1.1.2.1. Faciès sédimentaire 1 (CFs1) : Rudstone à rudistes 119
1.1.2.1.1. Description du faciès 119
1.1.2.1.2. Interprétation des environnements de dépôt 119
1.1.2.2. Faciès sédimentaire 2 (CFs2) : Floatstone à rudistes 121
1.1.2.2.1. Description du faciès 121
1.1.2.2.2. Interprétation des environnements de dépôt 121
1.1.2.3. Faciès sédimentaire 3 (CFs3) : Grainstone bioclastique à péloïdes 122
1.1.2.3.1. Description du faciès 122
1.1.2.3.2. Interprétation des environnements de dépôt 125
1.1.2.4. Faciès sédimentaire 4 (CFs4) : Packstone bioclastiques 126
1.1.2.4.1. Description du faciès 126
1.1.2.4.2. Interprétation des environnements de dépôt 127

1.1.2.5. Faciès sédimentaire 5 (CFs5) : Mudstone/wackestone à lamellibranches et foraminifères benthiques 127
1.1.2.5.1. Description du faciès 127
1.1.2.5.2. Interprétation des environnements de dépôt 128
1.1.3. Cyclicité et séquences stratigraphiques à petite échelle identifiées 128
1.1.3.1. Séquence à petite échelle type 1 (SQ 1) 129
1.1.3.2. Séquence à petite échelle type 2 (SQ 2) 129
.1.1.4 ..... Conclusions partielles 130
1.2. Coupe de Krujë–Dajt, localisation et étude de faciès sédimentaires 131
1.2.1. Présentation de l'affleurement 131
1.2.2. Analyse biostratigraphique 134
1.2.3. Description des faciès et microfacies associées 140
1.2.3.1. Faciès sédimentaire 1 (KFs1): Bafflestone à rudistes 140
1.2.3.1.1. Description du faciès 140
1.2.3.1.2. Interprétation des environnements de dépôt 141
1.2.3.2. Faciès sédimentaire 2 (KFs2): Floatstone–Rudstone à rudistes 142
1.2.3.2.1. Description du faciès 142
1.2.3.2.2. Interprétation des environnements de dépôt 143
1.2.3.3. Faciès sédimentaire 3 (KFs3): Packstone à grainstone bioclastique à péloïdes 143
1.2.3.3.1. Description du faciès 144
1.2.3.3.1.1. Microfaciès KFs3.1 : Packstone à grainstone à péloïdes riche en foraminifères benthiques: 145
1.2.3.3.1.2. Microfaciès KFs3.2 : Packstone à laminations algaires 146
1.2.3.3.1.3. Microfaciès KFs3.3 : Packstone riche en débris de rudistes et fragments de corail. 146
1.2.3.3.2. Interprétation des environnements de dépôt 146
1.2.3.4. Faciès sédimentaire 4 (KFs4): Mudstone à wackestone à structures fenestrées 147
1.2.3.4.1. Description du faciès 147
1.2.3.4.2. Interprétation des environnements de dépôt 148
1.2.3.5. Faciès sédimentaire 5 (KFs5) : dolomie microbréchique 149
1.2.3.5.1. Description du faciès 149
1.2.3.5.2. Interprétation des environnements de dépôt 149
1.2.3.6. Faciès sédimentaire 6 (KFs6): Bindstone à laminations stromatolithiques 150
1.2.3.6.1. Description du faciès 150
1.2.3.6.1.1. Faciès KFs6.1 : Bindstone stromatolitique riche en bioclastes et débris de rudistes 150
1.2.3.6.1.2. Faciès KFS6.2 : Bindstone stromatolitique bréchique–bioturbé avec des figures de dessiccation "Tepee" 151
1.2.3.6.2. Interprétation des environnements de dépôt 152
1.2.3.7. Faciès sédimentaire 7 (KFs7): Unité de dolomie bréchique 153
1.2.3.7.1. Description du faciès 153

1.2.3.7.2. Interprétation des environnements de dépôt 155
1.2.4. Séquences stratigraphiques métriques identifiées dans la coupe de Krujë–Dajt 156
1.2.4.1. Séquence métrique à petite échelle type 1 (SQ 1) 157
1.2.4.2. Séquence métrique à petite échelle type 2 (SQ 2) 157
1.2.4.3. Séquence métrique à petite échelle type 3 (SQ 3) 157
1.2.4.4. Séquence métrique à petite échelle type 4 (SQ 4) 158
1.2.4.5. Séquence métrique à petite échelle type 5 (SQ 5) 158
1.2.4.6. Séquence métrique à petite échelle type 6 (SQ 6) 158
1.2.4.7. Séquence métrique à petite échelle type 7 (SQ 7) 159
1.2.4.8. Séquence métrique à petite échelle type 8 (SQ 8) 159
1.3. Interprétations et discussions sur le modèle sédimentaire de la plateforme de Kruja durant le Crétacé Supérieur 159

2. ANALYSE SÉDIMENTAIRE DU BASSIN IONIEN 163

2.1. Coupe de Kremenara, localisation et étude de faciès sédimentaires 163
2.1.1. Présentation de l'affleurement 163
2.1.2. Analyse chronostratigraphique à l'aide les isotopes du strontium (87Sr/86Sr) 164
2.1.3. Description des faciès et microfaciès associées 169
2.1.3.1. Séquences calciturbiditiques à grains fins (calcilutites) 171
2.1.3.2. Séquences calciturbiditiques à grains moyens (calcilutites à calcarénites) 172
..... 173
2.1.3.3. Séquences calciturbiditiques à grain grossiers (calcarénite à calcirudite) 173
2.1.3.4. Débris flow 177
2.1.3.5. Slumps 178

2. PARTIE II : CORRÉLATION ET FONCTIONNEMENT DU SYSTÈME SÉDIMENTAIRE PLATEFORME / BASSIN IONIEN DURANT LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR 180

IV. CHAPITRE 4: ÉVOLUTION DIAGÉNÉTIQUE DE LA PLATEFORME DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE KRUJA 185

1. PARTIE I : ÉVOLUTION DIAGÉNÉTIQUE DE LA PLATEFORME DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE KRUJA : COUPES DE ÇOROVODË 187

1. CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES DES DIFFÉRENTES PHASES DIAGÉNÉTIQUES 188

1.1. Micritisation 188
1.2. Ciments en ménisque micritiques 188

1.3. Sédiments internes 190
1.4. Ciments en "dents de chien" 191
1.5. Ciments fibreux 192
1.6. Ciments aciculaire 192
1.7. Ciments en frange palissadique 193
1.8. Ciments de sparite équigranulaire 194
1.9. Recristallisation aragonitique 194

2. INTERPRÉTATION DES ENVIRONNEMENTS DIAGÉNÉTIQUES ET DE LA SÉQUENCE PARAGÉNÉTIQUE 195

3. CONCLUSIONS PARTIELLES 203

2. PARTIE II : ÉVOLUTION DIAGÉNÉTIQUE DE LA PLATEFORME DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE KRUJA : COUPE DE KRUJË–DAJT 204

1. ABSTRACT 205

2. INTRODUCTION 206

3. PALEOGEOGRAPHY AND GEOLOGICAL SETTING 209

4. METHODS AND MATERIALS 211

5. STRATIGRAPHIC SEDIMENTARY FACIES 213

6. RESULTS 214

6.1. Petrography 214
6.1.1. Host rock dolomite 214
6.1.1.1. Type-1 dolomite (Dol-1) (dolomicrite) 216
6.1.1.2. Type-2 dolomite (Dol-2) 216
6.1.1.3. Type-3 dolomite (Dol-3) 218
6.1.1.4. Type-4 dolomite (Dol-4) 218
6.1.2. Dolomite cements 218
6.1.2.1. Type-5 dolomite (Dol-5) 218
6.1.2.2. Type-6 dolomite (Dol-6) 219
6.1.2.3. Type-7 dolomite (Dol-7) 219
6.1.3. Calcite cements 219
6.1.3.1. Type-1 calcite (Cal-1) 219
6.1.3.2. Type-2 calcite (Cal-2) 221
6.1.3.3. Type-3 calcite (Cal-3) 221
6.1.3.4. Type-4 calcite (Cal-4) 223
6.1.3.5. Type-5 calcite (Cal-5) 224

6.1.3.6. Type-6 calcite (Cal-6) 225
6.1.3.7. Type-7 calcite (Cal-7) 225
6.2. Paragenesis 226
6.2.1. Early diagenetic features 227
6.2.2. Late and tectonic diagenetic features 228
6.3. Major and trace elements analysis 229
6.4. Stable Isotopes 232
6.5. XRD analysis 235
6.6. XRF analysis 236

7. DISCUSSION 242

8. CONCLUSIONS 247

V. CHAPITRE 5: ÉFFETS DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ SÉDIMENTAIRE ET DIAGÉNÉTIQUE SUR LES PROPRIETÉS RÉSERVOIRS DU SYSTÈME CARBONATÉ PLATEFORME DE KRUJA – BASSIN IONIEN DU CRÉTACÉ SUP. 249

1. ABSTRACT 251

2. INTRODUCTION 252

3. GEOLOGICAL SETTING AND PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION 254

4. MATERIALS AND METHODS 258

5. RESULTS OF THE STUDY 261

5.1. Reservoir facies of Kruja platform carbonates 261
5.2. Definition of different pore-types in Kruja reservoir system 264
5.3. Reservoir facies of Kremenara outcrop (Ionian Basin) 269
5.4. Definition of different pore-types in Kremenara reservoirs systems 272
5.5. Reservoir facies of Muzina outcrop (Ionian Basin) 278
5.6. Definition of different pore-types in Muzina reservoirs systems 278

6. ANALYSIS OF PETROPHYSICAL PROPERTIES IN DIFFERENT CARBONATE RESERVOIR SYSTEMS 279

6.1. Petrophysical properties of Kruja platform reservoir system 279
6.1.1. Hg-injection analysis 279
6.1.2. NMR analysis 280

6.2. Petrophysical properties in Kremenara Ionian Basin reservoir system 287
6.2.1. Hg-injection analysis 287
6.2.2. NMR analysis 289
6.3. Petrophysical properties in Muzina Ionian Basin reservoir system.....289

7. DISCUSSIONS AND INTERPRETATIONS.....294

7.1. Effects of diagenetic processes on Kruja reservoir system.....294
7.2. Effects of sedimentary and diagenetic processes on Kremenara and Muzina Ionian Basin reservoir system 298
7.3. Effect of micrite matrix proportion on porosity values of reservoir system in Kremenara and Muzina Ionian Basin.....301

8. CONCLUSIONS 304

VI. CHAPITRE 6: CONCLUSIONS GÉNÉRALES 306

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1

Figure I.1: Image satellite montrant la situation géographique de l'Albanie (en rouge), (Google Earth, modifié). 16

Figure I.2: Carte paléogéographique au Jurassique Inférieur montrant l'ouverture de la Téthys et les microplaques l'accompagnant, modifié d'après Degnan and Robertson (1998). La zone d'intérêt de cette étude est figurée dans le cadre rouge. 17

Figure I.3 : Carte paléogéographique de la région péri-adriatique au Trias Supérieur, modifié d'après Zappaterra (1994). La zone d'intérêt de cette étude est figurée dans le cadre rouge. 18

Figure I.4 : Carte paléogéographique de la région péri-adriatique au Jurassique inférieur, modifié d'après Zappaterra (1994). La zone d'intérêt de cette étude est figurée dans le cadre rouge. 20

Figure I.5 : Carte de distribution des plateformes carbonatées au Crétacé Supérieur (Schlüter, 2008). 21

Figure I.6 : Carte paléogéographique de la région péri-adriatique du Lias moyen au Crétacé Supérieur (Zappaterra, 1994). La zone d'intérêt de cette étude est figurée dans le cadre rouge.....23

Figure I.7: Carte géologique de l'Albanie, montrant les différentes unités tectoniques, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004), Roure et al. (2004), et Jardin et al. (2011). 24

Figure I.8 : Modèle proposé par Zappatera, (1994), montrant les structures horsts et grabens crées par le régime extensif dans la zone péri-adriatique au Crétacé Supérieur (modifié par Vilasi, 2009).....25

Figure I.9: Coupe géologique SO-NE de l'Adriatique présentant le contexte structural des Albanides de la zone d'étude (Fantoni and Franciosi, 2009, modifiée par Harabian, 2014). 27

Figure I.10 : Coupe géologique E-O des Albanides externes montrant les différentes zones tectonique dans la région, modifié d'après Roure et al. (2004) et Rubert, (2012). 28

Figure I.11: Schéma de la colonne stratigraphique de la zone ionienne et de la dépression adriatique (Prifti and Muska, 2013). 35

Figure I.12: Séquence type de dépôt d'un courant de turbidité et son évolution en fonction de son éloignement de la source (d'après Bouma, 1962).....39

Figure I.13: Les processus gravitaires opérant sur une marge continentale. (D'après Stow, 1986).....41

Figure I.14: Composition schématique d'un courant de turbidité tripartite à un instant donné (d'après Gladstone and Sparks, 2002). 44

Figure I.15: Séquence de Bouma (1962) et ses extensions pour les termes de base (Lowe, 1982), et de sommet (Stow and Shanmugan, 1980). 45

Figure I.16: Le modèle de «carbonate debris-sheet», d'après Cook et al. (1972). 51

Figure I.17: Modèle de fans calciclastiques sous-marins (faciès CSF), d'après Payros and Pujalte (2008). (1) Pente supérieur découpée par des ravins tributaires érosifs. (2) Système détritique de chenaux-levées avec un axe de dépôts en tresse. (3) Lobes.....53

Figure I.18: Modèle de fans calciclastiques sous-marins (faciès CSF moyens), d'après Payros and Pujalte (2008). (1) Pente supérieure découpée par des ravins tributaires érosives. (2) Système détritique de chenaux et levées avec un axe organisé en système en tresse. (3) Lobes. (4) Bordure des fans.....55

Figure I.19: Modèle de fans calciclastiques sous-marins (grains fins et grands faciès CSF), d'après Payros and Pujalte (2008). (1) Chenaux érosifs. (2) Lobes. 56

Figure I.20: (A) Modèle de « slope apron ». (B) Modèle de « base of slope apron », pour des dépôts calciclastiques (d'après Mullins and Cook, 1986).....58

Figure I.21: Le modèle de marge en accrétion et de marge en escarpement (Playton et al., 2010, modifié de McIlreath and James, 1978).....60

Figure I.22: Architecture spatiale schématique illustrant la continuité (a-c) ou la discontinuité (d-f) des systèmes de pentes carbonatées et de leur bassin associé (Playton et al., 2010).....61

Figure I.23: Schéma résumant les principaux facteurs qui contrôlent la formation des sédiments carbonatés en contexte de plateformes, d'après Jones and Desrochers (1992). 67

Figure I.24 : Principaux types de plateforme carbonatée et de ceintures de faciès parmi le spectre des profils de dépôt proposés par Pomar (2001), et modifié par Winterbottom (2014). ..72

Figure I.25: Diagramme schématique illustrant les trois principaux environnements dans lesquels la modification et l'évolution de la porosité diagénétique se produisent, d'après Moore (1989). 79

Figure I.26: Les environnements diagénétiques et les principaux processus de transformations bio-physico-chimiques qui s'y produisent, d'après Moore (1989).....80

Figure I.27 : Illustration des différents types de texture dolomitique, d'après Sibley and Gregg (1987). 82

Chapitre 2

Figure II.1: Le pétrole s'infiltre dans la matrice et la porosité de fracture des carbonates du Crétacé Supérieur des affleurements de Kruje-Dajt (flèche jaune) (A) et Kremenara (B).....87

Figure II.2: Exemple de coloration d'un ciment calcitique remplissant une fracture (échantillons de dolomite de la coupe de Krujë–Dajt) en utilisant la méthode de coloration à l'alizarine rouge S de Dickson (1965). Notez la couleur bleue des bordures du cristal de calcite, qui reflète la richesse en fer des géofluides. Notez également la décoloration progressive de la même couleur bleue et son retour à la couleur rose (flèche noire), ce qui signifie que le manque de fer se soit produit de manière progressive. 93

Figure II.3 : Exemple d'imagerie en cathodoluminescence réalisé sur un échantillon de calcaire du Crétacé Supérieur provenant de la coupe de Kruje-Dajt. (A) and (B) microphotographies en lumière naturelle polarisée et cathodoluminescence respectivement de

ciments calcitiques et dolomitiques remplissant une micro fracture. Les différentes phases de croissance cristalline sont visibles dans la partie luminescente. Notez également la dédolomitisation d'un rhomboèdre en cathodoluminescence (B) (flèche blanche) qui n'est pas claire en lumière naturelle polarisée (A). 95

Figure II.4 : Exemples de l'utilisation de l'épifluorescence sur des faciès à la fois bioclastique (A, B) et dolomitique (C, D) du Crétacé Supérieur (plateforme de Kruja). (A) Faciès de packstone à grainstone bioclastique partiellement dolomitisé constitué de foraminifère benthiques en lumière naturelle. (B) En épifluorescence, la minéralogie originale des foraminifères a été complètement remplacée (voir la présence de fantômes de foraminifères en « A ») par une dolomite micritique conservant une bonne microporosité moldique (flèche blanche). La partie interne des foraminifères préserve aussi une bonne macroporosité (flèche jaune). (C) Microphotographie en lumière naturelle montrant une phase de dolomitisation constituée de rhomboèdres de dolomite. (D) Microphotographie de même endroit en « C » en épifluorescence mettant en évidence la croissance cristalline des rhomboèdres montrant deux zones de croissance distinguées. La zone 2 (flèches jaunes) qui montre une épifluorescence sombre est postérieure à la zone 1 (flèches blanches) qui montre une épifluorescence brillante verte. 96

Figure II.5: Exemple de spectre de diffraction des rayons X d'un échantillon qui montre deux phases minérales composant la roche. La dolomite constitue la phase minérale majeure, tandis que le deuxième minéral composant la roche est une calcite magnésienne.....98

Figure II.6: Exemple de spectre de fluorescence des rayons X obtenue à partir d'une lame mince d'un échantillon de dolomite prélevé de la coupe de Kruje-Dajt.....99

Figure II.7 : Signales isotopiques de ^{18}O and ^{13}C de différents types de dolomite. Les données sont compilées à partir de nombreuses études effectuées sur différents types de dolomites de différentes périodes géologiques à travers le monde (Warren, 2000). 102

Figure II.8: Variations du rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ durant le Phanérozoïque (Mc Arthur and Howarth, 2004). 103

Figure II.9: Schéma descriptif montrant le pénétromètre utilisé dans la technique de l'injection de mercure. 104

Figure II.10: Schéma montrant la courbe de la première injection, la courbe de ma deuxième injection, et les courbe de retrait. 106

Figure II.11 : Schéma montrant le mécanisme de fonctionnement de la technique de résonance magnétique nucléaire (RMN) pour étudier le milieu poreux.....108

Chapitre 3

Figure III.1: A) Image Google Earth montrant les affleurements des formations du Crétacé Sup. de Çorovodë (plateforme de Kruja). B) Carte géologique de l'Albanie, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004). C) Carte géologique de la zone d'étude montrant les principales formations géologiques, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004). 114

Figure III.2: Log stratigraphique synthétique complet de la coupe 1 (Outcrop 1) de Çorovodë (Crétacé Sup.). La légende associée est présentée dans la figure III.3. La définition des paraséquences (ou « small-scale sequences» et la représentation des faciès est simplifiée. 116

Figure III.3: Légende des faciès stratigraphiques de plateforme. 117

Figure III.4: Log stratigraphique synthétique complet de la coupe 2 (Outcrop 2) de Çorovodë (Crétacé Sup.). La légende associée est présentée dans la figure III.3. La représentation des faciès est simplifiée. 118

Figure III.5: A) Sections longitudinales et transversales de rudistes remaniés (CFs1). B) Faciès à fragments de rudiste et de lamellibranche dans une matrice micritique (CFs1). 120

Figure III.6 : A) Faciès rudstone à rudistes et gastéropodes (flèche noire). B) Fragments bioclastiques grossiers (principalement rudistes, flèches noires). C) Faciès à grands gastéropodes (CFs1).....120

Figure III.7: E) Floatstone à packstone bioclastique à débris de bryozoaires et de rudistes (CFs2). F) Floatstone à débris de gastéropode (CFs2).....122

Figure III.8: A) Grainstone à rudistes (CFs3) dont les débris de rudiste sont intensément micritisés formant des péloïdes. B) Grainstone à débris de rudiste (CFs3). Notez l'enduit micritique autour des grains (flèche rouge). L'épaisseur de l'enveloppe micritique n'est pas régulière. C) La surface entre l'enduit et les bioclastes n'est pas régulière (flèches blanches). Certains bioclastes sont perforés. D) Grainstone bioclastique. Notez l'effet de la micritisation préférentielle : certains bioclastes sont complétement micritisés (flèches blanches). Certains bioclaste sont cimentés par un ciment sparitique syntaxique ou coaxial postérieur à l'enduit micritique. 123

Figure III.9: A, B) Surfaces érosives de transgression. Notez la surface de troncature marquée par les flèches noires. Notez la cimentation de type ménisque (flèches blanches). 124

Figure III.10: A) Packstone bioclastique à foraminifères benthiques (CFs4). Les bioclastes sont intensément micritisés. B) Faciès wackestone à packstone granulaire contenant des intraclastes à péloïdes (flèches blanches). C) Packstone bioclastique à débris de gastéropodes et de rudistes (CFs4) dont la matrice est granulaire. D) Grainstone à debris de rudistes et foraminifères benthiques (CFs4).....126

Figure III.11: A) Mudstone à wackestone bioclastique (CFs5). Mudstone à lamellibranches (CFs5).....128

Figure III.12: A) Photographe montrant le niveau de bauxite (flèche) séparant les carbonates du Crétacé Supérieur des carbonates du Paléocène. B) Un échantillon de bauxite prélevé du contact Crétacé Supérieur-Paléocène. 132

Figure III.13: A) Image Google Earth de la zone d'étude montrant la localisation de la coupe étudiée de la plateforme carbonatée de Kruja (Krujë–Dajt). Le début de la coupe est identifié par le point 1 et la fin de la coupe par le point 2 (passage du Crétacé. Sup. au Paléocène). B) Carte géologique de l'Albanie, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004). C) Carte géologique de la zone d'étude montrant les principales formations géologiques, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004). 132

Figure III.14: A) Panorama photographique montrant la structure de chevauchement dans laquelle affleurent les séries carbonatées du Crétacé Supérieur dans le massif de Krujë-Dajt. B)

Schéma simplifié illustrant le contexte tectonique de la zone d'étude. L'affleurement étudié est marqué par le carré pointillé. 133

Figure III.15: A) Panorama montrant le contact tectonique chevauchant entre les formations carbonatées du Crétacé Supérieur de la Plateforme de Kruja et les faciès de marnes profondes du bassin de l'Eocène. 133

Figure III.16: Microphotographies d'exemples de microfaunes du Crétacé Supérieur utilisées dans le calage biostratigraphique de la coupe. A) Scandonea mediterranea. B) Cuvillierinella sp.. C) Orbitolinides K. D) Cuneolona sp.. E) Moncharmontia apenninica. F) Miliolide. G) Rotorbinella sacarsellai. H) Nubecularidae. I) Thaumatoporella parvovesiculifera. J) Dicyclina schlumbergeri. K) Accordiella conica (fragment). 135

Figure III.17: Log lithostratigraphique complet du Crétacé Supérieur de la plateforme de Kruja intégrant les Formations de Çorovodë et de Krujë–Dajt. La représentation des faciès est simplifiée. 136

Figure III.18: Log stratigraphique synthétique de la Biozone CsB4 de la plateforme de Kruja et sa légende associée. La représentation des faciès est simplifiée. 137

Figure III.19: Log stratigraphique synthétique de la Biozone CsB5 de la plateforme de Kruja et sa légende associée. La représentation des faciès est simplifiée. 138

Figure III.20: Log stratigraphique synthétique de la Biozone CsB6 de la plateforme de Kruja et sa légende associée. La représentation des faciès est simplifiée. 139

Figure III.21: A) Faciès carbonaté bioconstruit au sein d'une paraséquence de plateforme (small-scale sequence). B) Bioconstruction à rudistes (Bafflestone). Ce faciès contient une concentration de rudistes entiers en position de vie. Les bioconstructions sont communément placées sur des faciès de packstone à foraminifères benthiques (millioles) ou sur des faciès de floatstone-rudstone à rudistes. Ces faciès sont régulièrement surimposés par des faciès pseudo-émersifs (mudstone à fenestrées, faciès à laminations cryptalgaires. 141

Figure III.22: A) Floatstone à debris de rudistes partiellement dolomitisés. B) Fragment grossier de rudistes dans une matrice micritique. Notez la structure alvéolaire du rudiste (flèche jaune). 142

Figure III.23: Microphotographies montrant des faciès packstone/grainstone identifiés dans la coupe de Krujë-Dajt. A) Packstone à foraminifères bisériés riche en péloïdes « peloidal packstone ». B) Faciès packstone à rudistes contenant de grands fragments de corail. C) Faciès packstone à foraminifères benthiques à laminations algaires (flèches jaunes). D) Faciès packstone à grainstone à foraminifères benthiques (flèche rouge) et péloïdes (flèche blanche). Notez l'enduit micritique autour des foraminifères (flèche jaunes). 144

Figure III.24: Faciès packstone à débris de rudistes montrant des stratifications entrecroisées et ondulées d'ordre décimétrique à métrique. La flèche rouge pointe le marteau faisant l'échelle. 145

Figure III.25: A) Mudstone dont la matrice est micritique montrant un aspect microbréchique et des figures de dessiccation (flèche jaune) suite à la dissolution partielle de l'anhydrite (flèches rouges). B) Mudstone dolomitisé montrant des fenestrées à répartition tabulaire (flèches noires) avec une cimentation de leurs bordures par des rhomboèdres de dolomite (flèche rouge). 148

Figure III.26: Paraséquences décimétriques d'environnement intertidal à supratidal composée de microbrèches dolomitiques (KFs5) intercalée avec des bindstones stromatolitiques à structures laminaires planes horizontales (KFs6). 149

Figure III.27: A) Bindstone stromatolitique à structures planes horizontales alternés avec des mudstone à wackestone à fenestrées. B) Faciès mudstone à wackestone à fenestrées alternés avec des faciès mudstone- wackestone à foraminifères benthiques (millioles principalement) et à débris de rudistes. 150

Figure III.28: A) Faciès d'environnement intertidal à supratidal composé de bindstone stromatolitique à structures laminaires planes horizontales ; B) Faciès d'environnement supratidal composé de bindstone stromatolitique dolomitisé à figures de dessiccation et associés à des microbrèches.....151

Figure III.29: A, B) Aspect bréchique et teinte grisâtre à la surface du banc. C, D) Microphotographie d'un échantillon prélevé dans l'unité de dolomie bréchique montrant les caractéristiques pétrographiques de la matrice (zone 1) et des clastes (zone 2) sous la loupe et en cathodoluminescence, respectivement. E, F) Microphotographie d'un autre échantillon prélevé dans l'unité de dolomie bréchique montrant les caractéristiques pétrographiques de la matrice (zone 1) et des clastes (zone 2) sous la loupe et en cathodoluminescence, respectivement.....153

Figure III.30: Modèle théorique conceptuel illustrant le contexte paléogéographique de la plateforme de Kruja durant le Cénomanien-Campanien inférieur avec les environnements de dépôt et les faciès sédimentologiques associés. 161

Figure III.31: Modèle théorique conceptuel illustrant le contexte paléogéographique de la plateforme de Kruja durant le Campanien-Maastrichtien avec les environnements de dépôt, les paraséquences et les faciès sédimentologiques associés. 162

Figure III.32: Image Google Earth et la localisation de la coupe des formations du Crétacé Sup. de Kremenara. B) Carte géologique de l'Albanie, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004). C) carte géologique de la zone d'étude montrant les principales formations géologiques, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004).....164

Figure III.33: Log lithostratigraphique simplifié de la succession calciturbiditique de la coupe de Kremenara avec les âges obtenus grâce au rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$.....166

Figure III.34: Log Lithostratigraphique de de l'intervalle des calciturbidites montrant les séquences turbiditique. Les termes de Bouma (1962) sont utilisés pour caractériser les séquences et les structures sédimentaires. Les âges numériques sont obtenus par le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$. 167

Figure III.35: Log Lithostratigraphique de l'intervalle des slumps identifiés dans la coupe de Kremenara. Les termes de Bouma (1962) sont utilisés pour caractériser les séquences et les structures sédimentaires. Les âges numériques sont obtenus par le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$.....168

Figure III.36: Illustrations de différentes séquences calciturbiditiques typiques identifiées au sein de la succession stratigraphique de la coupe de Kremenara. A) Séquences calciturbiditiques à grains fins. B) Séquences calciturbiditiques à grains moyens. C) Séquence calciturbiditique à grains grossiers. 171

Figure III.37: Microfaciès des dépôts turbiditiques de la coupe de Kremenara. A) Mudstone (termes T_d-T_e de Bouma). B) Wackestone à lamination plane (terme T_d de Bouma). C) Grainstone à lamination entrecroisée (terme T_c de Bouma). Les lamines dans la partie supérieure contiennent

une quantité de boue carbonatée plus importante que les lamines en dessous. Les lamines au-dessus sont imprégnées par du pétrole, contrairement aux lamines dans la partie inférieure de la microphotographie où les grains sont complétement cimenté et très peu de porosité est préservée. D) Pack/grainstone (termes T_c-T_b de Bouma).....173

Figure III.38: A, B) Séquence calciturbiditique typique identifiée au sein de la succession stratigraphique de la coupe de Kremenara.....173

Figure III.39: A, B) Rudstone/floatstone bioclastique (termes T_a-T_b de Bouma). C, D) Packstone/floatstone bioclastique (terme T_b de Bouma).....174

Figure III.40: A, B, C, D, E) Microphotographies montrant des intraclastes provenant essentiellement de la plateforme dans les sédiments gravitaires de la coupe de Kremenara. A) Grainstone avec des grains micritisés. B, C) Rudstone/grainstone bioclastique. D) Grainstone/packstone à foraminifères benthiques. L'espace intergranulaire est imprégné de pétrole. E) Mudstone à fenestrées montrant une lamination algaire. F) Orbitoites.....175

Figure III.41: A, B) Microphotographie montrant la texture dolomitique d'une intraclaste d'un échantillon prélevé des intervalles de slump de la coupe de Kremenara.....175

Figure III.42:Microphotographies montrant des intraclastes dans les sédiments gravitaires de la coupe de Kremenara. A) Grainstone à ooïdes. B, C) Grainstone à grands ooïdes dont la matrice est packstone à péloïdes.....176

Figure III.43: A) Lamination convolutée au sein d'une séquence de calciturbidite. B) Limite inférieure irrégulière d'une séquence calciturbiditique à grains grossiers. C, D) Débris flow à éléments grossiers lithifiés issus de la plateforme carbonatée, absence de tri granulométrique. Les clastes sont d'origines polygéniques. Les clastes n'ont effectivement pas tous la même forme, certains sont arrondis d'autre anguleux.....177

Figure III.44: A, B) niveaux de slump avec légère déformation des couches au sein de la succession de Kremenara. B) pli synsédimentaire au sein d'un slump. 179

Figure III.45: Profil de corrélation stratigraphique entre Plateforme de Kruja – Bassin Ionien – Plateforme Apulienne durant le Crétacé Supérieur. Les échelles pour la succession de plateforme et celles de bassin sont différentes. Modifié d'après Le Goff (2015) (les symboles et les couleurs ont été modifiés pour convenir à cette étude, et les données de cette étude relatives à la partie est de ce système Plateforme – Bassin Ionien ont également été ajoutées.....184

Chapitre 4

Figure IV.1: A) Faciès packstone à rudistes montrant une cavité remplie par une matrice packstone à péloïdes (1), et cimentée par de la sparite fibreuse (radiaxiale) (2) ; la sparite équigranulaire (3). B) Faciès grainstone bioclastique à rudistes. Les grains bioclastiques sont cimentés par des ciments en forme de gouttelettes (flèches rouges) et par de ciments en ménisque micritique (flèches blanches). Notez que la minéralogie originale des bioclastes (rudistes) a été complétement remplacée par de la sparite néomorphique de blocage ou parfois équigranulaire. L'espace intergranulaire est constitué d'une sparite équigranulaire.....189

Figure IV.2 : A) Faciès de floatstone (CFs2) montrant une phase de cimentation par de sparite fibreuse (radiaxiale) (1) suivie par des ciments de sparite en lames formant une frange isopaque sur le bord d'une cavité (2). Le vide au-dessous du ciment sparitique est rempli par une matrice microgranulaire. B) Faciès de floatstone (CFs2) montrant une séquence diagénétique composée d'une intercalation (flèche jaune) de ciments sparitiques équigranulaire et de ciments micritiques (1). La dernière phase de cimentation est constituée de ciment calcitique en « dents de chien » (flèches blanches). Le vide au-dessous de ce dernier est rempli par une matrice micritique. Notez les cristaux de calcite en « dents de chien » qui sont bréchifiés et remaniés dans la matrice (flèches rouges). C) Faciès de rudstone montrant un débris de rudiste (dont les bords sont micritisés) (1) cimenté par du ciment sparitique de blocage (2), suivi par des ciments micritiques (3). La phase finale de cimentation est composée de sparite équigranulaire (4) dont la taille des cristaux (> 500 µm) augmente considérablement vers le centre du vide (5). D) Faciès de rudstone à grainstone bioclastique. La structure externe des bioclastes a été remplacée par du ciment de blocage de sparite équigranulaire (néomorphisme). Les bordures des bioclastes sont intensément micritisés (1) formant une enveloppe micritique. Les pores intraparticulaires sont remplis par une matrice micritique à péloïdes (4), ensuite cimentés par du ciment de sparite fibreuse (2), et ultérieurement par du ciment de blocage de sparite équigranulaire (3, 5). 191

Figure IV.3 : A) Faciès de grainstone à rudistes montrant des ciments aciculaires (1) (flèches) entourant les bioclastes micritisés. Ces ciments sont suivis par des ciments de blocage de sparite équigranulaire (2). B) Faciès de rudstone montrant une microstylolite (flèche blanche montrant le contact suturé) dus à la compaction pendant l'enfouissement. Les rudistes ont été complétement remplacés par une sparite équigranulaire (flèche noire). 193

Figure IV.4 : A, B) Faciès de packstone à floatstone à rudistes montrant des ciments de blocage de sparite équigranulaire se développant dans l'espace intergranulaire et de manière syntaxial autour d'un bioclaste (2). Les bords du bioclaste sont cimentés par des ciments micritiques aciculaires précoces (flèches noires, 1). 194

Figure IV.5: A) Surface de troncature de type « hardground ». Notez la surface imprégnée de couleur foncée due à l'activité des organismes (flèches noires). La fine couche au-dessus de cette surface (ligne pointillée) montre une incrustation induite par des organismes. B) Lithoclaste de grainstone bioclastique provenant essentiellement de la couche du-dessous (« hardground ») cimentée par des ciments sparitiques équigranulaires et reprise dans la couche du-dessus. C) Surface de troncature de type « hardground ». Notez les bioclastes et les ciments tronqués (flèches blanches). Notez aussi la cimentation de type ménisque (flèches jaunes). 197

Figure IV.6: A) Grainstone bioclastique cimenté par des ciments marins précoces formant un "hardground" qui a ensuite été perforé (flèche rouge) et les terriers ont été remplis par une matrice de packstone à péloïdes de la couche au-dessus. B) Microphotographie qui montre une fine couche de calcite à frange fibreuse (2) autour d'un débris de rudistes (1), puis une micrite vient remplir en partie la porosité intergranulaire (3). La micrite peut être un sédiment interne ou en partie un ciment. La phase finale de cimentation s'agit d'une sparite équigranulaire (4). Notez la surface de troncature (flèches blanches) indiquant une lacune de sédimentation suivie d'une phase d'érosion. Le débris de rudistes, la micrite, la calcite fibreuse et la sparite équigranulaire sont coupées par la surface d'érosion.....199

Figure IV.7: Illustration des critères de reconnaissance des surfaces de types « hardground » sous-marines, d'après James and Choquette (1983). 200

Figure IV.8: Types de ciment marin dans les sédiments de type « hardground ». Les données sont compilées à partir de diverses études, d'après Christ et al. (2015). 201

Figure IV.9: A) Illustration des environnements diagénétiques des différentes phases diagénétiques identifiées dans les coupes de Çorovodë. B) Illustration de la localisation des différentes phases diagénétiques identifiées par rapport aux séquences sédimentaires. 202

Figure IV.10: Geological context: A) Mid-Late Liassic to Late Cretaceous paleogeographic map of the peri-Adriatic region, with a NE-SW schematic geological cross-section showing the Late Cretaceous Kruja platform carbonate / Ionian basin context (with indication of cross-section in uppermost figure), modified from Zappattera (1994). B) Simplified schema showing the major triplex structure in the study area and a panorama of the studied outcrop. C) Simplified tectonic map of Albania showing the main tectonic units, modified from Moisiu and Gurabardhi (2005). D) Schematic geological cross-section of the thin-skinned fold and thrust belt showing the contact between the Kruja platform to the east and the Ionian basin to the west, modified from Velaj (2002). 208

Figure IV.11: Stratigraphic section from the Krujë-Dajt massif illustrating lithology. Black dots represent the presence of the particular cement and dolomite zones within the stratigraphic succession. 216

Figure IV.12: Thin-section photographs and core sample photos illustrating different types of dolomite textures present in the studied rocks. A, B) Matrix of micro crystalline (<10 µm) dolomicrite (Type-1 dolomite). Type-2 dolomite moldic precipitates as cement in voids and burrows. Dol-2 cemented burrows are visible in core sample (yellow arrows). Notice also the vuggy pores in the core sample in "B" (white arrows). C) Medium (80-100 µm) crystalline euhedral planar-e dolomite (Dol-3). D) Coarse crystalline subhedral to anhedral dolomite (Dol-4). Crystals have cloudy cores and limpid rims. 217

Figure IV.13: Optical photomicrographs, polished (stained) slabs and CL images of dolostones and other diagenetic features. A) Polished slab of dolomite sample showing Dol-1 and Dol-2 relationship. Dol-1 composes the dolomitic matrix, while Dol-2 crystals infill the burrow space. B) CL photomicrograph (which position is located on the polished slab surface in A by the dashed square) showing Dol-1 and Dol-2 CL characteristics. Notice the dedolomitization of Dol-1 (bright yellow). C, D) Stained polished slab and CL image showing a biomould (foraminifera) completely cemented by Dol-2 and Cal-1. Dol-2 displays dull-red luminescence and no staining color, while Cal-1 shows red luminescence and red staining color. E, F) Paired photomicrograph (in plane polarized light "PPL" and CL) showing dissolution vug partially filled with geopetal sediment and cemented with pore filling (see CL image) calcite cements (Cal-1, Cal-2a and Cal-2b). G) Early fracture (shrinkage cracks) filled with micro breccias from the matrix. Notice the distribution of dolomite rhombs in the matrix, which appears to be related to the presence of shrinkage cracks. That means that they are formed simultaneously during the evaporation periods in early stage. H) Early fracture (shrinkage cracks) partially filled with crystal silt displaying orange CL. 221

Figure IV.14: Optical photomicrographs, polished (stained) slabs and CL images of fracture cements and other diagenetic features. A) Polished slab of dolomite sample (matrix is composed of partially dedolomitized Dol-1) illustrating biomould cement sequence. Pore has been partially cemented by Dol-2 and later occluded by Fe-calcite cement (Cal-2a). Notice the blue staining color of some zones of Cal-2a (white arrows). B) Polished stained slab showing red staining color and iron rich geopetal infill filling large cavities. The geopetal infill is dolomitic. C) Polished slab showing calcite cements in fracture and the position (dashed square) of the CL image in "D". D) CL photomicrograph showing the CL characteristics of two different calcite fracture cements. Cal-3 displays dull-red luminescence, while the posterior Fe-Cal-4a shows red to orange slightly zoned luminescence. E, F) Chronological relationship between Cal-4a, Cal-4b and Cal-5 illustrated by CL image. Corroded Cal-4b crystal surfaces (white arrows) attest of a period of dissolution post-dating cementation by Cal-4b and pre-dating cementation by Cal-5. (G, H) Schematic illustration of multiphase fracture cementation. Different cement phases were distinguished based on alizarin stained polished slab and microscopic observations. Dol-6 (turquoise staining color) represents the first fracture cement, which was fractured and brecciated and later cemented by Fe-Cal-4. The red stained Cal-5 is the youngest compared to Dol-6 and Cal-4. 223

Figure IV.15: Optical photomicrographs, polished (stained) slabs and CL images of fracture cements and other diagenetic features. A) Stained polished slab showing a sample impregnated by hydrocarbons (dark color). Oil impregnation is accompanied by pinkish-purple stained calcite "Cal-6" (arrows). Notice the difference in staining color between Cal-6 (arrows) and the red staining color of the micrite matrix. B) Dirty colored granular calcite cement (Cal-6). This replacive calcite replaces Cal-4 and also the recrystallized microsparitic matrix in some samples. C) Thin-section photomicrograph (PPL) showing the chronological relationship between Cal-4 and Cal-6. Cal-4 is invaded (yellow dashed line) and partially replaced by the fine grained dirty crystals of Cal-6 (brown area). Notice the relation between Cal-6 and the bitumen remains (dark stains) (yellow arrows). D) Combined PPL and CL photomicrographs showing the cross-cutting relationship between Cal-7 (bright-yellow luminescence) and the hydrocarbon related Cal-6. Cal-6 is cross-cut by Cal-7 indicating that Cal-7 post-dates Cal-6. E) Fracture and stylolites related coarse crystalline dolomite (Dol-7). Dol-7 has a light turquoise staining color. The lower right photo shows coarse dolomite crystals along and underlying a stylolite (black arrow). F) Late dolomite overgrowth cement (Dol-5). White arrows point to several saddle-like dolomites that exhibited strongly undulose extinctions under crossed nicols. 225

Figure IV.16: Major and trace elements results of different dolomite generations of the Kruja carbonate platform..... 231

Figure IV.17: Cross plot of the carbon versus oxygen isotopic signatures in various generations of dolomite of the Kruja carbonate platform..... 234

Figure IV.18: Cross plot of the carbon versus oxygen isotopic signatures in bulk limestones and various generations of calcite cements of the Kruja carbonate platform. 234

Figure IV.19: XRD spectra of different dolomite generations of the Kruja carbonate platform. 235

Figure IV.20: Elemental concentrations of the Dol-5 overgrowth zones derived from X-ray fluorescence (XRF) spot measurements (in percent). Some elements have concentrations below the limits of detection (LOD). Comparison of X Fluorescence (XRF) spectra. The measurement points (spots) are shown in (b). Dol-5 overgrowth microstructures were distinguished based on CL and fluorescence microscopy observations.....238

Figure IV.21: Elemental concentrations of the Dol-5 overgrowth zones derived from X-ray fluorescence (XRF) spot measurements (in percent). Some elements have concentrations below the limits of detection (LOD). Comparison of X Fluorescence (XRF) spectra. The measurement points (spots) are shown in (b). Dol-5 overgrowth microstructures were distinguished based on CL and fluorescence microscopy observations.....239

Figure IV.22: Schematic diagrams showing the summary of the cementation phases and diagenesis stages of vuggy pores by tracing of the components in the CL photomicrograph. 1) PPL photomicrograph showing cemented large vug. 2) Epifluorescence photomicrograph. 3) CL photomicrograph. a) Original sediments. b) Early dissolution of aragonitic shells (corals, molluscs, gastropods and green algae). c) Early rhombic dolomite cement partially fills secondary pores (Dol-2). d) During the immersion periods, the residual moldic porosity is partially filled by a micritic internal filling (geopetal-fill). e) Calcite cement (Cal-1) rimming the early rhombic dolomite cement (Dol-2). f) During burial, calcite cement (Cal-2a) distinguished by a complex luminescence, composed of several concentric bands not or dull luminescent rather thick (up to 100µm) alternating with fine bright luminescent fringes (yellow-orange) precipitates. This reflects variable iron proportion. g) Residual porosity is sealed with iron rich pore filling blocky calcite (Cal-2b) cement reflecting reducing conditions during burial. 240

Figure IV.23: Spectrums of the elemental concentrations of the different diagenetic phases illustrated in Figure IV.22. The measurement points (spots) are shown in Figure IV.22.2. 241

Figure IV.24: Schematic diagram illustrating the most important diagenetic stages in the Kruja carbonate platform.....246

Chapitre 5

Figure V.1: Geological context of the study area. A, B) Simplified tectonic map of Albania with the different tectonic zones and the location of the outcrops (Moisiu and Gurabardhi, 2004, modified). B) E-W Dash line represents the cross-section in "C" and dash rectangle in "A" represents the location of the detailed geological map in "B". C) Seismic line interpretation of the External Albanides, modified from Roure et al. (2004) and Rubert et al. (2012).....256

Figure V.2: Lithostratigraphic columns of the Kruja, Kremenara and Muzina outcrops and schematic relations between platform and basin settings.....262

Figure V.3: Thin section microphotograph in fluorescent and transmitted light view of the Upper Cretaceous limestones from the Kruja carbonate platform (Krujë-Dajt). A) Fluorescence microscope microphotograph of facies-3 of the Kruja carbonate platform. Porosity was stained by a fluorescent green dye (white arrows for microporosity, red arrows for macro pores). Original mineralogy of bioclasts has been replaced by Dol-1 and Dol-2. The matrix is still micritic. The

macro and meso pores are somehow isolated. B) Fluorescence microphotograph (thin section was stained by a fluorescent dye) showing the relationship between Dol-1 (bright green fluorescence due to the high microporosity) and Dol-2 (brown fluorescence). C) Microphotograph of porosity stained thin section of facies-4. Notice the pores formed after the dedolomitization processes (bright green fluorescence). The connectivity of these pores depends on the proportion of the dolomite rhombs in the micritic matrix. D) Fluorescence microphotograph of coarse dolomite crystals in facies-1 showing inter- and intra-crystalline pores occupied by hydrocarbon remains (arrows) with yellow (white arrows), orange and red fluorescence (blue arrows). E) Inter and intracrystalline macro pores (>500 µm) in facies-1 generated by dissolution processes. F) Big (>1 mm) vuggy pores (white arrows) in facies-2. Sample was stained by using blue dye epoxy. G) Combined fluorescence and transmitted microphotograph from facies-2. Notice the good connectivity (red arrows) of the intercrystalline macro pores. H) Combined fluorescence and transmitted photomicrographs from the facies with algo-bacterial laminations (facies-3). Notice the heterogeneity in porosity distribution (green fluorescence) due to the size of dolomite rhombs replacing the algal laminas. Also macro (500 µm) vugs can be noticed. 266

Figure V.4: Schematic illustration showing the pore types and pore space evolution recognized in the studied reservoir facies of the Kruja platform carbonates. 268

Figure V.5: Microphotographs in fluorescence and transmitted light view of the Upper Cretaceous limestones from the Kremenara studied section. A) Combined fluorescence and transmitted light microphotographs of local stylolite and fracture porosity within allochems from the basal part of the turbidites (interval "T_a") with matrix supported wackestone, stained with a green fluorescent resin. B) Stylolite (red arrow) porosity stained using fluorescent dye epoxy (interval "T_a"). The micro granular matrix preserves good micro porosity. C, D) Interparticle and moldic (benthic foraminifera) macro pores from "T_b" and "T_c" intervals. Moldic pores show also hydrocarbon remains (arrows). E) Sample from the intervals "T_a" (floatstone) showing microsparitic matrix with platform intraclasts containing ooids (white arrows). Even the ooids and allochems in the intraclasts from the platform preserve certain porosity identified by the fluorescent dye (red arrows). F) Combined microphotographs of interparticle pore from "T_b" containing hydrocarbon remains (brown fluorescence, red arrow) and good residual porosity (bright green fluorescence, white arrows) stained by fluorescent dye epoxy. Notice also the good microporosity of the microsparite recrystallized matrix. G) Combined fluorescence and transmitted light microphotographs show the effect of lamination due to changes in turbidity currents in the interval "T_c" on porosity distribution. The lamina in the lower view field of picture is matrix-supported and has a good matrix porosity (green fluorescence) and good interparticle porosity occupied by hydrocarbon remains (dark stains), while the grain-supported laminae (the upper view field of picture) show no or little significant porosity. H) Microphotograph by fluorescence microscopy of the interval "T_b" showing intraparticle pores. Interparticle porosity is stained by hydrocarbons (brown fluorescence, white arrows). Notice the residual interparticle porosity preserved (red arrows). 272

Figure V.6: Microphotographs in fluorescence and transmitted light view of the Upper Cretaceous limestones from the Kremenara and Muzina studied sections. A) Mudstone/wackestone from the interval "T_d". Fluorescence image shows good matrix micro porosity. B) Combined

fluorescence and transmitted light microphotograph show the impact of lamination due to changes in turbidity currents on porosity distribution in "T_d" (wackestone). C) Oil impregnated packstone from the interval "T_c". Intergranular macro pores are filled by hydrocarbon (dark stains). The rounded micritic grains transported from the platform still preserve certain microporosity recognized by their green fluorescent color. This increases the connectivity between the oil charged intergranular pores. D) Combined fluorescence and transmitted light microphotographs show good matrix porosity (interval "T_c"). Rudist debris preserve good intraparticle porosity generated by dissolution processes. E) Floatstone facies (interval "T_a"). Notice the good micro porosity of the sparitic matrix. F) Grain-supported microfacies from the interval "T_c" showing scattered vuggy pores. G) Grain-supported microfacies from the interval "T_c" showing scattered big vugs. H) Combined fluorescence and transmitted light microphotographs showing the effect of lamination due to changes in turbidity currents in the interval "T_d" on porosity distribution. Matrix-supported laminas show good matrix porosity (green fluorescence) where interparticle pores contains some hydrocarbon remains (white arrows). Grain-supported laminas show no significant porosity and appear dark under fluorescence microscope. 273

Figure V.7: Schematic illustration showing the pore types and pore space evolution recognized in the studied reservoir facies of the Kremenara outcrop. 275

Figure V.8: Illustration of pore network in Fs2 from Kremenara section. A) Combined fluorescence and transmitted light microphotograph showing oil-impregnated and non-impregnated pores. B, C) Illustration showing residual porosity and hydrocarbon-filled porosity network calculation by optical method based on measuring porosity by analyzing the proportions of fluorescence colors in "A".....276

Figure V.9: Illustration of pore network in Fs2 from Kremenara section. A) Combined fluorescence and transmitted light microphotograph showing oil-impregnated and non-impregnated pores. B, C) Illustration showing residual porosity and hydrocarbon-filled porosity network calculation by optical method based on measuring porosity by analyzing the proportions of fluorescence colors in "A".....277

Figure V.10: A) Illustration of pore network in Fs2 from Kremenara section. A) Combined fluorescence and transmitted light microphotograph showing oil-impregnated and non-impregnated pores. B, C) Illustration showing residual porosity and hydrocarbon-filled porosity network calculation by optical method based on measuring porosity by analyzing the proportions of fluorescence colors in "A".....277

Figure V.11: Pore throat size distribution and cumulative curve of mercury injection versus microfacies of the Kruja platform carbonates. 281

Figure V.12: NMR T_2 spectrum of the Kruja carbonate platform reservoir facies. 92 ms is the well-known industrial standard of $T_{2cutoff}$ value for carbonates (Morriss et al., 1997).....282

Figure V.13: Pore throat size distribution and cumulative curve of mercury injection versus microfacies of the Kremenara turbidites.....283

Figure V.14: NMR T_2 spectrum of the Kremenara turbidites reservoir facies. 92 ms is the well-known industrial standard of $T_{2cutoff}$ value for carbonates (Morriss et al., 1997). 284

Figure V.15: Pore throat size distribution and cumulative curve of mercury injection versus microfacies of the Muzina turbidites.....285

Figure V.16: Schematic illustration linking the petrophysical properties to sequence stratigraphy and the reservoir intervals in Kruja platform section. 291
Figure V.17: Schematic illustration linking the petrophysical properties to sequence stratigraphy and the reservoir intervals in Kremenara section. 292
Figure V.18: Schematic illustration linking the petrophysical properties to sequence stratigraphy and the reservoir intervals in Muzina section. 293

Table 1: Rapports 87Sr / 86Sr et âges correspondants des 12 échantillons prélevés dans le Crétacé Supérieur de la coupe de Kremenara. Les âges sont dérivés du tableau LOWESS (version 4: 08/04 suggérée par McArthur et al., 2001). 165

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'objectif de l'introduction est d'expliquer les problématiques scientifiques et économiques qui ont motivé les travaux de recherche et de préciser les objectifs scientifiques de la thèse ainsi que sa structuration.

1. INTÉRÊT SCIENTIFIQUE

1.1. Généralités sur les systèmes carbonatés réservoirs – problématiques

L'évaluation de la qualité réservoir des roches carbonatées est un challenge en raison des hétérogénéités intrinsèques qui se produisent à toutes les échelles d'observation et de mesure allant de l'échelle microscopique avec la mesure des connectivités de pores, à l'échelle des séquences de dépôt, jusqu'à l'échelle du bassin et des mesures sismiques (Kjonsvik et al., 1994 ; Lucia, 1995 ; Frykman, 2001; Jennings and Lucia, 2003; Westphal et al., 2004; Pranter et al., 2005; Palermo et al., 2010; Fitch, 2011). Cette hétérogénéité peut être attribuée à des variations de lithologie, de chimie, de minéralogie, de types de pores, de connectivités de pores et de faciès sédimentaires. Ces complexités inhérentes peuvent être liées aux processus contrôlant le dépôt d'origine et leur diagenèse ultérieure. D'autre part, le contexte régional, les changements climatiques, les fluctuations du niveau de la mer et le type d'usines de carbonate sont également déterminants dans le dépôt de sédiments carbonatés (Wilson, 1967; McNeill et al., 2004; Zeller et al., 2015). En plus de la complexité texturale, l'effet de la minéralogie peut participer à la modification profonde des propriétés réservoirs des systèmes carbonatés (Braaksma et al., 2006; Kenter et al., 2007; Fournier and Borgomano, 2009).

Bien qu'il soit largement admis que les hétérogénéités des réservoirs carbonatés soient mal comprises, la caractérisation des réservoirs carbonatés a toujours été l'un des plus grands défis, en particulier en raison de la distribution complexe de leurs propriétés pétrophysiques. Postérieurement au dépôt, des changements dans les propriétés du réservoir résultant de l'impact des processus diagénétiques sont communs dans les roches carbonatées et silicoclastiques, mais ils peuvent différer considérablement par leur intensité. Les processus de diagenèse peuvent modifier les pores en augmentant ou diminuant la porosité et la perméabilité (Fournier and Borgomano, 2007). L'enfouissement et le contexte tectonique peuvent par exemple entraîner une réduction de la porosité (Ehrenberg and Nadeau, 2005), ou le développement de fractures conduisant à l'amélioration de la perméabilité (Cooper et al., 2006; Nelson, 1985).

En réunissant ces éléments, les méthodes d'étude conventionnelles qui utilisent exclusivement les dimensions des réservoirs basées sur la lithologie observée sur le terrain ne semblent donner des résultats sur la qualité des réservoirs que dans le cas des systèmes réservoirs silicoclastiques. En effet, contrairement aux systèmes carbonatés, les systèmes sédimentaires silicoclastiques subissent moins l'effet de la diagenèse qui a besoin d'un laps de temps plus long. Ainsi, leur porosité intergranulaire souvent homogène est mieux conservée et parfois améliorée par la porosité de fracture. Les systèmes silicoclastiques, sont plus homogènes et moins affectés par les processus chimiques et mécaniques (Han et al., 1986; Vernik and Nur, 1992; Dvorkin and Nur, 1998).

Pour la caractérisation des réservoirs carbonatés, ces méthodes ont une application plus limitée. Par exemple, il est difficile de prédire la distribution de la microporosité et sa connectivité avec la macroporosité et la porosité des fractures. L'interprétation n'est pas si facile car le système de pores primaires dans les carbonates comprend une porosité intergranulaire qui coexiste souvent avec un système secondaire hautement variable de vacuoles de dissolution et / ou de fractures. Cette porosité est impactée aussi, et d'une façon directe, par la recristallisation et la dissolution des minéraux carbonatés tels que l'aragonite et d'autres processus diagénétiques ultérieurs.

L'enjeu réside donc dans le fait que les propriétés pétrophysiques des roches carbonatées ne sont pas seulement influencées par la diversité des faciès sédimentaires et par leurs environnements de dépôt, mais aussi, et dans la plupart des cas, elles sont le résultat d'un ensemble de processus diagénétiques complexes auxquels ces sédiments ont été soumis depuis le début de leur enfouissement jusqu'à l'actuel. Les variations des propriétés pétrophysiques dans les roches carbonatées sont principalement débattues en raison de la complexité géométrique du réseau de pores et de leur sensibilité aux processus chimiques et mécaniques à plusieurs échelles (Anselmetti and Eberli, 1993; Eberli et al., 2003; Baechle et al., 2008; Xu and Payne, 2009; Fournier et al., 2014; Soete et al., 2015).

Donc, l'étude des réservoirs carbonatés nécessite sans aucun doute une étude intégrée qui couvre tous les aspects, en commençant par les observations de terrain, puis en passant par les analyses pétrographiques et pétrophysiques, et ce jusqu'aux analyses géochimiques et

minéralogiques complexes. L'aboutissement de ces études est un modèle complet du réservoir carbonaté et c'est ce à quoi aspire cette thèse.

1.2. Hétérogénéités des réservoirs carbonatés

L'hétérogénéité des réservoirs, et notamment des réservoirs carbonatés, est une problématique qui peut se décliner à différentes échelles.

1.2.1. Hétérogénéités à l'échelle microscopique

De nombreux facteurs sont étroitement impliqués dans l'hétérogénéité des réservoirs carbonatés à l'échelle microscopique, mais tous sont directement liés à la structure microscopique des réseaux poreux. La structure microscopique des pores implique les tailles des pores (du micron à quelques cm), la taille des connections des pores, la distribution des pores, la morphologie des pores et la connectivité des pores. Tous ces facteurs sont à l'origine de la très forte hétérogénéité des systèmes carbonatés (Varva et al., 1992). Ils sont responsables de la distribution et l'écoulement des fluides dans les systèmes réservoirs. Même s'il est macroscopiquement homogène, un réservoir carbonaté aurait inévitablement une certaine hétérogénéité microscopique. Les pores interparticulaires, les pores moldiques et les vugs avec des comportements pétrophysiques complètement différents sont dominants dans les roches carbonatées. Les pores intercristallins dans les roches dolomitiques augmentent généralement l'homogénéité d'un échantillon, mais le résultat dépend également du type et de la quantité de dolomitisation. Contrairement aux calcaires, les dolomies ont une distribution de tailles de pores petite mais uniforme.

Cette hétérogénéité est induite par les hétérogénéités sédimentaires et diagénétiques qui compliquent la caractérisation des réservoirs carbonatés (Kjonsvik et al., 1994; Shekhar et al., 2014). À l'échelle microscopique, il est également important de prendre en compte la porosité induite par l'impact des contraintes tectoniques qui fragilisent les carbonates (Lucia et al., 2003). Par exemple, les contraintes tectoniques peuvent stimuler le développement d'une porosité secondaire à la suite de processus de fracturation et/ou de dissolution. Plusieurs types de fractures d'origine tectonique peuvent présentes à l'échelle microscopique, dont principalement les microfractures tectoniques, les microfractures à travers les grains et les microstylolites tectoniques.

Ainsi, il est primordial de réaliser des analyses microscopiques, géochimiques, minéralogiques et pétrophysiques afin de comprendre l'effet des processus sédimentaires et diagénétiques sur les propriétés réservoirs dans les séries sédimentaires carbonatées. Les réactions et processus géochimiques responsables de la modification des propriétés physiques des carbonates comprennent la dissolution et la précipitation des minéraux carbonatés en plus de la dolomitisation. La dolomitisation est un processus majeur qui redistribue la porosité et la perméabilité des carbonates, qui se produit dans une variété d'environnements. Son rôle important réside dans le développement de la porosité intercristalline, ce qui est très important pour affecter positivement les propriétés réservoirs. D'où cela, une compréhension de l'origine, de la chimie, de la minéralogie et des environnements de dépôt et d'accumulation des minéraux carbonatés ainsi qu'une compréhension des processus diagénétiques qui convertissent les sédiments en roches et des phénomènes géochimiques, tectoniques et hydrologiques qui créent les réseaux poreux sont importants pour caractériser les réservoirs carbonatés.

1.2.2. Hétérogénéités à l'échelle de l'affleurement

Il s'agit ici de l'échelle de l'affleurement ou du réservoir lui-même (de quelques centimètres à 100 mètres). Là aussi l'hétérogénéité est impactée par les processus sédimentaire, diagénétique et tectonique. Un exemple des processus diagénétiques qui influencent l'hétérogénéité des systèmes carbonatés à cette échelle d'analyse, est la dolomitisation. Environ 50% des systèmes réservoirs pétroliers carbonatés dans le monde sont constitués de roches dolomitiques (Zenger et al., 1980). L'effet de la dolomitisation sur les propriétés pétrophysiques, la porosité, la perméabilité et la pression capillaire, nécessite une meilleure compréhension des processus à l'origine de la dolomitisation et les différentes textures cristallines induites sur la dolomite (Wardlaw and Taylor, 1976; Wardlaw and Cassan, 1978; Wardlaw et al., 1988; Ghosh and Friedman, 1989; Kopaska–Merkel and Friedman, 1989; Choquette et al., 1992; Woody et al., 1996; Durocher and Alaasm, 1997).

Dans cette problématique de caractérisation de l'hétérogénéité à l'échelle de l'affleurement, la plateforme carbonatée de Kruja constitue un très bon exemple d'analogue terrain décrit pour la première fois par Heba and Prichonnet (2006). L'intérêt de cette coupe est que la dolomite se présente sous différentes formes avec des origines différentes et des répartitions variables. Ainsi,

elle est présente sous forme de couches minces de quelques centimètres au sein de cycles émersifs ou alors sous la forme de corps brèchiques massifs de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

La différenciation des propriétés réservoirs à l'échelle de l'affleurement est rendue évidente par l'imprégnation naturelle différenciée du système poreux par le pétrole migrant durant les temps géologiques postérieurs au Crétacé Supérieur. Ainsi, les affleurements de Kruja et de la structure anticlinale de Kremenara permettent de se rendre compte de cette hétérogénéité à l'échelle de l'affleurement/réservoir.

1.2.3. Hétérogénéités à l'échelle sismique / bassin

Il s'agit ici d'analyser et d'intégrer l'hétérogénéité à l'échelle sismique/bassin (de 100 m à plusieurs 100 km). Afin de mieux comprendre les propriétés réservoirs carbonatés à cette échelle, il faut d'abord comprendre les processus sédimentaire à l'origine des systèmes réservoirs et les facteurs contrôlant ces processus. Généralement, les sédiments marins carbonatés se produisent dans trois environnements différents: plateformes carbonatées, pente (transition plateforme/bassin) et bassins. Les motifs et les séquences de faciès dans ces environnements sont distinctifs. Cependant, un type d'environnement peut évoluer vers un autre du fait des processus sédimentaires ou des processus tectoniques.

Ainsi, pour ces raisons les analogues terrains proposés dans ces travaux de recherche composés du système de plateforme carbonatée de Kruja et du Bassin Ionien constituent un excellent exemple pour comprendre l'hétérogénéité à l'échelle du bassin, le changement des faciès sédimentaires et des propriétés réservoirs dans différents environnements du plus proximal (environnements peu profonds supratidaux) au plus distal (calciturbiditiques caractérisées par des séquences de Bouma et des dépôts de débris–flow déposés dans un contexte de pente et dans le bassin profond).

2. INTÉRÊT ÉCONOMIQUE : la prospection pétrolière en Albanie

Comme de nombreux sujets de recherche, l'incitation économique est une bonne raison de faire avancer la recherche. La présence de pétrole et de gaz dans la région péri–adriatique a attiré

l'intérêt des sociétés d'exploration pétrolière immédiatement après la première guerre mondiale. En Albanie, les gisements de pétrole et de gaz se trouvent à la fois dans les réservoirs carbonatés du Mésozoïque au Paléogène et dans les réservoirs silicoclastiques tertiaires de la ceinture tectonique des Dinarides. Les principales roches mères sont situées dans les sédiments de bassin du Jurassique au Crétacé inférieur déposés dans le Bassin Ionien et dans les carbonates des eaux peu profondes du Trias. Ces derniers sont également présents et source d'hydrocarbures dans le nord de l'Italie et en Sicile (Vilasi, 2009).

Bien qu'aucune accumulation d'hydrocarbures économiquement rentable n'ait encore été trouvée dans la zone de Kruja, dans la partie centrale de l'Albanie, de nombreux suintements d'hydrocarbures en surface sont observables le long des séries carbonatées du Crétacé Supérieur. Par ailleurs, de nombreux suintements d'hydrocarbures sont également constatés dans les sédiments gravitaires (calciturbidites et débris–flow) carbonatées du Crétacé Supérieur le long de la structure anticlinale de Kremenara au sud de l'Albanie. Cette accumulation pétrolière documentée dans la région est assez problématique en termes d'interprétation de l'origine. En effet, la voie de migration depuis les roches mères du Bassin Ionien est extrêmement difficile du fait qu'elles soient situées dans la partie « Footwall » du duplex (Vilasi, 2009). En plus, l'imprégnation pétrolière préférentielle des faciès du Crétacé Supérieur observée sur le terrain est encore un mystère car il s'avère que ces roches sont hétérogènes même à très petite échelle. Tout ceci fait de ces séries carbonatées un sujet scientifique riche qui sera étudié dans cette thèse.

3. OBJECTIFS SCIENTIFIQUES DE L'ÉTUDE

La présente thèse, réalisée en collaboration avec l'université de KU Leuven, Belgique, et l'université de Tirana (Faculté de Géologie), Albanie, porte sur l'analyse des faciès sédimentaires carbonatés, les environnements sédimentaires associés, et les évolutions tectono–sédimentaires des séries sédimentaires de la plateforme de Kruja et des séries de transition vers le Bassin Ionien durant le Crétacé Supérieur en Albanie. Il s'agit également de comprendre les processus diagénétiques affectant ces systèmes carbonatés, leurs évolution dans le temps ainsi que sur leur impact sur les propriétés pétrophysiques des systèmes réservoirs identifiés durant l'intervalle du Crétacé Supérieur.

Les plateformes tropicales du Crétacé sont de très bons exemples pour la compréhension des processus sédimentaires et diagénétiques à l'origine de la formation de système carbonaté réservoir et de leur hétérogénéité. À cet égard, cette thèse vise à répondre à un ensemble de questions:

- Quelle sont les caractéristiques sédimentaires et les cyclicités des faciès carbonatés du Crétacé Supérieur analysées dans la plateforme de Kruja et son homologue la plateforme Apulienne, ainsi que celles des faciès analysés dans le bassin Ionien ? Quel est le modèle sédimentaire permettant d'expliquer le fonctionnement de ce système plateforme / bassin? Quel est le rôle de la tectonique et de l'évolution eustatique du niveau marin sur la géométrie des systèmes carbonatés dans la plateforme de Kruja et dans le bassin ionien ?

- Quelles sont les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des différents processus diagénétiques qui affectent les systèmes carbonatés en contexte de plateforme et en contexte de bassin ? Comment identifier la chronologie relative des différentes phases de diagenèse et les différents environnements diagénétiques associés ?

Plus spécifiquement sur ce point il s'agit de comprendre l'origine et la nature des dolomies précipitées dans la plateforme de Kruja et de tracer la chronologie des phases diagénétiques associées à cette dolomitisation. Accessoirement, il s'agit de répondre à la question du rôle des périodes d'émersions précoces sur les phases dolomitiques identifiées dans la plateforme. Par ailleurs, il s'agit de comprendre les conditions physico–chimiques dans lequel évolue ce système carbonaté depuis le Crétacé Supérieur jusqu'à l'actuel.

- Quelles est l'influence des processus sédimentaires, diagénétiques et tectoniques sur l'hétérogénéité des systèmes réservoirs carbonatés et le développement des réservoirs carbonatés en contexte de plateforme et de bassin? Comment quantifier l'évolution des propriétés pétrophysiques des réservoirs carbonatés analysés et l'impact respectif des facteurs sédimentaires, diagénétiques et tectoniques ? Comment la dolomitisation précoce et tardive impactent le développement des systèmes réservoirs en contexte de plateforme ?

L'objectif principal de cette thèse est d'obtenir un jeu de données le plus complet possible sur les propriétés réservoirs des faciès carbonatés des séries de la plateforme et du bassin.

4. ORGANISATION DU MÉMOIRE DE THÈSE

Pour parvenir à répondre aux questions scientifiques posées le présent manuscrit s'articule en six chapitres:

Le Chapitre 1 explique le contexte général géologique, paléogéographique, sédimentaire, structural de la zone d'étude. Ce chapitre est constitué de 3 parties :

La première partie présentera une brève synthèse de l'histoire sédimentaire et tectonique, le contexte et l'évolution paléogéographique de la région péri–adriatique en relation avec la géologie régionale et enfin un état des lieux sur les données publiées portant sur le réservoir. Cette partie vise aussi à introduire le cadre géographique et géologique de la plateforme de Kruja et du Bassin Ionien, ainsi qu'à retracer leur histoire tectono–sédimentaire depuis le Crétacé Supérieur.

La deuxième partie présente une courte synthèse des différents types de sédiments gravitaires et dépôts turbiditiques. La synthèse des classifications des sédiments de pente permettra de faire le lien avec nos observations de terrain.

La troisième partie comprend une synthèse des différents environnements diagénétiques et des différents modèles de dolomitisation proposés. Elle présentera aussi une synthèse sur des travaux dédiés à l'impact les différents phénomènes de transformations diagénétiques et à la dolomitisation précoce et tardive sur les propriétés réservoirs.

Le Chapitre 2 présente les méthodes et les outils d'investigation sur le terrain et d'analyses pétrographiques, pétrophysiques et géochimiques utilisées durant cette étude. Ainsi, il est expliqué l'origine et les types de données acquises, le protocole suivi pour l'analyse des données utilisées durant cette étude.

Le Chapitre 3 est consacré à l'analyse sédimentologique des objets étudiés et comprend deux parties:

La première partie présentera l'étude sédimentologique effectuée sur la plateforme de Kruja ainsi que les dépôts de pente et de bassin dans la structure anticlinale de Kremenara. Il décrira

les faciès et les environnements de dépôt rencontrés et tentera de présenter un modèle de dépôt intégré dans la dynamique sédimentaire régionale.

La deuxième partie expliquera comment ce système de plateforme / bassin fonctionnait pendant le Crétacé Supérieur. Elle proposera une transition est–ouest afin de clarifier l'évolution tectonique et les mécanismes de sédimentation et de resédimentation au niveau de plateformes, de la pente ainsi que dans le Bassin Ionien.

Le Chapitre 4 est dédié à l'étude des processus de transformation diagénétique qui affectent les formations carbonatées en contexte de la plateforme de Kruja. Ce chapitre comprend deux parties :

La première partie se focalisera sur l'étude des phénomènes diagénétiques affectant les faciès de plateforme carbonatée de Kruja à travers des coupes stratigraphiques à Çorovodë, Albanie. Elle visera à discuter à l'aide d'étude pétrographique les différentes phases de cimentation en lien avec le contexte de dépôt des sédiments. Cette partie visera aussi à introduire un modèle diagénétique conceptuel des séquences diagénétiques identifiées.

La deuxième partie est consacrée à l'étude diagénétique des faciès de plateforme carbonatée de Kruja dans le massif de Krujë-Dajt. Cette étude diagénétique aura pour but (1) de reconstituer la succession des phases diagénétiques en lien avec le contexte régional ; (2) de comprendre les processus et la chronologie de stabilisation des phases minéralogiques ; (3) de comprendre les phases / périodes de diagenèse durant lesquelles les systèmes réservoirs identifiés ont acquis leurs qualités réservoirs actuelles. Cette partie présentera toutes les données pétrographiques et géochimiques associées à l'identification des différentes phases diagénétiques. Elle est structurée autour d'un article « Diagenetic evolution and origin of dolomites in the Upper Cretaceous Kruja carbonate platform (Central Albania) » qui sera soumis dans la revue « Cretaceous Research ».

Le Chapitre 5 présente les résultats obtenus sur l'évaluation des propriétés pétrophysiques des systèmes réservoirs de la plateforme de Kruja et du Bassin Ionien en relation avec les hétérogénéités sédimentaires et diagénétiques. Le chapitre est articulé autour d'un article

« Sedimentary and diagenetic effects on reservoir properties of Upper Cretaceous Ionian Basin and Kruja platform carbonates, Albania » qui sera soumis dans la revue « Cretacseous Reseach ». Une attention particulière sera apportée aux éventuels liens entre faciès et caractéristiques pétrophysiques (porosité, perméabilité, pression capillaire, géométrie du réseau poreux). Il sera question des facteurs de contrôle sur le développement des carbonates poreux (caractéristiques initiales des particules, influence du contexte régional, processus diagénétiques). Ces différents facteurs seront isolés et discutés, afin de mieux comprendre l'influence des processus sédimentaires et diagénétiques sur les propriétés réservoirs.

Enfin, **le Chapitre 6** donnera une synthèse des résultats de cette thèse, en s'attachant plus particulièrement aux liens existant entre la genèse et la diagenèse et les propriétés réservoirs des séries étudiées, intégrant les processus sédimentaires et diagénétique à l'origine des qualités réservoir. Ce chapitre présentera donc une conclusion générale sur les réponses apportées aux différentes questions posées au début de cette thèse, et de proposer des perspectives d'études à courts et moyens termes.

I.CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉNÉRAL GÉOLOGIQUE, PALÉOGÉOGRAPHIQUE, SÉDIMENTOLOGIQUE ET STRUCTURAL

Le chapitre I présente un ensemble de synthèses bibliographiques dont l'objectif n'est pas seulement de fournir un contexte général sur le sujet, mais également de fournir une synthèse sur l'ensemble de concepts et de terminologie utilisés dans ce travail. Ce chapitre se divise en trois parties. (i) La première partie vise à introduire le cadre paléogéographique et géologique du système plateforme carbonatée/Bassin Ionien. Elle s'applique à dresser l'inventaire du contexte géologique, structural et sédimentaire de la zone d'étude, ainsi qu'à retracer son histoire tectono–sédimentaire depuis le Trias. (ii) La deuxième partie présente une synthèse de l'état des connaissances et des concepts généraux concernant la sédimentation gravitaire carbonatée et les différents facteurs responsables de cette sédimentation. (iii) La troisième partie aborde les notions et les termes fondamentaux de la diagenèse des carbonates sur lesquelles s'appuie une partie de notre travail. Elle se concentre aussi sur la clarification des concepts de propriétés réservoirs des systèmes carbonatés.

1. PARTIE I : CONTEXTE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

Cette première partie présente un aperçu géotectonique des Albanides et du système plateforme/Bassin Ionien. Les objectifs de cette partie sont de résumer le développement tectonique et stratigraphique du système plateforme carbonatée/Bassin Ionien dans le contexte de l'état actuel des recherches et des débats. Elle décrit aussi les principaux éléments structurels et leur évolution dans le temps et passe en revue la stratigraphie. Son objectif est de présenter l'interprétation géologique dans le contexte de la relation tectonique–sédimentation et ses conséquences pour l'évolution structurale et stratigraphique de la zone d'étude.

1. CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE DE L'ALBANIE

L'Albanie est un pays d'Europe du sud–est, à l'ouest de la péninsule des Balkans, dont les coordonnées géographiques sont 39° 16' de latitude et 42° 39' de longitude (Figure I.1). L'Albanie est bordée par la mer Adriatique et la mer ionienne à l'ouest. Elle est délimitée par le Monténégro au nord, le Kosovo au nord–est, la Macédoine à l'est, et la Grèce au sud. Elle recouvre une surface de 28.748 km^2. L'altitude moyenne est de 708 m, deux fois plus haute que celle de l'Europe. L'Albanie fait partie de la zone subtropicale humide de l'hémisphère nord, et possède un climat méditerranéen.



Figure I.1: Image satellite montrant la situation géographique de l'Albanie (en rouge), (Google Earth, modifié).

2. CONTEXTE ET ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE RÉGIONALE

L'évolution géologique et géodynamique de la région péri–adriatique est principalement associée à l'ouverture de la Téthys (Figure I.2). Elle dépend des mouvements de larges plaques lithosphériques, qui progressivement se sont scindées en plaques plus petites (Meço and Aliaj, 2000).

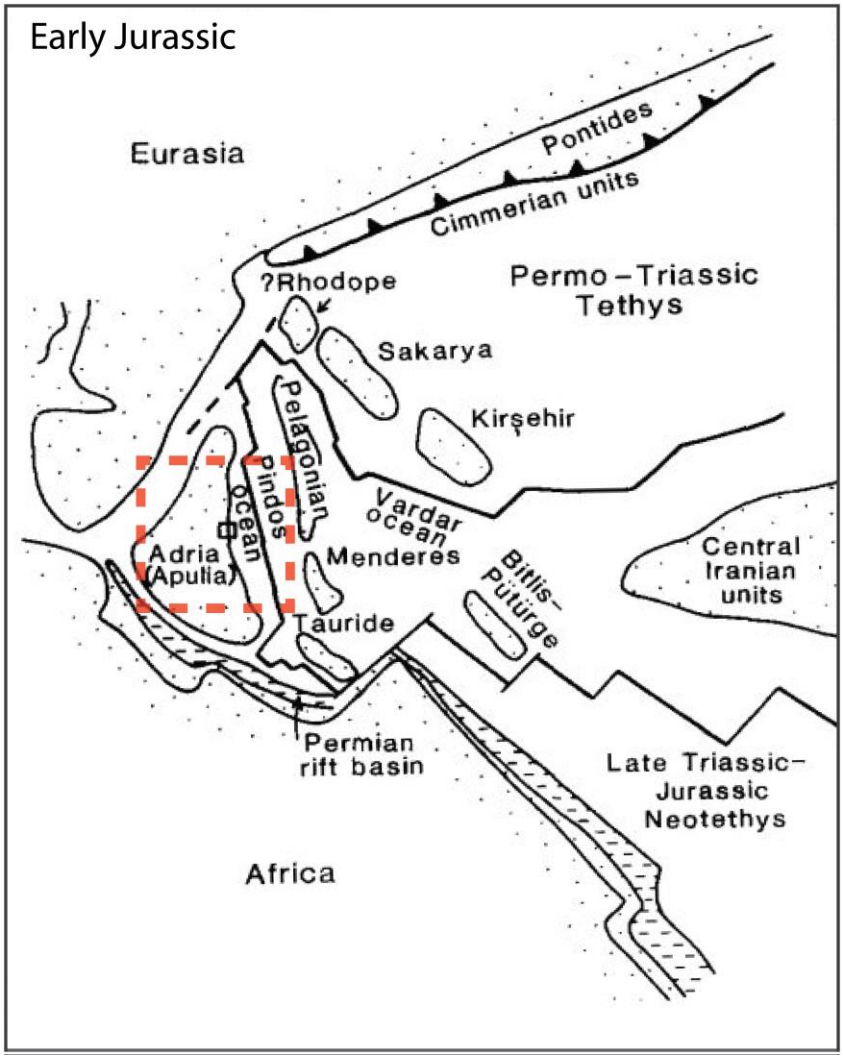


Figure I.2: Carte paléogéographique au Jurassique Inférieur montrant l'ouverture de la Téthys et les microplaques l'accompagnant, modifié d'après Degnan and Robertson (1998). La zone d'intérêt de cette étude est figurée dans le cadre rouge.

2.1. Évolution paléogéographique au Trias Supérieur

À la fin du Trias, les environnements évaporitiques et péritidaux étaient dominants dans la région péri–adriatique (Figure I.3). Au cours de l'ouverture de la Téthys, les dépôts de plateforme subtidale se rencontraient à l'est dans les Dinarides du sud. Par ailleurs, les dépôts pélagiques de bassin se situent en Sicile, au sud de l'Italie, au nord et au sud de la Yougoslavie et au sud de l'Albanie. La plupart des plateformes qui se sont développées au cours de cette période sont des plates–formes épicontinentales (D'Argenio, 1976).

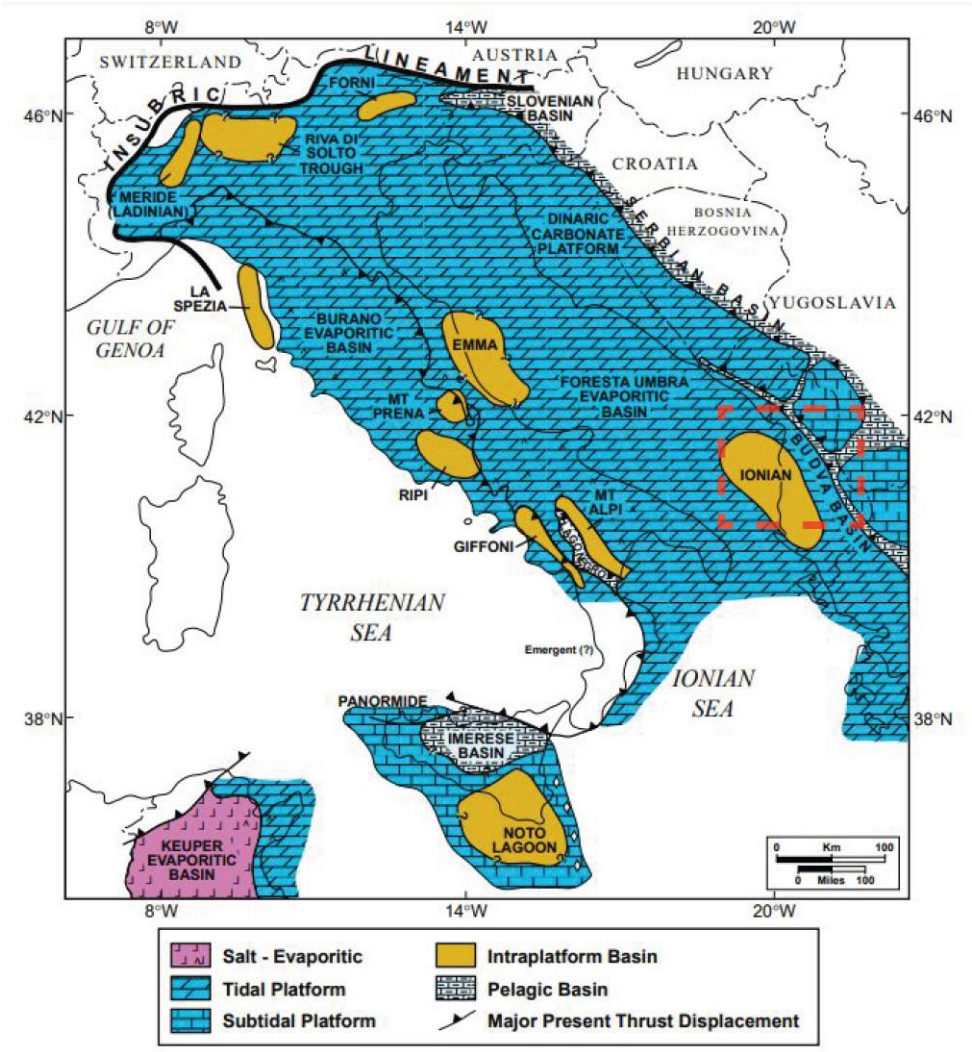


Figure I.3 : Carte paléogéographique de la région péri-adriatique au Trias Supérieur, modifié d'après Zappaterra (1994). La zone d'intérêt de cette étude est figurée dans le cadre rouge.

Pendant cette période, les conditions de dépôt sont des milieux marins plus ouvert, notamment dans le sud et l'est de la région péri–adriatique, parmi lesquels le bassin de Budva (Zappaterra, 1994). Des conditions anoxiques étaient présentes dans le Bassin Ionien dans la région sud de l'Adriatique (Zappaterra, 1994).

2.2. Évolution paléogéographique au Jurassique inférieur

Au Jurassique inférieur, l'expansion de la Téthys et la dislocation entre la plaque africaine et la plaque eurasienne est accompagnée par la différentiation de microplaques lithosphériques (Figure I.4). Une portion continentale isolée de la plaque africaine dite plaque apulienne a migré d'ouest en est pendant l'ouverture de la Téthys. L'ouverture de la Téthys s'accentue vers l'ouest, tandis qu'elle commence à subducter au nord–est (au niveau des plaques asiatiques). Au Jurassique moyen, la Téthys, sous la forme d'une dorsale, sépare complètement la Pangée en deux : le Gondwana au Sud et la Laurasia au nord (Meço and Aliaj, 2000).

Au Jurassique inférieur avec l'ouverture de la Téthys le Seuil Méditerranéen subit une forte distension, et la croûte océanique apparait dans certaine zone. Des sillons entament les plates–formes carbonatées et une transgression importante est générale. Un océan profond sépare maintenant l'Europe du continent africain. Les environnements les plus significatifs sont ceux des plateformes terrigènes qui isolent quelques rares plateformes carbonatées. Des dépôts argileux riches en matière organique « black shales » se sont formés pendant cette période (Zappaterra, 1994). En revanche, des dépôts hémipélagiques plus profonds étaient dominants dans les bassins de la région péri–adriatique. A cours du Jurassique, le régime extensif a continué et une subsidence tectonique était considérable au niveau des plateformes (Zappaterra, 1994).

D'est en ouest, la paléogéographique, au sud de l'accident transformant majeur de Shkoder–Peje, montre : le bassin océanique de Vardar, la plateforme carbonatée Korabi–Pelagonienne (ou adriatique), le bassin océanique de Mirdita–Pinde–Olonos, le bassin sédimentaire pélagique de Krasta–Cukali, la plateforme de Kruja–Gavrovo, le bassin sédimentaire pélagique ionien, et enfin

la plateforme de Sazani, appartenant à la grande plateforme apulienne (Meço and Aliaj, 2000; Robertson and Shallo, 2000).

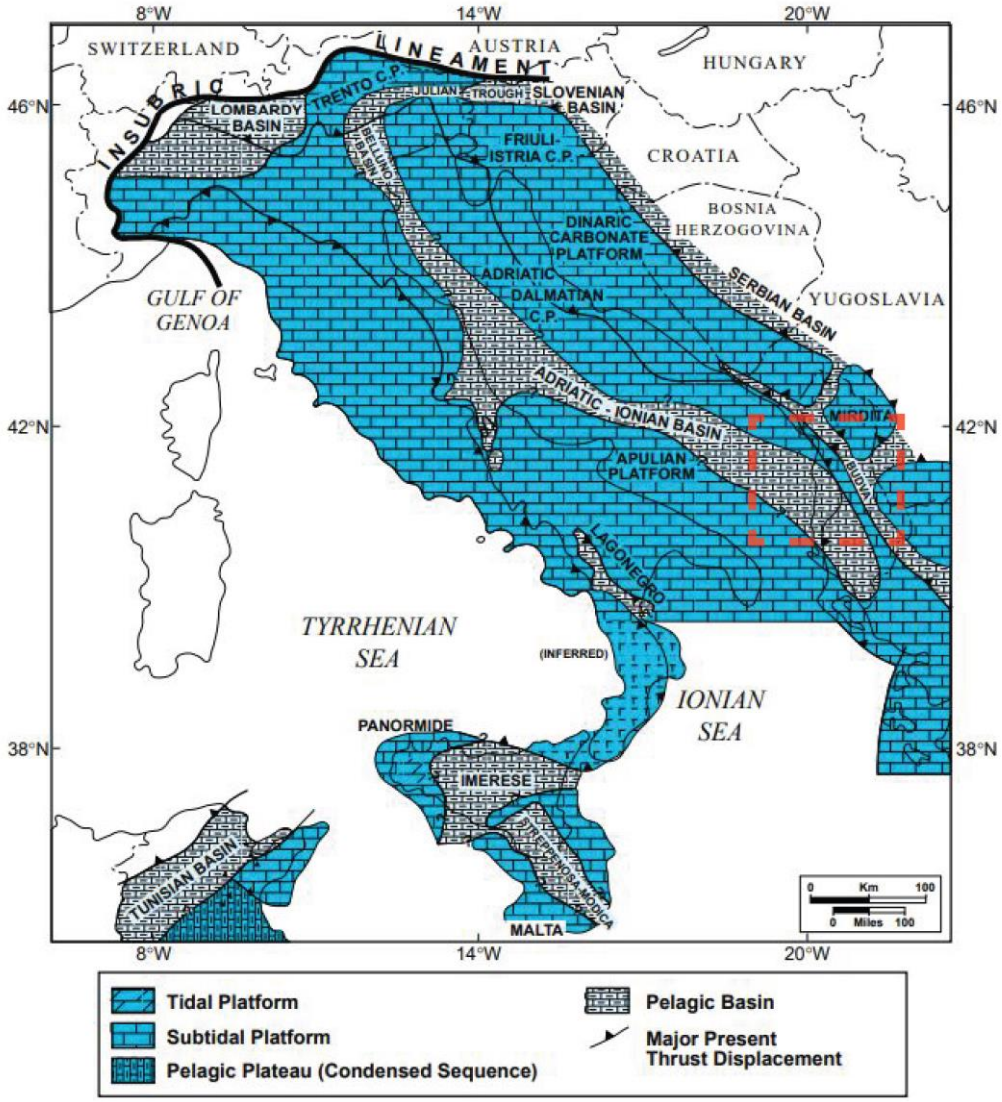


Figure I.4 : Carte paléogéographique de la région péri-adriatique au Jurassique inférieur, modifié d'après Zappaterra (1994). La zone d'intérêt de cette étude est figurée dans le cadre rouge.

2.3. Évolution paléogéographique du Lias moyen au Crétacé Supérieur

Au Lias moyen, la région péri–adriatique connait l'expansion et l'approfondissement des bassins pélagiques aux marges préexistantes de la plateforme adriatique. Cette période est la période de l'ouverture de la Téthys méditerranéenne, et marquent le passage d'une période de rifting intracontinental à la naissante du rift océanique (Lancelot, 1980; Pied and Mattavelli, 1986). Des faciès subtidaux se sont développés dans les parties plateformes et sur les côtés du Bassin Ionien. A la fin du Jurassique, les grands domaines paléogéographiques sont bien définis et sont reconnaissables à travers le Crétacé.

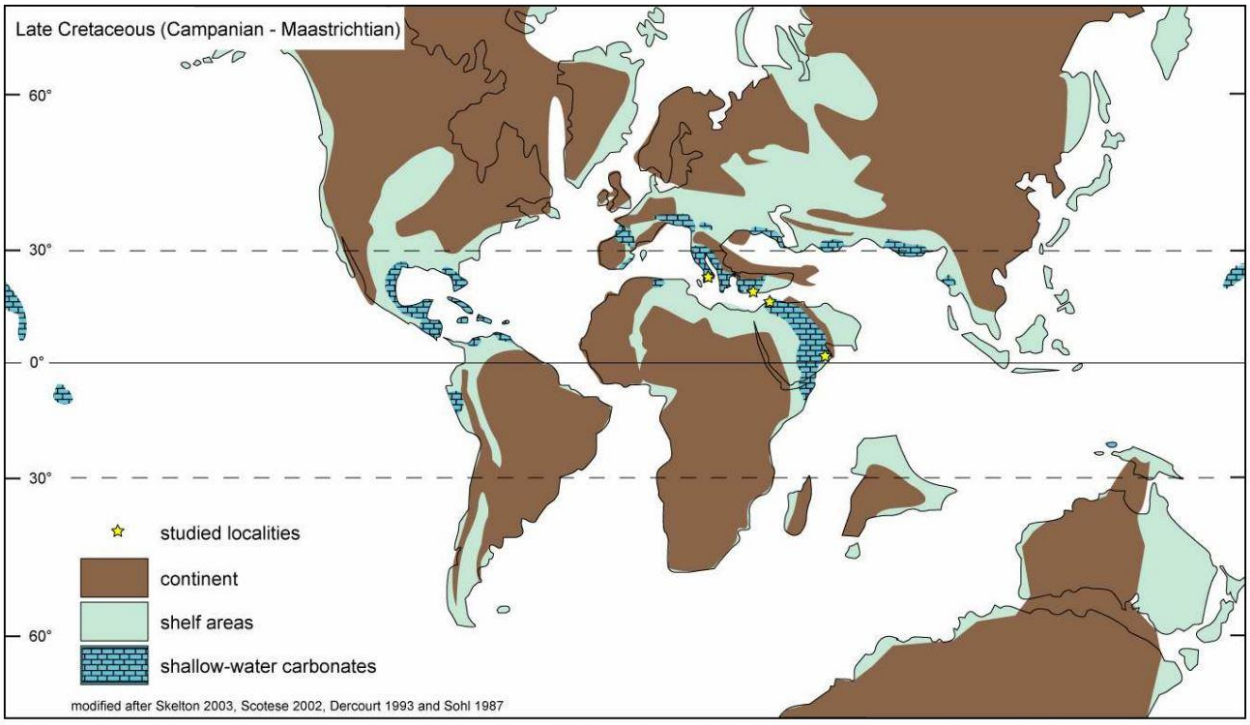


Figure I.5 : Carte de distribution des plateformes carbonatées au Crétacé Supérieur (Schlüter, 2008).

La période du Crétacé est connue comme une période de changement global avec la réorganisation de ses plaques tectoniques et des conditions biologique (Figure I.5) (Skelton, 2003). La séparation entre les deux supercontinents Laurasie et le Gondwana a commencé au début du Jurassique et marque l'ouverture initiale de l'océan Atlantique à la fois dans le sud et dans le nord. En conséquence, l'augmentation progressive des taux d'étalement des dorsales océaniques mi–Atlantique a provoqué une augmentation du niveau de la mer (Miller et al., 2005).

Cette période du Crétacé peut être considérée comme une période de transgression majeure du niveau de la mer, où le niveau marin le plus élevé est enregistré pendant le Phanérozoïque (Miller et al., 2005). Cette transgression du niveau marin a créé une augmentation de la surface des zones de plateaux (Walker et al., 2002). Cet événement est responsable du développement des plateformes carbonatées marines peu profondes (Figures: I.5; I.6). Cette période est accompagnée par l'émergence de nombreux microcontinents dans la Téthys (Skelton, 2003).

Dans le domaine téthysien, l'extension tectonique au Jurassique inférieur (Toarcien) a conduit à l'ouverture de domaine marin profond reliant les bassins adriatique–ionien et Umbria–Marche (Bernoulli and Jenkyns, 1974; Bosellini, 1989). La tectonique du Jurassique Supérieur au Crétacé Inférieur est caractérisée par la collision entre la plaque Adria dans le sud–ouest et Tisza au nord (Neugebauer et al., 2001). Ceci marque la fin de la dorsale océanique, qui a fonctionné dans le domaine de la Téthys sur une période de 70 à 80 Ma (Pamić et al., 1998). Les plateformes mésozoïques isolées ont prospéré dans la région de la Téthys; certains affleurent dans la ceinture des montagnes péri–Adriatiques (Bosellini, 1984, 2002; Blendinger, 1986; Vlahovic et al., 2002; Vlahovic et al., 2005; Jelaska, 2003). La partie nord de cette ceinture forme les Alpes du sud, où la marge passive relativement déformée de la microplaque adriatique expose les successions carbonatées de la plateforme du Trias (Bosellini et al., 2004). L'eustatisme et la cyclicité distingués pendant le début du Crétacé Supérieur (généralement Albien inférieur à Cénomanien Supérieur), est une caractéristique commune sur toutes les plateformes péri–adriatiques. Cette cyclicité est considérée comme la conséquence d'un événement tectonique, où la microplaque adriatique était déjà dans la phase de collision avec l'Europe (Eberli et al., 1993).

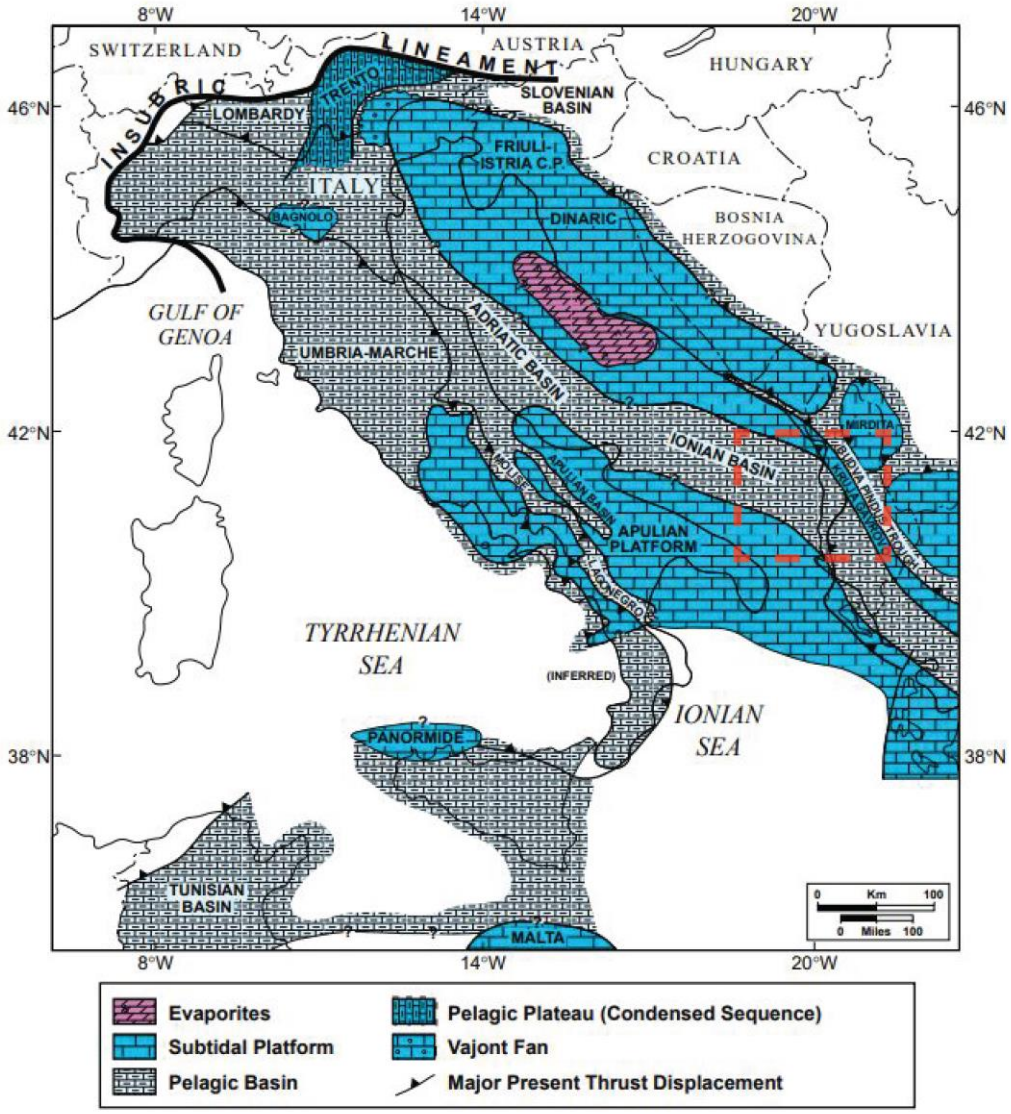


Figure I.6 : Carte paléogéographique de la région péri-adriatique du Lias moyen au Crétacé Supérieur (Zappaterra, 1994). La zone d'intérêt de cette étude est figurée dans le cadre rouge.

3. CONTEXTE TECTONIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

Situés sur la frontière orientale de la mer Adriatique, entre les Dinarides dans le nord (ex–Yougoslavie) et les Hellénides dans le sud (Grèce), les Albanides constituent les ceintures de chevauchement péri–téthysiennes (Figure I.7). La partie albanaise correspond à une ceinture de chevauchement d'avant–pays typique, caractérisée par une poussée à l'ouest sur l'avant–pays adriatique (Roure et al., 1995; Swennen et al., 1998, Velaj et al., 1999; Meço and Aliaj, 2000). Les

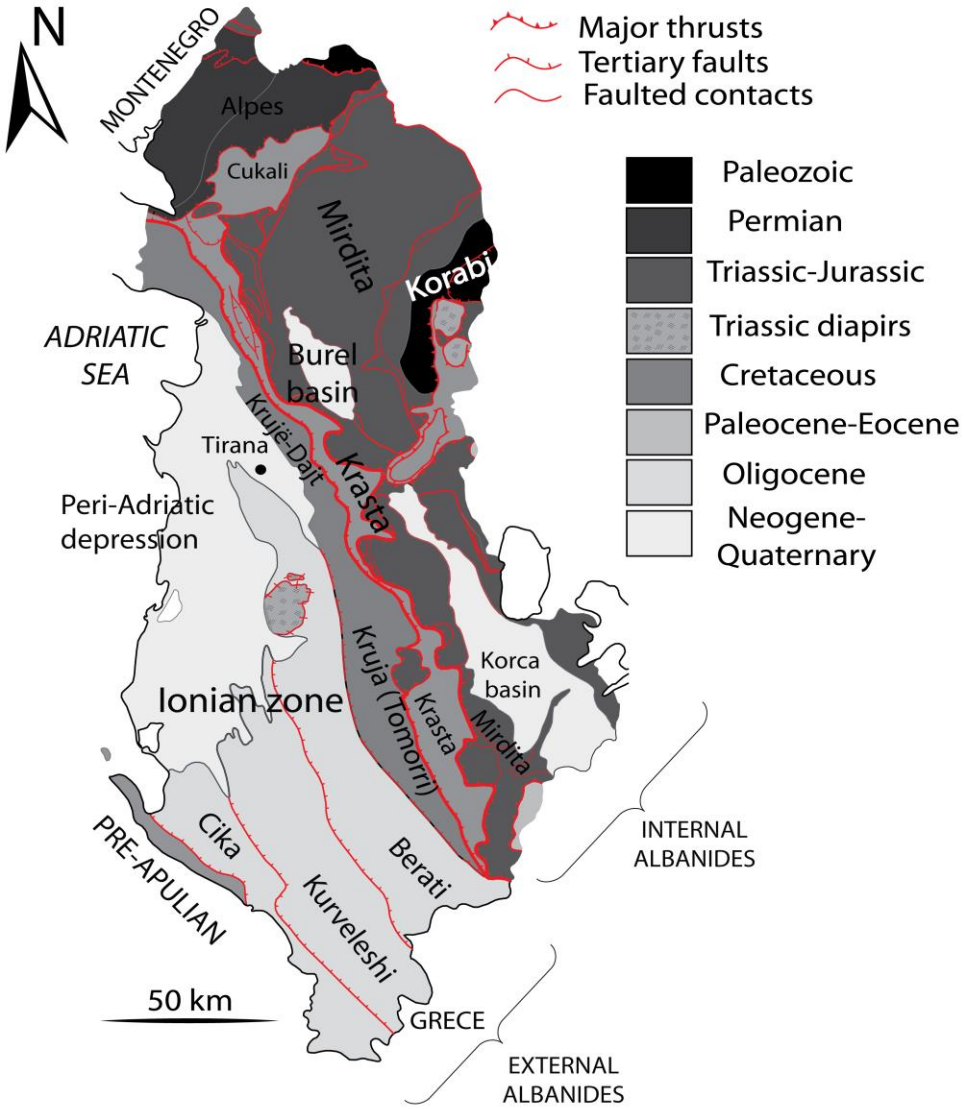


Figure I.7: Carte géologique de l'Albanie, montrant les différentes unités tectoniques, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004), Roure et al. (2004), et Jardin et al. (2011).

Albanides comprennent un domaine d'avant–pays à l'ouest. Les chevauchements frontaux et les structures majeures touchent la série mésozoïque de l'ancienne marge passive de la Téthys à l'est. L'arrière–pays se compose d'une ceinture ophiolitique, telle que l'ophiolite de Mirdita, qui est bien conservée dans cette région (Roure et al., 1995).

L'évolution tectonique des Albanides inclus deux phases tectoniques majeures :

(1) La phase de rifting océanique au Crétacé Supérieur (Figure I.8) : cette phase est accompagnée de la formation d'une marge passive qui se divise en deux: les Albanides internes et externes. La zone externe se compose de deux plateformes (Sazani (ou plateforme apulienne) et Kruja), qui sont séparées par le Bassin Ionien (Roure et al., 1995).

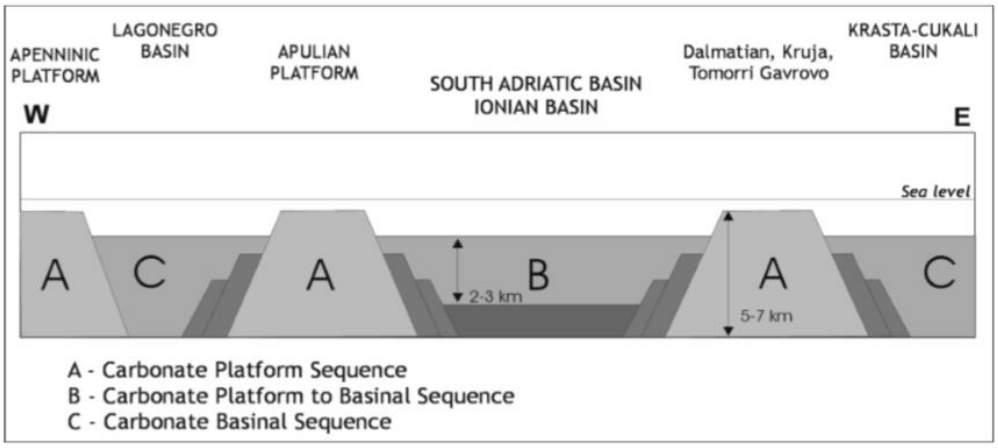


Figure I.8 : Modèle proposé par Zappatera, (1994), montrant les structures horsts et grabens crées par le régime extensif dans la zone péri-adriatique au Crétacé Supérieur (modifié par Vilasi, 2009).

(2) La phase compressive de l'orogenèse alpine au cours du Paléocène–Eocène (Figure I.9) : elle a réactivé les structures majeures de l'ancienne phase extensive créant un système complexe de structures de chevauchement et des structures plissées.

La zone ionienne se compose de chevauchements frontaux (Figures: I.9; I.10). Elle est caractérisée par une géologie complexe (Figure I.9) résultant principalement d'une poussée d'origine tectonique aidée par les évaporites du Trias agissant comme niveau de décollement. Les zones de failles structurelles principales en Albanie possèdent un alignement NNW–SSE, qui peut être facilement mis en évidence par l'orientation des nappes ou des chevauchements (Roure et al., 1995).

Le caractère compressif de chevauchement s'exprime au travers des « back–thrusts », des structures plissées, des points triple, des structures en duplex, des discordances locales, des diapirs, etc. (Roure et al., 1995; Swennen et al., 1998, Velaj et al., 1999; Meço and Aliaj, 2000). Par ailleurs, les Albanides externes comprennent un assemblage tectonique complexe, composé d'unités allochtones fines, progressivement mises en place lors des déformations du Néogène et principalement issus de l'ancienne marge passive du Mésozoïque de la plaque Adriatique (Velaj et al., 1999).

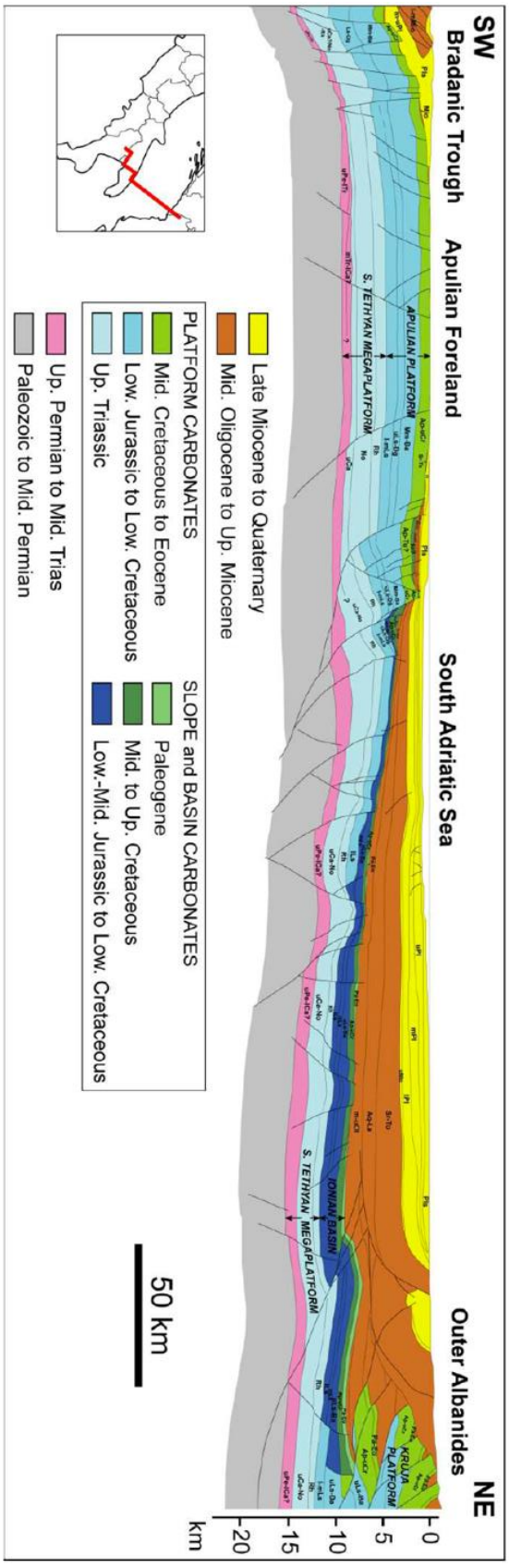


Figure I.9: Coupe géologique SO-NE de l'Adriatique présentant le contexte structural des Albanides de la zone d'étude (Fantoni and Franciosi, 2009, modifiée par Harabian, 2014).

La partie nord des Albanides externes comprend deux domaines distincts:

(1) La dépression péri–adriatique à l'ouest, qui se compose des flyschs de l'Oligocène et des dépôts de molasses du Néogène;

(2) La zone de Kruja, comprenant des anticlinaux et un chevauchement constitués par les carbonates de la plateforme du Mésozoïque (Velaj et al., 1999). La partie sud des Albanides externes, située au sud de la zone de transfert Vlora–Elbasan, se compose des unités du bassin Mésozoïque–Paléogène, qui se détachent de leur ancien substrat le long des séries évaporitiques du Trias. La partie ouest, constituée de la zone Sazani, forme une extension de la plateforme Apulienne. Le linéament Vlora–Elbasan marque la zone de transition, où la zone ionienne plonge sous la dépression peri–adriatique (Velaj et al., 1999). D'est en ouest, les chevauchements de Krasta–Cukali, Kruja et de Sazani sont différenciés (Roure et al., 1995; Swennen et al., 1998, Velaj et al., 1999; Meço and Aliaj, 2000). Ces zones correspondent à des structures de horsts et de grabens résultant de régimes tectoniques en extension au Crétacé moyen (Gealey, 1988). Les zones de Sazani (plateforme apulienne) et de Kruja représentent deux anciens plateformes de carbonates, en bordure du bassin ionien, qui est actuellement divisée en trois parties: Berati, Kurveleshi et Chika (Meço, 1988; Shallo, 1990; Roure et al., 2004).

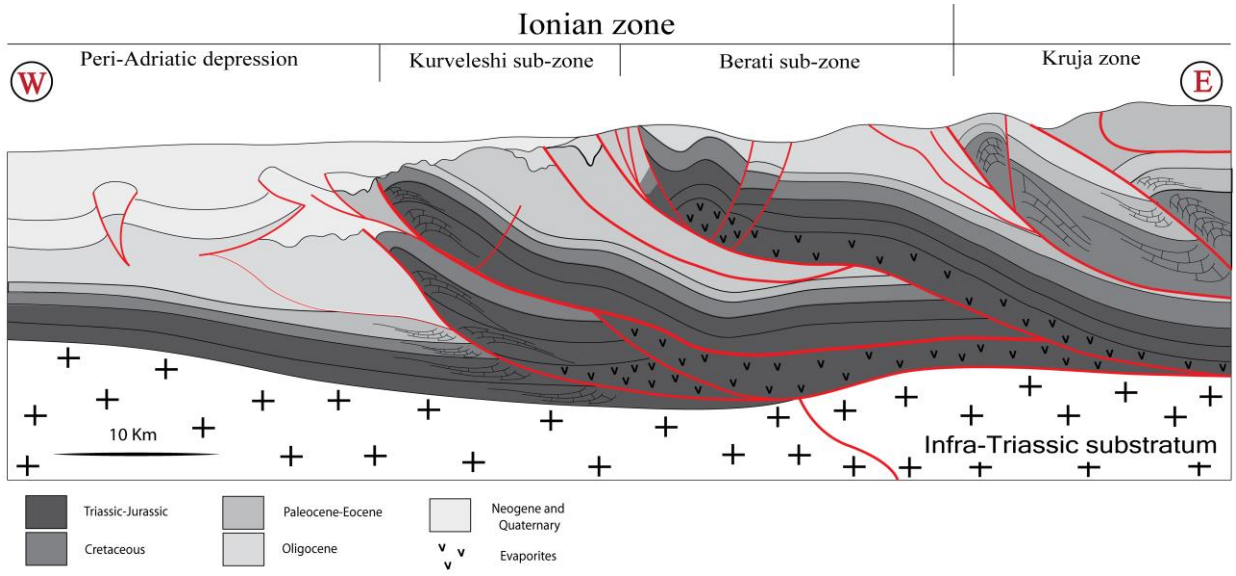


Figure I.10 : Coupe géologique E-O des Albanides externes montrant les différentes zones tectonique dans la région, modifié d'après Roure et al. (2004) et Rubert, (2012).

4. ÉVOLUTION TECTONIQUE DE L'EST ET SUD–EST DE L'ALBANIE

Les phases tectoniques en Albanie se résument chronologiquement comme suit. Durant l'intervalle Maastrichtien–Éocène, la zone de Krasta–Cukali chevauche la zone de Kruja à l'ouest (Robertson and Shallo, 2000). Ce chevauchement est associé à d'autres accidents survenus à l'intérieur de cette zone (écailles, failles normales et inverses) et souvent à des grands plis anticlinaux et synclinaux couchés vers l'ouest (Robertson and Shallo, 2000).

Suite à cet évènement tectonique, les flyschs composés de matériaux provenant de la nappe de Krasta–Cukali se sont déposés sur les faciès carbonatés de la zone de Kruja et sur ceux de la zone ionienne. Au cours du Miocène–Pliocène, les séries carbonatées de la zone de Kruja ont été déplacées vers le sud–ouest (Robertson and Shallo, 2000).

Le chevauchement est accompagné localement par des anticlinaux et des contacts faillés et les flyschs déposés précédemment. En même temps, la zone ionienne effectue son chevauchement sur la zone de Sazani. Cette étape correspond à la formation des molasses dans la zone de Sazani, la zone ionienne et la zone de Kruja. Enfin, ce système compressif a continué ce qui a généré une inversion du chevauchement de la zone ionienne vers l'Est au cours du Plio–Quaternaire, causant aussi des retro–chevauchements sur le front occidental de la zone de Kruja (Robertson and Shallo, 2000).

5. LES UNITÉS TECTONO–SÉDIMENTAIRES DANS LE SUD ET LE SUD–OUEST DE L'ALBANIE

5.1. La Zone de Sazani

Il s'agit d'une plateforme présente dans la partie sud–occidentale de l'Albanie, et qui correspond aussi à une partie de la plateforme apulienne en Grèce (Robertson and Shallo, 2000). Les séries sédimentaires de cette plateforme sont caractérisées à sa base par des calcaires et des dolomies du Trias Supérieur à Jurassique (Robertson and Shallo, 2000), au–dessus desquels se sont déposés des calcaires du Crétacé à l'Éocène. Sur ces derniers reposent en discordance les molasses du Miocène inférieur. Tectoniquement, la zone Sazani se prolonge dans l'Adriatique et la mer Ionienne. La plateforme Apulienne au Crétacé est caractérisée par des faciès carbonatés de rampe et de plateforme. Ces faciès sont principalement constitués par des biocalcarénites à rudistes bien stratifiés (Velaj, 2011).

5.2. La Zone Ionienne

Cette zone représente un bassin de type rift intracontinental (Robertson and Shallo, 2000), connu à l'ouest de l'Albanie et de la Grèce.

Comme mentionné précédemment, les dépôts les plus anciens qui affleurent dans cette zone (Robertson and Shallo, 2000) sont les évaporites du Trias inférieur et moyen, correspondant au rifting dans la partie orientale de l'Apulie (Robertson and Shallo, 2000; Graham Wall et al., 2006). Ils sont surmontés par des carbonates néritiques (calcaires et dolomies) du Trias Supérieur au Jurassique inférieur.

Selon Burchette and Wright (1992), les rampes sont divisées en trois parties: la rampe interne, la rampe médiane et la rampe externe. Au cours du Berriasien et du Valanginien, la rampe de carbonate a été différenciée à un environnement de rampe médiane et de rampe externe, ce qui

correspond à la zone ionienne externe et centrale, respectivement, alors que l'environnement de rampe interne se trouvait principalement dans la zone pré–apulienne (Getsos et al, 2007). La zone externe ionienne (rampe interne et rampe médiane) est caractérisée par des faciès mudstone–wackestones à fragments échinodermes, de bivalves, de radiolaires et qui se sont déposés sous la base d'action des vagues (conditions calmes). Localement, de minces dépôts de tempête indiquent des dépôts au–dessus de la base d'action des tempêtes (Getsos et al., 2007). La partie centrale du bassin (rampe externe) est principalement caractérisée par des faciès mudstone à wackestone à radiolaires abondants et à calpionelles rares et calcisphères, considérés comme des dépôts sous la base de tempête (SWB).

La sédimentation carbonatée pélagique continue jusqu'à la fin de l'Éocène, induisant la formation des schistes siliceux à radiolaires, des calcaires pélagiques, des calcaires turbiditiques et des calcaires brèchiques. En outre, dans certains secteurs bordiers à l'est de ce bassin, la présence des brèches à fragments de carbonates néritiques de type plateforme (Kondo, 1971; Yzeiraj et a1, 2002) traduit une instabilité de la plateforme adjacente de Kruja. Des flyschs d'âge Oligocène, concordant, couvre la séquence carbonatée pélagique du bassin. Enfin, comme dans la zone de Sazani, les dépôts clastiques miocènes (Burdigalien–Serravalien), discordants sur les flyschs de l'Oligocène, chapotent la série sédimentaire (Robertson and Shallo, 2000).

5.3. La Zone de Kruja

Cette zone située au centre de l'Albanie est une plateforme carbonatée se prolongeant au sud dans la zone de Gavrovo en Grèce (Robertson and Shallo, 2000). Cette plateforme carbonatée est constituée principalement des dépôts de carbonates néritiques du Crétacé Supérieur (d'environ 1,5 km d'épaisseur) et reflètent des conditions de dépôts subtidales à supratidales (Robertson and Shallo, 2000). Cette succession de carbonates néritiques est superposée par une série de dépôts lagunaires qui débute au Maastrichtien Supérieur (Heba and Prichonnet, 2006) et qui se poursuit jusqu'à l'Eocène inférieur. Par la suite, cette série lagunaire est recouverte par des calcaires organogènes de l'Eocène moyen, ce qui suggère un milieu subtidal peu profond de type plateforme ouverte (Heba and Prichonnet, 2006). Par ailleurs, la partie septentrionale de la zone de Kruja est

couverte des molasses d'âge Miocène discordantes sur les f1yschs de l'Oligocène (Robertson and Shallo, 2000).

6. ÉVOLUTION STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DU BASSIN IONIEN

Compte tenu de l'importance économique, la zone ionienne a été étudiée par Aubouin (1959), IGRS–IFP (1966), Bornovas (1961), Bernoulli and Renz (1970), BP (1971), Karakitsios and Tsaila–Monopolis (1988), Karakitsios et al. (1988). La plateforme apulienne a été étudiée en détail, par Bosellini and Morsilli (1996) et Graziano (2000). En outre, Underhill (1989) suggère que la zone de pré–apulienne en Grèce fait partie de la plateforme apulienne. La zone de transition de la plateforme Apulienne au Bassin Ionien n'est pas claire encore. Les roches les plus anciennes de la zone ionienne se composent d'évaporites et dolomies du Trias moyen (Bornovas, 1961; Getsos et al., 2004).

Les évaporites sont recouvertes par des calcaires de type plateforme interne datés du Trias au Jurassique inférieur. Dans la partie Supérieure des dépôts de plateforme, des calcaires pélagiques ont été identifiés, les calcaires dits Sinais (Karakitsios et Tsaila–Monopolis, 1988). Au cours du Toarcien, la sédimentation pélagique s'est poursuit avec des schistes et calcaires filamenteux (Karakitsios, 1990). Les schistes supérieurs représentent les dépôts pendant l'intervalle Callovien–Tithonien (Karakitsios, 1990). Du Berriasien au Santonien, une sédimentation pélagique a prévalu, donnant lieu à la formation des calcaires de Vigla (Aubouin, 1959). Les conditions de dépôt ont changé au cours de la fin de l'intervalle Campanien–Maastrichtien, lorsque les matériaux clastiques des marges du bassin et d'autres zones ont envahi le bassin formant des bancs calcaires, décrits par Aubouin (1959) comme des "Calcaires microbréchiques". Au cours du Paléocène et de l'Éocène, la sédimentation carbonatée a prévalu. Enfin, à la fin de l'Eocène une sédimentation clastique était dominante (Zelilidis et al., 2003).

Au Trias inférieur, la zone ionienne correspond à une plateforme marine peu profonde, qui a évolué en un vaste bassin délimité des deux côtés par des plateformes peu profondes; plateforme apulienne à l'ouest et plateforme de Gavrovo–Tripolitza à l'est (Bosellini and Morsilli 1996). La série carbonatée du Trias Supérieur à l'Éocène du bassin ionien montre en général des faciès pélagiques. Les dolomies et les calcaires massifs avec des argiles riches en matière organique sont les plus communs dans cette succession (Velaj, 2001).

L'évolution sédimentologique et litho–stratigraphique du bassin Ionien est bien connue à partir de sections d'affleurement en Albanie centrale, et aussi dans l'ouest d'Albanie (Moorkens and Döhler, 1994). Généralement, la colonne stratigraphique peut être divisée en trois grandes unités: (1) les évaporites et dolomies représentant les roches les plus anciennes dans la zone Ionienne, (2) une série de carbonate et (3) la surcharge silicoclastique (Figure I.11). Les trois unités représentent des phases structurales différentes au cours de la formation des Albanides. La partie inférieure de la succession est composée des dolomies et évaporites de Trias au Jurassique inférieur. Ces évaporites reflètent la phase de rifting dans cette région. Les séries du Trias moyen sont constitués d'évaporites avec quelques intercalations carbonatées. Vers le haut, une alternance entre des dolomies et des évaporites est observée. Elle est suivie par un intervalle dolomitique cristallin massif du Trias Supérieur qui reflète un environnement peu profond avec des conditions lagunaires (Van Geet et al., 2002).

Cette période est suivie d'une période de rupture finale et d'une subsidence post–rift après le Jurassique inférieur. L'accumulation de carbonates en eau profonde du Jurassique inférieur à Eocène Supérieur reflète des conditions principalement de bassin. Ces faciès de bassin peuvent être subdivisés en deux parties: (i) des calcaires pélagiques avec marne et argiles interstratifiés, contenant plusieurs intervalles de cherts (Velaj, 2001). Deux horizons phosphatés distinctes se produisent au niveau régional au cours de l'Albien, générant des couches marqueurs caractéristiques et corrélables. Au–dessus, (ii) la deuxième partie de la séquence ionienne du Crétacé Supérieur se compose de carbonates formés en eaux profondes, décrits comme des calcaires organogènes (Van Geet et al., 2002). Par la suite, des sédiments silicoclastiques se

manifestent sous les séquences de flysch du Miocène inférieur. Ces séquences passent progressivement à une pré–molasse, qui est recouvert par de dépôts plus grossiers. Cette période enregistre aussi l' « overthrusting » de l'est de la zone ionienne (Van Geet et al., 2002).

La plateforme de Kruja s'étend en partie est de la zone ionienne et se compose principalement de dépôts néritiques carbonatés. Ces faciès passent à des faciès mixtes (pélagiques et néritiques) à l'ouest (Velaj, 2011).

Du point de vue tectonique, la plateforme est représentée par des lignes structurales, délimitée par une faille régionale à l'ouest. Cette faille régionale de type chevauchement sépare la plateforme de Kruja du bassin sud de l'Adriatique (Velaj, 2011).

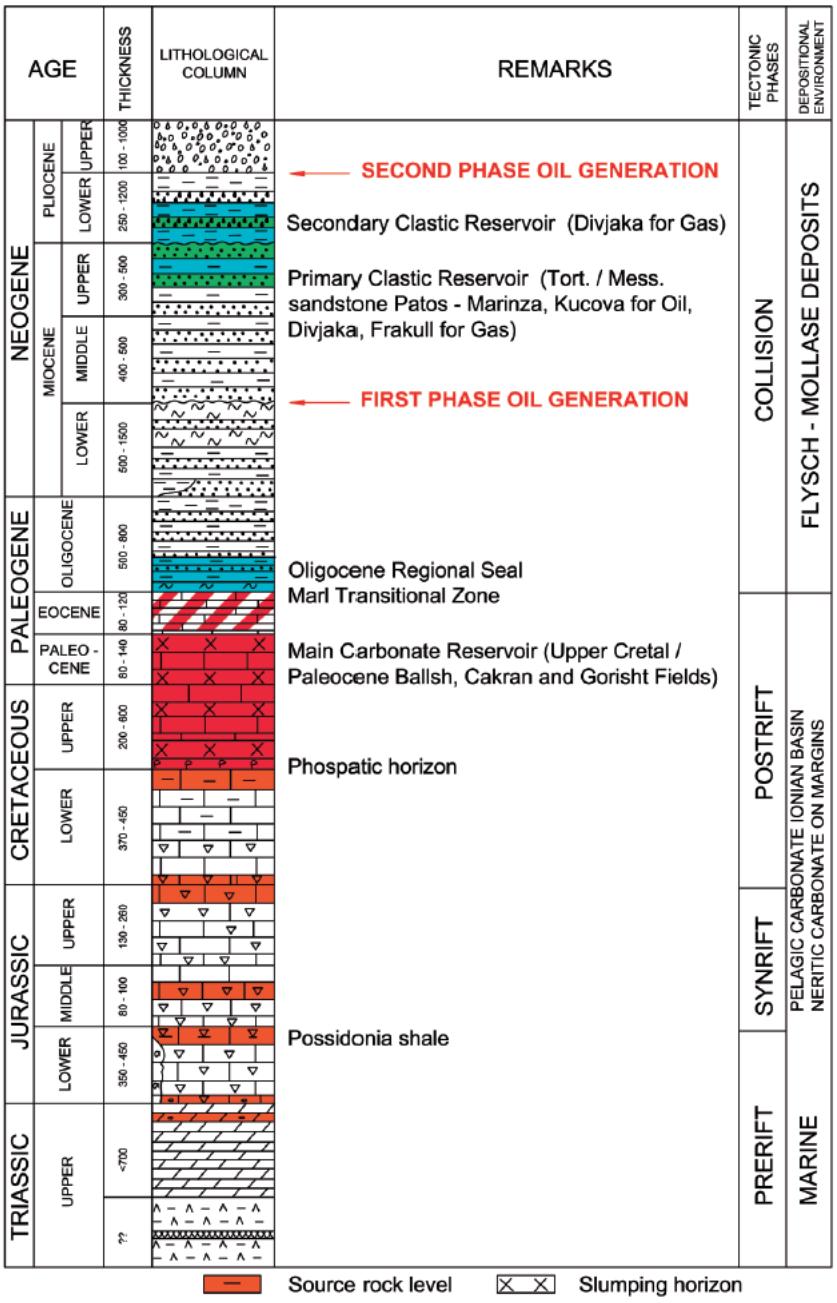


Figure I.11: Schéma de la colonne stratigraphique de la zone ionienne et de la dépression adriatique (Prifti and Muska, 2013).

2. PARTIE II : CONCEPTS SUR LES SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES CARBONATÉS TURBIDITIQUES ET GRAVITAIRES

L'objectif de cette partie est de rappeler les concepts et les notions fondamentales sur le développement des différents systèmes sédimentaires gravitaires et turbiditiques décrits depuis la fin du 19ème siècle. Synthétiser les classifications des sédiments de pente permettra de les comparer avec nos observations sur le terrain et de mieux comprendre l'impact sur l'hétérogénéité des systèmes réservoirs en contexte de pente/bassin.

1. SYSTEMES TURBIDITIQUES ET SÉDIMENTS GRAVITAIRES

1.1. Le concept de turbidites

Le concept de turbidites est apparu pour la première fois à la fin du 19ème siècle, quand certains chercheurs s'interrogeait sur les mécanismes naturels responsables des coupures de câbles télégraphiques sous–marins au large de la côte Est des Etats–Unis (Milne, 1897).

La première définition scientifique des dépôts turbiditiques est venue avec le travail de Bailey (1936). Ce travail se concentre sur l'origine profonde de ces dépôts gravitaires et aussi sur l'effet d'avoir un granoclassement unique dans les successions étudiées. Daly (1936) a réalisé une étude sur l'impact érosif des courants de densité et la liaison entre ces courants et la morphologie sous–marine. Le travail de Daly a été testé l'année suivante par Kuenen (1937), où il a proposé un modèle laboratoire simple pour regarder l'influence érosive des courants de densité. Le terme «courant de turbidité» a été proposé la première fois par Johnson (1938), mais la relation entre les courants de turbidité et les sédiments résultants n'étaient pas encore claire. La première étude complète sur les mécanismes et les sédiments résultants a été faite par Kuenen and Migliorini (1950), leur travail représente une étude de référence pour interpréter les alternances entre des bancs sableux granoclassés, dont le matériel est d'origine peu profonde et des faciès argileux pélagiques en milieu profond.

Après le travail de Kuenen and Migliorini (1950), et celui de Kuenen (1957), plusieurs études ont été réalisées dans différents endroits dans le monde. Les descriptions de Bouma (1962) dans les Alpes–Maritimes sur les grès d'Annot éocènes aboutissent à un premier modèle de faciès qui s'apparente à un découpage vertical des bancs en unités de dépôt. Bouma (1962) a décrit différents intervalles en se basant sur les structures et les figures sédimentaires. Ce travail caractérise pour la première fois l'évolution verticale des faciès turbiditiques, chaque intervalle

appelé séquence présente une lithologie unique dite séquence. Chaque séquence de bouma est considérés comme le produit d'un seul événement de courant de turbidité (Bouma, 1962).

En 1963, Dott (1963) a proposé quelques modèles pour classifier les sédiments turbiditiques en fonction de la densité relative des fluides responsables des processus de sédimentation: (i) courants à forte densité et (ii) courants à moyenne ou faible densité.

A partir des années soixante, le développement de la recherche scientifique sur les turbidites s'est intensifié. Les mécanismes et les modèles sédimentaires des dépôts turbiditiques ont été publiées (Figure I.12). À la fin du 20ème siècle, Kneller (1995) a réussi à relier la vitesse des courants de turbidité et la distance de la source aux séquences définies. Il a proposé un modèle d'évolution en fonction de la vitesse d'écoulement, où trois phases de sédimentation ont été décrites jusqu'à la disparition du flux turbiditique. Kneller (1995) suggère que la première phase est la phase du premier déplacement, qu'est une phase d'accélération pendant laquelle la vitesse d'écoulement augmente progressivement avec la pente. Cette phase est caractérisée par des granoclassements inverses et aussi une énergie très forte. La deuxième phase dans son modèle est une phase stationnaire et génère des dépôts non classés à structures uniques. La diminution de pente génère en fin une phase finale par une décélération du flux qui se caractérise par un dépôt normalement granoclassé. De nombreux autres auteurs proposent des éléments pour expliquer le lien qu'il peut y avoir entre les courants de turbidité et d'autres types de dépôts gravitaires (Mulder and Cochonat, 1996 ; Mulder and Alexander, 2001; Mohrig and Marr, 2003; Tinterri and al., 2003).

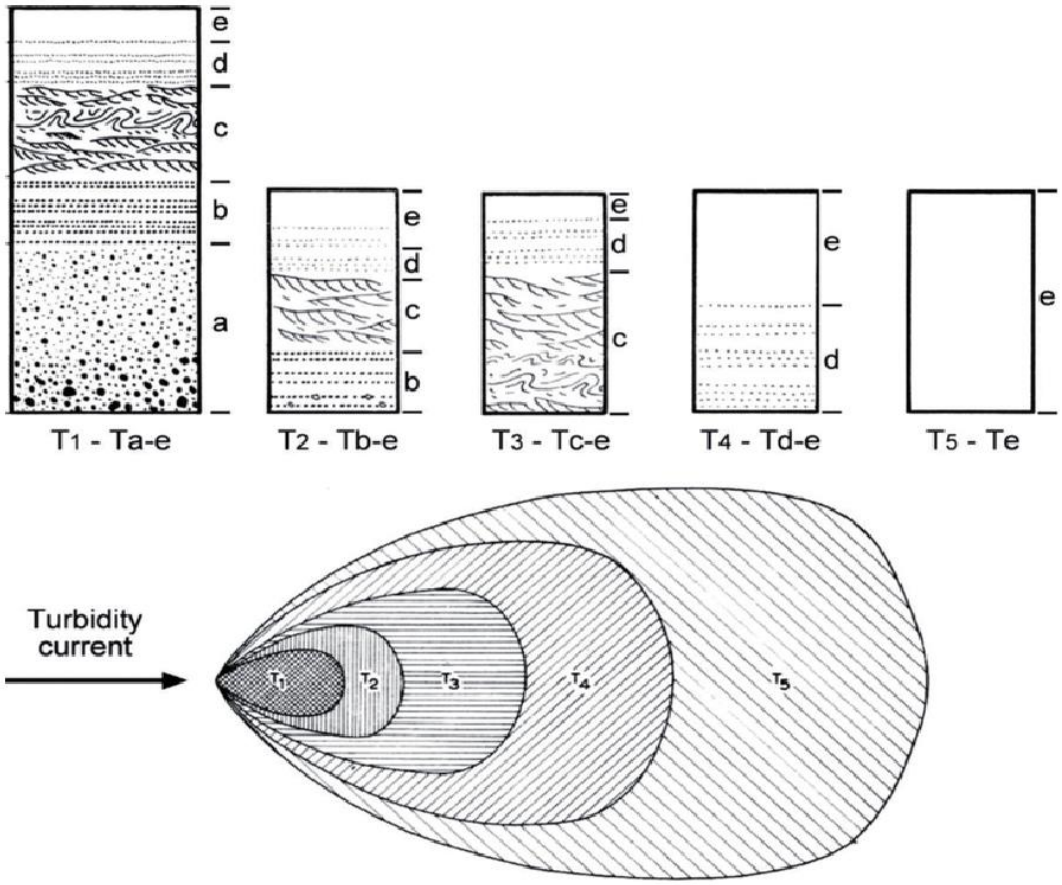


Figure I.12: Séquence type de dépôt d'un courant de turbidité et son évolution en fonction de son éloignement de la source (d'après Bouma, 1962).

1.2. Les processus gravitaires sur une marge continentale

Les processus gravitaires sur les marges continentales sont définis comme l'ensemble des processus de transport de sédiments de la plateforme vers les parties profondes des bassins, réalisés sous l'action de la gravité, et d'autres facteurs secondaires. Il s'agit des glissements de terrain, des écoulements et des courants de gravité (Figure I.13). Ils constituent le mécanisme majeur de transfert de matériel détritique du continent vers l'océan. En fonction de la présence de fluides interstitiels en son sein, la masse de sédiments déstabilisée évolue de façon différente lorsqu'elle

dévale la pente continentale. Cette évolution est contrôlée par l'angle de la pente et aussi la distance de la source. Un tri des particules sédimentaires s'opère selon le mode de transport impliqué.

Les deux mécanismes principaux en fonction du mode de support des éléments transportés sont i) *les mouvements en masse* ; ii) *les écoulements* (laminaires ou turbulents).

1.2.1. Les mouvements en masse

Le processus de glissement défini la mise en mouvement d'une masse de sédiment sur un plan de cisaillement basal. Dans le cas des mouvements en masse, la structure interne de la masse de sédiments est peu ou pas du tout déformée. Trois catégories de glissements en masse se distinguent en fonction de la nature et de l'intensité de la déformation qui affecte les sédiments mobilisés: les slides (glissements transitionels), les slumps (glissements rotationels) et le fluage (creeping). La différence entre un glissement transitionel (slides) et un glissement rotationel est représentée par la géométrie de la surface de rupture qui sera plate pour les slides, et courbe pour les slumps (Hampton et al., 1996; Mulder and Cochonat, 1996).

1.2.1.1. Les slumps

Ce sont des glissements dont la surface de rupture est courbe et dont les masses transportées se déplacent d'une façon rotationnelle (Hampton et al., 1996; Mulder and Cochonat, 1996). Le matériel subit une extension en amont, et, si le milieu est confiné, une compression en aval (Frey-Martinez et al., 2006). Une déformation remarquable avec des structures plissées peuvent être notée dans ce genre de glissements. Le plan de rupture peut s'enraciner à sa base sur un plan de stratification, auquel cas la surface de glissement peut devenir plane.

1.2.1.2. Les slides

Il s'agit de glissements dont la surface de rupture est plane, et souvent parallèle à la stratification (Hampton et al., 1996; Mulder and Cochonat, 1996). Ce type de glissements provoque

une morphologie caractéristique en marches d'escaliers, et présente aussi un niveau d'écoulement principal. Ce type de glissement se trouve en générale à une courte distance de la source et forme des structures moins déformées que dans les slumps.

1.2.1.3. La reptation (Creeping)

Dans ce type de glissements, la vitesse de déplacement est très lente et contrôlée par un angle de pente faible. Les masses glissées sont affectées par une déformation plastique graduelle et continue (Mulder and Cochonat, 1996; Canals et al., 2004). Les dépôts présentent une morphologie en marches d'escaliers, ou une morphologie ondulée similaires aux dunes sédimentaires (Lee and Chough, 2001), rendant son identification difficile en l'absence de données de sismique très haute résolution orientées dans le sens de la pente.

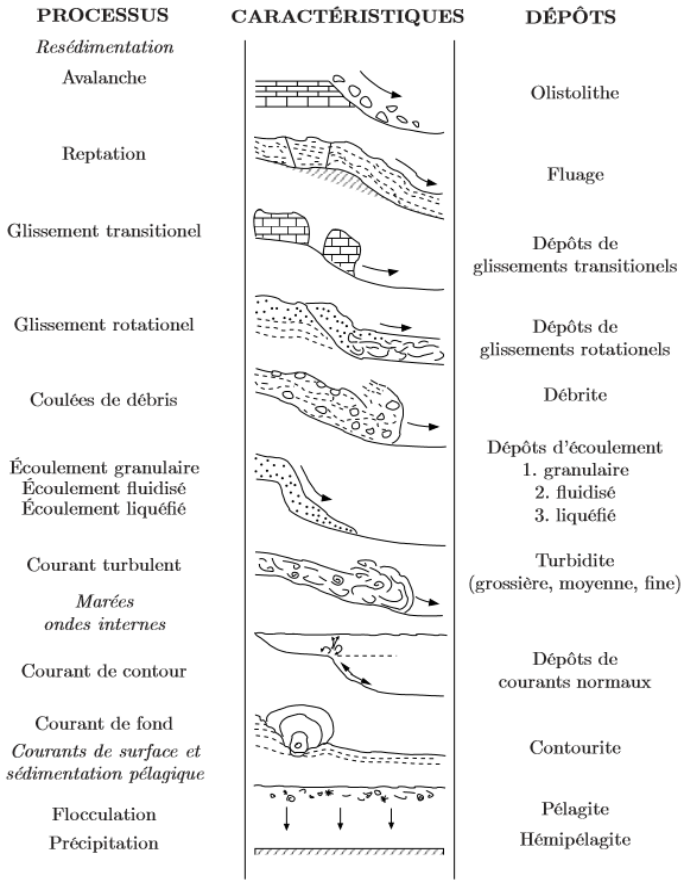


Figure I.13: Les processus gravitaires opérant sur une marge continentale. (D'après Stow, 1986).

1.2.1.4. Les écoulements laminaires

Ce type d'écoulements est caractérisé par des concentrations particulaires très élevées, ce qui provoque une viscosité élevée (Mulder and Cochonat, 1996). La vitesse de glissement est lente et la sédimentation montre une relation unique entre les faciès déposés et la distance glissée. Les différentes catégories des écoulements laminaires sont définies en fonction de la taille des sédiments et de leurs concentrations dans la masse glissée. Suivant cette classification, on trouve des écoulements hyper–concentrés, des coulées de débris (débris flow), des écoulements granulaires (grain flow), des écoulements fluidisés et liquéfiés (Mulder and Cochonat, 1996).

1.2.1.5. Débris flow

Les débris flows sont constitués d'un mélange hétérogène de fragments grossiers irréguliers, de sédiments fins, et d'eau. Les éléments grossiers sont portés par une matrice cohésive argileuse (Mulder and Cochonat, 1996; Canals et al., 2004). L'écoulement se déplace sous l'action de la gravité même sur des pentes faibles (> 0.5°). Le déplacement de l'écoulement est favorisé par une relative imperméabilité de la matrice par rapport à l'eau qui, en limitant sa dilution, maintient sa densité et donc sa capacité de transport (Stow et al., 1996).

1.2.1.6. Grain flow

Les écoulements granulaires (grain flow) sont des écoulements non cohésifs maintenus par des forces de pression dispersives provoquées par les interactions et les chocs entre les grains (Mulder and Cochonat, 1996). Le fluide interstitiel est le même que celui de l'environnement et ne joue pas de rôle dans le transport, sa pression étant égale à la pression hydrostatique (Stow et al., 1996). L'écoulement s'arrête instantanément lorsque les forces dispersives et l'énergie cinétique ne permettent plus la suspension et le transport de la coulée. Les dépôts sont massifs, et homogènes, et sans granoclassement. Ils peuvent présenter une base érosive. La sédimentation de l'écoulement granulaire se fait "en masse". Le dépôt est massif montre des limites franches. Il peut présenter un

granoclassement inverse à la base et des figures d'échappement des fluides (Middleton and Hampton, 1973).

1.2.1.7. Écoulements fluidisés et liquéfiés

Ces écoulements sont maintenus en mouvement par une surpression des fluides interstitiels. Le transport se produit lorsque la pression des fluides interstitiels est supérieure à la pression de fluide hydrostatique (Mulder and Cochonat, 1996). Le dépôt se produit par gel lorsque la pression de fluides interstitiels diminue au cours du transport jusqu'à devenir insuffisante pour supporter les grains. Les dépôts sont en général fins, de faible granulométrie, et granoclassés. On peut également observer des structures de surcharge et d'échappement de fluides. S'il y a un mélange homogène sédiment – eau, on parle d'écoulement liquéfié. La liquéfaction est un phénomène spontané. L'écoulement est possible tant que la surpression interstitielle reste supérieure à la pression hydrostatique. La dissipation de la surpression interstitielle se réalise de la base vers le sommet de l'écoulement ("freezing upward" d'après Middleton and Hampton, 1973).

1.2.2. Les écoulements turbulents

1.2.2.1. Courants de turbidité (turbidity currents)

Les turbidites sont des dépôts associés à un processus gravitaire particulier : les courants de turbidité (CT), encore appelés avalanches sous–marines. Le transport peut s'effectuer sur des grandes distances, car l'écoulement (Figure I.14) a la capacité de s'entretenir en trouvant un équilibre dynamique (Bagnold, 1962; Middleton and Hampton, 1973). La concentration des sédiments dans le fluide permet de définir des courants de turbidité de : (1) basse densité et (2) de haute densité (Middleton and Hampton, 1973; Mulder and Cochonat, 1996).

Selon Bouma (1962), les dépôts turbiditiques présentent un granoclassement normal (décroissant), ainsi que des structures sédimentaires caractéristiques telles que des rides de courant ou des structures laminées, selon la séquence turbiditique définie. Elle débute par une surface d'érosion, qui correspond au matériel érodé par le passage du courant de turbidité à l'origine du

dépôt. Il est impossible de connaître la quantité de temps enregistrée par cette surface d'érosion. Le premier terme (Ta) au sens strict est composé de sables grossiers, à tri hétérogène.

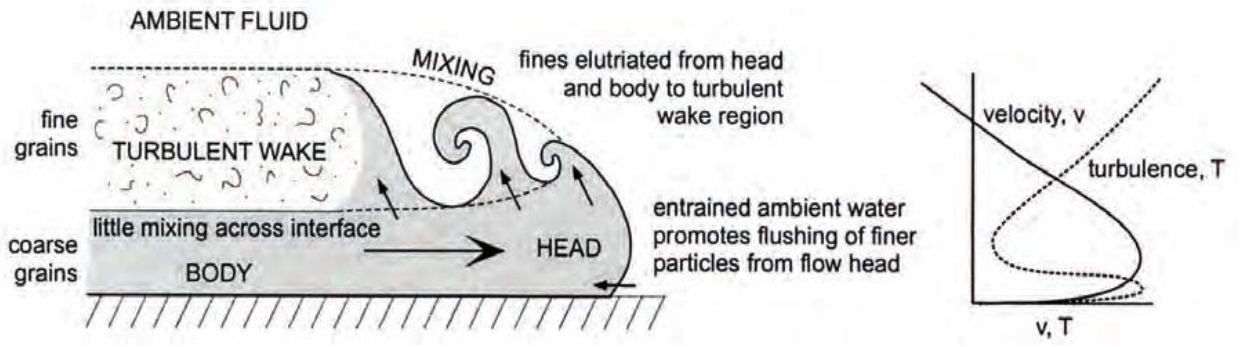


Figure I.14: Composition schématique d'un courant de turbidité tripartite à un instant donné (d'après Gladstone and Sparks, 2002).

Généralement, les sédiments turbiditiques sont décrits comme ayant 5 termes définis par la séquence de Bouma. Cette classification est basée sur l'effet d'avoir des courants de turbidité avec des densités différentes (Figure I.15). De plus, les séquences turbiditiques traduisent la baisse d'énergie progressive suite au passage du courant de turbidité (Bouma, 1962). Il correspond au dépôt d'un écoulement hyperconcentré. Les termes suivants correspondent à des dépôts d'écoulement turbulent : le terme T_b est composé de sables fins et laminés qui évoluent vers le terme, T_c composé de silts plus fins. Le terme T_c est structuré par des laminations obliques, ou des convolutes qui résultent de la déstructuration des lamines par échappement de l'eau. Le terme T_d est formé par une alternance de silts et d'argiles. Enfin, le terme T_e est composé d'hémipélagites qui correspondent à la décantation finale des particules fines encore en suspension dans le nuage turbide en fin de parcours. La granodécroissance atteste de la perte d'énergie, et donc de compétence, du CT au cours du temps et en un endroit donné. Le dépôt de l'ensemble de la

séquence se fait en quelques heures, quelques jours au maximum et confirme le caractère évènementiel des CT (Bouma, 1962). En fait, il est toutefois rare d'observer la séquence de Bouma complète sur le terrain, car son enregistrement dépend de la charge sédimentaire, de la granulométrie du matériel, et de l'endroit de dépôt (pente, talus, bassin profond).

La séquence type d'une turbidite a été étendue avec des termes plus fins à son sommet (Stow and Shanmugam, 1980), et des termes plus grossiers à sa base (Lowe, 1982). La vitesse de transport est élevée. Cette vitesse a été calculée à 95 km/h lors de l'événement de Grand Banks de 1929 ayant provoqué la rupture de câbles de communication (Heezen and Ewing, 1952).

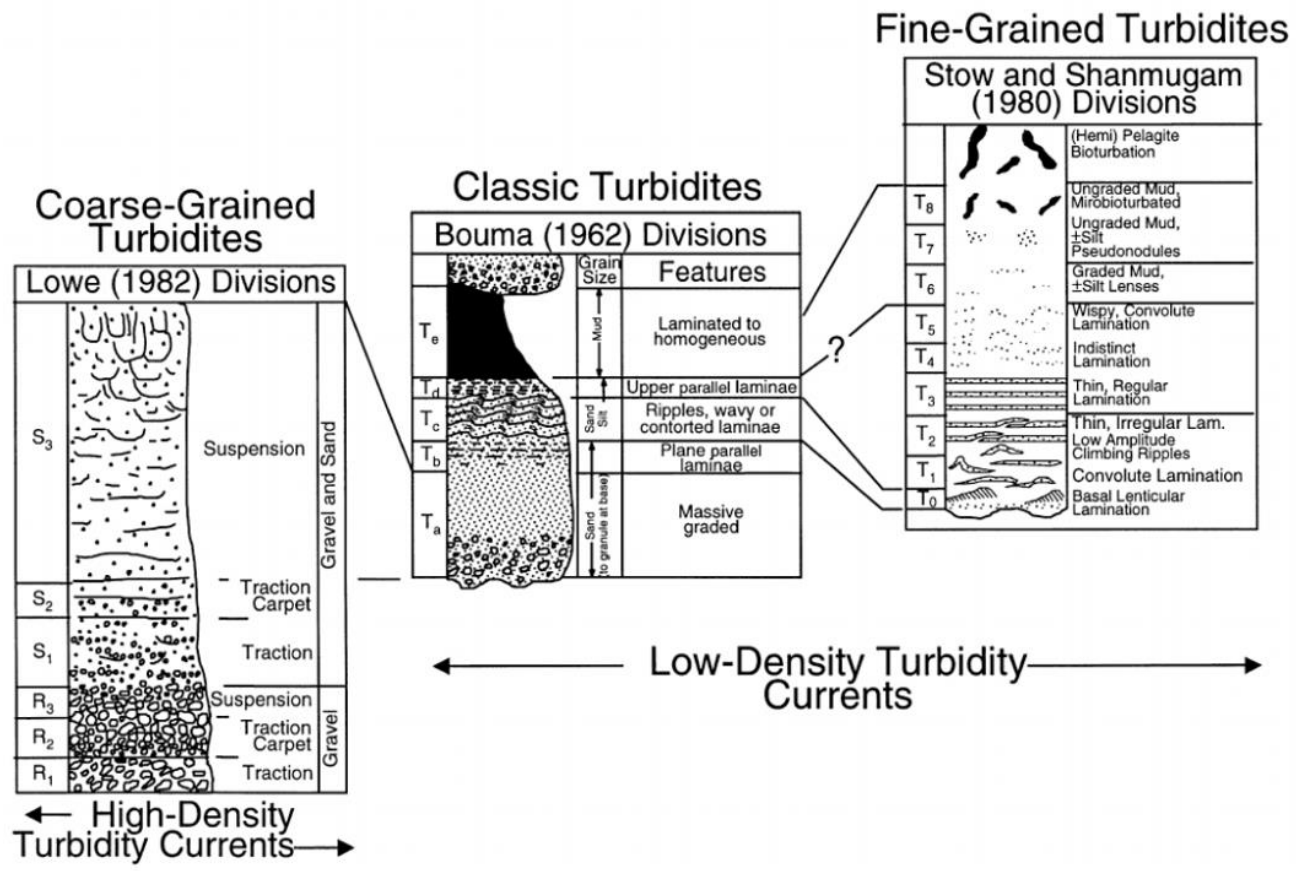


Figure I.15: Séquence de Bouma (1962) et ses extensions pour les termes de base (Lowe, 1982), et de sommet (Stow and Shanmugan, 1980).

1.2.2.2. Courants hyperpicnaux (hyperpicnal currents)

Le deuxième type des écoulements turbulents sont les courants hyperpicnaux, qui présentent des caractéristiques proches des courants de turbidité classiques décrits par Bouma (1962). La vitesse de sédimentation dans ce type de courants est plus lente que celle des courants de turbidité. Leur dynamique suit celle de la crue, avec une période de montée en charge et une période de décrue. Cette dynamique est visible dans l'enregistrement sédimentaire des levées par exemples, puisqu'elle se traduit par un granoclassement croissant à la base de la turbidite correspondant à la montée en charge, suivie d'un granoclassement décroissant lié à la décrue (Mulder et al., 2003). Toutefois, du fait du pouvoir érosif des turbidites en cas de crue particulièrement importante, la base de la séquence peut être tronquée. Il est alors difficile de différencier une turbidite due à un courant hyperpicnal (hyperpicnite) d'une turbidite dite « classique ».

1.3. Systèmes de dépôts gravitaires calciclastiques

La première description des calcaires granoclassés a été faite par Kuenen (1957). Cette description primaire des faciès calciclastiques est suivie par les travaux détaillés de Meischner (1964). Il a réalisé des descriptions et des interprétations précises des turbidites carbonatées, appelées «calcaires allodaphiques » (Allodapische Kalke). D'après Meischner, (1964), ces dépôts turbiditiques carbonatées sont différenciées des séquences turbiditiques classiques, même si la grande majorité des observations s'accorde avec le modèle de Bouma (1962). L'auteur observe une interstratification de couches pélitiques avec des calcaires clastiques en lits réguliers, sans changement notable d'épaisseur sur de grandes distances. Il décrit des bases de bancs nettes, présentant parfois des flutes casts et des grooves casts. Les bancs sont pour la plupart granoclassés et laminés.

Dans la littérature, les systèmes calciclastiques des bassins profonds (CSF) sont moins documentées que les systèmes silicoclastiques. Cependant, les systèmes de CSF ont une importance économique en raison de fluides riches en hydrocarbures qui migrent vers les parties

plateaux (Coniglio and Dix, 1992). Ces systèmes de dépôts gravitaires calciclastiques peuvent fournir des informations précieuses sur la nature et l'évolution sédimentaire des faciès gravitaires dans les eaux peu profondes (Reijmer and Everaars, 1991; Reijmer et al., 1991). Reijmer et al. (1991) ont suggéré que les variations dans la composition des grains calciclastiques sont des marqueurs utiles de la stratigraphie et de la fluctuation du niveau de la mer dans les zones de plateforme.

Reijmer et al. (2012) ont proposé que tous les types de dépôts de carbonate induits par des processus de gravité, calciturbidites et calci–débris flow soient déposés en réponse à des variations globales du niveau de la mer. Ces variations du niveau de la mer peuvent être liées à des processus tectoniques, ou d'autres facteurs en relation avec le climat. L'analyse géométrique des systèmes turbiditiques carbonatés sont décrits selon deux modèles principaux: le modèle « slope apron » et « base of slope apron », dans lesquels les systèmes sont alimentés par une source linéaire multiple (Mullins and Cooks, 1986). Le modèle de « submarine fan » calciclastique montre une source localisée à travers un système de canal d'alimentation principal (Payros and Pujalte, 2008).

En 1997, Spence and Tucker ont étudié l'apparition de calciturbidites et de calci–débris sur les marges continentales. Ils ont identifié les processus responsables de la resédimentation de ces faciès gravitaires : base des vagues abaissée pendant la régression, surpression relative des aquifères confinés au cours de la régression, ou drainage des fluides de pores lorsque la partie supérieure de la plateforme est exposée.

Andresen et al. (2003) et Lantzsch et al. (2007) ont proposé un mécanisme différent qui peut jouer un rôle important dans les processus de sédimentation. Ce mécanisme est dû à l'augmentation de la pression sur la partie haute de la pente durant les périodes de transgression. D'autres facteurs ont été décrits par d'autres auteurs tels que la présence des activités crées par la sismicité ou les surpressions crées par les vagues provoquées par un tsunami (Spence and Tucker, 1997).

Dans leur présentation détaillée de l'apparition d'une grande série de submarine fan calciclastique, Payros and Pujalte (2008) ont montré que dans la majorité des cas, les dépôts de calci–débris sont liés à des événements tectoniques. Par conséquent, de nombreux types de processus ont été proposés pour expliquer le début des événements de resédimentation.

Nous pouvons dire que les turbidites sont des dépôts générés par les courants de turbidité sur les pentes et dans les bassins. Elles sont composés par des sédiments silicoclastiques ou de sédiments carbonatés. Dans les systèmes silicoclastiques, ces flux gravitaires se produisent préférentiellement au cours des périodes de bas niveau marin, quand de grandes quantités de sédiments sont érodées et déposés sur les pentes et dans les bassins (Mitchum, 1977; Vail et al., 1977). Cependant, les systèmes carbonatés montrent généralement un renversement de ce modèle. Les sédiments carbonatés sont transportés vers les pentes et les bassins pendant les hauts niveaux marins (Droxler, 1984; Droxler and Schlager, 1985).

Les dépôts calciclastiques (Braunstein, 1961) se réfèrent aux sédiments carbonatés, enlevés d'une source préexistante, transportés sur une certaine distance et ensuite redéposés. Cela peut aussi être appliqué aux sédiments contenant des mélanges d'éléments carbonatés et silicoclastiques dans lesquels le premier composant est clairement dominant. C'est le terme approprié pour se référer aux sédiments de plateforme arrachés et transportés par gravité sur la pente sous–marine, puis accumulés en bas de pente.

1.3.1. Modèles de sédimentation gravitaire calciclastique

Les modèles de sédimentation gravitaire calciclastique proposés sont en général différents de ceux proposés pour les domaines silicoclastiques. Il est noté aussi que les systèmes de pente calciclastiques sont organisés de manière très différente, surtout parce que les sédiments carbonatés ré–sédimentés sont généralement « line–sourced » et non « point sourced » (Colacicchi and Baldanza, 1986). Ainsi, les modèles de « slope apron » et « base of slope apron » ont été développés pour les systèmes de pente calciclastique (Mullins and Cook, 1986). Ces deux modèles

ont fait leurs preuves pour aider à comprendre et prédire les processus et les mécanismes de dépôt dans de nombreux contextes silicoclastiques de pente, anciens et modernes.

En raison de leur rareté, les CSFs (systèmes calciclastiques des bassins profonds) ont généralement été ignorés dans la plus part des études. Cook et Mullins (1983) se sont interrogés sur les conditions nécessaires à la formation des CSFs. Par ailleurs, Tucker and Wright (1990) suggèrent que les CSFs semblent correspondre aux modèles silicoclastiques des submarines fans. Ces modèles peuvent être modifiés afin qu'ils adaptent avec les particularités potentielles des CSFs.

En 1967, Pray et al. (1967) ont proposé un modèle très différent du modèle slicoclastique de submarine fan (Walker, 1966 ; Jacka et al., 1968; Nelson et al., 1970; Normark, 1970; Mutti and Ricci Luchi, 1972, 1975). Ce modèle (carbonate debris–sheet model) rend compte de la particularité des systèmes carbonatés qui forment préférentiellement des dépôts gravitaires en couches horizontales drapantes (sheet–like) non chenalisées.

Les mécanismes dominants de transport des sédiments sont alors des débris flows (Pray et al., 1967; Mullins and Cook, 1986). Ce modèle, complété par Cook et al, (1972), est le précurseur des modèles de slope apron et base of slope apron définis par Mullins et Cook (1986). Ces derniers se distinguent des éventails abyssaux **(**submarine fans). Ainsi, les apports de sédiments y sont multiples et sont répartis le long d'une ligne de source (line–source), à la différence des éventails abyssaux **(**submarine fans) nourris par un unique chenal ou canyon distributaire.

Les modèles de slope apron et base of slope apron se distinguent, l'un de l'autre, par une absence de dépôt sur la pente (bypass) pour le second. Nelson, (1983), Braga et al., (2001), Payros and Pujalte (2007) appliquent le modèle silicoclastique de submarines fans à des systèmes entièrement ou partiellement carbonatés.

Trois modèles de CSF sont proposés et sont basés sur la description de trois types de faciès différents. Le modèle de faciès CSFs à grains moyens est bien décrit par des études de cas

détaillées. Le modèle de faciès CSFs à grain grossiers et le modèle de grands faciès CSFs, sont basés sur un nombre réduit d'études de cas. Par conséquent, ils pourraient faire l'objet de modifications sur la base de nouvelles études de cas (Payros and Pujalte, 2008).

1.3.1.1. Le modèle de « carbonate debris–sheet »

Ce modèle (Figure I.16) est le modèle classique des faciès carbonatés gravitaires. Il a été établi pour les carbonates gravitaires en domaine profond. Il a été proposé par Pray et al. (1967) et Cook et al. (1972). Le modèle a été comparé avec d'autres modèles pour les systèmes silicoclastiques, tels que ceux proposés par (Mutti and Ricci Lucchi, 1978; Normark, 1970; Walker, 1978).

Les auteurs se sont basés sur une étude qui a été réalisée sur des faciès récifaux resédimentés dans des conditions profondes. Ils montrent des structures déformées et plissées. Les observations ont été identifiées sur les faciès de pente du Dévonien, au Canada (Cook et al., 1972). L'objectif est de définir et de modéliser la source de ces faciès de déstabilisation (talus ou bordures de la plateforme). Les séquences définies sont organisées en grandes nappes (sheet–like) prismatiques, de taille kilométrique, constituées de mégabrèches empilées et disposées parallèlement le long du talus. Les faciès sont principalement constitués de débris carbonatés dans une matrice argileuse. La taille des grains est très hétérogène. Les éléments grossiers de plus de 1 m de diamètre sont une caractéristique de ces systèmes. Les principaux faciès décrits par Pray et al. (1967) et Cook et al. (1972) sont des faciès de mégabrèches, des faciès à rudistes avec une texture clastique, des faciès de calcarénites déposés dans des conditions peu profondes, et des faciès de dépôts de chenaux de faibles dimensions. Généralement, ce modèle a été proposé pour illustrer et expliquer les dépôts de mégabrèches qui accompagnent les évènements de glissement sur les talus des plateformes carbonatées, mais selon Pray et al. (1967), les concepts de ce modèle sont toujours applicables pour démontrer la nature et l'origine de la plupart des carbonates resédimentés qui se mettent en place au niveau de la marge et du bassin.

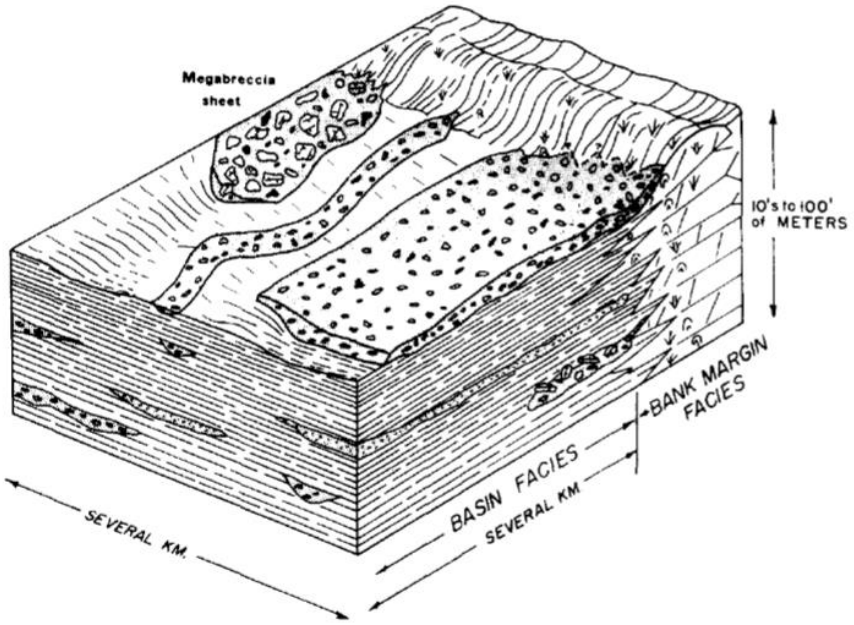


Figure I.16: Le modèle de «carbonate debris-sheet», d'après Cook et al. (1972).

1.3.1.2. Les modèles de « submarine–fan »

1.3.1.2.1. Le modèle à faciès grossiers

Ce modèle (Figure I.17) est caractérisé par l'abondance de calci–rudites à grains grossiers, la rareté des sédiments fins et l'absence d'une matrice argileuse. L'absence de la matrice argileuse et la présence des grains grossiers semble être les facteurs qui jouent le rôle le plus important dans la construction de ces CSFs. Ces sédiments gravitaires transportant des sédiments à grains grossiers sont le résultat d'une haute énergie, mais avec une faible efficacité de transport (Payros and Pujalte, 2008). Par conséquent, les systèmes CSFs caractérisent les zones proximales dans des conditions de haute énergie. Ils sont peu développés dans les zones distales. Les dépôts s'accumulent essentiellement dans les zones proximales et médianes du talus, tandis que les zones distales restent

sous–alimentées en sédiments. Les systèmes CSFs à grains grossiers font généralement moins de 10 km de longueur (Payros and Pujalte, 2008).

Dans ce modèle, la pente supérieure est traversée par des ravins tributaires et forme une ceinture jusqu'à 2 km. La largeur des ravins varie de quelques dizaines à des centaines de mètres, et la profondeur est entre 10 et 20 m. Les ravins sont comblés par des calci–débris flow et par des turbidites de haute énergie (Payros and Pujalte, 2008). Les textures communes dans ce système sont des couches fines à litages obliques (Payros and Pujalte, 2008).

Les lobes sont circulaires, avec des rayons généralement inférieurs à 2 km. L'épaisseur des lobes diminue graduellement vers le bassin. La lithologie des lobes dans ce modèle à grains grossier est constituée essentiellement de calciturbidites à grains grossiers, souvent avec une stratification à litages obliques. Les dépôts de lobe passent très brusquement aux dépôts de bassin. Les franges des fans sont donc peu développées dans ce modèle (Payros and Pujalte, 2008).

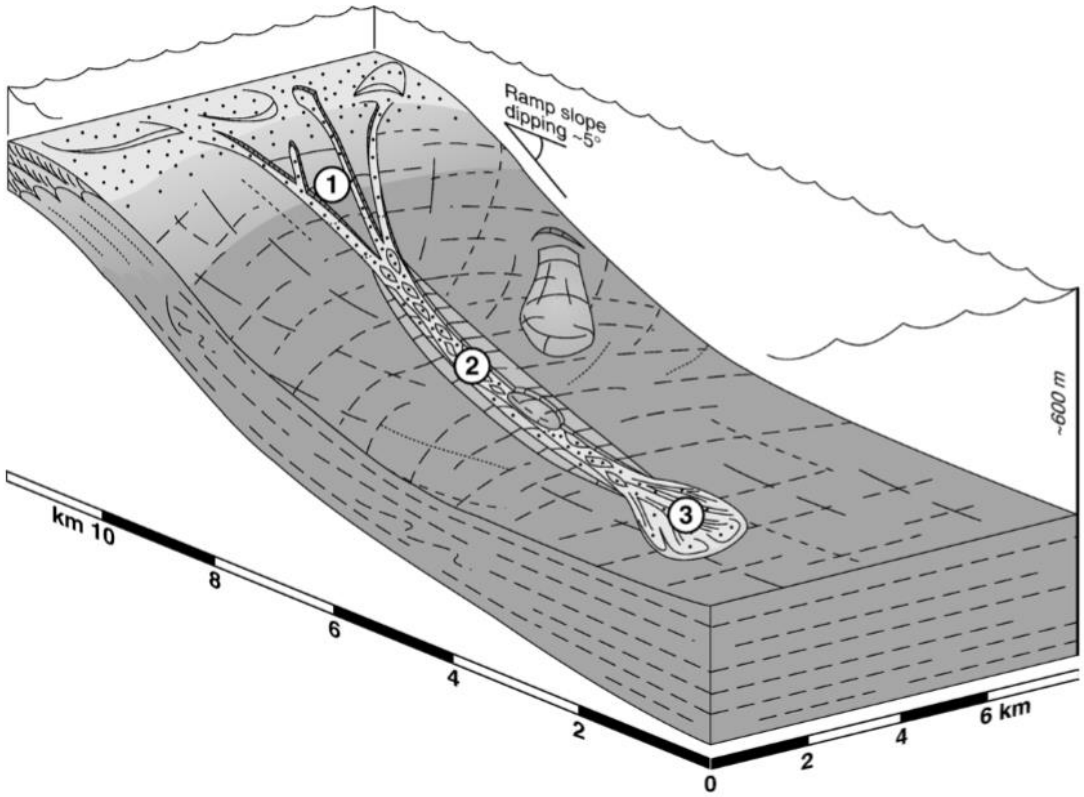


Figure I.17: Modèle de fans calciclastiques sous-marins (faciès CSF), d'après Payros and Pujalte (2008). (1) Pente supérieur découpée par des ravins tributaires érosifs. (2) Système détritique de chenaux-levées avec un axe de dépôts en tresse. (3) Lobes.

1.3.1.2.2. Le modèle à faciès moyens

Ces systèmes sont caractérisés par l'abondance de calcarénites, avec des quantités moindres de calci–rudites et des dépôts argileux (Figure I.18). Ces systèmes montrent un tri bien développé des sédiments, avec des grains grossiers dans les zones proximales et des grains fins dans les zones distales en lien avec la diminution de l'énergie au niveau de la pente. La longueur des CSFs est généralement de quelques dizaines de kilomètres, variant entre 10 et 35 km (Payros and Pujalte, 2008). De larges chenaux forment des incisions puis ils convergent en aval pour former de larges nappes et lobes d'épandage constitués de turbidites fines. Ce modèle présente des éventails supérieur, moyen et inférieur bien développés.

La partie distale du système et composée par des chenaux et des levées. Ces chenaux sont de l'ordre de 8 km de longueur et ont un axe central d'environ 1 km de large, le long duquel les principaux flux de sédiments gravitaires sont canalisés (Payros and Pujalte, 2008).

L'axe du canal d'alimentation de la pente inférieure représente un passage sédimentaire à haute énergie. Les dépôts les plus courants, variant entre 80 et 100%, sont des débris flow et des calciturbidites à haute densité, avec un granoclassement normal (décroissant) ainsi que des surfaces érosives vers la base (Payros and Pujalte, 2008). Ces dépôts sont de quelques dizaines de mètres d'épaisseur et de plusieurs mètres de large.

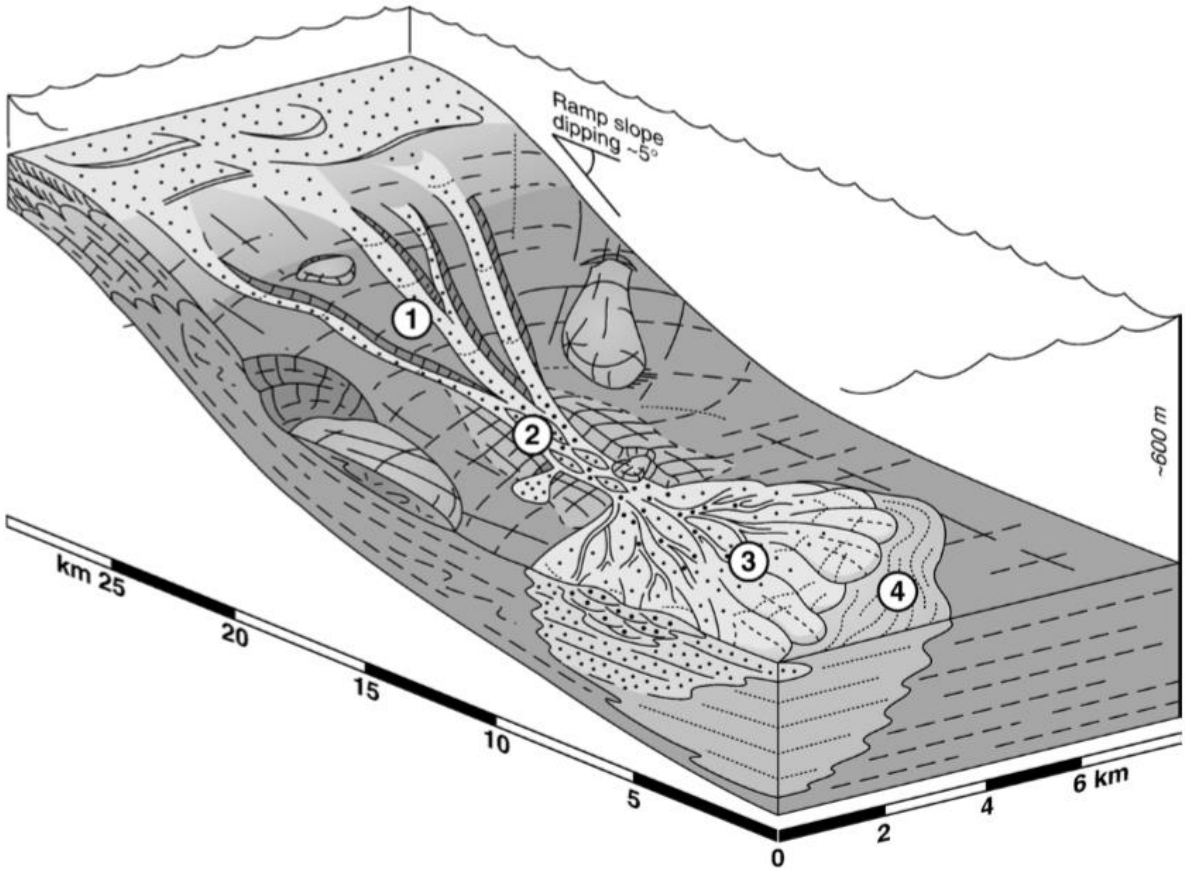


Figure I.18: Modèle de fans calciclastiques sous-marins (faciès CSF moyens), d'après Payros and Pujalte (2008). (1) Pente supérieure découpée par des ravins tributaires érosives. (2) Système détritique de chenaux et levées avec un axe organisé en système en tresse. (3) Lobes. (4) Bordure des fans.

1.3.1.2.3. Le modèle à faciès fins

Les CSFs (Figure I.19) dans le modèle à grains fins sont caractérisés par l'abondance de calcarénites à grains fins et par des sédiments argileux. Ainsi, les flux gravitaires calciclastiques qui ont fourni ces sédiments pourraient avoir une efficacité de transport relativement élevée et, par conséquent, pourrait avoir parcouru de longues distances avant de déposer leur charge sédimentaire. Les accumulations principales des CSFs à grains fins sont situées relativement loin des zones de source. Par conséquent, elles sont de grande taille, supérieure à 50 km de longueur (Payros and Pujalte, 2008).

Le système d'alimentation est constitué de chenaux et de levées de plusieurs kilomètres de largeur et de longueur. Les chenaux de pente convergent à la base de la pente, et ils s'élargissent vers le bassin.

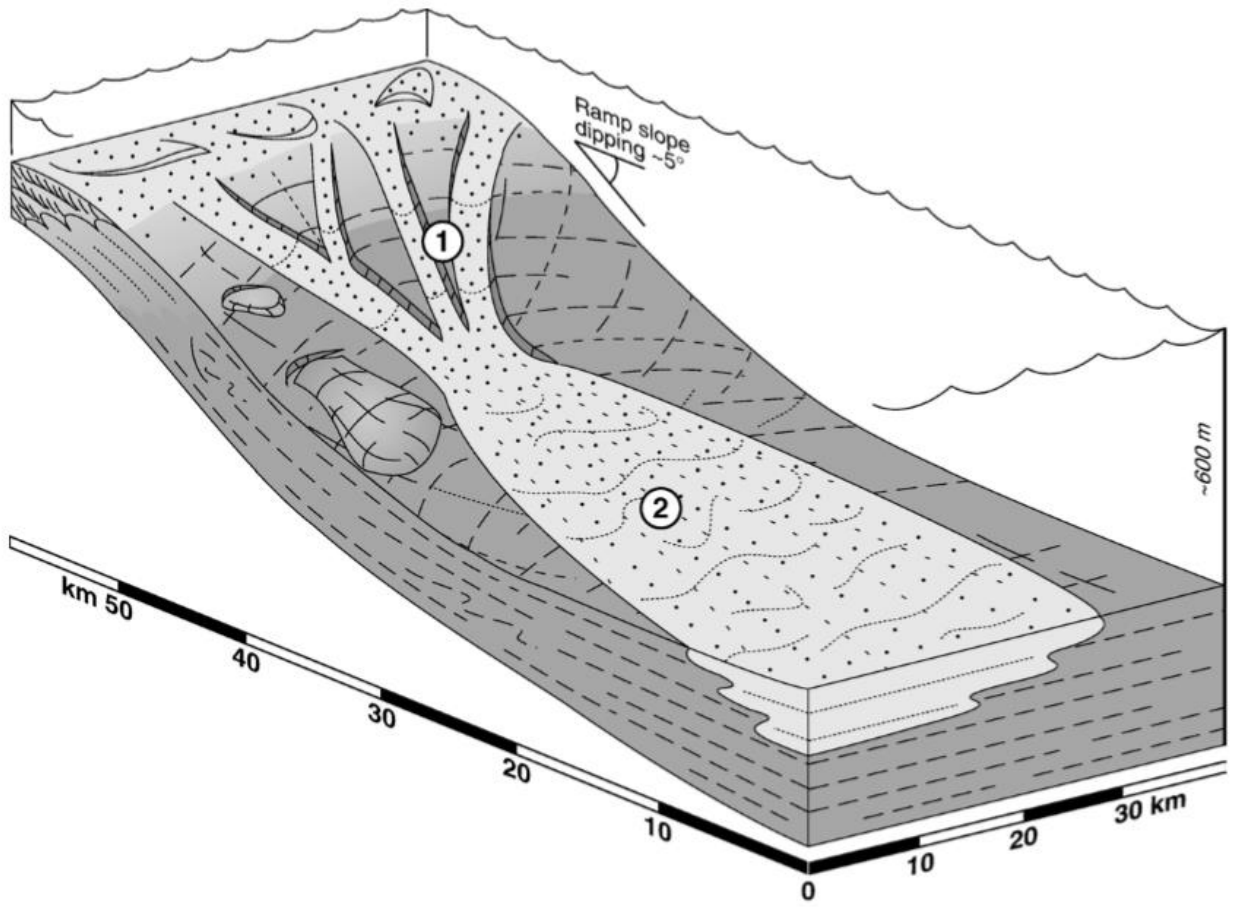


Figure I.19: Modèle de fans calciclastiques sous-marins (grains fins et grands faciès CSF), d'après Payros and Pujalte (2008). (1) Chenaux érosifs. (2) Lobes.

1.3.1.3. Le modèle de « slope apron » et de « base of slope apron »

Ce modèle (Figure I.20) est le plus utilisé dans la caractérisation des faciès carbonatés de pente. Il a été établi par Mullins and Cook (1986). La description faciologique est plus détaillée que celle du modèle de « carbonate debris sheet » (Cook et al., 1972; Pray et al., 1967). Les

mécanismes responsables du transport des dépôts ont été décrits d'une manière détaillée. Selon Mullins and Cook (1986), le travail prend en compte la distribution des faciès dans deux environnements principaux, les tabliers prismatiques (apron) situés soit en haut (slope apron) soit en bas de talus (base of slope apron). Les faciès sont définis en fonction de leurs géométries et de leurs lithologies. Dans les deux parties de la pente, les faciès sont présents sous une forme prismatique appelées aussi tabliers, qui se développe parallèlement à la bordure de la plateforme (Mullins and Cook, 1986). Ces tabliers sont alimentés par des sédiments calcaires gravitaires de la marge de la plateforme ou la partie haute du talus. Ils sont, transportés par un réseau de ravins qui découpent la marge, et sont resédimentés dans la partie basse du talus.

Les tabliers peuvent être divisés en deux systèmes en fonction de l'angle de la pente. Le premier système est représenté par un système de faciès bréchiques transportés depuis le haut de la pente (slope apron). Ces faciès sont mis en place lorsque l'angle de la pente est inférieur à 4°. Ils sont caractérisés par une continuité remarquable du haut vers le bas. Le deuxième système est constitué de faciès bréchiques de Pieri de pente (base of slope apron). Ces faciès sont déposés sur des talus à pente élevée (supérieur à 4°). Ils ne montrent pas de continuité (by pass), mais se retrouvent uniquement en Pieri de pente. La marge de la plateforme est caractérisée par des faciès mudstone micritiques intensément bioturbés. Cette partie du système est fortement découpée par des ravins et des canyons. Toutes fois, des structures glissées (slumps, slides, calciturbidites) sont enregistrées dans cette partie du talus. Cependant, le haut du talus correspond à la partie by pass et constitue une zone de transition vers la base du talus, et ne montre souvent que des structures érosives. Vers la base du talus, on distingue des faciès turbiditiques et des faciès de débris flows qui se déposent en onlap sur la bordure du talus.

Vers le bassin, une variation latérale est notée vers des faciès calcarénitiques dont la matrice est plus argileuse. Les calciturbidites sont aussi dominantes dans cette partie du talus, où leur granulométrie montre des grains moins grossiers. Des dépôts hémipélagiques sont observés dans la partie distale du talus, la quantité de ces hémépilagites augmente progressivement vers le bassin.

Le bassin est caractérisé par des boues hémipélagiques ou de péri–plateforme, ainsi que les termes basaux fins des turbidites.

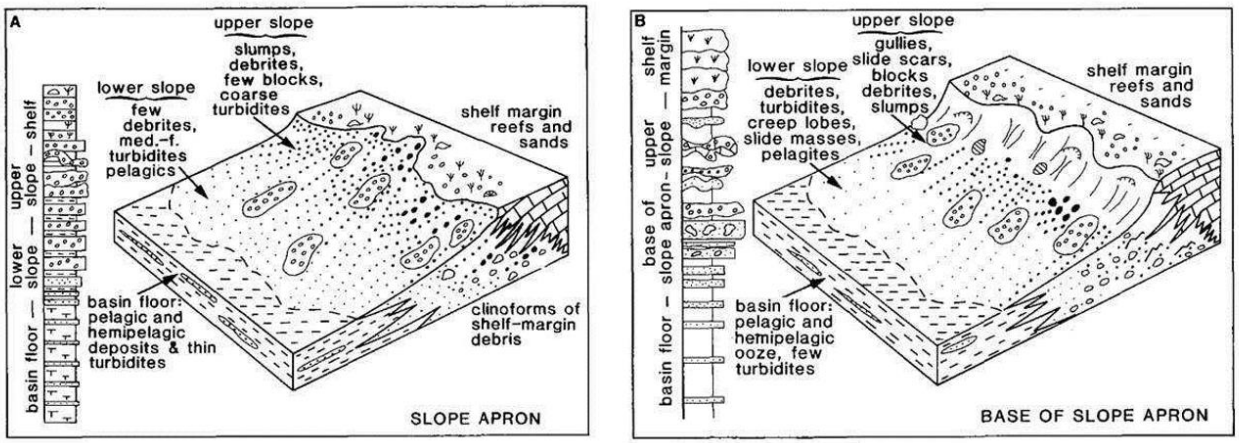


Figure I.20: (A) Modèle de « slope apron ». (B) Modèle de « base of slope apron », pour des dépôts calciclastiques (d'après Mullins and Cook, 1986).

1.3.1.4. Le modèle de marge en accrétion et de marge en escarpement (by pass)

C'est un modèle moderne proposé par Playton et al. (2010) (Figures: I.21; I.22), pour classifier les faciès de pente en fonction de de trois paramètres: (1) le type de dépôt, (2) le type de marge et (3) l'architecture spatiale.

D'après Playton et al. (2010), les marges peuvent être subdivisées en fonction du processus d'écoulement prédominant et des dépôts associés. Les faciès liés sont décrits en se basant sur leur nature et la granulométrie des grains qui les composent. Ainsi, Playton et al. (2010) ont intégré la géométrie et la distribution des objets sédimentaires en fonction du type de dépôt.

Deux types de marges ont été proposés par les auteurs. Les marges en accrétion (accretionary margin), qui sont formées par des faciès de pente avec une géométrie progradante vers le bassin, superposés par des faciès d'aggradation.

Le deuxième type de marges est les marges en escarpement ou en by–pass. Elles sont caractérisées par la présence d'un escarpement qui déconnecte physiquement les dépôts de la pente de ceux de la plateforme. Il existe une grande variabilité latérale des types de dépôts carbonatés le long de la marge, illustrant la nature complexe de l'architecture spatiale des talus carbonatés.

Le modèle présente une partie by pass qui correspond au haut du talus, comme dans le modèle de slope apron (Mullins and Cook, 1986). Cette partie est incisée par des ravins, des canyons et des loupes d'arrachement. Comme dans d'autres modèles similaires, des structures de slumps, slides, et calciturbidites sont enregistrées. L'angle de la pente est entre 10 et 15°, ce qui explique la capacité élevée des courants de turbidité sur la pente supérieure.

Playton et al., (2010) suggèrent dans leur modèle une source linéaire pour les sédiments transportés par les courants de turbidité. Ces dépôts sont essentiellement transportés de la plateforme et du talus supérieur. Les zones de by pass contiennent des dépôts grossiers de type debris–dominated. Un profil de dépôts peut être distingué le long du système. Il se compose de dépôts grossiers de type grain–dominated allant de la marges de la plateforme jusqu'au talus inférieur. Ce type de tablier peut s'étendre sur plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres de large. Il montre une variation latérale de faciès de type grain–dominated vers des faciès de type mud–dominated dans le bassin. Les auteurs ont décrit aussi des phases bréchiques (foreslope megabreccias horizons) représentant des événements de glissement de terrain, montrant des blocs irréguliers de tailles différentes. Ces phases sont observables le long de toute la pente et présentent aussi une fraction importante de mégabrèches.

Une deuxième phase bréchique dite « isolated basinal megabreccia » est notée. Cette phase représente une phase de déstabilisation de la pente et résulte d'effondrements à grande échelle du

rebord de plateforme et du talus. Cette phase bréchique est aussi dominée par des blocs de tailles différentes et des mégabrèches. Au contraire de la première phase bréchique, cette phase se forme dans la partie distale du système, où les blocs et les mégabrèches sont accumulés en bas de pente et dans le bassin à plus de 10–15 km de la plateforme. Ces faciès bréchiques ne montrent pas de continuité latérale.

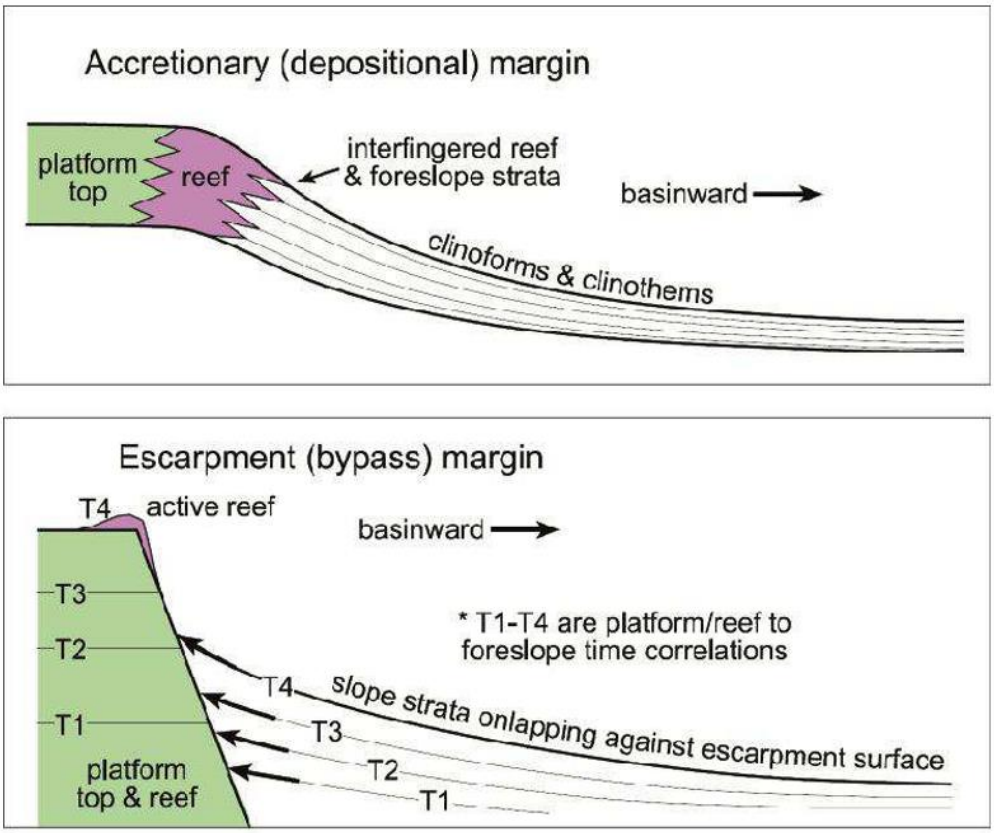


Figure I.21: Le modèle de marge en accrétion et de marge en escarpement (Playton et al., 2010, modifié de McIlreath and James, 1978).

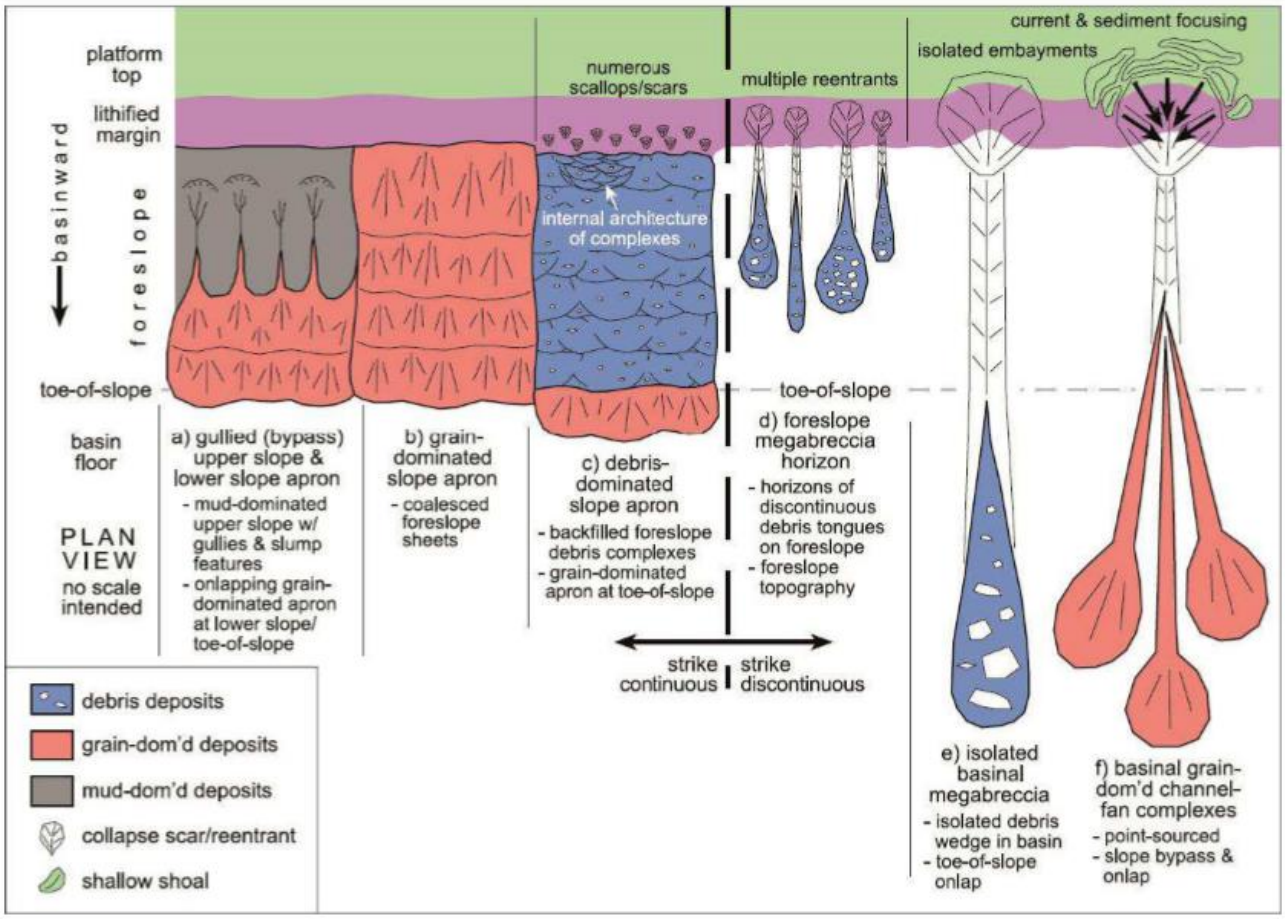


Figure I.22: Architecture spatiale schématique illustrant la continuité (a-c) ou la discontinuité (d-f) des systèmes de pentes carbonatées et de leur bassin associé (Playton et al., 2010).

2. COMPARAISON DES SYSTÈMES SILICOCLASTIQUES ET CALCICLASTIQUES

La différence entre les turbidites calcitiques et silicoclastiques reste toujours un élément de discussion. Les modèles établis sont nombreux dans les deux domaines, et les hypothèses proposées par plusieurs auteurs pour l'origine des glissements gravitaires présentent presque les mêmes mécanismes dans les deux systèmes. En revanche, des différences sont à noter au niveau de la source alimentant les faciès turbiditiques mais aussi au niveau de la lithologie et la

granulométrie de ces turbidites. Colacicchi and Baldanza (1986) et Mullins and Cook (1986) suggèrent que la fraction argileuse est le facteur le plus important dans la classification des faciès turbiditiques. Ces auteurs proposent que la quantité de boue disponible dans les turbidites carbonatées soit beaucoup moins importante que celle des turbidites silicoclastiques. Cette caractéristique peut générer des glissements sur des distances beaucoup plus longues dans les turbidites silicoclastiques. Ce mécanisme s'expliquerait par le fait que la matrice argileuse peut former des niveaux d'écoulement pendant le glissement mais aussi réduire la friction entre les grains transportés. Lorsque la matrice est présente, elle correspond à une micrite silteuse ou à microfossiles moins lubrifiante que les argiles feuilletées des systèmes silicoclastiques.

La faible capacité de transport dans les systèmes calciturbiditiques est liée à la nature granulaire du mélange sédimentaire transporté (Payros and Pujalte, 2008). Les sédiments calcitiques montent une très forte friction interne entre les grains carbonatés. Cette friction interne est réduite dans les turbidites silicoclastiques par la présence d'argiles, qui joue un rôle important dans le processus de lubrification du système pour faciliter l'écoulement (Payros and Pujalte, 2008). En conséquence, les pentes permettant le déclenchement de coulées gravitaires en contexte carbonaté doivent être plus fortement inclinées que dans un contexte silicoclastique. De plus, la distance de transport est moins importante (Colacicchi and Baldanza, 1986; Mullins et al., 1984; Mullins and Cook, 1986; Payros and Pujalte, 2008).

Les processus diagénétiques de ces deux systèmes turbiditiques peuvent être également comparés. La cimentation précoce des sédiments carbonatés est plus rapidement que celle des sédiments siliceux. Ainsi, elle peut empêcher d'une manière ou d'une autre la remobilisation des sédiments calcitiques (Colacicchi and Baldanza, 1986).

3. PARTIE III : SYSTÈMES CARBONATÉS DES PLATEFORMES DU CRÉTACÉ SUPERIEUR ET LA DIAGENÈSE ASSOCIÉE

Cette partie se compose d'une introduction présentant les environnements de dépôt des sédiments carbonatés marins. Cela comprend aussi un résumé des différents types de plateforme carbonatée et une discussion axée sur la classification des différents types d'environnements diagénétiques. L'objectif est de rappeler les concepts et les travaux de recherche effectués sur le développement des systèmes sédimentaires carbonatés en contexte de plateforme durant le Crétacé Supérieur : faciès, environnements de dépôt, modèles sédimentaires associés et diagenèse affectant les sédiments. Il s'agit plus particulièrement de focaliser la synthèse sur la plateforme apulienne et de Kruja. Cela permettra de mieux comprendre l'impact sur l'hétérogénéité des systèmes réservoirs en contexte de plateforme et sur les propriétés réservoirs.

1. ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT DES CARBONATES: PLATEFORMES CARBONATÉES

Avant de nous plonger dans les environnements et les processus diagénétiques les plus courants dans les sédiments carbonatés, nous devons d'abord faire la lumière sur ce qu'est une plateforme carbonatée. Le terme « plateforme carbonatée » est un terme général utilisé pour décrire les sédiments carbonatés développés dans un contexte géotectonique particulier ainsi que pour toute surface de dépôt sur laquelle sont déposés des faciès carbonatés en eau peu profonde (Tucker, 1990; Bosence, 2005; Read, 1982 ; Read, 1985). Généralement, les plates–formes carbonatées s'étendent de plusieurs à des centaines de kilomètres de large et peuvent avoir plusieurs kilomètres d'épaisseur (Schlager, 2005).

Les premières plateformes carbonatées, constituées principalement par des stromatolithes, datent du Précambrien (Flügel, 2004). Les rudistes sont à l'origine d'autres plateformes. Ils ont formé des structures récifales à partir du Crétacé Supérieur quand les conditions de température et d'oxygène étaient très favorables (Flügel, 2004).

Les plateformes carbonatées modernes existent dans les environnements tropicaux et tempérés. Les plateformes carbonatées tropicales se développent aujourd'hui entre les latitudes 30 ° nord et 30 ° sud de l'équateur, car les organismes qui construisent les plateformes tropicales ont besoin de mers chaudes (> 20 ° C), claires et peu profondes pour leur développement. Les Bahama Banks, la Belize Barrier Reef, la Yucatan Peninsular, la Great Barrier Reef, les Maldives et les Pacific Atolls (Hine, 1983; Schlager, 2005) sont des exemples de plateformes tropicales modernes.

Les plateformes carbonatées peuvent également se former dans les latitudes tempérées (au–dessus de 30 ° au nord et 30 ° au sud de l'équateur) dans des eaux plus froides à faible apport silicoclastique, comme par exemple en Bretagne nord (France), au Spitzberg, dans le nord–ouest de la mer de Barents, dans l'océan arctique et au sud–est de l'Australie.

1.1. Plateformes carbonatées: classification, types et facteurs de contrôle

La classification des plateformes carbonatées n'est pas seulement un sujet académique. Elle est fondamentale pour l'interprétation stratigraphique des séquences, et en particulier pour l'analyse à haute résolution de l'évolution spatiale / temporelle des accumulations de sédiments carbonatés. Cette classification a aussi de grandes dimensions économiques. La distinction entre les différents types de plateformes carbonatées devient particulièrement significative pour les programmes d'exploration et de développement d'hydrocarbures, pour interpréter par exemple les données sismiques, ou pour proposer des modèles de réservoirs carbonatés (Loucks et al., 1996; Pomar, 2001).

L'analyse génétique des plateformes carbonatées a un plus grand intérêt pour prédire les propriétés physiques des roches que les modèles descriptifs, car elle permet de déterminer plus précisément les caractéristiques clés et les faciès associés. Les approches génétiques fournissent des informations sur les facteurs qui doivent être identifiés dans la production d'un modèle génétique et sont essentielles pour prédire avec précision les distributions des propriétés réservoirs dans les carbonates (Pomar, 2001).

1.1.1. Conditions et facteurs affectant le développement des plateformes carbonatées

Comprendre les différents facteurs qui contrôlent le développement d’une plateforme carbonatée au cours du temps a un intérêt croissant pour la recherche appliquée, car de nombreuses anciennes plateformes carbonatées abritent d'importantes réserves d'hydrocarbures (Sattler et al., 2009). La distinction entre les différents types de plateformes carbonatées est significative pour l'exploration et le développement d'hydrocarbures, car les éléments prédictifs des modèles stratigraphiques de faciès et de séquence varient selon les types de plateformes (Williams et al., 2011).

De nombreux facteurs fondamentaux peuvent être reconnus en fonction de leur influence sur le développement de la plateforme carbonatée (Figure I.23) :

1.1.1.1. Biologie des organismes

La plupart des sédiments carbonatés sont produits biologiquement ou par médiation biochimique. La composition chimique et minérale des roches reflète donc, au moins en partie, la composition chimique et minérale des matières premières (les organismes).

La matière composant les roches carbonatées peut être sous quatre formes: i) grains carbonatés formés par précipitation directe ou par médiation biologique (par exemple des ooïdes et de la boue carbonatée); ii) les bioclastes, les coquilles, les spicules d'invertébrés, de microbes et d'algues qui vivent dans les eaux peu profondes et profondes; iii) les péloïdes, généralement des matières fécales agglutinées ou cimentées ou des grains diagénétiquement modifiés; iv) les lithoclastes. Les squelettes des organismes et les précipitations périphériques éventuelles sont particulièrement importants car ils produisent rapidement d'énormes quantités de sédiments. Ces organismes sont principalement des algues vertes ou rouges, des invertébrés tels que des coraux et des rudistes et des foraminifères (James and Kendall, 1992).

1.1.1.2. Climat

Les sédiments les plus sensibles aux changements climatiques sont les évaporites qui précipitent dans des températures élevées (James and Kendall, 1992). Le climat contrôle la quantité et le taux d'évaporation ou de précipitations, et donc la composition de l'eau de mer, sur les plateformes (James and Kendall, 1992). De plus, le climat contrôle la fréquence des «tempêtes» dans l'océan et donc les périodes de haute énergie qui affecte par la suite le type et la granulométrie des sédiments et la fréquence des séquences sédimentaires.

Les changements climatiques ont aussi un impact sur la vitesse à laquelle les sédiments silicoclastiques sont livrés à une plateforme ou à un bassin par des processus fluviaux. Cela a un impact direct sur le développement des carbonates par diminution de la transparence de l'eau. Ainsi, la réduction de la luminosité réduit la sédimentation des carbonates (James and Kendall, 1992).

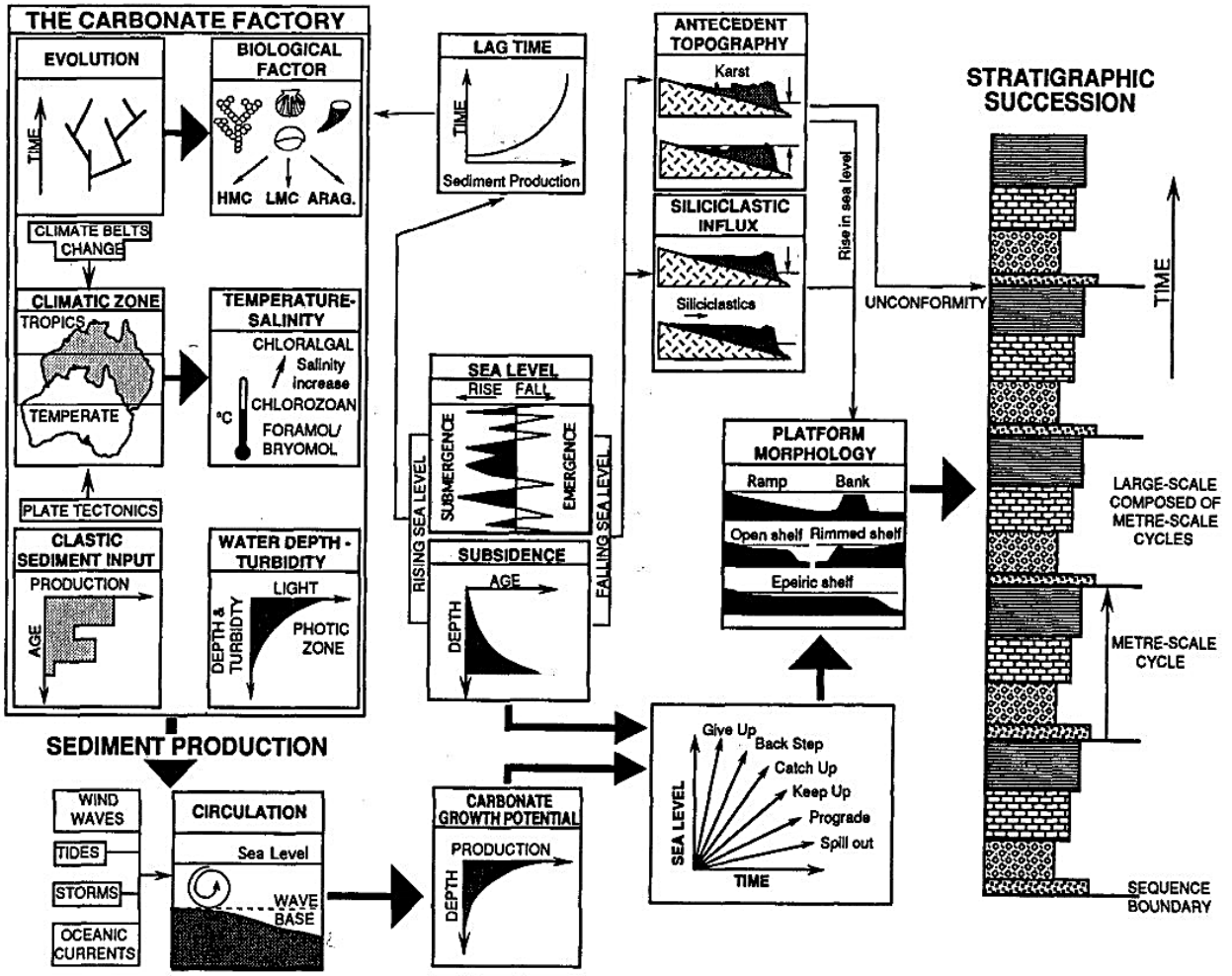


Figure I.23: Schéma résumant les principaux facteurs qui contrôlent la formation des sédiments carbonatés en contexte de plateformes, d'après Jones and Desrochers (1992).

1.1.1.3. La température de l'eau

Les carbonates sont principalement produits dans des eaux chaudes. La zone où la production des carbonates est favorable est sur environ 70 m de profondeur. C'est entre 10 et 20 m

de profondeur que la production de carbonate est la plus élevée du fait des conditions obtimales de la luminosité et de la température. Sur les plateformes modernes d'eau fraîche, cette zone dite photique est de moindre importance car les carbonates sont presque entièrement générés par des organismes non phototrophes; les seuls phototrophes importants sont les algues corallines (James and Kendall, 1992).

1.1.1.4. La lumière

Il existe une relation directe mais inverse entre la turbidité et la profondeur de l'eau d'une part et la possibilité de pénétration de la lumière d'autre part. Comme mentionné ci–dessus, la turbidité peut être affectée par des flux de sédiments silicoclastiques tel que les argiles (James and Kendall, 1992).

1.1.1.5. La circulation de l'eau

Les carbonates à grains fins peuvent être transportés de l'endroit où ils se forment vers des environnements plus calmes ou plus profonds. En revanche, les plateformes peu profondes disposant d'une barrière les séparant des eaux plus profondes et montrent généralement des circulations plus faibles. Le transport des sédiments à grains fins est donc réduit (James and Kendall, 1992).

1.1.1.6. L'oxygène

L'oxygène est un élément essentiel pour la croissance des invertébrés squelettiques : toute diminution des valeurs d'oxygène dissous réduit la diversité puis l'abondance de ces organismes et donc la production des carbonates. De nombreux facteurs affectent le pourcentage d'oxygène dissous dans l'eau. Certains facteurs sont liés aux fluctuations climatiques associées à une période spécifique telle que les périodes glaciaires. D'autres facteurs ont une relation directe avec l'emplacement de formation de ces carbonates, comme la profondeur de l'eau et sa température (James and Kendall, 1992).

1.1.1.7. La salinité

Une salinité excessive a un rôle destructeur sur les organismes producteurs des carbonates. La plupart des activités organiques diminuent avec l'augmentation de la salinité jusqu'à ce qu'elles soient complètement absentes avec une salinité supérieure à 40 %. Cependant, les algues continuent à produire des sédiments pendant un certain temps. En revanche, la quantité de carbonates générée par précipitation directe augmente avec l'augmentation de la salinité. Et les sédiments se dégradent insensiblement en carbonates évaporitiques ayant une texture cristalline telle la dolomite, l'évaporite et l'halite (James and Kendall, 1992).

1.1.1.8. La tectonique

Le rôle de la tectonique dans l'évolution des plateformes carbonatées est mis en évidence par Hine and Mullins (1983). Ils ont identifié quatre types de rupture de pente dans les marges carbonatées modernes. Ils ont mis en évidence le contrôle exercé par la tectonique, la topographie, l'énergie et les changements du niveau marin dans le contrôle des profils de dépôt et la distribution verticale et latérale des faciès.

La relation entre le type de marge continentale, passif ou convergent, et son effet sur le développement de la plateforme carbonatée associée a d'abord été discutée par Read (1982, 1985). L'un des facteurs les plus importants impactant la classification des plateformes carbonatées est de savoir si elles sont liées ou non à une marge continentale. Tectoniquement, les plateformes carbonatées peuvent être isolées ou détachées des marges continentales et entourées par des eaux profondes. L'attachement ou le détachement dépend probablement de facteurs externes tels que la topographie antérieure et le cadre tectonique (Pomar, 2001).

1.1.1.9. L'eustasie

L'eustasie est associée au climat comme pendant les périodes glaciaires, ou à des activités tectoniques au niveau local, ou à la géodynamiquement à un niveau régional comme avec le

mouvement des plaques tectoniques. Généralement, l'accumulation et la production de carbonates sont des facteurs interdépendants. Cependant, les changements du niveau marin jouent un rôle dans la détermination des types de grains, des faciès, des séquences de dépôt et de certains éléments des marges de la plateforme, mais pas nécessairement les caractéristiques de la plateforme à plus grande échelle considérées dans la classification (Bosence, 2005).

Pendant les périodes où le niveau marin relatif est stable, la variabilité des profils de dépôt entre les plateformes carbonatées peut être considérée comme l'équilibre entre les différents types de sédiments produits, les lieux de production de sédiments et l'énergie hydraulique. La dispersion des sédiments dépend de l'interaction entre le type de sédiment (densité relative, taille et forme des grains) et l'énergie hydraulique sur les lieux de production. Cependant, la dispersion des sédiments est également fréquemment modifiée par des processus biologiques et des cimentations. Par exemple, si le niveau marin augmente, un lagon peut se développer pour fournir un espace d'accumulation sur la plateforme derrière un récif (Pomar, 2001).

La réponse d'une plateforme carbonatée à une élévation relative rapide du niveau de la mer suite à une période d'émersion se déroule souvent en trois phases (Neumann and Mac Intyre, 1985): i) une phase de démarrage dite « start–up » lorsque l'accumulation de carbonate est en retard par rapport à l'élévation du niveau marin; ii) une phase de rattrapage dite « catch–up » lorsque l'accumulation dépasse le taux d'élévation du niveau marin et que la plateforme monte jusqu'au niveau de la mer ; et iii) une phase de maintien dite « keep–up » lorsque l'accumulation correspond étroitement au taux d'élévation du niveau de la mer et que la crête de la plateforme reste au niveau de la mer ou très proche de celui–ci (Kendall and Schlager, 1981).

1.1.1.10. Profil de dépôt

En plus de tous les facteurs précédents, l'un des facteurs les plus importants, si ce n'est pas le plus important, c'est le lieu d'accumulation des dépôts ou position sur le profil de dépôts. Le profil de dépôts dépend du type et de la quantité de sédiments carbonatés produits, des lieux de production, du régime hydraulique et de l'énergie. Dans les systèmes carbonatés, le profil de dépôt

se développe en réponse au flux de sédiments, qui dépend du taux des sédiments, de l'énergie hydraulique et de la mobilité des sédiments (granulométrie et densité), et de l'espace disponible pour l'accumulation de sédiments. L'accumulation de sédiments dépend: (i) du niveau de base (un équilibre dynamique entre l'énergie hydraulique et l'apport de sédiments); (ii) de la topographie (morphologie de la plateforme); et (iii) des changements relatifs du niveau marin (James and Kendall, 1992 ; Pomar, 2001).

La subsidence aussi a un impact important sur le développement des plateformes carbonatées. Par exemple, une baisse du niveau marin relatif peut entraîner l'émergence du sommet de la plateforme au–dessus du niveau de la mer, arrêtant la production de carbonates et provoquant souvent une érosion et une karstification de la surface. De tels événements peuvent contrôler ou influencer la morphologie ultérieure de la plateforme lors d'une élévation relative ultérieure du niveau de la mer, car de nouveaux carbonates s'accumulent sur la topographie initiale.

1.1.2. Types de plateforme carbonatée

L'une des premières classifications des plateformes carbonatées est celle suggérée par Tucker et al. (1990). Elle est basée sur la distinction de deux types principaux de plateformes en fonction de leur morphologie. Le premier type est relatif aux plateformes ouvertes sans structure récifale, tandis que le deuxième type montre des reliefs constitués de récifs biologiques délimitant la partie externe de la plateforme du bassin.

L'une des classifications modernes les plus utilisées des plateformes carbonatées est celle suggérée par Pomar (2001) (Figure I.24). Elle se base sur plusieurs facteurs dépendant en général des caractéristiques physiographiques / morphologiques telles que le profil de dépôt, la taille et l'attachement à la marge continentale, ou le détachement et l'absence d'une marge continentale comme dans le cas des plateformes isolées. Néanmoins, aucun facteur génétique n'est pris en compte dans cette classification bien que les plateformes carbonatées soient contraintes par le

climat, la morphologie, la largeur, la circulation et l'orientation de la marge continentale. En fonction de ces facteurs, Pomar (2001) a divisé les plateformes carbonatées en plusieurs types : (i) rampes carbonatées, qui peuvent être divisées en deux subdivisions : 1) homoclinales; et 2) rampes à rupture de pente distale. Les rampes homoclinales sont des systèmes à faible gradient (typiquement, gradient <1 °) qui s'inclinent doucement des profondeurs intertidales vers le bassin, sans pente et rupture de pente associée (Read, 1998, Pomar, 2001) ; (ii) plateformes à sommet plat avec barrière récifale ; (iii) plateformes à sommet plat sans barrière récifale.

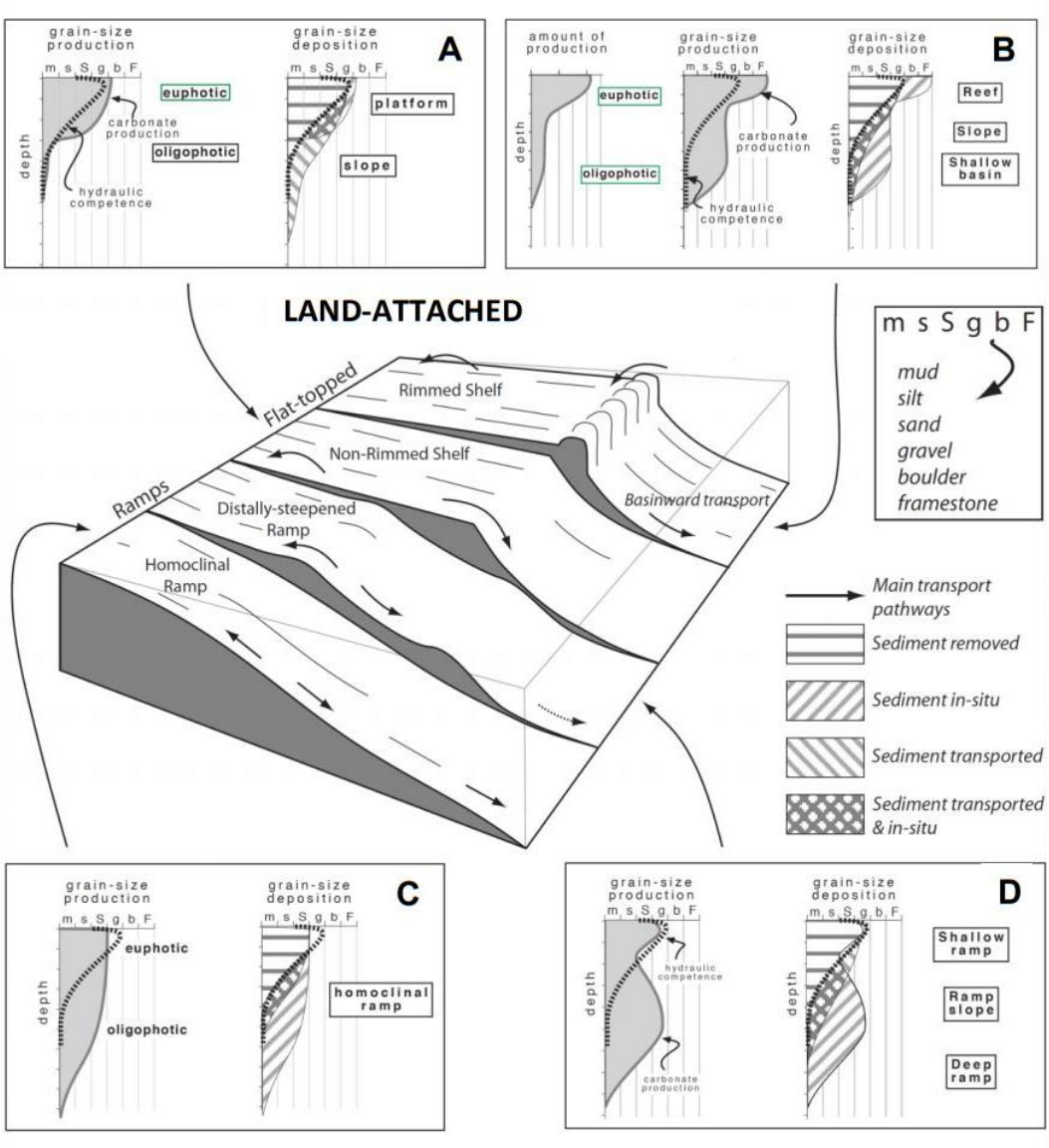


Figure I.24 : Principaux types de plateforme carbonatée et de ceintures de faciès parmi le spectre des profils de dépôt proposés par Pomar (2001), et modifié par Winterbottom (2014).

Bien que la classification de Pomar (2001) semble consciente de nombreux facteurs et capable de décrire la morphologie de la marge de la plateforme à tout moment, elle ignore néanmoins le rôle de l'un des éléments d'influence les plus importants dans développement de la plateforme qui est la tectonique, et par conséquent, cette classification est moins efficace pour la caractérisation stratigraphique des plateformes.

Une classification plus spécifique des plateformes carbonatées est proposée par Bosence (2005). En utilisant des données issues de plateformes carbonatées cénozoïques provenant de différents contextes tectoniques afin de comprendre l'effet de la tectonique sur l'évolution des plateformes.

Bosence (2005) suggère que la morphologie globale, l'extension et l'évolution stratigraphique d'une plateforme carbonatée sont principalement contrôlées par son contexte tectonique. Bien évidemment que le climat, les changements du niveau marin relatif, la chimie des océans et l'évolution biologique (Pomar, 2001) jouent aussi un rôle important mais ce rôle est limité localement dans la détermination des types de grains, des faciès, des séquences de dépôt et de certains éléments des marges de la plateforme, mais pas nécessairement les caractéristiques à plus grande échelle considérées dans cette nouvelle classification (Bosence, 2005). Dans sa classification, Bosence (2005) a identifié huit principaux types de plateformes carbonatées reconnues et caractérisées en fonction de leur contexte tectonique.

La classification des plateformes fournit également des informations précieuses sur l'évolution des bassins. En effet, les plateformes carbonatées abritent des informations sur les paléoenvironnements, les changements du niveau marin et sont des enregistreurs sensibles de l'environnement tectonique (Bosence, 2005). L'importance de comprendre le type et le développement de la plateforme carbonatée réside dans le fait qu'elle donne également des informations complémentaires sur le bassin sédimentaire qui lui est relié car elle est la source la plus importante des sédiments qui y sont déposés. Par exemple, dans notre étude, il n'est pas possible de comprendre le développement tectono–sédimentaire du bassin ionien sans une étude

détaillée de l'évolution tectono–sédimentaire des deux plateformes carbonatées voisines, qui sont les principales sources de sédiments carbonatés gravitaires redéposés sur la pente et dans le bassin.

1.2. Travaux réalisés sur les plateformes carbonatées du Crétacé Supérieur péri-adriatiques

Les plates-formes carbonatées du Crétacé ont toujours suscité l'intérêt de nombreux chercheurs en raison de leur importance dans la compréhension des changements climatiques au cours de cette période et de l'impact de ces changements sur l'évolution des dépôts sédimentaires. La période du Crétacé Supérieur est connue comme la période maximale d'inondation du niveau marin relatif (Hardenbol et al., 1998). Ceci a permis le développement de grandes plateformes carbonatées tropicales peu profondes dans la région péri-adriatique. A cette période, les bonnes conditions de température étaient favorables pour le développement des rudistes ce qui a permis le développement de plusieurs plateformes carbonatées à rudistes dans la région péri-adriatique.

De nombreuses études ont abordé l'évolution sédimentaire du Crétacé Supérieur de la plateforme Apulienne en Italie (Bosellini et al., 1999; Borgomano, 2000; Graziano, 2001; Spalluto and Caffau, 2010). Les successions stratigraphiques de carbonates peu profonds du Crétacé Supérieur dans la région de Gargano et des Murges ont aussi fait l'objet d'étude (Luperto-Sinni and Masse, 1986; Borgomano, 1987; Luperto-Sinni and Borgomano, 1989; Pieri et al., 2010).

Les carbonates néritiques peu profonds de la plateforme carbonatées du Crétacé Supérieur de Kruja ont fait aussi l'objet d'études biostratigraphiques approfondies (Heba and Prichonnet, 2006, 2009; Heba, 2008; Heba et al, 2009) qui mettent en évidence plusieurs lacunes sédimentaires sur les coupes étudiées. Ces lacunes sédimentaires ont été identifiées à la base du Cénomanien, du Santonien Supérieur, du Maastrichtien Inférieur et enfin de la base du Danien (Heba and Prichonnet, 2009). Ces discontinuités sédimentaires ont été interprétées comme étant dues à la morphologie en horst et graben, notamment guidée par des mouvements décrochants dans la zone au Santonien Supérieur (Heba and Prichonnet, 2009).

Les séries carbonatées du Crétacé Supérieur de la plateforme carbonatées Apulienne ont été analysées d'un point de vue sédimentologique par Le Goff (2015). L'analyse d'une succession de 1 220 mètres d'épaisseur de carbonates néritiques du Crétacé Supérieur dans la zone de de Llogara dans le sud de l'Albanie a montré que ces dépôts reflètent des conditions spécifiques allant de l'intertidale au subtidale. Les faciès forment des paraséquences à petite échelle attestant une cyclicité haute fréquence / faible amplitude caractéristique des fluctuations relatives du niveau marin (Le Goff, 2015).

1.3. Travaux réalisés sur les sédiments gravitaires carbonatés de pente et de Bassin Ionien du Crétacé Supérieur

Plusieurs études ont été effectuées sur les dépôts gravitaires du Bassin Ionien en Albanie (par exemple : Meço et al, 2000; Robertson and Shallo, 2000 ; Dewever et al, 2007; Rubert et al, 2012; Le Goff et al, 2015; Le Goff et al, 2018).

Dewever et al., (2007) ont réalisé une étude pétrographique détaillée sur les dépôts calciturbiditiques de la structure anticlinale de Kremenara qui a montré que les différences sédimentologiques et les processus de dissolution/précipitation éogénétiques ont un impact important sur la distribution de la porosité dans les turbidites carbonatées du bassin ionien.

Une étude a été réalisée par Vilasi (2009) sur la structure anticlinale de Kremenara, qui vise (i) à comprendre les mécanismes et la chronologie de la fracturation et de l'écoulement des fluides au cours de l'évolution des Albanides ; (ii) à comprendre les processus qui contrôlent la porosité et la perméabilité. Ces travaux ont été réalisées sur des fractures cimentées dans les carbonates d'eau profonde du Crétacé Supérieur à l'Éocène sur trois zones en Albanie.

Une autre étude réalisée par Rubert (2012) sur les carbonates du Crétacé Supérieur en Albanie, les a décrit comme des calcaires bréchifiés et, plus récemment, comme des calciturbidites. L'étude sédimentologique de trois affleurements (Piluri, Vanister et Muzina) a permis de définir

différentes lithologies allant de séquences turbiditiques de base énergie jusqu'aux séquences turbiditiques à haute énergie, intercalées avec des dépôts de débris flow et des slumps.

Les dépôts gravitaires dans la partie ouest du Bassin Ionien ont fait l'objet d'une étude sédimentologique approfondie dans sept localités en Albanie par Le Goff (2015). Cette étude a révélé une forte influence de la tectonique sur la marge Apulienne provoquant une alimentation en sédiments vers le bassin. La période campanienne-maastrichtienne indique un changement majeur dans les processus de resédimentation avec des évènements de slump révélant l'instabilité de la marge durant cette période (Le Goff, 2015).

2. DIAGENÈSE DES SYSTÈME CARBONATÉS

Comme mentionné dans l'introduction, les concepts de développement de la diagenèse dans les sédiments silicoclastiques sont différents de ceux de la diagenèse carbonatée. L'impact de la diagenèse d'enfouissement sur les sédiments silicoclastiques a l'air moins sévères et son rôle est de déplacer des assemblages initialement incompatibles de minéraux en grande partie silicatés vers un état de plus grand équilibre avec leurs conditions d'enfouissement, de pression, de température et de compositions du fluide interstitiel (Boggs, 2009). Ces processus peuvent donc produire des changements importants dans la composition minérale, mais ils ne peuvent pas entraîner une altération ou un remplacement complet et généralisé des assemblages minéraux de départ.

En revanche, les sédiments carbonatés peuvent subir des changements radicaux modifiant complétement leur texture et leur composition chimique et minérale. Ces changements impliquent la calcitisation, la recristallisation et le remplacement des minéraux instables tel l'aragonite. Par exemple, une matrice initialement aragonitique peut se transformer entièrement en calcite (micrite) aux premiers stades de la diagenèse et de l'enfouissement (Boggs, 2009). À son tour, la calcite peut éventuellement être remplacée complètement ou partiellement par de la dolomite pendant la plupart des phases diagénétiques, depuis la diagenèse précoce près de la surface de dépôts et ce jusqu'à la diagenèse tardive.

En outre, la diagenèse des carbonates peut produire des changements fondamentaux de porosité induits par les processus de dissolution et de cimentation. La porosité est augmentée par les processus de dissolution et réduite par le compactage et la cimentation. Ces processus diagénétiques peuvent se produire même dans un système fermé à l'intérieur des pores du fait de l'interaction entre l'eau des pores et la roche, ce qui complique la compréhension de la séquence diagénétique.

En raison de la sensibilité marquée des sédiments carbonatés à l'altération diagénétique, une attention particulière doit être portée à l'étude des roches carbonatées pour reconnaître et identifier les caractéristiques d'origine diagénétique. À moins que les caractéristiques diagénétiques ne soient différenciées des caractéristiques de dépôt, la validité des interprétations génétiques peut être gravement compromise.

2.1. Les minéraux carbonatés les plus courants

Les sédiments carbonatés de plateforme peu profonde sont minéralogiquement dominés par l'aragonite, suivie des calcites riches en magnésium (> 4 mol%) (Morse, 2003). La calcite à faible teneur en magnésium est généralement un composant mineur dans ces sédiments et caractérise généralement les carbonates des eaux profondes (Morse, 2003). Les calcites à haute teneur en magnésium sont des composants communs dans les carbonates marins peu profonds. Ils sont principalement dérivés des squelettes d'organismes, tels que les foraminifères benthiques, et aussi par précipitation directe de ciments marins. Leur solubilité est fortement influencée par leur teneur en magnésium (Morse, 2003).

La dolomite est l'un des minéraux carbonatés les plus abondants. Sauf qu’elle se produit uniquement dans des environnements particuliers dont les conditions seront discutées ultérieurement. La dolomie est rarement trouvée dans les sédiments modernes car cela nécessite une salinité exceptionnellement élevée.

2.2. Environnements diagénétiques dans les carbonates

Le sujet de la thèse étant lié aux carbonates marins, les environnements diagénétiques liés aux carbonates non marins ne seront donc pas abordés. Plusieurs environnements diagénétiques sont responsables de la particularité de la diagenèse carbonatée (Moore, 1989) (Figures: I.25; I.26):

2.2.1. Diagenèse dans la zone phréatique marine

Dans cette zone, les pores des sédiments sont remplis d'eaux qui étaient à l'origine des eaux marines. Cependant, la composition des eaux à pores profonds est généralement différente de celle des eaux marines en raison des modifications d'enfouissement et la réaction entre l'eau des pores et la roche. Dans cette zone les processus mésogénétiques sont les plus actifs (Choquette and Pray, 1970). Cet environnement a peu de potentiel pour la formation de porosité secondaire par dissolution, à l'exception du milieu marin profond où les eaux de surface deviennent progressivement sous-saturées avec la profondeur (Moore, 1989).

2.2.2. Diagenèse dans la zone marine peu profonde – près de la surface

Cet environnement diagénétique comprend la zone près de la surface, c'est–à–dire la zone éogénétique de Choquette and Pray (1970). Il est principalement caractérisé par des eaux marines de salinité normale, bien que des eaux hypersalines soient présentes dans les environnements évaporitiques comme dans les lagunes. Des eaux mixtes marines–météoriques peuvent également être présentes au niveau de la ligne de rivage et dans le sous–sol peu profond à l'interface de la zone de mélange entre le domaine marin et le domaine météorique. En raison de l'interaction roche-

eau, les fluides dans les pores deviennent sursaturés par rapport à la plupart des minéraux stables comme la calcite et la dolomite (Choquette and James, 1987).

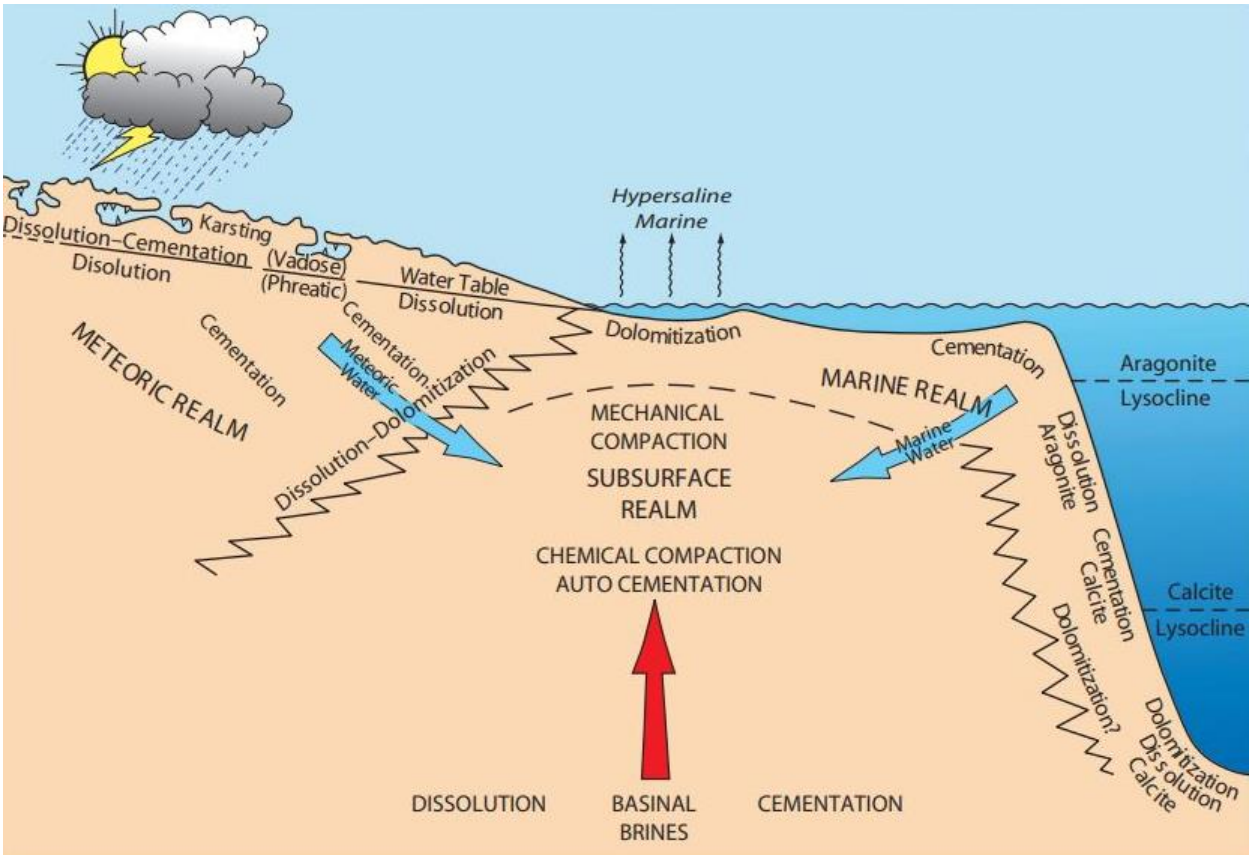


Figure I.25: Diagramme schématique illustrant les trois principaux environnements dans lesquels la modification et l'évolution de la porosité diagénétique se produisent, d'après Moore (1989).

2.2.3. Diagenèse dans la zone météorique

Ce contexte est caractérisé par la présence d'eau météorique. Cet environnement comprend deux zones principales: (i) la zone vadose non saturée au–dessus de la nappe phréatique et (ii) la zone phréatique, ou zone saturée, sous la nappe phréatique. Il peut également inclure une zone intermédiaire mixte d'eau de mer et d'eau météorique. La diagenèse météorique devient active, au moins pendant une courte période, lors de la baisse du niveau marin relatif ou lors du soulèvement.

Ainsi, le régime météorique peut inclure à la fois les zones de l'éogénèse et la télogénèse de Choquette and Pray (1970).

L'environnement météorique est caractérisé par la présence des surfaces d'exposition avec des conditions subaériennes (Moore, 1989). L'environnement météorique a donc un potentiel élevé de génération de porosité secondaire par dissolution car les fluides météoriques sont sous-saturés par rapport aux minéraux non stables tels l'aragonite et la calcite magnésienne, ainsi que le potentiel de destruction de la porosité par cimentation passive (Moore, 1989).

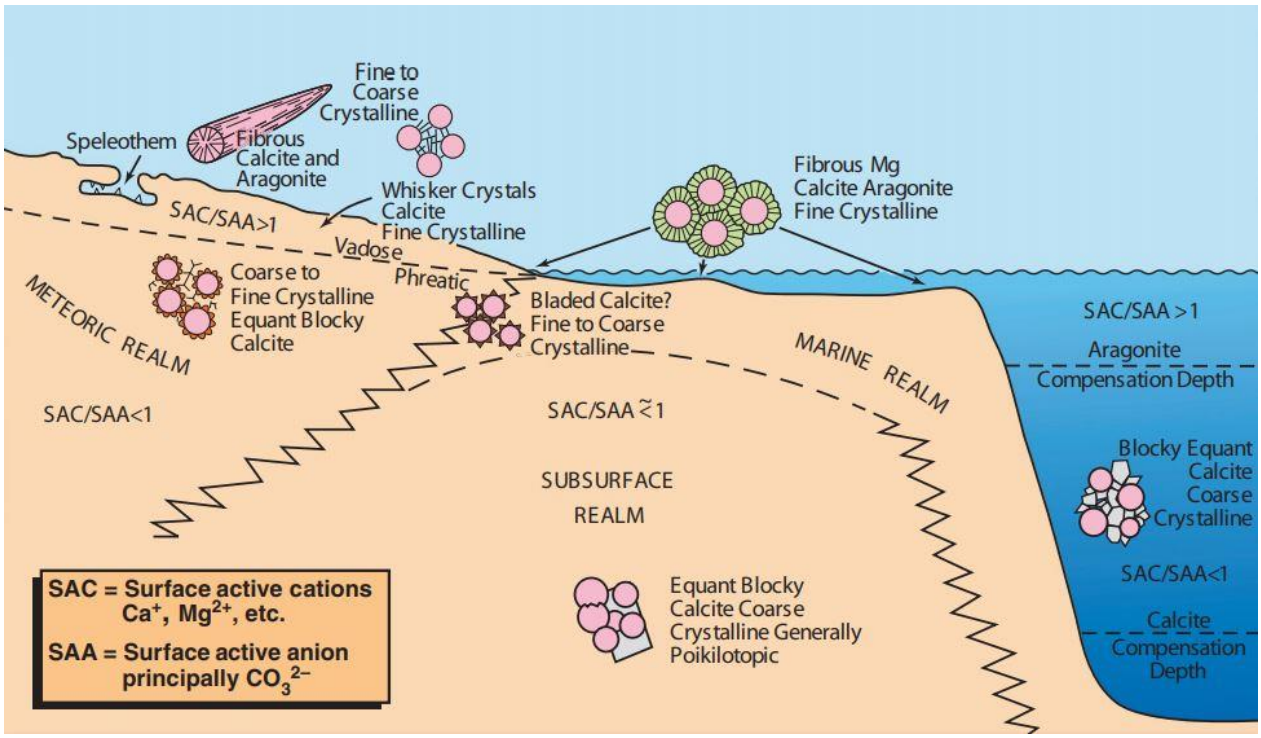


Figure I.26: Les environnements diagénétiques et les principaux processus de transformations bio-physico-chimiques qui s'y produisent, d'après Moore (1989).

3. LA DOLOMITISATION

La dolomite est un minéral très commun dans les carbonates d'eau peu profonde et a été décrite par plusieurs auteurs tout au long de l'enregistrement géologique (Sibley and Gregg, 1987; Moore, 1989; Goldhammer et al, 1990; Montañez and Read, 1992; Yoo and Lee, 1998; Bosence et al, 2000; Dehler et al, 2001). L'importance de comprendre l'origine et les processus de dolomitisation est dû au fait que la présence de la dolomie joue grandement sur les propriétés réservoirs telles la porosité et la perméabilité. Par ailleurs, les processus de dolomitisation et leur chronologie jouent souvent un rôle clé dans la compréhension du développement des plateformes carbonatées en donnant des indications sur leurs environnements de dépôt. De plus, les corps de dolomite habituellement stratiformes peuvent avoir des implications économiques lors de la formation de réservoirs d'hydrocarbures (Swart et al, 2005; Borkhataria et al, 2006).

La dolomite est l'un des minéraux carbonatés les plus abondants. Malgré de nombreuses études, son mode de formation est mal connu et ses conditions de précipitation sont moins claires que pour la plupart des autres minéraux carbonatés. La raison principale en est que sa formation est cinétiquement entravée par sa structure bien ordonnée (Land, 1985).

3.1. Classification des textures dolomitiques

La dolomite peut être divisée en deux catégories de plusieurs types de textures, en fonction des distributions de la taille et de la forme de ses cristaux (Figure I.27) (Sibley and Gregg, 1987). Ainsi, les distributions de taille des cristaux sont unimodales ou polymodales et les contacts entre les cristaux sont décrits comme réguliers (planaire) ou irréguliers (non planaire). Les cristaux de dolomite planaires ont des bordures droites. Les cristaux de dolomite non planaires ont des bordures courbes, lobées, dentelées, indistinctes ou autrement irrégulières. Ils présentent généralement une extinction ondulante (Sibley and Gregg, 1987; Gregg, 1987).

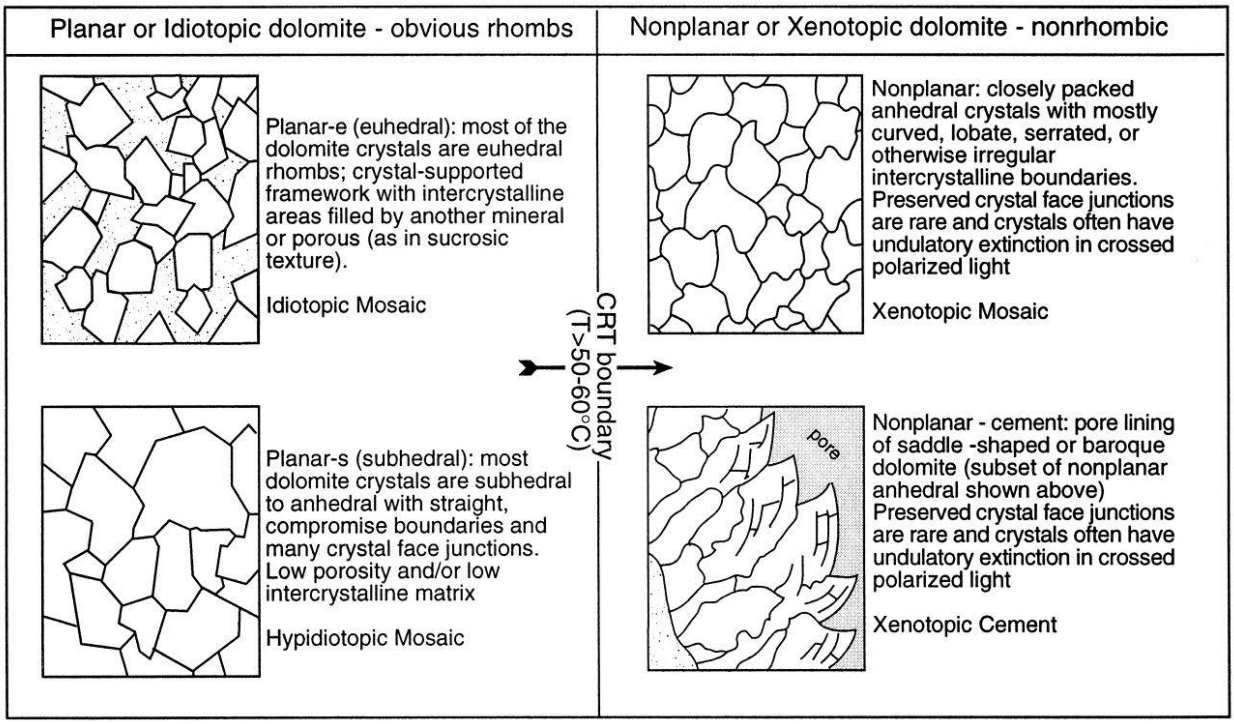


Figure I.27 : Illustration des différents types de texture dolomitique, d'après Sibley and Gregg (1987).

3.2. Principaux environnements et modèles de dolomitisation

3.2.1. Dolomite de style Sabkha

Ce type de dolomite est formé sur les tidal flats pendant les périodes de tempêtes et les hautes marées de printemps qui chassent l'eau de mer du lagon vers le plat du sabkha, tandis que les eaux souterraines continentales et le ruissellement des tempêtes déplacent les eaux terrestres vers le côté terrestre du sabkha. Au fur et à mesure que les eaux de surface percolent dans les sédiments et commencent à s'infiltrer vers la mer, de l'eau interstitielle s'échappe dans l'atmosphère par évaporation capillaire. Ce faisant, l'eau interstitielle restante se concentre au point où elle dépose de l'aragonite et de l'anhydrite ou du gypse. La précipitation de ces minéraux élimine le calcium de la solution interstitielle et augmente ainsi le rapport Mg/Ca favorisant la précipitation de la dolomie ou la dolomitisation (Warren, 2000).

3.2.2. Dolomite de l'eau de mer

Il s'agit d'un mécanisme de pompe qui déplace de grands volumes d'eau de mer à travers les sédiments carbonatés. Par la suite, la dolomite précipite sous forme de ciment marin directement à partir de pores remplis d'eau de mer complètement non modifiée, il suffit de disposer de suffisamment de temps pour que se développent les cristaux primaires (Land, 1985; Warren, 2000).

3.2.3. Dolomite d'enfouissement peu profond

Ce sont des dolomites produites par des reflux qui se forment lorsque les saumures hypersalines deviennent finalement assez lourdes pour déplacer les eaux hypersalines et s'infiltrent lentement vers le bas à travers les carbonates légèrement perméables au fond de la lagune. De cette manière, de grands volumes de saumure riche en Mg circulent à travers les calcaires de plateforme précédemment déposés et de la dolomite précipite à la fois dans les pores mais aussi comme phases de remplacement des carbonates (Land, 1985; Warren, 2000).

3.2.4. Dolomite hydrothermale

Ces dolomites sont liées à la circulation des fluides du bassin qui se réchauffent. Pendant la circulation hydrothermale, leur flottabilité augmente et elles montent vers le haut et vers l'extérieur le long des failles ou d'autres chemins de perméabilité. Les eaux du bassin à forte circulation ne deviennent hydrothermales et donc capables de précipiter de la dolomite que lorsqu'elles sont transmises vers le haut dans les parties plus froides et moins profondes du bassin (Hardie, 1991; Warren, 2000).

II. CHAPITRE 2: MÉTHODES ET OUTILS UTILISÉS DANS CETTE ÉTUDE

Ce chapitre présente les outils d'investigation, les types de données acquises et le protocole suivi pour l'analyse des données utilisées au cours de ce travail, en particulier celles qui sont appliquées pour le développement des thèmes décrits en chapitres 3, 4 et 5. Étant donné que l'étude de terrain est la base de tout travail de recherche dans le domaine de la géologie, ce chapitre explique d'abord le mécanisme utilisé pour sélectionner les échantillons et les classifications qui ont été utilisés pour faire la description faciologique ainsi que le levé de log sur le terrain. Il répertorie également le type de calage biostratigraphique utilisé pour dater précisément les séries stratigraphiques étudiées. Il détaille aussi les différentes méthodes pétrographiques, géochimiques, minéralogiques et pétrophysiques utilisées, en précisant le type de matériels utilisés ainsi que le type d'échantillons analysés.

L'objectif de cette recherche est d'analyser les séries sédimentaires du Crétacé Supérieur en Albanie en se basant sur des études biostratigraphiques et sédimentologiques telle que les études réalisée par Heba and Prichonnet (2006) et Le Goff (2015), ainsi que sur une nouvelle interprétation paléogéographique des éléments obtenus. Ce travail comprend ainsi la collecte des données sur le terrain, des levés de logs sédimentologiques, des panoramas photographiques, de l'échantillonnage, du traitement des données en laboratoire, la réalisation et l'étude des lames–minces, des corrélations de coupes, etc.

Dans le but de couvrir toutes les successions carbonatées du Crétacé Supérieur en Albanie, les faciès sédimentaires ont été analysés selon une approche pluridisciplinaire, à la fois de terrain et de laboratoire. Quatre missions de terrain d'une quinzaine de jours ont été réalisées dans le centre et le sud de l'Albanie, ce qui nous a permis de parcourir plusieurs affleurements et de collecter un maximum d'observations de terrain et d'échantillons. Par ailleurs, le traitement des échantillons en laboratoire a fait l'objet de plusieurs méthodes, dont les principes sont introduits dans ce chapitre. Ces méthodes nous ont permis, en plus des observations macroscopiques et microscopiques, d'analyser les éléments diagénétiques et faciologiques, ainsi que les processus associés ayant affectés les propriétés réservoirs des séries carbonatés étudiées.

1. MÉTODES D'ÉTUDE DE TERRAIN

1.1. Choix des coupes stratigraphiques

Les analyses sédimentaire, diagénétique et l'évaluation des propriétés pétrophysiques de cette étude ont été réalisées à partir d'échantillons provenant principalement de trois différentes localités:

- *La coupe de Krujë–Dajt, plateforme carbonatée de Kruja. Latitude : 41°31'57 N ; longitude : 19°47'14 E*
- *La coupe de Çorovodë, plateforme carbonatée de Kruja. Latitude : 40°32'2 N ; longitude : 20°16'14 E*

- *La coupe de la structure anticlinale de Kremenara, Bassin Ionien. Latitude : 40°32'5 N ; longitude : 19°47'33 E*

Le choix des coupes stratigraphiques est d'une grande importance car il doit répondre à un ensemble de conditions : (i) que la coupe soit dans le Crétacé Supérieur de la plateforme ou du bassin associé ; (ii) que les successions stratigraphiques des coupes étudiées fournissent une séquence la plus complète possible de sédiments du Crétacé Supérieur, et sans structures tectoniques complexes qui peuvent provoquer un décalage dans la succession stratigraphique ; (iii) qu'il y ai un intérêt scientifique pour l'étude des réservoirs. Deux des trois coupes choisies (Krujë–Dajt et Kremenara) sont considérés comme de bons modèles d'analogue réservoir de terrain dans lesquels la migration pétrolière est encore active (Figure II.1). Ceci nous a permis d'étudier les facteurs contrôlant la qualité réservoir dans ces roches.

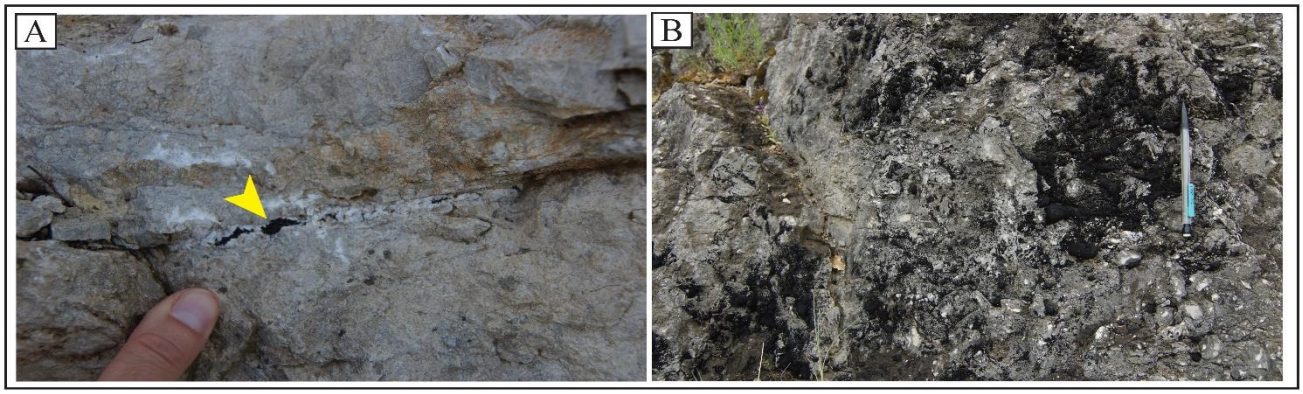


Figure II.1: Le pétrole s'infiltre dans la matrice et la porosité de fracture des carbonates du Crétacé Supérieur des affleurements de Kruje-Dajt (flèche jaune) (A) et Kremenara (B).

1.2. Levé de logs

Les travaux de terrain ont impliqué une description et une analyse détaillées des faciès, ainsi qu'une stratigraphie à haute résolution. La texture des affleurements est décrite en se basant sur la classification de Dunham (1962) avec des termes supplémentaires d'Embry and Klovan (1971) et de Wright (1992). Cette description lithologique a été réalisée en apportant une attention particulière à des critères tels que les figures sédimentaires, la taille des grains et la nature des éléments figurés.

Au total, 3 coupes ont été levées dont 2 dans la plateforme de Kruja (3 affleurements) et une dans le Bassin Ionien (structure anticlinale de Kremenara). L'analyse sédimentologique de faciès a été effectuée, d'une part, sur le terrain par la reconnaissance des structures et textures sédimentaires et, d'autre part, sur échantillons. 30 surfaces polies et 188 lames minces ont été observées respectivement macroscopiquement et microscopiquement afin de déterminer les milieux de dépôt. Cela permet aussi d'apporter des corrections sur les logs levés si la description des microfaciès sur le terrain n'était pas suffisamment précise.

Sur le terrain, l'épaisseur de chacune des coupes a été mesurée de manière classique à l'aide d'un mètre et d'un marquage effectué tous les dix mètres avec une cote associée, ce qui permet de se repérer dans la succession. Cette épaisseur a ensuite été corrigée en utilisant les points GPS pris régulièrement à chaque relevé sédimentaire et cela en les comparant et en mesurant l'épaisseur à l'aide d'images satellites. Une plus grande attention à l'effet du pendage des couches sur l'épaisseur réelle de ces couches a été prise en compte dans les corrections d'épaisseur par les images satellites.

Sur l'affleurement de Çorovodë (plateforme de Kruja), deux sections ont été exploitées à une distance d'environ 1000 m. L'épaisseur totale de la première section atteint 158 m le long d'un transect N – S. La deuxième section a une épaisseur totale de 30 m le long d'un transect NE – SO. Sur l'affleurement de Krujë–Dajt (plateforme de Kruja), au nord, environ 1 200 m de carbonates néritiques peu profonds du Crétacé Supérieur ont été levés le long d'un transect E – W. Sur l'affleurement de la structure anticlinale de Kremenara, situé à ~ 50 km à l'ouest de Çorovodë, une section de 400 m d'épaisseur a été levée dans les sédiments gravitaires (principalement calciturbidites et débris–flow) du Bassin Ionien.

Sur l'affleurement de Kremenara, les séquences sédimentaires des sédiments de bassin ont été distinguées en fonction de leurs structures sédimentaires et de leur granulométrie (calcilutite, calcarénite, calcirudite, débris–flow). Pour les structures sédimentaires, le modèle de classification des turbidites silicoclastiques de Bouma (1962) a été utilisé, avec les termes Ta à Tf. Ensuite, les faciès carbonatés resédimentés ont été interprétés selon la classification de Mutti (1992), qui a décrit trois groupes principaux de grès turbiditiques. Les faciès à grains très grossiers sont les dépôts F1 résultant de dépôts de débris–flow et les dépôts F2 – F3 résultant

d'écoulements hyperconcentrés. Les faciès à grains grossiers comprennent les sédiments F4, F5 et F6 résultant de courants de turbidité à haute densité. Les faciès F7, F8 et F9 à grains fins sont considérés comme le résultat de courants de turbidité de faible densité. Les microfaciès ont été interprétés selon la classification proposée par Embry and Klovan (1971) et Wright (1992).

1.3. Échantillonnage

L'échantillonnage dans cette étude est principalement basé sur des échantillons et des carottes prélevés sur le terrain et repartie sur les trois coupes d'étude. Dans les séries de carbonates néritiques peu profonds de la plateforme de Kruja, les échantillons utilisés dans l'étude biostratigraphique ont été prélevés dans les parties riches en foraminifères benthiques représentées par de faciès de wackestone à packstone à foraminifères benthiques. Par ailleurs, les échantillons ont été sélectionnés pour compléter les observations de terrain sur la description de leur texture, de leurs éléments diagénétiques (tels que la présence ou l'absence de dolomitisation) et aussi sur la description de la porosité. Une importance particulière a été accordée à la sélection des échantillons sur des séquences types représentatives afin qu'ils représentent l'essentiel de la diversité des faciès. Afin d'éviter toute surimpression météorique en cas d'échantillonnage superficiel, les carottes ont été prélevées sur le terrain à l'aide d'une carotteuse dont les diamètres de carottage sont de 3 cm et 10 cm.

Sur les dépôts gravitaires de bassin (coupe de Kremenara), les échantillons ont été prélevés de la même manière dans les boues constituant le terme de décantation du dépôt gravitaire (Terme T_e de Bouma), dans lesquels les foraminifères planctoniques se révèlent mieux préservés. Ces foraminifères ont été utilisés ensuite dans le calage biostratigraphique. Les mêmes échantillons ont été ensuite utilisés pour la méthode de détermination de l'âge numérique de la succession stratigraphique en utilisant les isotopes du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$), car ils représentent les meilleurs intervalles qui portent le signal isotopique original de la période du Crétacé Supérieur, contrairement aux faciès plus grossiers qui contiennent des éléments rapportés. Par ailleurs, des prélèvements réguliers dans les faciès constituant les termes de décantation du dépôt gravitaire (T_a – T_d) ont été fait afin d'étudier leur caractéristiques pétrographique et aussi d'évaluer leur propriétés réservoirs.

1.4. Datation biostratigraphique

L'analyse biostratigraphique dans les carbonates néritiques a été principalement réalisée sur des échantillons prélevés sur la succession de la coupe de Krujë–Dajt, en particulier dans des faciès de packstone / grainstone et de wackestone riches en foraminifères benthiques. Sur la succession de Kremenara, l'analyse de la faune s'est concentrée sur les faciès les plus fins en supposant que les foraminifères benthiques et planctoniques représentaient les éléments les moins retravaillés pour chaque séquence. Les limites supérieure et inférieure de la coupe ont plus particulièrement fait l'objet de ce type d'analyse afin de la caler biostratigraphiquement.

L'étude biostratigraphique est basée sur les biozones du Crétacé Supérieur proposées par Fleury (1980). En outre, les études menées par Heba and Prichonnet (2006), Heba (2008) et Le Goff (2015) représentent aussi l'une des principales références dans l'analyse stratigraphique et biostratigraphique dans ce travail. Dans la plateforme de Kruja, l'étude biostratigraphique a été menée grâce au diagnostic en lames minces des microfossiles spécifiques : les foraminifères benthiques (Rhapydioninidae et Alveolinidae) et d'autres organismes tels que les rudistes, gastéropodes et algues. La biozonation proposée par Fleury (1980) a été établie avec divers foraminifères benthiques et planctoniques suggérant sept biozones durant le Crétacé Supérieur (CsB1, CsB2, CsB3, CsB4, CsB5, CsB6 et CsB7).

(i) *La biozone CsB1* (Cénomanien Moyen) : cette biozone et marquée par la première apparition de *Sellialveolina gr. viallii* et de *Broeckina balcanica*.

(ii) *La biozone CsB2* (Cénomanien Supérieur) : cette biozone est connue par l'abondance de *Broeckina balcanica*. Sa limite supérieure est définie par l'apparition de *Cisalveolina fallax*.

(iii) *La biozone CsB3* (Turonien à Santonien Inférieur) : la limite inférieure de la biozone est identifiée par l'apparition de *Pseudocyclammina sphaeroidea*. En revanche, sa limite supérieure est caractérisée par la présence de foraminifères index qui sont *Murgella lata* et *Rotorbinella scarsellai*.

(iv) *La biozone CsB4* (Santonien Supérieur à Campanien) : elle est connue par l'abondance de *Murgella lata*. Sa limite inférieure est aussi

caractérisée par l'apparition de *Reticulinella sp.* Sa limite supérieure est marquée par la disparition *Pseudocyclammina sphaeroidea* et de *Keramospherina tergestina,* et est de peu postérieure à l'apparition des *Orbitolinidae K.*

(v) *La biozone CsB5* (Campanien Inférieur) : cette biozone est identifiée par l'abondance de *orbitolinidés K* et *Moncharmontia apenninica*. Elle est délimitée par la disparition de *Murgella lata* à sa limite inférieure, et la disparition de *Moncharmontia apenninica* et de *Rotorbinella scarsellai* à sa limite supérieure.

(vi) *La biozone CsB6* (Limite Campanien–Maastrichtien) : cette biozone est caractérisée par la présence d'un foraminifère index qui est *Rhapydioninidae*. Sa limite supérieure est marquée par l'apparition de *Rhapydionina liburnica*.

(vii) *La biozone CsB7* (Maastrichtien Supérieur) : elle est connue la zone à *Rhapydionina liburnica* étant le foraminifère index dans cette biozone. Il est noté aussi la présence de *Broeckinella cf. arabica*, *Laffitteina mengaudi* et des *Cuneolina sp.*

2. OUTILS D'ANALYSE PETROGRAPHIQUE

2.1. Microscopie optique

Au total, 188 lames–minces d'environ à 30 µm d'épaisseur ont été préparées à partir des échantillons prélevés sur les trois coupes étudiées. Ces lames–minces sont distribuées comme suit :

- Krujë–Dajt : 71 lames minces ;

- Kremenara : 64 lames minces ;

- Çorovodë : 53 lames mines.

L'étude pétrographique des échantillons sélectionnés a été effectuée au sein des laboratoires de L'École Nationale Supérieure en Environnement, Géoressources et Ingénierie du Développement durable (ENSEGID) de Bordeaux-INP. Un microscope optique Olympus relié à une caméra numérique Lumenera à haute résolution a été utilisé pour identifier les microfaciès, la porosité, les minéraux, les fossiles, les ciments. Les minéraux constitutifs ont été distingués en utilisant les propriétés optiques distinctives (par exemple l'angle d'extinction). Des photomicrographies d'échantillons ont également été prises à un grossissement faible et élevé en lumière polarisée plane (PPL) et en lumière polarisée croisée (XPL). Ces données ont permis la description des microfaciès, l'espace poreux et les éléments diagénétiques en chapitres 3, 4 et 5, en se basant sur les classifications de Dunham (1962), Folk (1965), Choquette and Pray (1970), Embry and Klovan (1971), Wright (1992) et Flügel (2004).

2.2. La coloration à l'alizarine rouge S et au ferricyanure de potassium

C'est une technique qui aide à la reconnaissance des minéraux carbonatés à travers une coloration générée par réaction chimique. Ce test nous a permis de distinguer quatre types différents de minéraux carbonatés (calcite, calcite ferreuse, dolomite et dolomite ferreuse) en une seule série d'opérations. Le test et les résultats ont été décrits par Evamy (1963) et Dickson (1965).

Dans ce travail, cette méthode a grandement contribué à identifier le type de ciment (dolomitique ou calcitique) à partir duquel des échantillons de poudre ont été prélevés afin d'analyser les isotopes stables de l'oxygène et de carbone.

30 échantillons de surface polie et 10 lames minces ont été colorés en mélangeant les de deux solutions suivantes:

i) Solution d'alizarine rouge S: Cette solution est obtenue en dissolvant 0,2 g d'alizarine dans 100 cc d'acide chlorhydrique à 1,5% (98,5 cc d'eau distillée + 1,5 cc de HCl concentré).

ii) Solution de ferricyanure de potassium: 2 gr de ferricyanure de potassium sont dissous dans 100 cm3 de HC1 à 1,5%.

La solution finale servant à la coloration résulte du mélange de 3 volumes de la solution d'alizarine (i) pour 2 volumes de la solution de ferricyanure de potassium (ii).

L'échantillon est trempé dans une solution froide pendant 30 à 45 secondes. Après l coloration, l'échantillon est soigneusement lavé et séché. Une fois la coloration terminée, les cristaux de calcite apparaissent rouges (en section longitudinale) ou roses (en section transversale). Les cristaux de calcite ferreuse apparaissent bleus et parfois violets. En revanche, la dolomite n'acquiert pas de couleur spécifique, sauf s'elle est riche en fer. Elle prend alors une couleur bleu foncé ou verdâtre. La coloration obtenue à partir des échantillons de surface polie a été étudiée à l'aide d'une loupe de type Olympus sous un fort éclairage connectée à une caméra numérique Lumenera à haute résolution.

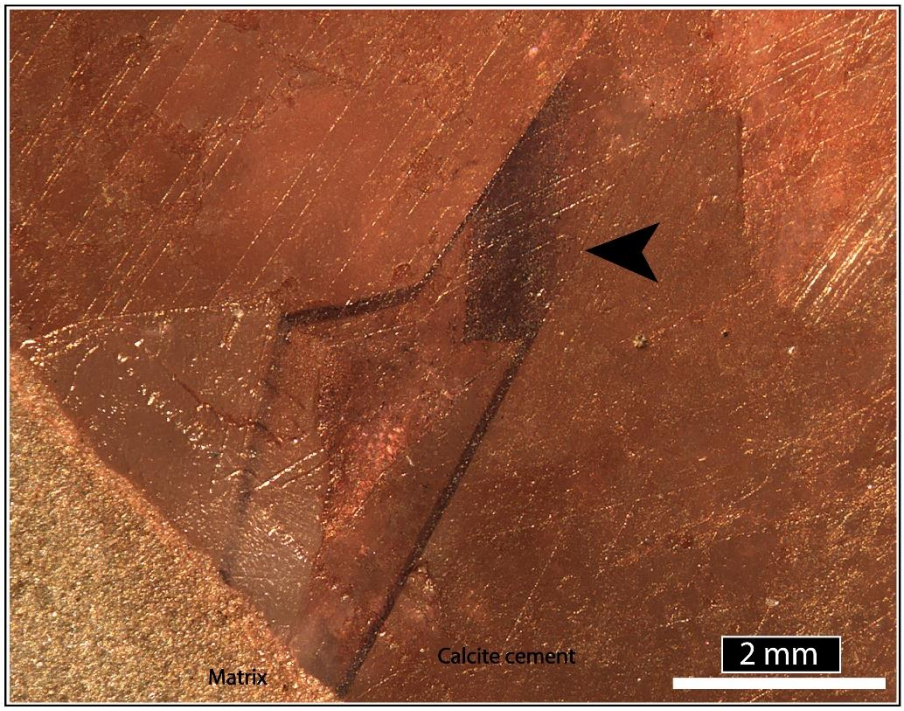


Figure II.2: Exemple de coloration d'un ciment calcitique remplissant une fracture (échantillons de dolomite de la coupe de Krujë–Dajt) en utilisant la méthode de coloration à l'alizarine rouge S de Dickson (1965). Notez la couleur bleue des bordures du cristal de calcite, qui reflète la richesse en fer des géofluides. Notez également la décoloration progressive de la même couleur bleue et son retour à la couleur rose (flèche noire), ce qui signifie que le manque de fer se soit produit de manière progressive.

2.3. Cathodoluminescence

La microscopie à cathodoluminescence est une méthode très efficace pour visualiser dans les minéraux, les hétérogénéités des matériaux et les structures internes invisibles en utilisant les méthodes optiques traditionnelles (microscopie à lumière polarisée et transmise) (Sippel and Glover, 1965; Meyers, 1974).

Son principe est basé sur une source d'électrons qui génère un faisceau d'électrons qui est dirigé sur l'échantillon à l'état solide (lame mince ou surface polie) et l'excite. La transition ultérieure de l'état excité à l'état normal provoque l'émission de lumière (luminescence) qui peut être observée à l'aide d'un microscope polarisant avec une couleur et une intensité variée en fonction de la composition chimique du minéral. Les structures internes des minéraux deviennent visibles et indiquent un zonage de croissance cristalline, et un zonage de micro structures permettant de reconstruire des processus tels que la croissance, la dissolution, la déformation et la provenance des cristaux. Elle permet aussi de distinguer les processus de cimentation et de diagenèse dans les roches carbonatées, le remplacement minéralogique (par exemple la dédolomitisation), et identifier les matériaux clastiques dans la matrice, ce qui aide enfin à comprendre la séquence paragénétiques des roches étudiées.

71 lames minces et 30 échantillons de surface polie provenant principalement d'échantillons prélevés le long de la coupe de Krujë–Dajt ont été analysés à l'aide d'un luminoscope à cathode froide Technosyn 8200 MkII fixé à un microscope optique Olympus comprenant un appareil photo numérique à haute résolution afin de révéler les différentes phases diagénétiques (Figure II.3). Les conditions de fonctionnement étaient de 15 kV, un courant de faisceau de 350 à 550 µA et un vide de 0,05 torr et une largeur de faisceau de 5 µm. Dans notre étude, l'intensité de luminescence et sa couleur reflètent la proportionnalité entre Mn^{2+} et REE trivalent d'un côté, et Fe^{2+} de l'autre côté. Mn^{2+} et les REE trivalents sont des activateurs substantiels de la cathodoluminescence extrinsèque. L'extincteur le plus important dans les minéraux est généralement Fe^{2+}, mais Co^{2+}, Ni^{2+} et Fe^{3+} sont également connus pour

agir comme des extincteurs (Pierson, 1981; Fairchild, 1983; Mason, 1987; Marshall, 1988; Mason and Mariano, 1990; Pagel et al., 2000; Götte and Richter, 2009).

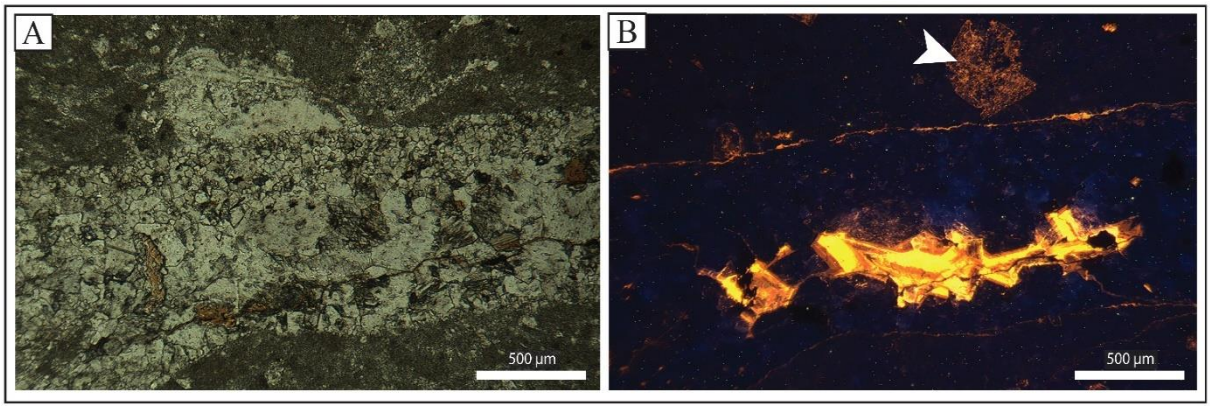


Figure II.3 : Exemple d'imagerie en cathodoluminescence réalisé sur un échantillon de calcaire du Crétacé Supérieur provenant de la coupe de Kruje-Dajt. (A) and (B) microphotographies en lumière naturelle polarisée et cathodoluminescence respectivement de ciments calcitiques et dolomitiques remplissant une micro fracture. Les différentes phases de croissance cristalline sont visibles dans la partie luminescente. Notez également la dédolomitisation d'un rhomboèdre en cathodoluminescence (B) (flèche blanche) qui n'est pas claire en lumière naturelle polarisée (A).

2.4. Epifluorescence

L'observation de la porosité par imprégnation traditionnelle avec du résine bleu a des limites surtout lorsque ces pores ont une taille inférieure à 1 µm. Dans ce cas, la microscopie en épifluorescence est une méthode très efficace. Cette technique à l'origine médicale peut être utilisée pour observer la microporosité en colorant le résine d'imprégnation avec un colorant fluorescent et en utilisant un microscope à lumière incidente équipé pour l'épifluorescence afin d'identifier la microporosité et le zonage de croissance cristalline (Figure II.4).

Dans notre travail, cette technique a été destinée aussi à l'étude de microstructures des minéraux, où les photos ont été couplées plus tard avec des photos de cathodoluminescence pour identifier les différentes phases diagénétiques. Elle a également été utilisée dans l'identification des phases d'hydrocarbures occupant une partie de la porosité dans les échantillons imprégnés par du pétrole qui ont été prélevés le long de la coupe de Krujë–Dajt et de la coupe de Kremenara. Toutes les lames minces (188 lames minces) utilisées dans ce travail ont été analysées à l'aide de cette technique, soit dans le but d'identifier le réseau poreux (lames

minces spécialement désignées à cet effet à l'aide d'une coloration par une résine fluorescente, soit dans le but d'identifier la matière organique et les structures internes des cristaux.

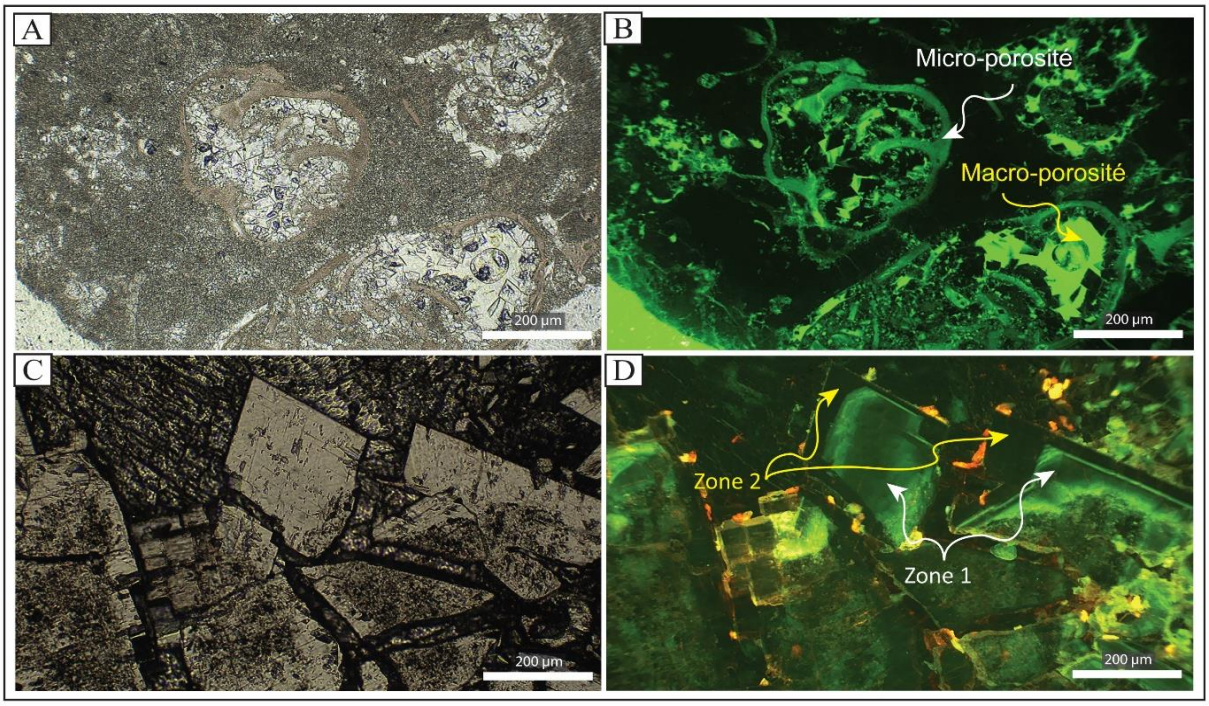


Figure II.4 : Exemples de l'utilisation de l'épifluorescence sur des faciès à la fois bioclastique (A, B) et dolomitique (C, D) du Crétacé Supérieur (plateforme de Kruja). (A) Faciès de packstone à grainstone bioclastique partiellement dolomitisé constitué de foraminifère benthiques en lumière naturelle. (B) En épifluorescence, la minéralogie originale des foraminifères a été complètement remplacée (voir la présence de fantômes de foraminifères en « A ») par une dolomite micritique conservant une bonne microporosité moldique (flèche blanche). La partie interne des foraminifères préserve aussi une bonne macroporosité (flèche jaune). (C) Microphotographie en lumière naturelle montrant une phase de dolomitisation constituée de rhomboèdres de dolomite. (D) Microphotographie de même endroit en « C » en épifluorescence mettant en évidence la croissance cristalline des rhomboèdres montrant deux zones de croissance distinguées. La zone 2 (flèches jaunes) qui montre une épifluorescence sombre est postérieure à la zone 1 (flèches blanches) qui montre une épifluorescence brillante verte.

L'utilisation de cette technique nous a permis de distinguer plusieurs phases de dolomitisation dans un seul échantillon. La présence de différentes zones de fluorescence (Figure II.4.C.D) indique un changement majeur dans la composition chimique des fluides responsables de la dolomitisation. La fluorescence verte brillante dans la zone « 1 » peut être un indicateur de la présence d'une fraction organique piégée dans la structure cristalline des rhomboèdres de dolomite. Ainsi, cela peut être une indication de l'interaction des fluides dolomitisants avec des couches d'argile organique ou de leur mélange avec des fluides d'origine hydrocarbonée avant de précipiter cette phase de dolomitisation. Par ailleurs, la non-fluorescence de la zone « 2 »

reflète des conditions de précipitation complètement différentes de celles de la première zone. Ces conditions de précipitation se caractérisent par la disparition de la matière organique responsable de la fluorescence dans la zone « 1 ».

3. OUTILS D'ANALYSE MÉNIRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES

3.1. Diffraction des rayons X (DRX)

La diffraction des rayons X est la méthode idéale pour la détermination des minéralogies et la composition des roches et en particulier les minéraux qui disposent d'une phase cristalline qui se trouvent principalement dans les roches sédimentaires telles que les calcaires (Tucker, 1988; 1991). C'est une technique semi–quantitative dont l'objectif est de d'analyser les minéraux présents dans un échantillon (Stanjek and Häusler, 2004). Les minéraux cristallins solides présentent des schémas de diffraction spécifiques lorsqu'ils interagissent avec les rayons X (Jenkins and Snyder, 1996). D'un point de vue géologique, la connaissance de la minéralogie est très importante pour la classification des roches et la détermination de l'origine et des environnements de dépôt des roches. De plus, la minéralogie est utile dans la prospection géologique, l'exploration et l'évaluation du potentiel économique. Par conséquent, il est important d'étudier qualitativement la composition minéralogique d'une roche.

Dans cette étude, l'analyse des phases minéralogiques des échantillons a été menée sur 20 échantillons de dolomite prélevés le long de la coupe de Krujë–Dajt, puisque toute la succession stratigraphique a été soumise à de sévères processus de dolomitisation, qui ont fait de la dolomite un élément essentiel de ses faciès sédimentaires et diagénétiques. Le but de n'analyser que des échantillons dolomitisés est de mener une analyse qualitative et semi–quantitative qui nous permet de distinguer la nature des minéraux de dolomite et de calcite, afin de nous aider à interpréter l'origine de ces dolomites. Ce type d'analyse permet de clarifier les processus de dolomitisation par rapport à la composition minérale globale des roches carbonatées étudiées. Cela a permis de différencier quatre types de minéraux carbonatés (calcite, calcite magnésienne, dolomite et dolomite ferreuse) en une seule opération.

La préparation des échantillons se fait en réalisant une poudre dont les grains ont une taille inférieure à 20 µm à l'aide d'un broyeur à mortier automatique au laboratoire de géologie à l'ENSEGID–Bordeaux. Les échantillons ont été préparés par concassage, désagrégation et tamisage. Ensuite, les analyses XRD ont été réalisées sur la poudre totale qui contient les différentes phases minéralogiques composant la roche.

Les données XRD ont été obtenues en utilisant la technique de séchage par atomisation en utilisant le diffractomètre à rayons. L'échantillon a été pulvérisé avec 20% en poids de silicium, qui a agi comme un standard. Les échantillons de poudre préparés ont ensuite été pulvérisés dans le four conduisant à la formation d'environ 20 µm de grains de taille aléatoire avec des orientations aléatoires. Ces échantillons ont après été chargés dans la chambre d'échantillon et analysés à l'aide d'un diffractomètre. Le diffractomètre est équipé d'un miroir, d'un détecteur sensible et d'un tube à rayons X émettant des rayons X monochromatiques avec une longueur d'onde de 1,5406Å. Les profils de pics de diffraction générés ont été évalués à l'aide du logiciel EVA et un logiciel pour le diffractomètre Bruker. Celles–ci ont été comparées

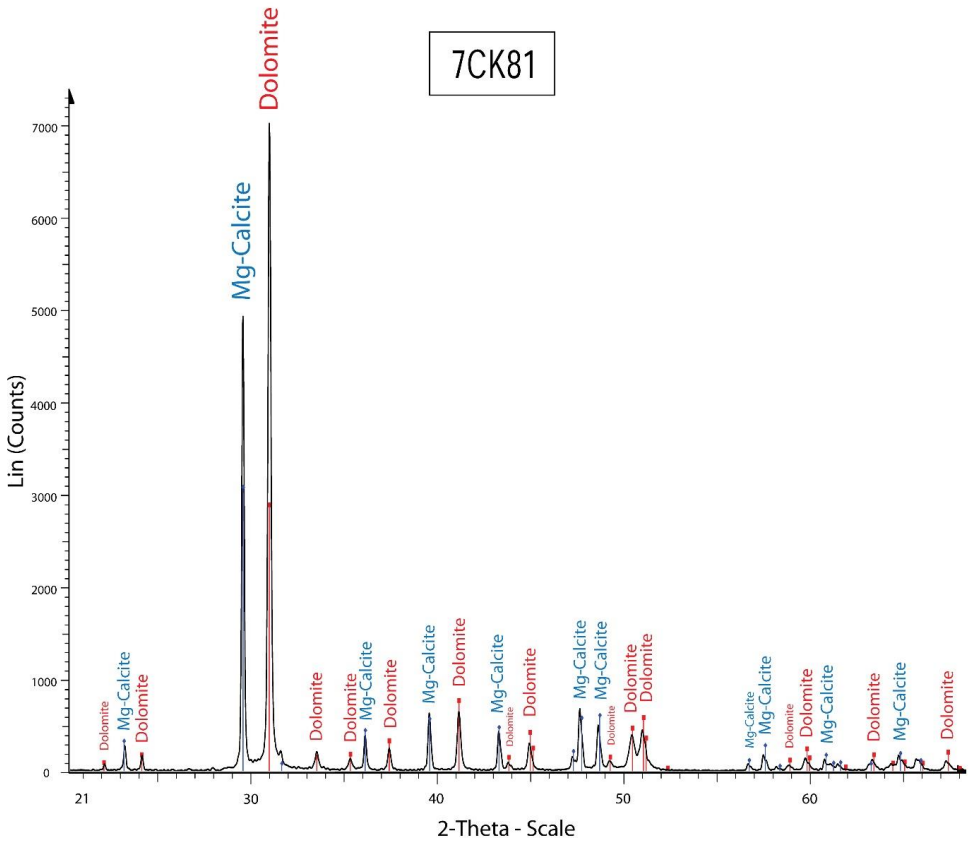


Figure II.5: Exemple de spectre de diffraction des rayons X d'un échantillon qui montre deux phases minérales composant la roche. La dolomite constitue la phase minérale majeure, tandis que le deuxième minéral composant la roche est une calcite magnésienne.

aux étalons minéraux de la base de données du Centre international de données de diffraction (ICDD). Les données minéralogiques de cette technique ont aidé à l'étude de la diagenèse au chapitre 4 (Figure II.5).

3.2. Spectrométrie de fluorescence des rayons X (SFX ou FX, ou en anglais XRF)

La distribution élémentaire des microstructures de croissance des minéraux carbonatés a été analysée à l'aide d'un analyseur de fluorescence X à dispersion d'énergie de type HORIBA XGT–5000 – Microscope analytique à rayons X (Figure II.6). Pour ce faire, des points intéressants (matrices dolomitiques, ciments dolomitiques et calcitiques) dans 20 lames–minces sont scannés par des rayons X générés à partir d'un tube à rayons X qui est rétréci et appliqué sur l'échantillon. Ensuite, les rayons X fluorescents générés à partir de l'échantillon et les rayons X transmis qui ont traversé l'échantillon sont détectés et interprétés à l'aide d'un logiciel informatique. Cela permet une analyse élémentaire semi–quantitative des phases minérales et

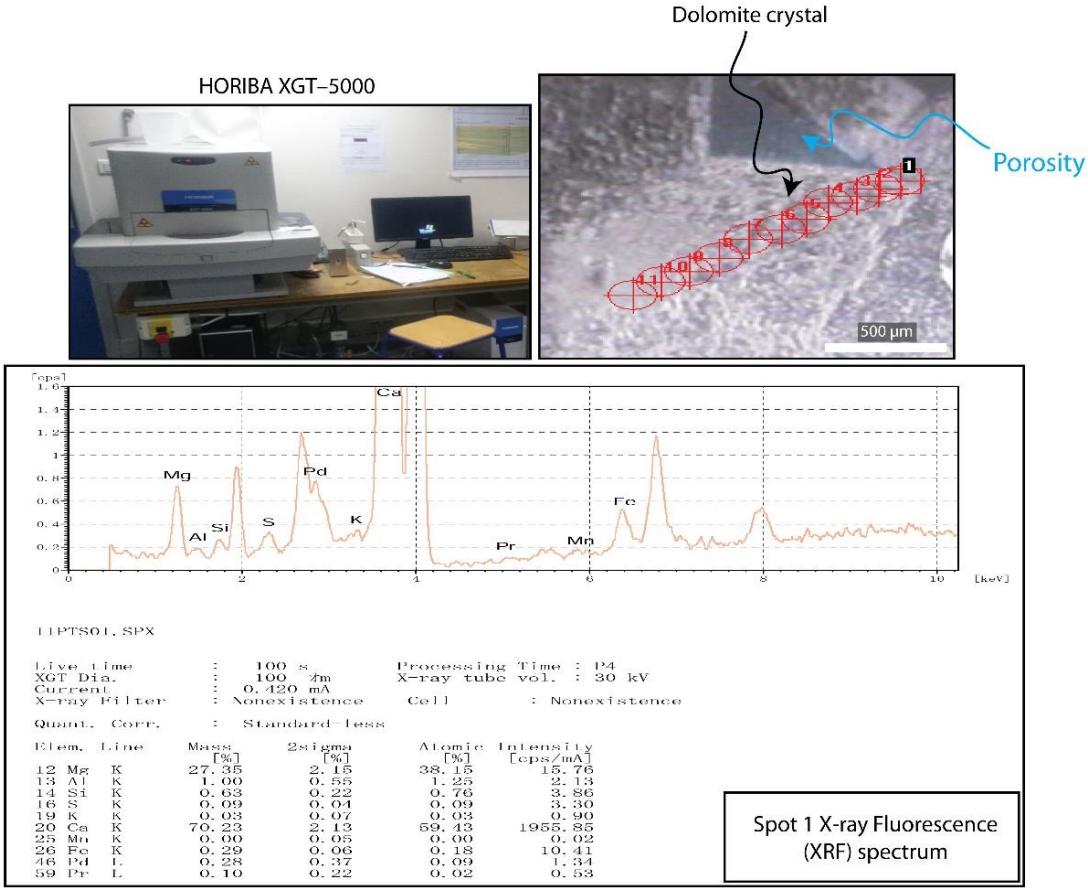


Figure II.6: Exemple de spectre de fluorescence des rayons X obtenue à partir d'une lame mince d'un échantillon de dolomite prélevé de la coupe de Kruje-Dajt.

des structures de croissance des cristaux dans le but de comprendre la distribution des éléments dans la structure cristalline de dolomite et de la calcite avec une résolution spatiale jusqu'à 10 µm, et des éléments détectés de Na à U.

3.3. Les éléments majeurs et éléments traces

38 échantillons de dolomite ont été broyés à l'aide d'un pilon en agate et d'un mortier pour produire des grains de taille <20 µm. Les échantillons de poudre (100 mg de chaque) ont été analysés au département de Sciences de la Terre et de l'environnement de l'Université KU Leuven, Belgique, à la recherche d'éléments traces pour comprendre l'origine des différentes textures de dolomite identifiées par méthodes pétrographiques.

La méthode utilisée est basée sur une digestion multi–acide (4 acides) utilisant une combinaison de HNO_3 (acide nitrique), HF (acide fluorhydrique), HClO4 (acide perchlorique) et HCl (acide chlorhydrique). Après digestion de l'échantillon, la solution est analysée par une spectrométrie d'émission atomique à plasma à couplage inductif ICP–AES. Un instrument Varian 720–ES fourni avec une chambre de nébulisation cyclonique en verre à double passage, un nébuliseur en verre concentrique SeaSpray et une torche à «haute teneur en solides étendus» est utilisé pour déterminer les concentrations de 23 éléments (Ca, Al., As, Ba, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, Rb, S, Si, Sr, Ti, V et Zn). Cependant, il peut y avoir une perte d'éléments volatils (par exemple B, As, Pb, Ge et Sb) au cours de ce type de digestion, mais ils sont toujours détectables à l'aide d'un analyseur de fluorescence à rayons X pour comprendre leur distribution dans la composition dolomitique. Les indices géochimiques des éléments, en particulier des éléments traces, ont été utilisés dans la reconstruction de l'environnement diagénétique (par exemple, Katz et al., 1972; Barber, 1974 ; Weiner and Koster, 1976; Israili, 1980; Jones and Manning, 1994; Böning et al., 2004; Tribovillard et al., 2004; Abanda and Hannigan 2006; Tribovillard et al., 2006; Rimstidt et al., 2017; Haddad et al., 2017; Vincent et al., 2006). Les éléments majeurs ont également été examinés dans cette étude pour la reconstruction des conditions de paléoenvironnements.

3.4. Isotopes stables de ^{18}O et ^{13}C

C'est la méthode la plus efficace utilisée pour identifier l'origine des géofluides responsables de la précipitation des phases minérales et la nature de leurs environnements diagénétiques. Le signal isotopique porte des informations très précieuses sur les conditions de précipitation (telles que la température) et sur toute l'histoire diagénétique (Figure II.7) (Flügel, 2004 ; Tucker and Wright, 1990).

60 échantillons en poudre ont été prélevés à partir de phases diagénétiques définies par des techniques pétrographiques Pour cela, un foret en acier inoxydable avec des mèches de diamètre multiple (300 µm–800 µm) a été utilisé pour collecter des échantillons de poudre. La collecte de poudre a été effectuée avec soin pour éviter tout mélange entre les phases diagénétiques et la matrice.

Les signatures isotopiques stables de l'oxygène et du carbone des échantillons prélevés ont été déterminées à la «Friedrich–Alexander–Universität» (Erlangen–Nürnberg, Allemagne). Dans ce procédé, des poudres de carbonate ont été mises à réagir avec de l'acide phosphorique à 100% à 70 ° C dans un Gasbench II connecté à un spectromètre de masse ThermoFinnigan V + (Thermo Scientific Inc.). Toutes les valeurs sont exprimées en pour mille (‰) par rapport au standard Vienna Pee Dee Belemnite (V–PDB), en attribuant une valeur $\delta^{13}C$ de + 1,95 ‰ et une valeur $\delta^{18}O$ de –2,20 ‰ au NBS19 standard. Les écarts–types analytiques pour $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ sont respectivement de 0,04 ‰ et 0,05 ‰.

Les valeurs isotopiques de l'oxygène de la dolomite ont été corrigées en utilisant les facteurs de fractionnement de l'acide phosphorique donnés par Kim et al. (2007) et Rosenbaum and Sheppard (1986).

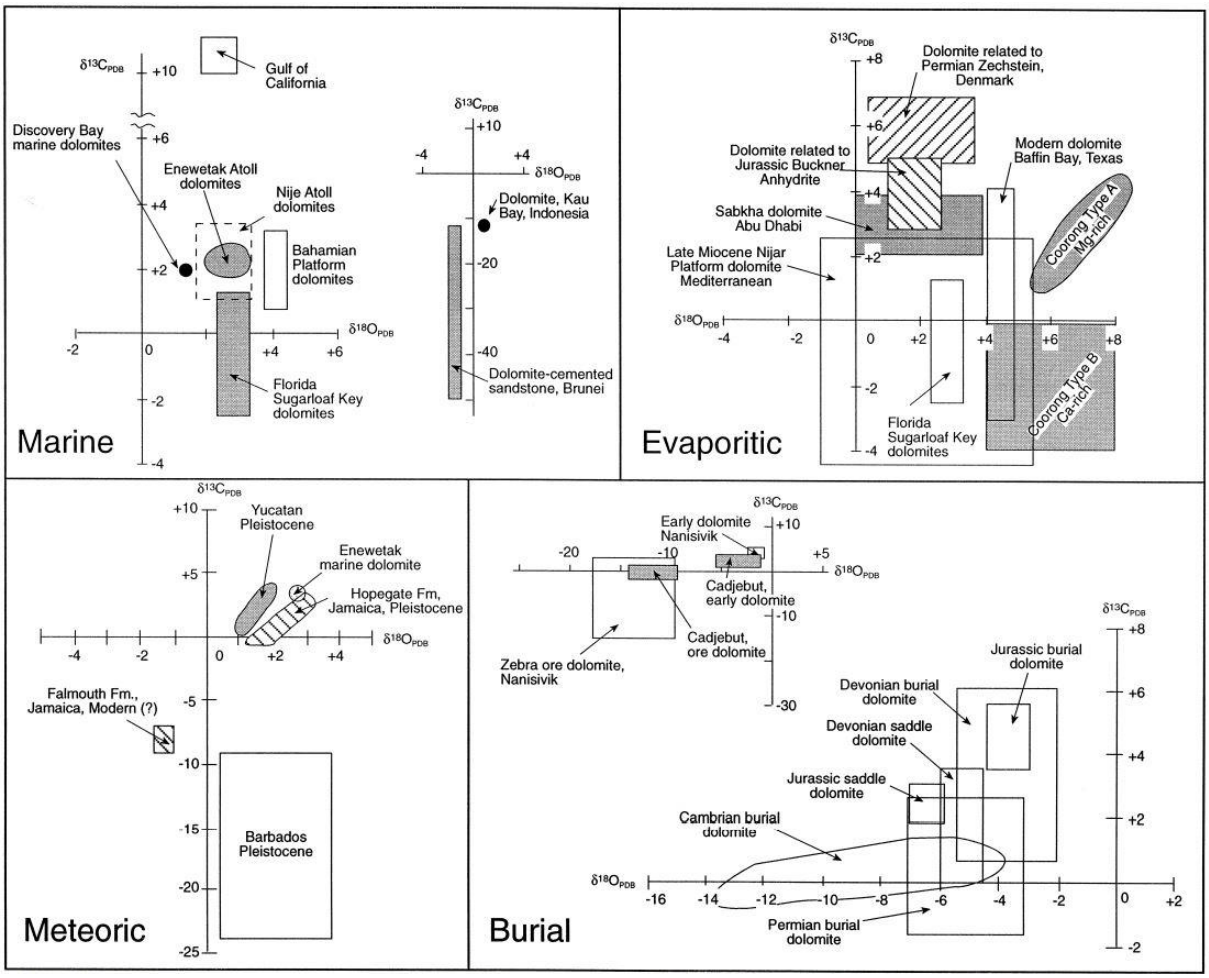


Figure II.7 : Signales isotopiques de ^{18}O and ^{13}C de différents types de dolomite. Les données sont compilées à partir de nombreuses études effectuées sur différents types de dolomites de différentes périodes géologiques à travers le monde (Warren, 2000).

3.5. Isotopes du strontium ^{87}Sr / ^{86}Sr

L'utilisation des isotopes du strontium comme outil de datation des strates se base sur le fait que les valeurs marines du rapport ^{87}Sr / ^{86}Sr ont varié dans le temps et que chaque période géologique est caractérisée par une valeur de ^{87}Sr / ^{86}Sr spécifique (Figure II.8) (Mc Arthur and Howarth, 2004). Par conséquent, par une simple analyse géochimique, nous pouvons déterminer l'âge géologique spécifique des roches étudiées, à condition que le signal isotopique n'ait pas été soumis à certaines conditions ayant provoqué sa modification, comme les processus diagénétiques par exemple (Mc Arthur and Howarth, 2004).

Les rapports isotopiques ^{87}Sr / ^{86}Sr ont été déterminés pour 12 échantillons prélevés de la coupe de Kremenara. Les échantillons de poudres carbonatées sont obtenus à l'aide d'une mèche micro–dentaire par prélèvement dans des éléments biologiques et dans des boues constituant le terme de décantation du dépôt gravitaire (Terme T_e de Bouma. Ces intervalles présentent les meilleurs niveaux qui portent le signal isotopique original de la période du Crétacé Supérieur, contrairement aux faciès plus grossiers qui contiennent des éléments rapportés.

Le choix de cette technique pour mesurer l'âge spécifique de l'affleurement de Kremenara est double : le rapport ^{87}Sr / ^{86}Sr est très sensible et peu affecté par les processus diagénétiques. Par ailleurs, les séquences de Kremenara ne fournissent pas de bonne biostratigraphie car les foraminifères planctoniques sont très rares. Par conséquent, il était difficile de déterminer avec précision son âge en utilisant des moyens conventionnels. Il était donc nécessaire d'utiliser des méthodes géochimiques pour déterminer l'âge géologique numérique avec précision, ce qui permet également de déterminer l'âge exact des événements les plus importants tels que les slumps au top de la succession qui représentent une période d'instabilité de la pente.

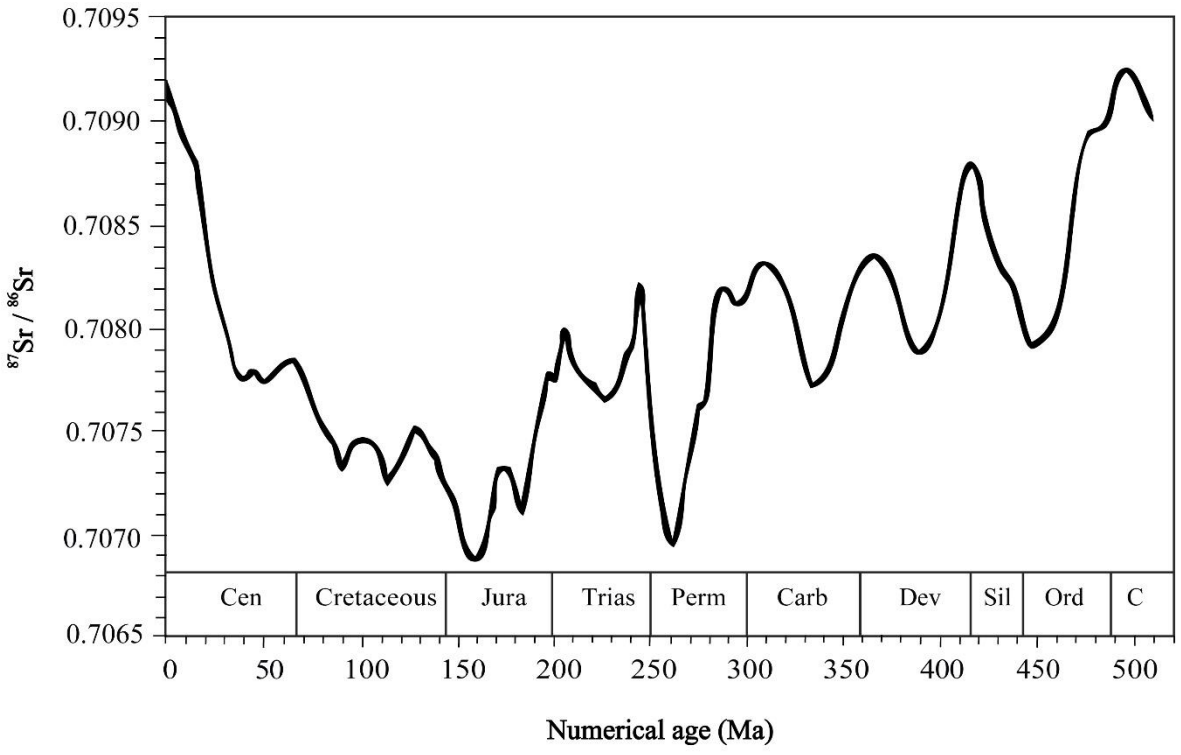


Figure II.8: Variations du rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ durant le Phanérozoïque (Mc Arthur and Howarth, 2004).

4. TECHNIQUES D'ANALYSE PÉTROPHYSIQUE

4.1. Méthode d'analyse par porosimétrie mercure

Cette technique consiste à injecter, sous une pression absolue un fluide non mouillant (le mercure) dans la roche préalablement désaérée, où le vide et la vapeur de mercure font office de phase mouillante.

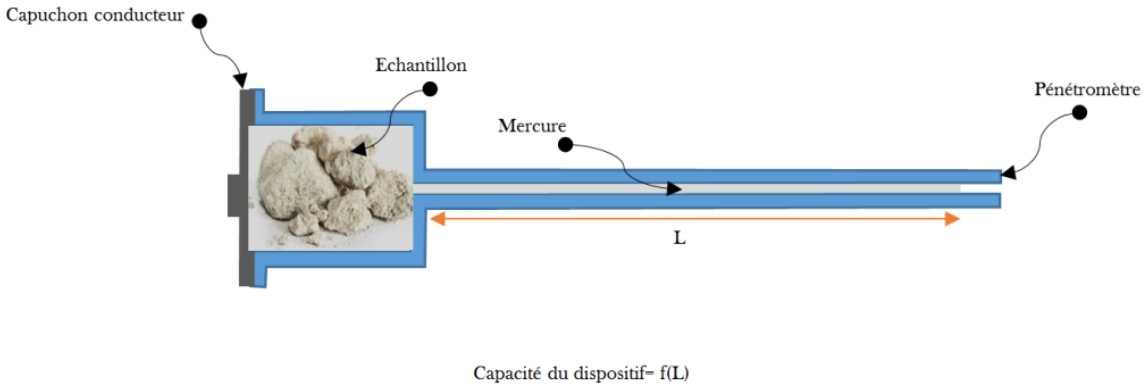


Figure II.9: Schéma descriptif montrant le pénétromètre utilisé dans la technique de l'injection de mercure.

Cette méthode fournit un large éventail d'informations, par exemple la distribution de la taille des pores, le volume total des pores ou la porosité, la densité de phase solide et la densité apparente, et la surface spécifique des pores d'un échantillon. Aucune autre technique de mesure de porosité et de caractérisation ne peut atteindre cet objectif.

L'appareillage utilisé se compose essentiellement d'une cellule porte–échantillon constituée par une ampoule connectée avec un tube capillaire calibré (Figure II.9). Un système de mise sous vide et de remplissage du dilatomètre doit être mise en place. De plus, ces éléments sont connectés à un système d'enregistrement de la pression d'injection et du volume injecté.

Un excellent résumé de la méthodologie en porosimétrie mercure et de ses applications sont fournis par Kopaska–Merkel (1991). D'autres sources pertinentes sont Rootare (1970), Wardlaw (1976), Kopaska–Merkel (1988), Amthor et al. (1988), et Wardlaw et al. (1988). Pour ces analyses, seul un petit échantillon est nécessaire. A chaque palier d'augmentation successive de la pression d'injection, des pores plus petits sont accessibles au mercure. Le résultat analytique est sous la forme de courbes capillaires représentent la quantité de mercure piégée

dans la porosité par rapport à la pression d'injection mesurée. Les pores entre environ 500 µm et 3,5 nm peuvent être étudiés.

La classification des tailles de connections de pores de Cerepi et al. (2002) a été utilisée dans la présente étude car plus adaptée à la distribution des pores dans les échantillons peu poreux. Cette classification met en évidence 3 tailles des connections de pores: (i) macropore A (taille des connections de pores > 15 µm); (ii) macropore B (taille des connections de pores 15 µm – 0,1 µm); et (iii) mésopore (taille des connections de pores < 0,1 µm) (Cerepi et al., 2002)

Ces analyses ont été réalisées à l'ENSEGID (Bordeaux) sur 70 échantillons prélevés de la coupe de Krujë–Dajt et de la coupe de Kremenara à l'aide d'un appareil AutoPore IV 9500 (Micromeritics Instrument Corporation). Le protocole de mesure est basé sur quelques étapes importantes : tout d'abord, l'échantillon doit être séché jusqu'à ce que sa masse soit stable. Dans une deuxième étape, il est pesé et mis dans la cellule du pénétromètre (Figure II.9). L'échantillon est également pesé avec le pénétromètre et l'ensemble placé dans la partie basse pression de l'appareil. Le vide est fait dans tout le système afin de dégazer complètement l'échantillon avant d'injecter le mercure, de façon à remplir complètement le pénétromètre. Le volume de mercure remplissant la cellule est alors fixé et ne variera plus au cours de la mesure (il faudrait donc choisir un pénétromètre dont le volume est comparable avec la porosité estimée de l'échantillon). Ensuite, la pression d'injection de mercure est augmentée progressivement par étapes discrètes (Figure II.10). Pour chaque point de pression, le volume de mercure injecté dans l'échantillon est noté. Selon Katsube and Issler (1993), chaque point de pression correspond à une certaine taille de connexion de pores. En se basant sur l'équation de Washburn (1921), le volume de mercure injecté dans l'échantillon à chaque point de pression peut être converti en la porosité d'une taille précise de connexion de pores. La pression capillaire est définie comme la différence de pression entre le fluide mouillant et le fluide non mouillant. Le fluide non mouillant est la vapeur de mercure, et sa pression ne peut pas dépasser la pression

de vapeur saturante du mercure à 25 °C, c'est à dire environ 2,6 Pa. La pression capillaire est assimilée à la pression de mercure injecté.

4.2. Méthode d'analyse par Résonance Magnétique Nucléaire (RMN)

La première utilisation de la technique RMN en pétrophysique a eu lieu en 1956 (Brown and Fatt, 1956). Depuis, cette technique a connu un grand développement surtout dans le domaine des diagraphies. L'interprétation des mesures RMN est basée sur des notions de physique nucléaire et de mécanique quantique.

Le principe de la RNM (Figure II.11) repose sur l'interaction entre un champ magnétique externe et des protons. Ces protons sont dans la plupart du temps les noyaux d'hydrogène des molécules d'eau. Ces noyaux dits spins peuvent être assimilés à des dipôles magnétiques animés d'un mouvement de rotation autour de l'axe des pôles.

Naturellement, les protons dans les fluides sont orientés de façon aléatoire (Figure II.11). La première étape pour effectuer une mesure par RMN est d'aligner les noyaux

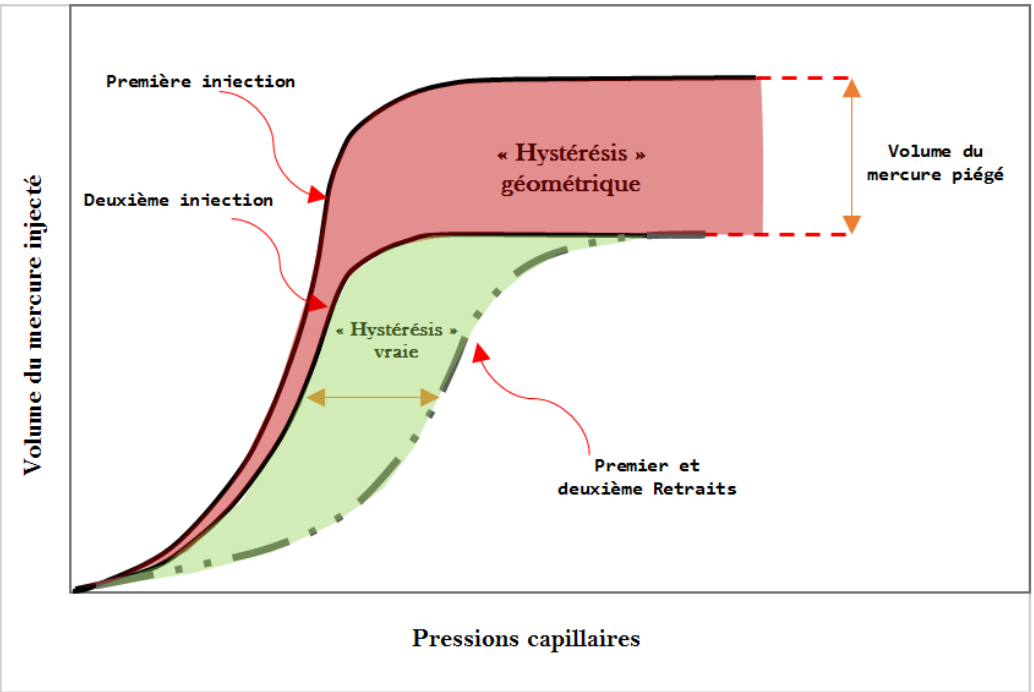


Figure II.10: Schéma montrant la courbe de la première injection, la courbe de ma deuxième injection, et les courbe de retrait.

magnétiques avec un champ magnétique statique B0. Lorsque B0 est appliquée à un noyau magnétique, ces noyaux sont soumis à ce champ magnétique, le champ magnétique active ces protons ce qui agit de manière à aligner l'axe de spin nucléaire à B0.

La deuxième étape dans la mesure de RMN consiste à faire basculer la magnétisation de la direction longitudinale à un plan transversal. Ce basculement peut être obtenu en appliquant un champ magnétique oscillant (B1) perpendiculaire à B0, le champ magnétique statique. Pour un basculement efficace, la fréquence de B1 doit être égale à la fréquence de Larmor des protons par rapport à B0.

Lorsque le champ B1 est éteint, la population de protons commence à désamorcer, ou perdre la phase de cohérence, où les processions des protons ne sont plus en phase avec l'autre. Par conséquent, la magnétisation nette diminue. Dans ce cas, un signal de décroissance de la magnétisation peut être mesuré dans le sens transversal. Cette décroissance est généralement exponentielle et est appelé « Free Induction Decay » (FID). Le temps FID (T_2 *) est très court de quelques dizaines de microsecondes. Puisqu'un seul signal décroît très rapidement, une série d'impulsions à 180 ° peuvent être appliqués à plusieurs reprises pour reformuler les éléments de magnétisation et de générer une série de signaux à détecter. Le temps de relaxation dépend de la nature du fluide dans les pores (eau, huile ou gaz), la taille des pores, la résistance de la relaxation de surface, et la mouillabilité de la surface de la roche. Lorsqu'une roche humidifiée par l'eau est complètement saturée d'eau, la valeur de T_2 d'un seul pore est proportionnelle au rapport surface–volume du pore, qui est une mesure de la taille du pore. Ainsi, la distribution de T_2 observée de tous les pores de la roche représente la distribution de taille de pore de la roche. Cette courbe de distribution est comparable avec les données obtenues par l'injection de mercure.

70 carottes d'échantillons forées verticalement et coupés en carotte cylindrique d'un diamètre de 2,8 cm prélevés des coupes de Krujë–Dajt et Kremenara ont été utilisées pour cette mesure. L'eau présente dans les pores après le forage a été vaporisée en plaçant les carotte dans une étuve à 42 ° C pendant au moins 72 heures.

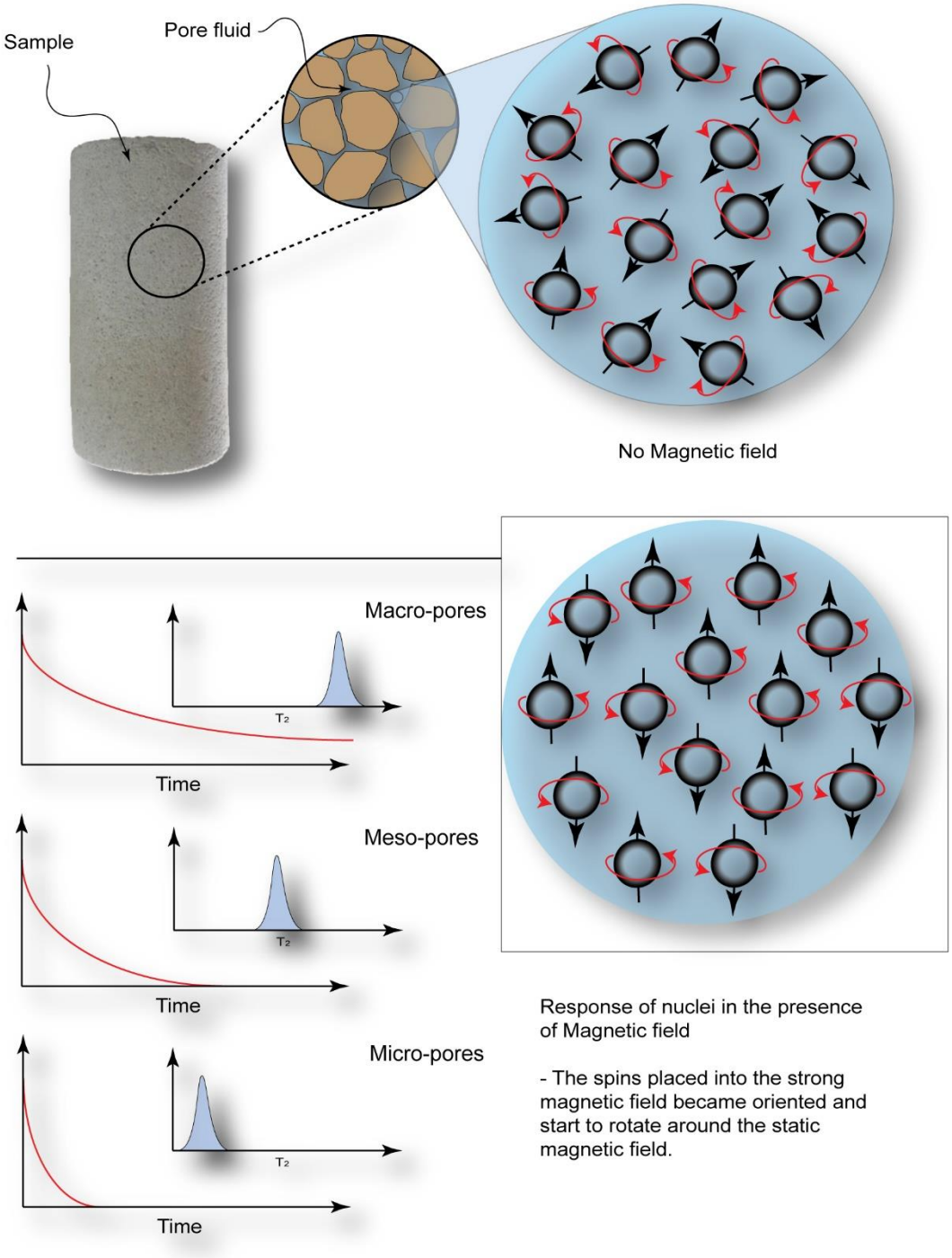


Figure II.11 : Schéma montrant le mécanisme de fonctionnement de la technique de résonance magnétique nucléaire (RMN) pour étudier le milieu poreux.

III. CHAPITRE 3: ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE DU SYSTÈME CARBONATÉ PLATEFORME/BASSIN IONIEN DURANT LE CRETACÉ SUPERIEUR (ALBANIE)

Les objectifs de ce chapitre sont multiples :

- *Caractériser les faciès sédimentaires et les environnements de dépôt au sein de la plateforme de Kruja durant le Crétacé supérieur en intégrant la coupe de Kruja et la coupe de Çorovodë ;*
- *Etablir l'évolution stratigraphique et séquentielle de la plateforme de Kruja durant le Crétacé Supérieur ;*
- *Etablir le modèle sédimentaire conceptuel de la plateforme de Kruja durant le Crétacé Supérieur ;*
- *Caractériser les faciès sédimentaires et les environnements de dépôt au sein de la transition plateforme–Bassin Ionien (la pente) durant le Crétacé Supérieur au travers la coupe de Kremenara ;*
- *Etablir l'évolution tectono–sédimentaire des dépôts au sein de la transition plateforme–Bassin Ionien (la pente) durant le Crétacé Supérieur ;*
- *Réaliser la synthèse et la corrélation globale entre les différentes coupes traversant la plateforme Apulienne – le Bassin Ionien – la plateforme de Kruja durant le Crétacé supérieur ;*

Cette étude sédimentologique est indispensable afin de comprendre l'apport des facteurs sédimentaires sur l'hétérogénéité des systèmes réservoirs du Crétacé Supérieur et de leurs propriétés pétrophysiques développés en contexte de plateforme et de bassin.

Le chapitre comprend deux parties, (i) la première partie présentera l'étude sédimentologique effectuée sur la plateforme de Kruja ainsi que les dépôts de pente de la structure anticlinale de Kremenara. Il décrira les faciès et environnements de dépôt rencontrés et tentera de présenter un modèle de dépôt intégré dans la dynamique sédimentaire régionale.

(ii) la deuxième partie expliquera comment ce système de plateforme / bassin fonctionnait pendant le Crétacé Supérieur. Elle proposera un modèle tectono–sédimentaire avec une transition est–ouest afin de clarifier l'évolution tectonique et les mécanismes de

sédimentation et de resédimentation dans la zone plateformes / pente ainsi que dans le Bassin Ionien.

1. PARTIE I : ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE DE LA PLATEFORME DE KRUJA ET DU BASSIN IONIEN DURANT LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Cette partie est articulée en trois sections suivant les trois coupes étudiées. La première s'attache à décrire les zones d'étude en donnant les caractéristiques fondamentales de l'affleurement. La seconde section décrit chacun des faciès identifiés sur la zone d'étude à l'aide des observations à l'affleurement ainsi qu'en lame mince au microscope optique. La troisième section donne des interprétations sur les environnements de dépôts et l'évolution tectono–sédimentaire du contexte pour arriver à proposer un modèle sédimentaire qui explique le fonctionnement du système plateforme / bassin durant le Crétacé Supérieur.

1. ANALYSE SÉDIMENTAIRE DE LA PLATEFORME DE KRUJA

La plateforme de Kruja est une plateforme carbonatée péri–adriatique constituée essentiellement de carbonates néritiques peu profonds. Elle est considérée comme le prolongement vers le sud de la plateforme carbonatée de l'Adriatique (Italie, Slovénie, Croatie, Bosnie et Monténégro), se connectant à la plateforme Gavrovo (Grèce) (Heba and Prichonnet 2006).

La plateforme est constituée d'une succession de carbonates néritiques peu profonds s'étendant du Crétacé Supérieur jusqu'à l'Éocène. Cette succession carbonatée est recouverte de dépôts de flysch et de molasse. En Albanie, les séries carbonatées de la plateforme de Kruja sont intégrées dans les chaînes de montagnes des Albanides externes caractérisées par des chevauchements d'orientation NNO–SSE.

Les microfaciès sont classés du plus distal au plus proximal, selon les critères de texture, de structures sédimentaires et des associations faunistiques. Chaque description de faciès sédimentaire est divisée en deux parties : i) une première partie «description lithologique et microfaciès» reprend une synthèse des observations macroscopiques notées à partir de l'étude de terrain et de l'analyse des surfaces polies et une description microscopique; ii) une deuxième partie «interprétation des environnements de dépôt» tient compte de la description et de la discussion des critères permettant de prédire les conditions à l'origine de dépôt de ces faciès.

1.1. Coupes de Çorovodë, localisation et étude de faciès sédimentaires

1.1.1. Présentation de l'affleurement

À Corovodë, deux affleurements ont été analysés d'un point de vue lithologique ainsi que sédimentologique. Les affleurements étudiés sont situés à ~ 1km à l'est du village de Radesh au sud de l'Albanie (*Latitude : 40°32'2 N ; longitude : 20°16'14 E)* (Figure III.1). Dans cette région, les séries carbonatées affleurent au niveau d'une arête montagneuse de direction NNO–SSE avec une altitude de 860 m. Les coupes sont prises le long du chemin qui amène au village de Gradec Qendër, dans le comté de Berat.

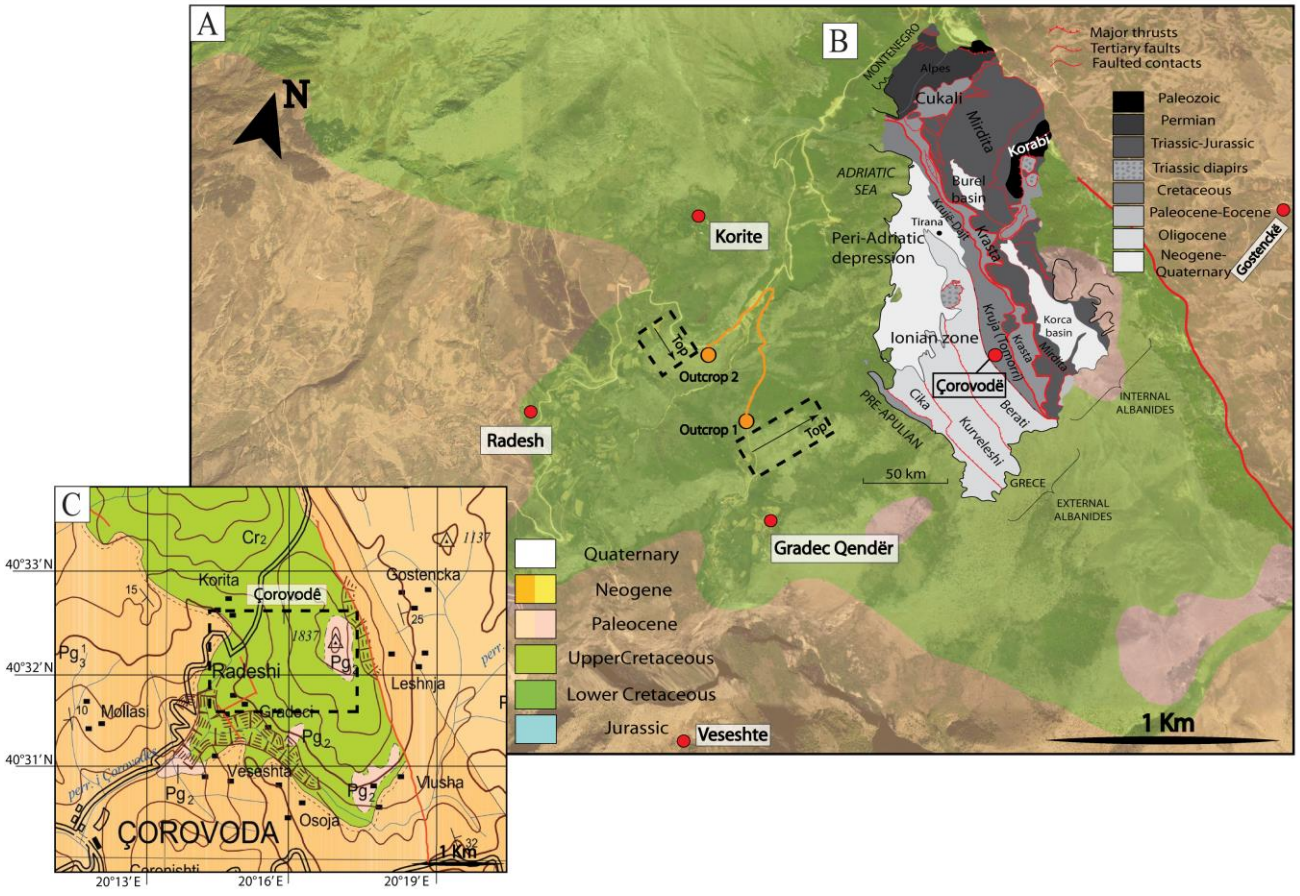


Figure III.1: A) Image Google Earth montrant les affleurements des formations du Crétacé Sup. de Çorovodë (plateforme de Kruja). B) Carte géologique de l'Albanie, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004). C) Carte géologique de la zone d'étude montrant les principales formations géologiques, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004).

La première coupe (Figures: III.1 ; III.2, «Outcrop 1») a une épaisseur de 158 m. Cet affleurement correspond aux biozones stratigraphiques CsB1, CsB2 et CsB3 du Crétacé Supérieur décrites par Heba (2008) (Figure III.2). Dans cette coupe, la partie inférieure (Cénomanien–Santonien) du Crétacé Supérieur (Biozones CsB1, CsB2, CsB3) de la plateforme de Kruja est représentée par des alternances entre des faciès de packstone à grainstone à péloïdes et des faciès de floatstone et rudstone riche en débris de rudistes (Figure III.2). Parfois, un passage vers des faciès plus fins est noté, qui montre des faciès de wackestone à débris de rudistes et gastéropodes en intercalation avec de faciès mudstone. En général, la coupe présente deux intervalles lithologiques distincts, le premier est constitué d'une alternance d'environ 80 m, entre des faciès rudstone à floatstone riches en débris de rudistes, des faciès à péloïdes (type packstone à grainstone), et des faciès mudstone à wackestone. Le deuxième intervalle de 78 m correspond à des calcaires type wackestone à débris de rudistes, intercalés avec de packstone et grainstone à rudistes (Figure III.2).

Le somment de la coupe est marqué par de calcaires brèchiques, d'âge Éocène moyen (Figure III.2), contenant des débris anguleux du substrat crétacé (Heba, 2008). Ces calcaires bréchiques reposent sur les calcaires CsB2–CsB3 en contact franc et parallèle à la stratification (Heba, 2008)

Dans la deuxième coupe (Figures: III.1 ; III.3, « Outcrop 2 »), à ~ 800 m au nord–est de la première coupe, la partie supérieure (Maastrichtien) du Crétacé Supérieur de la plateforme de Kruja est représentée par une succession stratigraphique d'une épaisseur de 18 m (Figure III.3, entre 1 et 19 m). Il s'agit de la biozone CsB7. Deux ensembles lithologiques sont distingués : (i) le premier intervalle (1–9 m) présente des intercalations entre des faciès grossiers rudstone et floatstone riches en rudistes ; (ii) le deuxième intervalle (9–19 m) est caractérisé par une dominance des faciès de type mudstone à wackestone à débris de rudistes intercalés avec des packstone et grainstone bioclastique à rudistes.

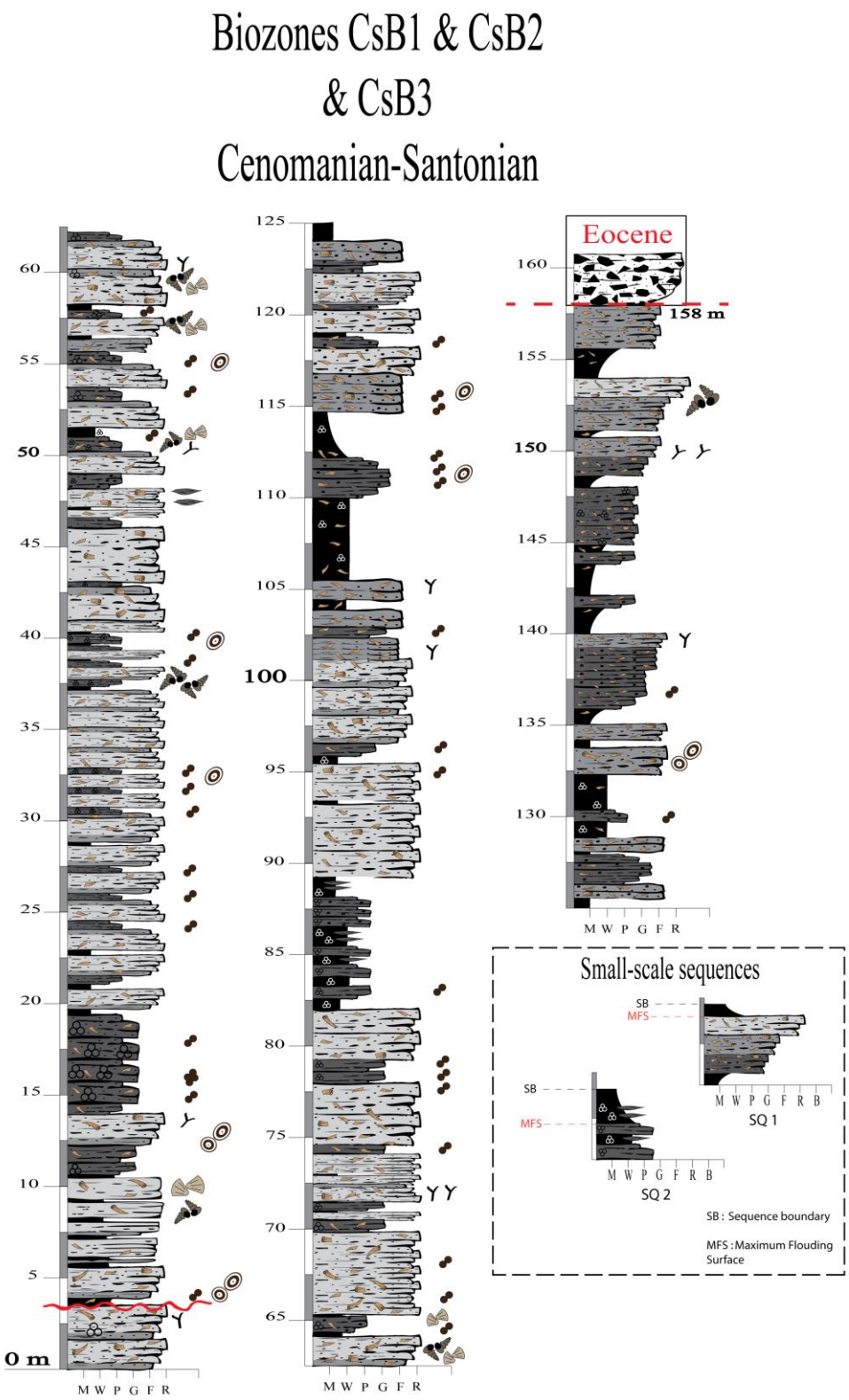


Figure III.2: Log stratigraphique synthétique complet de la coupe 1 (Outcrop 1) de Çorovodë (Crétacé Sup.). La légende associée est présentée dans la figure III.3. La définition des paraséquences (ou « small-scale sequences» et la représentation des faciès est simplifiée.

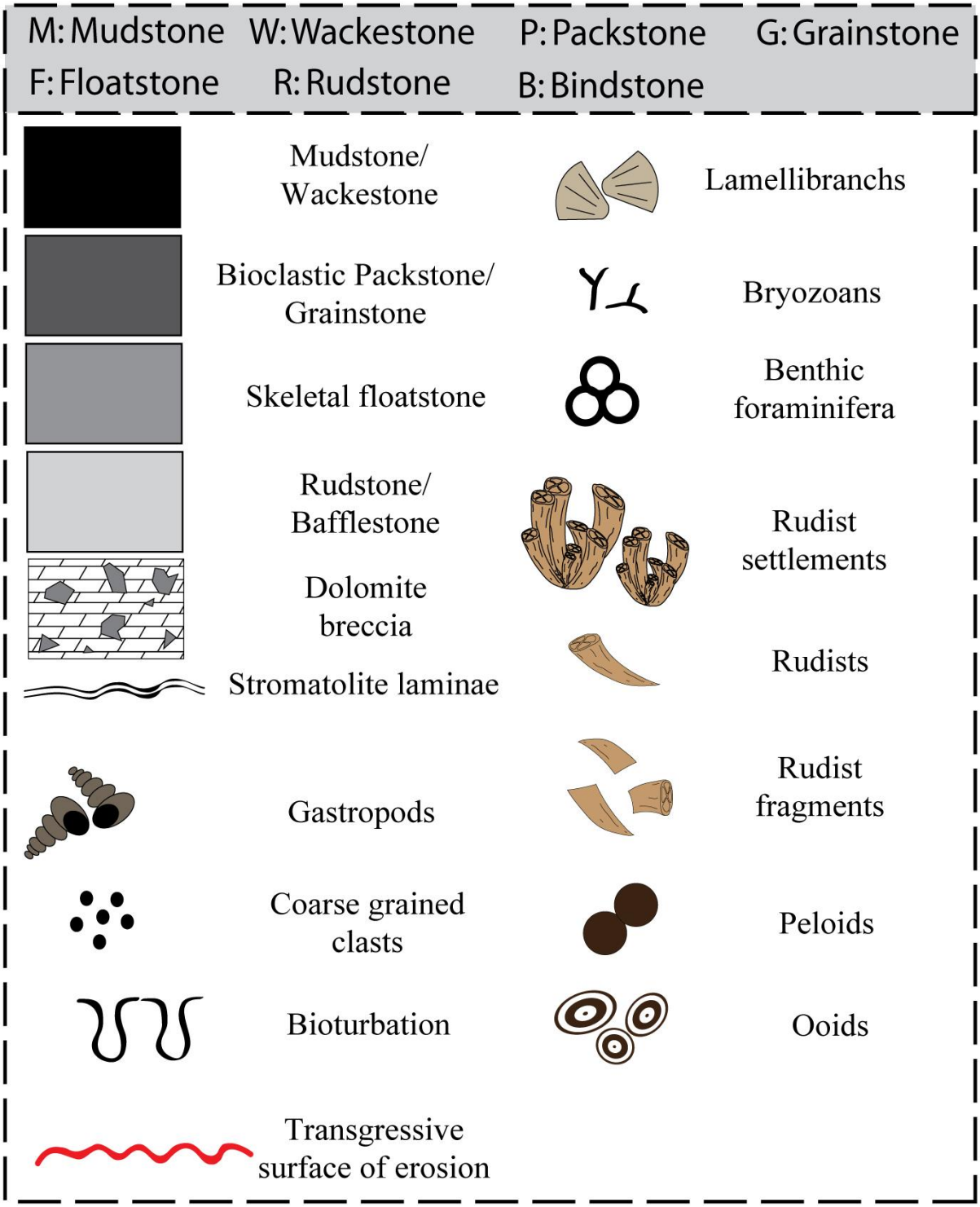


Figure III.3: Légende des faciès stratigraphiques de plateforme.

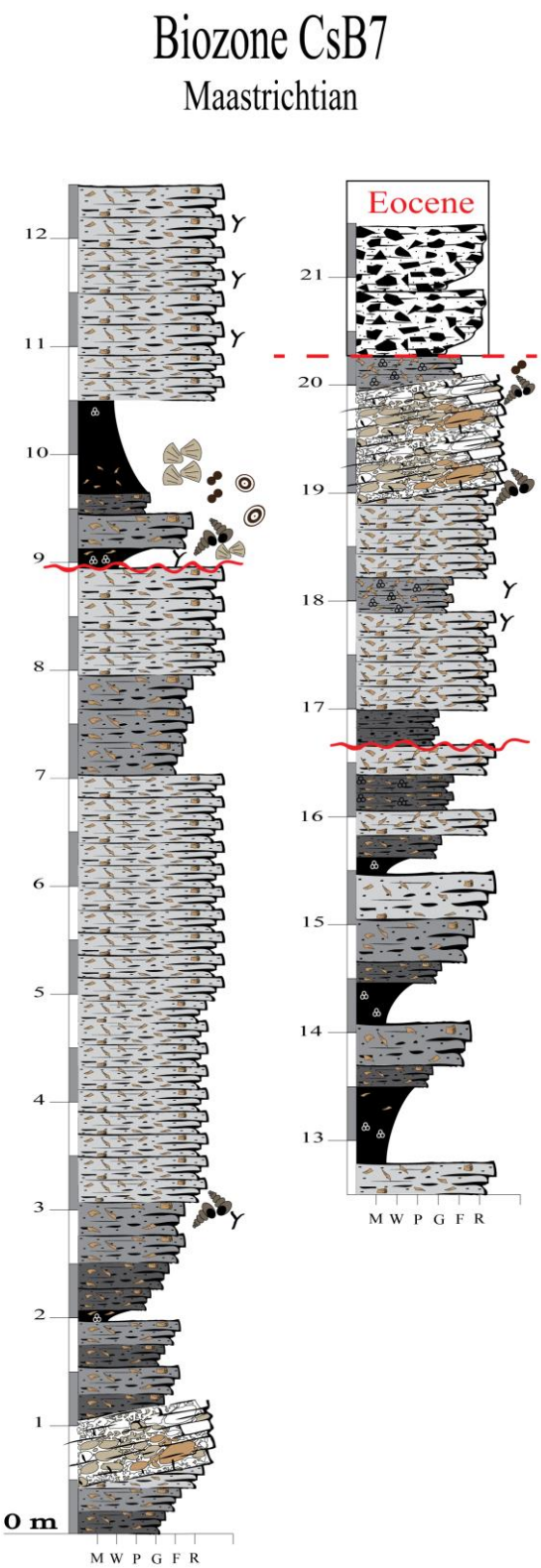


Figure III.4: Log stratigraphique synthétique complet de la coupe 2 (Outcrop 2) de Çorovodë (Crétacé Sup.). La légende associée est présentée dans la figure III.3. La représentation des faciès est simplifiée.

1.1.2. Description des faciès et microfacies associées

Les analyses menées sur les deux coupes de Çorovodë (Outcrop 1, Outcrop 2) ont permis de mettre en évidence 5 faciès types reflétant des conditions de dépôts spécifiques.

1.1.2.1. Faciès sédimentaire 1 (CFs1) : Rudstone à rudistes

1.1.2.1.1. Description du faciès

Les faciès rudstone à rudistes sont très fréquents dans les deux coupes de Corovodë (Figures: III.2 ; III.4). L'épaisseur des bancs est très variable allant de 50 cm jusqu'à 3 m. Ils se trouvent dans les deux coupes toujours en intercalation avec des faciès de floatstone (CFs2) et parfois de grainstone à rudistes (CFs3). Les bancs montrent une importante concentration d'organismes (Figures: III.5 ; III.6) (rudistes, gastéropodes, bivalves, foraminifères benthiques essentiellement millioles) remarquables même à l'échelle macroscopique. Les bioclastes sont repris dans une matrice très fine de boue carbonatée. En revanche, la base des bancs montre une texture packstone granulaire contenant des foraminifères benthiques (millioles) auxquels s'ajoutent des débris de bryozoaires et gastéropodes. Il peut également y avoir une proportion peu importante de péloïdes. Les rudistes ont une taille centimétrique allant jusqu'à 20 cm et ils constituent entre 80% et 90% du faciès. Ils sont rarement encroûtés par un enduit micritique.

Ce faciès est hétérogène au niveau granulométrique, toutes les granulométries pouvant être présentes, de 100 µm à plusieurs centimètres (20cm) (Figures: III.5.A ; III.6.C). Les rudistes sont orientés dans toutes les directions. Ils peuvent notamment être perpendiculaires au plan de stratification (Figure III.5.A). Le degré de conservation des rudistes est bon, tandis que certains bioclastes tels que les bryozoaires et gastéropodes sont fortement brisés.

1.1.2.1.2. Interprétation des environnements de dépôt

La présence de grands bioclastes de taille centimétrique nécessitent une énergie suffisante pour permettre leur érosion et mobilisation. Ces faciès correspondent probablement à une zone où l'agitation est assez importante. En revanche, la forme angulaire des bioclastes indiquerait un transport faible, comme le suggère également le mauvais tri et la grande diversité

dans leurs tailles. De plus, les textures, globalement mudstone, montre souvent des caractéristiques de type lagunaire au travers de l'enduit micritique de certains bioclastes. Ceci impliquerait un transport plus marqué vers le lagon.

Il s'agit donc d'un faciès déposé dans un milieu de plateforme avec une agitation modérée. La richesse en rudistes et débris de rudiste reflète un contexte proche des biostromes à rudistes qui constituent la source du matériel bioclastique. Toutes ces caractéristiques peuvent indiquer des conditions relativement calmes mais parfois interrompues par des périodes d'agitation épisodique engendrant le renversement des biostromes. Ce faciès peut donc être interprété comme étant déposé dans un environnement subtidal à proximité des biostromes.

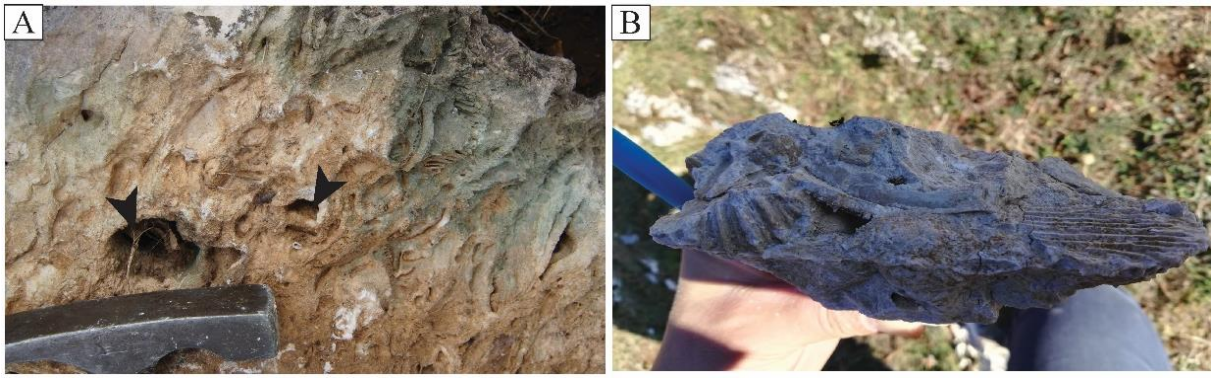


Figure III.5: A) Sections longitudinales et transversales de rudistes remaniés (CFs1). B) Faciès à fragments de rudiste et de lamellibranche dans une matrice micritique (CFs1).



Figure III.6 : A) Faciès rudstone à rudistes et gastéropodes (flèche noire). B) Fragments bioclastiques grossiers (principalement rudistes, flèches noires). C) Faciès à grands gastéropodes (CFs1).

1.1.2.2. Faciès sédimentaire 2 (CFs2) : Floatstone à rudistes

1.1.2.2.1. Description du faciès

Les faciès floatstone à rudstone sont aussi très fréquents dans les deux coupes étudiées à Çorovodë (Figures: III.2 ; III.4). Ils sont toujours associés au faciès précédent (CFs1) où ils se trouvent en bancs massifs en intercalations formant des intervalles épais (jusqu'à 10 m) riches en rudistes. Les épaisseurs de ces intervalles varient considérablement de 50 cm à une dizaine de mètres. Ce faciès aussi montre une importante concentration d'organismes (Figure III.7) (rudistes, gastéropodes, bivalves, foraminifères benthiques essentiellement millioles), mais il diffère du précédent faciès dans la proportion de matériel bioclastique par rapport à la matrice micritique, et aussi la taille des bioclastes. Elle est beaucoup moins importante (généralement < 5mm). Le faciès CFs1 est, quant à lui, caractérisé par la présence de grands organismes (pluri–centimétriques) indiquant des apports plus importants de la zone « construite » ou une plus grande proximité de cette zone. La matrice est micritique et la texture est packstone granulaire à débris de bryozoaires (Figure III.7.A). Il y a rarement une proportion de péloïdes ou de clastes similaires à celle du faciès précédent.

Le classement est aussi très faible, plusieurs granulométries pouvant être présentes, de 0,1 mm à 5 mm. Les bioclastes sont orientés dans toutes les directions. Le degré de conservation des grands bioclastes est bon, mais parfois extrêmement faible quand il s'agit des petits bioclastes qui sont fortement brisés empêchant leur identification. Comme pour le faciès précédent, certains bioclastes peuvent présenter une enveloppe micritique autour des grains mais ce critère est très rare.

1.1.2.2.2. Interprétation des environnements de dépôt

L'importance de la fraction boueuse ainsi que la bonne conservation des grandes bioclastes indiquent une agitation faible. La présence fréquente de bioclastes indiquerait la proximité de l'environnement de dépôt de ce microfaciès par rapport à la zone biostromale. Le mauvais classement et les diverses granulométries des bioclastes confirment aussi une agitation faible. Cependant, la présence locale de texture packstone granulaire et de nombreux débris

prouve une agitation occasionnellement plus importante probablement durant des périodes de tempêtes. Ce faciès est très proche du faciès CFs1 et reflète presque les mêmes conditions de dépôt.

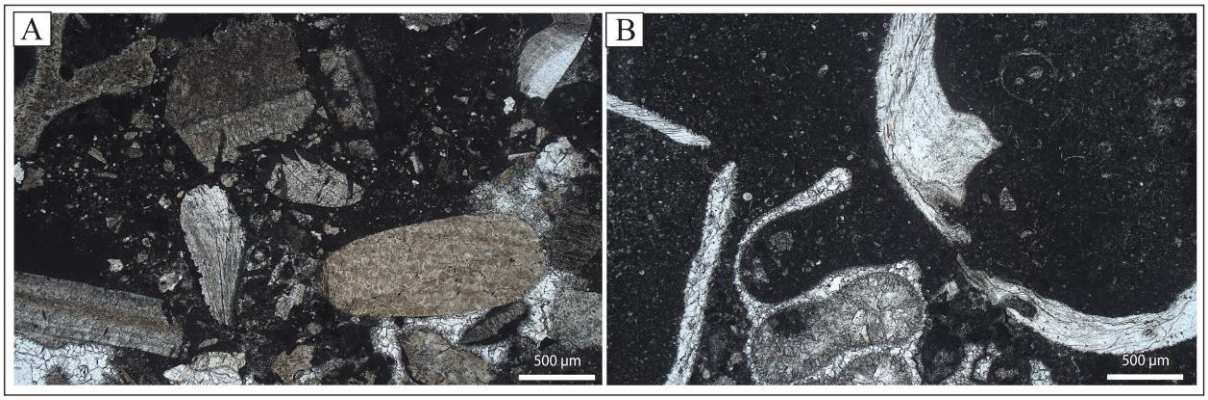


Figure III.7: E) Floatstone à packstone bioclastique à débris de bryozoaires et de rudistes (CFs2). F) Floatstone à débris de gastéropode (CFs2).

L'association communément des faciès de floatstone à rudistes avec les faciès de rudstone à rudistes suggère un contexte de dépôt similaire ou proche. Les intercalations entre ces faciès peuvent être le résultat de simples changements dans les conditions de sédimentation ou du niveau de la mer à l'origine de ces séquences stratigraphiques. En résumé, ce faciès est aussi caractéristique de la zone subtidale de la plateforme interne à proximité des bioconstructions.

1.1.2.3. Faciès sédimentaire 3 (CFs3) : Grainstone bioclastique à péloïdes

1.1.2.3.1. Description du faciès

Il s'agit de calcaire, souvent gris clair, à texture grainstone montrant une légère stratification, essentiellement marquée par des clastes plus ou moins abondants. Dans certaines lames, les clastes se présentent sous forme de lamines granocroissantes. Ce faciès se retrouve en intercalations avec les faciès grossiers à rudistes précédents. Ce faciès relativement grossier à péloïdes, et rarement à ooïdes, présente différents types de textures qui s'observent parfois au sein d'un même échantillon. Cette hétérogénéité est principalement due au degré de classement où la taille des grains varie d'un échantillon à un autre (Figure III.8.A.B). La texture est un

grainstone mais peut être parfois un packstone quand la matrice micritique devient dominante. Dans ce cas, la matrice est micritique ou, généralement, microsparitique.

Il peut y avoir localement des concentrations argileuses importantes, sous forme de liserés irréguliers millimétriques. Lorsque la texture est un grainstone, il y a de nombreuses poches micritiques ou clastes et le ciment est une sparite équigranulaire. Les éléments figurés sont essentiellement des débris de rudiste, par ailleurs des grains péloïdiques sont présents. Ceux–ci sont accompagnés plus rarement de bryozoaires. Les algues restent rarement présentent dans certaines lames. Les débris sont plus ou moins bien triés selon les échantillons, le classement étant moyen à bon.

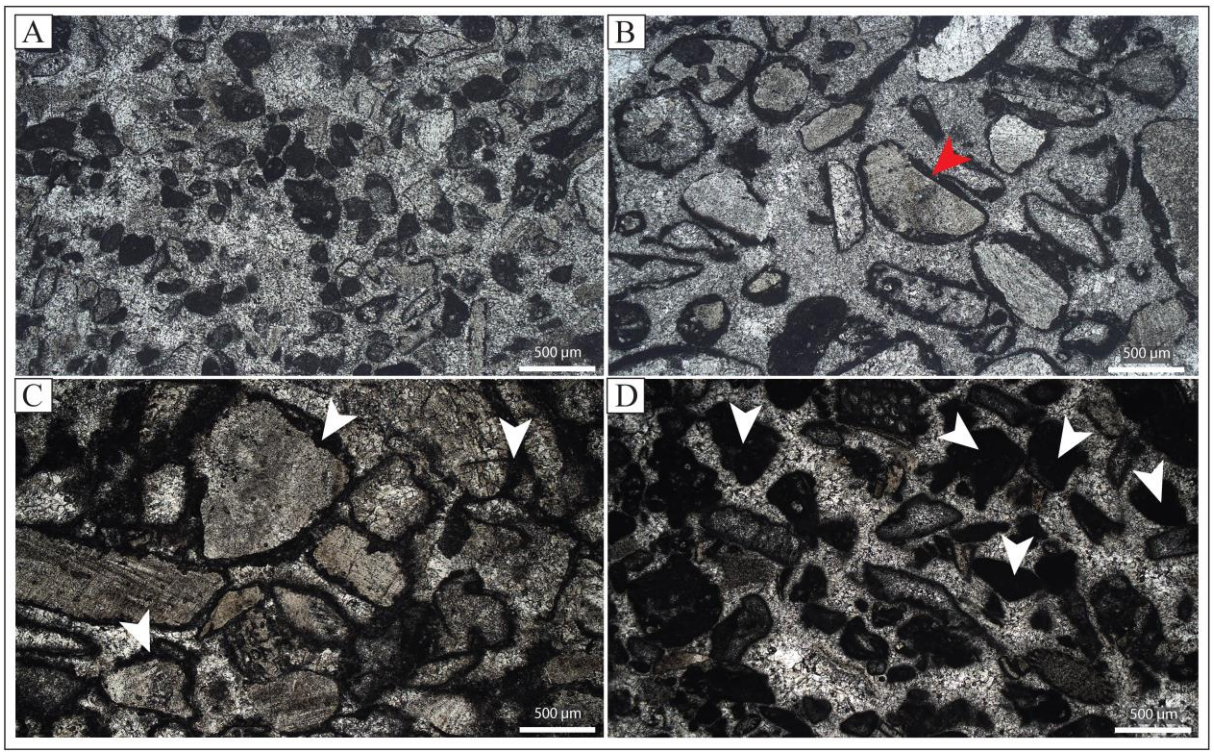


Figure III.8: A) Grainstone à rudistes (CFs3) dont les débris de rudiste sont intensément micritisés formant des péloïdes. B) Grainstone à débris de rudiste (CFs3). Notez l'enduit micritique autour des grains (flèche rouge). L'épaisseur de l'enveloppe micritique n'est pas régulière. C) La surface entre l'enduit et les bioclastes n'est pas régulière (flèches blanches). Certains bioclastes sont perforés. D) Grainstone bioclastique. Notez l'effet de la micritisation préférentielle : certains bioclastes sont complétement micritisés (flèches blanches). Certains bioclaste sont cimentés par un ciment sparitique syntaxique ou coaxial postérieur à l'enduit micritique.

Le top de certains de ces bancs est érosif et montre localement des surfaces d'érosion sous-marines probablement de type « hardground » identifiées dans certaines lames minces (Figure III.9.A.B). Ainsi, la roche s'est complètement solidifiée avant le dépôt de la couche qui est au–dessus. Cette surface est souvent surmontée par des faciès wackestone à packstone dont

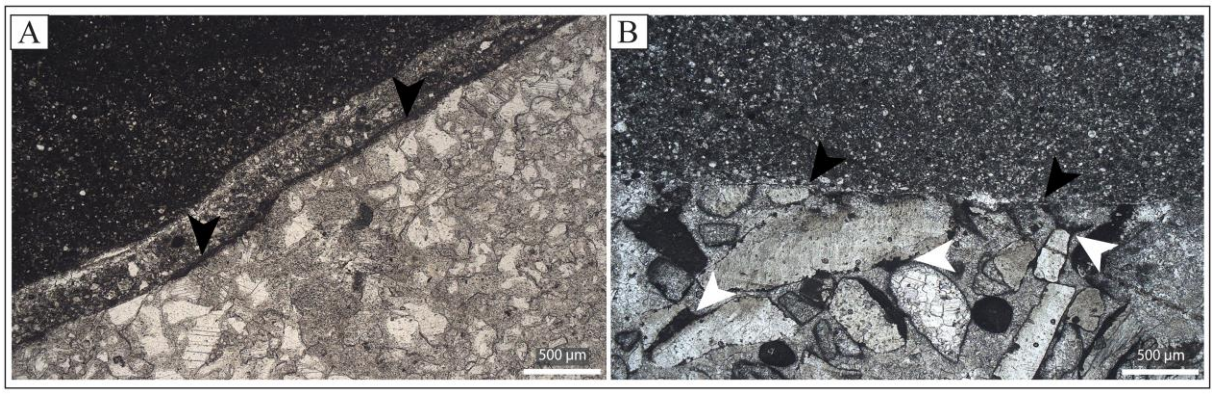


Figure III.9: A, B) Surfaces érosives de transgression. Notez la surface de troncature marquée par les flèches noires. Notez la cimentation de type ménisque (flèches blanches).

la matrice est granulaire (Figure III.9.A.B). Cette surface de troncature marque des périodes de lacune sédimentaire. La cimentation de type ménisque identifiée peut aussi indiquer la formation d'un « Beach rock », durant laquelle la lithification s'est poursuivie en milieu continental par la précipitation d'une calcite sparitique drusique ou équigranulaire. Néanmoins, l'histoire diagénétique sera discutée précisément dans le chapitre 4.

Les bioclastes sont réguliers, avec des formes arrondies, une sphéricité moyenne à bonne et des tailles entre 0,2–1 mm environ. Ils présentent une bordure nette. Les grains bioclastiques sont généralement liés par un ciment sparitique parfois syntaxique. Les bioclastes sont souvent encroûtés par une enveloppe micritique (Figure III.8.A.B.C.D). La majorité des grains présentent un enduit micritique «coating» plus épais que les autres. Les enduits micritiques (~ 100–200 µm d'épaisseur) sont relativement réguliers et la limite entre le bioclaste et l'enduit peut être irrégulière (Figure III.8.C). Les nucleus sont généralement des débris de rudistes cependant d'autre bioclastes semblent pouvoir être affecté par la micritisation dont l'intensité est parfois suffisante pour oblitérer totalement la nature du nucleus (Figure III.8.D).

1.1.2.3.2. Interprétation des environnements de dépôt

Généralement, les péloïdes sont d'origine algaire (Purser, 1980). Cependant, la présence des algues n'a pas été notée dans les deux coupes de Çorovodë. Il est donc évident que les péloïdes dans ce faciès sont issus de la micritisation de bioclastes. Cette interprétation est basée sur le fait que l'intensité de la micritisation n'est pas la même dans tous les grains, car certains grains montrent une micritisation intense formant des péloïdes et d'autres grains montrent seulement un mince enduit micritique (< 50 µm), et même d'autres grains ne sont pas touchés par cette micritisation. La formation des péloïdes par la micritisation intense des bioclastes ou des petits intraclastes a été discutée par Bathurst (1966) et Tucker and Wright (1990). Selon ces auteurs, l'état intermédiaire où la micritisation est représentée par un enduit micritique comme c'est le cas de la majorité des bioclastes dans ce faciès est appelée «cortoïde».

Il semblerait que ce processus affecte préférentiellement les bioclastes aragonitiques plutôt que les bioclastes calcitiques ce qui explique cet aspect préférentiel de la micritisation (Tucker and Wright, 1990).

Il est clair que la formation de l'enduit micritique ou des péloïdes nécessite un environnement dont l'agitation est faible (Flügel, 1982). Cependant, ce critère ne peut pas être utilisé comme le seul indicateur pour interpréter l'environnement de dépôt car ces grains peuvent simplement être transportés. En revanche, la texture grainstone à débris grossiers de rudiste peut indiquer une sédimentation en environnement relativement agité.

Les caractéristiques de ce faciès et l'activité des ciments micritiques de milieu vadose marin peuvent indiquer un contexte proximal dans lequelle ce faciès forme un « Beach rock » en milieu intertidal. En revanche, ce type de ciments micritiques a été observé aussi dans des milieux subtidaux en association avec des surfaces de type « hardground » dans le bassin parisien (Purser, 1969). Les surfaces de type « hardground » ont été aussi décrites par James and Choquette (1983). Par conséquent, interpréter l'environnement sédimentaire de ces faciès uniquement à partir de leur texture rocheuse semble difficile, car les éléments diagénétiques doivent également être pris en compte. Et pour cela, l'évolution diagénétique de ces faciès en lien avec le contexte de dépôt sera discutée au chapitre 4-partie I.

1.1.2.4. Faciès sédimentaire 4 (CFs4) : Packstone bioclastiques

1.1.2.4.1. Description du faciès

Il s'agit d'un packstone bioclastique dont la matrice est généralement microgranulaire (Figure III.10). Les bioclastes sont majoritairement des rudistes, accompagnés de débris de foraminifères benthiques, gastéropodes et bryozoaires (Figure III.10.A.C.D). Le classement est généralement mauvais et les grains des formes variant de bien arrondies à angulaires. L'ensemble des organismes cités précédemment sont intensément brisés (0,2 mm). Parfois, la matrice est constituée de micrite fine ou de microsparite et/ou d'une mélange microbioclastique (<0.05mm) où les débris d'organismes ne sont parfois pas identifiables. Des intraclastes provenant principalement du faciès CFs3 ont été enregistrées dans certaines lames minces (Figure III.10.B).

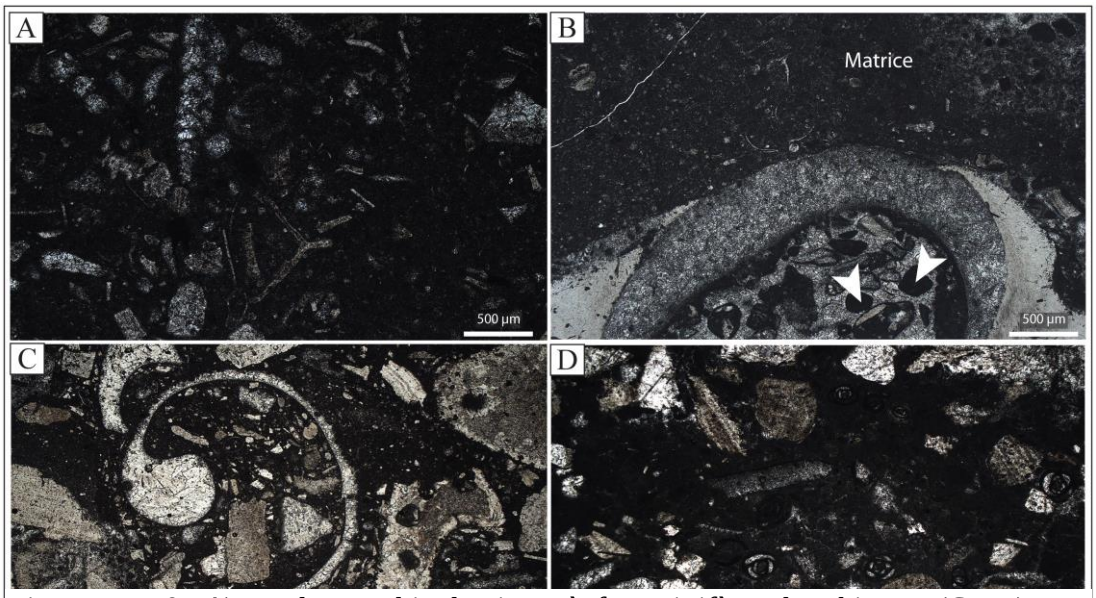


Figure III.10: A) Packstone bioclastique à foraminifères benthiques (CFs4). Les bioclastes sont intensément micritisés. B) Faciès wackestone à packstone granulaire contenant des intraclastes à péloïdes (flèches blanches). C) Packstone bioclastique à débris de gastéropodes et de rudistes (CFs4) dont la matrice est granulaire. D) Grainstone à debris de rudistes et foraminifères benthiques (CFs4).

Ce microfaciès présente fréquemment une légère lamination soulignée par une accumulation argileuse et des niveaux plus ou moins riches en bioclastes. Les bioclastes sont fréquemment micritisés. Certaines lames minces montrent des cavités dont les bordures sont cimentées par de la sparite formant une frange isopaque sur le bord (les éléments diagénétiques

seront discutés dans le chapitre 4. Les stylolites aussi peuvent être présents en abondance. Il peut y avoir des bioturbations, souvent remplies d'un même type de sédiment, riche en péloïdes. Ce faciès peut évoluer vers des faciès CFs2 qui présentent les mêmes caractéristiques mais où la taille des bioclastes est beaucoup plus importante.

1.1.2.4.2. Interprétation des environnements de dépôt

Les grands organismes sont généralement brisés et les débris sont souvent centimétriques. Ceci nécessite une énergie suffisante pour permettre leur mobilisation et suggère un milieu relativement agité. La morphologie massive des bioclastes semble également correspondre à une agitation moyenne. Les bioclastes sont brisés mais ne sont pas arrondis. Ceci indiquerait un transport faible, comme le suggère également le faible classement. Localement, l'aspect parfois arrondi des débris de bryozoaires brisés correspondrait à un transport plus élevé. Dans ce cas, la matrice montre souvent des caractéristiques de type lagunaire. Ceci impliquerait un transport plus marqué vers le lagon (peut être suite à l'action des tempêtes).

1.1.2.5. Faciès sédimentaire 5 (CFs5) : Mudstone/wackestone à lamellibranches et foraminifères benthiques

1.1.2.5.1. Description du faciès

Il s'agit de faciès mudstone à wackestone à lamellibranches, rares débris de rudistes, brachiopodes, gastéropodes et foraminifères benthiques (Figure III.11.A.B). La présence des péloïdes est aussi très rare mais elle a été notée dans quelques lames minces. L'état de conservation général des bioclastes est bon. La texture peut être fortement argileuse et peut également contenir des bioturbations montrant des terriers verticaux par rapport à la stratification. Les bioturbations sont souvent fréquentes à la limite séparant les couches mudstone/wackestone de la couche au–dessus (packstone). Cette bioturbation est souvent remplie par des sédiments de la couche au–dessus dont la texture est un packstone granulaire contenant des péloïdes.

Parfois, ce faciès montre des structures de fenestrées mais leur présence est très locale et rare. Les fenestrées sont principalement horizontales et forment localement une légère stratification. Elles sont soit vides formant des cavités, soit remplies par un ciment frangeant de petits cristaux de calcite sparitique.

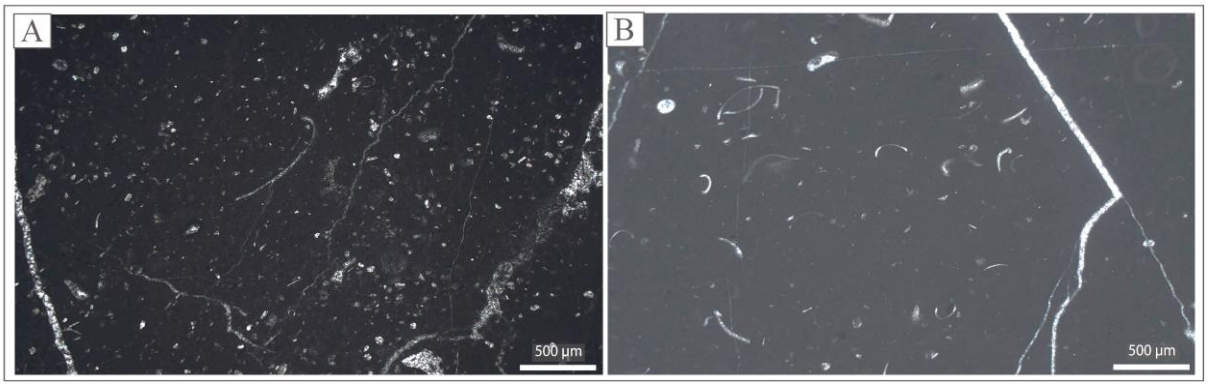


Figure III.11: A) Mudstone à wackestone bioclastique (CFs5). Mudstone à lamellibranches (CFs5).

1.1.2.5.2. Interprétation des environnements de dépôt

La texture mudstone/wackestone et la rareté des matériaux bioclastiques, ainsi que le bon état de conservation des bioclastes qui sont présentes dans la matrice sont caractéristiques d'environnements calmes. Les fenestrées horizontales (même si leur présence est rare) sont un indicateur du milieu intertidal. Les structures de fenestrées ainsi que la cimentation de calcite sparitique indiquent aussi un milieu soumis à l'émersion identique à la zone intertidale. Ce type de ciment vadose est très fréquent dans un contexte de tidal flat émergeant, suite à la régression de la mer (Read, 1973 ; Flügel, 1982 ; Flügel, 2004). Ce faciès se développerait donc en environnement de plateforme interne, en milieu intertidal, dans une zone de faible énergie.

1.1.3. Cyclicité et séquences stratigraphiques à petite échelle identifiées

Une séquence de dépôt représente un ensemble de sédiments, liés génétiquement, dont l'évolution des faciès se répète dans le temps, le long d'une coupe. Cette répétition peut être liée ou non à une période de temps donnée. Le plus souvent, les séquences identifiées sont

séparées par une discontinuité plus ou moins visible qui peut montrer soit une inversion de l'évolution des paramètres paléoenvironnementaux, soit un arrêt de la sédimentation. Divers critères permettent de définir les séquences de dépôt dans les deux coupes étudiées.

Les unités sédimentaires décrites précédemment montrent un certain nombre de cycles à petite échelle, qui présentent généralement à la fois une tendance à l'augmentation de la profondeur de dépôt « deepening upward », et à la fois une tendance à la diminution de la profondeur de dépôt « shallowing upward ». En général, la cyclicité dans les deux coupes s'identifie sous la forme de deux séquences types à petite échelle « small–scale sequence » (SQ1, SQ2) (Figure III.2). En revanche, ces séquences n'apparaissent pas sur toutes les coupes car certaines parties des coupes ne montrent pas de cyclicité à petite échelle. Il s'agit des unités riches en rudistes qui montrent des bancs (globalement des faciès CFs1) décimétriques foncés alternant avec des biostromes. Elles ne montrent pas de de cyclicité à l'affleurement ni sur la courbe d'évolution des microfaciès.

1.1.3.1. Séquence à petite échelle type 1 (SQ 1)

Il s'agit d'une séquence composée de faciès subtidaux à intertidaux. La séquence débute par des bancs sombres de mudstone à wackestone (CFs5), passant progressivement vers des faciès de packstone et grainstone bioclastiques à péloïdes (CFs3, CFs4). Le top de la séquence montre des bancs massifs de floatstone qui passent progressivement à des faciès de rudstone à rudiste (CFs1) représentant la phase de colonisation du substrat. La base de la séquence reflète un contexte intertidal qui passe progressivement vers des faciès subtidaux plus distaux. Ceci indique la tendance à l'augmentation progressive de la profondeur de dépôt « deepening upward ».

1.1.3.2. Séquence à petite échelle type 2 (SQ 2)

Il s'agit d'une séquence composée aussi de faciès subtidaux à intertidaux. La séquence est caractérisée par son sommet régressif représenté par des faciès de mudstone (CFs5) montrant localement des structures de fenestrées au top, avec parfois des bioturbations. Les faciès à la base sont subtidaux, il s'agit de faciès de packstone à grainstone à péloïdes (CFs3,

CFs4). La base de la séquence reflète donc un contexte subtidal à intertidal qui régresse vers des faciès intertidaux plus proximaux. Ceci indiquerait la tendance à la diminution progressive de la profondeur de dépôt « shallowing upward ».

1.1.4. Conclusions partielles

Le modèle de dépôt des successions stratigraphiques étudiées à Çorovodë comprend 5 faciès qui forment une succession cohérente du plus proximal au plus distal reflétant des événements sédimentologiques particuliers. Les faciès CFs1 et CFs2 se sont déposés dans conditions dont l'agitation semble modérée.

Les faciès CFs3, CFs4 et CFs5 reflètent un taux d'agitation relativement faible permettant la formation des péloïdes et les processus de micritisation indiqués par la formation des enveloppes micritiques autour des bioclastes. Ces faciès reflètent aussi des conditions proximales avec des périodes occasionnelles d'émersion responsable de la formation des structures de fenestrées identifiées dans les faciès mudstone/wackestone (CFs5).

En fait, il semble que l'énergie faible soit une caractéristique générale de cette partie de la plateforme interne qui est généralement caractérisée par une agitation très faible même lorsque les faciès se développent en faible profondeur d'eau. Cela pourrait peut–être lié à la présence de zones émergées.

1.2. Coupe de Krujë–Dajt, localisation et étude de faciès sédimentaires

1.2.1. Présentation de l'affleurement

Dans la région, les séries carbonatées de Crétacé Supérieur sont à présent intégrées dans le système de chevauchement de la chaîne des Dinarides–Hellénides, dont la mise en place est contemporaine d'une phase de déformation orogénique Plio–Holocène (Velaj, 2011). La zone étudiée est située au nord de la capitale albanaise Tirana, à 2 Km au nord du village de Krujë (*Latitude : 41°31'57 N ; longitude : 19°47'14 E*) (Figure III.12).

Les séries sédimentaires étudiées affleurent dans le massif appelé Krujë–Dajt, situé au niveau du front de chevauchement (Figures: III.14.A.B ; III.15) qui forme une arête montagneuse de direction NNO–SSE, avec une altitude maximale de 1150 m. Le front de chevauchement détermine une falaise de 600 m de haut surplombant sur la ville de Krujë vers le sud. La coupe étudiée se situe le long du chemin qui mène aux villages de Noja et Katundi. Le top des successions de Crétacé Supérieur est recouvert par des carbonates profonds du Paléocène. Le contact Crétacé–Paléocène marque une lacune sédimentaire majeure (Heba, 1997, 2008; Heba and Prichonnet, 2006, 2009). Cette lacune est marquée par des niveaux de bauxites observés sur le terrain (Figure III.13.A.B).

L'affleurement qui présente plus de 1200 m de successions carbonatées néritiques (Figure III.17) a été analysés d'un point de vue lithologique ainsi que sédimentologique en observant les changements de texture et de structures sédimentaires. À l'affleurement, les couches présentent un pendage allant de 70 à 80 degrés.

La photo panoramique (Figure III.14.A) montre une coupe caractérisée par des cycles péritidaux réguliers, souvent dolomitisés, avec des rudstones et floatstones à rudistes reflétant des conditions de sédimentation spécifiques relativement différentes de celles des faciès décrit dans les coupes de Çorovodë.

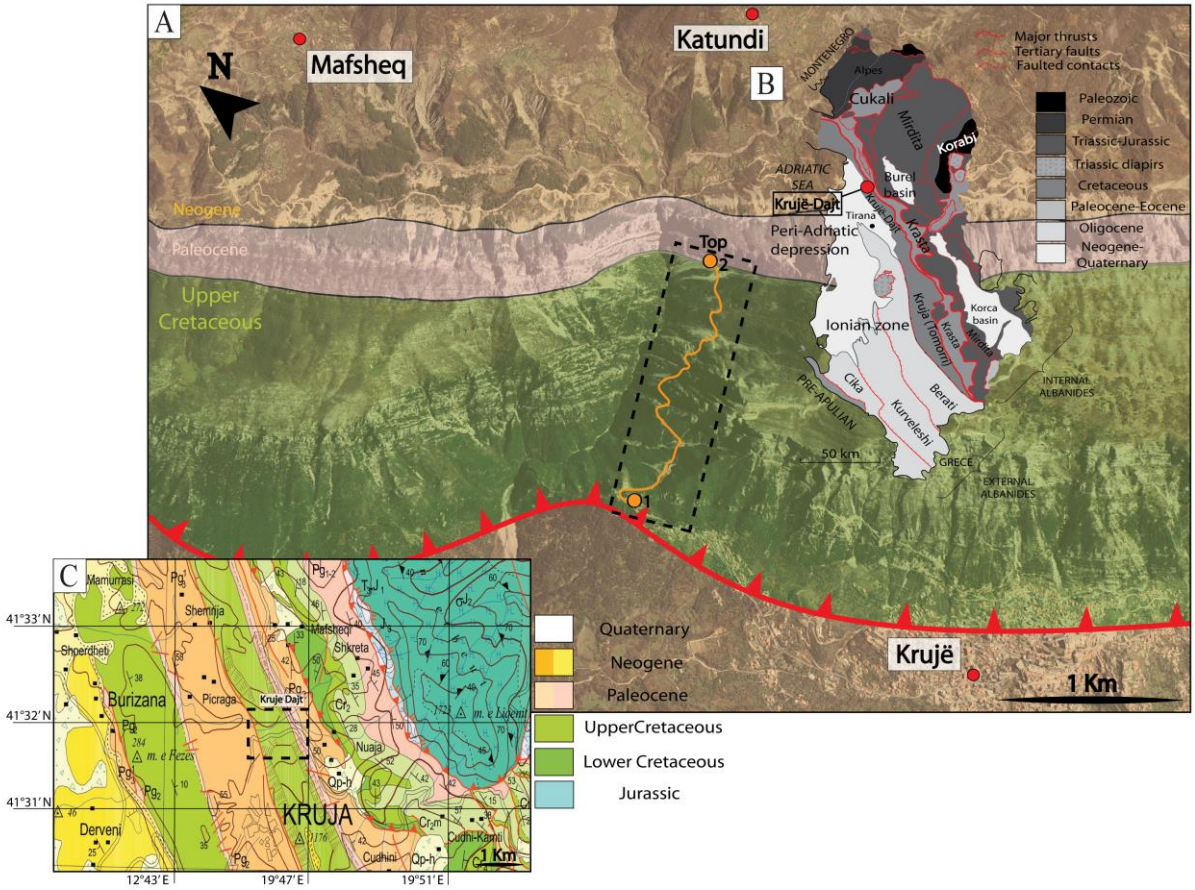


Figure III.13: A) Image Google Earth de la zone d'étude montrant la localisation de la coupe étudiée de la plateforme carbonatée de Kruja (Krujë–Dajt). Le début de la coupe est identifié par le point 1 et la fin de la coupe par le point 2 (passage du Crétacé. Sup. au Paléocène). B) Carte géologique de l'Albanie, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004). C) Carte géologique de la zone d'étude montrant les principales formations géologiques, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004).

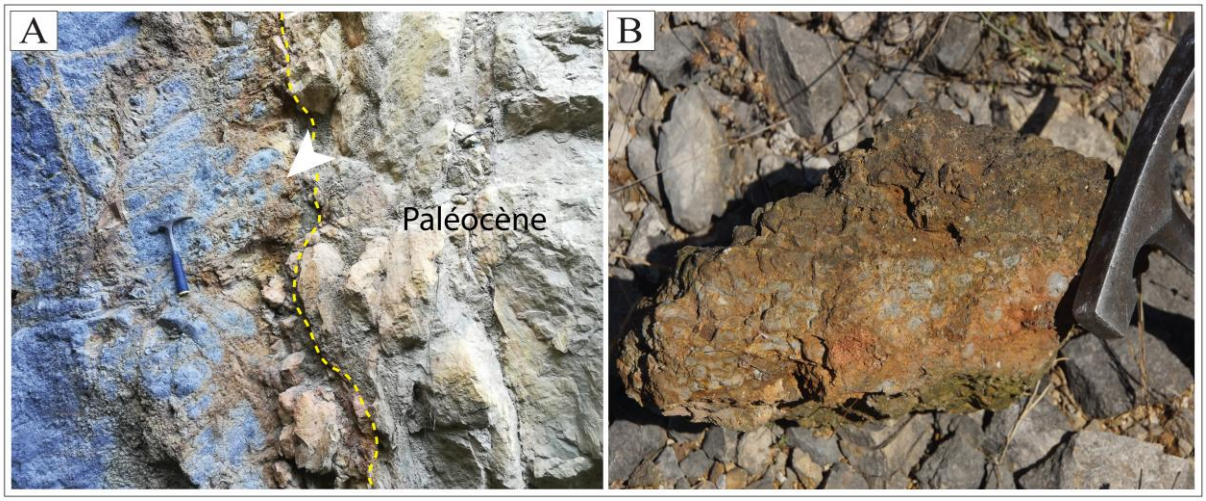


Figure III.12: A) Photographe montrant le niveau de bauxite (flèche) séparant les carbonates du Crétacé Supérieur des carbonates du Paléocène. B) Un échantillon de bauxite prélevé du contact Crétacé Supérieur-Paléocène.

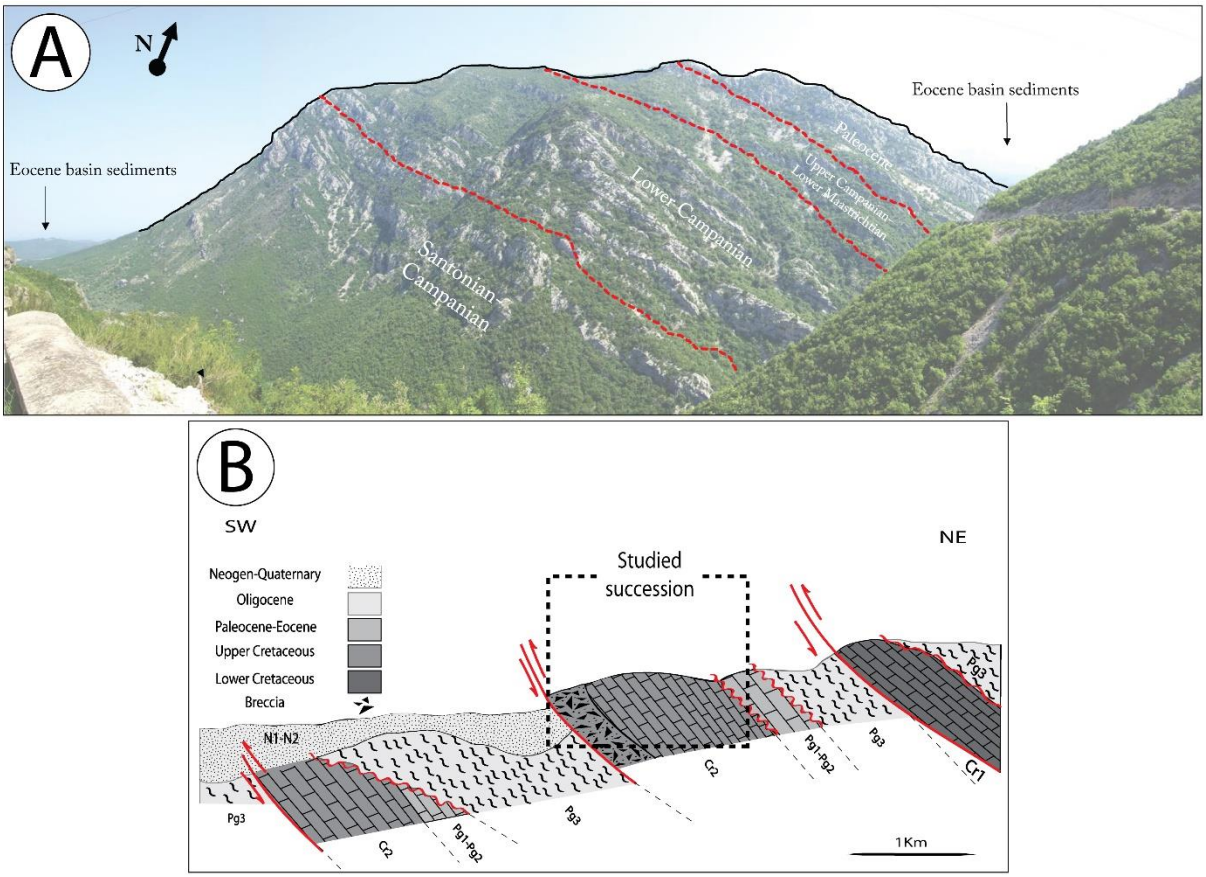


Figure III.14: A) Panorama photographique montrant la structure de chevauchement dans laquelle affleurent les séries carbonatées du Crétacé Supérieur dans le massif de Krujë-Dajt. B) Schéma simplifié illustrant le contexte tectonique de la zone d'étude. L'affleurement étudié est marqué par le carré pointillé.

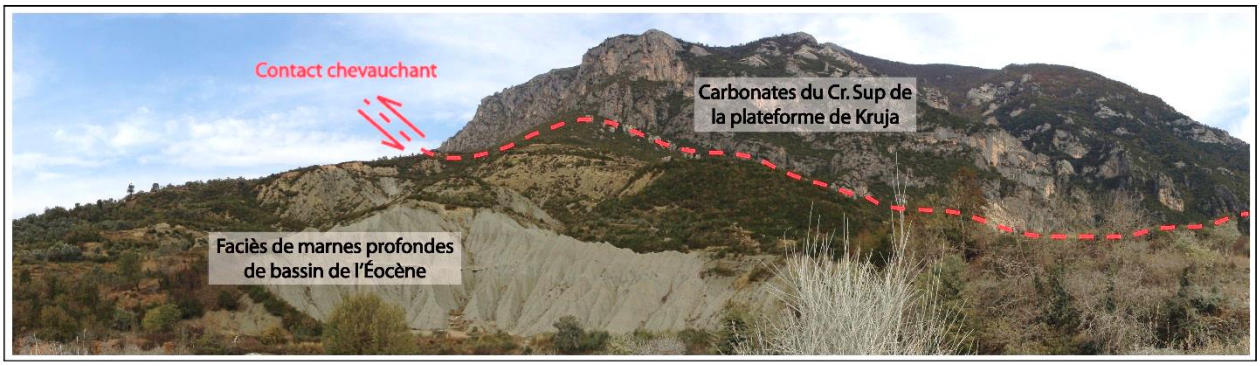


Figure III.15: A) Panorama montrant le contact tectonique chevauchant entre les formations carbonatées du Crétacé Supérieur de la Plateforme de Kruja et les faciès de marnes profondes du bassin de l'Eocène.

1.2.2. Analyse biostratigraphique

La coupe étudiée est constituée de carbonates datés du Santonien au Maastrichtien reflétant un contexte de dépôt allant de subtidal à supratidal. Pour l'ensemble de la séquence carbonatée, la datation biostratigraphique est principalement basée sur des foraminifères benthiques.

Le Crétacé Supérieur dans cette coupe est divisé en trois biozones (Heba, 1997, 2008; Heba and Prichonnet, 2006) basées sur les espèces de la famille des *Rhapydioninidae* (Fleury, 1980). A la base de la coupe, la biozone CsB4 (Santonien supérieur – Campanien) est identifiée. Elle est superposée par des calcaires à rudistes de la biozone CsB5 (Campanien Supérieur). Au sommet se situe la biozone CsB6 (Campanien Supérieur – Maastrichtien Inférieur).

La succession stratigraphique est dominée par des calcaires et dolomites néritiques du Crétacé Supérieur, contenant des foraminifères benthiques qui ont été déposés dans un environnement confiné subtidal à supratidal (Papa ,1972; Peza, 1973, 1975, 1977, 1982; I.S.P.GJ. and I.GJ.N, 1983; Heba, 1997, 2008; Meço and Aliaj, 2000; Robertson and Shallo, 2000; Heba and Prichonnet, 2006).

La figure III.16 présente des exemples de microfaunes du Crétacé Supérieur utilisés dans le calage biostratigraphique de la coupe afin de dater précisément les intervalles stratigraphiques. La figure III.16 représente les biozones pertinentes pour la succession de Krujë–Dajt. Les biozones CsB4 et CsB5 sont mises en évidence par la présence de foraminifères index tels que *Montcharmontia apenninica* (*De Castro*) et *Rotorbinella scarsellai* (*Torre*) (Fleury, 1980; Borgomano, 2000; Ruberti ,1997). D'autres foraminifères associés correspondent à l'intervalle de temps couvert par les biozones CsB4 et CsB5 caractérisant la période du Santonien Supérieur au Campanien Moyen. La présence de *Thaumatoporella parvovesiculifera* (*Raineri*) et *Rotorbinella scarsellai* (*Torre*) est liée au Sénonien Inférieur à Moyen (Borgomano, 2000).

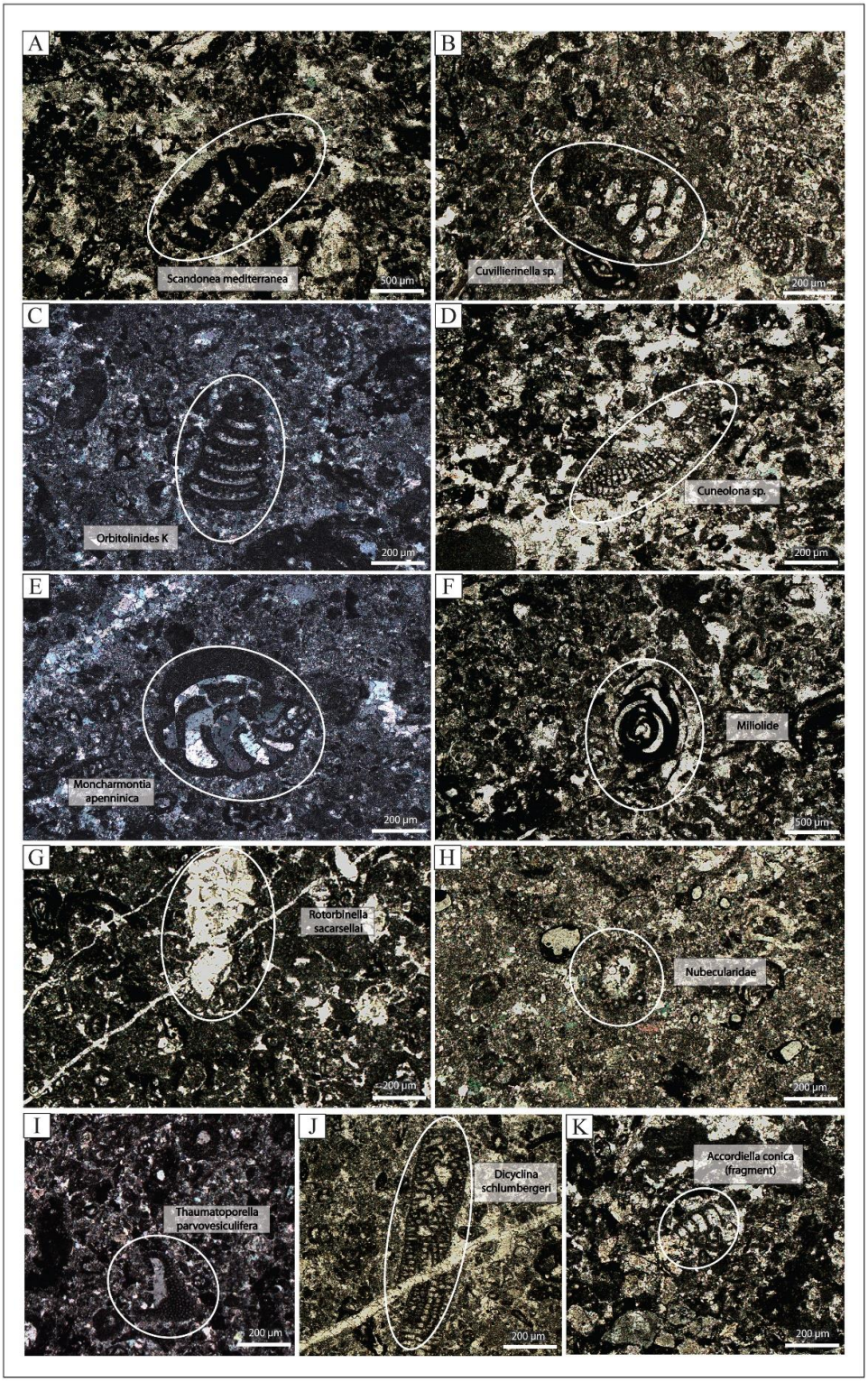


Figure III.16: Microphotographies d'exemples de microfaunes du Crétacé Supérieur utilisées dans le calage biostratigraphique de la coupe. A) Scandonea mediterranea. B) Cuvillierinella sp.. C) Orbitolinides K. D) Cuneolona sp.. E) Moncharmontia apenninica. F) Miliolide. G) Rotorbinella sacarsellai. H) Nubeculariidae. I) Thaumatoporella parvovesiculifera. J) Dicyclina schlumbergeri. K) Accordiella conica (fragment).

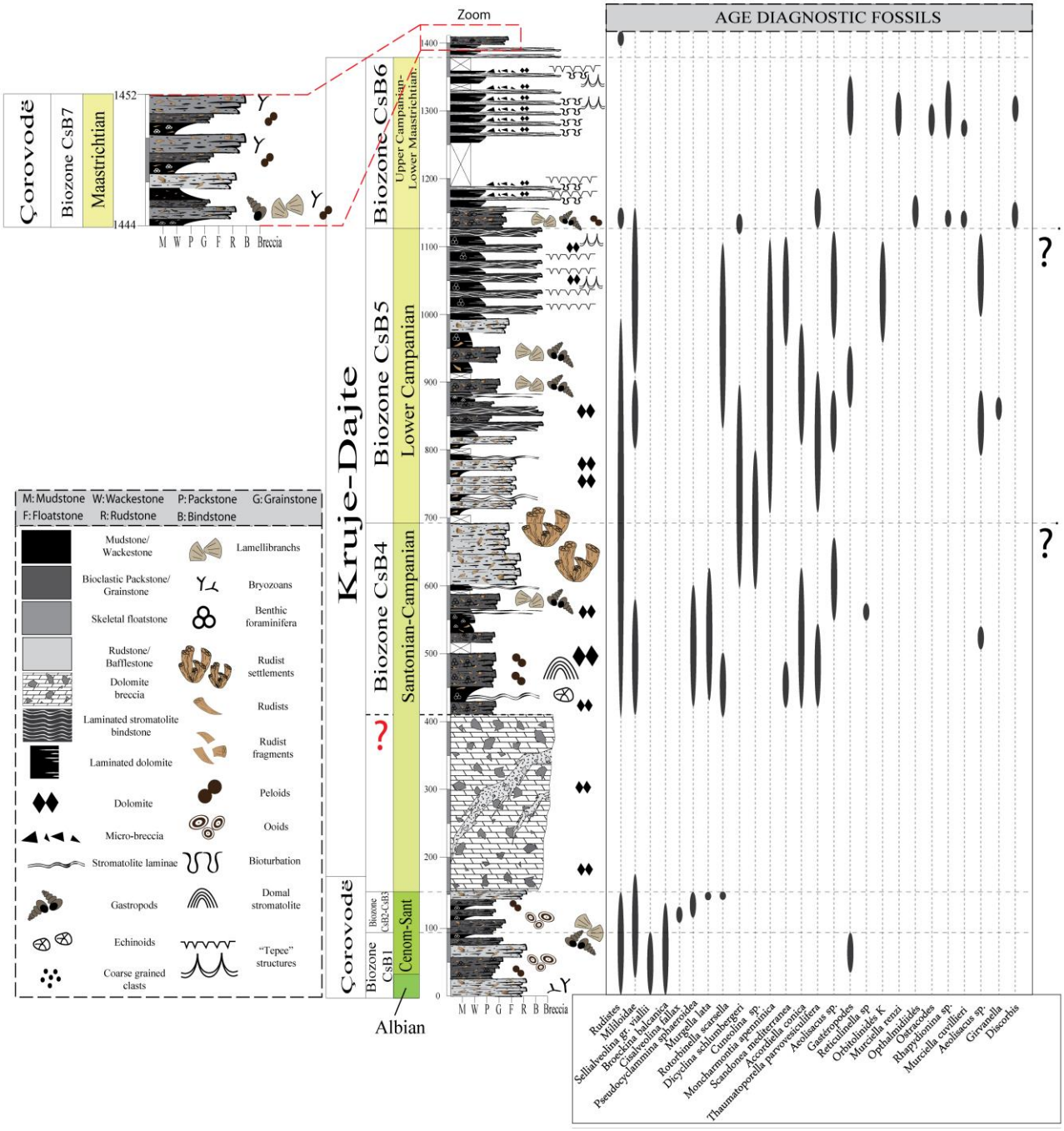


Figure III.17: Log lithostratigraphique complet du Crétacé Supérieur de la plateforme de Kruja intégrant les Formations de Çorovodë et de Krujë–Dajt. La représentation des faciès est simplifiée.

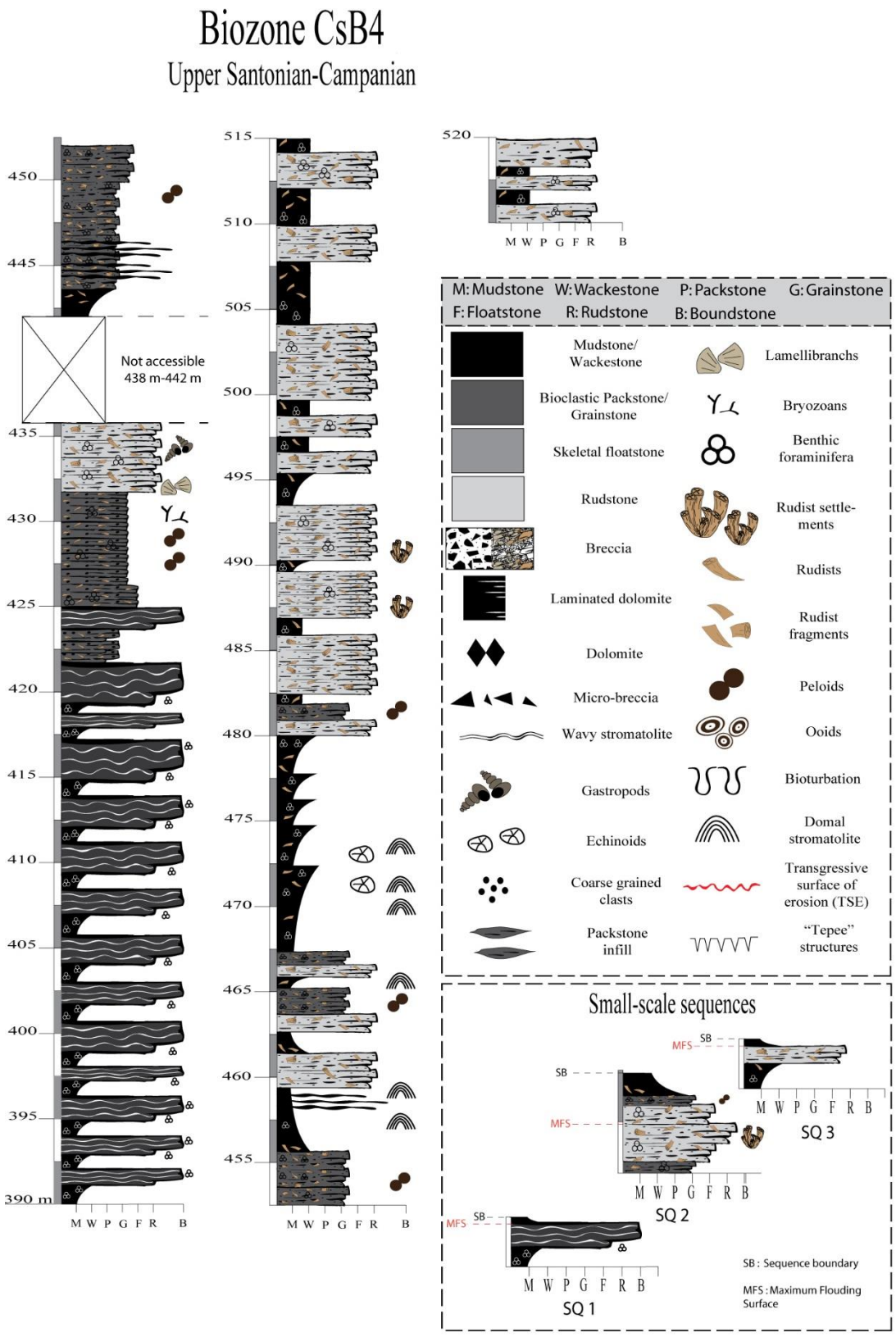


Figure III.18: Log stratigraphique synthétique de la Biozone CsB4 de la plateforme de Kruja et sa légende associée. La représentation des faciès est simplifiée.

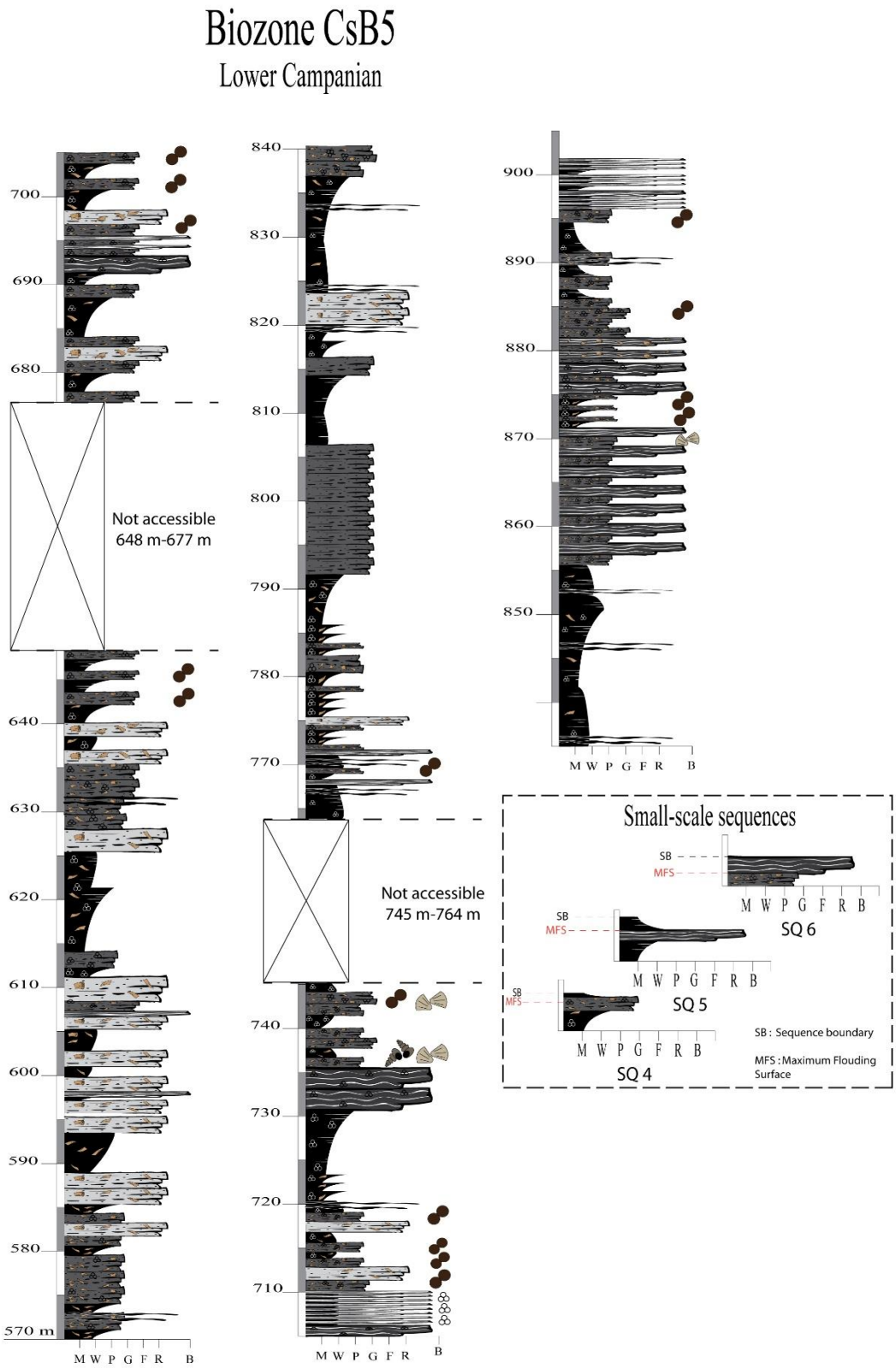


Figure III.19: Log stratigraphique synthétique de la Biozone CsB5 de la plateforme de Kruja et sa légende associée. La représentation des faciès est simplifiée.

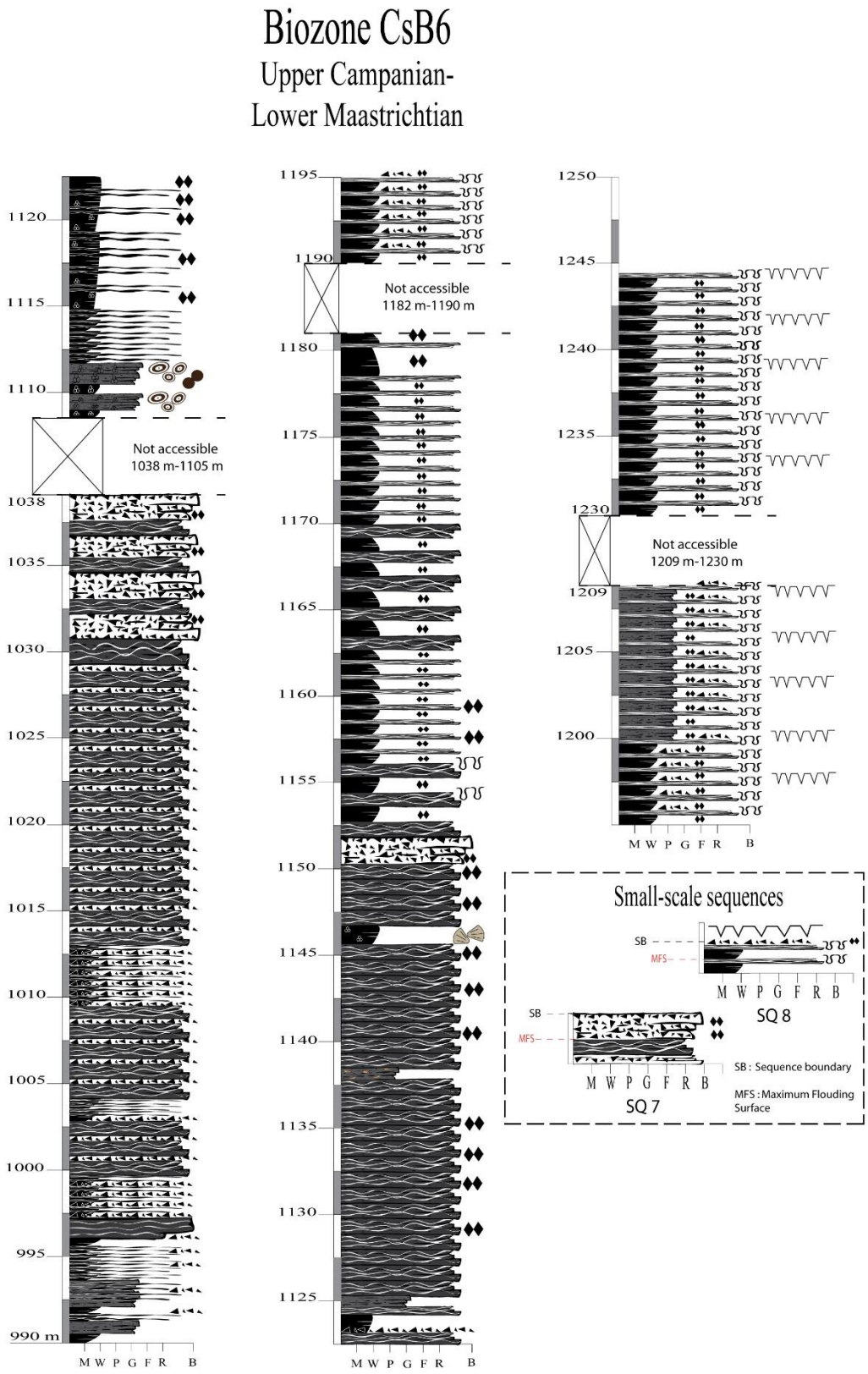


Figure III.20: Log stratigraphique synthétique de la Biozone CsB6 de la plateforme de Kruja et sa légende associée. La représentation des faciès est simplifiée.

1.2.3. Description des faciès et microfacies associées

Sept faciès et microfaciès caractéristiques ont été identifiés dans cette coupe. Une importance particulière a été accordée à la texture, aux structures sédimentaires, à la granulométrie, la couleur de la roche, l'épaisseur, la géométrie des couches, la nature de la faune trouvés dans les faciès sédimentaires et la nature des surfaces des discontinuités.

1.2.3.1. Faciès sédimentaire 1 (KFs1): Bafflestone à rudistes

1.2.3.1.1. Description du faciès

Ce faciès est organisé en strates massives. Les intervalles à bioconstruction sont très abondants dans la coupe de Krujë–Dajt (Figures: III.17 ; III.18 ; III.19 ; III.20), surtout dans la partie moyenne de la coupe (biozones CsB4 et CsB5). Ils sont facilement reconnus sur le terrain par leur couleur gris foncé et leurs reliefs suite à l'altération (Figure III.21.A.B). Les bancs sont épais et montrent des épaisseurs variables de l'ordre de 50 cm allant jusqu'à 3 m sans stratification reconnue.

Ces intervalles montrent de forte concentration de rudistes entiers, bien préservés, surtout au sommet des couches, où ils sont perpendiculaires à la stratification, donc en position de vie. Ils forment des bouquets d'une taille d'une dizaine de centimètres jusqu'à 1 m. D'autres organismes peuvent être également reconnus dans les mêmes strates telles que les fragments de brachiopodes et bivalves et rarement des débris de gastéropodes. La matrice est micritique avec des foraminifères benthiques.

Ce faciès se trouve le plus souvent en intercalation avec des faciès packstone/grainstone et floatstone/rudstone à débris de rudistes (Figure III.21) formant des séquences spécifiques à petite échelle (small–scale sequences) d'une épaisseur de 1 à 5 m.

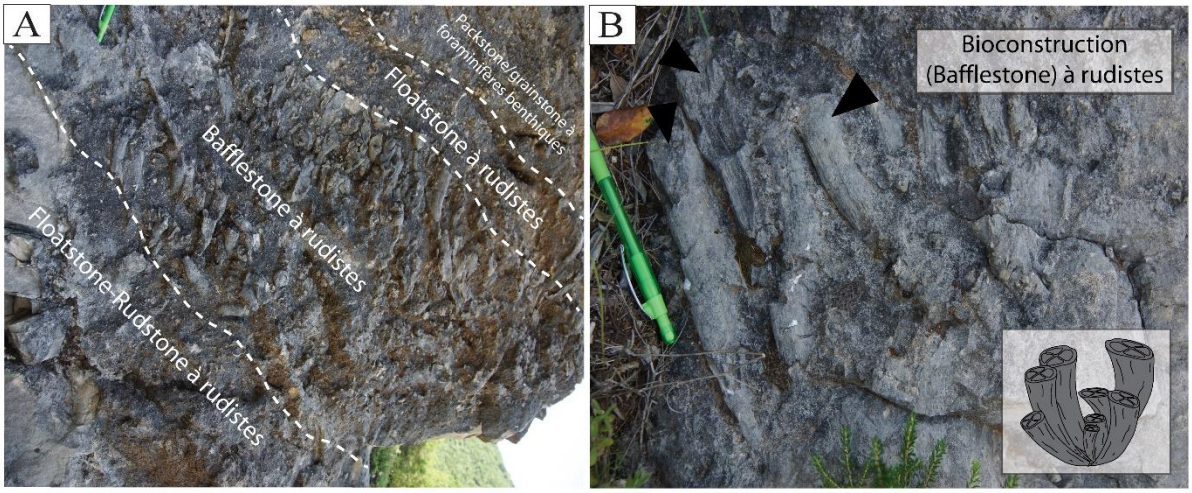


Figure III.21: A) Faciès carbonaté bioconstruit au sein d'une paraséquence de plateforme (small-scale sequence). B) Bioconstruction à rudistes (Bafflestone). Ce faciès contient une concentration de rudistes entiers en position de vie. Les bioconstructions sont communément placées sur des faciès de packstone à foraminifères benthiques (millioles) ou sur des faciès de floatstone-rudstone à rudistes. Ces faciès sont régulièrement surimposés par des faciès pseudo-émersifs (mudstone à fenestrées, faciès à laminations cryptalgaires.

1.2.3.1.2. Interprétation des environnements de dépôt

La matrice micritique et les foraminifères benthiques sont caractéristiques d'environnement peu profond. La proportion de rudiste très élevée où une fossilisation des rudistes en position de vie, suggère que ce faciès ne peut se former que dans des zones de haute productivité biologique, reflétant des conditions de développement maximales des rudistes.

La rareté en organismes caractéristiques des environnements peu profonds tels que les gastéropodes conduit à interpréter ce faciès en milieu subtidal relativement peu profond, et avec des conditions suffisamment calmes permettant le dépôt de la matrice boueuse et le développement des rudistes (Ruberti, 1997; Carannante et al., 2000).

1.2.3.2. Faciès sédimentaire 2 (KFs2): Floatstone–Rudstone à rudistes

1.2.3.2.1. Description du faciès

Ces faciès sont rencontrés tout au long de la coupe de Krujë–Dajt, et notamment dans la partie moyenne où les rudistes sont dominants. Ils sont principalement constitués de débris de rudistes placés dans une matrice bioclastique ou parfois biomicritique (Figure III.22). Les rudistes sont brisés et mal préservés, ce qui indique l'hydrodynamisme de l'environnement dans lequel ils sont déposés. La texture est bioclastique de type wackestone/packstone. Elle est parfois partiellement dolomitisée et contient des petits fragments détachés des rudistes. Elle contient aussi une proportion importante de foraminifères benthiques variables selon la biozonation et de rares péloïdes.

Ces faciès se trouvent organisés en couches dont l'épaisseur est moins importante (de quelques centimètres à 1 m maximum) que celles du faciès précédent. Ces intervalles à rudistes sont souvent associés formant des cycles ou séquences péritidales à petites échelles (métriques). Les strates montrent des niveaux avec différentes concentrations de bioclastes mal préservés et montrant un mauvais classement. Dans certaines couches, la distribution des fragments de rudistes est uniforme. Dans d'autres, les limites supérieures et inférieures des couches montrent une concentration plus élevée en bioclastes, ce qui indique un changement de l'énergie de dépôt traduit par la variation de la texture.

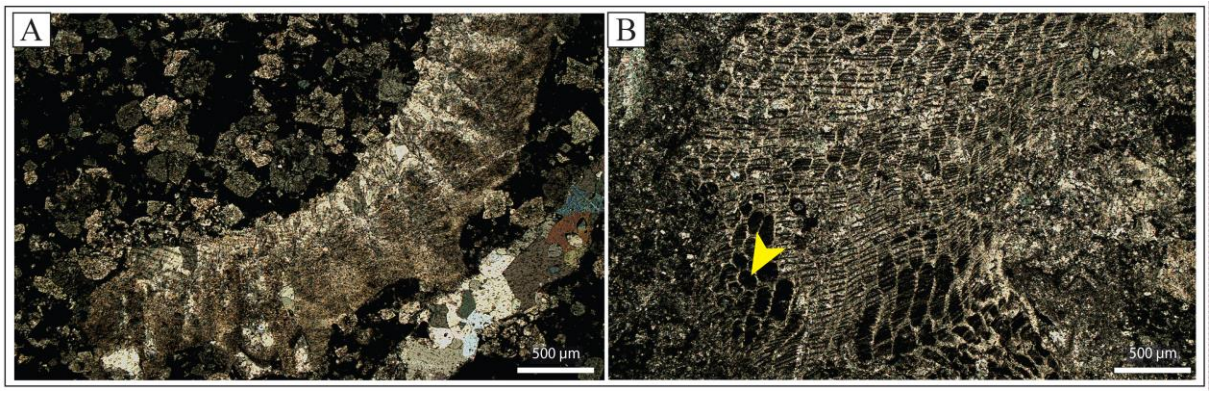


Figure III.22: A) Floatstone à debris de rudistes partiellement dolomitisés. B) Fragment grossier de rudistes dans une matrice micritique. Notez la structure alvéolaire du rudiste (flèche jaune).

1.2.3.2.2. Interprétation des environnements de dépôt

L'association de ces faciès floatstone à rudstone à rudistes avec les faciès de bioconstructions à rudistes précédemment décrits (KFs1) suggère un contexte de dépôt similaire subtidal. La présence fréquente des bioclastes indiquerait la proximité de ce faciès par rapport à la zone de bioconstruction (Ruberti, 1997; Carannante et al., 2000). En revanche, le manque parfois de la fraction boueuse ainsi que la mauvaise conservation des grandes bioclastes (rudistes) indiquent une agitation relativement modérée ou même des périodes de tempêtes occasionnelles responsables de la destruction des biostromes et du transport des débris de rudistes. Les corps sédimentaires sont granocroissants traduisant une augmentation progressive de l'hydrodynamisme du système.

Il est donc évident que ce faciès aussi soit caractéristique de la zone subtidale de la plateforme à proximité des bioconstructions reflétant des conditions de dépôt proches.

1.2.3.3. Faciès sédimentaire 3 (KFs3): Packstone à grainstone bioclastique à péloïdes

Ce faciès sédimentaire montre une texture packstone à grainstone bioclastique qui semble relativement homogène à l'œil nu, cependant, il présente plusieurs textures sous le microscope (Figure III.23.A.B.C.D). Ces faciès se trouvent fréquemment dans la partie médiane et supérieure de la coupe de Krujë–Dajt. Il s'agit des faciès à boue micritique caractérisés par des stratifications obliques ou entrecroisées d'une épaisseur allant de 20 cm à 1 m. Elles ressemblent parfois aux structures de mégarides avec parfois de légers passages stromatolitiques caractérisés par des stratifications ondulées et une granulométrie relativement constante d'une strate à l'autre (Figure III.24).

Le même aspect de structures sédimentaires a été documenté par Purser (1975). Il les a interprétées comme des stratifications obliques générées par des courants marins multidirectionnels qui accumulent des dunes hydrauliques dans un milieu d'agitation forte à modérée (Heba and Prichonnet 2006; Heba, 2008).

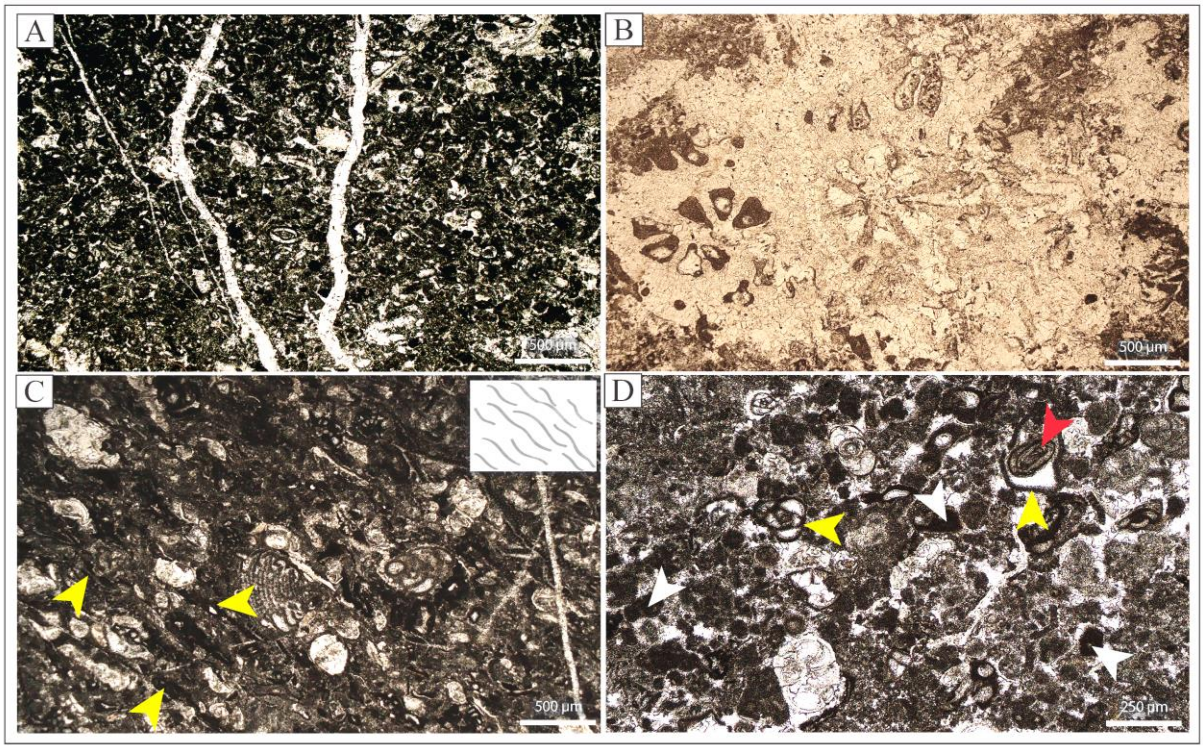


Figure III.23: Microphotographies montrant des faciès packstone/grainstone identifiés dans la coupe de Krujë-Dajt. A) Packstone à foraminifères bisériés riche en péloïdes « peloidal packstone ». B) Faciès packstone à rudistes contenant de grands fragments de corail. C) Faciès packstone à foraminifères benthiques à laminations algaires (flèches jaunes). D) Faciès packstone à grainstone à foraminifères benthiques (flèche rouge) et péloïdes (flèche blanche). Notez l'enduit micritique autour des foraminifères (flèche jaunes).

1.2.3.3.1. Description du faciès

Il s'agit des faciès où les débris de rudistes (< 2 mm), les foraminifères benthiques et les péloïdes sont majoritaires. Ils sont accompagnés de plus faibles proportions d'algues filamenteuses, de rares ostracodes, de gastéropodes, et de clastes. L'état de conservation est moyen à bon. Ces intervalles montrent parfois des bioturbations (millimétriques), souvent verticales, remplies d'une matrice micritique riche en péloïdes. Ce faciès peut être donc divisé en trois subdivisions reflétant des environnements de sédimentation relativement différents:



Figure III.24: Faciès packstone à débris de rudistes montrant des stratifications entrecroisées et ondulées d'ordre décimétrique à métrique. La flèche rouge pointe le marteau faisant l'échelle.

1.2.3.3.1.1. Microfaciès KFs3.1 : Packstone à grainstone à péloïdes riche en foraminifères benthiques:

La texture est dominée par les péloïdes souvent accompagnés par des foraminifères benthiques. Les péloïdes sont regroupés dans certaines parties de la lame mince ou sont dispersés de manière irrégulière (Figure III.23.A). Les foraminifères et les péloïdes sont liés soit par une matrice micritique ou microsparitique, soit par des ciments sparitiques ou syntaxiques. La texture peut varier fortement au sein d'une même lame mince, depuis des wackestones- packstones jusqu'à des grainstones. La présence de texture packstone est parfois liée à des bioturbations.

Les péloïdes ont de petite taille et présentent une bordure nette. Ils mesurent entre 50 et 100 µm et sont souvent relativement bien arrondis avec une sphéricité élevée. Quelques lames montrent des péloïdes avec une répartition très diffuse et de rares lamines algaires. Au sein de ce faciès, la proportion de péloïdes peut varier fortement. En effet, certaines lames sont presque

uniquement constituées de péloïdes, avec de foraminifères benthiques dont l'identité dépend de la biozonation, alors que d'autres lames montrent une quantité de péloïdes bien moindre (< 20 %) et une proportion de débris de rudistes plus importante.

1.2.3.3.1.2. Microfaciès KFs3.2 : Packstone à laminations algaires

Il s'agit d'un faciès dominé par une texture de type packstone très riche en foraminifères benthiques. La matrice est purement de boue carbonatée contenant des traces de litage soulignées par des laminations algaires (Figure III.23.C). Les péloïdes sont beaucoup moins abondants et présentent une bordure qui peut être irrégulière ou diffuse contrairement au faciès précédent.

1.2.3.3.1.3. Microfaciès KFs3.3 : Packstone riche en débris de rudistes et fragments de corail.

Contrairement aux faciès précédents, les allochèmes dominant dans ce faciès sont les débris de rudistes et les fragments de corail (0,1–1 mm). Il s'agit d'un faciès dominé par une texture de type packstone dont la matrice est micritique et parfois microgranulaire où les grains sont constitués des débris de rudistes. Il peut également y avoir des foraminifères benthiques (essentiellement des millioles), des coraux et aussi de débris de gastéropodes (Figure III.23.B). L'état de conservation des grands bioclastes est bon, sauf pour les gastéropodes qui sont souvent brisés.

1.2.3.3.2. Interprétation des environnements de dépôt

Le caractère majeur de ce faciès semble être sa forte hétérogénéité sédimentaire liée à une forte variation d'hydrodynamisme du milieu. Contrairement au faciès de grainstone à péloïdes (CFs3) dans les coupes de Çorovodë, ici, la micritisation des bioclastes ne semble pas le processus responsable de la formation des péloïdes. La taille des pellets est très petite et la forme sphérique homogène des péloïdes suggère une origine algaire (Purser, 1980).

La matrice micritique abondante, les activités algaires, ainsi que la bonne préservation des bioclastes indiquent une sédimentation relativement calme. L'origine algaire des péloïdes peut indiquer leur formation dans des tapis microbiens caractérisant des environnements intertidaux (Purser, 1980; Kazmierczak et al., 1996; Flügel, 2004). La richesse en débris de rudistes et les coraux dans le faciès KFs3.3 suggère un contexte de dépôt à proximité des biostromes qui représentent la source des bioclastes. Ceci est confirmé également par les structures encroisées et les dunes hydrodynamiques qui traduisent un environnement de dépôt agité entre un milieu intertidal inférieur et un milieu subtidal supérieur. En résumé, les faciès packstone à grainstone à péloïdes et packstone à laminations algaires (KFs3.1 et KFs3.2) seraient des faciès caractéristiques de la zone lagunaire calme en association avec des tapis algaires. Le faciès packstone à rudistes (KFs3.3) marque la transition vers un contexte plus distal avec une agitation modérée.

1.2.3.4. Faciès sédimentaire 4 (KFs4): Mudstone à wackestone à structures fenestrées

1.2.3.4.1. Description du faciès

Il s'agit de faciès principalement constitués de mudstone/wackestone à boue micritisée dont la texture est bioclastiques dans quelques niveaux et parfois dolomitisée (Figure III.25.B). Ce faciès est reconnu dans la partie supérieure de la coupe. Il se caractérise par la présence de la texture dolomitique plane–e (euhédrique) et de cristaux de dolomicrite. A l'affleurement, ces faciès présentent une texture très indurée, de teinte grisâtre, légèrement laminée avec une épaisseur de 10 à 30 cm.

Les structures de fenestrées pluri–millimétriques sont abondantes (Figure III.25.B), elles sont généralement horizontales à la stratification. Les fenestrées sont souvent partiellement cimentées par des rhomboèdres dolomitiques. On trouve également des péloïdes dans ce microfaciès mais leur présence est très rare. Ils sont petits, de forme ovale, probablement liés à l'activité microbienne. Les laminations crypto-algaires sont également fréquentes dans ce faciès. Elles se reconnaissent par la couleur blanche des lamines et sont observées à la base ou au sommet des couches. Ce faciès et communément associé aux faciès de Bindstone stromatolitique (KFs6) formant des séquences émersives à petite échelle.

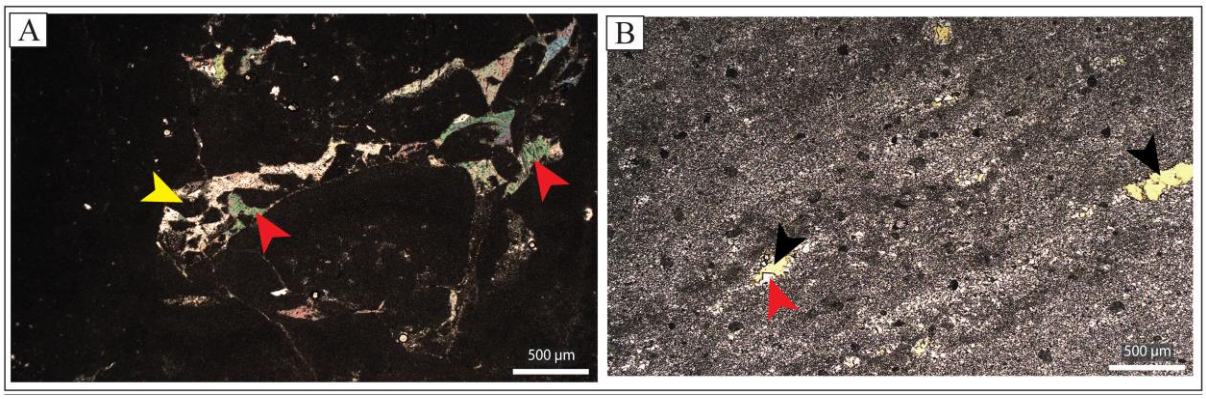


Figure III.25: A) Mudstone dont la matrice est micritique montrant un aspect microbréchique et des figures de dessiccation (flèche jaune) suite à la dissolution partielle de l'anhydrite (flèches rouges). B) Mudstone dolomitisé montrant des fenestrées à répartition tabulaire (flèches noires) avec une cimentation de leurs bordures par des rhomboèdres de dolomite (flèche rouge).

1.2.3.4.2. Interprétation des environnements de dépôt

La matrice micritique, l'association avec la dolomitisation précoce et les fenestrées horizontales sont un indicateur du milieu intertidal supérieur à supratidal, proche émersion. Les ciments dolomitiques précoces sont très fréquents dans ce milieu intertidal – supratidal (Read, 1973 ; Flügel, 1982, 2004).

1.2.3.5. Faciès sédimentaire 5 (KFs5) : dolomie microbréchique

1.2.3.5.1. Description du faciès

Il s'agit d'un faciès de dolomie dont la texture est microbréchique. Ce faciès se trouve principalement dans la partie supérieure de la coupe, où les faciès de milieu supratidal sont abondants. Il forme des couches décimétriques (10 à 30 cm) présentant des faciès de bindstone stromatolithique des paraséquences émersives d'épaisseur décimétrique à métrique (Figure III.26). Ce faciès est reconnu facilement à l'affleurement par sa couleur sombre et son aspect microbréchique. Les clastes ont une forme anguleuse à subanguleuse et une taille de 1 à 3 cm. Ils sont entourés par une matrice fine complétement dolomitisée.

1.2.3.5.2. Interprétation des environnements de dépôt

L'aspect bréchique chaotique, la dolomitisation fréquente, l'épaisseur centimétrique des couches et l'association avec les faciès de milieu supratidal suggère un contexte intertidal supérieur à supratidal avec des périodes d'émersion et d'évaporation importante pour ce faciès. Il s'est probablement déposé dans les chenaux intertidaux de plateforme interne.

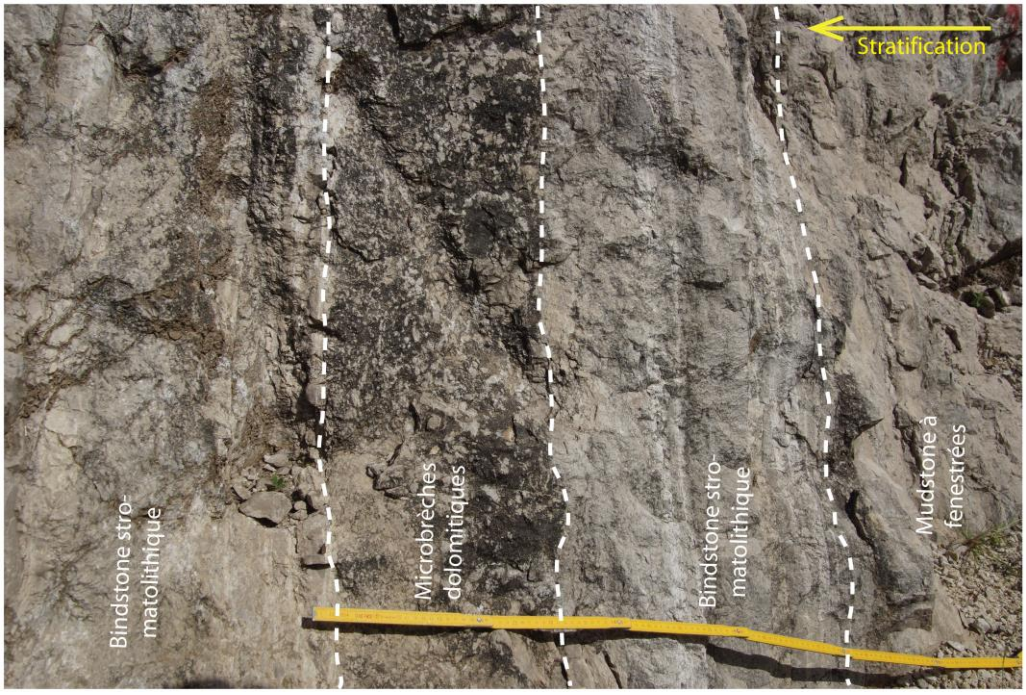


Figure III.26: Paraséquences décimétriques d'environnement intertidal à supratidal composée de microbrèches dolomitiques (KFs5) intercalée avec des bindstones stromatolitiques à structures laminaires planes horizontales (KFs6).

1.2.3.6. Faciès sédimentaire 6 (KFs6): Bindstone à laminations stromatolithiques

1.2.3.6.1. Description du faciès

Le faciès bindstone à stromatolithes présente des structures sédimentaires laminaires planes horizontales. Il peut également se présenter dans des passages de lamines algaires à l'intérieur des intervalles de packstone/grainstone à péloïdes (KFs3) ou mudstone à fenestrées (KFs4) (Figure III.27.A.B). En général, l'épaisseur des intervalles à stromatolithes est variable. Ils peuvent former soit des petites couches laminées pluri–centimétriques, soit des bancs épais (jusqu'à 3 m) légèrement massifs. Malgré la diversité d'apparence des faciès de bindstone à stromatolithes, cette diversité peut être regroupée en deux :

1.2.3.6.1.1. Faciès KFs6.1 : Bindstone stromatolitique riche en bioclastes et débris de rudistes

Ce faciès est fréquent dans la partie médiane de la coupe de Krujë–Dajt, surtout à la limite supérieure de la biozone CsB5. Ils se trouvent en strates épaisses (~ 1 m), massives contenant des laminations algo–bactériennes. Leur épaisseur peut atteindre 3 m. Elles peuvent contenir des foraminifères benthiques et des débris de rudistes (1–3 cm) intercalés dans une matrice micrite à de couleur blanchâtre.

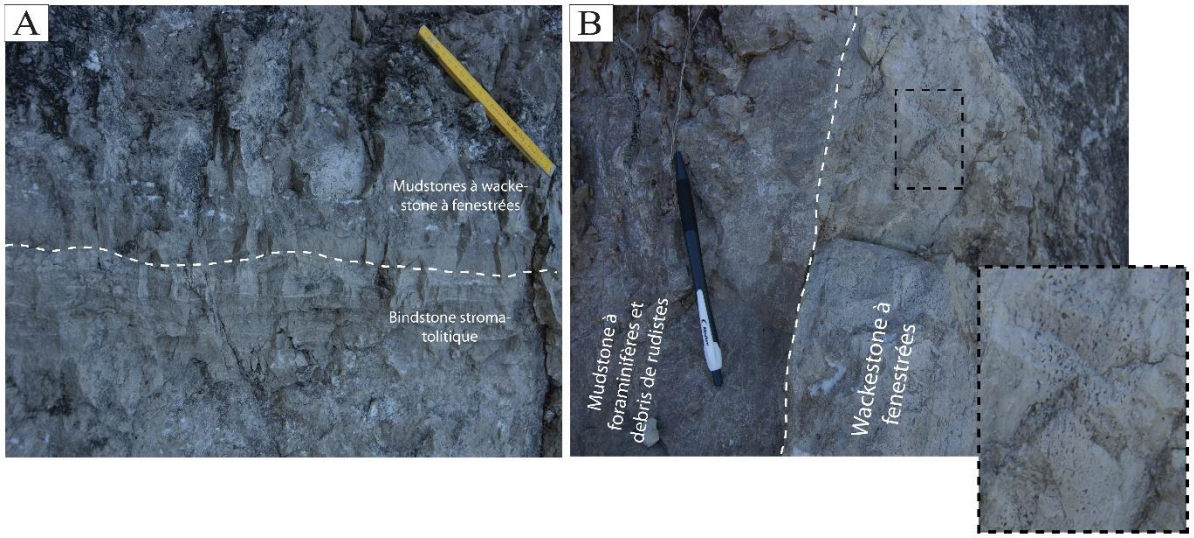


Figure III.27: A) Bindstone stromatolitique à structures planes horizontales alternés avec des mudstone à wackestone à fenestrées. B) Faciès mudstone à wackestone à fenestrées alternés avec des faciès mudstone- wackestone à foraminifères benthiques (millioles principalement) et à débris de rudistes.

Il peut y avoir également des colonnes stromatolitiques et des dômes allant jusqu'à 20 cm de hauteur. Ces intervalles se trouvent régulièrement en intercalations avec des calcaires de type packstone/grainstone bioclastique riche en débris de rudistes (KFs3). En revanche, à la base de la coupe, ces strates se trouvent intercalées avec des faciès mudstone à wackestone à foraminifères benthiques (KFs4).

1.2.3.6.1.2. Faciès KFS6.2 : Bindstone stromatolitique bréchique–bioturbé avec des figures de dessiccation "Tepee"

Ce faciès est relativement similaire au précédent. Il se distingue par sa couleur blanche claire, ainsi que par ses structures sédimentaires stromatolithiques planes horizontales. Il se caractérise par une épaisseur qui ne dépasse pas 20 cm. Il se trouve uniquement au sommet de la coupe, généralement dans la biozone CsB6, où les couches montrent une lamination constituée par des alternances de niveaux laminés clairs et sombres traduisant l'aspect typique de la lamination stromatolithique (Figure III.28.A.B). Les niveaux clairs sont très souvent bioturbés. Les foraminifères benthiques et gastéropodes sont largement distribués dans les lamines stromatolitiques dans ce dernier contexte. Le sommet des couches présente des figures de dessiccation. On observe à l'affleurement des fragments de lamines déplacées avec des angles variables par rapport à la stratification. Ils sont généralement rétractés sous la forme de polygones de dessiccation ou sous la forme de copeaux ou intraclastes.

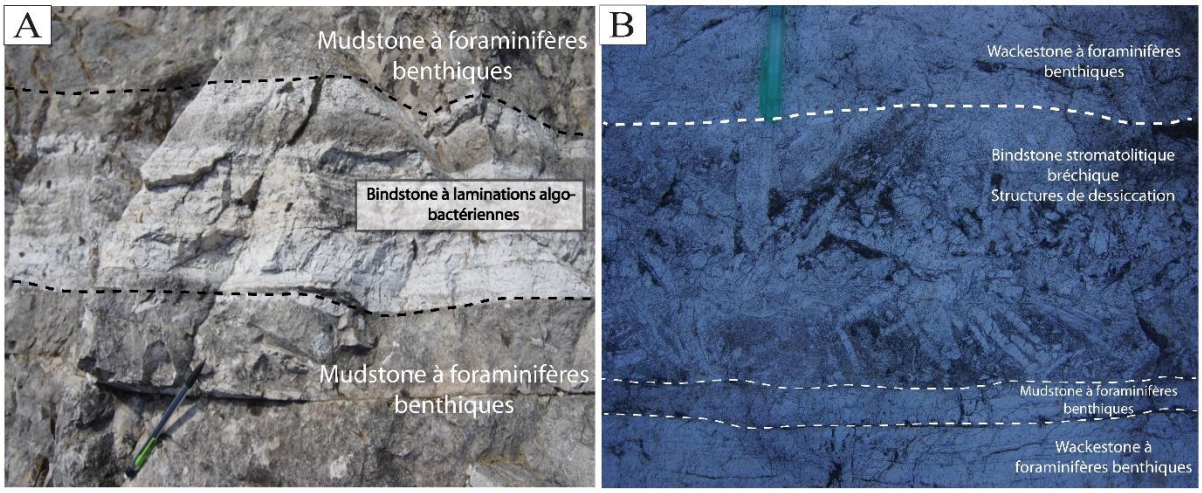


Figure III.28: A) Faciès d'environnement intertidal à supratidal composé de bindstone stromatolitique à structures laminaires planes horizontales ; B) Faciès d'environnement supratidal composé de bindstone stromatolitique dolomitisé à figures de dessiccation et associés à des microbrèches.

Les parties supérieures de ces intervalles sont souvent dolomitiques et montrent une texture dolomicritique. Dans les niveaux dolomitiques, des lits affectés aussi par la dessiccation montrent un aspect en mosaïque: brèche monogénique de dessiccation.

1.2.3.6.2. Interprétation des environnements de dépôt

Les caractéristiques sédimentaires de ce faciès, la composition, les structures sédimentaires et les éléments de diagenèse précoce associés indiquent un environnement de type intertidal à supratidal avec des périodes d'émersion au top des séquences.

Le faciès KFs6.2 correspond à un milieu supratidal à émersion fréquente. Les structures laminées, associées aux figures de dessiccation constituent des indices d'émersion (Purser, 1980). Les structures de dessiccation constituées de polygones de dessiccation donnant en section transversale des formes de V inversé (Tepee) se forment généralement dans les zones de rejet d'eau souterraine (Kendall and Warren, 1987). De telles structures sont très fréquentes dans les cycles régressifs (shallowing-upward sequence).

1.2.3.7. Faciès sédimentaire 7 (KFs7): Unité de dolomie bréchique

1.2.3.7.1. Description du faciès

Il s'agit d'une unité de dolomie bréchique massive constituant la base de la coupe de Krujë–Dajt. Elle se reconnait par sa couleur grisâtre ou rosâtre et sa texture hétérogène. L'épaisseur totale de cette unité et de ses parties hétérogènes est de 260 m. Elle ne présente pas de figures sédimentaires, et l'ensemble de l'intervalle peut être décrit comme une dolomie

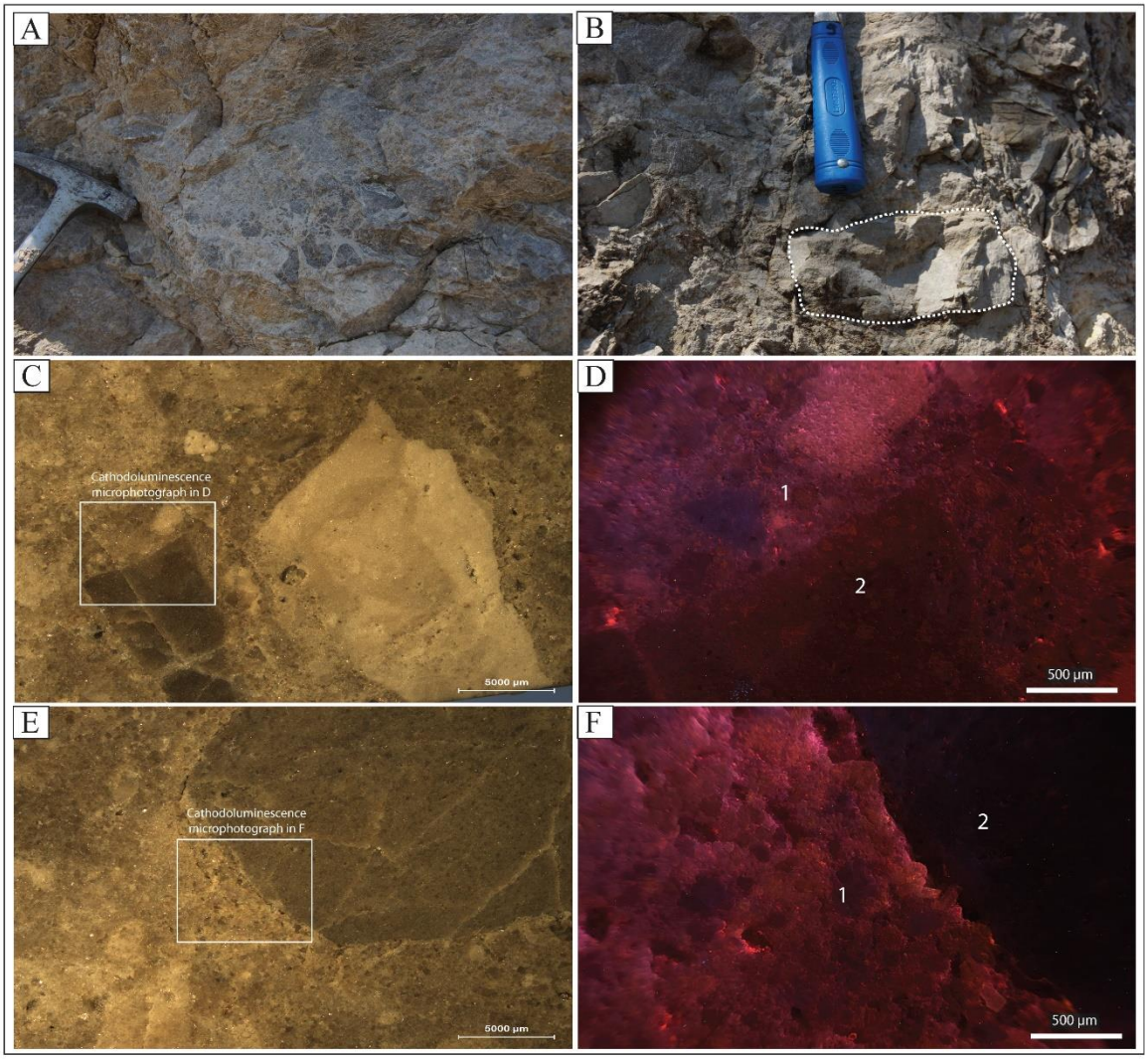


Figure III.29: A, B) Aspect bréchique et teinte grisâtre à la surface du banc. C, D) Microphotographie d'un échantillon prélevé dans l'unité de dolomie bréchique montrant les caractéristiques pétrographiques de la matrice (zone 1) et des clastes (zone 2) sous la loupe et en cathodoluminescence, respectivement. E, F) Microphotographie d'un autre échantillon prélevé dans l'unité de dolomie bréchique montrant les caractéristiques pétrographiques de la matrice (zone 1) et des clastes (zone 2) sous la loupe et en cathodoluminescence, respectivement.

bréchique massive (Figure III.29.A.B). La couleur des dolomies est parfois gris foncé en raison de la présence de traces d'huile. Parfois l'odeur du pétrole lorsque l'on casse les échantillons est très prononcée. Ce faciès est unique car il n'est présent que dans la partie basale de la coupe.

Les éléments bréchiques sont de taille centimétrique, d'origine parfois polygénique (blancs et gris foncés), anguleux à subanguleux et généralement non granoclassés. La taille des brèches atteint rarement 50 cm dans les parties supérieures de l'intervalle. Tous ces éléments sont disposés de manière chaotique et jointive. Les éléments et la matrice présentent la même minéralogie (dolomite), ce qui indique une dolomitisation d'ensemble, mais cette interprétation est toujours discutable. Les analyses pétrographiques des lames minces en utilisant la microscopie à cathodoluminescence montrent une légère différence dans les caractéristiques de luminescence de la matrice dolomitique et des lithoclastes (Figure III.29.C.D.E.F). La matrice présente une luminescence brillante d'une couleur violette ou rosâtre, alors que les lithoclastes montrent une luminescence terne d'une couleur rouge. Certains lithoclastes dolomitiques sont non–luminescentes. Cette caractéristique suggère probablement des conditions de dolomitisation légèrement différentes. Ceci conduit à une certaine contradiction dans l'interprétation. L'origine de la dolomitisation affectant presque toute la coupe de Krujë–Dajt et les différents éléments diagénétiques de la coupe sont discutés en détail au chapitre 4. L'intensité de la dolomitisation diminue dans la coupe de la partie inférieure aux parties supérieures, passant aussi progressivement des dolomies bréchiques caractérisant cette unité aux calcaires partiellement dolomitisés, puis aux calcaires à rudistes dans la partie médiane de la coupe.

Bien que cette unité dolomitique semble massive, elle peut être divisée en trois intervalles différents en fonction de la taille des lithoclastes et de la texture :

(i) Dans la partie inférieure de l'unité bréchique (0–90 m), l'origine polygénique, la forme sous–arrondie et le mauvais tri (0,5–10 cm) de la brèche suggèrent une source externe et un processus de resédimentation en milieu peu profond. La texture de dépôt présente dans ce facies varie de textures supportées par une matrice dolomitique à des textures supportées par les clastes.

(ii) L'intervalle entre 90 et 190 m montre une texture de brèche plus homogène impactée par des fissures de dessiccation. Ces fissures de dessiccation pourraient être générées lorsque ces roches étaient soumises à des périodes d'exposition subaérienne. La matrice se serait déposée pendant les périodes d'immersion puis aurait été dolomitisée dans un deuxième temps.

(iii) Le sommet (190–260 m) de cette unité montre une brèche de déformation cataclastique typique, montrant une texture très déformée avec de méga–brèches (50 cm) et des veines de calcite imprégnées de pétrole. Parfois, la présence de stromatolithes en bloc de brèche (> 10 cm) est observée.

Il est aussi noté que la déformation cataclastique a affecté l'ensemble de l'unité bréchique. Elle pourrait être responsable d'une partie de cette texture bréchique. D'autant plus que des déformations de cisaillement ont été enregistrées dans la texture dolomitique dans certaines lames minces. Ceci suggère que la base de la coupe est exposée à des contraintes tectoniques compte tenu de sa proximité avec le front de chevauchement mentionné dans le contexte de la zone. Ainsi, les brèches de nature sédimentaire peuvent donc être confondues avec les brèches de nature tectonique générées par la déformation.

1.2.3.7.2. Interprétation des environnements de dépôt

L'interprétation paléo–environnementale de ce faciès est problématique. Le classement des lithoclastes et leur forme anguleuse à subanguleuse indiquent une très faible distance de transport. Deux interprétations peuvent se proposer concernant son origine.

La première interprétation est basée sur les observations de terrain et au microscope optique indiquant un contexte marin peu profond de la plateforme interne dans la partie supratidale pour cette unité stratigraphique, avec un développement temporaire de conditions hypersalines et localement le développement de niveaux mineurs de brèche d'effondrement de dissolution des évaporites. Cependant, la possibilité de leur formation suite à la dissolution des couches d’anhydrite qui auraient pu se former entre les couches de dolomite n’est pas évidente, car aucun signe direct ou indirect de leur présence n'a été trouvé. Malgré cela, ces brèches montrent des signes distincts de formation in situ. Des sédiments bréchiques dolomitisés

quelques peu similaires reflétant un milieu supratidal ont été décrits par Strasser (1988) et Montanez and Read (1992).

La deuxième interprétation, est celle proposée par Heba (2008), qui suggère une mise en place dans un milieu à très forte énergie dans des chenaux intertidaux. Cette interprétation correspond en partie avec le caractère polygénique des lithoclastes, suggérant différentes sources. Cependant, cela ne correspond pas à la description texturale de certains niveaux de l'unité dans lesquels les lithoclastes apparaissent comme une fragmentation incomplète de la matrice, suggérant que la source d'une grande partie de ces lithoclastes est la matrice elle–même. Cela rend cette première possibilité plus logique au moins dans certaines parties de l'unité, même si aucune présence de niveaux d'anhydrite n'a été détectée. Ceci pourrait être dû à leur dissolution complète sans laisser de traces pendant l'enfouissement. Ceci par le fait que plusieurs phases de dolomitisation ont été enregistrées (la dolomitisation est discutée au chapitre 4–partie II).

L'importance de la reconnaissance de l'origine sédimentaire ou diagénétique de cette partie de la coupe réside dans le fait qu'elle présente un bon analogue de terrain de réservoir pétrolier. En effet, la dolomitisation intense affectant l'ensemble de l'intervalle a créé une très bonne porosité intercristalline observée au microscope optique. La matrice dolomitique et les fractures résultant de la déformation cataclastique et les processus de fracturation ont ensuite été imprégnées par le pétrole qui a migré à travers le réseau de fractures. Sur le terrain, cette migration pétrolière a été clairement remarquée. Elle imprègne d'ailleurs toute l'unité bréchique.

1.2.4. Séquences stratigraphiques métriques identifiées dans la coupe de Krujë–Dajt

Huit séquences sédimentaires métriques (small–scale sequences) sont reconnues à partir de critères sédimentologiques. Elles sont clairement distinguées selon un modèle établi de faciès carbonatés de cette plateforme. Une dolomitisation précoce intense (type sebkha) se superpose généralement aux faciès dans le massif de Krujë–Dajt.

1.2.4.1. Séquence métrique à petite échelle type 1 (SQ 1)

Elle est d'environ 1 à 2 m d'épaisseur et est principalement présente dans la partie basale de la succession (entre 390 m et 425 m) (Figure III.18). Elle est composée de mudstone à wackestone à foraminifères benthiques (KFs4) qui montre rarement une granocroissance vers un faciès packstone à foraminifères benthiques et débris de rudistes légèrement laminé (KFs3). Cet intervalle est superposé par des épaisses couches à laminations stromatolithiques. Cette séquence reflète un contexte régressif des faciès intertidaux vers des faciès stromatolithes représentant un environnement intertidal supérieur à supratidal.

1.2.4.2. Séquence métrique à petite échelle type 2 (SQ 2)

Cette séquence est caractéristique de la partie médiane de la coupe entre 430 m et 825 m, où les faciès carbonatés à rudistes sont dominants. La base de la séquence consiste en une mince couche (décimétrique) de packstone à grainstone riche en débris de rudistes (KFs3.3). La partie médiane de la séquence est caractérisée par d'épais bancs (1–2 m) à rudistes. Il s'agit d'une intercalation entre des faciès bafflestone à rudistes (bioconstruction) (KFs1) et floatstone/rudstone (KFs2) à rudistes. Au–dessus de l'intervalle riche en rudistes, une mince couche de packstone/grainstone, mais cette fois riche en foraminifères benthiques (KFs3.1) apparaît à nouveau. Le packstone/grainstone est recouvert par des wackestones à mudstones à foraminifère benthiques (KFs4). Cette séquence peut être interprétée comme une séquence à rudistes, peu profonde, subtidale montrant un aspect régressif vers des environnements intertidaux.

1.2.4.3. Séquence métrique à petite échelle type 3 (SQ 3)

La séquence métrique de type 3 est principalement mise en évidence dans le même intervalle que la séquence précédente. En effet, cette séquence est comparable au type 2 mais est légèrement moins épaisse (< 1 m) et elle ne présente pas tous les faciès. Cela peut être lié à une diminution de l'espace d'accumulation ou seulement des variations locales des conditions de dépôt. Elle est composée de mudstone à foraminifères benthiques à la base (KFs4), parfois suivi de wackestone à débris de rudistes. Ce faciès est recouvert par des floatstones/rudstones à rudistes dont la base est souvent érosive suggérant un changement rapide des conditions de

dépôt (milieu d'agitation modérée à forte) (Ruberti, 1997). Le sommet de la séquence montre une fine couche de mudstone. Cette séquence reflète un contexte transgressif.

1.2.4.4. Séquence métrique à petite échelle type 4 (SQ 4)

La séquence de type 4 mesure environ 0,5 à 1 m d'épaisseur et est principalement présente dans la partie basale et médiane de la série jusqu'à 895 m (Figures: III.18; III.19). Elle est composée de mudstone à foraminifère benthiques (KFs4) montrant parfois des fenestrées à la base, puis de packstone/grainstone à débris de rudistes et de gastéropodes (KFs3) légèrement laminé. Le sommet montre une fine couche de mudstone à fenestrées. Cette séquence reflète une séquence transgressif–régressif intertidale à supratidale.

1.2.4.5. Séquence métrique à petite échelle type 5 (SQ 5)

Cette séquence se trouve principalement au sommet de la coupe, où les faciès à stromatolithes sont abondants. Il s'agit d'une séquence décimétrique dont l'épaisseur ne dépasse pas 50 cm (Figure III.20). Elle est composée d'une intercalation entre des minces couches (10–20 cm) laminées de mudstone à fenestrées (KFs4) parfois dolomitisées et des couches à laminations stromatolithiques (KFs6.1). Au sommet, s'installent des intervalles décimétriques recristallisés composés de mudstone à fenestrées (KFs4) et des microbréches (KFs5). Cette séquence reflète une régression d'un milieu intertidal vers des environnements supratidaux caractérisés par des faciès à stromatolithes.

1.2.4.6. Séquence métrique à petite échelle type 6 (SQ 6)

Cette séquence se trouve principalement dans la partie supérieure de la succession (à partir de 885 m) (Figures: III.19; III.20). Elle est d'environ 1 mètre d'épaisseur, et est composée de packstone à foraminifères benthiques riche en péloïdes légèrement laminé (KFs3) à la base. Par-dessus, on trouve une épaisse couche de bindstone bioclastiques à laminations stromatolithiques. Cette séquence reflète un contexte régressif des faciès intertidaux vers des faciès stromatolithes reflétant un environnement intertidal supérieur à supratidal.

1.2.4.7. Séquence métrique à petite échelle type 7 (SQ 7)

Cette séquence se situe au sommet de la coupe étudiée entre 1000 m et 1038 m (Figure III.20). Il s'agit d'une séquence composée d'une intercalation entre le faciès de dolomie microbréchique (KFs5) et les faciès de bindstones stromatolithiques montrant des fenestrées (KFs6.2). La tendance générale de cette séquence est caractérisée par une texture bréchique reflétant des conditions supratidales avec une évaporation importante nécessaire à la formation de la dolomite.

1.2.4.8. Séquence métrique à petite échelle type 8 (SQ 8)

Cette séquence se trouve uniquement sur les derniers 100 mètres de la série (Figure III.20). Il s'agit d'une séquence péritidale dont l'épaisseur est d'environ 30 cm. Elle présente un faciès de mudstone à fenestrées à la base, superposé par une fine (< 10 cm) couche de bindstone à stromatolithes montrant aussi des structures de fenestrées et des bioturbations. L'intervalle à stromatolithes devient de plus en plus bréchique vers le haut. Le top de la séquence montre des figures de dessiccation polygonales dont la longueur est d'environ 10 cm reflétant une période d'émersion subaérienne. Selon D'Argenio et al. (1997, 1999), le développement de telles surfaces d'émersion suggère une exposition subaérienne prolongée associée à d'importantes lacunes sédimentaires dans les dépôts de carbonates. Cette séquence peut être comparée aux séquences simples de Vail et al (1991) car elles sont délimitées par des surfaces d'émersion bien développées.

1.3. Interprétations et discussions sur le modèle sédimentaire de la plateforme de Kruja durant le Crétacé Supérieur

L'interprétation de ces faciès en termes de milieu de dépôt a conduit à leur intégration dans deux modèles théoriques conceptuels (Figures: III.30; III.31). Les faciès dans ces modèles sont regroupés de façon à établir les relations spatiales des divers milieux correspondants. La coupe représente une évolution des environnements sédimentaires peu profonds de plateforme interne du subtidal passant par l'intertidal puis par le supratidal avec émersion au top de la coupe étudiée. Il s'agit d'une série sédimentaire régressive avec l'émersion définitive de la plateforme du Crétacé Supérieur durant la période Maastrichtien avec la présence des bauxites

au passage Crétacé Sup. au Paléocène (Heba, 2008; Heba and Prichonnet, 2006). Les 8 séquences sédimentaires types (small–scale sequences) identifiées montrent des variations eustatiques rapides. Les séquences à petite échelle identifiées représentent l'empilement de faciès répétitif et spécifique au sein des successions stratigraphiques étudiées. Les faciès peu profonds subtidaux sont progressivement superposés par des faciès intertidaux à supratidaux délimitant presque toutes les séquences, et dans plusieurs intervalles, associés à des stratifications microbiennes. Des séquences subtidales et péritidales ont également été identifiées. Il existe des preuves d'émersion qui peuvent être liées aux sommets des séquences.

L'évolution sédimentaire de la plateforme de Kruja durant le Cénomanien au Campanien Inférieur est caractérisée par la dominante de faciès grossiers à rudistes avec une apparence limitée d'intervalles à stromatolithes. Les faciès associé à cet intervalle comprennent des faciès de grainstone/packstone riches en foraminifères benthiques et débris de rudistes, floatstone et rudstone à rudistes et des intervalles à bioconstructions. Des conditions subtidales à subtidales peu profondes sont généralement associées à ces microfaciès (Carannante et al., 1998; Flugël, 2004; Spalluto and Caffau, 2010). Par conséquent, cette association de faciès est associée à un environnement subtidal peu profond, bien que certains intervalles particuliers pointant des stratifications entrecroisées à grande échelle probablement liés à des environnements subtidaux. La présence de surfaces de type « hardground » limitant plusieurs séquences dans des coupes datées de Cénomanien à Campanien à Çorovodë indique également la dominance du contexte subtidal pendant cette période qui suggère l'évolution d'une plateforme carbonatée à rudistes. La période Maastrichtien indique une phase de régression majeure sur la plateforme représenté par des faciès et des séquences supratidaux montrant des indices d'exposition subaérienne et des périodes d'évaporation. Cette régression a continué jusqu'à la l'exposition totale de la plateforme traduite par une lacune sédimentaire fin de Maastrichtien. Cette lacune est représentée par une surface de bauxite au contact Crétacé Supérieur-Paléocène (Heba et Prichonnet, 2006, 2009; Heba, 2008).

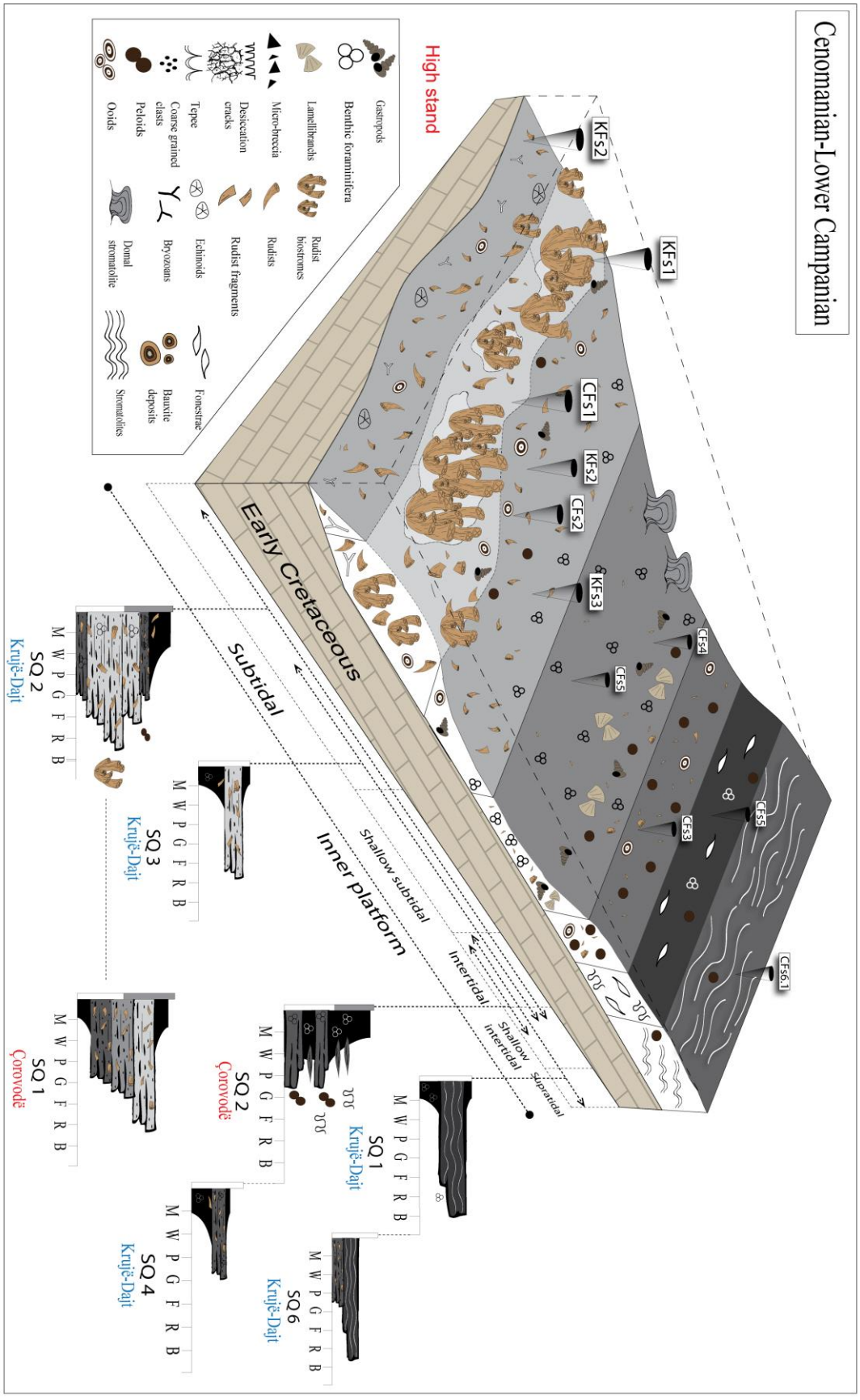


Figure III.30: Modèle théorique conceptuel illustrant le contexte paléogéographique de la plateforme de Kruja durant le Cénomanien-Campanien inférieur avec les environnements de dépôt et les faciès sédimentologiques associés.

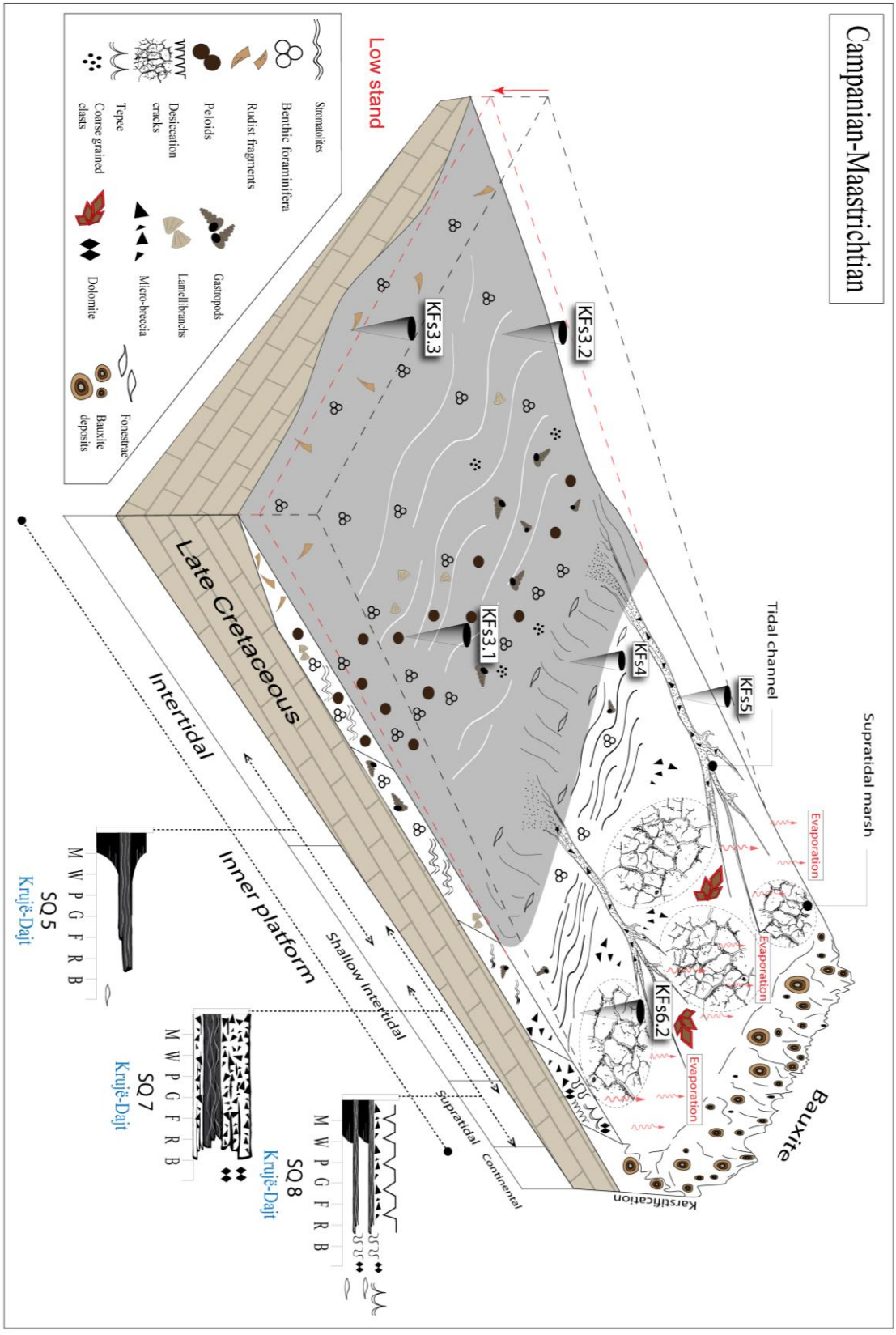


Figure III.31: Modèle théorique conceptuel illustrant le contexte paléogéographique de la plateforme de Kruja durant le Campanien-Maastrichtien avec les environnements de dépôt, les paraséquences et les faciès sédimentologiques associés.

2. ANALYSE SÉDIMENTAIRE DU BASSIN IONIEN

Cette analyse vise à comprendre la sédimentation et les différents intervalles stratigraphiques des dépôts du Crétacé Supérieur du Bassin Ionien dans sa partie adjacente à la plateforme carbonatée de Kruja. Les dépôts de bassin affleurent dans la structure anticlinale de Kremenara au centre de l'Albanie (Figure III.32). Cette structure mesure 5 km sur 8 km et est située dans la partie nord de la ceinture de Kurveleshi (Vilasi, 2009).

2.1. Coupe de Kremenara, localisation et étude de faciès sédimentaires

2.1.1. Présentation de l'affleurement

La coupe étudiée est située dans la zone ionienne, à 2 km au nord du village de Kremenara au centre de l'Albanie (*Latitude : 40°32'5 N ; longitude : 19°47'33 E)* (Figure III.32). Dans la région, les séries sédimentaires étudiées formes une épaisse succession stratigraphique (~ 420 m) de carbonates marins profonds, essentiellement des séquences de calciturbidites, intercalées avec des dépôts de débris flow et plusieurs intervalles de slumps dans la partie supérieure de la coupe. La partie sus–jacente de la succession est également constituée de carbonates marins profonds du Paléocène, qui sont intercalés avec des débris flow et des slumps.

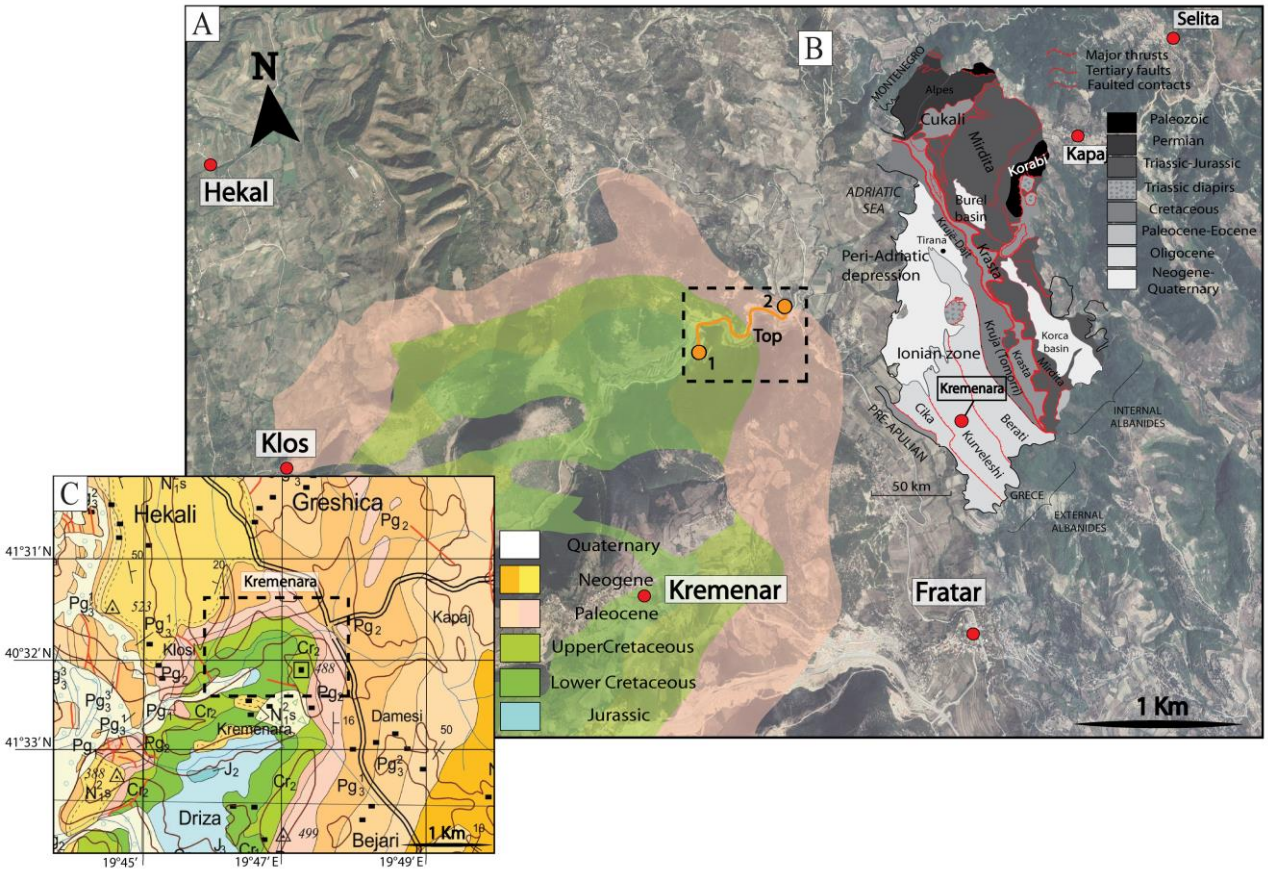


Figure III.32: Image Google Earth et la localisation de la coupe des formations du Crétacé Sup. de Kremenara. B) Carte géologique de l'Albanie, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004). C) carte géologique de la zone d'étude montrant les principales formations géologiques, modifié d'après Moisiu and Gurabardhi (2004).

2.1.2. Analyse chronostratigraphique à l'aide les isotopes du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$)

L'utilisation des isotopes de Sr dans la datation des successions stratigraphiques du Crétacé Supérieur est la méthode idéale car la courbe d'évolution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans l'eau de mer au cours du Crétacé Supérieur présente un pic majeur caractérisant cette période ; Ceci évite les problèmes d'âges «jumeaux», c'est–à–dire deux pics présentant les mêmes valeurs de

$^{87}Sr/^{86}Sr$ suggérant deux âges différents (McArthur and Howarth, 2004). Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ ont été déterminés sur 12 échantillons prélevés sur la coupe de Kremenara : 8 ont été prélevés dans les intervalles à boue carbonatée (K1, K2, K3, K4, K5, K9, K10 et K12), tandis que 4 échantillons ont été prélevés dans des intervalles plus grossiers (K6, K7, K8 et K11). Il s'agit essentiellement d'analyses faites dans des lithoclastes repris dans les débris flow afin de déterminer leurs âges numériques pour comprendre la source du matériel clastique.

N° d'échantillon	Position stratigraphique (m)	Lithologie	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Âge numérique	Âge
K12	Contact Crétacé Supérieur–Paléocène	Calcilutite	0.7078230	63.96	Paléocène
K11	420	Calcirudite–débris flow	0.7077540	69.93	Maastrichtien inférieur
K10	408	Calcilutite	0.7078150	66.97	Maastrichtien
K9	406	Calcilutite	0.7078160	66.92	Maastrichtien
K8	398	Débris flow	0.7078350	–	–
K7	260	Débris flow	0.7078850	–	–
K6	213	Débris flow	0.7078500	–	–
K5	140,5	Calcilutite	0.7077490	70.16	Maastrichtien inférieur
K4	99,1	Calcilutite	0.7076670	73.14	Campanien
K3	56	Calcilutite	0.7075780	76.94	Campanien
K2	2,1	Calcilutite	0.7075990	75.98	Campanien
K1	0,1	Calcilutite	0.7075390	78.74	Campanien

Table 1: Rapports 87Sr / 86Sr et âges correspondants des 12 échantillons prélevés dans le Crétacé Supérieur de la coupe de Kremenara. Les âges sont dérivés du tableau LOWESS (version 4: 08/04 suggérée par McArthur et al., 2001).

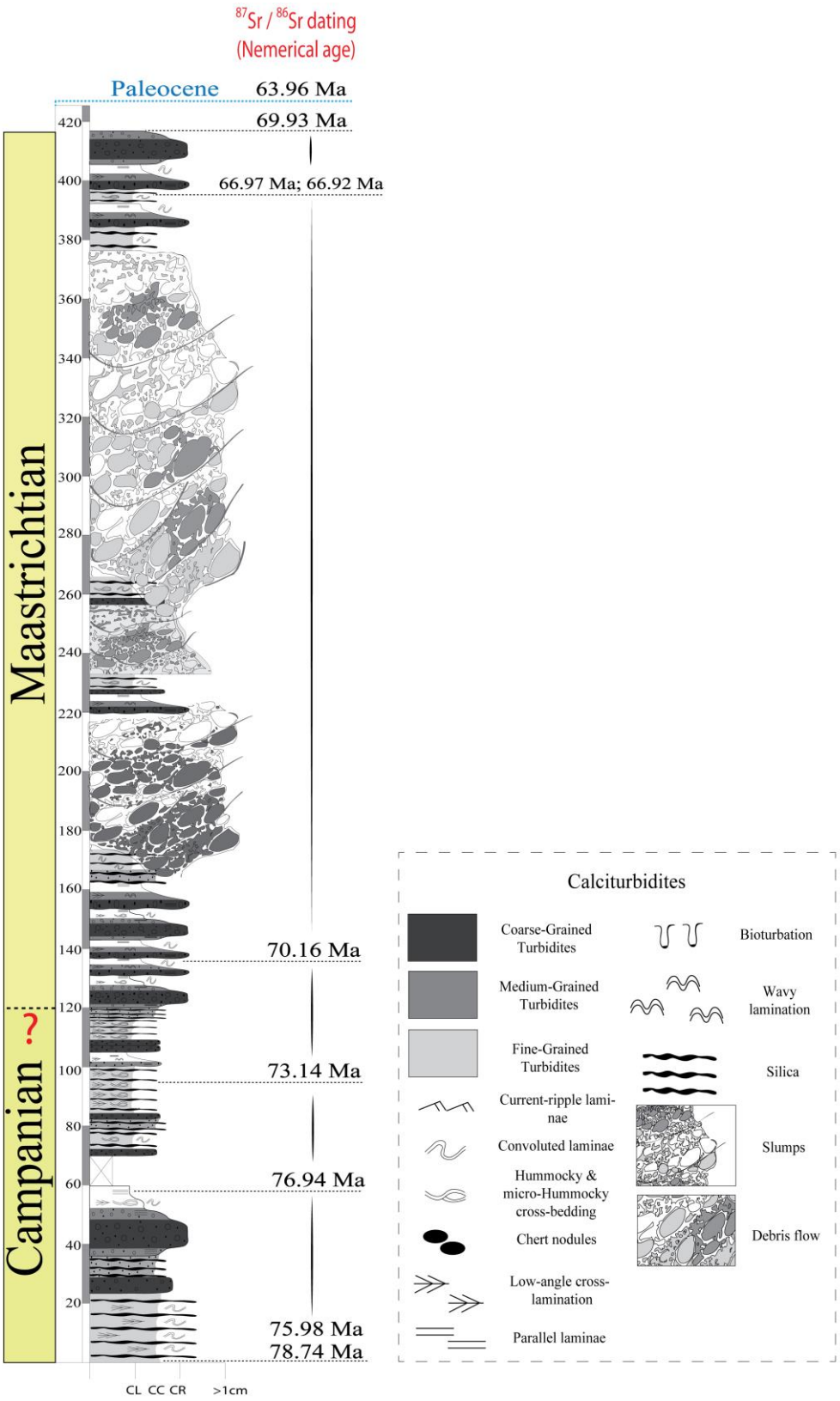


Figure III.33: Log lithostratigraphique simplifié de la succession calciturbiditique de la coupe de Kremenara avec les âges obtenus grâce au rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$.

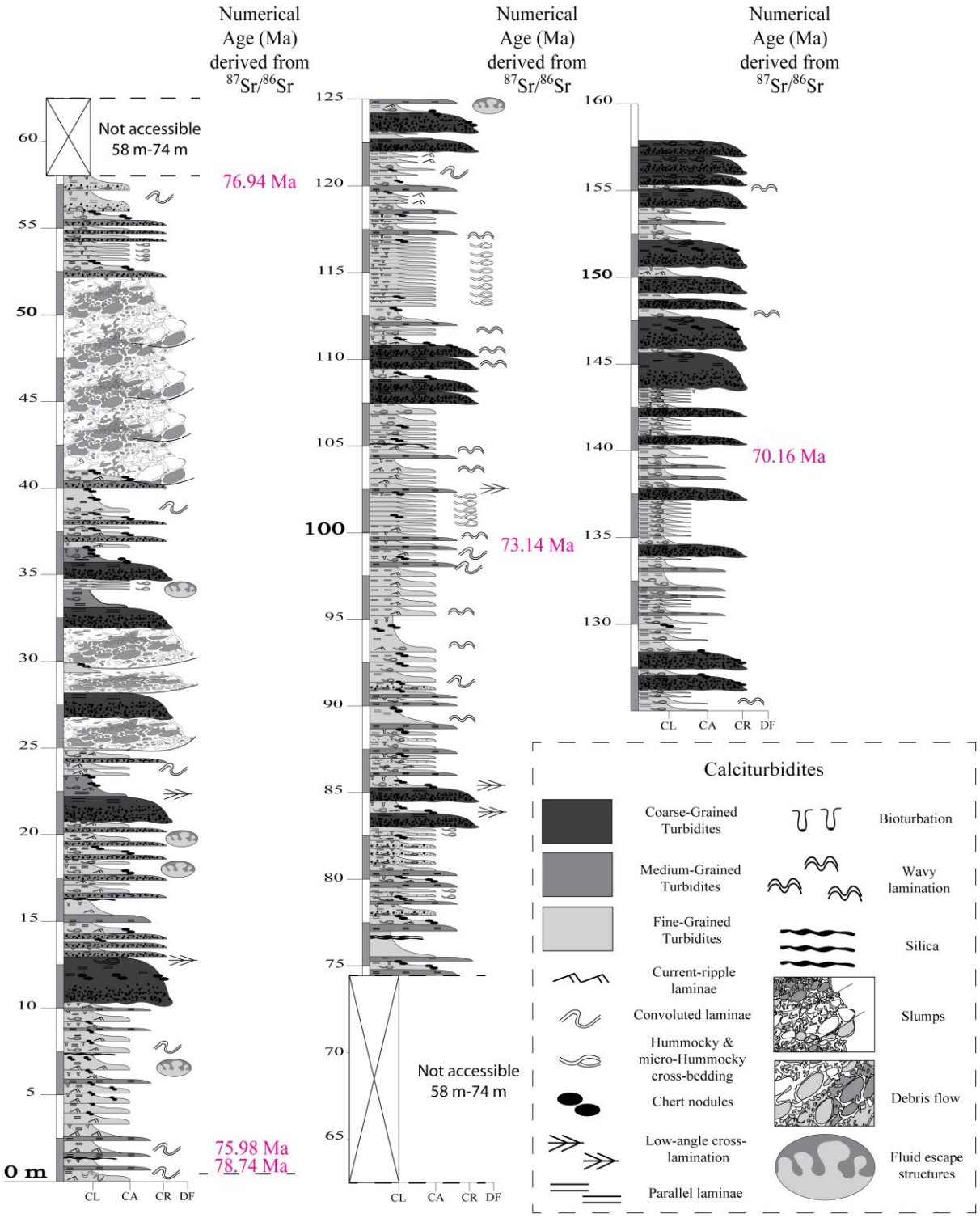


Figure III.34: Log Lithostratigraphique de de l'intervalle des calciturbidites montrant les séquences turbiditique. Les termes de Bouma (1962) sont utilisés pour caractériser les séquences et les structures sédimentaires. Les âges numériques sont obtenus par le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$.

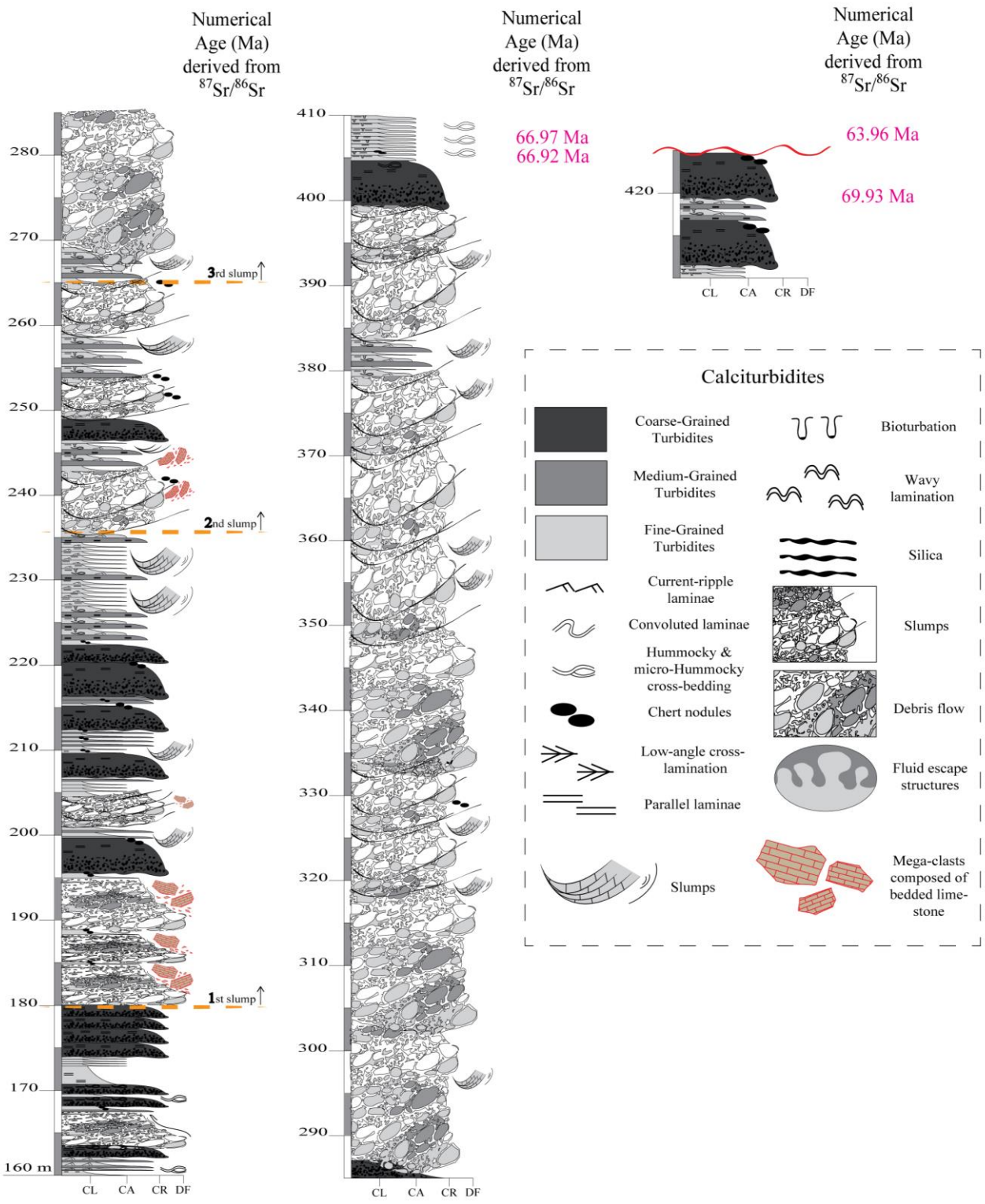


Figure III.35: Log Lithostratigraphique de l'intervalle des slumps identifiés dans la coupe de Kremenara. Les termes de Bouma (1962) sont utilisés pour caractériser les séquences et les structures sédimentaires. Les âges numériques sont obtenus par le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Les résultats des isotopes du strontium sur les 12 échantillons analysés sont présentés dans le tableau 1. L'âge de chaque échantillon a été obtenu en comparant son rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ avec la courbe globale de l'évolution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans l'eau de mer du Crétacé Supérieur de McArthur and Howarth (2004), et aussi avec le tableau LOWESS version 4:08/04 proposée par McArthur et al (2001). La valeur de $^{87}Sr/^{86}Sr$ des échantillons (K1 et K2) prélevés à la base de la coupe suggère un âge Campanien (78,74 Ma), tandis que les valeurs de $^{87}Sr/^{86}Sr$ des échantillons (K9 et K10) prélevés au sommet de la coupe suggèrent un âge Maastrichtien Supérieur (66,92 Ma et 66,97 Ma, respectivement). Les successions étudiées sont recouvertes par des carbonates du Paléocène dont l'âge a été aussi déterminé (K12) à 63,96 Ma. Les valeurs les plus élevées de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (échantillons K6, K7.1 et K8) ne sont pas définies par le tableau LOWESS de Mc Arthur (2001).

2.1.3. Description des faciès et microfaciès associées

La description lithologique des intervalles de turbidite est essentiellement basée sur la description donnée par Bouma (1962) et Lowe (1976, 1982).

La coupe étudiée montre de grande diversité des dépôts gravitaires. Depuis les dépôts grossiers disposant d'une texture chaotique qui ne montre pas de structures sédimentaires et issus de débris flows et jusqu'aux dépôts calciruditiques, calcarénitiques et calcilutitiques exposant les termes T_a, T_b, T_c, T_d et T_e de la séquence de Bouma. Les dépôts observés attestent donc des mécanismes de sédimentation variés, complexes et parfois mixtes.

La succession affleurante dans la partie basale de la coupe (entre 0 et 180 m) révèle des séquences calciturbiditiques montrant des granoclassements normaux très clairs. La granulométrie des bancs varie entre calcilutite (CL), calcarénite (CA) et calcirudite (CR). Parfois, Les séquences calciturbiditiques sont progressivement et rapidement remplacées par des dépôts de plus en plus grossiers suggérant un changement dans le mécanisme de transport du matériel clastique. Ce changement se termine brusquement par la déposition d'épaisses couches (~ 5 m) de dépôts de débris flow.

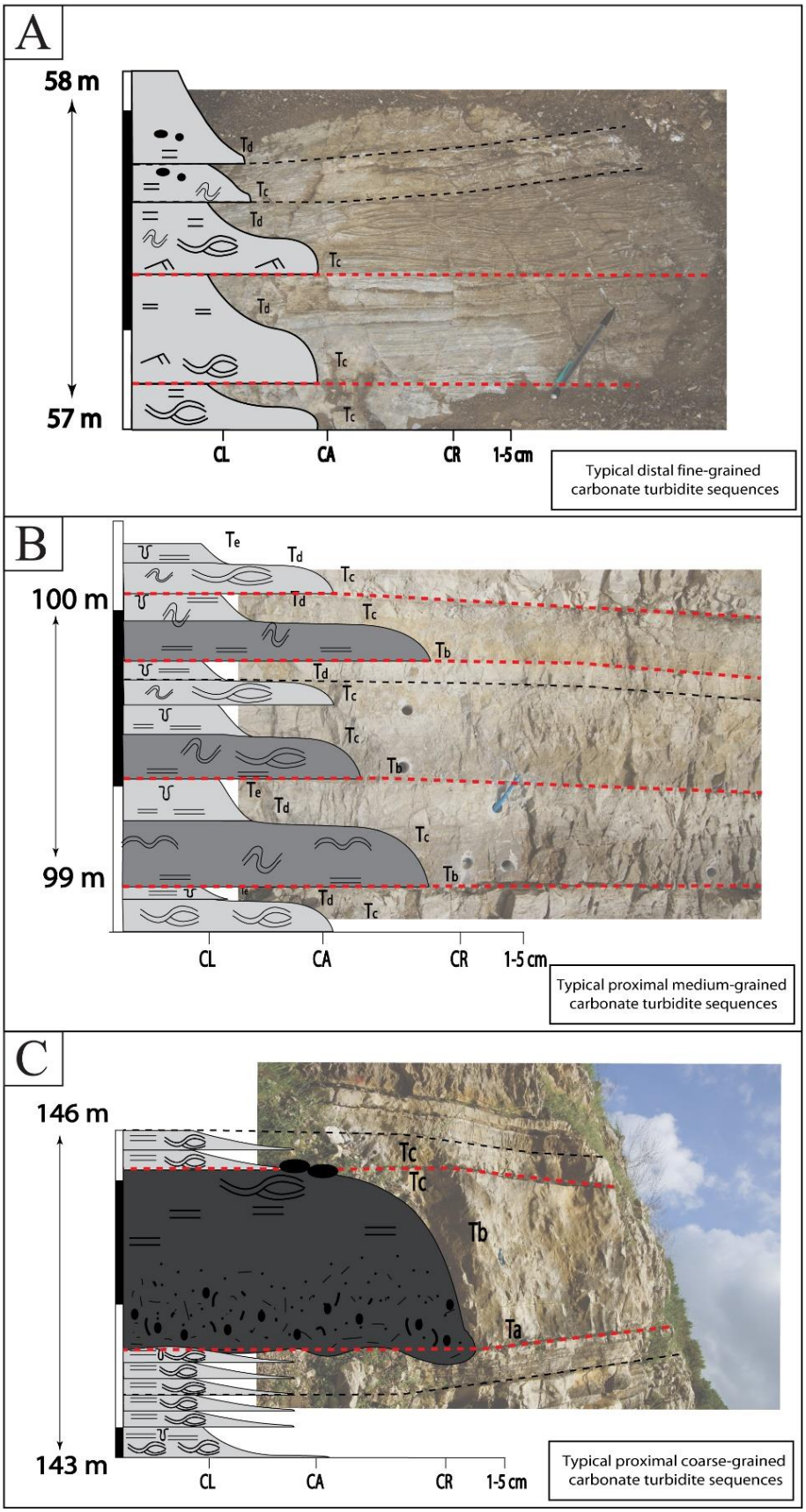

A
58 m
57 m
Td
Tc
CL
CA
CR
1-5cm
Typical distal fine-grained carbonate turbidite sequences
B
100 m
99 m
Te
Tb
Typical proximal medium-grained carbonate turbidite sequences
C
146 m
143 m
Ta
Typical proximal coarse-grained carbonate turbidite sequences

Figure III.36: Illustrations de différentes séquences calciturbiditiques typiques identifiées au sein de la succession stratigraphique de la coupe de Kremenara. A) Séquences calciturbiditiques à grains fins. B) Séquences calciturbiditiques à grains moyens. C) Séquence calciturbiditique à grains grossiers.

Les séquences turbiditiques identifiées sont caractérisées par des structures sédimentaires typiques (convolutes, laminations planes, laminations entrecroisées, rides) dans les dépôts issus d'écoulements de turbidité dominés par des calcarénites/calcirudites, ainsi que des figures sédimentaires plus marquées. La partie supérieure (termes de Bouma T_d et T_e des dépôts issus d'écoulements turbiditiques révèlent d'abondantes faunes pélagiques parfois bien conservées.

Plusieurs séquences turbiditiques ont été observées le long de la succession:

2.1.3.1. Séquences calciturbiditiques à grains fins (calcilutites)

Il s'agit d'une séquence calciturbiditique constituée de faciès à grains fins avec des épaisseurs d'intervalles de 20 à 100 cm montrant plusieurs séquences (Figure III.36.A). Une séquence est constituée de calcilutites avec la présence de rares minces couches de calcarénite à la base. La base de ces faciès est légèrement ondulée et rarement érosive. La succession prédominante typique commence par un mudstone/wackestone recristallisé avec une stratification parallèle plane ou ondulée. Ces séquences montrent les termes T_d et T_e de la séquence de Bouma, et rarement le terme T_c. Le mudstone sus–jacent (T_e) présente parfois des cherts et des bioturbations dans la partie supérieure. Les bioturbations peuvent délimiter localement le mudstone/wackestone recristallisé du mudstone sus–jacent. Les microfaciès dans les intervalles laminés sont représentés par des mudstones à wackestones à grains fins (taille d'environ 50 μm) (Figure III.37.A.B) avec des foraminifères pélagiques et des bioclastes non identifiables.

2.1.3.2. Séquences calciturbiditiques à grains moyens (calcilutites à calcarénites)

Cette séquence est constituée de faciès à grains moyens qui sont organisés en strates d'épaisseurs pluri-centimétriques. Une séquence mesure entre 30 et 40 cm. L'épaisseur de l'intervalle montrant plusieurs séquences est de 100 à 200 cm (Figures: III.33; III.34; III.35). La granulométrie des faciès varie entre calcarénite (Figure III37.C.D) à la base et calcilutite dans la partie sommitale (Figure III.37.A.B). La base est légèrement ondulée et rarement érosive. Les intervalles stratifiés sont bien développés: un intervalle basal à laminations planes parallèles, un intervalle sus–jacent avec des rides de courant, laminations entrecroisées et laminations de type convolute (terme T_c de Bouma) (Figures: III.38; III.43.A), suivi d'une lamination ondulée parallèle et d'un intervalle supérieur à laminations planes parallèles (terme T_d de Bouma). Ces intervalles laminés sont souvent recristallisés. Au–dessus, le niveau calcilutitique montre des bioturbations et contient des cherts. Les intervalles stratifiés sont représentés par des wackestones stratifiés à des packstones (granulométrie de 100 à 300 µm), contenant des foraminifères planctoniques. La lamination (1 à 2 mm d'épaisseur) est soulignée

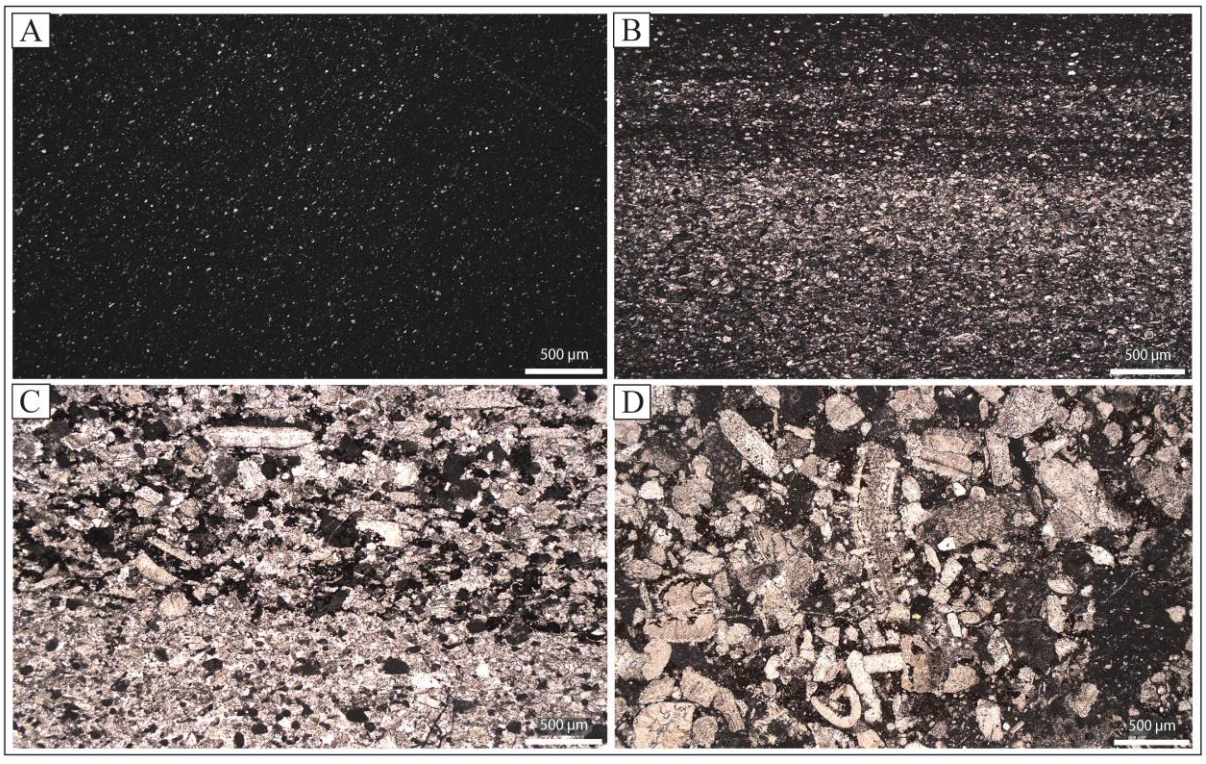


Figure III.37: Microfaciès des dépôts turbiditiques de la coupe de Kremenara. A) Mudstone (termes T_d-T_e de Bouma). B) Wackestone à lamination plane (terme T_d de Bouma). C) Grainstone à lamination entrecroisée (terme T_c de Bouma). Les lamines dans la partie supérieure contiennent une quantité de boue carbonatée plus importante que les lamines en dessous. Les lamines au-dessus sont imprégnées par du pétrole, contrairement aux lamines dans la partie inférieure de la microphotographie où les grains sont complétement cimenté et très peu de porosité est préservée. D) Pack/grainstone (termes T_c-T_b de Bouma).

par une variation de proportion de boue et / ou par des niveaux où la matrice micritique est recristallisée en microsparite et sparite (Figure III.37.C).

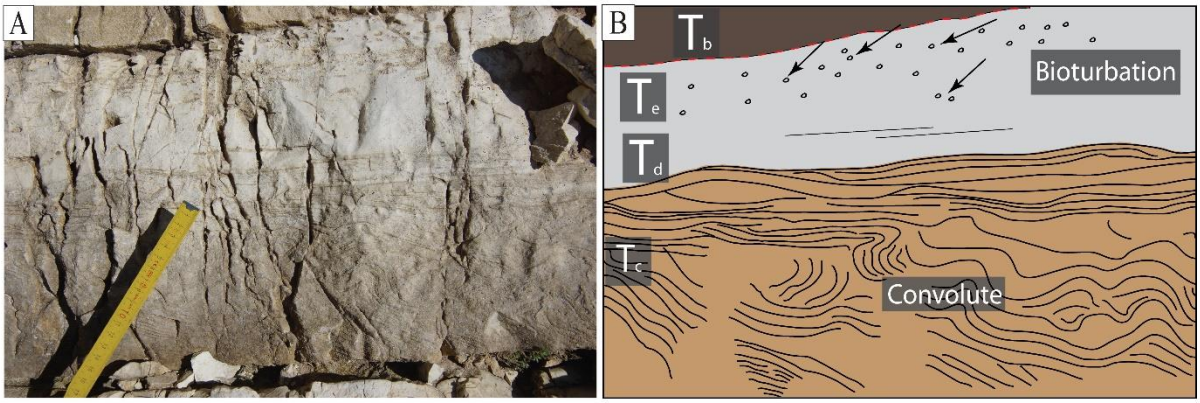


Figure III.38: A, B) Séquence calciturbiditique typique identifiée au sein de la succession stratigraphique de la coupe de Kremenara.

2.1.3.3. Séquences calciturbiditiques à grain grossiers (calcarénite à calcirudite)

Il s'agit d'une séquence calciturbiditique constituée de faciès dont la taille des grains peut atteindre 5 mm. Ces séquences sont les plus épaisses dans la coupe, avec une épaisseur de 2 à 3 m et une granulométrie de calcirudite à calcarénite (Figure III.36.C). La base de la séquence est représentée par un épais (0,5 à 1m) banc de calcirudite, à base de boue ou de grains, avec une granulométrie normale dominante et un granoclassement inverse (terme T_a de Bouma). Les rares structures sédimentaires sont des stratifications planes (terme T_b de Bouma). La matrice est majoritairement calcarénitique. Les couches sus-jacentes sont constituées de calcarénite à calcilutite, avec une stratification parallèle ondulée, plane, entrecroisée et oblique. Peu de cherts sont présents dans le sommet calcilutitique (termes T_d et T_e de Bouma) de la

séquence. La limite inférieure est souvent irrégulière est parfois érosive (Figure III.43.B). Les microfaciès dans la partie basale de la séquence sont composés de

i) floatstone à packstone bioclastique/lithoclastique (Figure III.39.A.B.C.D), avec un mauvais tri, contenant des foraminifères benthiques, des intraclastes et des extraclastes de la plateforme (Figure III.40.A.B.C.D.E.F) ;

(ii) grainstone à rudstone bioclastique/lithoclastique, moyennement à mal triés, contenant des bioclastes de milieux peu profonds et profonds et, dans une moindre mesure, des lithoclastes avec majoritairement des extraclastes ;

iii) floatstone à rudstone très mal trié contenant des extraclastes arrondis d'une taille de 1 mm à 1 cm, dans une matrice de wackestone comprenant des foraminifères planctoniques et des bioclastes. Dans les granulométries grossières, les lithoclastes sont généralement plus gros que les bioclastes et sont représentés principalement par des intraclastes reflétant divers lithofaciès.

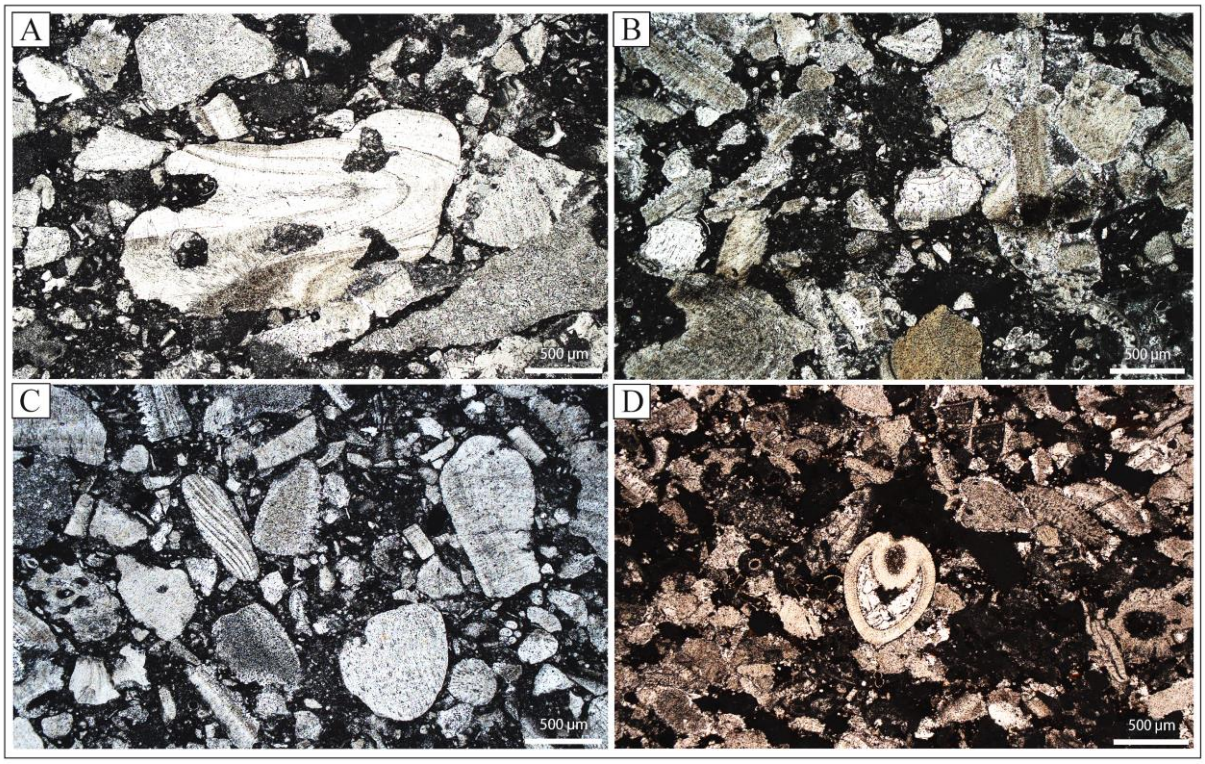


Figure III.39: A, B) Rudstone/floatstone bioclastique (termes T_a-T_b de Bouma). C, D) Packstone/floatstone bioclastique (terme T_b de Bouma).

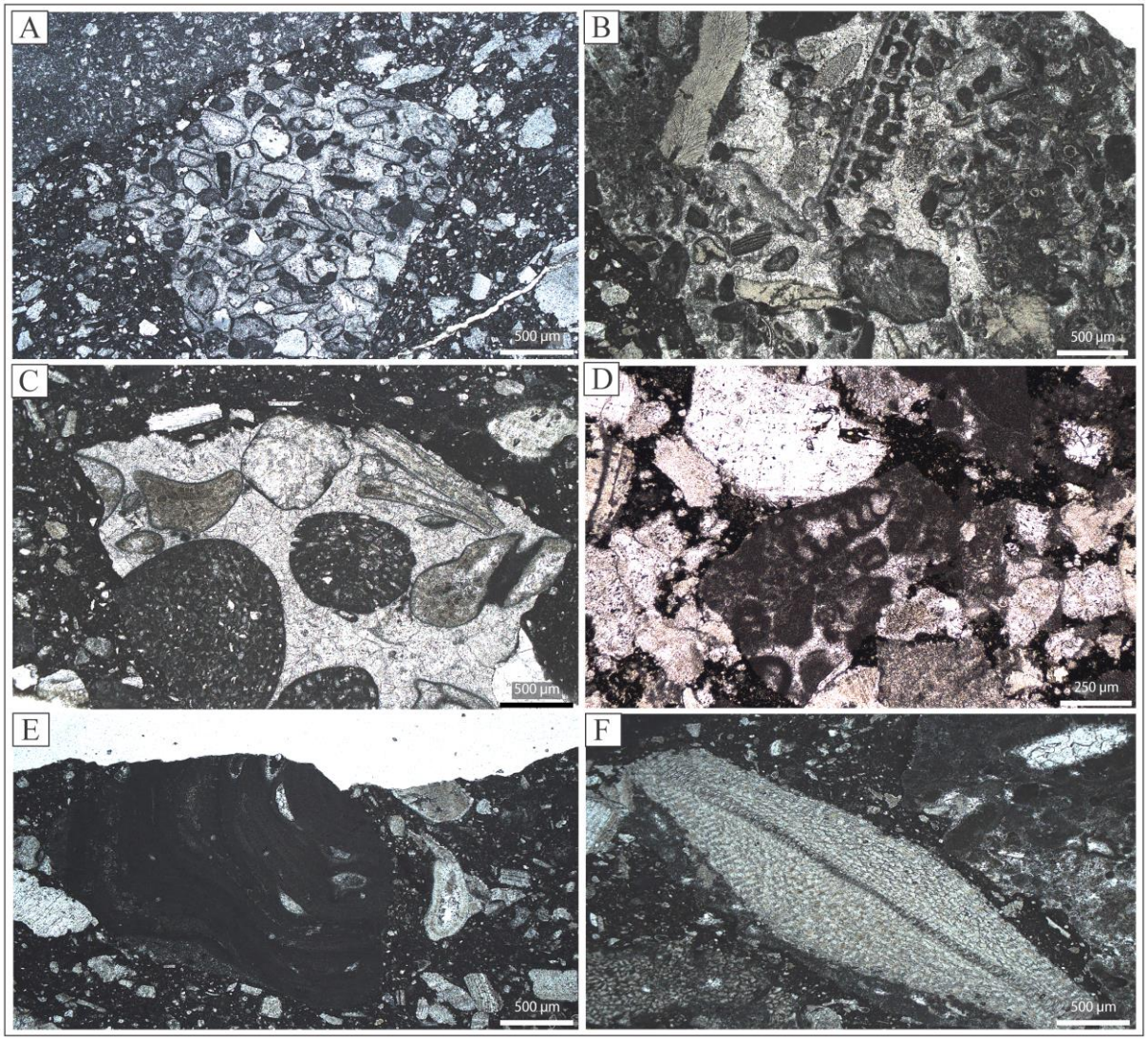


Figure III.40: A, B, C, D, E) Microphotographies montrant des intraclastes provenant essentiellement de la plateforme dans les sédiments gravitaires de la coupe de Kremenara. A) Grainstone avec des grains micritisés. B, C) Rudstone/grainstone bioclastique. D) Grainstone/packstone à foraminifères benthiques. L'espace intergranulaire est imprégné de pétrole. E) Mudstone à fenestrées montrant une lamination algaire. F) Orbitoites.

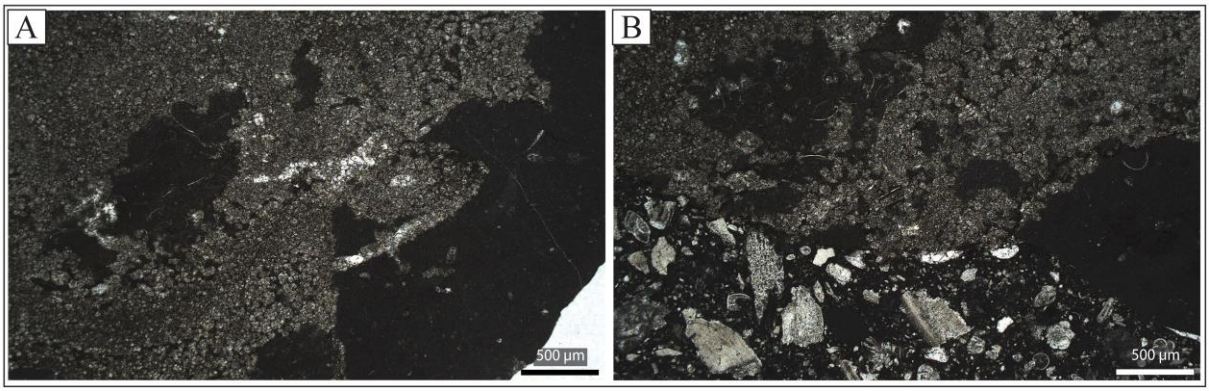


Figure III.41: A, B) Microphotographie montrant la texture dolomitique d'une intraclaste d'un échantillon prélevé des intervalles de slump de la coupe de Kremenara.

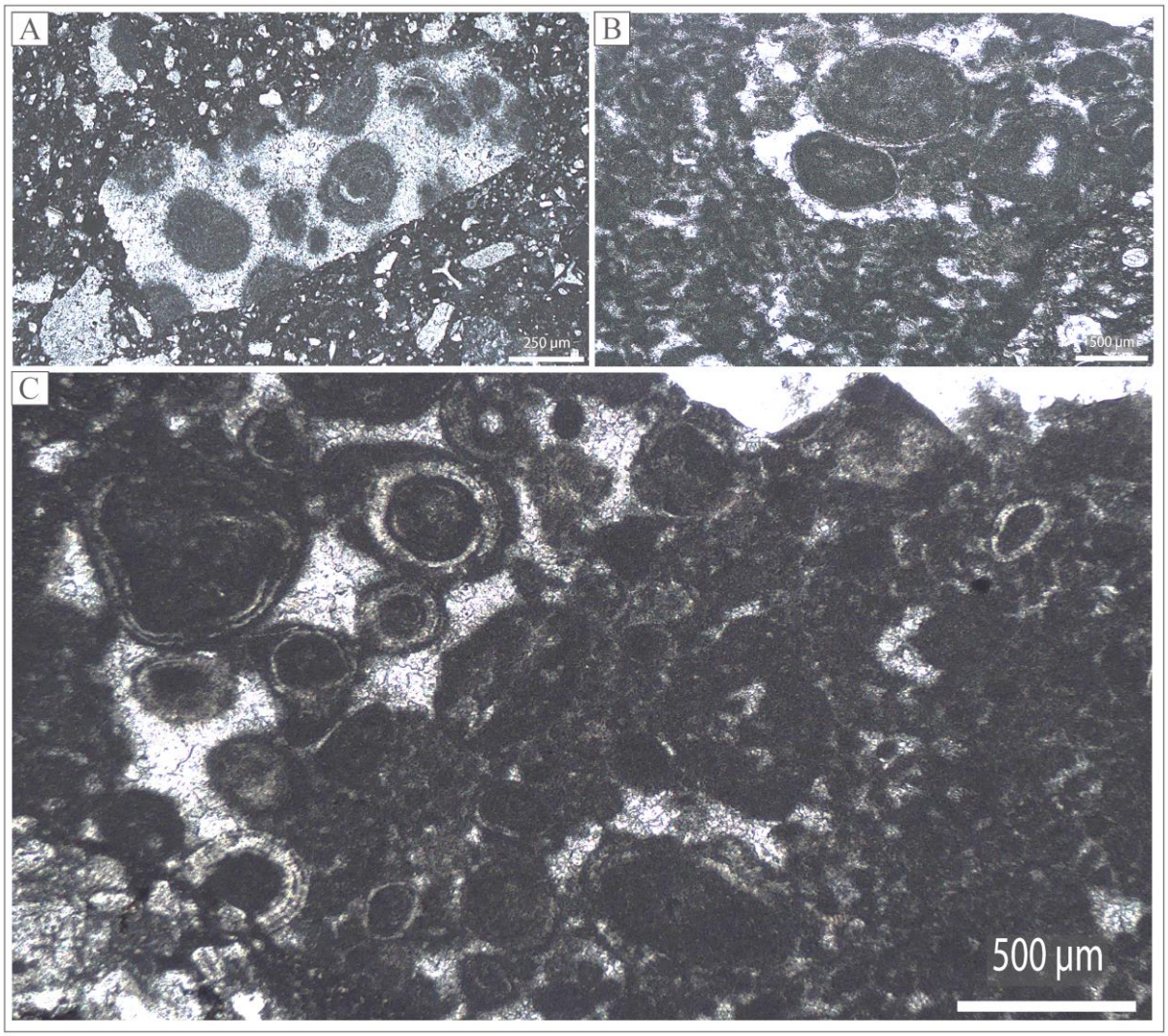


Figure III.42:Microphotographies montrant des intraclastes dans les sédiments gravitaires de la coupe de Kremenara. A) Grainstone à ooïdes. B, C) Grainstone à grands ooïdes dont la matrice est packstone à péloïdes.

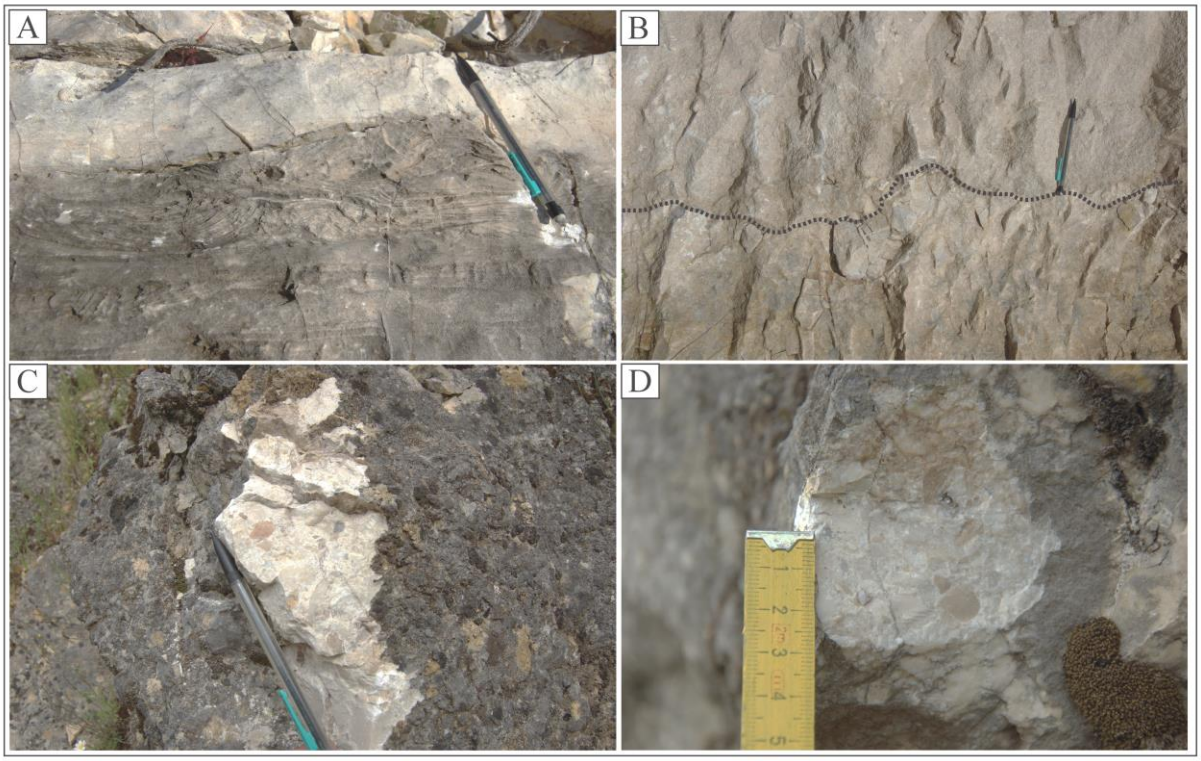


Figure III.43: A) Lamination convolutée au sein d'une séquence de calciturbidite. B) Limite inférieure irrégulière d'une séquence calciturbiditique à grains grossiers. C, D) Débris flow à éléments grossiers lithifiés issus de la plateforme carbonatée, absence de tri granulométrique. Les clastes sont d'origines polygéniques. Les clastes n'ont effectivement pas tous la même forme, certains sont arrondis d'autre anguleux.

2.1.3.4. Débris flow

Les intervalles de débris flow apparaissent dans la partie basale de la succession étudiée (25-52 m). Ils se trouvent intercalés avec les séquences turbiditiques précédemment décrites. Ils sont reconnus par l'absence de tri, la taille grossière des clastes (jusqu'à 3 cm) et leur texture chaotique (Figure III.43.C.D). Ils montrent une tendance de sédimentation en masse caractéristique des dépôts de débris flow. La majorité des clastes sont des éléments lithifiés provenant essentiellement de la plateforme. Les clastes n'ont effectivement pas tous la même forme (Figure III.43.C.D), certains sont arrondis d'autre anguleux à subanguleux. La base de ces intervalles est parfois irrégulière. Les bancs sont massifs et leur continuité est parfois difficile à tracer à l'affleurement.

Dans les granulométries grossières, les lithoclastes sont généralement plus gros que les débris de rudistes et sont représentés principalement par des intraclastes reflétant divers lithofaciès, mudstone à fenestrées montrant une lamination algaire (Figure III.40.E), packstone avec foraminifères benthiques (Figure III.40.D), packstone à péloïdes (Figure III.42.B.C), grainstone contenant des bioclastes non identifiés (Figure III.40.B.C), foraminifères benthiques (*Orbitoides sp.*) (Figure III.40.F), grainstone à grands ooïdes (Figure III.42.A.B.C). Localement, certains lithoclastes sont constitués de mudstone dolomitisé. En revanche, d'autre lithoclastes sont complétement dolomitiques (Figure III.41.A.B).

2.1.3.5. Slumps

Les séquences calciturbiditiques sont brutalement interrompues par la mise en place d'ensembles déformés synsédimentaires de dépôts grossiers, attestant des déstabilisations majeures de la pente au cours du Maastrichtien (Figure III.44.A.B). Au moins, trois intervalles de slump ont été identifiés le long de la succession de Kremenara. Ils constituent la partie sommitale de la coupe. L'épaisseur totale de ces trois slumps est de ~ 200 m. Ils sont toujours associés à des dépôts grossiers (calcirudites) composés de débris de rudistes centimétriques et de lithoclastes provenant essentiellement de la plateforme. Le premier slump se trouve entre 180 et 235 m. Cet intervalle est composé d'alternations de minces couches composées principalement de séquences de calciturbidites à grains fins tronquées (termes T_c, T_d et T_e de Bouma) et des dépôts de débris flow. Parfois, les intervalles à séquences turbiditiques sont bréchifiés, remaniés et repris dans les débris flow formant de méga brèches qui peuvent mesurer jusqu'à 3 m.

Le deuxième slump constitue l'intervalle de 235 à 265 m composé de clastes polygéniques de type pebble-like. Les débris de rudistes et les intraclastes de la plateforme sont aussi présents. Comme le premier, de minces couches montrant des structures sédimentaires correspondant aux termes T_c, T_d et T_e de Bouma sont remaniées dans les débris flow. Cet intervalle montre une déformation synsédimentaire plus intense traduite par des plis synsédimentaires.

Le troisième intervalle de slump est l'intervalle le plus épais, il se trouve au sommet de la succession entre 265 et 400 m. Ce dernier révèle des extraclastes polygéniques avec une proportion importante de faune néritique (rudistes, Orbitoites, Millioles). La taille des extraclastes est de 0,5 cm à 5 cm. Il est essentiellement constitué d'épais intervalles de débris flow montrant de rares passages de dépôts turbiditiques.

La datation chronostratigraphique des slumps indique un âge Maastrichtien Inférieur à Maastrichtien Supérieur (Figures: III.33; III.35). Cette datation a été effectuée grâce aux rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ des échantillons prélevés des bancs situé au-dessus et en-dessous de ces intervalles de slumps.

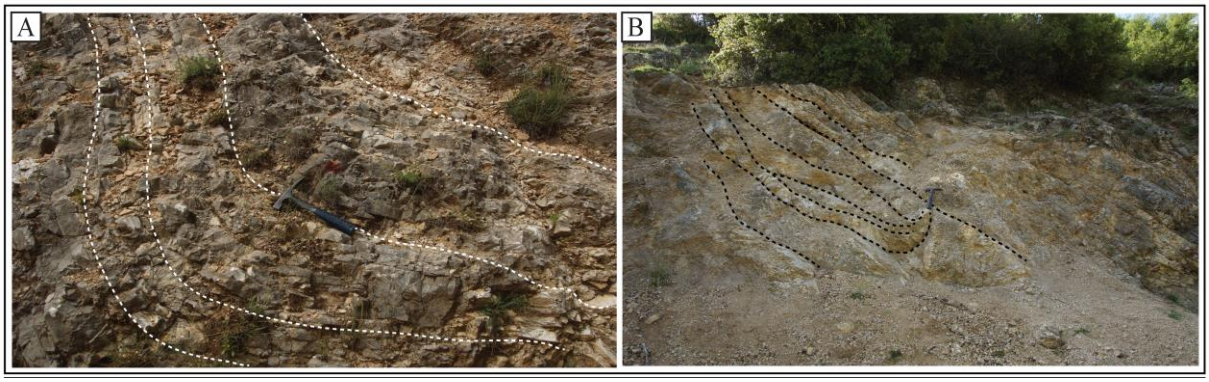


Figure III.44: A, B) niveaux de slump avec légère déformation des couches au sein de la succession de Kremenara. B) pli synsédimentaire au sein d'un slump.

2. PARTIE II : CORRÉLATION ET FONCTIONNEMENT DU SYSTÈME SÉDIMENTAIRE PLATEFORME / BASSIN IONIEN DURANT LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Le but de cette partie est d'établir les corrélations des différentes coupes réalisées dans les systèmes carbonatés plateforme Apulienne – bassin ionien - plateforme de Kruja durant le Crétacé Supérieur. Une synthèse du fonctionnement de ces systèmes est présentée incluant les interprétations des faciès sédimentaires, des milieux de dépôt et le rôle de la tectonique.

La synthèse et les corrélations des coupes réalisées dans la plateforme de Kruja (la coupe de Krujë-Dajt et celle de Çorovodë) et dans la transition de la plateforme de Kruja au Bassin Ionien (la coupe de Kremenara) sont présentées dans la figure III.45. Elle reprend les travaux réalisés par Le Goff (2015) et Rubert et al. (2012) sur la relation entre la plateforme apulienne à l'Ouest et le Bassin Ionien. Ainsi, cette synthèse donne la relation complète entre la plateforme apulienne, le Bassin Ionien et la plateforme de Kruja durant le Crétacé Supérieur.

Du Cénomanien au Campanien, une sédimentation intertidale à subtidale dominée par les rudistes (séquences SQ1-Çorovodë, SQ-2-Krujë-Dajt et SQ-3-Krujë-Dajt) se substitue largement aux faciès intertidaux de packstone et grainstone à foraminifères benthiques dans la plateforme de Kruja. D'importantes variations d'accommodation sont exprimées durant le Campanien traduites par des changements d'épaisseur des séquences subtidales à rudistes. Cette caractéristique suggère des variations rapides et importantes du niveau marin (relatif) durant cette période. Les faciès subtidaux et la dominance des rudistes indiques une augmentation du niveau marin durant le Campanien « high-stand ». Par conséquent, la période de haut niveau marin implique une augmentation de l'espace disponible pour la production des carbonates néritiques. La production de carbonate est élevée lorsque la plateforme carbonatée est inondée et la majorité des sédiments produits sont exportés vers les bassins profond (Mullins, 1983; Eberli et al., 1997; Reijmer, 1998; Reijmer et al., 2012; Le Goff, 2015).

Selon Droxler and Schlager (1985) les périodes de haut niveau marin en contexte de plateforme favorise la production des carbonates. Cette augmentation du niveau marin en domaine de plateforme au cours de Campanien a été traduite dans le bassin Ionien par une sédimentation turbiditique représentée par des séquences calciturbiditiques identifiées à la base de la succession de Kremenara. Selon la datation chronostratigraphique, cette resédimentation turbiditiques a continué au moins jusqu'au début du Maastrichtien (Figure III.33).

Les dépôts de debris flow présentant des éléments des extraclastes de plateforme mal classés et subanguleux qui se trouvent en intercalations avec les séquences calciturbiditiques dans la partie basale de la succession peuvent indiquer des variations du niveau marin durant le Campanien. Ceci implique un transport faible vers le bassin et la disparition temporaire de la

sédimentation gravitaire. Il est a noté que l'évolution verticale des systèmes gravitaires dépend des fluctuations eustatiques et de l'apport en sédiments (Eberli, 1991). Une période de bas niveau marin provoque un démantèlement épisodique de la plateforme (Le Goff, 2015).

À partir du Maastrichtien Inférieur, la plateforme a connu une émersion majeure responsable de la mise en place d'environnements supratidaux. Cette période est caractérisée par des séquences de type SQ5, SQ7 et SQ8, qui révèlent des séquences de dépôt en association avec des stromatolithes. Cette sédimentation de tidal flat, souvent associée à des dépôts dolomitiques, révèle une faible accommodation probablement associée à une réduction de la production carbonatée, réduisant les possibilités de transfert vers le bassin.

Dans le Bassin Ionien, les séquences calciturbiditiques à grain fins deviennent plus grossières vers le haut, jusqu'à l'apparition du premier niveau de slump daté du Maastrichtien Inférieur. La période du Maastrichtien Inférieur signale un changement majeur dans les processus de resédimentation avec la mise en place de plusieurs unités de slump remaniant des ensembles sédimentaires épais, témoignant d'instabilités le long du bord de la plateforme de Kruja au cours de cette période.

Des déformations synsédimentaires de même style et correspondant à la même période ont été décrites par Spalluto et al. (2007) dans les dépôts péritidaux de plateforme dans les Murges. Des intervalles similaires ont été enregistrés également du côté ouest du Bassin Ionien. Plusieurs niveaux de déformations synsédimentaires de type slump datés du Maastrichtien ont été mis en évidence par Rubert et al. (2012). Trois événements, atteignant jusqu'à 50 cm d'épaisseur et continus à l'échelle de l'affleurement (plusieurs kilomètres), ont été reconnus. Selon Rubert et al. (2012), ces slumps sont le résultat de contraintes tectoniques affectant la plateforme Apulienne durant le Campanien Supérieur et le Maastrichtien.

Le Goff (2015) a documenté trois niveaux de slumps datés du Campanien au Maastrichtien Supérieur (Figure III.45), similaires aux niveaux de slump décrits dans cette étude. Ceci peut indiquer que la plateforme carbonatée de Kruja, faisant partie de ce système plateforme-bassin, a également été affectée par les mêmes contraintes tectoniques responsables

de la déformation synsédimentaire enregistrées régionalement. Cependant, sur la plateforme de Kruja, des périodes d'instabilités sont reconnues dès le Santonien. Elles sont responsables d'un démantèlement de la plateforme en deux parties distinctes (Heba et Prichonnet, 2009). Le passage du Maastrichtien supérieur au Paléocène est marqué par une discontinuité majeure (présence de bauxites), ce qui témoigne d'une émersion de la plateforme durant cette période (Heba et Prichonnet, 2006 et 2009).

Ces changements dans la sédimentation et la resédimentation de ce système plateforme-bassin témoignent d'un démantèlement de la marge sous l'effet d'une réorganisation tectonique dans la région péri-Adriatique. Cette réorganisation est cohérente avec les premiers stades d'un régime compressif imprimé par la fermeture du Bassin de Pinde-Olonos qui implique progressivement le rapprochement des unités paléogéographiques vers l'Ouest (Le Goff, 2015).

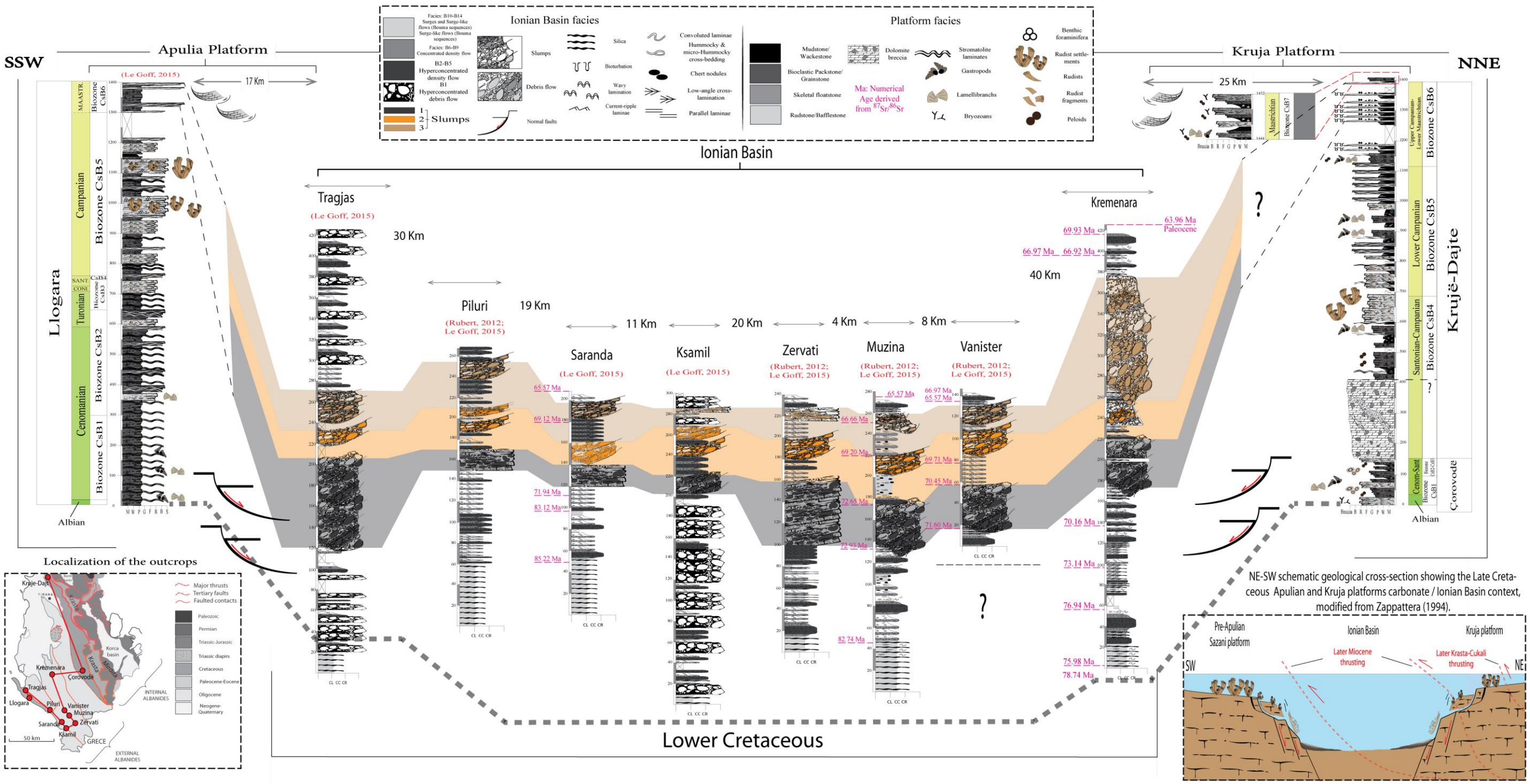


Figure III.45: Profil de corrélation stratigraphique entre Plateforme de Kruja – Bassin Ionien – Plateforme Apulienne durant le Crétacé Supérieur. Les échelles pour la succession de plateforme et celles de bassin sont différentes. Modifié d'après Le Goff (2015) (les symboles et les couleurs ont été modifiés pour convenir à cette étude, et les données de cette étude relatives à la partie est de ce système Plateforme – Bassin Ionien ont également été ajoutées.

IV. CHAPITRE 4: ÉVOLUTION DIAGÉNÉTIQUE DE LA PLATEFORME DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE KRUJA

Il s'agit ici de comprendre les processus diagénétiques, géochimiques et leur chronologie relative dans la plateforme carbonatée du Crétacé Supérieur de Kruja. Plus précisément, il sera abordé :

- *Les analyses pétrographiques, minéralogiques et géochimiques menées sur les différentes phases diagénétiques identifiées dans la coupe de Krujë–Dajt et de Çorovodë ;*
- *La compréhension de l'origine et la chronologie relative de la dolomitisation identifiée dans la série stratigraphique de la coupe de Krujë–Dajt et de Çorovodë ;*
- *Une proposition de séquence paragénétique complète de la série stratigraphique du Crétacé Supérieur dans la plateforme de Kruja.*

Le chapitre est structuré en deux parties :

(i) La première se focalisera sur l'étude des processus diagénétiques affectant les carbonates peu profonds des deux coupes de Corovodë.

(ii) La deuxième partie est structurée autour d'un article dans lequel l'étude diagénétique de la coupe de Krujë–Dajt sera approfondie.

1. PARTIE I : ÉVOLUTION DIAGÉNÉTIQUE DE LA PLATEFORME DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE KRUJA : COUPES DE ÇOROVODË

Cette partie abordera brièvement les processus diagénétiques les plus importants affectant les faciès de la plateforme de Kruja dans les deux coupes de Çorovodë. Elle visera à discuter à l'aide d'étude pétrographique les différentes phases de cimentation en lien avec le contexte de dépôt des sédiments. Cette partie visera aussi à introduire un modèle diagénétique conceptuel.

1. CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES DES DIFFÉRENTES PHASES DIAGÉNÉTIQUES

Plusieurs phases de transformations diagénétiques ont été identifiées dans les séries carbonatées du Crétacé Supérieur des coupes de Çorovodë. Les différentes phases de cimentation identifiées et décrites dans cette partie montrent les mêmes caractéristiques pétrographiques sous cathodoluminescence.

1.1. Micritisation

La micritisation est un phénomène très fréquent dans les séries étudiées. Elle affecte particulièrement les bordures des différents bioclastes essentiellement des rudistes (Figure IV.1.B). Elle est très dominante dans les faciès de grainstone bioclastique à rudistes (CFs3) où les bioclastes se caractérisent par une enveloppe micritique d'une épaisseur variable. Parfois le contact entre les bioclastes et l'enveloppe micritique associée est irrégulière (Figure IV.1.B). Quand il s'agit d'une micritisation intense, elle peut même former des grains péloïdiques.

1.2. Ciments en ménisque micritiques

Ce type de ciments a été observé seulement dans les faciès grossiers de grainstone bioclastique (CFs3) où les processus de micritisation sont dominants. Ils forment parfois des ponts au contact entre les grains (Figure IV.1.B). Ce type de ciment se trouve souvent en association avec des enveloppes micritiques et des ciments micritiques en forme de gouttelettes mais leur orientation n'est pas toujours vers le bas (Figure IV.1.B). Il ne s'agit donc pas de ciments microstalactitiques précipités en relation avec l'effet capillaire et la gravité mais ce sont probablement des enduits micritiques irréguliers produits par l'activité des organismes. Cette typologie de ciments est présent dans des faciès de type grainstone bioclastique (CFs3) dont les bancs montrent des surfaces

érosives au sommet (Figures: IV.5.A.C; IV.6.A.B). De plus, ces ciments sont mal développés (100 à 300 µm), et sont toujours asymétriques.

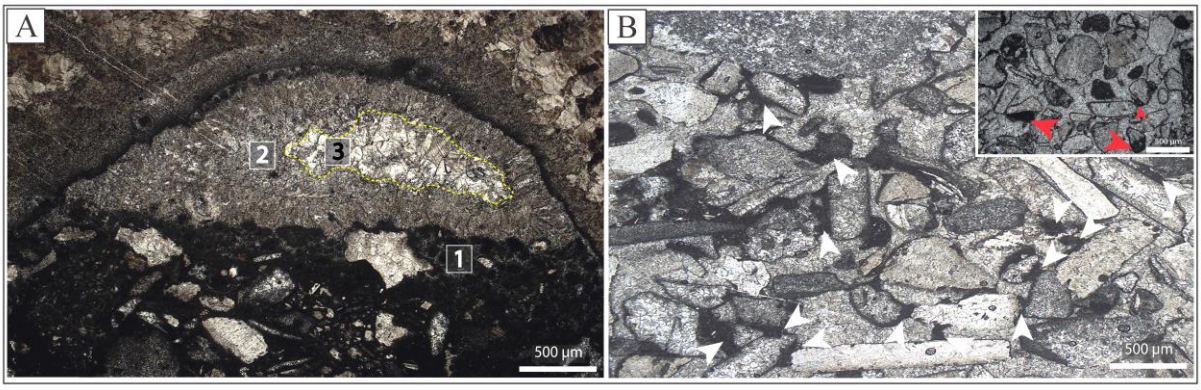


Figure IV.1: A) Faciès packstone à rudistes montrant une cavité remplie par une matrice packstone à péloïdes (1), et cimentée par de la sparite fibreuse (radiaxiale) (2) ; la sparite équigranulaire (3). B) Faciès grainstone bioclastique à rudistes. Les grains bioclastiques sont cimentés par des ciments en forme de gouttelettes (flèches rouges) et par de ciments en ménisque micritique (flèches blanches). Notez que la minéralogie originale des bioclastes (rudistes) a été complétement remplacée par de la sparite néomorphique de blocage ou parfois équigranulaire. L'espace intergranulaire est constitué d'une sparite équigranulaire.

Les ciments micritiques en gouttelettes présentent des formes asymétriques. Ils sont composés d'accumulations micritiques d'une taille allant de 100 à 500 µm, précipitant à la base et sur les côtés des bioclastes (rudistes) (Figure IV.1.B). Les caractéristiques pétrographiques de ces ciments indiqueraient leur précipitation dans la zone vadose (Purser, 1969, 1975). Cependant, aucun signe de diagenèse précoce des environnements vadoses n'a été observé dans ces échantillons.

Généralement, la présence de ciments en ménisque micritiques et leur association avec des enveloppes micritiques n'est pas qu'un indicateur de la cimentation dans la zone vadose mais il est présent aussi de la zone phréatique où les activités microbiennes sont assez actives (Tucker and Wright, 1990; Hillgärtner et al., 2001). Dans les successions étudiées ces ciments sont associés à des surfaces de troncature décrites au chapitre 3-partie 1 (CFs3), caractéristique des faciès de type « beach-rock ». De telles surfaces d'érosion sont aussi présentes dans des surfaces de type

« hardground » formées dans la zone subtidale décrites par plusieurs auteurs (Purser, 1969; Shinn, 1969; Dravis, 1979; Fürsich, 1979; Garrison et al., 1987).

1.3. Sédiments internes

Les sédiments internes se présentent sous la forme de remplissage micritique de type géopétale dans plusieurs faciès grossiers (CFs1, CFs2, CFs3, CFs4) et sous plusieurs formes le long des coupes de Çorovodë. Ils sont constitués soit d'une matrice micritique granulaire (Figures: IV.1.A ; IV.2.A.B) soit d'une matrice de grainstone à wackestone à péloïdes (Figure IV.2.D). Au-dessus de la micrite géopétale, des ciments sparitiques (Figures: IV.1.A ; IV.2.D) et des ciments calcitiques en « dents de chien » ou en forme de lames (Figure IV.2.A.B) ont été observés. Les sédiments internes se trouvent dans plusieurs pores intraparticulaires dont la taille varie de 0,5 (Figure IV.1.A) à 10 mm (Figure IV.2.D).

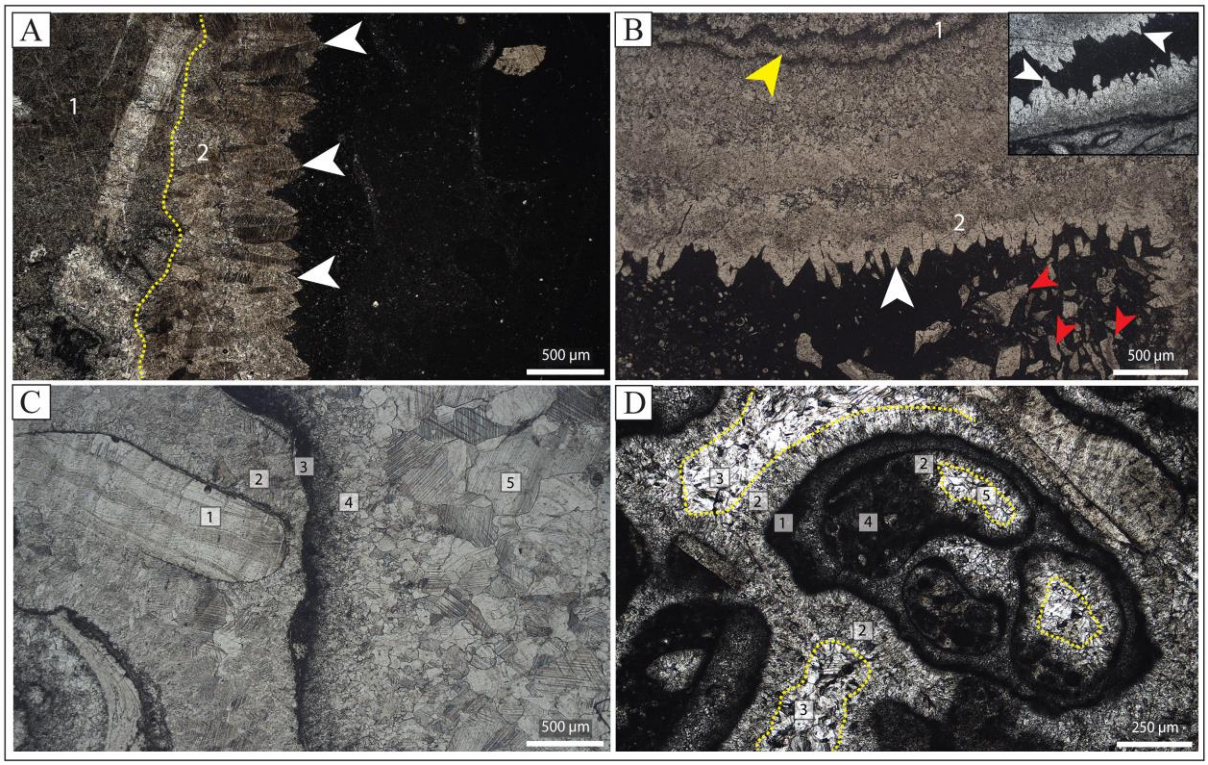


Figure IV.2 : A) Faciès de floatstone (CFs2) montrant une phase de cimentation par de sparite fibreuse (radiaxiale) (1) suivie par des ciments de sparite en lames formant une frange isopaque sur le bord d'une cavité (2). Le vide au-dessous du ciment sparitique est rempli par une matrice microgranulaire. B) Faciès de floatstone (CFs2) montrant une séquence diagénétique composée d'une intercalation (flèche jaune) de ciments sparitiques équigranulaire et de ciments micritiques (1). La dernière phase de cimentation est constituée de ciment calcitique en « dents de chien » (flèches blanches). Le vide au-dessous de ce dernier est rempli par une matrice micritique. Notez les cristaux de calcite en « dents de chien » qui sont bréchifiés et remaniés dans la matrice (flèches rouges). C) Faciès de rudstone montrant un débris de rudiste (dont les bords sont micritisés) (1) cimenté par du ciment sparitique de blocage (2), suivi par des ciments micritiques (3). La phase finale de cimentation est composée de sparite équigranulaire (4) dont la taille des cristaux (> 500 µm) augmente considérablement vers le centre du vide (5). D) Faciès de rudstone à grainstone bioclastique. La structure externe des bioclastes a été remplacée par du ciment de blocage de sparite équigranulaire (néomorphisme). Les bordures des bioclastes sont intensément micritisés (1) formant une enveloppe micritique. Les pores intraparticulaires sont remplis par une matrice micritique à péloïdes (4), ensuite cimentés par du ciment de sparite fibreuse (2), et ultérieurement par du ciment de blocage de sparite équigranulaire (3, 5).

La présence de sédiments internes indiquerait des conditions de faible énergie avec probablement des périodes d'émersion, qui correspondrait peut être un indice d'une phase diagénétique en zone vadose (Flügel, 2004).

1.4. Ciments en "dents de chien"

Ces ciments sont très fréquents dans les coupes étudiées. Ils se présentent souvent dans les faciès grossiers dont la matrice est constituée de boue carbonatée (floatstone et packstone à rudistes : CFs2 et CFs4). Ce type de ciment forme des cristaux limpides scalénohédrales pointus d'une taille variable de 100 à 500 µm formant généralement une croissance symétrique. Les cristaux se développent de manière normale ou subnormale et parfois dans des directions différentes par rapport à leur substrat (Figure IV.2B). La minéralogie de ce type de ciment est calcitique (Flügel, 2004). Cette phase de cimentation est toujours accompagnée d'une phase de remplissage micritique.

Les ciments calcitiques en « dents de chien » sont interprétés comme des indicateurs d'environnement diagénétique météorique phréatique ou vadose (Tucker and Wright, 1990; Flügel, 2004).

1.5. Ciments fibreux

Ces ciments sont très fréquents dans les séries étudiées et se présentent sous différentes formes : (i) sous forme de cristaux fibreux isopaques d'une taille moyenne (100-200 µm), entourant les bioclastes de rudiste et de gastéropode et formant une première phase de cimentation sparitique avec une couleur noirâtre (Figure IV.2.D) ; (ii) sous forme de grands cristaux (jusqu'à 500 µm) isopaques dans les espaces intragranualaires, au-dessus des remplissages micritiques, suivis par des ciments de blocage de sparite équigranulaire (Figure IV.1.A).

Les ciments fibreux sont considérés comme de bons indicateurs de la zone marine phréatique (Tucker and Wright, 1990; Flügel, 2004; Richter et al., 2011).

1.6. Ciments aciculaire

Ce type de ciments est constitué de petits (~ 100 µm) cristaux très fins aciculaires se disposant en structure radiée (Figure IV.3.A). Ces ciments entourent les bioclastes de rudiste dans les faciès grossiers essentiellement grainstone et rudstone. Cette phase de cimentation est toujours intérieure à la phase de cimentation de sparite de blocage équigranulaire (Figure IV.3.A) et postérieur à la phase de micritisation. A noter que les cristaux aciculaires se développent souvent sur les enveloppes micritiques (Figure IV.4.A.B).

Ces ciments aussi sont liés aux surfaces de « hardground » décrites précédemment. Ils se trouvent toujours dans les intervalles en dessous de ces surfaces autour des grains bioclastiques constituant la deuxième phase de cimentation après la phase de micritisation. Les grains bioclastiques, les ciments micritiques, les ciments aciculaires et la sparite équigranulaire dans ces intervalles sont souvent tronqués et perforés indiquant les activités d'organismes qui caractérisent

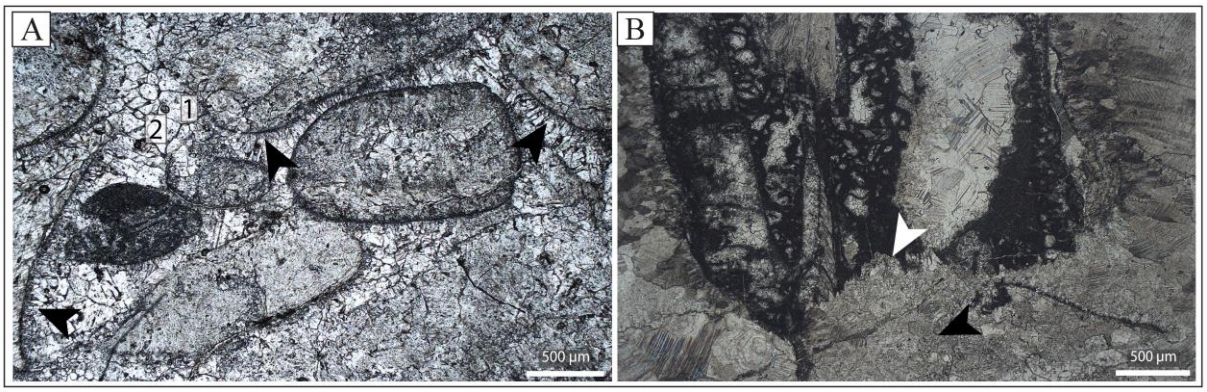


Figure IV.3 : A) Faciès de grainstone à rudistes montrant des ciments aciculaires (1) (flèches) entourant les bioclastes micritisés. Ces ciments sont suivis par des ciments de blocage de sparite équigranulaire (2). B) Faciès de rudstone montrant une microstylolite (flèche blanche montrant le contact suturé) dus à la compaction pendant l'enfouissement. Les rudistes ont été complétement remplacés par une sparite équigranulaire (flèche noire).

les surfaces de type « hardground » (Purser, 1969; Shinn, 1969; Dravis, 1979; Fürsich, 1979; Garrison et al., 1987).

1.7. Ciments en frange palissadique

Il s'agit de ciments calcitiques dont les cristaux, allongés radialement, sont larges (~ 1mm), donnant un aspect de « palissade ». Ils présentent une couleur marron formant une frange isopaque sur le bord d'une large cavité (plusieurs millimètres) souvent remplie par la boue carbonatée (Figure IV.2.A). Cette phase de cimentation n'est pas fréquente et elle caractérise uniquement les faciès dont la matrice est micritique, particulièrement les faciès floatstone à rudistes (CFs2). La minéralogie originale des ciments radiaxiaux, aciculaires de calcite en forme de lames est considérée comme de la calcite magnésienne (Gray and Adam, 1995; Wilson and Dickson, 1996; Tobin and Walker, 1996). Ces ciments sont précoces et ont précipité dans la zone phréatique marine (Flügel, 2004).

1.8. Ciments de sparite équigranulaire

Ce type de ciments est toujours postérieur aux ciments micritiques ainsi qu'aux ciments fibreux et aciculaires décrits précédemment (Figures: IV.1.A.B ; IV.2.C.D ; IV.3.A ; IV.4.A.B). Il s'agit de ciments sparitiques équigranulaires de blocage dont la taille des cristaux est variable allant de 50 jusqu'à plus de 500 µm. Ils montrent une augmentation progressive de la taille des cristaux depuis le bord jusqu'au centre de la cavité, ou la morphologie des cristaux devient drusique (Figure IV.2.C).

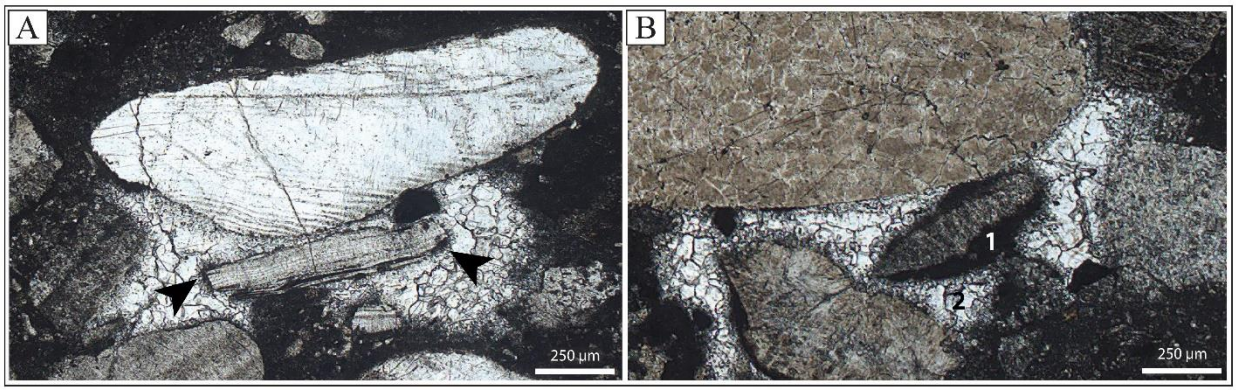


Figure IV.4 : A, B) Faciès de packstone à floatstone à rudistes montrant des ciments de blocage de sparite équigranulaire se développant dans l'espace intergranulaire et de manière syntaxial autour d'un bioclaste (2). Les bords du bioclaste sont cimentés par des ciments micritiques aciculaires précoces (flèches noires, 1).

1.9. Recristallisation aragonitique

Une partie des bioclastes dont la minéralogie est d'origine aragonitique telle que les rudistes et les gastéropodes ont été complétement remplacés par une sparite équigranulaire.

2. INTERPRÉTATION DES ENVIRONNEMENTS DIAGÉNÉTIQUES ET DE LA SÉQUENCE PARAGÉNÉTIQUE

La chronologie relative des différentes transformations diagénétiques a été identifiée en s'appuyant sur les relations pétrographiques observées. Elle démarre par le processus de micritisation très précoce de la partie externe des bioclastes de rudistes des faciès de rudstone/grainstone formant une enveloppe micritique autour. Les premières phases de cimentation sont représentées par des ciments micritiques représentés par des enveloppes micritiques, des ciments en ménisque micritiques et des ciments micritiques en forme de gouttelettes. L'interprétation de l'environnement diagénétiques de ces ciments n'est toujours pas facile car cela ne dépend pas que de la morphologie de ces ciments mais aussi d'autres indicateurs.

Dans la littérature, ces ciments sont décrits comme étant indicatifs d'environnement vadose (Dunham, 1971; Longman, 1980; Harris et al., 1985; Meyers, 1987; El Moursi and Montaggioni, 1994). Dans nos échantillons, aucun autre signe de diagenèse vadose n'a été. Si les forces capillaires et la gravité étaient à l'origine des ciments en ménisques, elles devraient se produire jusqu'à la surface de la nappe, plutôt que de suivre les surfaces "hardgrounds". Les ciments microstalactitiques d'origine vadose en relation avec des expositions et les structures sédimentaires de ces expositions ne sont pas non plus observés. De plus, les ciments en forme de gouttelettes dans notre étude ne montrent pas l'effet capillaire ou gravitaire comme le font les ciments microstalactitiques caractérisant la zone vadose qui précipitent toujours à la face inférieure des grains. Les ciments micritiques identifiés ici se développent sur toutes les faces des bioclastes et dans toutes les directions suggérant qu'ils s'agissent d'accumulations micritiques induites par le piégeage de particules micritiques par les organismes.

Bernier and Dalongeville (1988) ont décrit des ciments micritiques en ménisque en association avec des enveloppes micritiques dans des environnements intertidaux et ont suggéré qu'ils se formaient par stabilisation des grains cyanobactériens et piégeage de micrite dans le maillage du filament.

D’autres ciments et enveloppes micritiques similaires ont été décrits comme étant précipités dans des environnements intertidaux et aussi dans les formations de type « beach rocks » (Bricker, 1971; Meyers, 1987; Strasser et al., 1989; El Moursi and Montaggioni, 1994; Neumeier, 1998). En revanche, Purser (1969) a observé une association étroite de ciments micritiques en ménisque avec des surfaces de type « hardground » formées dans un environnement subtidal dans le bassin parisien. Ces surfaces ont été aussi décrites par James and Choquette (1983) (Figure IV.7).

Les intraclastes localisés dans la couche au-dessus des surfaces de « hardground » montrent des bords extérieurs intensément micritisés, perforés et cimentés par des ciments sparitiques (Figure IV.5.B). Ceci est un bon indicateur d'activité organique au-dessus des surfaces de type « hardground » (James and Choquette, 1983) (Figure IV.7) suggérant une origine phréatique marine précoce pour ces ciments probablement dans un environnement subtidal.

La présence des enveloppes micritiques et les ciments de type ménisque dans des conditions subtidales avec de faibles taux d'accumulation et des conditions d'énergie variables n'est pas surprenante car elle a été précédemment décrite par Purser (1969), qui a déjà décrit une forte corrélation entre ces types d'enveloppes et de ciments micrites et les surfaces sous-marines de type « hardground ».

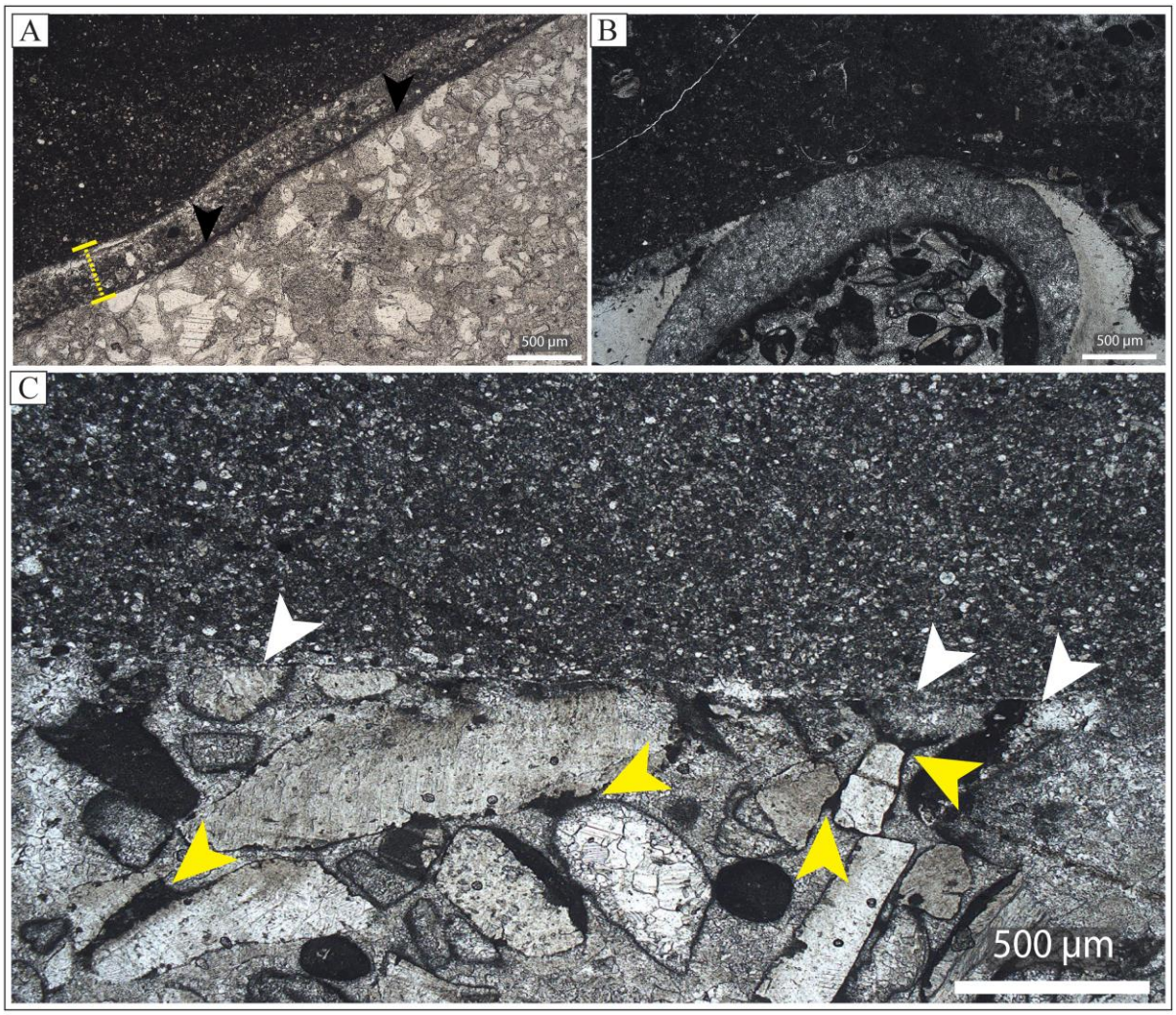


Figure IV.5: A) Surface de troncature de type « hardground ». Notez la surface imprégnée de couleur foncée due à l'activité des organismes (flèches noires). La fine couche au-dessus de cette surface (ligne pointillée) montre une incrustation induite par des organismes. B) Lithoclaste de grainstone bioclastique provenant essentiellement de la couche du-dessous (« hardground ») cimentée par des ciments sparitiques équigranulaires et reprise dans la couche du-dessus. C) Surface de troncature de type « hardground ». Notez les bioclastes et les ciments tronqués (flèches blanches). Notez aussi la cimentation de type ménisque (flèches jaunes).

Figure IV.9 montre une illustration des environnements diagénétiques des phases de cimentation identifiées dans les coupes étudiées, et aussi la position des différents éléments diagénétiques par rapport aux séquences sédimentaires décrites au chapitre 3-partie 1. Ces types de ciments micritiques, ciments aciculaires et ciment fibreux se forment aux premiers stades de la diagenèse, à l'interface eau de mer et sédiments (Figure IV.8), dans les premiers centimètres de sédiments (Purser, 1969; James and Choquette, 1983; Hillgärtner et al., 2001; Christ et al., 2015).

Ces phases de cimentation représentent donc les premiers stades de cimentation dans l'histoire diagénétique des faciès des coupes de Çorovodë. La stabilisation et la cimentation des grainstones par l'activité microbienne est très courantes dans les environnements subtidaux (Hillgärtner et al., 2001).

Dans toutes les lames minces, les ciments fibreux et les ciments aciculaires sont toujours postérieurs à la cimentation micritique (Figures: IV.3.A; IV.4.A.B). Les enveloppes de micrite sont de préférence envahies par l'aragonite fibreuse (Strasser et al., 1989). Les ciments fibreux en aiguille sont donc interprétés comme des ciments marins précoces (Flügel 2004).

Le colmatage de l'espace poreux s'est fait ensuite par deux générations de la calcite sparitique équigranulaire de blocage dont la taille des cristaux est variable. Cette phase de cimentation est postérieure aux ciments fibreux et aux ciments aciculaires. En effet, cette phase constitue toujours la phase de cimentation finale dans les espaces poreux intergranulaires/intragranulaires.

Comme discuté précédemment, des ciments marins phréatiques, ainsi que des sédiments internes ont contribué au colmatage des grandes cavités intragranulaires. Une première génération de ciments en « dents de chien » et de ciments en frange palissadique a précipité de manière sporadique dans les grandes cavités et sur les squelettes de rudistes altérés.

Les ciments en dents de chien peuvent précipiter dans une grande variété d'environnements (d'un environnement diagénétique météorique à un environnement subtidal peu profond) (Flügel, 2004; Andrieu et al., 2018). La non-luminescence en CL indique la précipitation dans de l'eau oxydante. Ensuite, des sédiments de boue carbonatée ont été transportés dans les vides et ont rempli une partie des cavités de manière géopétale.

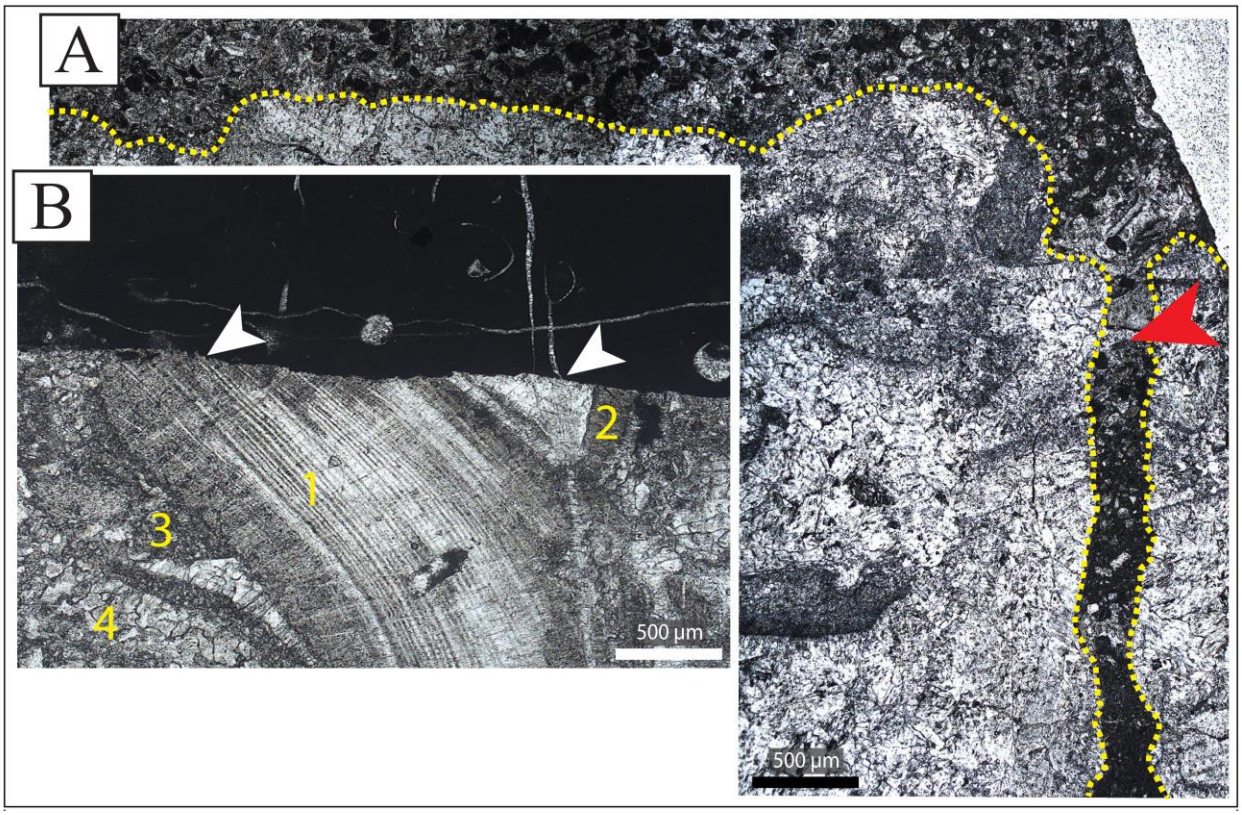


Figure IV.6: A) Grainstone bioclastique cimenté par des ciments marins précoces formant un "hardground" qui a ensuite été perforé (flèche rouge) et les terriers ont été remplis par une matrice de packstone à péloïdes de la couche au-dessus. B) Microphotographie qui montre une fine couche de calcite à frange fibreuse (2) autour d'un débris de rudistes (1), puis une micrite vient remplir en partie la porosité intergranulaire (3). La micrite peut être un sédiment interne ou en partie un ciment. La phase finale de cimentation s'agit d'une sparite équigranulaire (4). Notez la surface de troncature (flèches blanches) indiquant une lacune de sédimentation suivie d'une phase d'érosion. Le débris de rudistes, la micrite, la calcite fibreuse et la sparite équigranulaire sont coupées par la surface d'érosion.

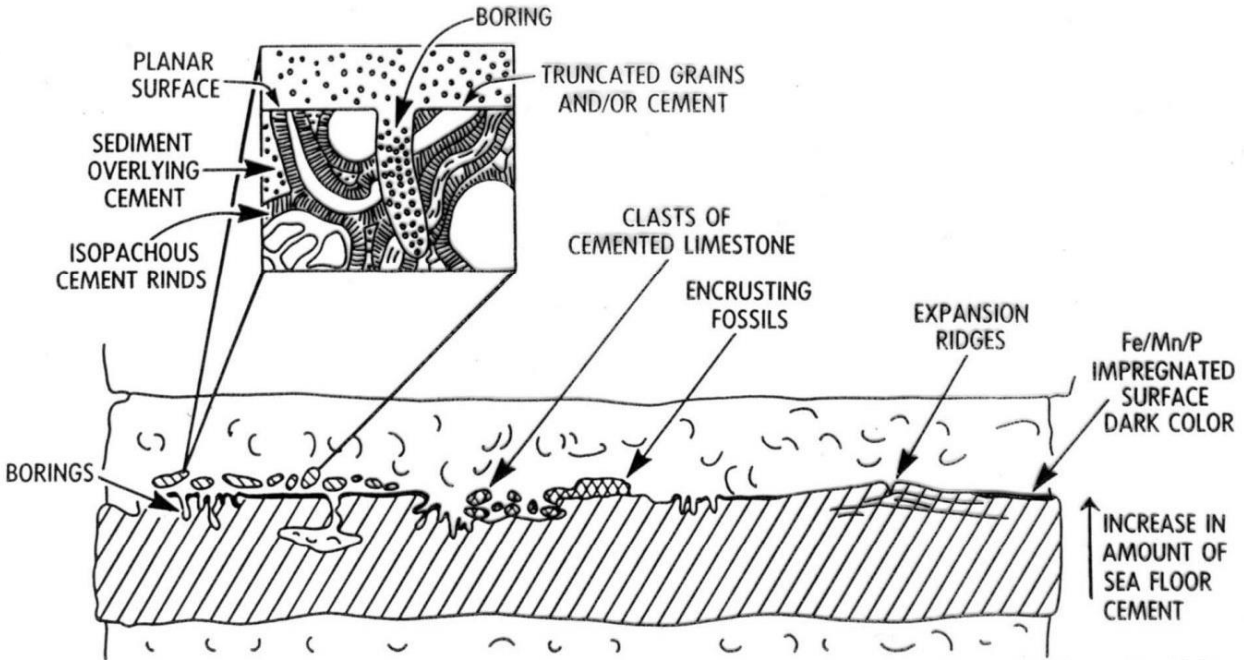


Figure IV.7: Illustration des critères de reconnaissance des surfaces de types « hardground » sous-marines, d'après James and Choquette (1983).

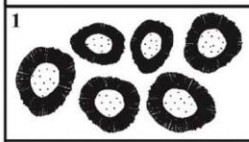
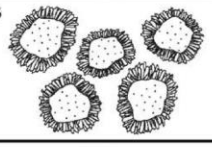
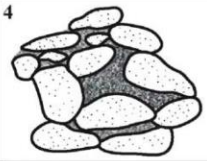
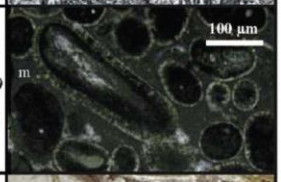
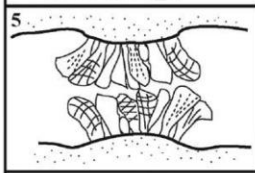
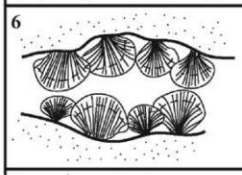
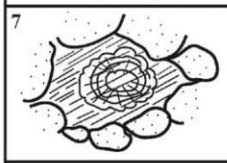
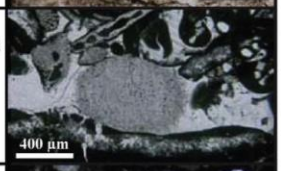
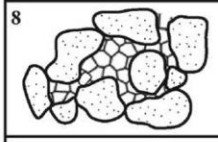
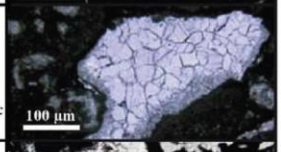
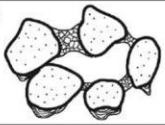
Cement types	Terminology/ Fabrics	Frequency	Depositional environment	Picture example
1 	Name: Acicular Length/Width ratio: > 10:1 Mineralogy: principally aragonite (also HMC) Cement fabric: Isopachous	Frequent Examples: Persian Gulf, Holocene (Shinn, 1969) Bahamas, Pliocene (Beach, 1993)	Shallow marine, tropical *(hardgrounds, reefs)* Diagenetic: Marine phreatic	
2 	Name: Fibrous Length/Width ratio: > 6:1 Mineralogy: aragonite & HMC Cement fabric: Isopachous (*inter- and intracrystalline*)	Very frequent Examples: Bahamas, Holocene (Dravis, 1979 Paris Basin, Jurassic (Purser, 1969)	Shallow marine, tropical *(hardgrounds, reefs)* Diagenetic: Marine phreatic	
3 	Name: Bladed Length/Width ratio: from 1.5:1 to 6:1 Mineralogy: principally HMC (also aragonite) Cement fabric: Isopachous (*inter- and intracrystalline*)	Very frequent Examples: N Atlantic, Holocene (Noé *et al.*, 2006) E England, Jurassic (Marshall and Ashton, 1980)	Shallow marine, tropical *(hardgrounds, reefs)* Diagenetic: Marine phreatic	
4 	Name: Microcrystalline/ Cryptocrystalline calcite, micrite Size: < 4 µm to nm-sized Mineralogy: principally HMC (also calcite & aragonite) Cement fabric: Isopachous & Pore-filling	Very frequent Examples: Bahamas, Pleistocene (Schlager and James, 1978) High Atlas, Morocco, Jurassic (Christ *et al.*, 2012a)	Shallow to deep marine, tropical to temperate *(hardgrounds, reefs, mud mounds)* Diagenetic: Marine phreatic and burial	
5 	Name: Radiaxial Fibrous (*sensu Richter et al., 2011*) Length/Width ratio: from 3:1 to 10:1 Mineralogy: mainly HMC (rarely calcite) Cement fabric: Crusts (growing normally to substrate in large cavities or at sea floor)	Minor Examples: Australia, Oligo-Miocene (Nicolaides and Wallace, 1997) Canada, Ordovician (Wilkinson *et al.*, 1982)	Shallow marine to slope, tropical to temperate *(reefs, tepees, slopes)* Diagenetic: Marine phreatic	
6 	Name: Botryoidal Size: similar to Radiaxial Fibrous Mineralogy: mainly aragonite (sometimes HMC) Cement fabric: Crusts (similarly to Radiaxial Fibrous) or invidually	Virtually absent *but observed in deep slope settings or reefs* Examples: Spain, Carboniferous (Van der Kooij *et al.* , 2010); Belize, Holocene (Ginsburg and James, 1976)	Shallow marine to slope, tropical *(reefs, tepees, slopes)* Diagenetic: Marine phreatic	
7 	Name: Syntaxial overgrowth (*principally on echinoderms*) Size: Variable Mineralogy: HMC (also calcite) Cement fabric: Pore-filling	Frequent *(during calcite sea periods)* Examples: Australia, Oligo-Miocene (Nicolaides and Wallace, 1997) USA, Ordovician (Palmer and Wilson, 2004)	Shallow marine to slope, tropical Diagenetic: Marine- and meteoric phreatic and burial	
8 	Name: Equant spar Size: Variable, commonly > 10 µm Mineralogy: mainly calcite (sometimes HMC) Cement fabric: Pore-filling	Frequent Examples: S Spain, Jurassic (Reolid *et al.*, 2010) Canada, Ordovician (Wilkinson *et al.*, 1982)	Shallow marine to deep, temperate *(early marine moulds)* Diagenetic: Marine and meteroic phreatic and (deep) burial	
9 	Name: „Dogtooth“ Size: 10's to 100's µm long Mineralogy: mainly calcite (also HMC)	Rare Example: S England, Cretaceous (Molenaar and Ziljstra, 1997)	?? Diagenetic: Marine and Meteoric phreatic and burial	
10 	Name: Pendant (1) & Meniscus (2) Size: variable Mineralogy: mainly calcite (also aragonite & HMC*) Cement fabric: Gravitational	Very rare (Rq: present in Purser (1969), but certainly not of *MARINE* origin)	Very shallow to continental, humid *(beachrock, tidal flats)* Diagenetic: Meteoric vadose (also marine-vadose*)	

Figure IV.8: Types de ciment marin dans les sédiments de type « hardground ». Les données sont compilées à partir de diverses études, d'après Christ et al. (2015).

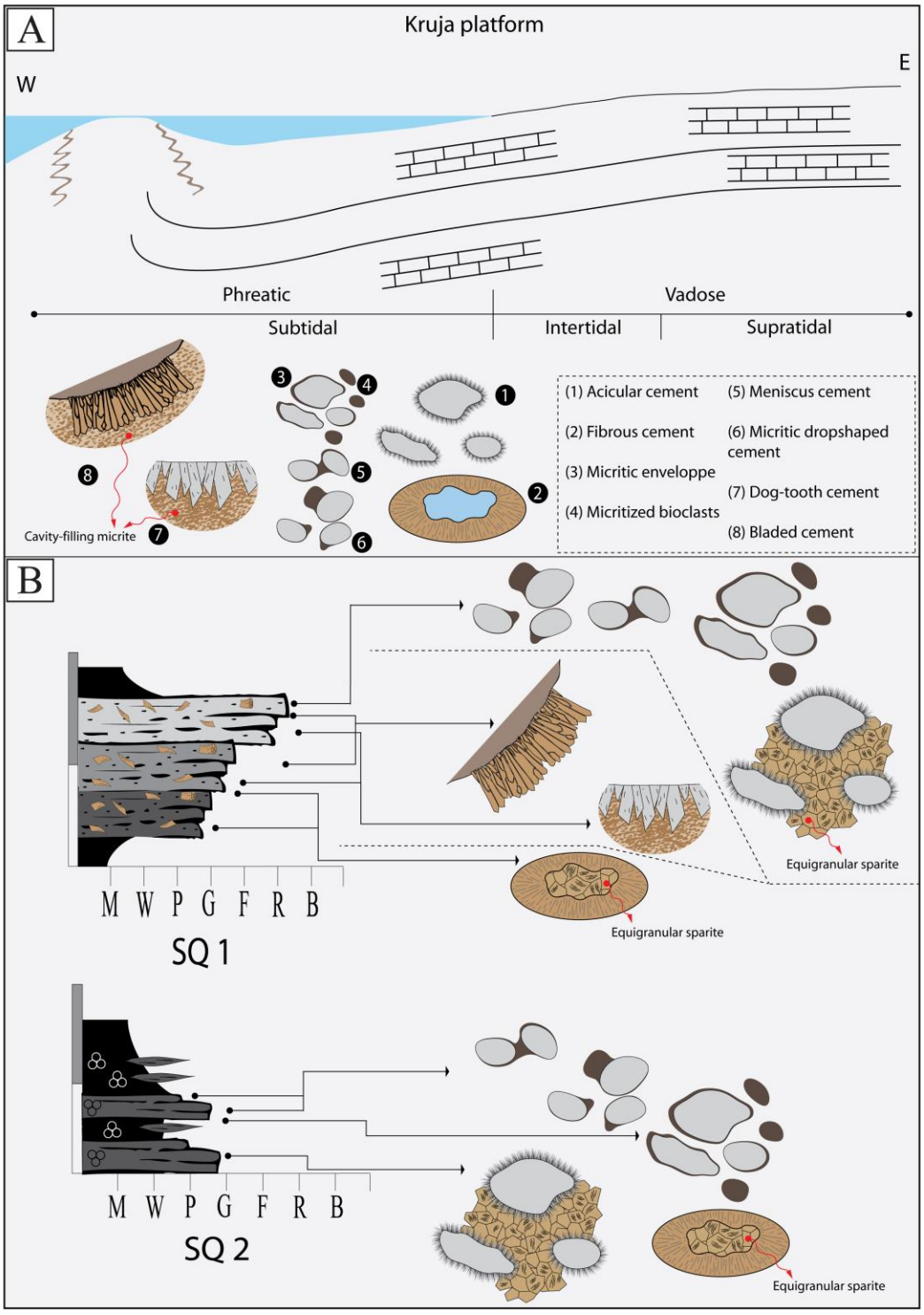


Figure IV.9: A) Illustration des environnements diagénétiques des différentes phases diagénétiques identifiées dans les coupes de Çorovodë. B) Illustration de la localisation des différentes phases diagénétiques identifiées par rapport aux séquences sédimentaires.

3. CONCLUSIONS PARTIELLES

Les faciès de plateforme peu profonds dans le secteur étudié sont impactés directement par la diagenèse précoce dans la zone phréatique marine. Cette diagenèse précoce est représentée par différentes phases de cimentation : (i) des ciments micritiques (ii) des ciments fibreux et de larges ciments fibreux en aiguille, (iii) des ciments aciculaires, (iv) des ciments en « dents de chien », (v) des ciments calcitiques en frange palissadique (vi) et des ciments sparitiques équigranulaires. Les ciments fibreux en aiguille et les ciments sparitiques équigranulaire oblitèrent la majeure partie de la porosité intergranulaire et intraparticulaire. Toutes les phases de cimentation y compris les phases de sédiments internes sont non-luminescents indiquant des conditions oxydantes.

Des surfaces de type « hardground » sous-marines ont été mises en évidence. La majorité des ciments précoces distingués sont liés à la présence de ces surfaces de type « hardground ».

2. PARTIE II : ÉVOLUTION DIAGÉNÉTIQUE DE LA PLATEFORME DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE KRUJA : COUPE DE KRUJË–DAJT

Cette partie est structurée autour d'un article « *Diagenetic evolution and origin of dolomites in the Upper Cretaceous Kruja carbonate platform (Central Albania)*» qui sera soumis dans la revue « *Cretaceous Research* ».

L'article vise à discuter les processus de transformation diagénétique qui ont affecté les successions stratigraphiques exposées dans le massif de Krujë–Dajt (plateforme carbonatée de Kruja). Dans cette partie, les résultats des analyses pétrographiques, minéralogiques et géochimiques seront discutés, et ils seront mis en relation avec l'histoire diagénétique des séries sédimentaires étudiées.

Diagenetic evolution and origin of dolomites in the Upper Cretaceous Kruja carbonate platform (Central Albania)

HAMD JIHAD (1), CEREPI ADRIAN (1), RUDY SWENNEN (2), LOISY CORINNE (1)

(1) EA 4592 Georessources et Environnement, ENSEGID-Bordeaux INP, avenue des Facultés, 33400 Talence, France

(2) Earth and Environmental Siences, KU Leuven, Celestijnenlaan 200 E, B 3001, Heverlee, Belgium

1. ABSTRACT

A detailed petrographical and geochemical study of the Kruja platform (central Albania) limestones and dolomites and its diagenetic history is presented. Marine, meteoric and burial calcite types were recognized (i.e. Cal-1 till 7). The δ^{18}O-VPDB values of calcite cements display variable contents (with values from -12.42 to -4.18‰) indicating a large variety in the geochemical composition and precipitation temperature of the geofluids involved in mineral precipitation. Cal-1, Cal2a and Cal-2b were interpreted as early diagenetic in origin. They are always related to exposure surfaces at the top of shallowing upward cycles. Cal-3, Cal-4 and Cal-5 have a tectonic origin since they all relate to fractures. At least, one calcite generation (Cal-6) displaying a granular texture is related to hydrocarbon emplacement. This is argued based on petrographic observations and its depleted δ^{13}C-VPDB signature (-7.65‰). Cal-7 is also fracture related possessing depleted δ^{18}O-VPDB values (-12.42 ‰) and bright yellow luminescence suggesting late diagenetic precipitation from hot geofluids. Furthermore, seven different dolomite textures were identified, i.e.: i) matrix-replacive planar-s (Dol-1); ii) dolomite cement (Dol-2); iii) planar-e dolomite (Dol-3); iv) planar-s to non-planar dirty grey dolomite (Dol-4); v) non-planar milky to grey saddle dolomite cement (Dol-5); vi) fracture fill dolomite (Dol-6); and vii) planar-s cloudy fracture and stylolite associated dolomite (Dol-7). The δ^{18}O-VPDB values of Dol-1 vary between +1.1 and +2.4‰ and the δ^{13}C-VPDB values between +1.7‰ to +3.6‰. Dol-2 has δ^{18}O-VPDB values between -0.09‰ and +0.03‰, and δ^{13}C-VPDB values from about +0.79‰ to +1.73‰.

Stratigraphic, petrographic and geochemical data constrain the Dol-1 and Dol-2 formation to hypersaline sea water in a near-surface environment. Dol-3 (δ^{18}O-VPDB from -1.51‰ to -0.43‰ and δ^{13}C-VPDB from 1.07‰ to 1.37‰) is formed at shallow burial depth by seepage-reflux. Dol-4 and Dol-5 are isotopically characterized by slightly depleted δ^{18}O-VPDB values varying from -4.1‰ to -0.8‰ and δ^{13}C-VPDB values varying from -0.2‰ to +3.7‰. The geochemical data and the petrographic characteristics of Dol-4 and Dol-5 indicate that these dolomites formed in deep-burial diagenetic settings. Dol-6 and Dol-7 are always found as cements filling fractures reflecting their tectonic origin, especially as they appear in a turquoise or green color when stained, indicating their richness in iron, which supports its formation in deep reducing diagenetic realms. Overall, based on the paragenetic sequence of the studied stratigraphic succession the latter can be subdivided into two intervals. The upper part (500-1240 m) of the stratigraphic succession, and especially the uppermost part (1000-1240 m), is dominated by early diagenetic driven processes linked to emersion surfaces characterized by a total dissolution of all the components possessing an original aragonite mineralogy. The lower part (between 0 and 500 m) of the stratigraphic succession is strongly dominated by burial and tectonic-related diagenesis represented by cataclastic deformation, late dolomite and calcite-cemented fractures.

Key-words: Kruja Platform, dolomite, diagenesis, Albania, Upper Cretaceous carbonates.

2. INTRODUCTION

The paleogeography of Neo-Tethys during the Upper Cretaceous in the peri-Adriatic region was dominated by shallow carbonate platforms and deep basins (Figure IV.10.A) (Walker et al., 2002; Skelton, 2003; Miller et al., 2005). During this period, the Kruja platform developed near the Apulian passive margin in a tropical environment, delimited to the west by the Ionian basin (Figure IV.6.A) (Bosellini and Morsilli, 1996; Robertson and Shallo, 2000). Redeposited slope sediments of this platform-basin system represent an important petroleum reservoir system onshore and offshore Albania, as well as offshore Italy. The studied Upper Cretaceous succession corresponds to locally oil-stained carbonate outcrops where hydrocarbon seeps occur along fractures and also impregnate porous lithologies. The characterization of the diagenetic phases of

these carbonate-platform sedimentary series is the key to understand the burial evolution and the conditions in which the diagenetic processes took place.

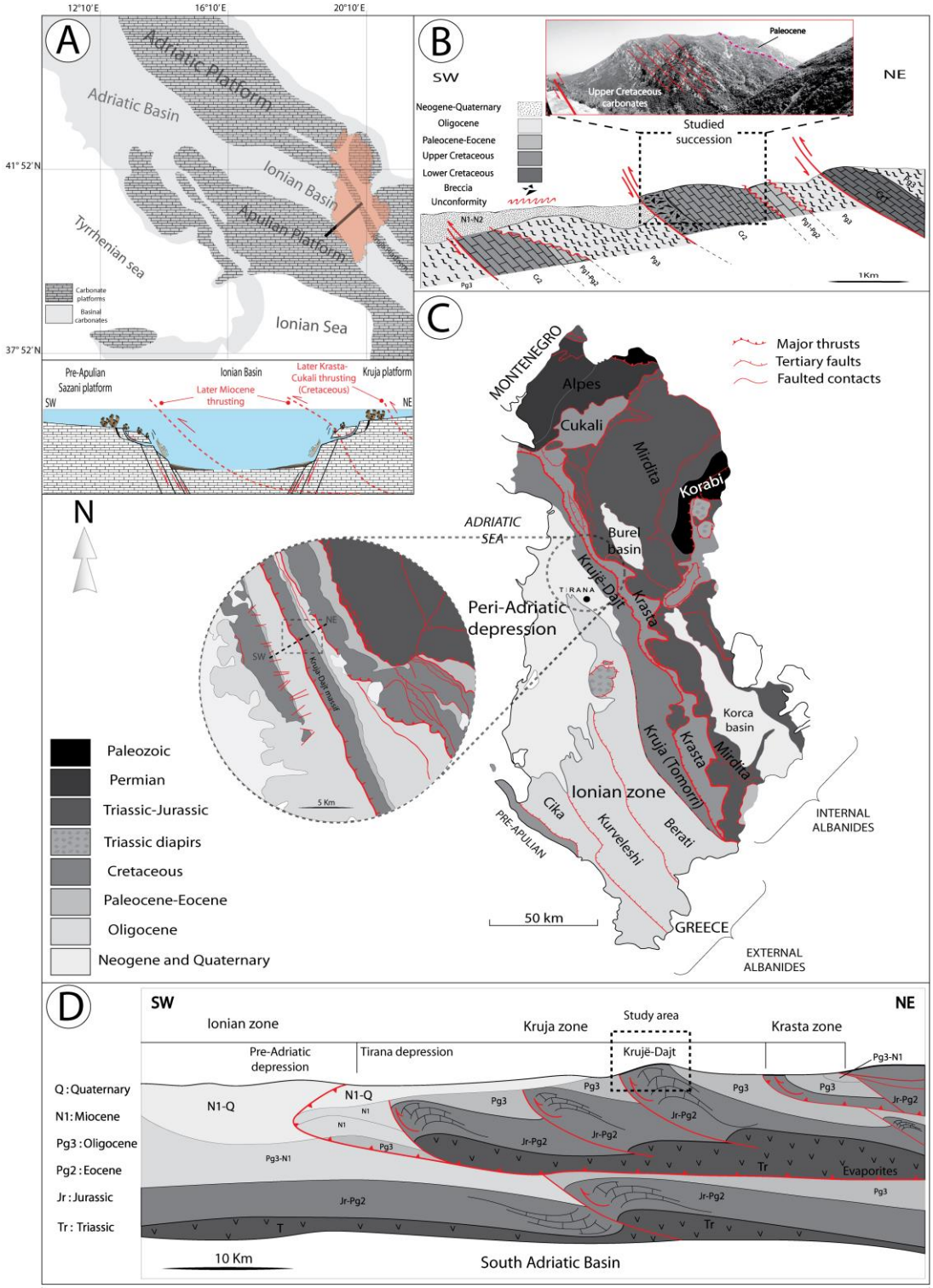


Figure IV.10: Geological context: A) Mid-Late Liassic to Late Cretaceous paleogeographic map of the peri-Adriatic region, with a NE-SW schematic geological cross-section showing the Late Cretaceous Kruja platform carbonate / Ionian Basin context (with indication of cross-section in uppermost figure), modified from Zappattera (1994). B) Simplified schema showing the major triplex structure in the study area and a panorama of the studied outcrop. C) Simplified tectonic map of Albania showing the main tectonic units, modified from Moisiu and Gurabardhi (2005). D) Schematic geological cross-section of the thin-skinned fold and thrust belt showing the contact between the Kruja platform to the east and the Ionian basin to the west, modified from Velaj (2002).

The studied outcrop is situated in the Krujë–Dajt massif in the central part of the Kruja platform in Albania (Figure IV.10.B.C). It exposes neritic carbonates reflecting subtidal to supratidal depositional settings consisting of dolomites, dolomitic limestones, and limestones with rudists and benthic foraminifers (Figure IV.11) (Papa, 1972; Peza, 1973, 1975, 1977, 1982; I.S.P.GJ. and I.GJ.N, 1983; Meço and Aliaj, 2000; Robertson and Shallo, 2000; Heba and Prichonnet, 2006). The bauxite horizons at the top of the Maastrichtian succession mark a major period of regression (Gjata et al., 1968; Duraj, 1969; Peza, 1973; Heba and Prichnnet, 2006) followed by a transgression with open platform conditions during the Paleocene-Eocene (Heba and Prichonnet, 2006).

Noteworthy is that many studies investigated the Kruja area in Albania from a tectonic and sedimentary point of view (Papa, 1970; Kondo et al., 1971; Peza, 1973, 1975, 1977,1982; ISPGJ-IGJN, 1983; Meço and Aliaj, 2000; Robertson and Shallo, 2000; Heba and Prichonnet, 2006; Heba and Prichonnet, 2009; Velaj, 2012), but few of them addressed the petrographic characteristics and the origin of the dolomites recognized within the stratigraphic succession, neither the diagenetic evolution of the platform carbonates. Heba and Prichonnet (2006) and Heba et al. (2009) for example interpreted the dolomitic intercalations within the Krujë–Dajt succession as sabkha-type dolomites. This interpretation was based on calcimetric analyses of carbonates and petrographic observations.

Aims of this study are:

(i) To unravel the paragenetic history and more particularly the origin of the dolomites recognized within the Upper Cretaceous Kruja platform carbonates (Biozones CsB4, CsB5, CsB6 according to Heba and Prichonnet (2006), exposed in the Krujë–Dajt massif). In addition, we will address the physicochemical conditions of this carbonate system though time. These conditions reflect the degree of potential imbalance between the circulating fluids and the porous host rock. Thus petrographic and geochemical data on dolomitization, cementation and other diagenetic processes will be presented.

(ii) To understand the impact of diagenesis on the reservoir properties, as well as the different factors affecting the flow of hydrocarbons in these rocks.

3. PALEOGEOGRAPHY AND GEOLOGICAL SETTING

The studied outcrop is located in central Albania (Figure IV.10.B.C) where Upper Cretaceous carbonates are exposed in the Kruja area (40-50 Km north of Tirana). The Kruja and the Sazani (Apulian Platform) areas represent two ancient carbonate platforms, bordering the Ionian basin (Figure IV.10.A), which is currently divided into the Berati, Kurveleshi and Chika belts (Meço, 1988; Shallo, 1990; Roure et al., 2004) (Figure IV.10.C). A common feature of the Ionian and Kruja belts in the External Albanides is the westward thrusting. The Kruja carbonate platform is now integrated into the overlapping system of the Dinarides-Albanides-Hellenides chain (Figure IV.10.C.D), generated by the Alpine orogenic deformation phase (Velaj, 2011).

The geological map of Albania (Figure IV.10.C) consists of frontal overlaps displaying a complex geology resulting mainly from tectonic overthrusting with Triassic evaporites acting as decollement horizon (Roure et al., 1995). The main structural fault zones in Albania have an NNW-SSE alignment (Roure et al., 1995). In the Albanides region, the compressive nature is expressed through back thrusts (Figure IV.10.D), deformed structures, triangle areas, duplex structures, local unconformities, etc. (Roure et al., 1995; Swennen et al., 1998; Velaj et al., 1999; Meço and Aliaj, 2000).

The tectonic evolution of the Albanides includes two major tectonic phases: (i) the oceanic rifting phase in the Upper Cretaceous which is accompanied by the formation of a passive margin whereby today two major areas can be distinguished, i.e. internal and external Albanides. The outer

zone consists of two platform areas (Sazani and Kruja), which are separated by the Ionian basin (Roure et al., 1995). (ii) A second tectonic phase corresponding to a compressive stage resulting from the alpine orogenesis during the Paleocene-Miocene (Figure IV.10.A). This compressive phase has reactivated the major structures of the former extensional phase creating a complex system of overlapping structures (Roure et al., 1995).

The geological and geodynamic evolution of the peri-Adriatic region starts with the opening of the Tethys Ocean during the Triassic (Meço and Aliaj, 2000). Most of the platforms that developed during this period are epicontinental in nature (Figure IV.10.D) (D'Argenio, 1976). During the end of the Triassic, evaporitic and peritidal environments were dominant in the peri-Adriatic region, followed by more open marine environments, particularly in the south and east of the peri-Adriatic region (Meço and Aliaj, 2000; Robertson and Shallo, 2000). This corresponds to the Budva basin, while anoxic conditions were present in the Ionian basin in the southern Adriatic region west of the Kruja platform (Zapaterra, 1994). During the Jurassic, the extensive regime continued and tectonic subsidence was considerable in the platform part (Kruja and Apulia platforms) explaining the huge sediment accumulation (Zapaterra, 1994).

During the Middle Lias, the Peri-Adriatic region experienced an expansion and deepening of the pelagic basins (Zapaterra, 1994). This period corresponds to the opening of the Mediterranean Tethys and it marks the transition from a period of intracontinental rift to oceanic rift (Lancelot, 1980; Pieri and Mattavelli, 1986).

The Cretaceous period is known as a period of global change with the reorganization of tectonic plates and biological conditions (Skelton, 2003). It was also the period of major sea level rise, with the highest sea level recorded during the Phanerozoic (Miller et al., 2005).

This sea level rise caused an increase in marginal areas and consequently accumulation space also increased (Walker et al., 2002). This was responsible for the development of shallow marine carbonate platforms (Figure IV.6.A), and the accumulation of more than 1500 m of carbonate sediments in the Kruja platform in the Apulian margin during the Upper Cretaceous (Robertson and Shallo, 2000; Heba and Prichonnet, 2006). This succession of neritic carbonates is

superimposed by a series of lagoonal deposits which accumulated in the Upper Maastrichtian that continued until the Lower Eocene (Heba and Prichonnet, 2006).

Subsequently, this lagoonal succession was followed by Middle Eocene bioclastic limestones, supporting a shallow subtidal depositional setting of open platform type (Heba and Prichonnet, 2006). In the northern part of the Kruja platform, this succession has been superimposed later by flysch deposits (up to 5 Km) during the Eocene to Miocene period, while the unconformable contact between the Paleocene deposits and the underlying Upper Cretaceous carbonates is marked by a surface of bauxite deposits (2-3 m in thickness) reflecting a major period of regression during the Upper Maastrichtian (Robertson and Shallo, 2000; Heba and Prichonnet, 2006).

4. METHODS AND MATERIALS

The present study is mainly based on a detailed field study along a road cut in the Krujë–Dajt massif in the central part of Albania. A detailed lithology description was conducted, cores (with 10 cm diameter) were collected in the field by using a core drill in order to avoid any surface related alteration in case of superficial sampling. 70 thin sections were prepared from polished slabs, where 30 of them were impregnated with an epoxy resin with a fluorescent dye that emits visible light when excited with incident UV light. Samples were passed to a series of petrographic analysis (classical as well as cathodoluminescence (CL) and epifluorescence) as well as mineralogical and geochemical analysis (trace element geochemistry, XRD and stable carbon and oxygen isotopes). This allowed to study on the one hand their petrography and geochemical characteristics, and on the other hand, to characterize the diagenetic features and associated processes that affected the studied Upper Cretaceous carbonates. The classification of Sibley and Gregg (1987) was used to describe dolomite textures. Also, fracture filling cements were studied using the crosscutting relationships of the fractures, stylolites, pore-filling cements and other diagenetic features.

In order to distinguish carbonate mineralogy, growth zoning and microstructures thin sections were studied under a Nikon optical microscope attached to a Lumenera digital camera. 40 thin sections and 40 polished rock samples were analyzed using a Technosyn 8200 MkII cold

cathode luminoscope attached to an Olympus optical microscope including digital camera attachment. Operation conditions were 12–16 kV gun potential, 350 µA beam current, 0.05 Torr vacuum and 5 mm beam width. Luminescence intensity and color often is interpreted in terms of the proportionality between Mn^{2+} and trivalent REE as activators on the one hand, and Fe^{2+} on the other hand as main quencher element. Microporosiy and mineral fluorescence were described under an Olympus epifluorescence microscope where the photos have been coupled later with CL photos to identify mineral microstructures.

Mineralogical identification was done on 20 dolomite samples by using XRD analysis to distinguish the nature of dolomite and calcite minerals. This was coupled later with Alizarin Red-S and potassium ferricyanide staining as described by Evamy (1963) and Dickson (1965) on thin sections and polished samples to unravel mineral distribution (matrix, fracture, cements, …etc). This allowed to differentiate between four different types of carbonates (calcite, Fe-rich calcite, dolomite and Fe-rich dolomite).

Afterwards, powdered samples were drilled from diagenetic phases identified based on petrographic analysis using a dental drill in order to gather a range of fabric types and representative mineral phases for stable oxygen and carbon isotope analysis. For this, a stainless steel drill with multiple diameter bits (300µm-800µm) was used to collect powder samples, where powder collection was carefully carried out to minimize mixing between diagenetic phases and limestone matrix. Stable oxygen and carbon isotopic signatures of the collected samples were determined at the 'Friedrich-Alexander-Universität' (Erlangen-Nürnberg, Germany). Carbonate powders were reacted with 100% phosphoric acid at 70°C in a Gasbench II connected to a ThermoFinnigan V+ mass spectrometer (Thermo Scientific Inc.). All values are reported in per mil (‰), relative to Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB) by assigning a $\delta^{13}C$ value of +1.95‰ and a $\delta^{18}O$ value of -2.20 ‰ to the standard NBS19. The analytical standard deviations for $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ are 0.04‰ and 0.05‰, respectively. Oxygen isotope values of dolomite were corrected using the phosphoric acid fractionation factors given by Kim et al. (2007) and Rosenbaum and Sheppard (1986).

The elemental distribution within carbonate mineral growth zones and microstructures was analyzed using an energy dispersive X-ray fluorescence analyzer of type HORIBA XGT-5000 ─

X-ray Analytical Microscope. The semi-quantitative elemental analysis has a spatial resolution of ±10µm, and elements detected range from Na to U.

In addition, 38 dolomite powder samples were analyzed after a 4 acid digestion (using a combination of HNO_3 (nitric acid), HF (hydrofluoric acid), $HClO_4$ (perchloric acid) and HCl (hydrochloric acid)). After sample digestion, the solution is analyzed by an inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry ICP-AES. A Varian 720-ES instrument supplied with double-pass glass cyclonic spray chamber, concentric glass nebulizer SeaSpray and an "extended high solids" torch was used to determine concentrations of the following elements; Ca, Al, As, Ba, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, Rb, S, Si, Sr, Ti, V and Zn. Notice that there can be a loss of volatile elements (e.g. B, As, Pb, Ge, and Sb) during this type of digestion, therefore their concentrations were determined using X-ray fluorescence to unravel their distribution and concentration within dolomite phases.

5. STRATIGRAPHIC SEDIMENTARY FACIES

The studied outcrop is located in the Krujë–Dajt massif in the central part of the Kruja platform (Figures IV.10.B.C; IV.11), which is separated from the Makaresshi massif by flysch deposits. The Krujë–Dajt is overthrusted by the Triassic-Cretaceous pelagic series of the Krasta sub-zone (Krasta-Cukali area) (Heba and Prichonnet, 2006). These rocks are located in the hanging wall of a major NNW-SSE oriented thrust separating the Kruja platform carbonate series from the Krasta-Cukali zone. The total studied section represents ~ 1240 m of shallow marine carbonate facies deposited in subtidal to supratidal depositional environments (Heba and Prichonnet, 2006).

A brecciated dolomite unit occurs in the lower part of the L'Escalier section (Figure IV.11). It has a heterogeneous structure making up thick massif strata without any sedimentary structures. Subsequent fracturing resulted in a cataclastic deformation. Created fractures later became locally impregnated by hydrocarbons that migrated along the partially calcite cemented fracture network. The total thickness of this unit is about 260 m.

Bafflestone and rudstone facies are composing the middle part (between 260 and 850 m) of the lithological succession (Figure IV.11), forming small-scale "cycles" with rudist packstone and

floatstone facies reflecting maximum rudist development corresponding with subtidal settings. The rudist limestones are overlain by mud-dominated peritidal carbonates made up of microbial mats intercalated by foraminiferal mudstone to wackestone.

The top of the stratigraphic succession is represented by algo-bacterial facies that form centimetric emersive and sub-emersive sequences. Also "Tepee" structures testify from sub- aerial unconformities at the top of several of the sedimentary cycles (Figure IV.11). They reflect the regressive context of the platform during the Maastrichtian.

6. RESULTS

6.1. Petrography

First the dolomites occurring in the host rocks will be described before dolomite and calcite cements.

6.1.1. Host rock dolomite

Dolomite is very common within the Kruja platform stratigraphic succession (Figure IV.11; IV.12) and displays a complex distribution in the Krujë–Dajt massif. Generally, two main geometries in the dolomite bodies can be distinguished: (1) very irregular brecciated dolomite bodies and (2) horizontal stratified dolomite beds. The irregular dolomite bodies occur essentially within the lower part of the stratigraphic succession (0-260 m) where dolomitic breccias are dominant. In contrast, stratified dolomite bodies occur mainly in the middle and upper part of the stratigraphic succession being part of cyclic inner platform facies characterized by bioturbation and "Tepee" structures on top of shallowing upward cycles.

Within the upper interval of the succession and based on petrographic observations, early fabric selective marine phreatic cementation is dominant. Aragonitic bioclasts have been completely dissolved and are replaced by early magnesium-calcite cement, while the more stable calcitic bioclasts resisted diagenesis until being partially dissolved latter during burial. The mud-bacterial matrix was replaced by fine crystalline dolomite and euhedral medium crystalline

dolomite textures suggesting that the presence of microbial mats mediated dolomite formation. Depending on petrographic characteristics, four dolomite textures can be differentiated in host

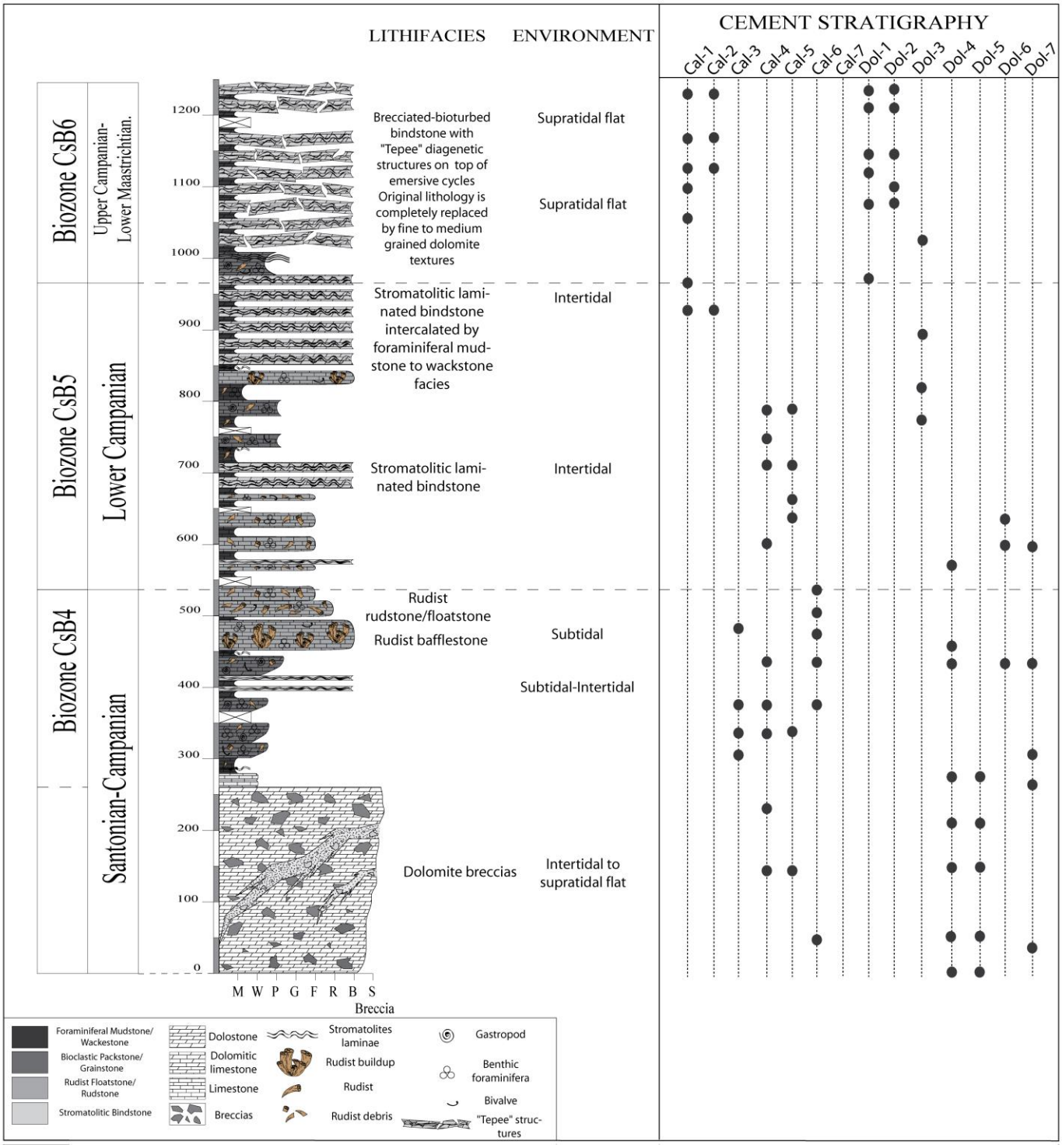


Figure IV.11: Stratigraphic section from the Krujë-Dajt massif illustrating lithology. Black dots represent the presence of the particular cement and dolomite zones within the stratigraphic succession.

rock. Notice, however, that development of different textures does not necessarily mean that all of them have a different genesis.

6.1.1.1. Type-1 dolomite (Dol-1) (dolomicrite)

This type is characterized by planar-s subhedral crystals with unimodal mosaic shape. Crystals are micro crystalline (<10 µm) (Figure IV.12.A.B) and show bright red to purple luminescence (Figure IV13.A.B.C.D). This dolomite is non-ferroan in nature since it does not acquire any color after staining. In thin sections, the size distribution of dolomite crystals is relatively unimodal, supporting dolomitization from a sediment with a relatively uniform grain size, such as lime mud. This type of dolomite specifically occurs together with intertidal microbial lithofacies rich in bioclasts, whereby adjacent beds can be dolomite-free. The abundance of poorly to well preserved fossil fragments suggests that the original lime matrix that formed under marine conditions has been completely replaced by this phase of dolomitization.

6.1.1.2. Type-2 dolomite (Dol-2)

This dolomite texture is composed of mosaics of euhedral planar-e dolomite (Figure IV.12.A.B) with a crystal size varying from 50 to 100 µm. Under CL, this dolomite consists of poorly zoned, small rhombs showing dull red to non-luminescent centers and bright red growth zones (Figure IV.13.B.D). This type is a non-ferroan dolomite since it does not show any color after staining.

This dolomite type occurs together with the first type. It is classified as a host rock dolomite because it precipitates in many forms including in the matrix in association with the first type as well as in secondary pores as a cement or even locally it replaces type 1 dolomite in the matrix. When it develops in a micritic matrix, dolomite rhombs are usually restricted to a thin fringe, whereas it becomes much well-developed when it occurs in moldic voids or burrows. This phase of dolomitization (Dol-2) is volumetrically less important than Dol-1. In a few samples, this

dolomite phase extensively fills vuggy pores. Less commonly, Dol-2 cement occurs as finer crystalline (mostly 20–30 µm), interlocked rhombic crystals, which fill intergranular and secondary intragranular/moldic pores. It pre-dates Cal-1 cement based on petrographic observations.

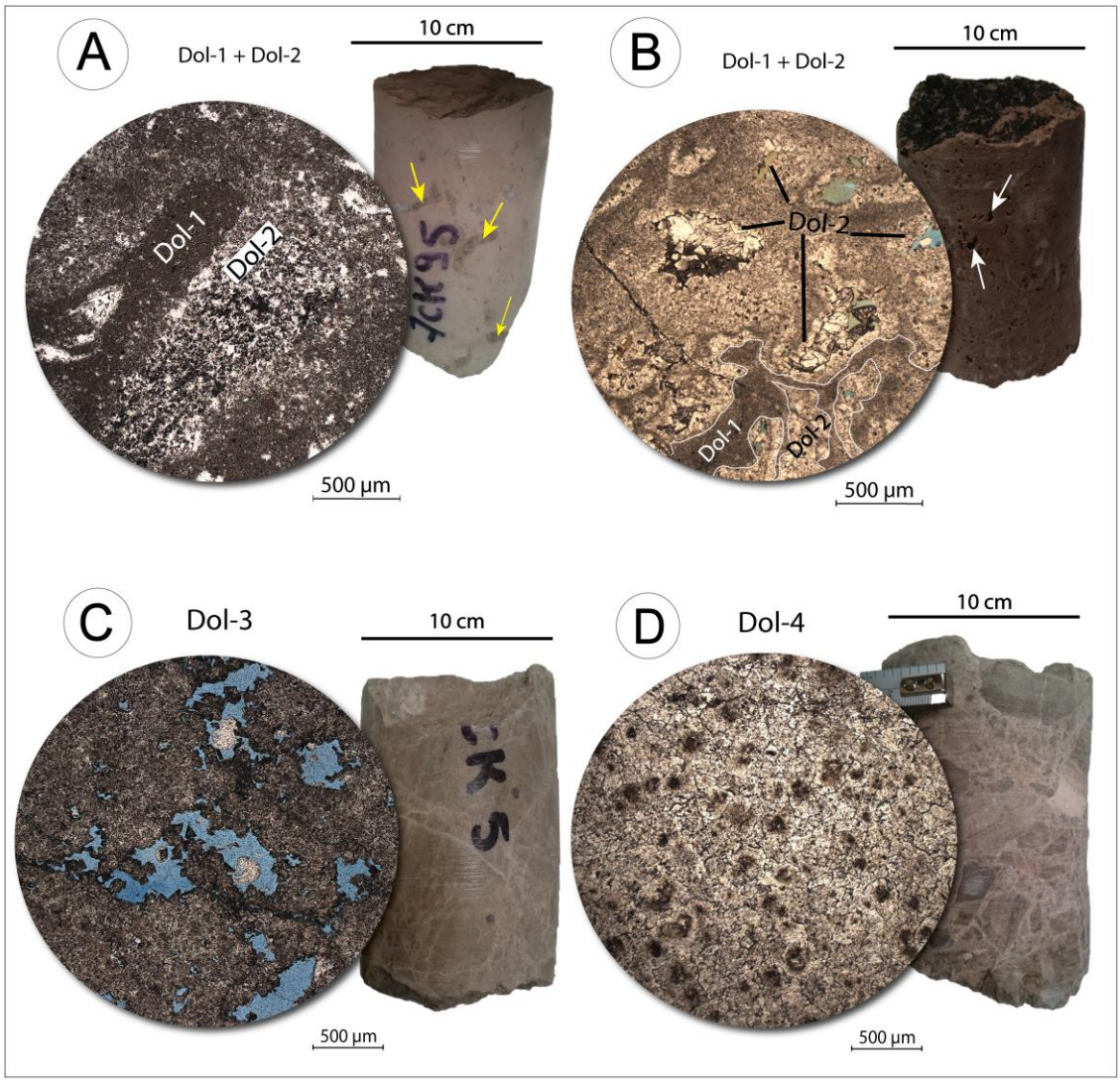


Figure IV.12: Thin-section photographs and core sample photos illustrating different types of dolomite textures present in the studied rocks. A, B) Matrix of micro crystalline (<10 µm) dolomicrite (Type-1 dolomite). Type-2 dolomite moldic precipitates as cement in voids and burrows. Dol-2 cemented burrows are visible in core sample (yellow arrows). Notice also the vuggy pores in the core sample in "B" (white arrows). C) Medium (80-100 µm) crystalline euhedral planar-e dolomite (Dol-3). D) Coarse crystalline subhedral to anhedral dolomite (Dol-4). Crystals have cloudy cores and limpid rims.

6.1.1.3. Type-3 dolomite (Dol-3)

This dolomite type is a non-ferroan dolomite (no staining color) that makes up very homogeneous textures composed of mosaics of euhedral planar-e dolomite ranging in size from 80 to 100 µm (Figure IV.12.C). According to microscopic observations, this dolomite appears dark under fluorescence and CL microscopy. In this facies, the complete absence of fauna and phantom structures was noticed. This type is dominated by intercrystalline and vuggy porosity (Figure IV.12.C). In some samples, it shows coarser crystals ranging in size from 100 to 300 µm between which a significant intercrystalline porosity can be observed.

6.1.1.4. Type-4 dolomite (Dol-4)

Dol-4 possesses coarser crystals ranging from 100 to 500 µm (Figure IV.12.D). Crystals have irregular boundaries and sometimes non-planar anhedral crystalline shape. The original rock texture has been obliterated and the original fabric of the limestone is not preserved. Crystals have cloudy cores, due to the presence of solid and fluid inclusions and limpid rims, and show dull to no luminescence under CL microscope and brown fluorescence. This dolomite is also non-ferroan in nature since it does not acquire any color after staining.

6.1.2. Dolomite cements

6.1.2.1. Type-5 dolomite (Dol-5)

This type of dolomite consists of medium to coarse rhombs and crystals with a saddle shape (Figure IV.15.F) filling voids and fractures. Crystal sizes vary from medium to coarse and even very larger sizes (1 mm) occur. This type of dolomite is ferroan in origin since it appears dark blue after staining. In most samples, this phase of dolomitization develops as overgrowth parts on pre-existing dolomite crystals of Dol-4 (which is partially dissolved) or even completely replaces it (Figure IV.15.F). This cement displays a complex luminescence zonation with partially dissolved remains of Dol-4. The latter possesses a very dark blue luminescence and brown to dark orange fluorescence that obviously is located in the center of the Dol-5 crystals. The first Dol-5 zone-1 forms syntaxial overgrowths around Dol-4 crystals. It shows dull blue to purple luminescence and

bright green to yellow fluorescence. Zone-2 of Dol-5 forms crystal boundaries displaying a complex microstructure composed of several alternating dull concentric luminescent bands with fine bright red to violet luminescent bands with dull green to brown fluorescence. The boundary between both zones is often very irregular, while the growth bands are regular and follow the rhombohedral shape of the crystal. Dol-4 and Dol-5 have been affected by hydraulic fracturing and dissolution processes. Porosity within Dol-5 is regularly filled by dull orange luminescent late calcite cement (Cal-5).

6.1.2.2. Type-6 dolomite (Dol-6)

This phase has a very limited distribution and was noticed only in highly fractured intervals in the form of coarse crystals (200-500 µm) present as fracture filling cement (Figure IV.14.G.H). It displays a crystalline texture and crystals have subhedral to anhedral shape. It shows no to dull luminescence and no fluorescence was noticed. This dolomite cement appears in a turquoise color after staining, reflecting its iron richness.

6.1.2.3. Type-7 dolomite (Dol-7)

Dol-7 is characterized by mosaics of mostly very coarse (1 mm) subhedral planar-s crystals. Dol-7 is ferroan in nature based on its turquoise staining color (Figure IV.15.E). Crystals show no particular characteristics under CL or fluorescence microscopy. It has also a very local distribution, since it occurs only in the lower part of the stratigraphic succession (between 0 and 600 m) within fractures and tectonic stylolites. In some samples these stylolites contain hydrocarbons with a yellow-orange fluorescence, but no HC inclusions were documented in the dolomite crystals.

6.1.3. Calcite cements

6.1.3.1. Type-1 calcite (Cal-1)

This cement commonly occurs in secondary moldic pores (Figure IV.13.C.D) related to the early dissolution of aragonitic shells or occurring as overgrowth on Dol-2. Staining suggests a non-ferrous origin of this cement as it appears pink to red in color. It occurs as an equant calcite cement forming isopachous rims with medium size crystals (100-200 µm). Locally it also borders

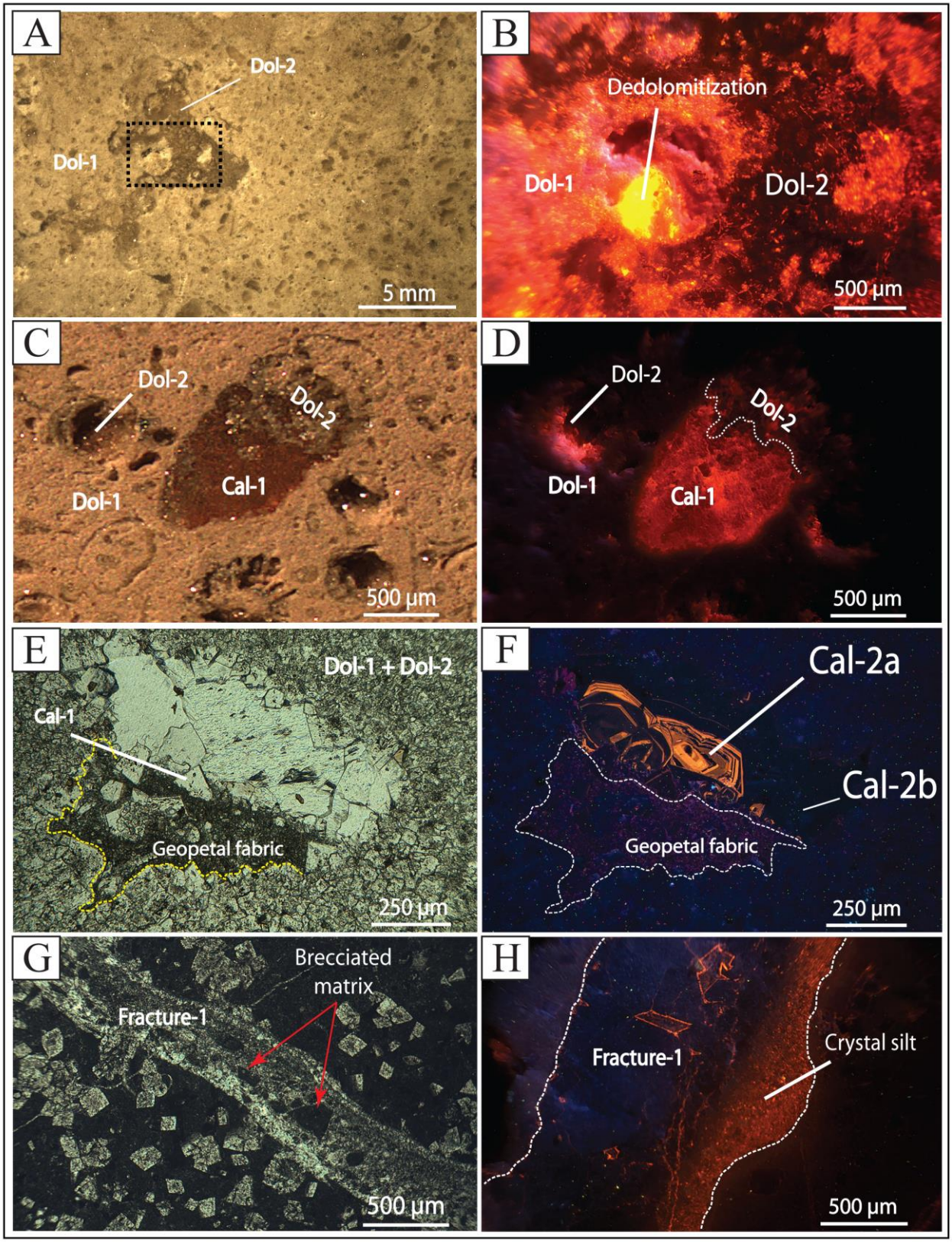

A
Dol-2
Dol-1
5 mm
B
Dedolomitization
Dol-1
Dol-2
500 µm
C
Dol-2
Dol-2
Dol-1
Cal-1
500 µm
D
Dol-2
Dol-2
Dol-1
Cal-1
500 µm
E
Dol-1 + Dol-2
Cal-1
Geopetal fabric
250 µm
F
Cal-2a
Cal-2b
Geopetal fabric
250 µm
G
Brecciated matrix
Fracture-1
500 µm
H
Fracture-1
Crystal silt
500 µm

Figure IV.13: Optical photomicrographs, polished (stained) slabs and CL images of dolostones and other diagenetic features. A) Polished slab of dolomite sample showing Dol-1 and Dol-2 relationship. Dol-1 composes the dolomitic matrix, while Dol-2 crystals infill the burrow space. B) CL photomicrograph (which position is located on the polished slab surface in A by the dashed square) showing Dol-1 and Dol-2 CL characteristics. Notice the dedolomitization of Dol-1 (bright yellow). C, D) Stained polished slab and CL image showing a biomould (foraminifera) completely cemented by Dol-2 and Cal-1. Dol-2 displays dull-red luminescence and no staining color, while Cal-1 shows red luminescence and red staining color. E, F) Paired photomicrograph (in plane polarized light "PPL" and CL) showing dissolution vug partially filled with geopetal sediment and cemented with pore filling (see CL image) calcite cements (Cal-1, Cal-2a and Cal-2b). G) Early fracture (shrinkage cracks) filled with micro breccias from the matrix. Notice the distribution of dolomite rhombs in the matrix, which appears to be related to the presence of shrinkage cracks. That means that they are formed simultaneously during the evaporation periods in early stage. H) Early fracture (shrinkage cracks) partially filled with crystal silt displaying orange CL.

biomolds. This cement possesses a red to dull-luminescent pyramidal core surrounded by a dull orange luminescent border. This generation of calcite cement (Cal-1) appears to be the first calcite phase to form during early diagenesis.

6.1.3.2. Type-2 calcite (Cal-2)

This cement is accompanying Cal-1 as pore filling calcite cement and also fills cavities of foraminifera or small gastropods (Figures IV.13.E.F; IV.14.A.B). It shows two sub-phases: (i) an equant xenomorphic calcite cement (Cal-2a) consisting of bright-zoned pyramidal crystals under CL (Figures: IV.13.F; IV.14.A) (ii) and a bordering (Cal-2b) non luminescent xenomorphic blocky calcite cement occluding moldic pores. Crystal size is variable varying between 100 and 500 µm. This cement is posterior to Cal-1 and occurs on top of geopetal sediment infill (Figure IV.13.F) where it is confined usually to the floor of the voids. Cal-2a is iron rich, as it appears zoned after staining. The zoning is composed of red and blue or violet bands (Figure IV.14.A), suggesting that there is a variation in the proportions of iron in the fluid responsible for its precipitation. Cal-2b is also iron rich since it acquires a scarlet color after staining (Figure IV.14.B).

6.1.3.3. Type-3 calcite (Cal-3)

This calcite cement precipitated in the form of fracture-filling drusy mosaic calcite cement. These crystals are transparent, with red-mauve color bands within stained polished samples

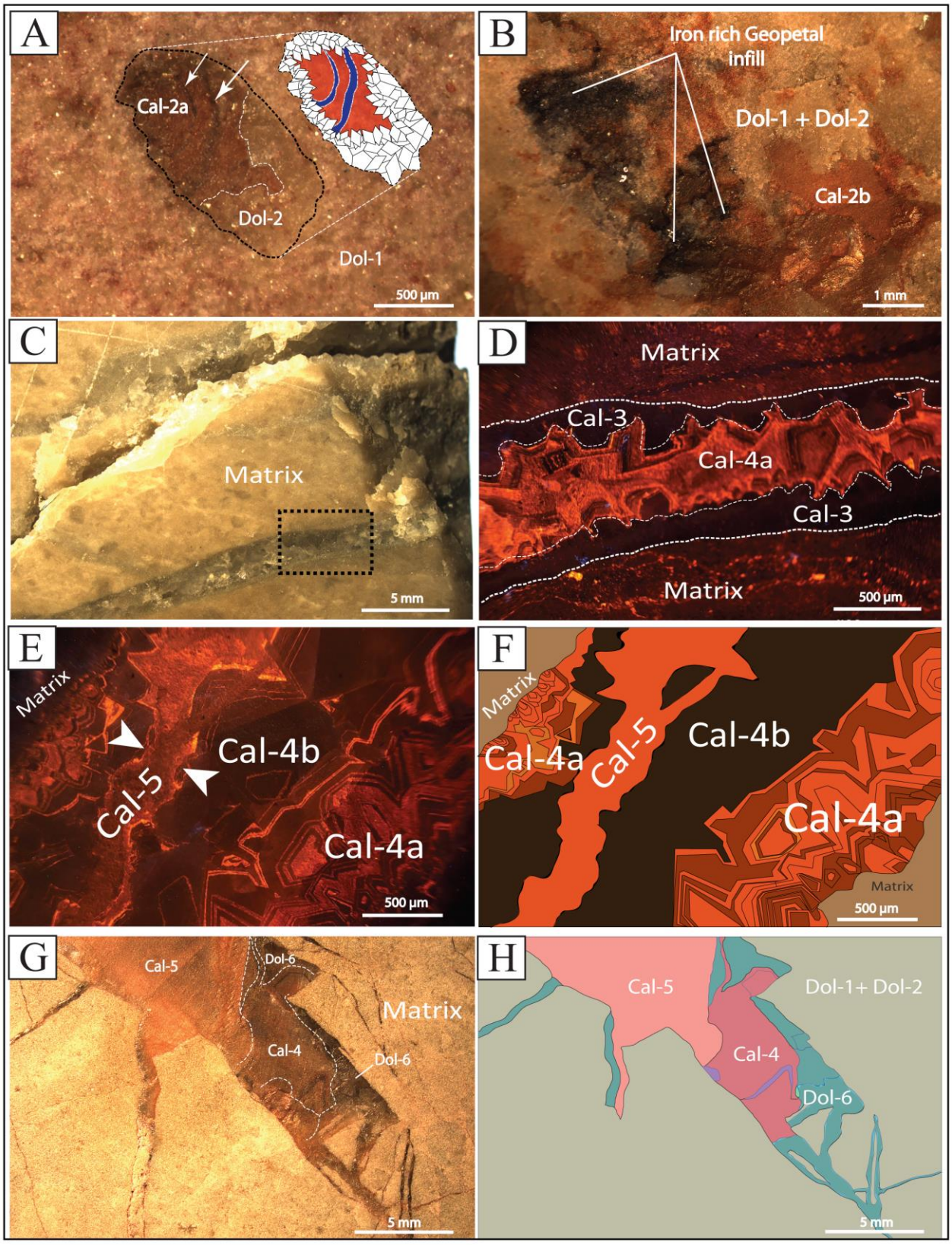

A
Cal-2a
Dol-2
Dol-1
500 µm
B
Iron rich Geopetal infill
Dol-1 + Dol-2
Cal-2b
1 mm
C
Matrix
5 mm
D
Matrix
Cal-3
Cal-4a
Cal-3
Matrix
500 µm
E
Matrix
Cal-4b
Cal-5
Cal-4a
500 µm
F
Matrix
Cal-4a
Cal-5
Cal-4b
Cal-4a
Matrix
500 µm
G
Cal-5
Dol-6
Matrix
Cal-4
Dol-6
5 mm
H
Cal-5
Dol-1+ Dol-2
Cal-4
Dol-6
5 mm

Figure IV.14: Optical photomicrographs, polished (stained) slabs and CL images of fracture cements and other diagenetic features. A) Polished slab of dolomite sample (matrix is composed of partially dedolomitized Dol-1) illustrating biomould cement sequence. Pore has been partially cemented by Dol-2 and later occluded by Fe-calcite cement (Cal-2a). Notice the blue staining color of some zones of Cal-2a (white arrows). B) Polished stained slab showing red staining color and iron rich geopetal infill filling large cavities. The geopetal infill is dolomitic. C) Polished slab showing calcite cements in fracture and the position (dashed square) of the CL image in "D". D) CL photomicrograph showing the CL characteristics of two different calcite fracture cements. Cal-3 displays dull-red luminescence, while the posterior Fe-Cal-4a shows red to orange slightly zoned luminescence. E, F) Chronological relationship between Cal-4a, Cal-4b and Cal-5 illustrated by CL image. Corroded Cal-4b crystal surfaces (white arrows) attest of a period of dissolution post-dating cementation by Cal-4b and pre-dating cementation by Cal-5. (G, H) Schematic illustration of multiphase fracture cementation. Different cement phases were distinguished based on alizarin stained polished slab and microscopic observations. Dol-6 (turquoise staining color) represents the first fracture cement, which was fractured and brecciated and later cemented by Fe-Cal-4. The red stained Cal-5 is the youngest compared to Dol-6 and Cal-4.

displaying a dull red luminescence (Figure IV.14.D) without any particular fluorescence. Determining the exact chronological position of these fractures is difficult because no cross-cutting relationship was noticed between these fractures and horizontal or tectonic stylolites.

6.1.3.4. Type-4 calcite (Cal-4)

This calcite is filling fractures that are oriented oblique, i.e. NE-SW with dip of 50° to SE to stratification. Crystals have a drusy mosaic sparry shape with crystal size between 200 and 500 µm. This calcite is ferroan in nature, as inferred by its pinkish purple staining color showing thin blue bands (Figure IV.14.G.H). Based on CL microstratigraphy (Figure IV.14.E), this cement can be divided into two subzones. Cal-4a consists of a succession of dull and orange luminescent bands, with crystal size increasing towards the center of the voids until it evolves into Cal-4b being a non-luminescent blocky calcite which completely fills the remaining fracture, before being cross-cut and brecciated. The created space in the latter case are filled up by Cal-5 (Figure IV.14.C.D.E.F.G.H).

6.1.3.5. Type-5 calcite (Cal-5)

This fracture-filling calcite (Figure IV.14.E.F.G.H) cement is composed of small crystals (<50 µm). Based on crosscutting relationships, this cement is always found in fractures accompanying mostly Dol-6 and Cal-4. However, this phase is posterior to Dol-6 and Cal-4 since it cuts and fractures Cal-4b and also occurs in reopened fractures (Figure IV.14.G.H). Under CL, this calcite has a homogeneous dull orange luminescence and pinkish red staining (Figure IV.14.E.G), without any significant characteristics under fluorescence microscopy.

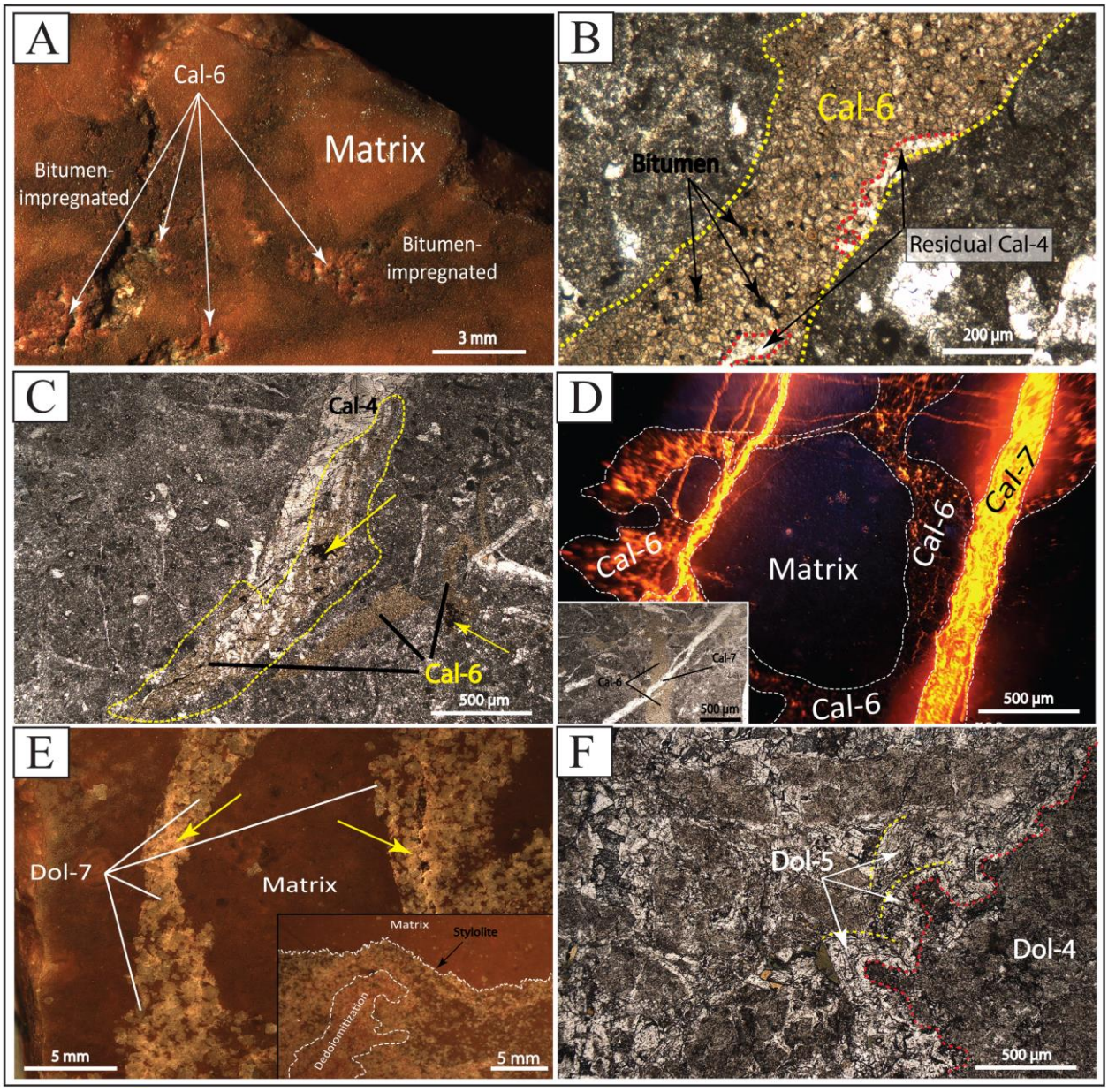


Figure IV.15: Optical photomicrographs, polished (stained) slabs and CL images of fracture cements and other diagenetic features. A) Stained polished slab showing a sample impregnated by hydrocarbons (dark color). Oil impregnation is accompanied by pinkish-purple stained calcite "Cal-6" (arrows). Notice the difference in staining color between Cal-6 (arrows) and the red staining color of the micrite matrix. B) Dirty colored granular calcite cement (Cal-6). This replacive calcite replaces Cal-4 and also the recrystallized microsparitic matrix in some samples. C) Thin-section photomicrograph (PPL) showing the chronological relationship between Cal-4 and Cal-6. Cal-4 is invaded (yellow dashed line) and partially replaced by the fine grained dirty crystals of Cal-6 (brown area). Notice the relation between Cal-6 and the bitumen remains (dark stains) (yellow arrows). D) Combined PPL and CL photomicrographs showing the cross-cutting relationship between Cal-7 (bright-yellow luminescence) and the hydrocarbon related Cal-6. Cal-6 is cross-cut by Cal-7 indicating that Cal-7 post-dates Cal-6. E) Fracture and stylolites related coarse crystalline dolomite (Dol-7). Dol-7 has a light turquoise staining color. The lower right photo shows coarse dolomite crystals along and underlying a stylolite (black arrow). F) Late dolomite overgrowth cement (Dol-5). White arrows point to several saddle-like dolomites that exhibited strongly undulose extinctions under crossed nicols.

6.1.3.6. Type-6 calcite (Cal-6)

This type of calcite is composed of small sized replacive mosaic crystals (generally less than 20 μm) displaying a pale brownish color with cloudy appearance under optical microscopy (Figure IV.15.A.B.C.D). This phase is locally replacing Cal-4 (Figure IV.15.C). This calcite has a dirty appearance because of the large number of very small inclusions, of which some are fluorescent. It has a very cloudy red to orange luminescence (Figure IV.15.D) and pinkish-purple staining color (iron rich) (Figure IV.15.A). This phase of replacive calcite is always found in samples stained with hydrocarbons (Figure IV.15.A) (mostly originating from the lower part of the studied outcrop). Calcite crystals frequently enclose patches of bitumen. Porosity between calcite crystals still contains hydrocarbon remains (Figure IV.15.B) as identified by epifluorescence microscopy, where it shows bright orange to brown fluorescence.

6.1.3.7. Type-7 calcite (Cal-7)

This calcite type consists of clear medium (~ 100 μm) crystalline fracture-filling white blocky calcite. This phase relates to the fourth fracturing generation where it is found cross-cutting Cal-6 (Figure IV.11.D) with many parallel thin (< 200μm) fractures oblique to stratification, filled

with yellow to orange banded to very bright yellow luminescent calcite (Cal-7) (Figure IV.15.D). This cement does not show any fluorescence under fluorescence microscope. The very bright luminescence of Cal-7 indicates a high Mn^{2+} abundance, which is characteristic of moderately reducing environments (Machel, 2000).

6.2. Paragenesis

The main diagenetic features in the studied carbonate rocks include: (1) dissolution of aragonitic allochems; (2) calcite cementation and replacement; (3) dolomite replacement and cementation; (4) brecciation; (5) recrystallization and (6) fracturing.

Depending on the different diagenetic phases and the intensity of the diagenesis, the whole stratigraphic succession can be divided into two major parts representing diagenetic changes related to either one or more phases of emergence or linked to burial and tectonic deformation. Each of these two major parts can be subdivided into several smaller intervals with distinct diagenetic features.

Early diagenetic features mark the upper part of the stratigraphic succession (upper 500-1240 m), and especially the top part (1000-1240 m). The latter features relate to multiple emersion surfaces characterized by the total dissolution of all components possessing an original aragonite mineralogy. In this part, aragonitic bioclasts (essentially molluscs) have been selectively dissolved giving rise to moldic porosity. The skeletons of brachiopods with their initial calcite mineralogy poor in Mg are generally replaced by Dol-2.

In contrast, the lower part of the stratigraphic succession (between 0 - 500 m) is strongly dominated by burial and tectonic induced diagenesis represented by cataclastic deformation, late dolomite and calcite cemented fractures. It should be mentioned that this lower part is situated closer to the main overthrust fault.

6.2.1. Early diagenetic features

The complete dissolution of aragonite bioclasts in the upper part of the stratigraphic succession requires the circulation of undersaturated fluids with regards to this mineral. A large amount of created moldic porosity became cemented by high magnesium marine calcite (Cal-1) developing equant crystals and isopachous rims, or forming continuous fringes. Its high-Mg content is deduced from its geochemistry (see later). Cal-1 systematically occur inside pores resulting from mold dissolutions. The ability of this cement to clog pores is variable according to the progress of its growth. This type of cement forms very sharp crystals that crystallized in a normal to subnormal orientation to its substrate. It therefore can significantly alter the petrophysical properties of rocks. This cement appears in different parts of the studied succession, but it is specifically abundant in the emersive cycles displaying subaerial exposure surfaces at the top section part where the existence of important dissolution phenomena leads to well development of moldic pores. The petrographic characteristics and the high Mg content of Cal-1 indicate that this cement likely formed rapidly during shallow burial from pore-water probably of marine origin. During the multiple exposures, moldic porosity also became partially filled with internal geopetal sediments.

In all biomolds, Dol-2 rhombs and Cal-1 are the earliest cement phases as they post-date the early dissolution of aragonite shells (Hillgärtner et al., 2001). Not having access to the isotopic composition of some small cement phases (Cal-1, Cal-2a and Cal-2b) strongly limits our current understanding of the physical and chemical processes involved in their early diagenesis. The subsequent phases are ferroan (dark blue staining color) geopetal microsparitic cements (Figure IV.13.E.F; IV.14.B) and orange-luminescent banded calcite cements (Cal-2a). Microsparitic ferroan geopetal cements are limpid and dolomitic in nature (Figure IV.14.B), and range in size from hundreds of microns to several millimeters. These cements display brown-orange-purple luminescence and are located in small cavities. The second part of Cal-2 cement (Cal-2b) often completely obstructs the moldic porosity. These ferroan calcite cements have a dull to orange luminescence which are totally homogeneous in some beds (Cal-2b) but zoned at other levels (Cal-2a). These are probably two distinct cementation phases but the transition between both phases is

gradual. Noteworthy is that Cal-2 does not always develop. In fact, Cal-1 cementation leads sometimes to the closure of the smallest pores, which therefore only record the first phases of cementation (Dol-2 and Cal-1). The precipitation of these ferroan Cal-2 cements indicates the establishment of reducing conditions during burial diagenesis allowing the release of Fe^{2+} in interstitial waters and its incorporation into the crystal lattice (Hendry, 2002). However, it cannot be considered a discriminating criterion between a marine or meteoric source of fluids, since calcites precipitating in phreatic meteoric zones and during burial diagenesis with interstitial marine fluids present can be rich in Fe as long as a source of Fe is available (James and Choquette, 1990). Cal-2a calcite cement filling biomoldic pores occurs in all the thin sections from the upper part of the stratigraphic succession. Luminescence patterns reveal several growth stages during their precipitation, with orange and dull luminescence (Figure IV.13.F), marking varying amounts of iron and other trace elements incorporation within the calcite lattice during burial

The upper interval is also characterized by early fracturing (Fracture 1) mostly resulting from the shrinkage of sediments (shrinkage cracks) during periods of evaporation, which appears from their irregular shape (Figure IV.13.G.H). These fractures are either perpendicular to bedding or are randomly oriented. They have a sinuous shape which is often discontinuous with bifurcations that sometimes form micro channel-like structures. Shrinkage fractures are open during the stage of shallow burial diagenesis and are affected by mechanical compaction probably directly after partial lithification, which explains their irregular shape. They are filled with an internal “crystal silt” (Dunham, 1969) deposited during periods of exposure, typically reflecting vadose meteoric zones (Bathurst, 1975), which later became cemented by blocking Cal-2b. In some samples, these fractures contain micro breccia fragments floating in fine grained carbonate matrix. The argument for an early fracturing of the matrix associated with its exposure to vadose meteoric conditions relates to the presence of the micritic infill prior to fracture cementation (Cal-2b).

6.2.2. Late and tectonic diagenetic features

Three generations of fractures developed during burial diagenesis, some of which are posterior to the formation of burial stylolites since they cross-cut them. These fractures are oriented obliquely to stratification with dips varying from 50 to 70° towards the NE. They are filled with

non-fluorescent ferroan and non-ferroan calcite cements, with dull, red, orange to bright yellow luminescence. At least two dolomitization phases (Dol-6 and Dol-7) also fill up these fractures. The exact timing of these two dolomitization phases is difficult to constrain, this because of the very local distribution of these dolomites in the lower part of the stratigraphic succession. They also occur along tectonic stylolites. These dolomite phases show no particular characteristics under CL or epifluorescence microscopy. The presence of Dol-7 in these stylolites indicates that the formation of these stylolites is synchronous or anterior to the dolomitization pinpointing to a burial diagenetic origin. The second generation of fracturing is partially filled with ferroan calcite cement (Cal-3) with dull red luminescence, and blocked later by Cal-4.

6.3. Major and trace elements analysis

Major and trace elements of the five dolomite types (Dol-1, Dol-2, Dol-3, Dol-4 and Dol-5) reveal very low but variable concentrations (Figure IV.16). For example, Aluminum was detected in small quantities in the five dolomite types i.e. Dol-1, Dol-2, Dol-3, Dol-4 and Dol-5 with an average of 78 ppm, 79 ppm, 119 ppm, 100 ppm and 170 ppm, respectively. Fe contents are markedly higher in Dol-5 (average 453 ppm) than in the other dolomite types, with Dol-1, Dol-2, Dol-3 and Dol-4 having an average Fe concentration of 31 ppm, 50 ppm, 59 ppm, 76 ppm and 115 ppm, respectively. These Fe concentrations can be considered as low.

A positive correlation between Al and Fe is also evident, and may directly reflect the presence of clay impurities in the carbonates. Thus due to the presence of these non-carbonate phases it is difficult to infer the pure dolomite geochemical signature. The potential presence of non-carbonate phases is also supported by the positive correlation between K and Fe, with much higher K content in Dol-5 (543 ppm) than in Dol-1, Dol-2, Dol-3 and Dol-4 (average 30 ppm, 28 ppm, 42 ppm and 55 ppm, respectively).

Sodium is relatively high in all samples. Dol-1 and Dol-5 have the highest Na concentrations (average 312 ppm and 355 ppm, respectively) compared to the other dolomites (average Dol-2: 206 ppm, Dol-3: 272 ppm and Dol-4: 246 ppm, respectively). The high sodium content may relate to involvement of seawater and/or saline brines in the dolomitization process.

Sulfur exhibits high concentrations in all dolomites with slight variations. Dol-5 has the highest average of 566 ppm relative to the contents found in the other dolomites Dol-1, Dol-2, Dol-3 and Dol-4 (average 471 ppm, 300 ppm, 450 ppm and 402 ppm, respectively). In contrast, Sr displays low concentrations in most of dolomites (average Dol-2: 113 ppm, Dol-3: 122 ppm, Dol-4: 116 ppm and Dol-5: 131 ppm), except Dol-1 which has higher values with an average of 231 ppm.

The fact that the Sr content of all dolomites is not significantly different whether it concerns early or even late dolomites (Dol-4 and Dol-5) likely indicates that this element is trapped within the dolomite structure. However, these values are rather low when compared to reported values for average dolomites [i.e. 42-765 ppm (Rankama and Sahama, 1950); and 400-800 ppm (Krauskopf, 1955). Mg is relatively concentrated in Dol-3, Dol-4, and Dol-5 (average 11.77 %, 11.33 % and 12.28 %, respectively) reflecting a more stoichiometric structure compared to Dol-1 and Dol-2

which display slightly lower values (average 9.51 % and 10.58 %, respectively).

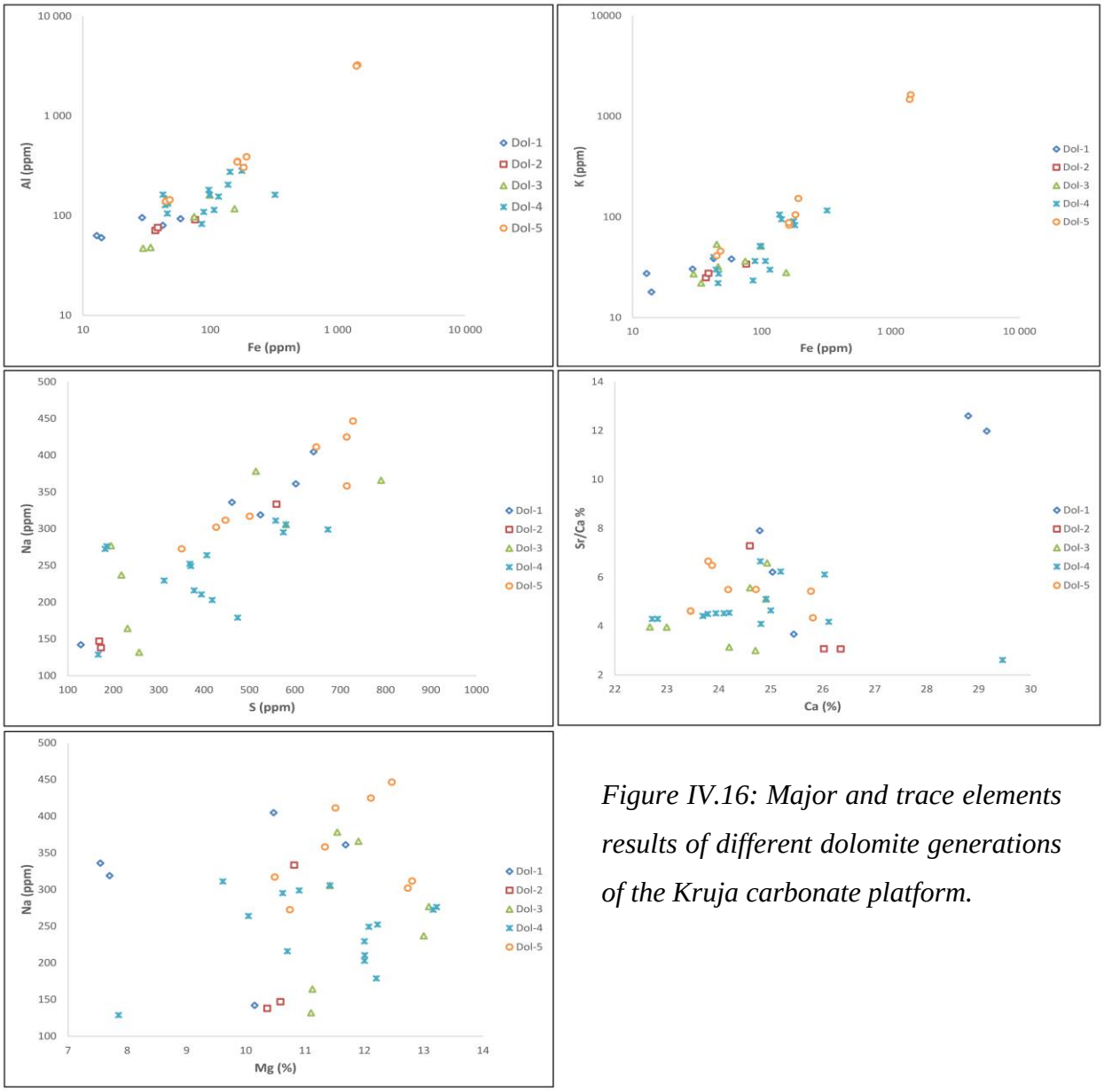


Figure IV.16: Major and trace elements results of different dolomite generations of the Kruja carbonate platform.

6.4. Stable Isotopes

Sampling was performed with a micro drill equipped with 0.3 to 0.8 mm diameter bits. Some cements (Cal-1, Cal-2a, Cal-2b, Cal-4b and Cal-7) were not sampled for ^{18}O and ^{13}C isotopes analysis due to their small size and the risk of sampling a mixture between two or more diagenetic phases.

In general, $\delta^{18}O$ value of reported Campanian-Maastrichtian marine limestones have $\delta^{18}O_{VPDB}$ -values varying between -2 and 0 ‰ (Jørgensen, 1987; Swennen and Dusar, 1997; Frank and Arthur, 1999). Consequently, $\delta^{18}O$ of dolomites of marine origin should be ~ 3 ‰ heavier than limestone (due to the fractionation effect), so it should vary between +1 and +3 ‰ (Land, 1980; Drummond et al., 1993; Humphrey, 2000).

The isotope analyses data for the Kruja carbonates may provide clues to the conditions encountered during dolomitization and calcite cementation, if original signatures are preserved. The isotopic ratios show a very wide range in $\delta^{18}O$ (‰) and a relatively smaller variation in $\delta^{13}C$ (‰). In general, the values of $\delta^{18}O_{VPDB}$ of dolomites, calcite cements and bulk sediments vary considerably between -12.42 and +2.37 ‰, but the majority of the values are negative (Figures IV.17; IV.18). Dol-1 and Dol-2 display positive to slightly negative $\delta^{18}O_{VPDB}$ ratios (from -0.09 to +2.37 ‰). In contrast, measurements carried out on Dol-3, Dol-4 and Dol-5 show depleted values for $\delta^{18}O_{VPDB}$ reflecting different precipitation conditions in comparison to Dol-1 and Dol-2.

The $\delta^{18}O_{VPDB}$ values of fine-crystalline dolomite (Dol-1) vary between +1.1 and +2.4‰ and the $\delta^{13}C$ values between +1.7‰ to +3.6‰. Medium-crystalline dolomite (Dol-2, Dol-3) in dolostones has $\delta^{18}O_{VPDB}$ values between -1.6‰ and +0.2‰, and $\delta^{13}C$ values from about +1‰ to +3.7‰. Coarse-crystalline dolomite (Dol-4 and Dol-5) has $\delta^{18}O_{VPDB}$ values from -4.1‰ to -0.8‰ and $\delta^{13}C$ values from -0.2‰ to +3.7‰.

Limestone bulk sediment samples show relatively variable values for $\delta^{18}O_{VPDB}$ varying between -5.49 and +2.37 ‰, reflecting the multiphase nature of the analyzed samples.

For Cal-1, Cal-2 and Cal-3, micro-sampling resolution was problematic and it was difficult to sample these mineral phases separately for oxygen and carbon isotopes analyses without adding

sediment matrix since their crystal size does not exceed 100 µm. Therefore no data are reported here.

The $\delta^{18}O_{VPDB}$ values of calcite cements show a variable distribution (from -12.42 to -4.18 ‰) indicating a great variety in the geochemical composition of the geofluids involved in mineral precipitation. The first fracture-filling calcite (Cal-3) has relatively low oxygen isotopic ratios ($\delta^{18}O_{VPDB}$ = -4.33 ‰), though these values are slightly higher than the calcites (Cal-4 and Cal-5) filling the central part of the same fractures ($\delta^{18}O$ average = -4.62 and -9.23 ‰, respectively). Moreover, $\delta^{13}C$ values in all types of fracture-filling calcites (Cal-3, Cal-4 and Cal-5) are negative to slightly positive, with values between -5.05 and +0.57 ‰. The slightly negative $\delta^{13}C$ signal of this cement, could mark the circulation of ^{12}C enriched meteoric fluids during burial (Derry, 2010). The isotopic ratios of carbon and oxygen measured from the hydrocarbon related replacive calcite (Cal-6) ($\delta^{13}C$ average = -5.5 ‰; $\delta^{18}O_{VPDB}$ average = -7.65 ‰) and Dol-7 ($\delta^{13}C$ = -6.71 ‰; $\delta^{18}O_{VPDB}$ =-5.70 ‰) are relatively low.

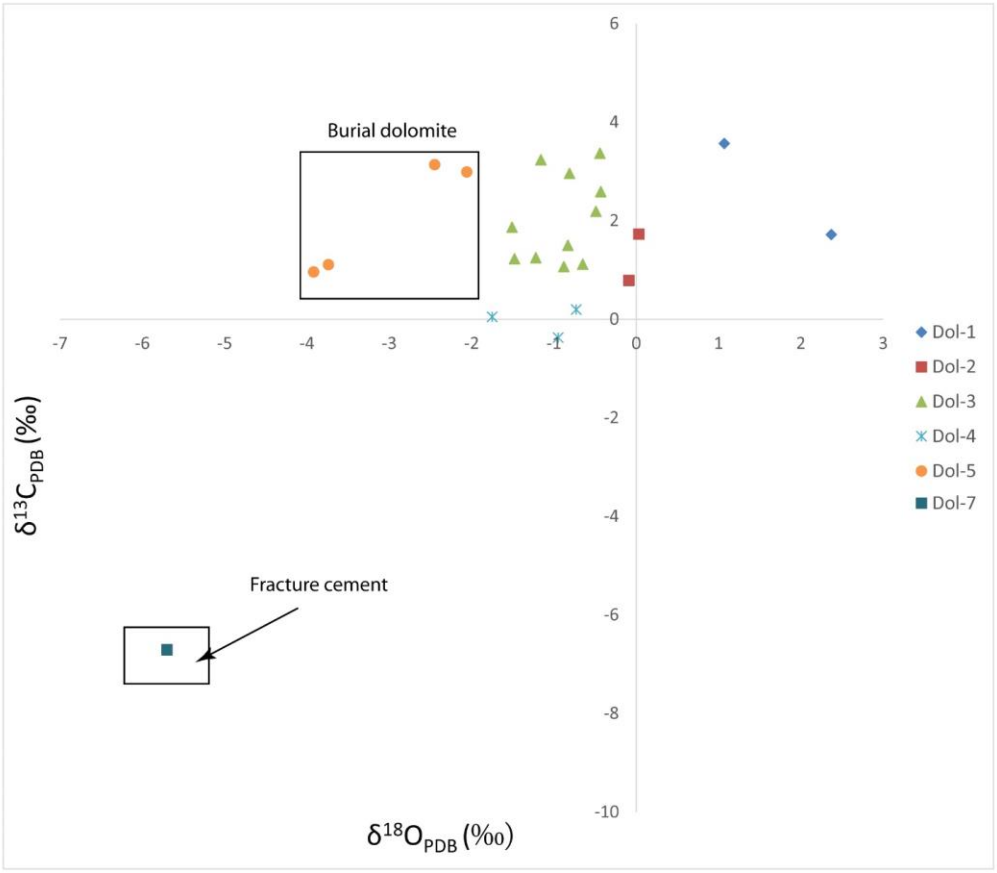


Figure IV.17: Cross plot of the carbon versus oxygen isotopic signatures in various generations of dolomite of the Kruja carbonate platform.

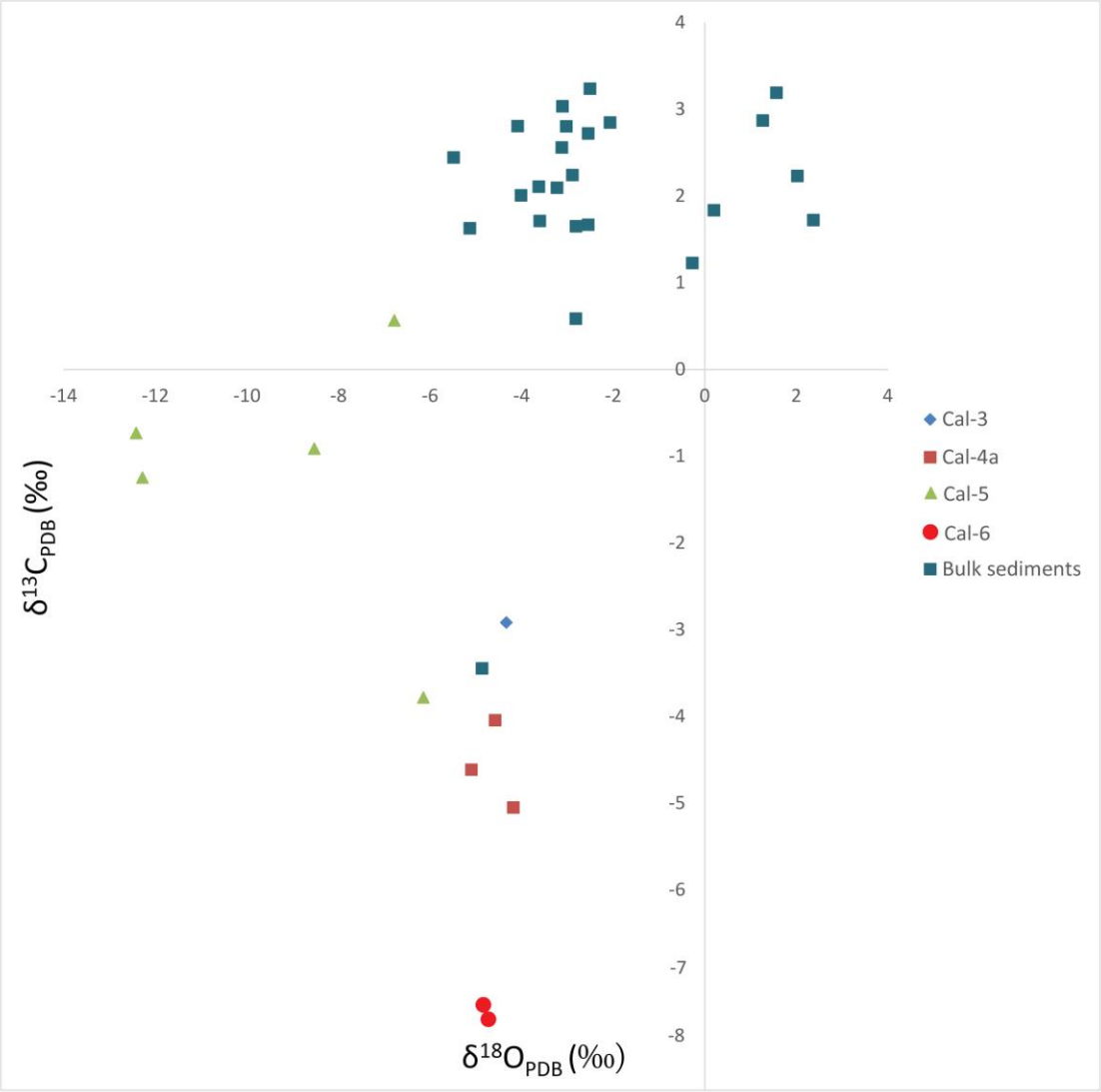


Figure IV.18: Cross plot of the carbon versus oxygen isotopic signatures in bulk limestones and various generations of calcite cements of the Kruja carbonate platform.

6.5. XRD analysis

XRD spectra show that Dol-1, Dol-2 Dol-3 and Dol-4 are composed of an iron-poor dolomite, while Dol-5 type is composed mainly of iron-rich dolomite (Figure IV.19). High magnesium calcite (Cal-1) cements (magnesian calcite) have been found accompanying Dol-1 and Dol-2 types in all samples.

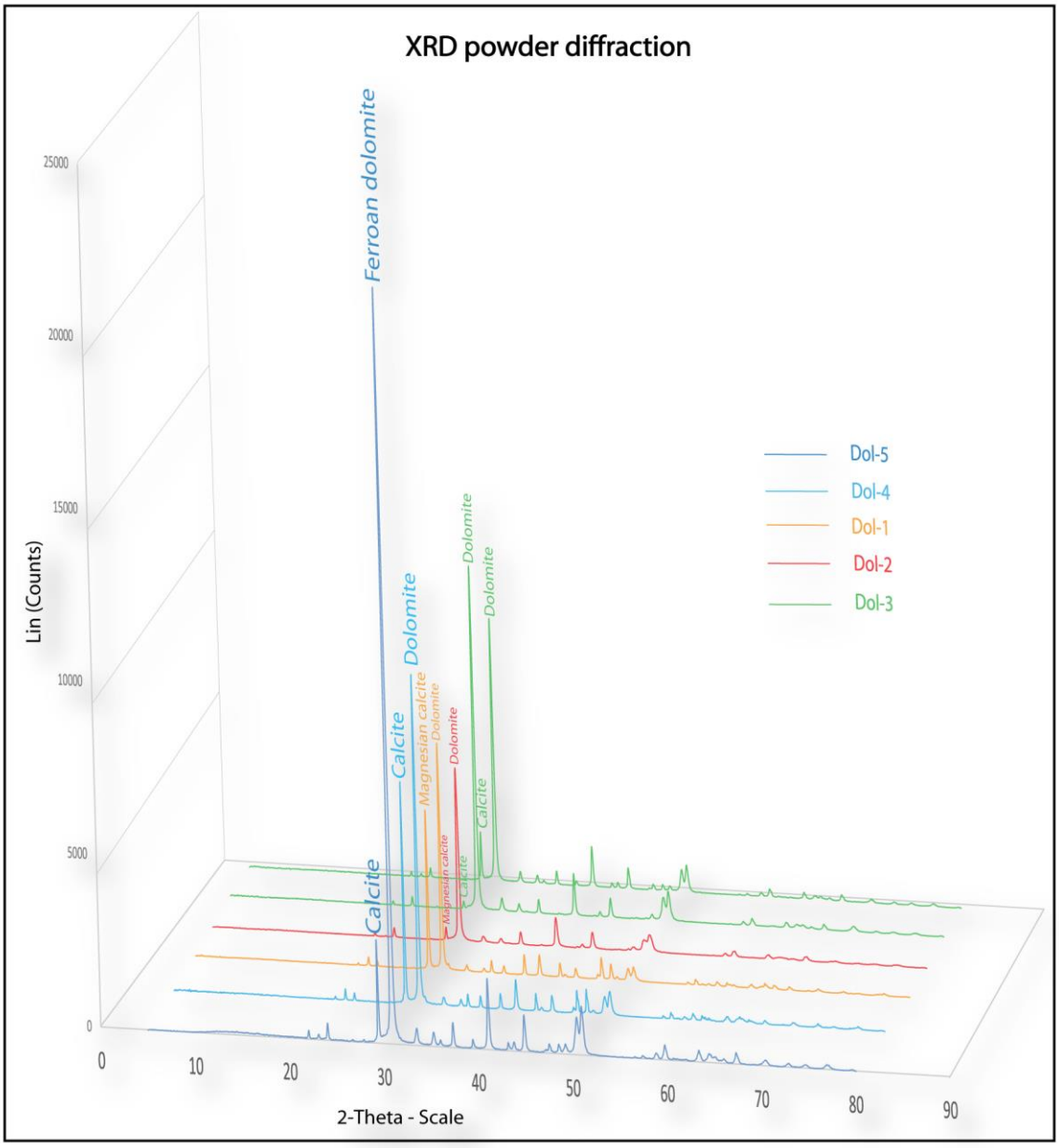


Figure IV.19: XRD spectra of different dolomite generations of the Kruja carbonate platform.

6.6. XRF analysis

The elemental analysis of Dol-5 was performed on an automated wave length dispersive sequential X-ray fluorescence spectrometer facility which was equipped with Rhodium (Rh) target end window tube. It is known that the intensities of the characteristic XRF peaks are directly related to the concentrations present elements in the sample through some complicated relationships (Beckhoff et al., 2007). Only peaks representing elements have been identified, the intensity of each peak was determined. Notice that there are many peaks that have been ignored and not identified because they either represent the standard using for the measurement which is the Rhodium (Rh), or they are overlapping and escape peaks. The semi-quantitative elemental distribution of the overgrowth microstructures of Dol-5, with two different zones as inferred by fluorescence and cathodoluminescence were studied by XRF analyses (Figures IV.20; IV.21). Dol-5 was selected based on the fact that acquired geochemical data (see above) show that this dolomite has clearly different element contents than the other dolomites.

Based on that XRF data (Figures: IV20; IV.21), the main elements of Zone-1 Dolomite consists of 68-71 % of Ca and 24 % of Mg. Thus, it is assumed as pure dolomite. For Zone-2 Dolomite, the chemical composition is not much different to Zone-1 Dolomite. There are 65-72 % of Ca and 23-26 % of Mg. There are also other elements such as Al, Si, Fe, and Na. As can be seen, Zone-2 shows high percentage of Mg as shown in Figure IV.20 “spot 4” compared to Zone-1. Si element presents in lowest concentration in Zone-1 compared to Zone-2. The Si concentration rises towards the edges of the crystals (Zone-2), this rise does not appear random because it is accompanied by a clear rise in other elements related to clay minerals, the most important of which are Fe and Al. Generally, Zone-2 shows high levels of silica, aluminum, potassium, sodium and iron relative to Zone-1. The contribution of these elements increases considerably towards the crystal boundaries (Zone-2).

It can be clearly seen in Figure IV.20 “spots 7 and 8”, that the silica is present in major quantities, while aluminum, sulfur, potassium, sodium and iron were present in moderate to minor amounts and other elements were present in trace amounts. There is a strong relationship between

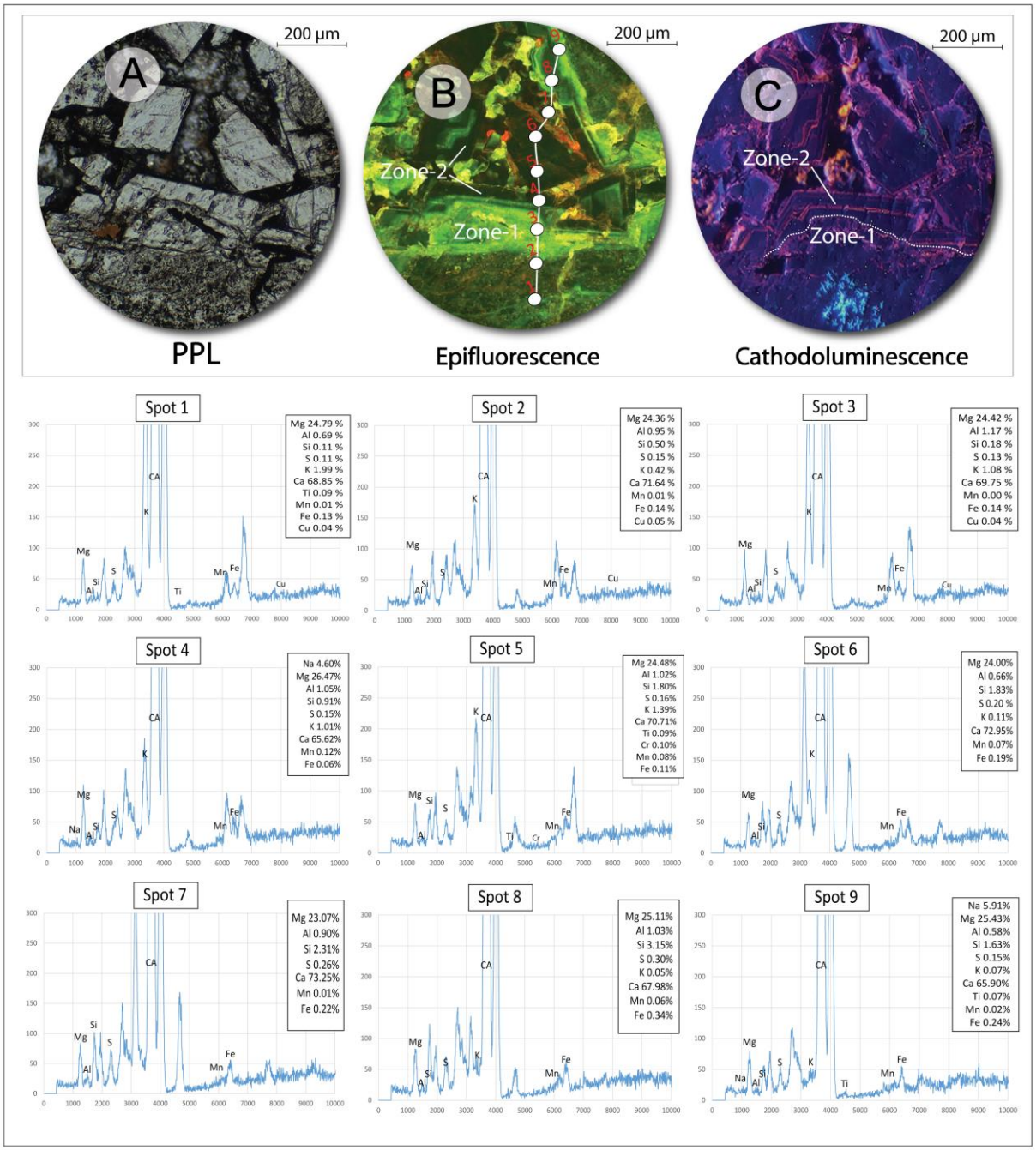
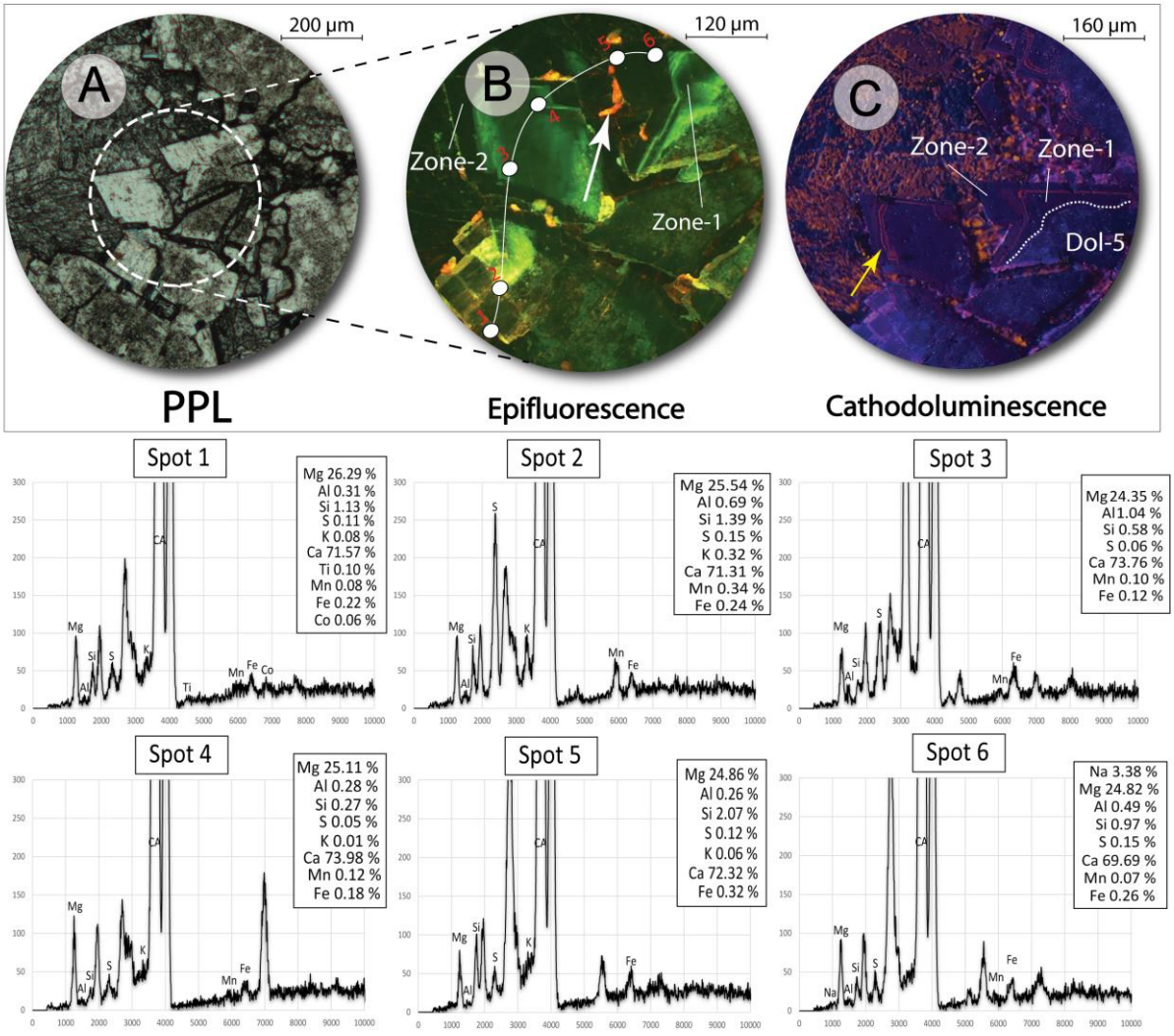


Figure IV.20: Elemental concentrations of the Dol-5 overgrowth zones derived from X-ray fluorescence (XRF) spot measurements (in percent). Some elements have concentrations below the limits of detection (LOD). Comparison of X Fluorescence (XRF) spectra. The measurement points (spots) are shown in (b). Dol-5 overgrowth microstructures were distinguished based on CL and fluorescence microscopy observations.



the aluminum percentage and the concentrations of iron, which is not surprising due to the fact that the mentioned elements are the main chemical constituents in clay minerals.

Figure IV.21: Elemental concentrations of the Dol-5 overgrowth zones derived from X-ray fluorescence (XRF) spot measurements (in percent). Some elements have concentrations below the limits of detection (LOD). Comparison of X Fluorescence (XRF) spectra. The measurement points (spots) are shown in (b). Dol-5 overgrowth microstructures were distinguished based on CL and fluorescence microscopy observations.

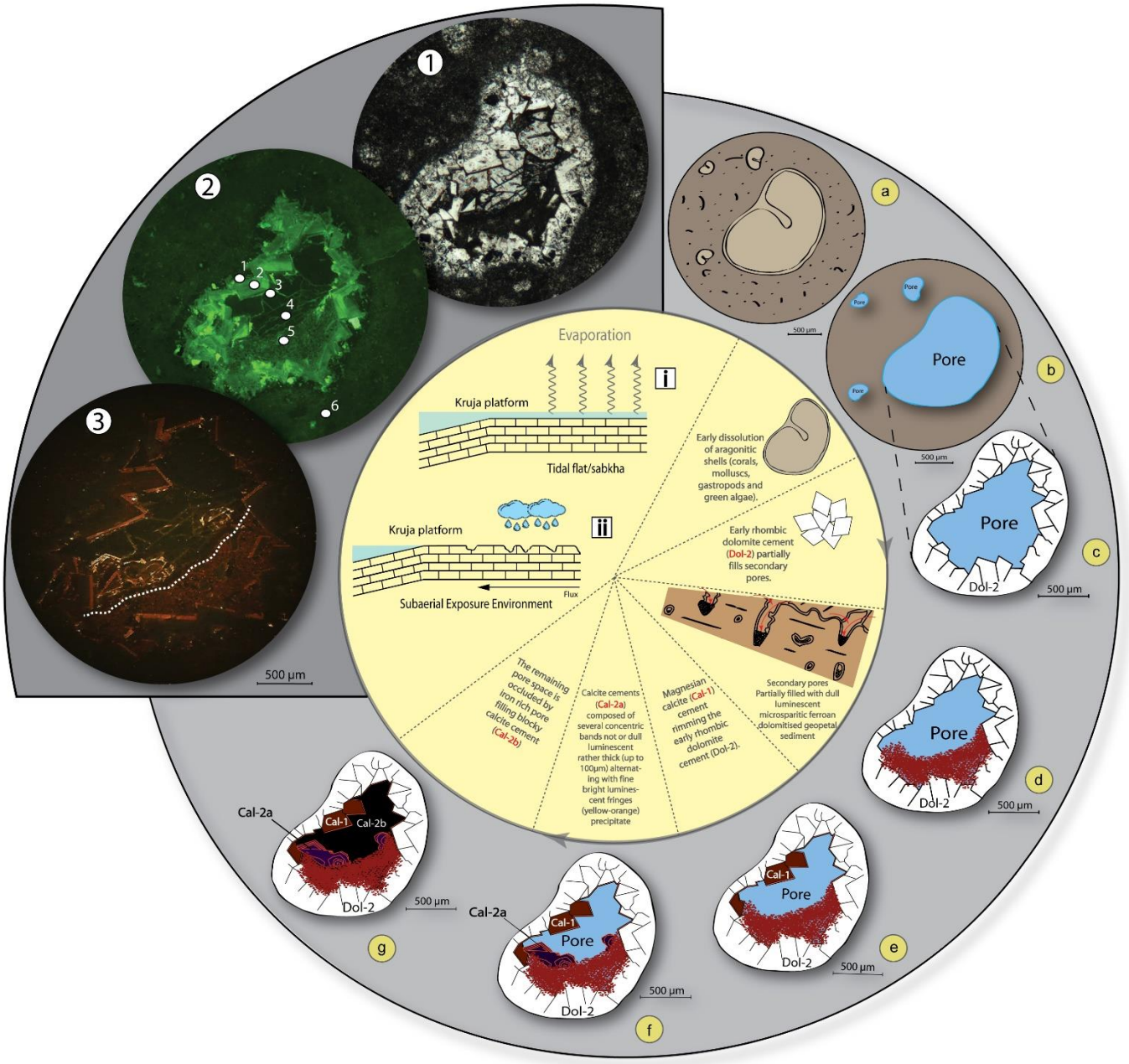


Figure IV.22: Schematic diagrams showing the summary of the cementation phases and diagenesis stages of vuggy pores by tracing of the components in the CL photomicrograph. 1) PPL photomicrograph showing cemented large vug. 2) Epifluorescence photomicrograph. 3) CL photomicrograph. a) Original sediments. b) Early dissolution of aragonitic shells (corals, molluscs, gastropods and green algae). c) Early rhombic dolomite cement partially fills secondary pores (Dol-2). d) During the immersion periods, the residual moldic porosity is partially filled by a micritic internal filling (geopetal-fill). e) Calcite cement (Cal-1) rimming the early rhombic dolomite cement (Dol-2). f) During burial, calcite cement (Cal-2a) distinguished by a complex luminescence, composed of several concentric bands not or dull luminescent rather thick (up to 100µm) alternating with fine bright luminescent fringes (yellow-orange) precipitates. This reflects variable iron proportion. g) Residual porosity is sealed with iron rich pore filling blocky calcite (Cal-2b) cement reflecting reducing conditions during burial.

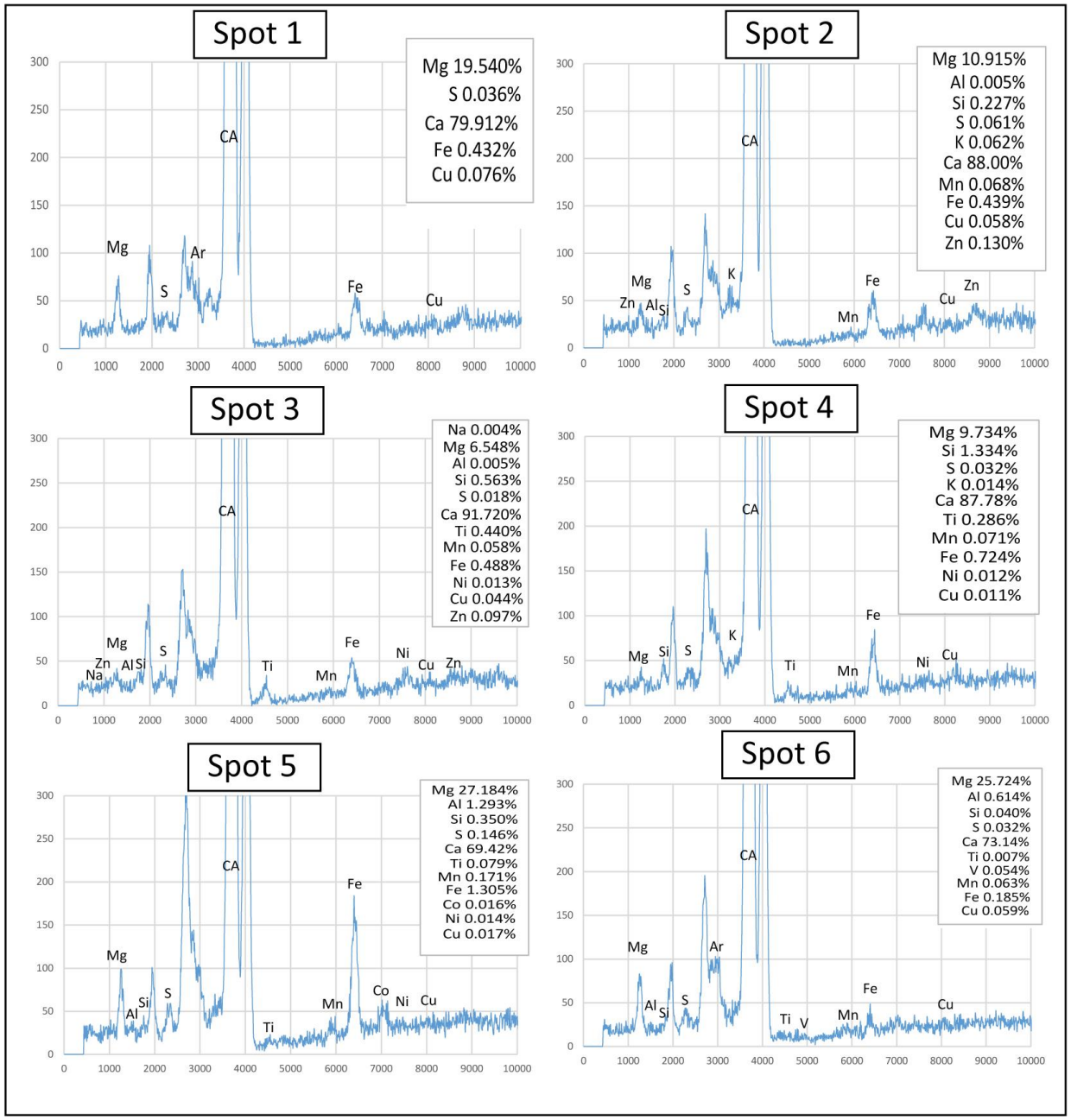


Figure IV.23: Spectrums of the elemental concentrations of the different diagenetic phases illustrated in Figure IV.22. The measurement points (spots) are shown in Figure IV.22.2.

7. DISCUSSION

In this discussion we especially focus first on the origin of the different dolomite phases, and subsequently on the calcite phases.

Dol-1 fabric type and crystal size suggests dolomitization at low temperature from highly oversaturated fluids and under near surface conditions probably in an intertidal context (Gregg and Sibley, 1984; Land, 1985; Gregg and Shelton, 1990). The petrographic characteristics and $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ signatures of Dol-1 and Dol-2 point to such an early origin. Here, the majority of the dolomitic matrix is made of dolomite Dol-1 which replaced carbonate mud. Dol-2 is found essentially either filling bioturbations and moldic pores or even replacing Dol-1 in some samples. This suggests that fabric-specific dolomites likely formed from the same dolomitizing fluids under hypersaline conditions within intertidal flat settings. Notice that these early dolomites contain very low concentrations of iron, potassium and aluminum, but are relatively enriched in sodium and especially in strontium. This supports an association with hypersaline to supersaline fluids in relation with evaporitic conditions.

The petrographic characteristics of Dol-3 also point to an early origin, only that the slightly depleted $\delta^{18}O$ values may indicate dolomitization from a mixture of marine and meteoric fluids possibly indicating a mixing zone origin or from residual marine fluids at somewhat higher temperature. The former interpretation can be supported by the faint zoning of the dolomite crystals under CL, where crystal boundaries show violet luminescent bands. However the second hypothesis could also give rise to faint crystal zoning with changing redox conditions during precipitation. The isotopic signatures of this dolomite support both dolomitization hypothesis. The carbon isotopic signatures are similar to those inferred for Cretaceous sea water (+1‰ to +3‰; e.g. Swennen and Dusar, 1997). The relatively depleted but narrow range and lower $\delta^{18}O_{VPDB}$ values than those anticipated for dolomite formed from Cretaceous seawater can be attributed to the presence of variable amounts of later diagenetic dolomite, partial recrystallization, and/or the presence of thin dolomite overgrowths (Al-Aasm, 2000). Fe concentrations are relatively low in Dol-3 as well as in Dol-1 and Dol-2 (13 to 155 ppm). This can be explained by the isolated nature of the Kruja platform during Upper Cretaceous where no input of detrital materials occurred. This

interpretation is also supported by the positive correlation between Fe, Al and K pointing to a non-carbonate origin for part of these elements, possibly a clay origin such as illite.

The high iron content in Dol-5 reflects the reducing environment in which this saddle dolomite precipitated. Such saddle dolomites are, according to some authors, often associated with more advanced burial diagenesis and suggests diagenetic temperatures between 80ºC and 150ºC (Machel, 2004). They preferentially developed as an overgrowth cement on Dol-4. In terms of isotopic composition, the oxygen isotope values obtained from Dol-5 saddle dolomite crystals have almost the same $\delta^{18}O$ values as the non-saddle dolomite crystals, indicating that they likely formed at the same stage and therefore from the same dolomitizing fluid. The irregular boundary in Dol-5 zone-1 testifies of partial dissolution or recrystallization of zone-1 during or before the growth of zone-2. The richness in Al in some Dol-5 samples is uncommon and can only indicate the presence of authigenic clay phases that crystallized simultaneously during the dolomitization and that became incorporated in Dol-5. The higher content of Al, K and Fe in some Dol-5 samples corresponds to the greater content of these elements in clays.

The high concentration of Na in Dol-5 likely reflects the saline nature of the fluids involved in the precipitation during burial. The very high Na content in Dol-5 (zone-2) suggests that hypersaline fluids are responsible for the construction of this dolomitic phase. The high content of Si, Al and Fe suggests that these fluids may have interacted with clay layers (probably Triassic clays?) along their pathway. Saddle dolomite crystals contain hydrocarbon and metal sulfide inclusions, indicating minimum burial temperatures of 60 to 150 °C equivalent to the oil window (Warren, 2000). The sulfides are often a byproduct of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction, and it is typically related to the through flow of high-temperature hypersaline basinal brines that may also be carrying base metals (Warren, 2000).

A correlation between K and Na in Dol-5 is also evident, and may reflect the amounts of connate water trapped in the liquid inclusions. This correlation is generally obscured in dolostones because of the association of these elements with the clay minerals.

The presence of Dol-7 along burial stylolites indicates that the formation of these stylolites is synchronous or anterior to the dolomitization phase. Its ferroan nature supports precipitation in

the burial realm with dolomite formation in reducing conditions. This phase is always anterior to Cal-4 and Cal-5 filling the second generation of fracturing. Mosaics of anhedral to subhedral dolomite crystals apparently represent the final product of dolomitization, whereby a pervasive coarse-crystalline overprint can destroy any original depositional fabrics.

The geopetal fabric of Cal-1 cement supports precipitation in a non-saturated vadose zone, which is consistent with formation during the exhumation of the surrounding rocks. When Cal-1 grows into large vugs, the calcite overgrowths display euhedral crystal faces. In some cases, the overgrowths fill intragranular/moldic pores.

The succession of bright yellow luminescent Cal-2a to non-luminescent blocky calcite cement (Cal-2b) is interpreted as meteoric or shallow burial in origin (Meyers, 1974; Moldovany and Lohmann, 1984; Carpenter and Lohmann, 1989), while the Fe content in Cal-2 reflects the reducing conditions of the precipitating environment. The negative $\delta^{18}O$ values of some calcite cements is typical of precipitation in meteoric water and their negative $\delta^{13}C$ values mark their enrichment in ^{12}C, likely in relation to soil derived CO_2 (Godet et al., 2016).

The slightly inverse relationship between Sr/Ca ratios against Ca% (Figure IV.16) is interpreted to result from the isomorphic substitution of Ca by Sr at the time of dolomite formation. This process happened in seawater during the diagenetic changes (Katz et al., 1972; Weiner and Koster, 1976; Israili, 1980) which is supported by the relative low content of Sr in all analyzed early dolomites. Furthermore, the low Sr content can also be interpreted as an indication of a low salinity environment near subaerial exposures (Vincent et al., 2006). Low strontium contents can also be explained by the meteoric water-rock interactions involving freshwater fluids with very low Sr and Mg contents during burial diagenesis (Vincent et al., 2006).

The $\delta^{18}O$ of calcite is dependent on the fluid composition and temperature and the latter links to burial depth, the values becoming lighter with increasing burial. Cal-3 and Cal-4 cements, with their moderate depleted $\delta^{18}O$ values likely precipitated under moderate burial conditions, probably from meteoric fluids. However, this hypothesis needs further investigation such as micro-thermometry and salinity data from fluid inclusions.

The isotopic data obtained from Cal-5 show a strong negative trend in $\delta^{18}O$ values combined with a very small negative trend in $\delta^{13}C$ values. The former trend likely indicates an increase in fluid temperature in the deep burial realm (Choquette and James, 1987; Tucker and Wright 1990).

Taking in account the different diagenetic features, the upper part of the stratigraphic succession is interpreted as an active meteoric phreatic paleozone based on the observation that all aragonitic constituents were completely dissolved without any sign of neomorphism. The isotopic analyzes carried out indicate a stabilization of the sediments by meteoric fluids. The complete dissolution of all the aragonite corals of the bioconstructions and all the aragonite bivalves within lagoonal banks of this succession requires the circulation of a very large amount of unsaturated fluids vis-à-vis this mineral. Such conditions are present in active phreatic meteorological zones.

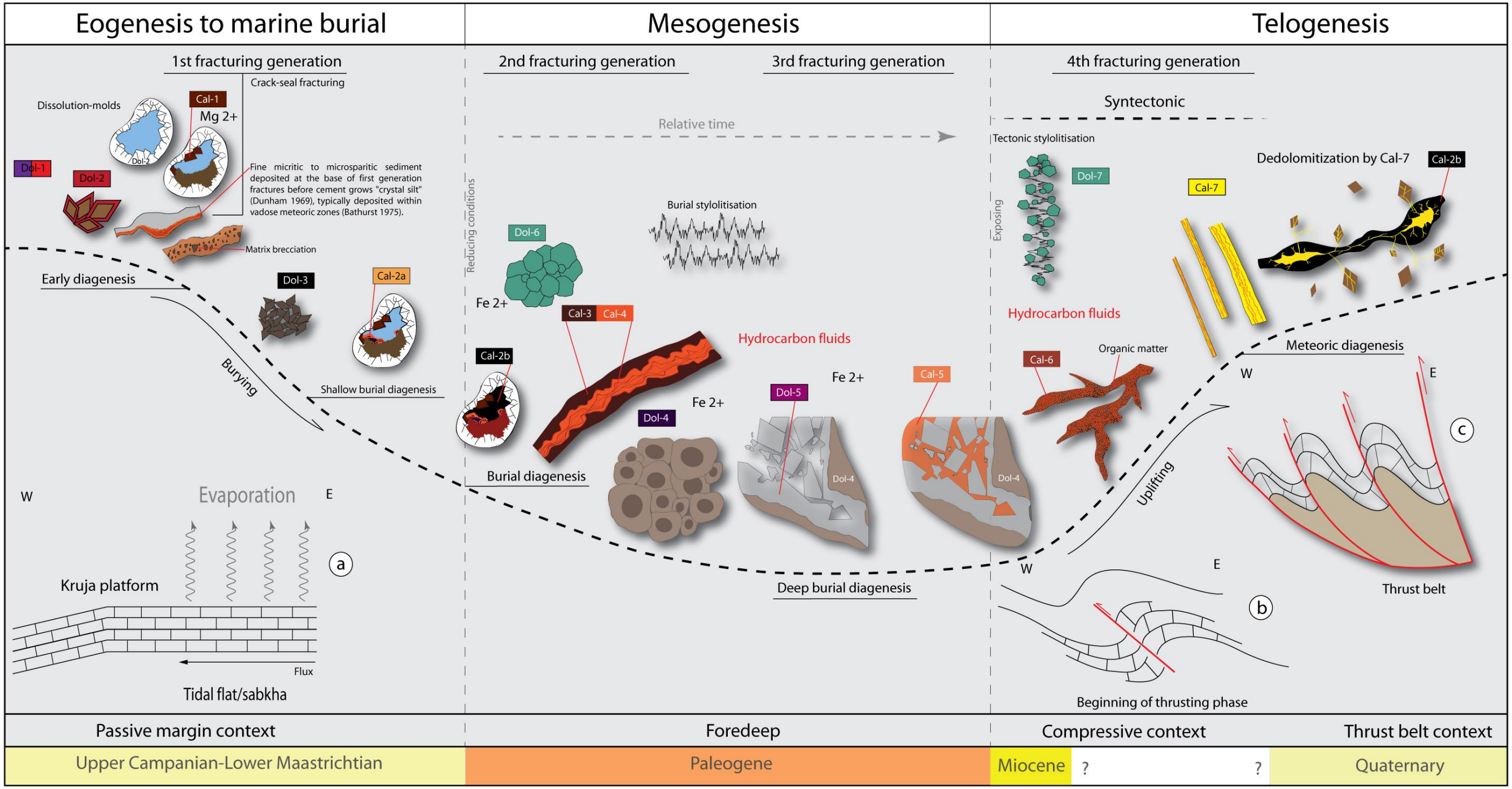


Figure IV.24: Schematic diagram illustrating the most important diagenetic stages in the Kruja carbonate platform.

8. CONCLUSIONS

- The petrographic observations together with the analysis of the stable isotopes of carbon and oxygen of the cements that precipitated during the different stages of the diagenetic evolution, combined with main and trace element geochemical analyses allowed to work out a paragenetic sequence of the studied succession. The crosscutting relationships of the fracture-filling calcite and dolomite cements, stylolites and other diagenetic phases were carefully documented and chronologically illustrated to reconstruct the diagenetic evolution of the Upper Cretaceous platform.

- Seven different dolomite types were identified based on their petrographic characteristics and geochemical data, however, some of them simply originate from similar dolomitizing solution. Apart from these, meteoric and burial calcite types were also recognized.

- Stratigraphic, petrographic and geochemical data constrain the formation of Dol-1 and Dol-2 to hypersaline sea water in a near-surface environment, after marine cementation and sub-aerial diagenesis.

- The late dolomites are isotopically characterized by: i) slightly depleted $\delta^{18}O_{VPDB}$ from -4.1‰ to -0.8‰ and $\delta^{13}C$ values from -0.2‰ to +3.7‰. These data indicate that both non-planar dolomites (Dol-4 and Dol-5) formed under shallow burial conditions in deep-burial diagenetic environments.

- At least one diagenetic feature is related to hydrocarbon emplacement. This has been proven by petrographic observations, such as the presence of oil-bearing fluid inclusions and the depleted $\delta^{13}C$ value of Cal-6 (-7.65‰).

- Generally, the studied stratigraphic succession can be subdivided into two different diagenetic intervals based on the prevailing paragenetic sequence. The upper part (500-1240 m) of the stratigraphic succession, and especially the top part (1000-1240 m), are dominated by early diagenesis linked to emersion surfaces characterized by a total dissolution of all the components possessing an original aragonitic mineralogy. The lower part (between 0 and 500 m) of the

stratigraphic succession is strongly dominated by burial and tectonic diagenesis represented by cataclastic deformation, late dolomite and calcite fractures.

- The ferroan Dol-5 is found mainly in the breccia unit in the lower part of the stratigraphic succession. Regarding their outlines as well as petrographic characteristics combined with geochemical data, these dolomites are late diagenetic in origin, which indicates formation in an increasingly reducing environment during burial with involvement of non-rock buffered external fluids.

V. CHAPITRE 5: ÉFFETS DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ SÉDIMENTAIRE ET DIAGÉNÉTIQUE SUR LES PROPRIETÉS RÉSERVOIRS DU SYSTÈME CARBONATÉ PLATEFORME DE KRUJA – BASSIN IONIEN DU CRÉTACÉ SUP.

Ce chapitre est articulé autour d'un article « *Sedimentary and diagenetic effects on reservoir properties of Upper Cretaceous Ionian Basin and Kruja platform carbonates, Albania* » qui sera soumis dans la revue « *Cretacseous Reseach* ».

Il s'attachera d'abord à évaluer les propriétés pétrophysiques des faciès réservoirs en contexte de la plateforme de Kruja (coupe de Krujë–Dajt) et du Bassin Ionien (coupes de Kremenara et de Muzina).

Enfin, l'objectif est de mieux comprendre le rôle des facteurs et des processus sédimentaires et diagénétiques sur le développement et sur l'hétérogénéité des réservoirs carbonatés étudiés dans ce projet.

Sedimentary and diagenetic effects on reservoir properties of Upper Cretaceous Ionian Basin and Kruja platform carbonates, Albania

Jihad HAMD[1,2], Adrian CEREPI[1], Rudy SWENNEN[2], Corinne LOISY[1]

1, EA 4592, Georessources et Environnement, ENSEGID-Bordeaux INP– 1, allée Daguin, 33607, Pessac, cedex, France; 2, Katholieke Universiteit Leuven (KUL) – Celestijnenlaan 200D, BE-3001 Heverlee, Belgium

1. ABSTRACT

This paper discusses the factors controlling the heterogeneity of carbonate reservoir systems and their petrophysical properties in the context of platform to platform-basin transitions. For this purpose, the sedimentary series from the Upper Cretaceous carbonate platform of Kruja and the adjacent Ionian Basin in Albania were chosen as they present a good example reservoir field analogues especially since the carbonate gravity deposits of the slope and basin of this system form one of the most important oil reservoirs exploited in Albania, Greece as well as offshore Italy. Thus, sedimentological analyzes were carried out in three localities in central and southern Albania: i.e. (i) Krujë-Dajt massif, (ii) Kremenara anticline structure (iii) and Muzina area, in which the carbonate successions of the Upper Cretaceous platform and basin are clearly exposed. The petrophysical study of the platform facies revealed that the porosity is mainly driven by the diagenetic modifications such as dolomitization. In the Krujë-Dajt section, the replacement of the mineralogy of the bioclasts by dolomitic phases considerably increased the secondary porosity in some grainstones/packstones. While the low permeability values of the same facies have been interpreted to reflect networks of unconnected pores. In the basin, petrophysical analysis shows that the actual porosity distributions are mainly controlled by the initial sedimentological characteristics. The impact of diagenesis on the development of porous networks is very limited. Its role is represented by the effect of neomorphism causing recrystallization of the micritic matrix into microsparite, allowing the development of significant microporosity in facies with a muddy fraction in their texture.

Key-words: carbonate reservoir, petrophysical properties, diagenesis, carbonate platform, carbonate turbidites.

2. INTRODUCTION

The complexity of carbonate reservoir systems with their high heterogeneity and large anisotropy of reservoir petrophysical properties has always been the subject of many debates and questions, especially since around 60% of the world's oil as natural gas and geothermal reservoirs were discovered in carbonate rocks. The particularity that characterizes these sedimentary reservoir systems is that the carbonate sediments differ from siliciclastic in their sedimentary architecture with frequent presence of organisms, and in relation to their diagenesis, and fluid circulation as well as fluid/rock interaction. Indeed, the difficulty of evaluating their reservoir properties lies in the fact that these properties are not only related to their depositional context but mostly to the complex diagenetic or tectonic processes that affected these carbonates (Cantrell et al. 2001; Roure et al. 2005; Ehrenberg et al. 2007; Rahimpour-Bonab et al., 2010). The macro and microscopic heterogeneities of the carbonate reservoirs results from structural changes in the porous space making it difficult to predict their potential capacity. One of the most important factors controlling reservoir characteristics, and especially in platform context relates to the presence of dolomite that affect reservoir properties (Powers, 1962; Davies, 1979; Allan and Wiggins, 1993; Sun, 1995; Warren, 2000; Moore, 2001; Braithwaite et al., 2004). The impact of dolomitization is inconspicuous, as its effect may be positive by improving reservoir properties (Saller and Yaremko, 1994; Watts et al., 1994; Brown, 1997; Mountjoy and Marquez, 1997; Zempolich and Hardie, 1997; Saller and Henderson, 1998; Eichenseer et al., 1999; Hopkins, 1999, 2004; Mancini et al., 2004; Smith et al., 2004; Westphal et al., 2004; Westphal et al., 2005; Zhao et al., 2005), but in some cases it may also be negative by reducing porosity (Saller et al., 2004; Powers, 1962; Cantrell et al., 2004; Clark et al., 2004). Also its different rock mechanical behavior when compared with limestones is of importance.

The Upper Cretaceous carbonates in Albania are good field reservoir analogue with large outcrops of platform shallow marine carbonates as well as the basinal turbidite successions. In

order to improve our knowledge about the factors governing the significant reservoir heterogeneities in these carbonates, it is necessary to characterize their petrographic and petrophysical properties at different scales. Due to its scientific and economic importance, the Upper Cretaceous rocks in the area represent one of the most significant oil reservoirs in SE Europe, the Ionian Basin was intensively studied by Aubouin (1959), IGRS-IFP (1966), Bornovas (1961), Bernoulli and Renz (1970), BP (1971) and Karakitsios and Tsaila-Monopolis (1988).

The studied carbonate platform/Ionian Basin system includes both the Upper Cretaceous Kruja carbonate platform and the Ionian Basin calciturbidites (Meço and Aliaj, 2000; Van Geet et al., 2002; Rubert et al., 2012; Le Goff et al., 2015, 2018), such those exposed in the Kremenara anticline structure and Muzina area. Few studies address their variation in reservoir facies and especially their petrophysical reservoir properties. Despite the numerous studies that the region has undergone (Meço et al., 2000; Robertson and Shallo, 2000; Dewever et al., 2007; Rubert et al., 2012; Le Goff et al., 2015, 2018), the relationship between the carbonate platform deposits and the gravity sedimentation is still poorly addressed in this area. The resedimented facies composing the basinal succession of this platform/basin system was recently studied by Dewever et al. (2007), Vilasi (2009), Rubert et al. (2012) and Le Goff et al., (2015) and Le Goff et al., (2018). Le Goff et al. (2015) reported that the sedimentation in the west of the Ionian Basin was strongly governed during the Upper Cretaceous by the margin of the western counterpart of the Kruja platform which is the Apulian platform, with a significant role for the tectonic instabilities of the shelf margin in the resedimentation of the coarse grained intervals. However, there is no evidence that the situation was the same in the east, in the Kruja area. The study of Le Goff (2015) for the petrophysical characteristics of the Apulian platform facies revealed that the best reservoir rocks were in benthic foraminifera packstones, while the worst strata correspond to stromatolitic bindstone facies. Significant decrease in porosity values upward the Meter-Scale Cycles (MSCs) was reported in the latter study. According to Le Goff (2015), this decrease in porosity values towards the top of the MSCs is related to the difference in the micritic matrix texture and not to diagenetic features.

With the aim to refine our knowledge regarding reservoir properties in the study area, a lot of samples were collected from three different sites including the Kruja carbonate platform area, the Kremenara anticline calciturbidites and the more distal Muzina calciturbidites. They allowed to characterize and model the petrophysical properties of the three different settings. The objective is to investigate the potential lateral differentiations in reservoir properties and the factors controlling the petrophysical parameters in the three locations such as sedimentation environment and diagenesis.

3. GEOLOGICAL SETTING AND PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION

The study area is located in the middle and south part of Albania in three different sites, i.e. Kruja carbonate platform area (Krujë-Dajt massif), the Kremenara anticline calciturbidites and the more distal Muzina calciturbidites (the latter two located in the Ionian zone) (Figure V.1).

During the Lower Triassic, the study area corresponded to a shallow marine platform, which evolved to a vast rifted setting with the Ionian Basin delimited on both sides by shallow carbonate platforms, i.e. the Apulian platform to the west and the Kruja platform to the east (Bosellini and Morsilli, 1997). This configuration resulted of the Early to Middle Triassic extension regime related to the Neo-Tethysian rifting (Bosellini and Morsilli, 1997). The sedimentary and lithostratigraphic evolution of this carbonate platforms/ basin system is well known from outcrop sections in central/ southern Albania and also in western Albania (Moorkens and Döhler, 1994). The oldest rocks of the Ionian zone consist of Middle Triassic evaporites and dolomites (Bornovas, 1961; Getsos et al., 2004). The evaporites are covered by internal platform type limestones dated from the Triassic to the Lower Jurassic (Bornovas, 1961; Getsos et al., 2004). Dolomites and massive limestones with clays rich in organic matter are the most common in the Upper Triassic-Eocene successions (Velaj, 2001). During the Berriasian-Santonian, pelagic sedimentation prevailed in the Ionian Basin (Velaj, 2001). However, the deposition conditions changed during the end of the Campanian-Maastrichtian interval, when carbonate clastic materials from the platforms and the basin margins invaded the limestone basin described by Aubouin (1959) as

"Microbreak Limestones ". During the Paleocene and Eocene periods, carbonate sedimentation prevailed. Finally, at the end of the Eocene, clastic sedimentation was dominant in the Ionian Basin (Zelilidis et al., 2003).

The Kruja platform is represented by structural lines, delimited by a fault of overlap type separating the Kruja platform zone to the east from the Ionian Basin to the west (Velaj, 2011) (Figure V.1). The carbonate platform consists mainly of approximately 1.5 km thick Upper Cretaceous neritic carbonate deposits. These deposits reflects subtidal to supratidal conditions (Robertson and Shallo, 2000; Heba and Prichonnet, 2006). The characteristics of these carbonate sequences changes from neritic to mixed pelagic and neritic in the west (Velaj, 2011). The neritic carbonates succession is superimposed by a series of lagoonal deposits that date from the upper Maastrichtian (Heba and Prichonnet, 2006) and continues until the lower Eocene. Subsequently, this lagoonal series was followed by Middle Eocene organogenic limestones supporting shallow subtidal to open-platform conditions (Heba and Prichonnet, 2006). In addition, the northern part of

the Kruja area is covered with Miocene molasses, laying discordantly on Oligocene flyschs (Robertson and Shallo, 2000).

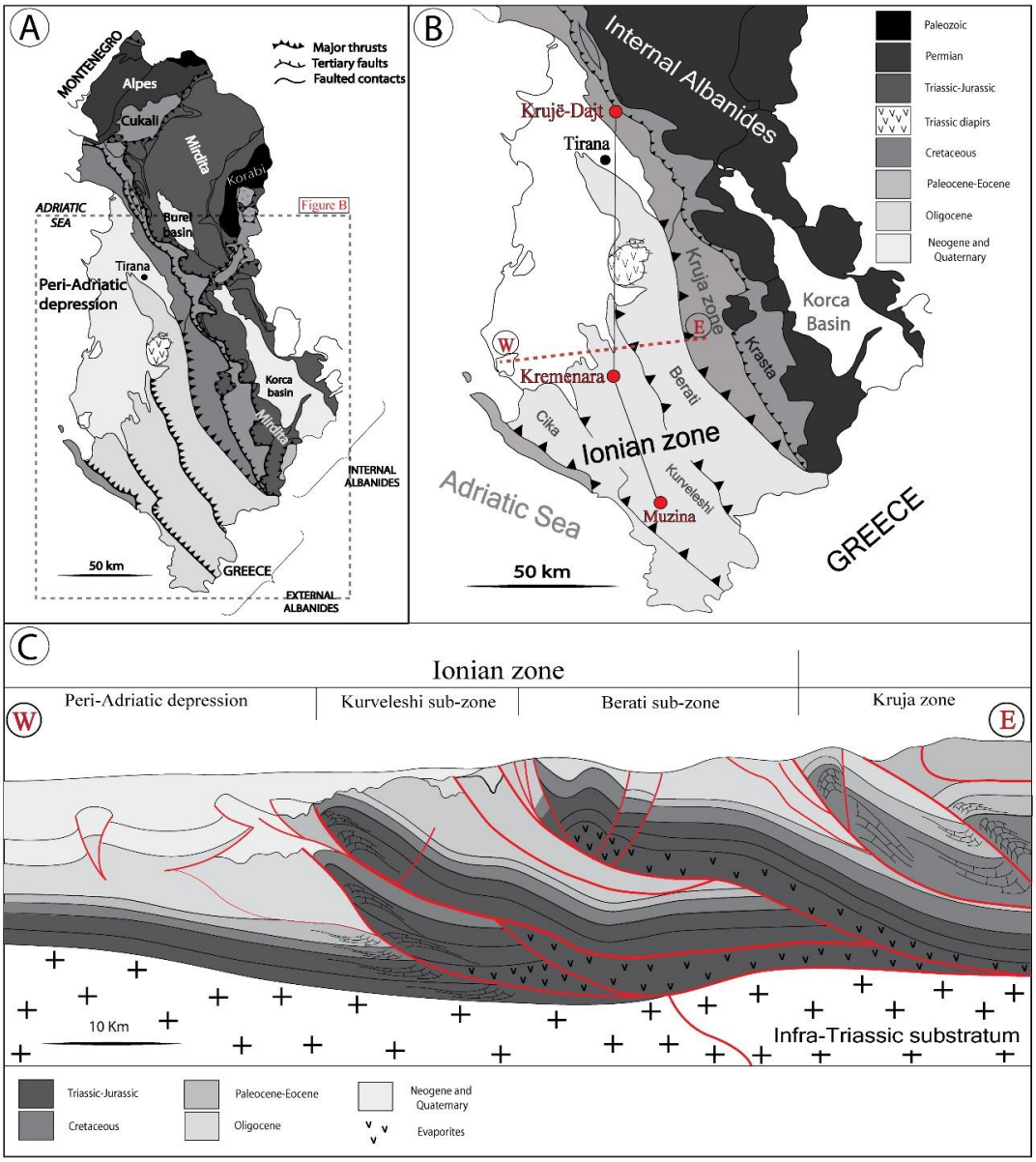


Figure V.1: Geological context of the study area. A, B) Simplified tectonic map of Albania with the different tectonic zones and the location of the outcrops (Moisiu and Gurabardhi, 2004, modified). B) E-W Dash line represents the cross-section in "C" and dash rectangle in "A" represents the location of the detailed geological map in "B". C) Seismic line interpretation of the External Albanides, modified from Roure et al. (2004) and Rubert et al. (2012).

The transition zone of the Kruja platform to the Ionian Basin is poorly understood, mainly due to the overthrusted nature of the contact area. In most platform/basin contact zones this transition is represented by calciturbidite successions intercalated with slumped and deformed intervals (Rubert et al., 2012; Le Goff et al., 2015; Le Goff et al., 2018). The studied Upper Cretaceous sediments of the Ionian Basin in Muzina area and Kremenara anticline structure correspond to allochthonous turbidites, breccias, debris flows, and slumps (Meço and Aliaj, 2000).

The tectonic map of Albania is controlled by the late Mesozoic-Cenozoic evolution of the Albanides as part of the Alpine orogenic belt related to the African and Eurasian plate convergence (Kilias et al., 2001). As a result of this collision, the Albanides includes two different tectonic zones: (i) The Internal Albanides which consist of Paleozoic–Jurassic basement rocks forming the northeastern part of Albania; (ii) the External Albanides which represent a fold-and-thrust belt with a general NNW–SSE trending succession of thrusts in a broad zone of oblique convergence (Moisiu and Gurabardhi, 2005). The External Albanides are divided, from east to west, into five major structural zones: the Krasta-Cukali Zone, the Kruja Zone, the Peri-Adriatic Depression, the Ionian Zone, and the Sazani Zone (Apulian platform) (Roure et al., 1995; Swennen et al., 1998; Velaj et al., 1999; Meço and Aliaj, 2000; Robertson and Shallo, 2000) (Figure V.1). This complex setting was the result of successive compressive tectonic phases. During the Maastrichtian-Eocene interval, the Krasta-Cukali zone overthrusted the Kruja area to the west pushed by the Triassic Evaporites acting as a detachment level (Robertson and Shallo, 2000) (Figure V.1.C). This overthrusting is associated with other accidents occurring within this area (thrusts, normal and inverse faults) and is often associated with large, western-facing, anticlinal and synclinal folds (Robertson and Shallo, 2000). To the north, the Ionian and Kruja nappes are buried under post-Eocene sediments of the peri-Adriatic depression, under which some formations constitute oil-producing reservoir rocks. The overthrust of the Kremenara anticline and Muzina outcrops are located in the Kurveleshi tectonic sub-zone in the Ionian zone (Figure V.1), which is considered as a typical structural hydrocarbon trap.

4. MATERIALS AND METHODS

This study is based on the analysis of 80 core samples and 120 thin sections collected from the Kruja carbonate platform (100 samples), Kremenara anticline (60 samples) and Muzina area (40 samples) which were respectively used for petrophysical analysis and microscopical observations. Petrographic analysis was carried out to characterize the carbonate reservoir facies observed in each core by describing its color, its particle size, specifying the nature, size and appearance of the figured elements, and the presence of remarkable structures such as laminations or stylolithes for example. Thin sections impregnated with an epoxy resin with a special fluorescent dye that emits visible light when excited with UV light were studied. Their examination is performed by observation under a Nikon optical microscope attached to a Lumenera digital camera as well as by using cathodoluminescence (CL) and epifluorescence microscopes. In order to distinguish carbonate minerals growth zoning and microstructures, 40 thin sections and 40 polished rock samples were analyzed using a Technosyn 8200 MkII cold cathode luminoscope attached to an Olympus optical microscope including digital camera attachment. Operation conditions were 16–20 kV gun potential, 350–600 µA beam current, and 0.05 Torr vacuum and 5 mm beam width. Microporosity and mineral fluorescence were described under an Olympus epifluorescence microscope where the photos have been coupled later with CL photos to identify minerals microstructures and related porosity/microporosity.

Elemental distribution of the carbonate minerals growth zoning and microstructures was analyzed using an energy dispersive X-ray fluorescence analyzer of type HORIBA XGT-5000 ─ X-ray Analytical Microscope. To do this, interesting points in thin sections are scanned by X-rays generated from an X-ray tube that is narrowed down and applied to the sample. Then, fluorescent X-rays generated from the sample and transmitted X-rays that have passed through the sample surface are detected and interpreted using a computer software. This enables semi-quantitative elemental analysis for microscopic parts with a spatial resolution down to 10µm, for elements detected from Na to U.

Two petrophysical tools are used in order to investigate the quality of reservoir properties, i.e. Hg-porosimetry and Nuclear Magnetic Resonance (NMR). These methods focused on the matrix porous space whereby, outcrop large fracture porosity was not taken into account in this study. The classic core samples has a diameter of 40 mm and an average length of 80 mm allowing to examine the texture and the structure on the studied carbonates on a small scale (mm - cm) and to reveal the reservoir properties such as porosity, pore throat size distribution, and permeability.

Hg-porosimetry is based on the phenomena of wettability of the injected fluids (Hg-air), and on the amount of mercury that can be inserted into the pores of the studied sample, through the inlet diameter of the existing pores. This method allows to study pore-throat sizes between 0.01 to 100 µm and its distribution, the total porosity and its different dimensional components. An AutoPore IV9500 (Micrometrics Instrument Corporation) was used for mercury intrusion porosimetry analysis (MIP). Mercury injection curves provide information about pore-network characteristics, including pore-throat distribution, specific surface area, and distribution of Hg-saturation versus pore-throat size. The classification of pore types suggested by Cerepi et al. (2002) was used in this study because it is more suited to the distribution of pores in samples with low porosity. In this classification, Pore-throat sizes are grouped into three classes: (i) macropore A (pore throat size >15µm); (ii) macropore B (pore throat size between 0.1 and 15 µm); and (iii) mesopore (pore-throat size ≤0.1µm; Cerepi et al. 2002).

An excellent summary of the mercury porosimetry method, its applications and the basic methodology is provided by Kopaska-Merkel (1991). Other relevant sources are Rootare (1970), Wardlaw (1976), Kopaska-Merkel (1988), Amthor et al. (1988) and Wardlaw et al. (1988).

Pore-throat size distribution curves obtained from Hg-porosimetry were compared with T_2 curves obtained from NMR method which give the distribution of pore sizes. NMR analysis is performed here in order to obtain the total porosity and pore size distribution. Used for the first time in petrophysics by Brown and Fatt (1956), two types of dimensional porosity components can be defined with this method: macroporosity and microporosity (Straley et al., 1997; Coates et al.,

1999; George et al., 1999; Bryan et al., 2013). The NMR signature depends on the type of the fluid in the pores (water, oil or gas), the pore size, the resistance of the surface relaxation, and the wettability of the core sample. When a rock is completely saturated with water, the T_2 value of a single pore is proportional to the surface-volume ratio of the pore (George et al., 1999), which is a measure of the pore size. Thus, the observed T_2 distribution of all the pores in the rock represents the pore size distribution of the carbonate reservoir.

The permeability is measured using the IFP49 air method from core plug samples (diameter= 2.8 cm). Permeability measurements are performed by injecting compressed air through a small diameter injection tip, which is pressed against a rock surface (core plug samples). A rubber seal is used to prevent gas leakage. Permeability is calculated from flow-rate and pressure measurements using an appropriate form of Darcy's law. In this study, permeability values less than 1 mD will not be stated as fractions and will be denoted by <1 mD.

Some samples from the Kremenara anticline structure outcrop are oil-impregnated since that the studied outcrop display numerous oil seeps. Porosity and permeability measurements have been performed on oil-impregnated and non-impregnated samples. The oil can be removed from pore networks by standard cleaning solvents used in routine core analysis. However, this procedure was not done because samples of this type represent a minority in our study. In addition, the purpose of the cleaning procedure is removing crude oil from plug sample while causing minimal damage to the textural composition of the sample. The core plug-cleaning processes depend on porosity and permeability of the sample as well the viscosity of oil. High-viscosity oil in a low-permeability rock (< 1mD), such as the case of our samples, complicate core plug-cleaning. The oil observed in our samples is solid and has a high-viscosity, which makes it appear during visual inspection under ultraviolet light in a dark brown (heavy oil) color instead of yellowish green or orange (light oil). Therefore, the cleaning procedure can cause rock erosion that can change the original porosity and permeability. However, the porosity and permeability in these samples will be interpreted carefully, taking into account the effect of oil that occupies a space of porosity on the reservoir properties of these samples. Optical method of measuring oil-filled porosity depending on scanning of

fluorescence microscope images and the using of the fluorescence color of oil filling porosity contrasted with carbonate grains of other colors to perform color proportions (%) of an image was used to quantify pore distribution and detailed porosity components in oil-impregnated samples.

5. RESULTS OF THE STUDY

5.1. Reservoir facies of Kruja platform carbonates

According to different petrographic analysis, four different reservoir facies providing good reservoir properties are recognized within the Kruja carbonate series. These facies showing good reservoir properties with porosities >1% were chosen in order to identify the factors that affected porosity.

Reservoir Facies-1 (Fs1) is characterized by coarse grained dolomite texture. A brecciated dolomite facies forms the lower part (0-260 m) of the studied outcrop (Krujë-Dajt) of the Kruja carbonate platform (Figure V.2). This stratigraphic unit consists of dolomitic breccia with a heterogeneous texture organized in thick massif strata without any stratification recognized. Furthermore, the intense dolomitization that affected the whole unit generated a very good intercrystalline porosity visible under the optical microscope. Noteworthy is that the fractures that resulted by the cataclastic deformation and the fracturing processes were later impregnated by petroleum that migrated through the fracture network. In the field, this petroleum migration was clearly noticed through the calcite cemented fractures and porous beds.

Under the microscope, a very well-developed intra- and intercrystalline porosity was observed. These pores are well connected and show a well-developed pore network. Well-developed vuggy and intercrystalline porosity improved the connectivity of the macro-meso pores (Figure V.3.D.E).

The most common component in this section (0-260 m) (Figure V.2) is dolomite with coarse crystals displaying very variable crystal sizes ranging from 100 to 500 µm. Some crystals

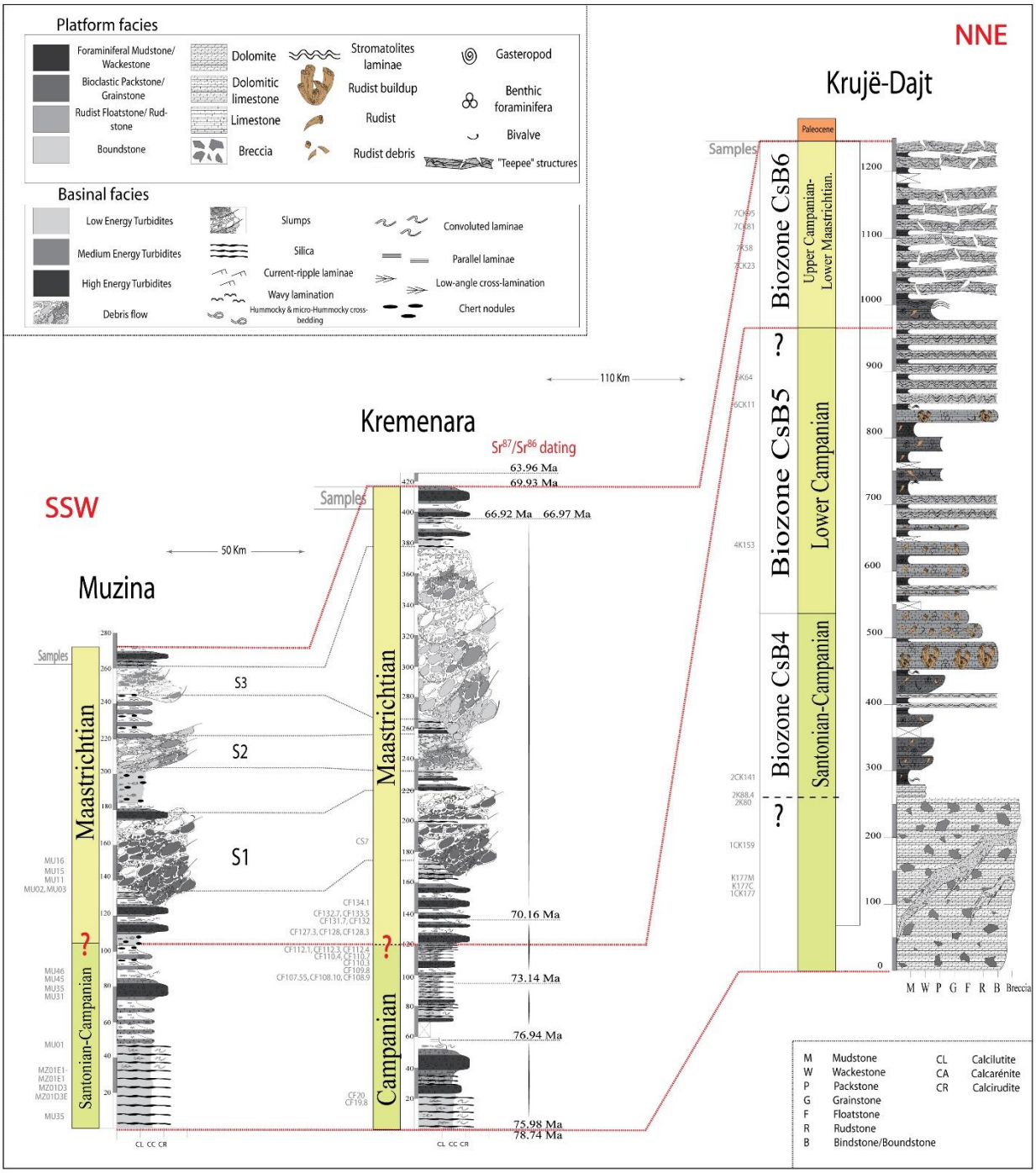


Figure V.2: Lithostratigraphic columns of the Kruja, Kremenara and Muzina outcrops and schematic relations between platform and basin settings.

have irregular boundaries and non-planar anhedral crystalline shape. The original texture has been obliterated and the original fabric of the limestone is not preserved. Crystals have cloudy cores,

due to the presence of fluid as well as solid inclusions and limpid rims, and show dull to no luminescence under CL microscope. Intercrystalline pores are partially cemented by intercrystalline rhombs and rare saddle dolomite crystals that fills up the voids. In some samples the dolomitic texture shows shear deformation figures reflecting the tectonic role in porosity development (Figure V.3.E). Also hydraulic fracturing and dissolution processes are very common in this section.

Reservoir Facies-2 (Fs2) is characterized by fine to medium crystalline dolomite facies (Figure V.3.F.G). This facies makes up very homogeneous textures composed of mosaics of euhedral dolomite (planar-e texture of Sibley and Gregg, 1987) ranging in size from 100 to 300 µm. According to microscopic observations, the intercrystalline porosity was calcite cemented that presently has almost been completely dissolved, except in some vugs that can reach up to 5 mm leaving very important intercrystalline and vuggy porosity. In some thin sections, this facies shows dolomite texture of mosaics of mostly subhedral crystals (planar-s texture of Sibley and Gregg, 1987) between which a significant intercrystalline porosity can be observed. In this facies, the complete absence of fauna and the presence of limited phantom structures was noticed.

Reservoir Facies-3 (Fs3) is characterized by sedimentary facies with algo-bacterial laminations and therefore is called algo-bacterial facies with stromatolitic laminations. They are characterized most often by a series of horizontal laminations marked by white and dark laminas visible in the outcrop. At the upper part (1000-1240 m) of the stratigraphic succession (Figure V.2), this facies specifically occurs in intertidal microbial lithofacies rich in bioclasts (benthic foraminifera, gastropods, algae and coral fragments), regularly intercalated with more distal facies represented by rudist and bioclastic wackestone-packstone-grainstone facies forming small-scale cycles. Individual units may range from decimeters to several meters in thickness. The temporal distributions of this facies association reflect an ideal shallowing-upward sequences. Microbial laminates with abundant fenestrate (Figure V.3.H) and laminated structures that occur in Reservoir Facies-3 are typical features of intertidal environments (e.g. Shinn, 1983; Flügel, 2004).

In this facies, the stromatolitic structure has been partially replaced by fine grained (<100 µm) euhedral dolomite formed during early diagenesis in a supratidal environment. At the top of these cycles, white levels are often bioturbed and partially cemented by euhedral dolomite cement preserving nevertheless a good intercrystalline porosity. The top of the cycles are furthermore marked by white laminas that are affected by desiccation processes and monogenic breccia. The matrix has been partially replaced by dolomicrite (crystal size<10 µm). The size and distribution of dolomite crystals is relatively uniform, implying recrystallization from a sediment with a relatively uniform grain size. The walls of the bioclasts were completely replaced by fine crystalline dolomicrite showing a very good intercrystalline micro porosity recognized under fluorescence microscopy, while medium crystalline dolomite rhombs developed in the internal parts of bioclasts (Figure V.3.A).

Reservoir Facies-4 (Fs4) is characterized by rudist floatstones to boundstones. The rudist debris constitute the dominant part of the intermediate and lower Kruja section (450-650 m) (Figure V.2). They contain either rudist colonies isolated in their living position or floatstone-packstone with rudist debris displaced in a biomicritic matrix containing variable microfauna. This facies is also very rich in fossil elements such as benthic foraminifera (millioles) but also bivalves, gastropods, echinoderms, bryozoans and sometimes crinoids with spicules of sponges and spines. In addition, some samples have preserved fragments of algae and corals in their matrix. The appearance of euhedral dolomite crystals in the matrix, which have been fractured and partially dissolved later has created a good intracrystalline secondary porosity (Figure V.3.C).

5.2. Definition of different pore-types in Kruja reservoir system

An example of different pore-types present in the Kruja reservoir system and the pore space evolution are given in Figure V.4. For this multi-scale and multi-method study, we rely on the classifications of Choquette and Pray (1970) and Lønøy (2006). These classification differentiate the pores linked to the nature of the limestone (grain morphology, cement growth, etc.) from the pores independent of the initial sediment (fractures, karsts, etc.).

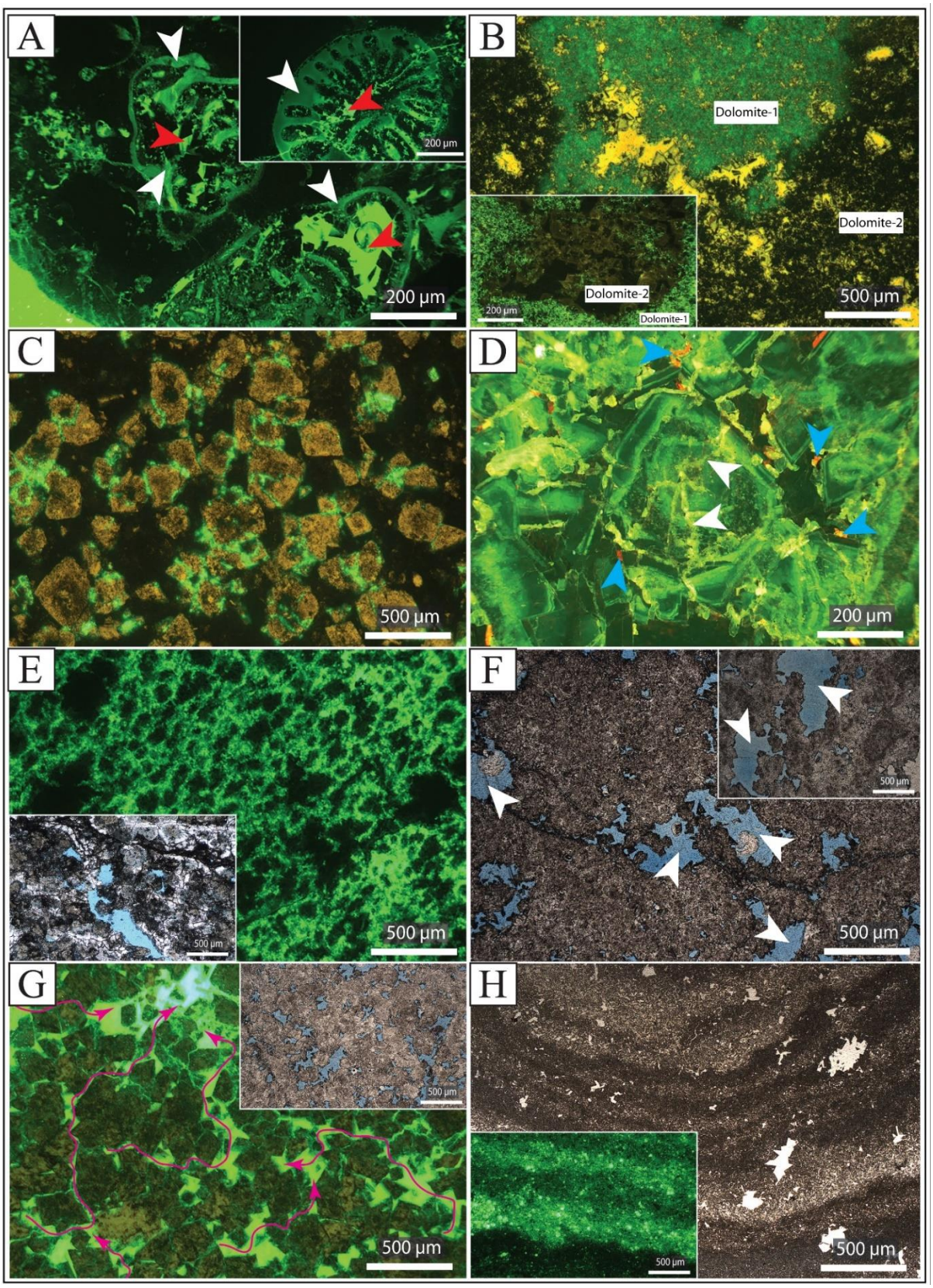

A
200 µm
200 µm
B
Dolomite-1
Dolomite-2
Dolomite-2
Dolomite-1
200 µm
500 µm
C
500 µm
D
200 µm
E
500 µm
500 µm
F
500 µm
500 µm
G
500 µm
500 µm
H
500 µm
500 µm

Figure V.3: Thin section microphotograph in fluorescent and transmitted light view of the Upper Cretaceous limestones from the Kruja carbonate platform (Krujë-Dajt). A) Fluorescence microscope microphotograph of facies-3 of the Kruja carbonate platform. Porosity was stained by a fluorescent green dye (white arrows for microporosity, red arrows for macro pores). Original mineralogy of bioclasts has been replaced by Dol-1 and Dol-2. The matrix is still micritic. The macro and meso pores are somehow isolated. B) Fluorescence microphotograph (thin section was stained by a fluorescent dye) showing the relationship between Dol-1 (bright green fluorescence due to the high microporosity) and Dol-2 (brown fluorescence). C) Microphotograph of porosity stained thin section of facies-4. Notice the pores formed after the dedolomitization processes (bright green fluorescence). The connectivity of these pores depends on the proportion of the dolomite rhombs in the micritic matrix. D) Fluorescence microphotograph of coarse dolomite crystals in facies-1 showing inter- and intra-crystalline pores occupied by hydrocarbon remains (arrows) with yellow (white arrows), orange and red fluorescence (blue arrows). E) Inter and intracrystalline macro pores (>500 µm) in facies-1 generated by dissolution processes. F) Big (>1 mm) vuggy pores (white arrows) in facies-2. Sample was stained by using blue dye epoxy. G) Combined fluorescence and transmitted microphotograph from facies-2. Notice the good connectivity (red arrows) of the intercrystalline macro pores. H) Combined fluorescence and transmitted photomicrographs from the facies with algo-bacterial laminations (facies-3). Notice the heterogeneity in porosity distribution (green fluorescence) due to the size of dolomite rhombs replacing the algal laminas. Also macro (500 µm) vugs can be noticed.

The classification considers the pore space with the following pores and thresholds:

- Micropores: diameter < 10 µm; these very small pores with similar characteristics have a strong influence on reservoir properties. The micropores are not directly visible in a thin section, hence the need to impregnate the thin sections with the special fluorescent dye that emits visible green light when excited with UV light so the micropores become observable and characterizable under a fluorescence microscope;

- Mesopores: or capillary pore, with a diameter of 10-62 µm;

- Macropores: or air pore, with a diameter > 62 µm.

Micropores are considered intrinsic to the structure. Mesoporosity is visible but difficult to characterize geometrically on thin sections, so we will sometimes use the terminology of extended microporosity according to the methods of observation. A differentiation between open porosity and closed porosity is also necessary for the description of a pores network. Open porosity designates the set of pores connected to each other allowing fluid circulation. On the contrary, the closed pores are not connected and have no influence on the transport processes.

Pore areas were recognized by the color of blue and green-stained epoxies impregnated thin sections. Vugs comprise the major portion of the visible porosity in Reservoir Facies-1. Fracturing and dissolution processes were responsible for porosity development in this facies. The size of the vugs can be up to 5 mm connected by intercrystalline and intracrystalline pores generated by dolomite crystals partial dissolution (Figure V.3.D.E). The big (>100 µm) intercrystalline pores are very common in this dolomite Reservoir Facies. In some samples, this type has been destroyed by overgrowth development or pressure solution.

Reservoir Facies-2 contains two main pore types: (1) big intercrystalline macropores (100-200 µm) (Figure V.3.G) and (2) big (> 500 µm) vugs (mainly dissolution vugs) (Figure V.3.F). In this facies, the pore system is dominated by vugs and that may be interconnected to dominate fluid flow. The proportions of these pore types vary widely from sample to sample. In some samples, the pore system is dominated by intercrystalline macropores (Figure V.3.G). This group includes both fabric-preserving textures and fabric-destructive textures in which vugs comprise a minor portion of the visible porosity.

Reservoir Facies-3 contains four main pore types: (1) big molds and intrafossil pores (Figure V.3.A), (2) micropores within mud and dolomicrite matrix (Figure V.3.B), (3)

intercrystalline macropores between dolomite rhombs (Figure V.3.A.H) and (4) large vugs formed

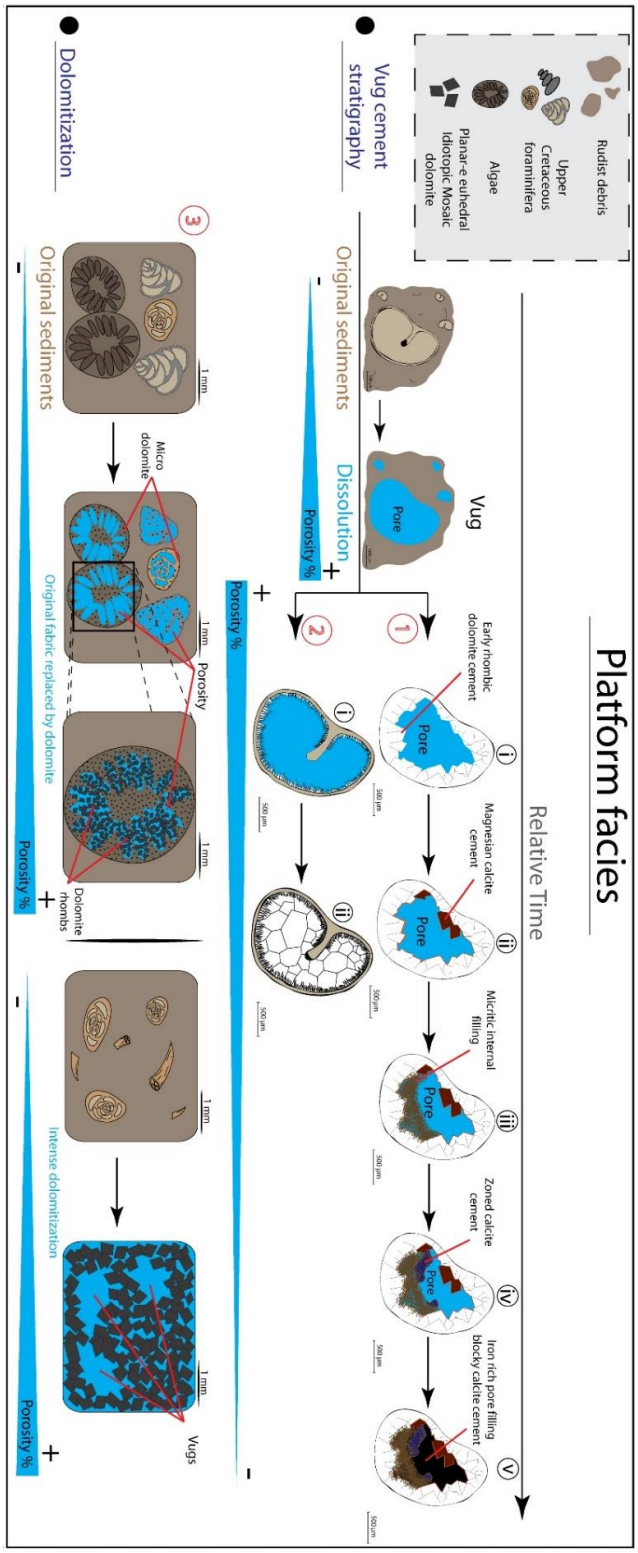


Figure V.4: Schematic illustration showing the pore types and pore space evolution recognized in the studied reservoir facies of the Kruja platform carbonates.

by molds of dissolved bioclasts and shelter pores (Figure V.3.H).

Micro-intercrystalline porosity is very abundant in the algo-bacterial Reservoir Facies-3 which was replaced by dolomicrite and dolomite rhombs (Figure V.3.H). These pores which are localized between dolomite crystals display a uniform regular shape. Many of the samples of this facies are bioturbated whereby dolomite rhombs fill bioturbations, hence this type of porosity is also presents in bioturbations between dolomite crystals.

In Reservoir Facies-4, the pore system is dominated by large intergranular macropores in coarse-grained (>1 mm) rudstone to floatstone, where calcite cementation has filled most macropores except for scattered moldic or intrafossil macropores. In this facies, the pore system also includes micropores within the recrystallized mud matrix and poorly connected intracrystalline pores generated by the dedolomitization and partially dissolution of dolomite rhombs (Figure V.3.C).

5.3. Reservoir facies of Kremenara outcrop (Ionian Basin)

The Upper Cretaceous interval is 420 m thick and consists of carbonate turbidites (Figure V.2), associated with many debris flow intercalations and slumps. The turbidites of the Ionian Basin in the Kremenara anticline are made up of classical turbidites displaying classical Bouma sequences (Bouma, 1962). This interval constitutes an excellent rock-type to study the matrix porosity characteristics and thus the overall reservoir features since that the Upper Cretaceous carbonates in the area display numerous oil seeps, distributed in some bed intervals, fracture sets and stylolites.

The thickness of these turbidites is slightly variable where some intervals show typical successions of low energy fine grained turbidites showing only the intervals T_c, T_d and T_e of the Bouma sequence (Bouma, 1962), and higher energy coarse grained turbidite sequences showing a more complete typical turbidite sequences (T_a, T_b, T_c, T_d and T_e). The coarser T_a, and T_b intervals

consist respectively of floatstone and rudstone/grainstone/packstone facies. In the studied outcrop, the T_b term is totally or partially impregnated with oil and develop a vacuolar or even karstic porosity with the presence of fractures and diaclases. In some samples, it is possible to distinguish inclusions of carbonate mud and sedimentary structures such as plane laminations and cross lamination but only in the term T_b. The typical facies of the T_c term consists of wackestone to packstone. This interval is also partially impregnated by hydrocarbon. Finally, the finest terms encountered here are the terms T_d and T_e which consist of mudstone to wackestone facies but no constituents are observable with the naked eye. However, many stylolithes and diaclases, sometimes cemented by calcite, are observed. The latter are often impregnated with oil but the rest of the samples are composed of tight carbonate mud.

Based on field observations and microscopic descriptions, the studied turbidite beds can be subdivided from base to top into four distinct lithologies that were analyzed later for their reservoir quality, i.e.: (T_a) coarse grained floatstone to packstone (Fs4) (Figures: V.5.A.B.E; V.6.E) followed by (T_b) slightly laminated packstone/grainstone (Fs2) (Figure V.5.C.D.F.H) that grades into (T_c) fine grained grainstone to packstone (Fs1) (Figures: V.5.G; V.6.C.D.F.H) showing convolute, ripple, cross and parallel laminations and (T_d) mudstone/wackestone (Fs3) with pelagic foraminifera and faintly laminated structures (Figure V.6.A.B). This interval is rarely followed by very fine deep pelagic (T_e) mudstone sometimes with cherts and bioturbations in the upper part. Ripple and cross laminations in the interval (T_c) is characterized by an alternation of matrix and grain-supported laminae reflecting changes in turbidity current frequency which is responsible for lithology heterogeneity at centimetric scale. Notice that the ratio between the micrite matrix and clasts in the lower lithologies is variable and seems to be one of the main factors controlling the porosity distribution in these turbidites.

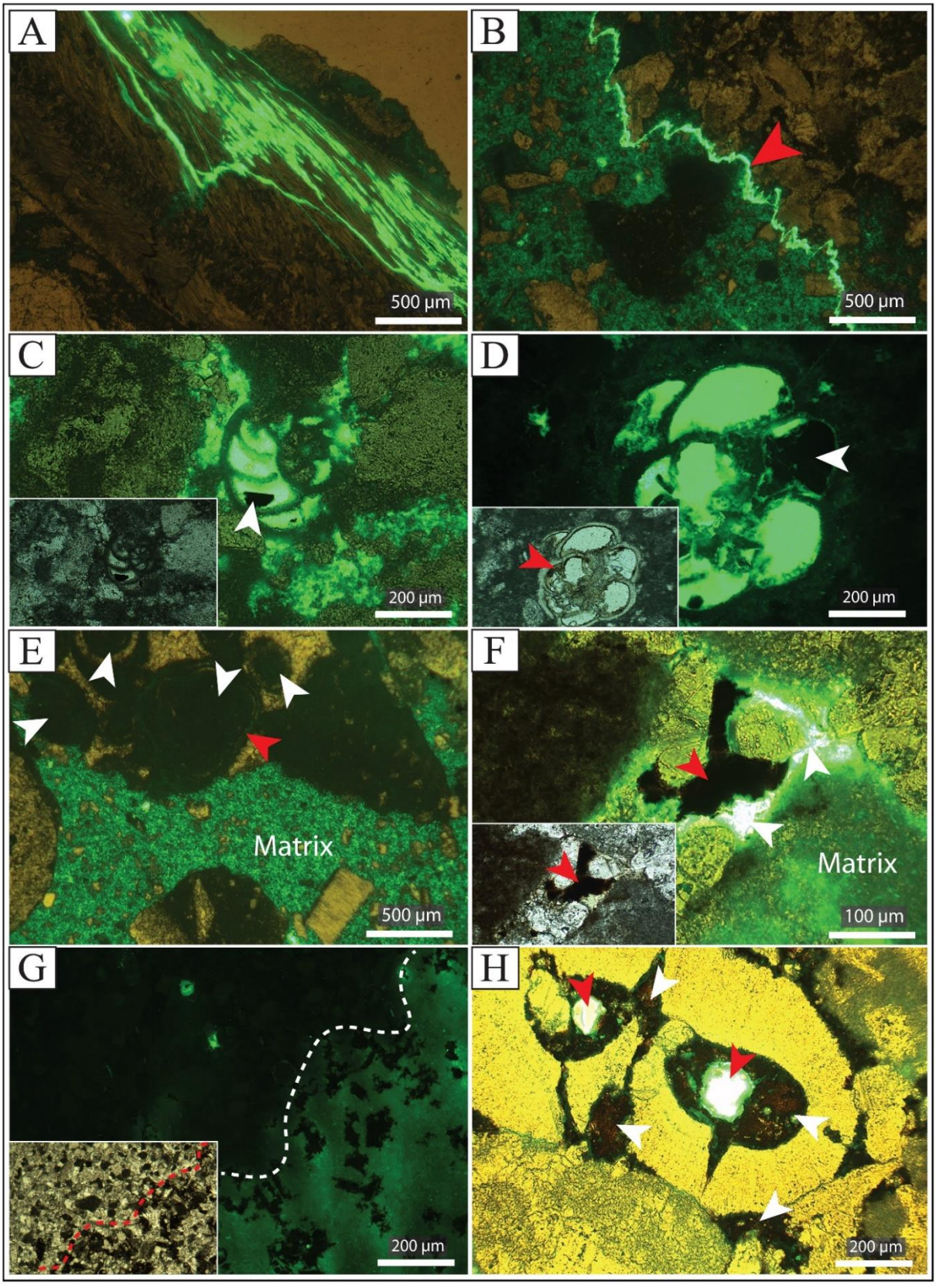

A
500 µm
B
500 µm
C
200 µm
D
200 µm
E
Matrix
500 µm
F
Matrix
100 µm
G
200 µm
H
200 µm

Figure V.5: Microphotographs in fluorescence and transmitted light view of the Upper Cretaceous limestones from the Kremenara studied section. A) Combined fluorescence and transmitted light microphotographs of local stylolite and fracture porosity within allochems from the basal part of the turbidites (interval "T_a") with matrix supported wackestone, stained with a green fluorescent resin. B) Stylolite (red arrow) porosity stained using fluorescent dye epoxy (interval "T_a"). The micro granular matrix preserves good micro porosity. C, D) Interparticle and moldic (benthic foraminifera) macro pores from "T_b" and "T_c" intervals. Moldic pores show also hydrocarbon remains (arrows). E) Sample from the intervals "T_a" (floatstone) showing microsparitic matrix with platform intraclasts containing ooids (white arrows). Even the ooids and allochems in the intraclasts from the platform preserve certain porosity identified by the fluorescent dye (red arrows). F) Combined microphotographs of interparticle pore from "T_b" containing hydrocarbon remains (brown fluorescence, red arrow) and good residual porosity (bright green fluorescence, white arrows) stained by fluorescent dye epoxy. Notice also the good microporosity of the microsparite recrystallized matrix. G) Combined fluorescence and transmitted light microphotographs show the effect of lamination due to changes in turbidity currents in the interval "T_c" on porosity distribution. The lamina in the lower view field of picture is matrix-supported and has a good matrix porosity (green fluorescence) and good interparticle porosity occupied by hydrocarbon remains (dark stains), while the grain-supported laminae (the upper view field of picture) show no or little significant porosity. H) Microphotograph by fluorescence microscopy of the interval "T_b" showing intraparticle pores. Interparticle porosity is stained by hydrocarbons (brown fluorescence, white arrows). Notice the residual interparticle porosity preserved (red arrows).

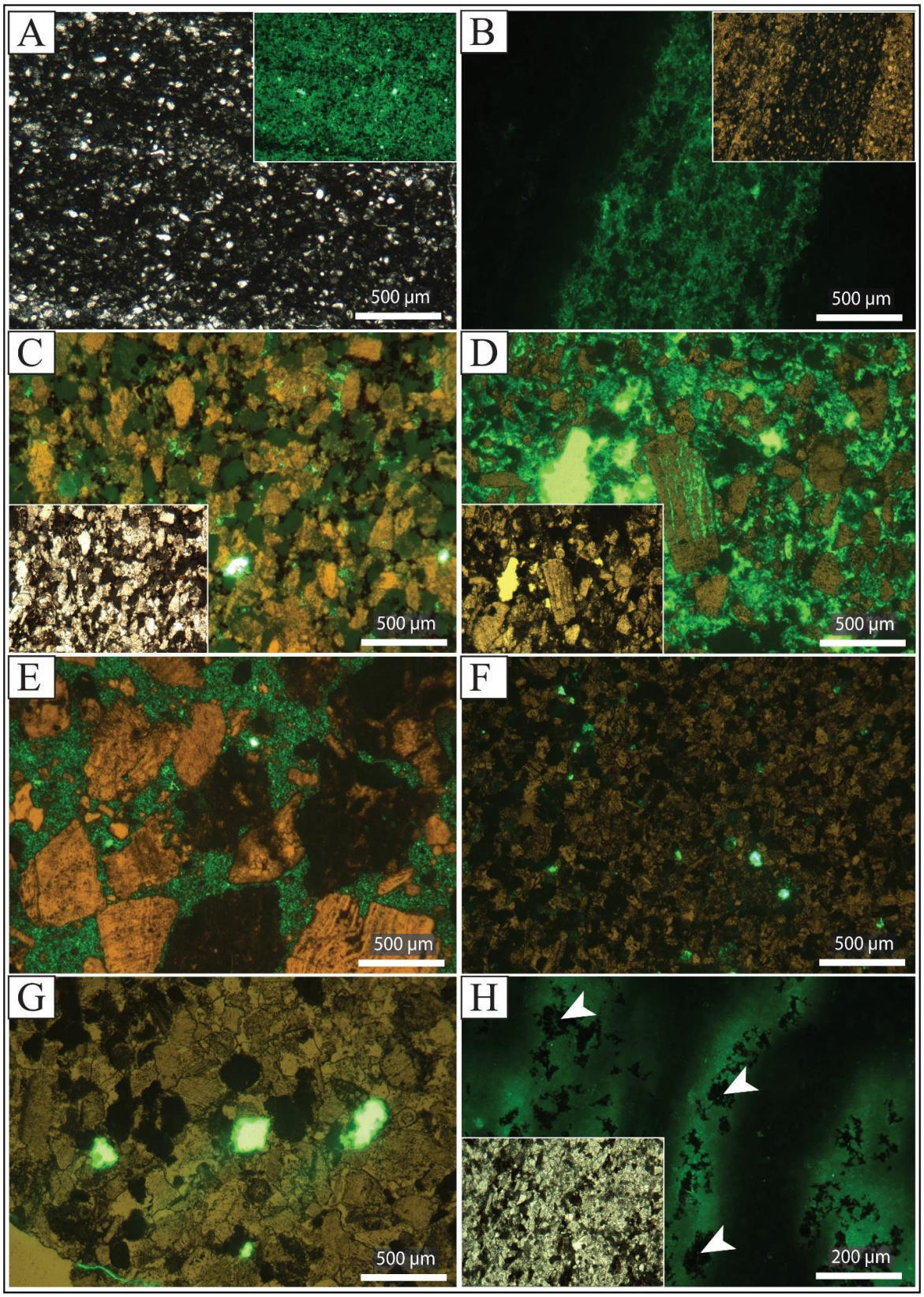
5.4. Definition of different pore-types in Kremenara reservoirs systems

Within the Kremenara reservoir system different pore-types have been described:

Pore-type 1 (the smallest pore type) has an average width of 5 µm and represents intergranular micro pores localized principally in the recrystallized microspar matrix (Figure V.5.E; V.6.A.B). This type tends to be most abundant in the fine grained interval "T_d" of the turbidite successions. Pore-type 2 represents also micropores within mud matrix and intraparticle vugs, while their size does not exceed 20 µm. Pore-type 3 is dominated by big (100-200 µm) intergranular and intraparticle pores. Regarding to petrographic observations, this pore type characterizes the interval T_b (packstone to grainstone) and in most samples these pores are filled by hydrocarbon (Figures: V.8; V.9; V.10). Sometimes, extensive cementation has filled the

macropores except for scattered moldic or intraparticle macropores. Pore-type 4 pores are large moldic pores (1-2 mm) and occur in the coarse grained facies of the turbidite sequences. They are localized either in the intergranular space between the rudist fragments generated by the partial dissolution of the rudist debris, or even in the internal part of certain fauna such as millioles (Figure V5.C.D.H). They have a regular rounded to sub-rounded shape occupied sometimes by oil impregnation (Figure V5.C.D.H). Within the turbidites facies, each pore type tends to be the most abundant in function of different grain size: Pore-types 1 and 2 dominate in fine-to-medium grained rocks, pore-types 3 and 4 in medium-to-coarse grained lithologies. Pore-type 3, in some samples, appears to be the result of the dissolution of intergranular carbonate cement recognized by the residual intercrystalline calcite cement.

Figure V.6: Microphotographs in fluorescence and transmitted light view of the Upper Cretaceous limestones from the Kremenara and Muzina studied sections. A) Mudstone/wackestone from the interval "T_d". Fluorescence image shows good matrix micro porosity. B) Combined fluorescence and transmitted light microphotograph show the impact of lamination due to changes in turbidity currents on porosity distribution in "T_d" (wackestone). C) Oil impregnated packstone from the interval "T_c". Intergranular macro pores are filled by hydrocarbon (dark stains). The rounded micritic grains transported from the platform still preserve certain microporosity recognized by their green fluorescent color. This increases the connectivity between the oil charged intergranular pores. D) Combined fluorescence and transmitted light microphotographs show good matrix porosity (interval "T_c"). Rudist debris preserve good intraparticle porosity generated by dissolution processes. E) Floatstone facies (interval "T_a"). Notice the good micro porosity of the sparitic matrix. F) Grain-supported microfacies from the interval "T_c" showing scattered vuggy pores. G) Grain-supported microfacies from the interval "T_c" showing scattered big vugs. H) Combined fluorescence and transmitted light microphotographs showing the effect of lamination due to changes in turbidity currents in the interval "T_d" on porosity distribution. Matrix-supported laminas show good matrix porosity (green fluorescence) where interparticle pores contains some hydrocarbon remains (white arrows). Grain-supported laminas show no significant porosity and appear dark under fluorescence microscope.


A
500 µm
B
500 µm
C
500 µm
D
500 µm
E
500 µm
F
500 µm
G
500 µm
H
200 µm

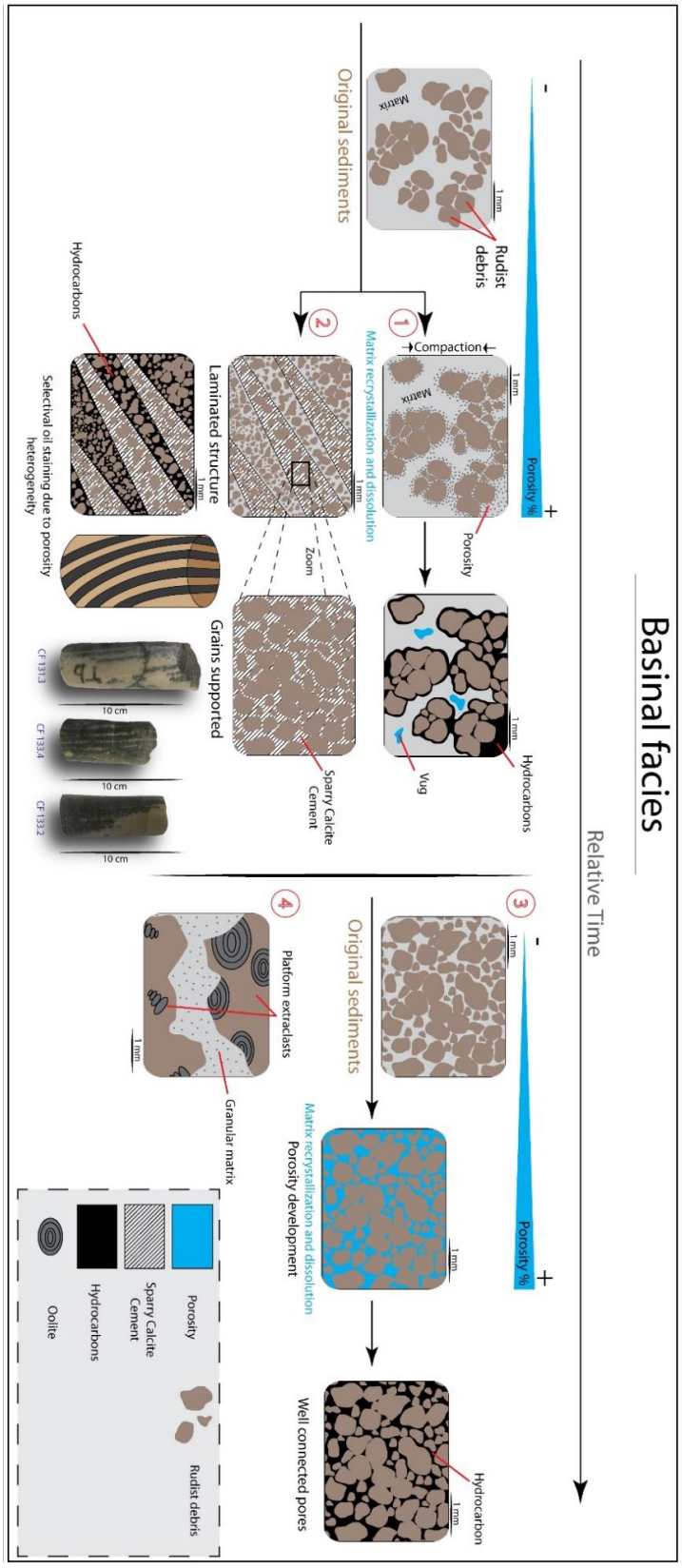


Figure V.7: Schematic illustration showing the pore types and pore space evolution recognized in the studied reservoir facies of the Kremenara outcrop.

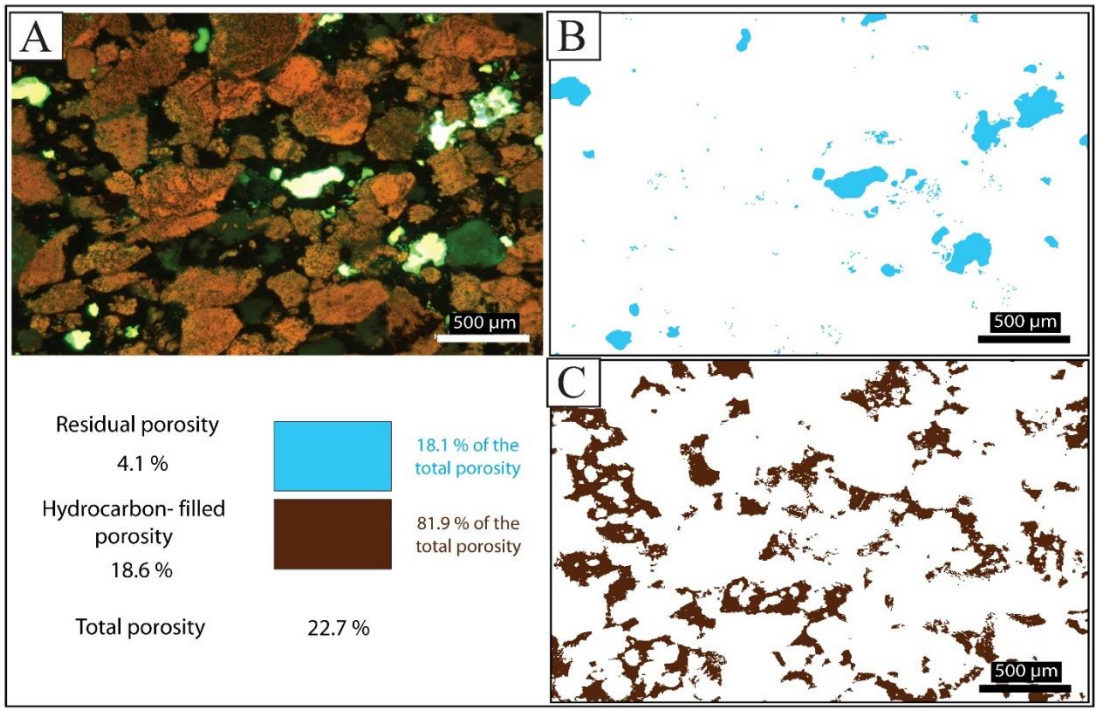


Figure V.8: Illustration of pore network in Fs2 from Kremenara section. A) Combined fluorescence and transmitted light microphotograph showing oil-impregnated and non-impregnated pores. B, C) Illustration showing residual porosity and hydrocarbon-filled porosity network calculation by optical method based on measuring porosity by analyzing the proportions of fluorescence colors in "A".

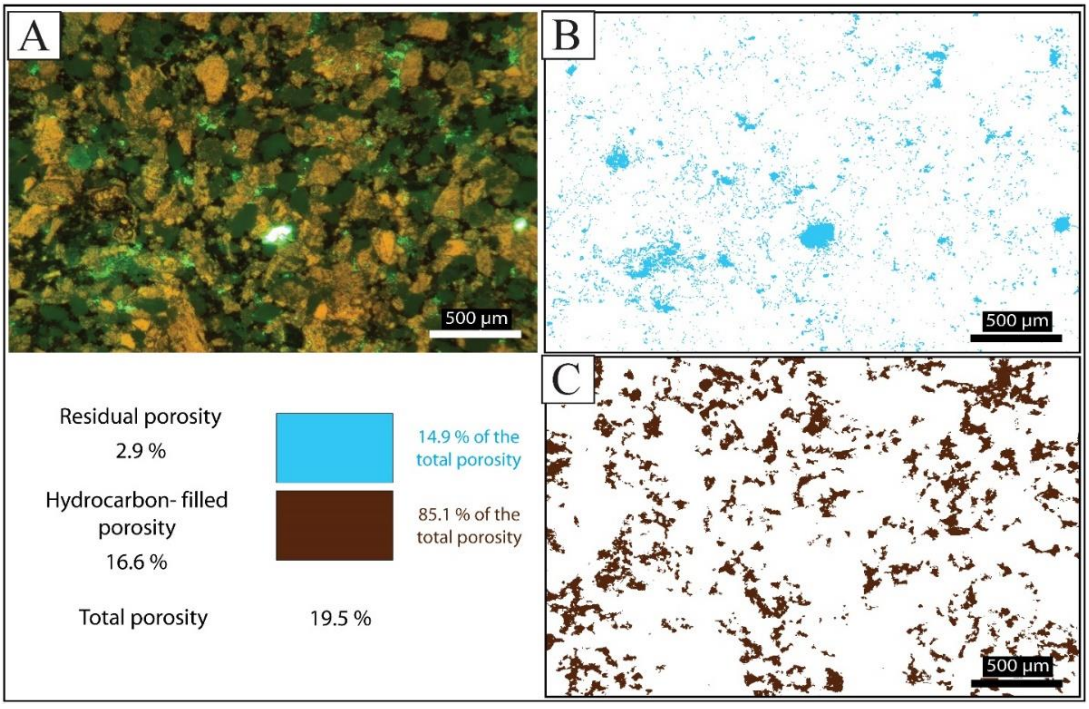


Figure V.9: Illustration of pore network in Fs2 from Kremenara section. A) Combined fluorescence and transmitted light microphotograph showing oil-impregnated and non-impregnated pores. B, C) Illustration showing residual porosity and hydrocarbon-filled porosity network calculation by optical method based on measuring porosity by analyzing the proportions of fluorescence colors in "A".

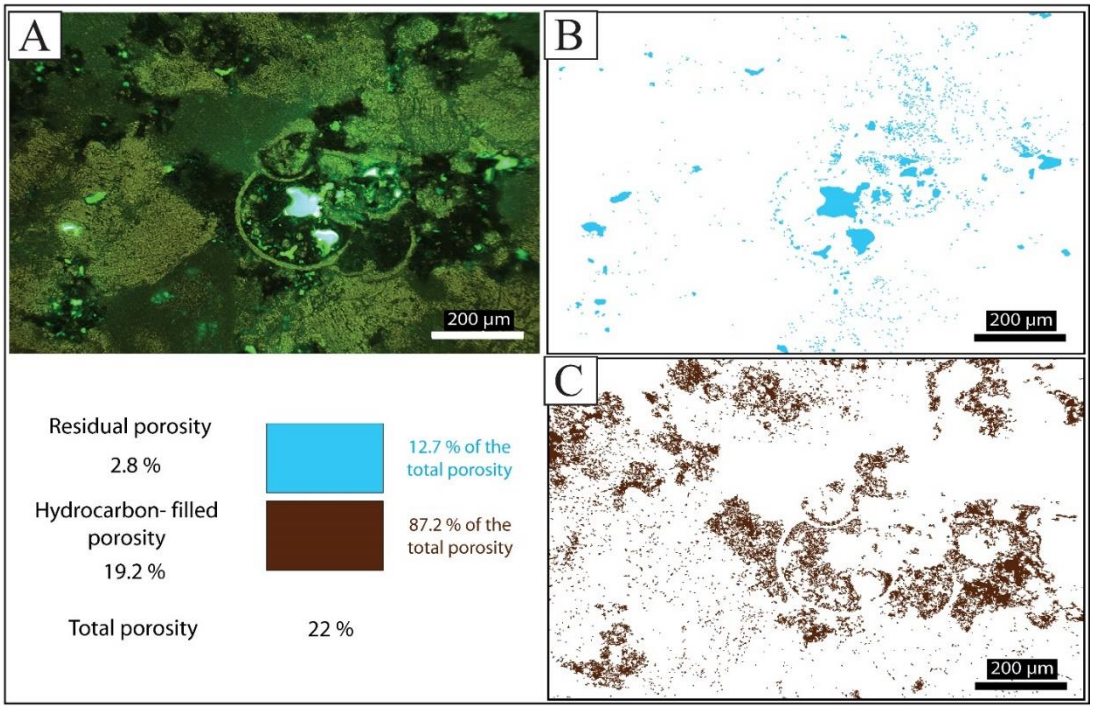


Figure V.10: A) Illustration of pore network in Fs2 from Kremenara section. A) Combined fluorescence and transmitted light microphotograph showing oil-impregnated and non-impregnated pores. B, C) Illustration showing residual porosity and hydrocarbon-filled porosity network calculation by optical method based on measuring porosity by analyzing the proportions of fluorescence colors in "A".

5.5. Reservoir facies of Muzina outcrop (Ionian Basin)

The turbidite reservoir system of the Muzina outcrop shows less diversity and reflects more distal basinal conditions than the Kremenara system. This is reflected by a higher percentage of the muddy carbonate matrix and less and very limited role for diagenesis, especially cementation responsible for porosity destruction leading to reservoir heterogeneity as was the case in some turbidite intervals (T_c) in Kremenara. In Muzina facies, compaction occurred dominantly in intervals characterized by higher matrix micrite content, i.e. the floatstone base (T_a) and the wackestone– mudstone upper turbidite part. The Muzina turbidites can be subdivided based on its granulometry into: (i) (T_d) micro granular wackestone (Fs1). This facies is very common in the low energy fine grained turbidites in Muzina, where the overlying mudstone contains cherts and bioturbations in the upper part, and faint laminations in its lower part. The matrix is mostly granular and shows well developed micro intercrystalline porosity. Microfacies in laminated intervals are represented by mudstones to fine-grained wackestones (grains approximately 50 μm in size) with pelagic foraminifera and rudist debris. (ii) (T_c) Laminated wackestone to packstone (Fs3) (grain size between 100 and 200 μm) with current ripples (cross-bedding, convolute lamination, and climbing ripples). The thin laminations (0.5 to 3 mm in thickness) are marked by variation in mud proportion and/or by levels where the micritic matrix is recrystallized into microsparite and sparite. (iii) (T_b) packstone facies (Fs2). The texture is either mud- or grain-supported, with dominant normal grading and local inverse grading. The rare sedimentary structures are planar lamination. The matrix is predominantly calcarenitic. (iv) (T_a) coarser floatstone facies with poor sorting (Fs4), containing shallow and deep water bioclasts, intraclasts, and platform extraclasts within a wackestone matrix including planktonic foraminifera and bioclasts (200 μm to 1 mm in size).

5.6. Definition of different pore-types in Muzina reservoirs systems

Unlike the Kremenara samples, microscopic observations of the Muzina samples revealed that a major proportion of the porosity exists mainly as very small pores in recrystallized mud matrix. This is due to the dominance of the micritic matrix in this facies. Dissolution following

initial cementation produced abundant molds and a few vugs. The most common pore types observed in this section are primary interparticle pores in grain-supported facies T_a, minor growth-framework and intraparticle pores in T_b and T_c, and shelter pores in rudist-rich skeletal facies. Secondary pores include fabric selective biomolds, dissolution-enlarged interparticle pores, and vugs (Choquette and Pray, 1970).

6. ANALYSIS OF PETROPHYSICAL PROPERTIES IN DIFFERENT CARBONATE RESERVOIR SYSTEMS

6.1. Petrophysical properties of Kruja platform reservoir system

6.1.1. Hg-injection analysis

Figures V.11 and V.16 summarize the results of the micro-facies analysis, the Hg porosimetry and the permeability petrophysical results of the investigated Kruja carbonates.

Mean Hg porosity in reservoir facies-1 (Fs1) from the Kruja platform facies is 8.8 %, while the main permeability is 4 mD. The Hg porosity values of the coarse crystalline dolomite facies show very good porosity ranging between 4.2 and 11.9 %. The pore throat size curves of reservoir facies-1 show a slightly wide unimodal distribution covering almost all pore throat size ranges of the macro-pores B, indicating homogeneous pore throat sizes. The major peak is situated near 1 µm reflecting the dominance of the intercrystalline macro-pores B. Mercury porosimetry reveals that this facies has just one family of medium to small pore-throats ranging from 0.1 to 4 µm.

Pore throat size distribution curves of reservoir facies-2 show unimodal to slight bimodal distribution and smooth curves. Pore throat size varies between 0.1 and 100 µm, which indicates two types of pore throats (macro-pores A and macro-pores B). The major peak is located near 10 µm reflecting the dominance of larger macro-pores B. Hg porosity values of this facies range between 8.2 and 16.6 % with a mean porosity of 13.2 %. This facies shows the highest value of permeability (40 mD).

Reservoir facies-3 shows homogeneous pore throat size distribution represented by one major peak situated between 0.1 and 1 µm (small macro-pores B). This reservoir facies shows the highest Hg porosity value with a wide variations, with values varying between 6.5 and 20.3 % with a mean porosity of 11.5 %. The permeability values ranges from 2 to 8 mD.

Reservoir facies-4 (Fs4) samples display a multimodal distribution covering almost all pore throat size ranges. The entire spectrum of all samples is represented from large intergranular macro-pores A to very small intercrystalline meso-pores, which suggests heterogeneous pore connections. The first peak plots between 1000 and 100 µm and falls in the range of macro-pores A representing the large vugs. The second peak between 1 and 0.1 µm represents the macro-pores B. The third peak plots near 0.01 µm and falls in the range of meso-pores. This reservoir facies disposes the lowest Hg porosity values with values between 2.1 and 2.4 %. Under the microscope, macropores are observed in varying proportions in all samples of the reservoir facies-4 and occur always within the micrite matrix. One particular feature of the macropores are their angular outline, which is characteristic of dolomitization followed by dedolomitization. The macro-pores B which are also located within the micrite matrix also relate to partial dedolomitization. Figure V.5.C shows dolomite crystals affected by dedolomitization.

6.1.2. NMR analysis

Figure V.12 summarizes the results of the micro-facies and the NMR petrophysical analysis of the investigated Kruja carbonates. The NMR T_2 curves of the Kruja facies show a rather homogeneous distribution reflecting less variable pore size variations.

For the reservoir facies-1, the T_2 curve is perfectly comparable to the Hg porosity curves where it presents a smooth unimodal distribution with regard to pore sizes. Except that the T_2 curve reveals the presence of larger macro-pores A that were not recognized in Hg porosimetry curves which presented only the macro-pores B of the pores network. This indicates that these macropores are connected by the macro-pores B network.

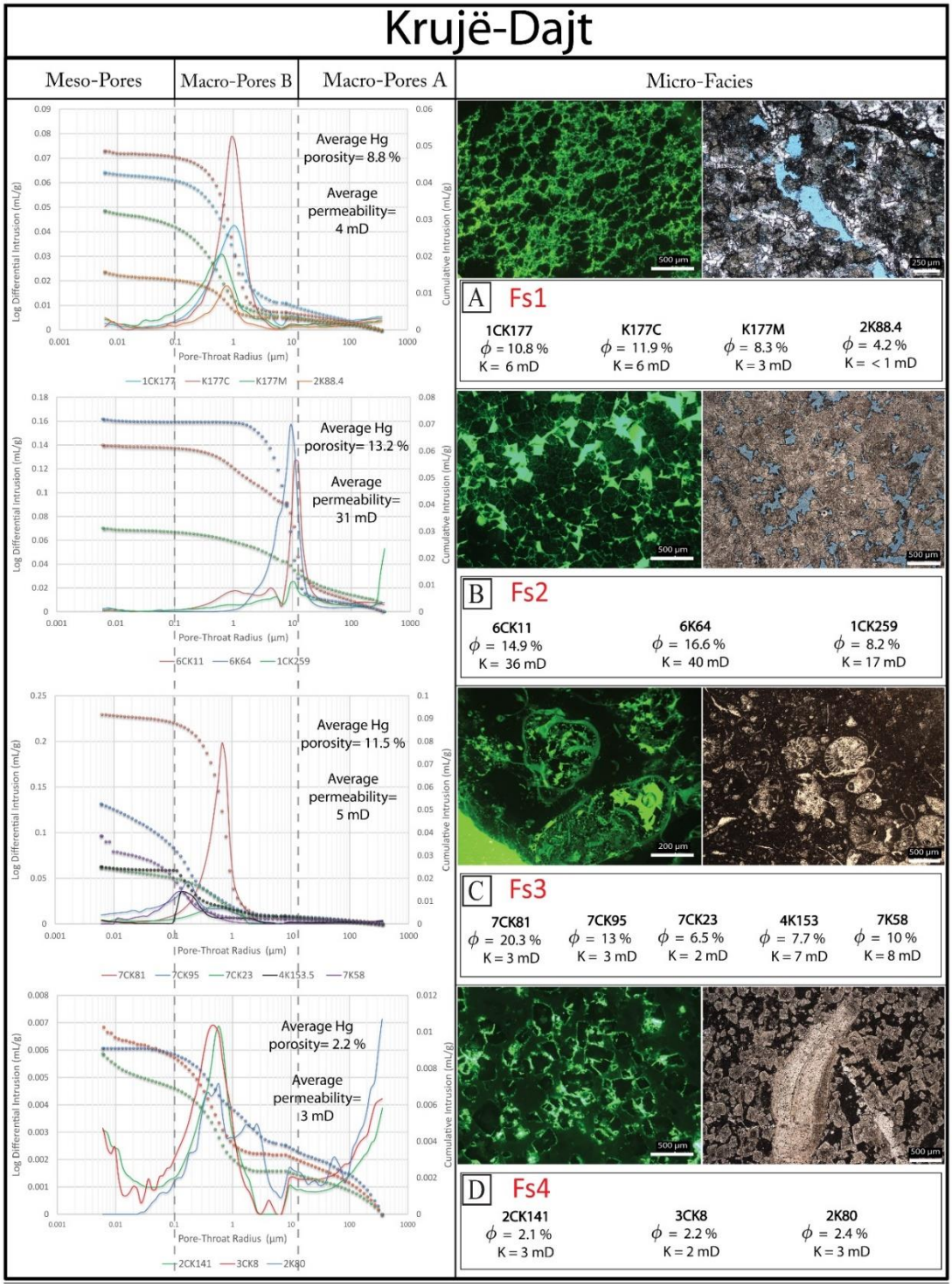


Figure V.11: Pore throat size distribution and cumulative curve of mercury injection versus microfacies of the Kruja platform carbonates.

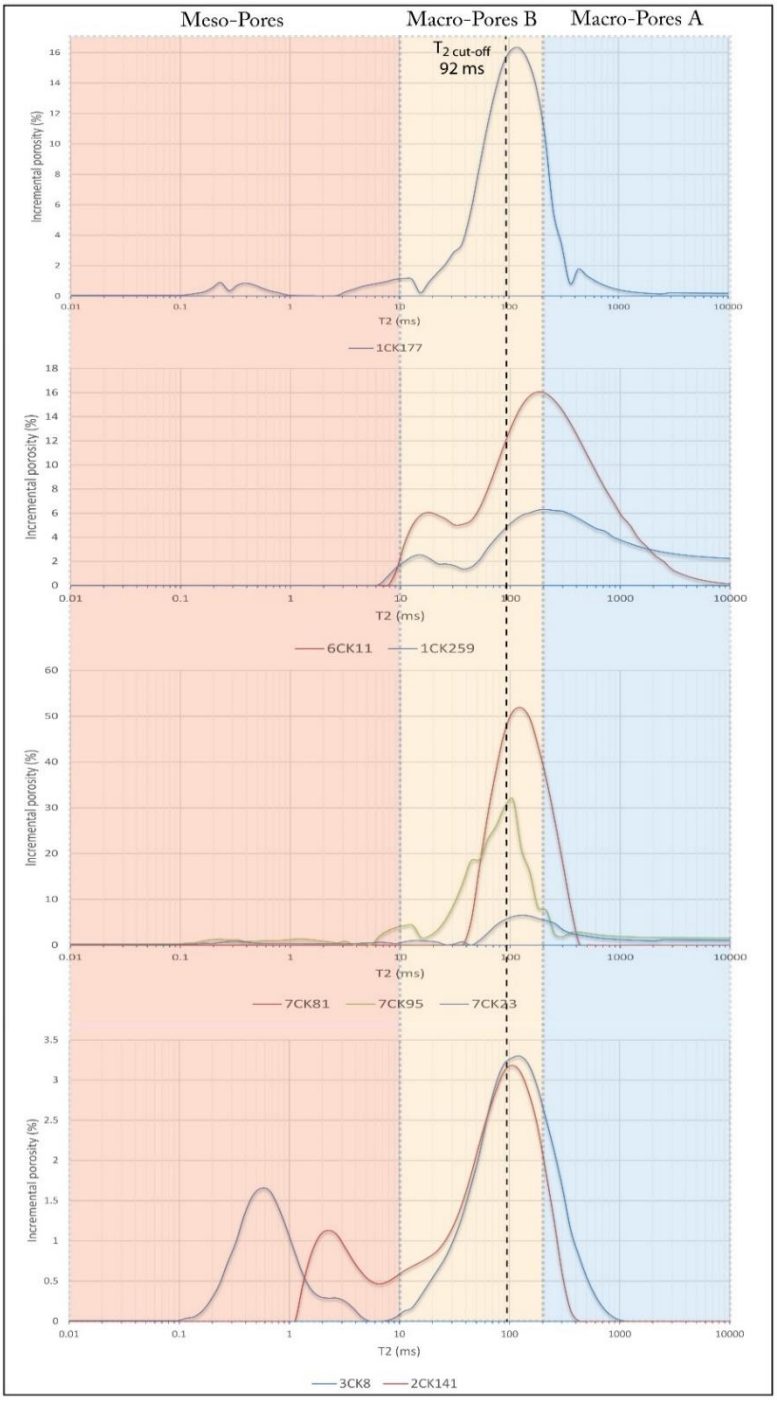


Figure V.12: NMR T_2 spectrum of the Kruja carbonate platform reservoir facies. 92 ms is the well-known industrial standard of $T_{2cutoff}$ value for carbonates (Morriss et al., 1997).

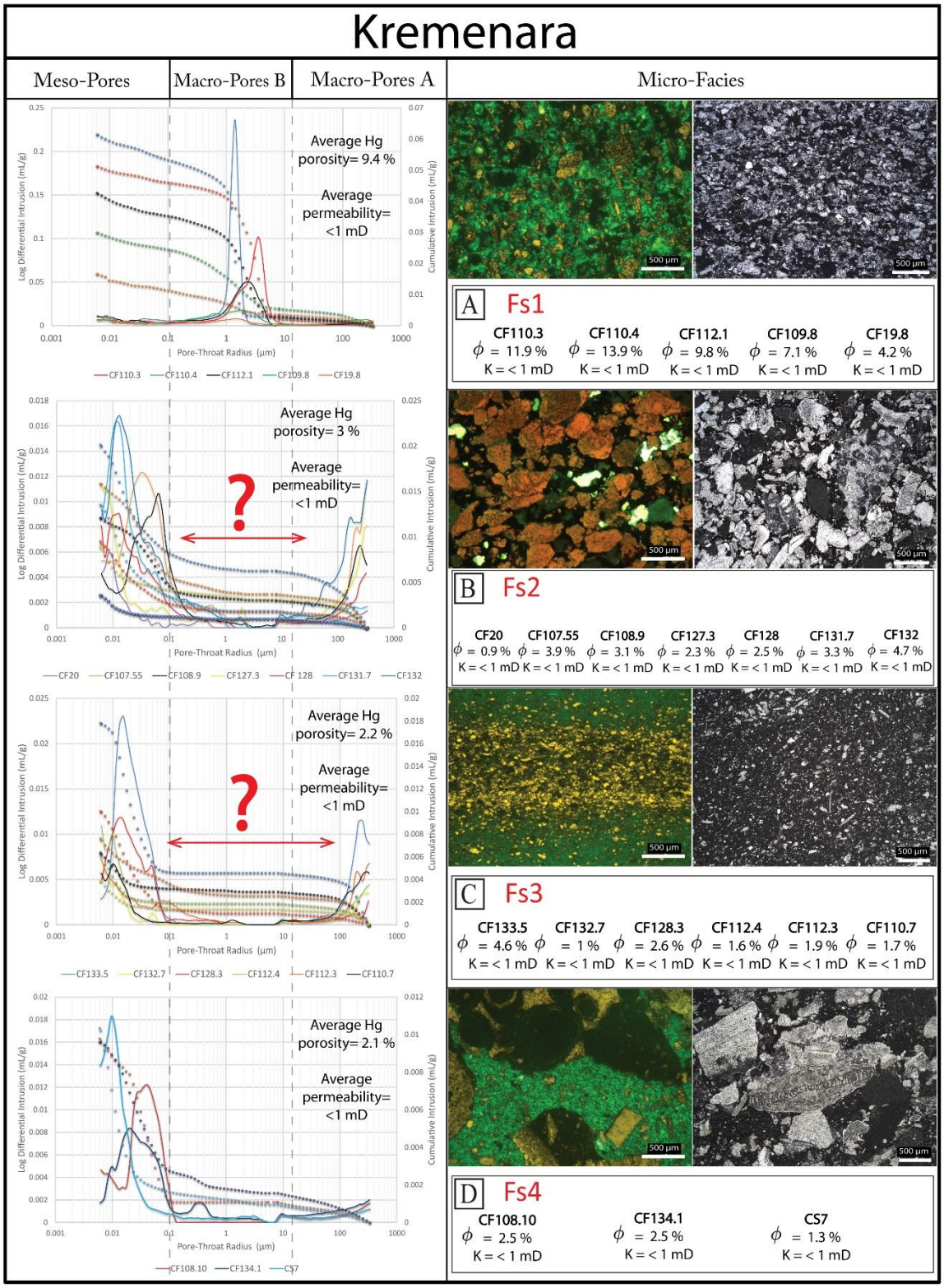


Figure V.13: Pore throat size distribution and cumulative curve of mercury injection versus microfacies of the Kremenara turbidites.

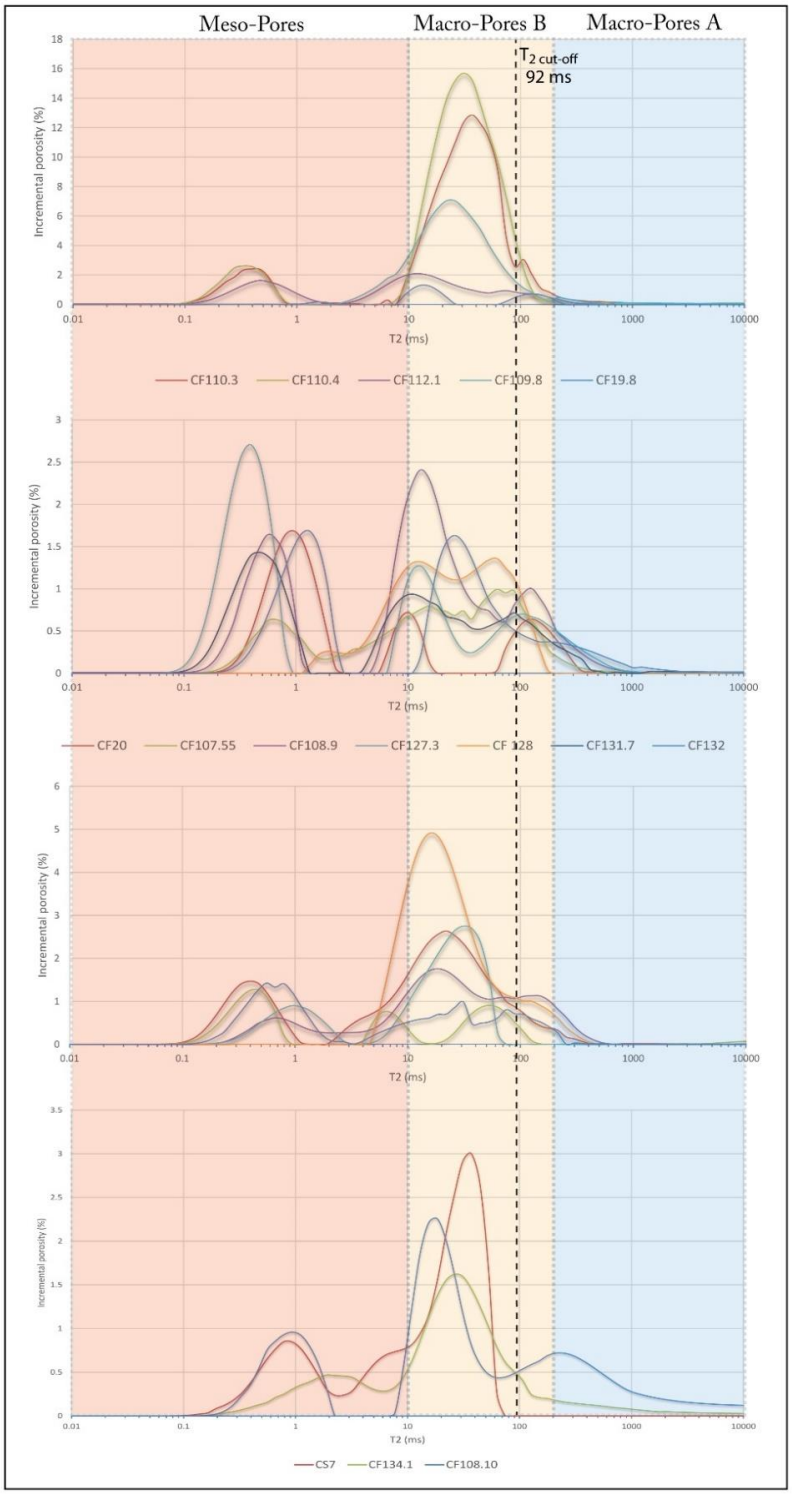


Figure V.14: NMR T_2 spectrum of the Kremenara turbidites reservoir facies. 92 ms is the well-known industrial standard of $T_{2cutoff}$ value for carbonates (Morriss et al., 1997).

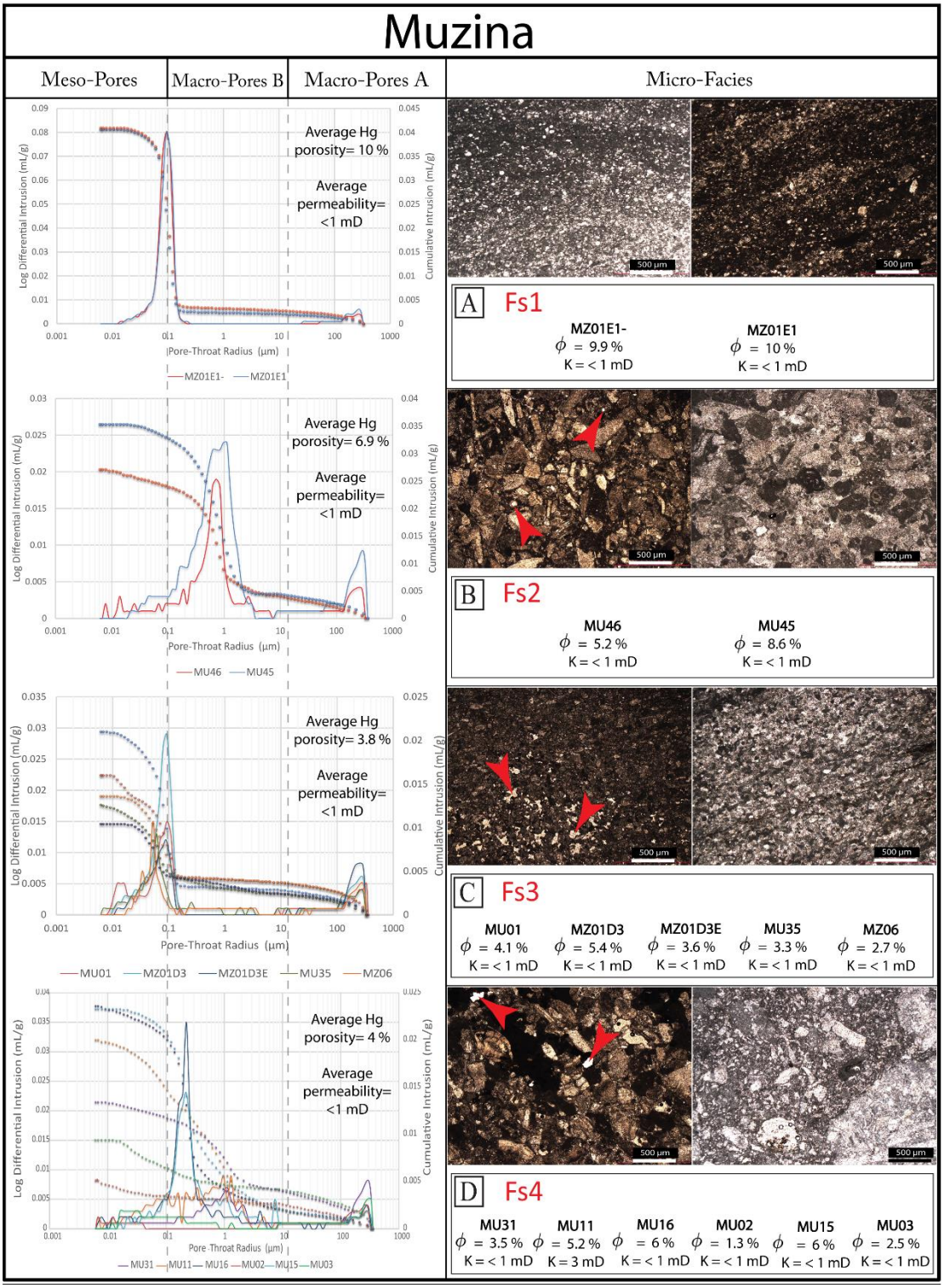


Figure V.15: Pore throat size distribution and cumulative curve of mercury injection versus microfacies of the Muzina turbidites.

For the reservoir facies-2, porosity deduced from T_2 curves slightly differ from those of the Hg porosity. The pore network is represented by a relative bimodal distribution. The first major peak has a wide distribution falling in the range of macro-pores A to macro-pore B, while a second minor peak with narrow range falls in the range of macro-pores B to meso-pores. This distribution reflects a more complex pore system.

For the reservoir facies-3, T_2 curves show a unimodal pore size distribution with a relative narrow major peak between 40 and 400 ms.

For the reservoir facies-4, T_2 curves show a wide bimodal distribution where the entire spectrum of all ranges is represented from large intergranular macropores to very small intercrystalline meso-pores, which suggests heterogeneous pore connections. The first major peak is situated between 10 and 1000 ms and falls in the range of macro-pores A to macro-pores B. The second peak is located between 0.1 and 4 ms and represents the mesopores.

Despite of their relative similar pore throat size distribution curves, reservoir facies-1 and facies-2 of the Kruja platform show different T_2 distribution curves. The T_2 spectrums of reservoir facies-2 show two different pore sizes dominating the facies represented by a bimodal distribution. T_2 curves of reservoir facies-4 present a bimodal distribution ranging between 0.1 and 1000 ms, similar to the pore throat size distribution curves, pointing towards a macro- to mesoporous network. The differences between Hg pore throat size distribution and NMR T_2 curves in reservoir facies-3, and the presence of macropores system can be explained by large dissolution vugs that are accessible only through the microporosity.

6.2. Petrophysical properties in Kremenara Ionian Basin reservoir system

6.2.1. Hg-injection analysis

In figure V.13 the results on reservoirs properties of Kremenara turbidites are given. In the Kremenara outcrop, porosity and permeability measurements have been performed on oil-impregnated and non-impregnated samples. Porosity ranges from <1 to 13.9 % while permeability is normally very low < 1 mD. The Hg porosity values of the pack- to grainstones from the interval T_c (Fs1) of the turbidites succession show the highest Hg porosity values with a great dispersion ranging between 4.2 and 13.9 % with a mean value of 9.4%. However, it cannot be concluded that this facies actually contains the highest values of porosity in general, since a large part of the porosity in Fs2 is hydrocarbon-filled (Figure V.5.C.D.F.H). Thus, mercury cannot penetrate these pores even under high pressure. Therefore, the Hg porosity that has been measured in this facies is imprecise (from 0.9 to 4.7%) (Figure V13.B). And to find out the total porosity in Fs2, hydrocarbon-filled porosity has been measured by an optical method depending on calculating the proportions of fluorescence colors of hydrocarbons by analyzing the thin sections under an epifluorescence microscope (Figures: V.8; V.9; V.10). Hydrocarbon-filled porosity in Fs2 ranges between 16.6 and 19.2%, while residual porosity ranges from 2.8 to 4.1%. Thus, the original porosity is (before the hydrocarbon impregnation) was between 19.5 and 22.7%, this makes this facies the highest in the porosity values, which explains why it is stained by hydrocarbons.

The pore throat size curves of Fs1 show a narrow unimodal distribution falling in the range of macro-pores B, indicating homogeneous pore throat sizes. The major peak is between 1 and 10 µm reflecting the dominance of the intergranular mesopores localized in the granular matrix recognized under the microscope. Hence, Hg-porosimetry reveals just a single family of pores with little size variation among the samples. The microscopic observations showed that the porosity in Fs1 is localized in the granular matrix where matrix is grain-supported, and with a limited intraparticle mesoporosity localized in the partial dissolved rudist debris composing the grains.

Pore throat size distribution curves of the rudstones to packstones from the interval T_b show a wide bimodal distribution represented by two major peaks near 0.01 µm and 300 µm, which indicates two types of pore throats (micro- and macropores). Hg porosity of this facies also show a large dispersion with values ranging between 0.9 and 4.7 %. Regarding to microscopic observation, Intergranular macro-pores B are dominant in this facies. However, these pores are not represented (Figure V.13) by the pore size distribution curves since that in most samples these pores are filled by hydrocarbon (Figures: V.8; V.9; V.10) and mercury did not penetrate to these pores. Despite its obvious different lithology and grains arrangement, the Hg porosity curves of the T_d samples show a similar pore-throat distribution to that in the T_b (Figure V.13). They also show two pore-throat families where the curves indicate a main family around 0.02 µm and a less important second one at 200 µm. The first family is associated with a limited karst macropores observed during the microscopy study and the second with micropores occurring within the micritic matrix.

T_a (Fs4) samples show a unimodal distribution falling in the range of mesopores (Figure V.13), which suggests homogeneous pore connections represented by one family of pores. The major peak occurs between 0.1 and 0.01 µm. This facies disposes the lowest Hg porosity with values between 1.3 and 2.5 %. Under microscope, this particularity of meso/microporosity dominance can be easily recognized through the green fluorescent resin where micropores are present in all samples within this coarse grained facies (Figures: V.5.E; V.6.E). They occur within the micro granular matrix or even within the ooids in the platform intraclasts. In the ooids, two arrangements of intraparticle microporosity are observed. The first corresponds to micropores that are homogenously distributed throughout the ooids while the second micropore type is localized in the outer laminae of the ooids. It is deduced from this that the pore throat diameters given by mercury porosimetry correspond to the matrix and the intra-ooid meso/microporosity. The three pore-types observed, meso-pores, macro-pores B and macro-pores A, are expressed differently in each facies (T_a, T_b, Tc and T_d). While T_c and T_a facies exhibit homogeneous pore-throat distributions, T_b and Td facies are much more heterogeneous, displaying two or more types of pores.

6.2.2. NMR analysis

Figure V.14 gives the NMR T_2 spectrum of the Kremenara turbidite reservoir facies. Based on the NMR data, T_b and T_d samples from the Kremenara turbidites have a broad multimodal T_2 distribution represented by multiple major and minor peaks between 0.1 and 1000 ms. This corresponds to complex pore network composed of macro-, meso- and non-connected pores. T_c samples show more organized bimodal T_2 distribution ranging between 0.1 and 200 ms reflecting macro- and mesopores. T_2 curves of T_a samples show a bimodal to multimodal distribution. Major peak was noted between 10 and 100 ms displaying a wide range. The entire spectrum of samples is represented from large intergranular macro-pores to very small intercrystalline meso-pores.

6.3. Petrophysical properties in Muzina Ionian Basin reservoir system

The results of Muzina Ionian basin reservoir system are given in Figure V.15. The Muzina turbidite reservoir facies are slightly different in terms of microstructure and petrophysical properties. The highest porosity values were found in T_d samples (Fs1) with a mean value of 10%. Hg-porosimetry reveals just a single family of pores varying around 0.1 µm. The porosity type is slightly similar to that in T_d from the Kremenara turbidite samples with intercrystalline microporosity localized in the microgranular matrix. Pore-throat size distribution curves of the samples from the interval T_b (Fs2) show a wide bimodal distribution represented by two peaks, a major peak around 1 µm and a minor one on 300 µm, which indicates two types of pore throats (macro-pores B and macro-pores A). Hg porosity values of this facies show a mean value of 6.9%.

The Hg-porosity curves of T_c (Fs3) interval samples show a similar bimodal pore distribution to that in the T_b. They also show two pore-throat size families where the curves indicate a main family varying around 0.1 µm and a smaller second one at 200-300 µm. The first family is probably associated with the micrite matrix between grains, while the second family is associated with a limited karst macropores observed in microscopy. Hg porosity values of this facies show less dispersion with values ranging between 2.7 and 5.4%, and a mean value of 3.8%.

T_a (Fs4) samples show unimodal to bimodal distribution with two peaks falling in the range of macro-pores B and macro-pores A. The Hg porosity values show a big dispersion with values ranging from 1.3 to 6%, and a mean value of 4%. The major peak between 0.1 and 1 µm reflects the dominance of macro-pores B on pore-throats distribution. The presence of the minor peak on macro-pores A range between 200 and 300 µm is also related to the presence of the karst macropores within the micrite matrix recognized under the microscope. Unlike the interval T_a in the Kremenara turbidites, here, the meso- and macro-pores are confined in the micrite matrix where no role for the intraclasts in the porosity distribution was recognized.

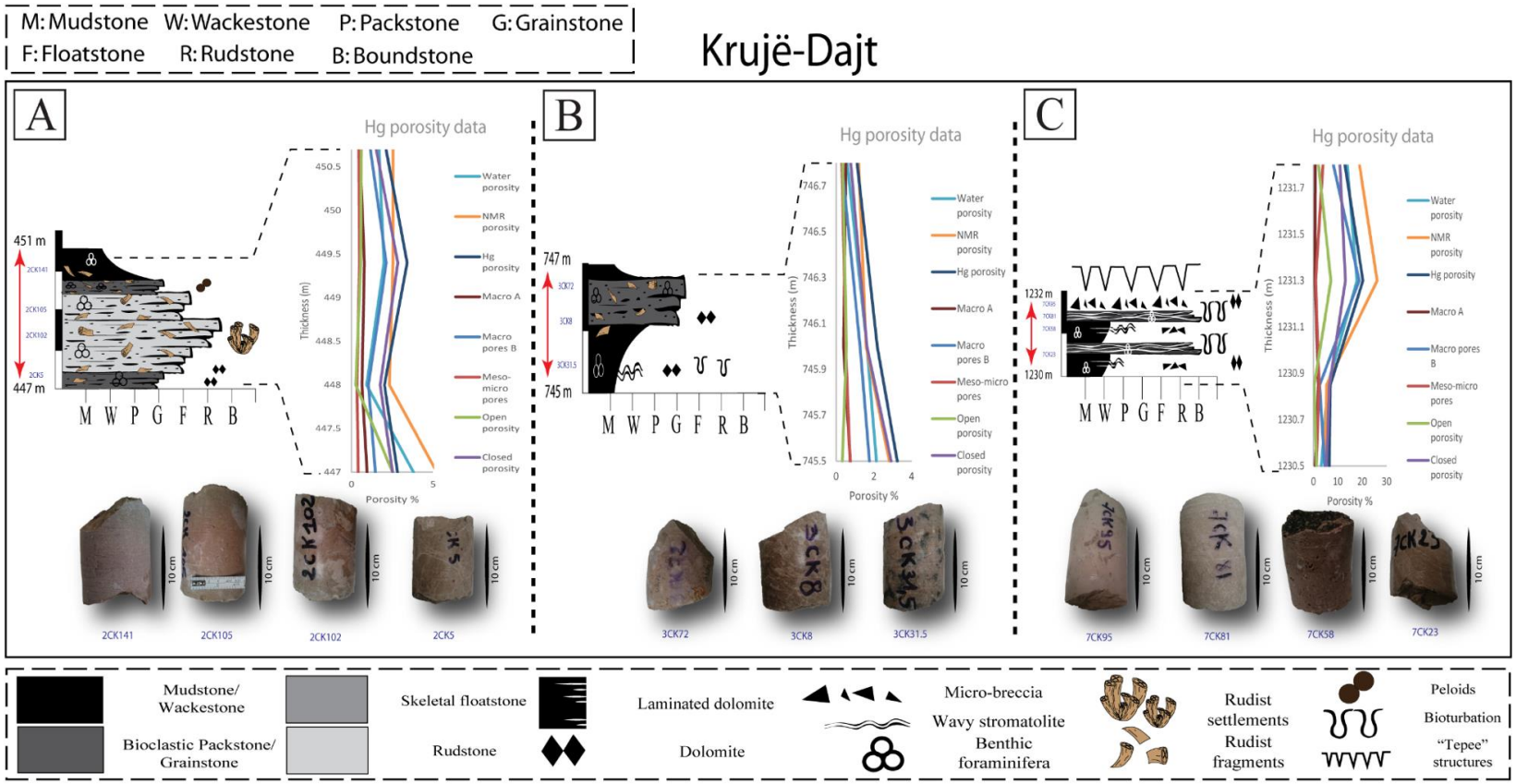


Figure V.16: Schematic illustration linking the petrophysical properties to sequence stratigraphy and the reservoir intervals in Kruja platform section.

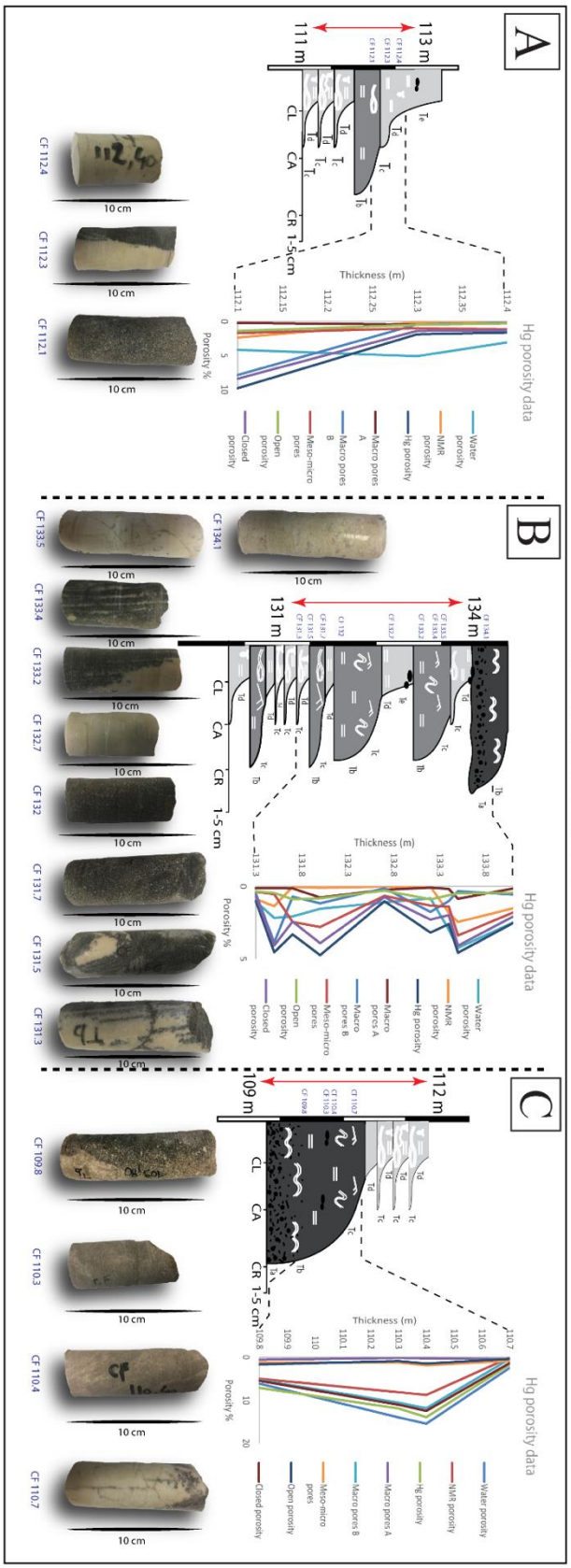


Figure V.17: Schematic illustration linking the petrophysical properties to sequence stratigraphy and the reservoir intervals in Kremenara section.

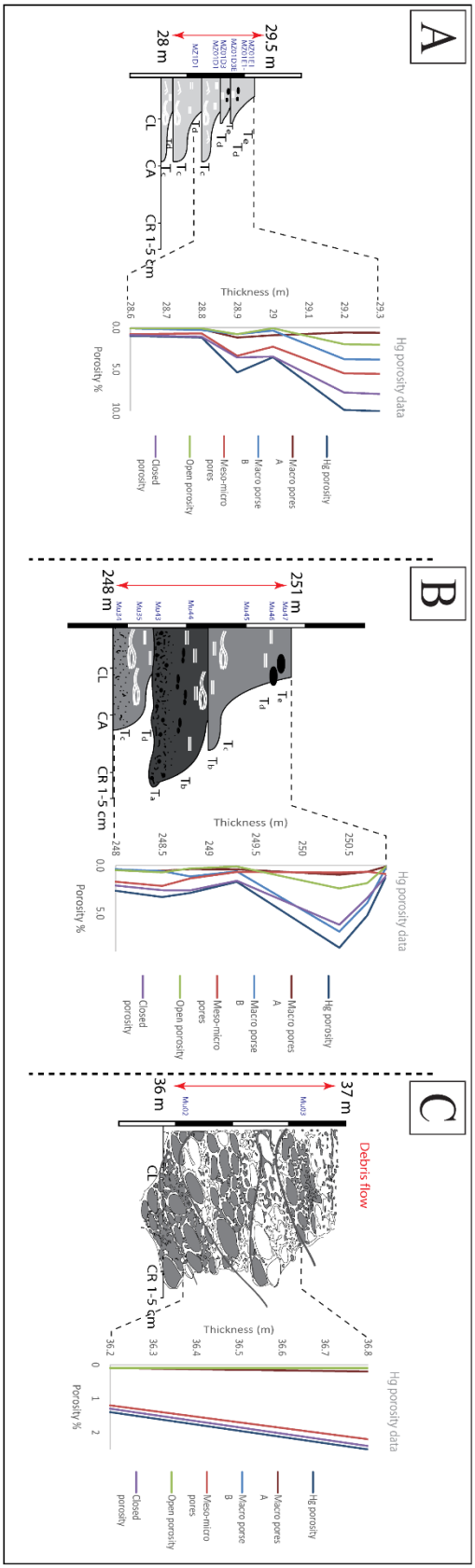


Figure V.18: Schematic illustration linking the petrophysical properties to sequence stratigraphy and the reservoir intervals in Muzina section.

7. DISCUSSIONS AND INTERPRETATIONS

An important question with regard to porosity–permeability trends in carbonates is the role of dolomitization and others diagenetic processes on the evolution of reservoirs properties (Lucia, 1995; Warren, 2000; Ehrenberg et al., 2006b). The wide range of porosity types in limestones (Lucia, 1995; Smith et al., 2003; Lønøy, 2006; Ehrenberg et al., 2008; Hollis et al., 2010) implies a complex distribution of fluid flow properties, e.g. porosity and permeability. An understanding of the main parameters controlling reservoir properties is essential for rock-typing studies and for hydrocarbon exploration and production (Lucia, 1995; Ferket et al., 2003).

7.1. Effects of diagenetic processes on Kruja reservoir system

Different results obtained, show that main diagenetic processes affecting the Upper Cretaceous Kruja platform and having an impact on the heterogeneity of four reservoir rocks, are: (1) micritization and marine cementation; (2) early and late dolomitization and dolomite neomorphism; (3) dissolution and/or neomorphism of aragonite (generation of secondary porosity); (4) calcite cementation; (5) mechanical and chemical compaction; and (6) minor fracturing.

Le Goff et al. (2015) studied reservoir properties of the Apulian Platform during the late Cretaceous, located in the Western part of Ionian basin. They observed a strong interconnection of sedimentary facies type and reservoir properties at the meter-scale peritidal cycles (intertidal to supratidal facies). Porosity values range between 0.5 and 23.7 %. They identified a drastic porosity reduction at each cycle top due to the tight matrix and the meteoric calcitic precipitation. They concluded that the macropores B is the main contributor of the porous network and porosity is controlled by the type of matrix. The early dolomitization process did not modify the porosity in these facies. In this study, on the eastern side of the Ionian Basin, the study of the relationship between porosity distribution and the meter-scale pertidal cycles of the Kruja Platforme showed slightly different results. Figure V.16 shows porosity profiles for the most abundant meter-scale peritidal cycles within the Kruja Platform succession. There is a clear trend of decreasing porosity towards the tops of SQs, but this is only the case for subtidal to intertidal sequences (Figure V.16.A.B) where rudists facies are dominant. This suggest that porosity is reasonably predictable for these facies. In these sequences, porosity is mainly of macro-pore B to macro-pores A type,

which corresponds to the intergranular porosity. But as soon as dolomite appears at cycle top (Figure V.16.C), this trend reverses and becomes driven by the type and distribution of dolomites showing porosity increasing at cycle top.

In the case of Upper Cretaceous Kruja Platform, the main process which modified the porosity of four reservoir units, is early and late dolomitization. The moldic pores in the partially dolomitized packstone with algal laminations of the reservoir facies-3 (Fs3) of the Kruja platform are commonly cemented by scattered dolomite crystals (ca. 50–100 µm across), which fill moldic pores. Partial dolomitization is commonly accompanied by the dissolution of the micrite matrix. The dolomite crystals are euhedral (planar-e; Sibley and Gregg, 1987). In a few limestones, dolomite cement has extensively filled the moldic pores. Less commonly, dolomite cement occurs as finer crystalline (mostly <10 µm), interlocking rhombic crystals, which fill secondary moldic pores. Dolomitization of wackestone is in some cases localized to zones a few mm to a few cm across, which are presumably sites of bioturbation. Coarse dolomite rhombs engulf and replace the syntaxial dolomite overgrowths.

Dolomitization processes, with fine to midium size dolomite crystals, have preserved the initial rock fabric in reservoir facies-3 increasing considirably the porosity. The microcrystalline dolomite of reservoir facies-3 is aasociated to a high intercrystalline porosity and this is the best reservoir facies in this Upper Cretaceous Kruja formation. Also, the size distribution of dolomite crystals in reservoir facies-3 of Kruja Platform is relatively uniform implying recrystallization from a sediment with a relatively uniform grain size. The fabric type and crystal size suggests crystallization at low temperature and under near surface conditions probably in an intertidal context (Gregg and Sibley, 1984; Land, 1985; Gregg and Shelton, 1990). Dolomite crystals that project into molds and vugs of reservoir facies-3 postdate major dissolution. The millimetric moldic secondary pores in this facies were partially or even in some cases completely occluded by mosaics of euhedral (from 50 to 100 µm) dolomite (planar-e texture of Sibley and Gregg, 1987).

The pore network complexity in reservoir facies-1 of the Kruja carbonate platform depends on the homogeneity of dolomite crystal sizes as well as the deformation and dissolution processes responsible for the intracrystalline macro-pores developed in some samples.

The good porosity values of reservoir facies-2 can be explained by the straight intercrystalline boundaries, where the crystalline surfaces have been well preserved. Their idiotopic dolomite fabric develops when crystals undergo slow growth at a low temperature. The dolomite of reservoir facies-2 tends to be the product of the late diagenesis processes or recrystallization of early dolomites under critical roughening temperature (below 60˚C). Partial or selective dolomitization is a dominant process in some parts of the thin sections.

Dolomitization process has also affected intraclasts and skeletal particles in reservoir facies-4. Selective dolomitization is likely to be associated with original aragonite mineralogy or fine-grained allochems. Aragonite and micritic allochems are highly susceptible to dolomitization. Grain-supported textures are the most dominated in this reservoir-facies. They are locally dolomitized, and a slight reduction of their porosity is observed through growth of dolomite rhombs into molds and vugs (Enos, 1977a). Which means that dolomitzation processes may have a negative effect on the porosity, as this depends on the intensity of dolomitization and type and distribution of dolomite. Barnetche and Illing (1956) concluded that dolomitization destroys a large part of the vuggy porosity in the Poza Rica field.

Diagenesis during burial tended to reduce reservoir quality through physical compaction. There was some porosity generation as a result of dolomite neomorphism, stylolitization and fracturing. Four stages of diagenetic alteration have affected reservoir quality in the Kruja reservoir units.

Stage 1: Syn-depositional and marine diagenesis. This stage displays normal sedimentation conditions in a shallow platform context. Formation of early matrix dolomite in the peritidal setting, micritization, bioturbation in reservoir facies-3 and marine calcite cementation in the subtidal facies mostly occurred during this stage. Primary porosity was generated and subsequently modified by the above mentioned processes.

Stage 2: Hypersaline diagenesis. This earlier stage of diagenesis is characterized by early dolomitization in sabkha and hypersaline environments with related pore-filling dolomite cement and widespread calcite in large vugs of reservoir facies-3 (Figure V.4.3).

Stage 3: Meteoric diagenesis. Through sea-level fall, shallow facies belts of this platform were subaerially exposed (Figure V.4.1.i-v). The main features of this stage are leaching and neomorphism of unstable minerals, as well as later meteoric calcite cementation. More than 60% of the reservoir porosity especially large (>1 mm) vugs was created through leaching at this stage (Figure V.4.1.i-v.2).

Stage 4: Burial diagenesis. Dolomite neomorphism, compaction, cementation (dolomite and calcite), fracturing and saddle dolomite precipitation affected the reservoir units during this stage and reduced the porosity values.

These four stages of evolution had a different effect on porosity namely (Figure V.4): i) stage 1 where the dolomite was formed mainly by volume for volume replacement with porosity remaining constant or slight decreasing due to external carbonate source added; ii) stage 2 with a progressive dolomitization. Only minor intercrystalline pores were developed and porosity slightly increased; iii) stage III is characterized by abundant intercrystalline and vuggy pores formed by selectively dissolution of microcrystalline calcites and micritized grains. Porosity increased with increasing dolomite content; iv) stage IV with dolomite cements which precipitated in pre-exiting pores in dolostone, resulting in varying decrease in porosity (Figure V.4.1.i-v).

Other studies such as Halley and Schmoker (1983), Lucia (1999), Warren (2000) and Woody et al. (1996) studied the major effects of the diagenetic history of dolomite on the improvement of reservoir properties. Halley and Schmoker (1983) observed the porosity/permeability relationship in Holocene carbonates and Plio-Pleistocene dolomites and concluded that dolomites are less porous than limestone counterparts in younger carbonates and more porous in older carbonates. Warren (2000) observed that when mud-dominated limestones are dolomitized, porosity can develop between the euhedral rhombs and there is often an enhancement of the flow capacity of the reservoir rock, which is the case of the reservoir facies-3 in the Kruja Platform (Figure V.3.A.B). Cerepi et al. (2004) studied the danian carbonate platform in the Aquitaine Basin (France) and identified two dolomitization stages, separated by a compaction event with associated fracturing and stylolites. These diagenetic events have significantly improved the Lower R2 carbonate reservoir properties. It is demonstrated that the reservoir quality is mainly controlled by

the pore-geometry, which is mainly determined by dolomitic process associated to the karstification process. The permeability values of the reservoir range over 4 orders of magnitude, from 0.1 to 5600 mD and the porosity values range between 2 and 42%.

7.2. Effects of sedimentary and diagenetic processes on Kremenara and Muzina Ionian Basin reservoir system

Different results obtained, show that Kremenara and Muzina Ionian Basin reservoir system depends on sedimentary and diagenetic facies. Porosity ranges from 1 to 13.9 % while permeability is very low < 1 mD. The maximum Hg porosity value is observed in the interval T_c of the turbidites with a mean value of 9.4%.

In the coarse grained facies (T_a and T_b), the resulting moldic pores were to some extent interconnected, despite the apparent continuity because they are commonly charged with hydrocarbons, especcially T_b interval. The pore space is the result of cements in pore-filling features such as crystal terminations, competitive growth fabrics that tend toward planar crystal boundaries, coarsening of the mosaic from finely crystalline at the margins to coarsely crystalline in the interior of the mold. The remaining intercrystalline primary pore space was typically reduced or filled by relatively clear, medium crystalline, equant calcite that increases in size toward the center of the pore. The next clearly recognizable diagenetic episode was massive dissolution of skeletal grains to produce extensive molds in the coarse grained intervals (T_a and T_b), which were commonly supported by early equant cement.

In the fine grained intervals (T_c, T_d, and T_e), the intracrystalline porosity was produced by leaching the carbonate matrix related to very fine rudist fragments. Matrix lithification and initial cementation were early diagenetic stages, judging from the lack of pre lithification compaction features. The next stage was extensive dissolution to produce molds of bioclasts, most of which were originally aragonitic. Subsequent cementation filled some of the molds and probably further reduced primary pore space. The last event that can be discerned is emplacement of oil. Oil stains appear in both primary and secondary pores in the intervals T_b and T_c.

The Kremenara proximal Ionian basin reservoir system shows a clear complex relationship between porosity and matrix micrite content in turbidite facies (Figure V.17.A.B.C). Moldic pores (pore-type 4) are not widespread and mostly limited to medium to coarse grained intervals (principally T_c and T_b). The limited number of biomolds might be attributed to the fact that a large part of the bioclasts already underwent a stabilization process during marine burial on the platform.

Van Geet et al. (2002) and Dewever et al. (2007) studied the same carbonate system of the Cretaceous to Eocene carbonate turbidites of the Ionian fold and thrust belt close to the oil-producing centre of Fier–Ballsh (central Albania) and the different diagenetic processes controlling the matrix porosity evolution. They examine the diagenetic history of the dual porosity reservoir (matrix and fracture) lithologies. In their studies, the authors gave the relationship between the first major diagenetic event (early cementation by isopachous and syntaxial low-Mg calcite) and reservoir quality. Petrography and porosity measurements demonstrate that the actual porosity and permeability distributions are principally controlled by initial sedimentological contrasts (fabric, mineralogy) and the eogenetic dissolution/precipitation, which occurred since the onset of the burial history.

Secondary moldic porosity is limited in these turbidites, mostly related to fracture and stylolite porosity. Secondary porosity occurs under different forms:

- clearly outlined biomolds within well-lithified wackestone/floatstone intervals (T_a) in turbidites. The biomolds typically have the shape and size of surrounding undissolved bioclasts and are usually not filled with micrite and not oil-stained. Textural relations do not clarify whether it was formed before or after burial.
- intraparticle porosity (e.g. within foraminifera) and selective dissolution of skeleton parts is observed with transmitted light microscopy. This type is very common in the intervals T_b and T_c and is partially oil stained (Figure V.5.C.D.H).
- vuggy secondary porosity is often restricted to a narrow zone around oil-stained vertical stylolites in mass flow deposits (T_a).

Microsparite (i.e. calcite crystals 10– 40 µm in size) is a dominant diagenetic product that occurs generally throughout the Kremenara turbidites. Microsparite occurs in different forms in

both porous and non-porous intervals. In porous intervals with bituminous impregnation, a meshwork of micrite and microrhombic calcite cements (microsparite) commonly fills interparticle pore space.

The growth of microspar out of micrite is very apparent in the porous intervals of the Kremenara outcrop where microrhombic calcite crystals obscure part of the primary porosity concluding that the microporosity was not related to leaching, but was an early-developed property of the micrite, a direct product of mineralogical stabilization in marine-derived pore fluids. A similar hypothesis can be put forward to explain the observed microporosity within the porous turbidite intervals.

The microrhombic calcite is often associated with micritic grains. In non-porous lithologies, microsparite mostly occurs in a mosaic-like texture (Bathurst, 1975), embedded by micrite. However in some non-porous samples, the matrix completely consists of interlocking transparent white microsparite crystals. This makes intervals with microsparite matrix indistinguishable from those with a pure micritic matrix.

Microscopic observations revealed that the microsparite that developed around the particles in the micrite matrix was formed by aggrading neomorphism of micrite. This observation is confirmed by the identical luminescence of pelagic micrite, matrix micrite and microsparite. In fact, no evidence was found to support microsparite originating from cementation, not even in the porous parts where distinct micro rhombic calcite crystals occur.

In addition to the early diagenetic features, the chemical compaction during burial is the second most important factor playing a role in porosity development. The upper thin intervals of the turbidite sequences were the most affected by the chemical compaction. Here, horizontal stylolites occur with an interval spacing of 20–30 cm.

A large study on chemical compaction during burial and relationship with the porosity can be seen on Vilasi (2009). She studied the diagenesis, fracturing and tectonique stylolites in the Kurveleshi belt: the Kremenara anticline case study. The carbonate Ionian Zone have been subjected to several stylolitisation and fracturing events, being subsequently filled by various calcite cement generations. During the pre- to syn-folding stage, Vilasi (2009) displays four main

sets of tectonic stylolites, which are each individualised by a mean plane, recording two maximum principal stresses. During the post-folding stage four dominant directions of the main principal stress were determined and a lot of the tectonic stylolites sets are analysed.

The previous interpretations indicate that porosity distribution was particularly controlled by compaction and eogenetic diagenesis that took place rapidly after redeposition in the Ionian basin. Dogtooth and overgrowth cements were formed rapidly during early stages. Neomorphism of micrite might have continued during prolonged burial below the first hundred meters. The sedimentological control on porosity distribution is evident in the Kremenara turbidites. Matrix micrite content was the primary control where compaction and micrite neomorphism completely destroyed the primary porosity. In sediment-supported lithologies, early frame-work-stabilizing cements counteracted compaction and neomorphism of micrite-created meso/microporosity.

The stylolites are quite homogeneous, poorly serrated, have low amplitude and are irregular. In packstone and grainstone lithologies (interval T_b), chemical compaction features are limited to indented grain contacts between constituents. Dogtooth and overgrowth cements are sometimes involved in this chemical compaction, indicating that they pre-date chemical compaction. In most wackestone/floatstone lithologies (T_a) of debris flow and turbidites, continuous stylolites are virtually absent which suggests that all compaction occurred mechanically. These lithologies are not porous and most particles do not show any sutured contact.

Regarding to the petrographic observations, the matrix supported intervals do not show much porosity features while grain-supported intervals show good primary porosity preserved. Compaction especially was influenced by this difference, with rapid mechanical compaction of pelagic micrite and mud-supported intervals under the continued arrival of mass flow deposits.

7.3. Effect of micrite matrix proportion on porosity values of reservoir system in Kremenara and Muzina Ionian Basin

Petrographic observations and petrophysical measurements revealed that porosity distribution is also controlled by the abundance of micrite matrix (Figures: V.17; V.18). As it is known, matrix-supported lithologies are non-porous while sediment-supported lithologies are

porous. In this study, the matrix micrite content seems to play an important role in the porosity distribution. This role was not always negative, as demonstrated by Hg porosity measurements of Muzina outcrop (Figure V.14.A), where the interval T_d shows the highest Hg porosity values (10%). This is due to the developement of the meso/micropores within the micritic matrix after recrystalization of the micrite to sparite and microsparite during the diagenesis preserving good intercrystalline meso/micropores. This meso/microporosity is only visible through the epoxy resin with a fluorescent dye that emits visible light when excited with incident UV light (Figure V.6.A.B).

As a result of the changes in matrix micrite content, three sedimentary facies show a good unimodal Hg porosity sorting: porous wackestone interval T_d, porous laminae from wackestone T_c and porous packstone–grainstone of interval T_b. However, two sedimentary facies show a bimodal Hg porosity sorting: non-porous laminae of wackestone T_c (Figure V.7.2) and non-porous floatstone/wackestone of interval T_a.

The relationship between micrite matrix proportion, the micro-texture and the porosity and permeability values, can be found in some studies such as Lambert et al. (2006). They studied the burial diagenesis and especially a burial dissolution phase and its effects on micrite micro-texture in reservoirs in the Middle East. They observed three typical micrite microtextures : micro-rhombic, compact anhedral, and rounded and they give the relationship with the porosity and the permeabilité of reservoir system.

The bimodal porosity distribution arises from a higher matrix micrite/bioclast–intraclasts ratio. The results further indicate that the bioclast/intraclasts ratio is fairly comparable in non-porous and porous intervals. Porous intervals have slightly higher bioclast content than non-porous intervals. Matrix micrite was mainly provided from the (hemi)-pelagic slope. Abundant presence of matrix micrite of floatstone/wackestone of interval T_a is associated to the absence of macroporosity. But on the other hand, this helped by the development of meso/microporosity in the micrite dominant intervals, such as the case in the interval T_d and the micritic matrix in the interval T_a. Even in the interval T_c, which is characterized by cross-lamination structures,

petrographic results for the upper wackestone part of the turbidite indicate that porous laminae are more micritic than nonporous laminae (Figures: V.5.G; V.6.H; V.7.2).

Turbulent flow prevented micrite from settling during deposition of the packstone-grainstone (T_b and T_c) interval from which primary macroporosity is still preserved.

The wide range of porosity values is attributed to the presence of variable amounts of micro-porosity and/or variable amounts of moldic and intragranular pores, which are poorly interconnected with the overall pore system of the rock. The best reservoir rocks in the Ionian Basin reservoir system are the intervals "T_d, T_c and T_b" from the turbidite sections with abundant, well connected intercrystalline porosity.

Within the Kremenara and Muzina carbonate turbidites, the reservoir quality has been affected by the following processes:

(1) reservoir-quality destruction by compaction (mechanical and chemical) and cementation of inter- and intragranular/moldic pores. Mechanical compaction of grainstones has reduced the porosity. Equant calcite and drusy calcite cementations of grainstones and rudstones reduced moldic and intragranular pores.

(2) In the basin, reservoir-quality enhancement has resulted from the dissolution of rudist debris, which is commonly accompanied with recrystallization of the matrix, and/or formation of equant calcite cement.

(3) In the turbidite carbonate system, reservoir-quality is controlled by the abundant matrix micrite. Matrix-supported lithologies (T_d) show good meso/microporosity developpment while sediment-supported lithologies are dominated by maco-pores network. The matrix micrite content seems to play an important role in the type and distribution of the porosity.

(4) In intervals T_b and T_c, reservoir-quality preservation resulted from partial cementation of the rudist grainstones by scattered calcite cement (equant, syntaxial and isopachous grain rims). These cements stabelized the framework of the limestones against extensive mechanical and chemical compaction, particularly when the rudist-rich composition of the limestones is considered (Dewever et al., 2007).

8. CONCLUSIONS

The key parameters, which control the reservoir quality in the Kruja carbonate platform, include: (1) upward increase in dolomitization and dolomite cementation within parasequence sets and the formation of the dolomite cap; and (2) dissolution of dolomite cement that filled intercrystalline and moldic pores. Typical reservoir porosities are about 10%. In the rudist-rich intervals (reservoir facies-4), porosity is largely the result of selective dissolution of rudist fragments (which were originally aragonite) and dolomite rhombs dedolomitization. In reservoir facies-3, porosity was reduced through lithification of matrix mud and initial cementation by clear, equant to bladed, non-ferroan calcite. Later dissolution produced extensive moldic and vuggy porosity. Subsequently, non-ferroan calcite cement reduced porosity before the emplacement of hydrocarbons.

Petrophysical examination of different facies types shows strong variations in the reservoir properties (mercury porosity, mercury and NMR distribution of porosity and permeability). These variations in the pore spaces were caused by depositional conditions and diagenetic overprints. In order to define petrophysical classes, it was necessary to classify pore spaces.

Two diagenetic regimes were identified in the Kruja reservoir facies. Early diagenesis occurred before the onset of pressure-solution, whereas late diagenesis occurred during and after pressure dissolution. Our studies have shown that the diagenesis that improved reservoir characteristics in the Kruja platform occurred in the meteoric realm, i.e. during shallow burial. Most of the reservoir porosity is secondary in origin and was formed during diagenesis.

Detailed petrographic study has clarified the role of selective diagenesis in the reservoir history. Diagenetic features are heterogeneous in the limestone and dolomite-rich sediments, however, they have strongly influenced porosity and permeability in all lithologies. In the Kruja reservoir units, four stages of diagenesis were documented in which depositional facies were selectively overprinted by shallow and burial diagenetic processes. However, in terms of origin, all studies show that the reservoir quality resulted primarily from dissolution in the shallow diagenetic settings. In addition to facies and depositional controls, five main diagenetic factors affected the reservoir quality at field-scale: lithology, dissolution, cementation, compaction and fracturing.

In conclusion, the original porosity heterogeneities in the Kruja platform reservoir are inherited from their palaeoplatform depositional setting but were modified subsequently during diagenetic processes. Therefore, for precise characterization of the reservoir properties in such a heterogeneous carbonate reservoir, integration of sedimentary and diagenetic features is essential.

Porosity distribution and differential diagenesis in the Kremenara and Muzina turbidites are controlled by sedimentological processes, especially the matrix micrite content. Early mechanical compaction is particularly concentrated in turbidite intervals that are matrix-supported in the upper parts of the turbidites. Microporous micrite compacts more readily than the packstone and grainstone. Nevertheless, the recrystallization of the micritic matrix in upper intervals has developped a good intercrystalline meso/microporosity localizd between the sparite/microsparite crystals.

The early dogtooth and overgrowth cements formed around bioclasts and intraclasts. These cements occluded part of the primary porosity. However, they also lithified the packstone/grainstone intervals and had a framework-stabilizing effect, thereby preserving primary porosity. The interparticle micrite within packstone and grainstone intervals was transformed by aggrading neomorphism into sparite and microsparite. Hence, a microporous sieve-like fabric was created in interparticle pores, explaining the very low permeability values (<1 mD). Microsparite seems to have formed directly from low Mg calcite. The selective dissolution of probable aragonitic bioclasts was responsible for moldic porosity creation in wackestone and floatstone intervals in these turbidites.

The heterogeneous distribution of porosity within turbidite beds can be explained by sedimentation changes where in intervals with abundant bioclasts (mainly echinoid and rudist fragments) that offer good nucleation sites for cementation, porosity is nearly completely destroyed by cementation. In lithologies with relatively more micritic intraclasts, cementation was less pervasive. Here the few bioclasts still acted as nucleation sites but cementation was limited.

VI. CHAPITRE 6: CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Conclusions générales

Dans cette étude, les séries carbonatées du Crétacé Supérieur de la plateforme de Kruja et du Bassin Ionien en Albanie ont fait l'objet d'une analyse multidisciplinaire pour évaluer leur qualité de réservoir. Les investigations menées dans ce travail partent sur plusieurs axes d'étude: (i) analyse stratigraphique de terrain permettant de mieux comprendre les processus et les facteurs contrôlant la sédimentation sur la plateforme et dans le bassin adjacent pendant le Crétacé Supérieur; (ii) analyse biostratigraphique qui nous a permis de dater les successions faisant l'objet de l'étude; (iii) analyse chronostratigraphique en utilisant les isotopes du strontium afin de dater précisément les intervalles où la biostratigraphie est rare ou même absente; et (iv) différentes analyses en laboratoire (pétrographiques, minéralogiques, géochimiques, pétrophysique) qui visent à révéler la dynamique de sédimentation, l'évolution diagénétique et les propriétés réservoir des successions étudiées.

La succession stratigraphique de la plateforme de Kruja est caractérisée par un ensemble de 12 faciès qui peuvent se diviser en plusieurs pôles. Ces faciès sont déposés dans des environnements correspondants à la zone de plateforme interne. Les faciès distingués sont organisés en paraséquences métriques (small-scale sequences) constituant la succession stratigraphique de la plateforme. Ceci a permis d'identifier 10 paraséquences le long des coupes étudiées dans deux localités. Elles montrent une tendance rétrogradante ou parfois progradante. La plateforme montre une sédimentation néritique, relativement continue, pendant laquelle les environnements subtidaux à intertidaux caractérisés par des faciès à rudistes et des bioconstructions étaient dominants au moins jusqu'au Maastrichtien. À partir de cette période, la plateforme a subi une émersion majeure représentée par des séquences régressive de type « shallowing upward » montrant des surfaces érosives au top des séquences avec des figures de dessiccation et des structures de type « Tepee » indiquant des périodes d'expositions subaériennes et une dominance d'environnements supratidaux.

Dans le bassin, des séquences calciturbiditiques constituent les premiers 160 m de la succession stratigraphique. Ceci reflète des conditions de sédimentation profonde dans le bassin durant le Campanien, et cela a continué au moins jusqu'à début du Maastrichtien. Les conditions

prolifiques de sédimentation sont clairement établies à la fin de Campanien au début du Maastrichtien se traduisant par une augmentation significative du transfert sédimentaire depuis la plateforme vers le Bassin Ionien représentée par d'épais intervalles de débris flow. L'utilisation de la chronostratigraphie isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ a permis de dater précisément les différents intervalles stratigraphiques de la coupe de Kremenara. Ceci a permis aussi de dater précisément le contact du Crétacé Supérieur – Paléocène, et de mettre en évidence des périodes de déstabilisation de la pente traduites par trois épais intervalles de slump pendant le Maastrichtien Moyen.

D'autre part, la combinaison des analyses pétrographiques, minéralogiques et géochimiques a permis de tracer l'évolution diagénétique des faciès de plateforme. Dans la zone de Çorovodë, les séries carbonatées étudiées sont impactés directement par la diagenèse précoce dans la zone phréatique marine. Cette diagenèse précoce est représentée par différentes phases de cimentation, micritique, fibreuse, aciculaire ou ciments en frange. Dans ces séries, les ciments fibreux en aiguille et les ciments sparitiques équigranulaire oblitèrent la majeure partie de la porosité intergranulaire et intraparticulaire. Plusieurs surfaces de type « hardground » ont provoqué cette cimentation précoce favorisée par l'activité des organismes. La majorité des phases diagénétiques distinguées sont liés directement à la présence des surfaces de type « hardground ».

Dans le massif de Krujë-Dajt, des ciments calcitiques d'origine marine, d'origine météorique et des calcites tardives ont été identifiés dans la coupe étudiée. Les valeurs $\delta^{18}O$-VPDB des ciments de calcite présentent une distribution extrêmement variable (avec des valeurs de -12,42 à -4,18‰) indiquant une grande variété dans la composition géochimique et la température de précipitation des géofluides impliqués dans les précipitations minérales. Certains ciments calcitiques ont été interprétés comme des ciments précoces d'origine météorique, ils sont toujours liés aux surfaces d'exposition se trouvant au sommet des cycles régressives caractérisant le top de la succession stratigraphique. Des ciments calcitiques liés à des phases de fracturation tectonique ont été également distingués. Au moins, une génération de calcite montrant une texture granulaire est liée à la mise en place d'hydrocarbures. Cela a été prouvé par les observations pétrographiques et sa valeur $\delta^{13}C$-VPDB appauvrie (-7,65 ‰). D'autre part, sept textures et phases dolomitiques différentes ont été identifiées. Des ciments dolomitiques tardifs principalement liées à des phases de fracturation et de stylolitisation ont été observés. D'autres phases dolomitiques liées à des

séquences régressive de type « shallowing upward » ont été interprétées comme un produit d'environnements supratidaux avec une évaporation importante. La présence de dolomite ferreuse tardive dans des brèches dolomitiques composant la base de la succession a été aussi documentée.

L'étude pétrophysique des faciès de plateforme et de bassin a montré que la porosité varie de médiocre à bonne (<1% à ~ 20%), et que la perméabilité varie de faible à bonne (<1 mD à 40 mD). Dans les faciès de plateforme, ces caractéristiques sont fortement liées aux modifications diagénétiques et les phases de dolomitisation présentes. Dans la coupe de Krujë-Dajt, le remplacement de la minéralogie des bioclastes (essentiellement foraminifères benthiques et gastéropodes) par une dolomite euhédrique-e a considérablement augmenté la porosité secondaire dans certains faciès de packstone/grainstone. Tandis que les faibles valeurs de perméabilité (2,7 - 3,2 mD) des mêmes faciès ont été interprétées comme des réseaux de pores non connectés. Les analyses en pétrographie et de la porosité des faciès de bassin dans la structure anticlinale de Kremenara démontrent que les distributions réelles de porosité sont principalement contrôlées par les caractéristiques sédimentologiques initiales. Dans certains cas, la calcite précoce a réduit l'impact de la compaction et a préservé des pores intercristallins bien développés. Les intervalles T_b, T_c et parfois T_d des séquences de Bouma montrent les meilleures valeurs de porosité. De manière inattendue, l'absence de matrice de boue carbonatée a un impact négatif sur les valeurs de porosité, où les grains sont complètement cimentés et une faible porosité intercristalline est notée.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ***Abanda, P.A. and Hannigan, R.E.,*** *2006. Effect of diagenesis on trace element partitioning in shales. Chemical Geology, 230(1–2), pp.42–59.*
- ***Akbar, M., Vissapragada, B., Alghamdi, A.H., Allen, D., Herron, M., Carnegie, A., Dutta, D., Olesen, J.R., Chourasiya, R.D., Logan, D., Stief, D., Netherwood, R., Russell, S.D. and Saxena, K.,*** *2000. A Snapshot of Carbonate Reservoir Evaluation. Oilfield Review. 12. 20-41.*
- ***Al-Aasm, I.,*** *2000. Chemical and Isotopic Constraints for Recrystallization of Sedimentary Dolomites from the Western Canada Sedimentary Basin. Aquatic Geochemistry, 6. 227-248.*
- ***Allan, J.R. and Wiggins, W.D.,*** *1993. Dolomite reservoirs — geochemical techniques for evaluating origin and distribution: AAPG Short Course Note Series 36, 129 p.*
- ***Amthor, J.E., Kopaska–Merkel, D.C. and Friedman, G.M.,*** *1988: Reservoir characterization, porosity, and recovery efficiency of deeply buried Paleozoic carbonates: Examples from Oklahoma, Texas and New Mexico. Carbonates and Evaporites, v. 3, p. 33–52.*
- ***Andresen N., Reijmer, J.J.G. and Droxler, A.W.,*** *2003. Timing and distribution of calciturbidites around a deeply submerged carbonate platform in a seismically active setting (Pedro Bank, Northern Nicaragua Rise, Caribbean Sea). Int J Earth Sci Geol Rundsch 92(4):573–592.*
- ***Andrieu, S., Brigaud, B., Barbarand, J. and 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(2):360–399.*
- ***Anselmetti, F.S. and Eberli, G.P.,*** *1993. Controls on sonic velocity in carbonates. Pure and Applied Geophysics 141, 287–323.*
- ***Aubouin, J.,*** *1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie; Place des Héllénides parmi les édifices structuraux de la méditerranée orientale. Paris.*
- ***Baechle, G.T., Colpaert, A., Eberli, G.P. and Weger, R.J.,*** *2008. Effects of microporosity on sonic velocity in carbonate rocks. The Leading Edge 27, 1012–1018.*
- ***Bagnold, R.A.,*** *1962. Auto–suspension of transported sediment: turbidity currents. In: Proceedings of the Royal Society, London A225: 315–319.*
- ***Bailey, E.B.,*** *1936. Sedimentation in relation to tectonics. Geol. Soc. Am. Bull, 47, 1713–1726.*
- ***Barber, C.,*** *1974. Major and trace element associations in limestones and dolomites. Chem. Geol, 14: 273–280.*
- ***Barnetche, A. and Illing, L.V.,*** *1956. The Tamabra Limestone of the Poza Rica oil field, Veracruz, Mexico. 20th int. geol. Congr. Mex, 38 pp.*
- ***Bathurst, R.G.C.,*** *1966. Boring algae, micrite envelopes and lithification of biosparites. Geol. J, 5, 15-32.*
- ***Bathurst, R.G.C.,*** *1975. Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in sedimentology, Elsevier Sci. Publ. Co, Ed. 12.*

- ***Baztan, J., Berne, S., Olivet, J.L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, A., Rehault, J.P. and Canals, M.,*** *2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). Marine and Petroleum Geology, 22(6–7): 805–826.*
- ***Beckhoff, B., Kanngiesser, B., Langhoff, N., Wedell, R. and Wolff, H.,*** *2007. Handbook of Practical X-ray Fluorescence Analysis. Springer Science & Business Media.*
- ***Bernier, P. and Dalongeville, R.,*** *1988. Incidence de l'activité biologique sur la cimentation des sédiments littoraux actuels. L'exemple des îles de Délos et de Rhénée (Cyclades, Grèce). CR Acad. Sci. Paris, 307/II, 1901-1907.*
- ***Bernoulli, D. and Jenkyns, H.C.,*** *1974. Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. Modern and ancient geosynclinal sedimentation. In: Dott, R.H., Shaver, R.H. (Eds.). SEPM Special Publication 19, 129–160.*
- ***Bernoulli, D. and Renz, O.,*** *1970. Jurassic Carbonate facies and New Ammonite Faunas from Western Greece, Eel. Geol. Hel, 63/2,573-607.*
- ***Blendinger, W.,*** *1986. Isolated stationary carbonate platforms: the Middle Triassic (Ladinian) of the Marmolada area, Dolomites, Italy: Sedimentology, v. 33, p. 159–184.*
- ***Boggs, S.J.,*** *2009. Diagenesis of carbonate rocks. Petrology of sedimentary rocks, 2nd edn. Cambridge University Press, New York, p 600.*
- ***Böning, P. et al.,*** *2004. Geochemistry of Peruvian near–surface sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68(21), pp.4429–4451.*
- ***Böning, P., Brumsack, H.J., Böttcher, M.E., Schnetger, B., Kriete, C., Kallmeyer, J. and Borchers, S.L.,*** *2004. Geochemistry of Peruvian near-surface sediments. Geochim. Cosmochim. Acta 68 (21), 4429–4451.*
- ***Booth, J. S., Sangrey, D.A. and Fugate, J.K.,*** *1985. A nomogram for interpreting slope stability of fine–grained deposits in modern and ancient marine environments. Journ. Sediment. Petrol. 55(1): 29–36.*
- ***Borgomano, J.,*** *1987. La plateforme et le talus carbonatés du Crétacé Supérieur du Gargano et des Murges (Italie Méridionale): Stratigraphie, sédimentologie, diagénèse, fonctionnement tectono-sédimentaire de Provence.*
- ***Borgomano, J.R.F.,*** *2000. The Upper Cretaceous carbonates of the Gargano–Murge region, southern Italy: A model of platform–to–basin transition. – AAPG Bulletin, 84, 1561–1588.*
- ***Borkhataria, R., Aigner, T. and Pipping, K.J.C.P.,*** *2006. An unusual, muddy, epeiric carbonate reservoir: the Lower Muschelkalk (Middle Triassic) of the Netherlands. AAPG Bull. 90, 61–89.*
- ***Bornovas, J.,*** *1961. Observations nouvelles sur la géologie des zones pré-apulienne et ionienne (Gèce occidentale), Bull. Soc. Geol. France. Series 7, II/4, 410-414.*
- ***Bosellini, A. and Morsilli, M.,*** *1996. A Lower Cretaceous drowning unconformity on the eastern flank of the Apulia Platform (Gargano Promontory, southern Italy), Cretaceous Research, 18, 51-61.*
- ***Bosellini, A.,*** *1984. Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy: Sedimentology, v. 31, p. 1–24.*

- ***Bosellini, A.,*** *1989. Dynamics of Tethyan carbonate platforms. In: Controls on Carbonate Platform and Basin Development (Eds P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg and J.F. Read), SEPM Spec. Publ., 44, 3–13.*
- ***Bosellini, A.,*** *2002, Dinosaurs ''re–write'' the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulia Platform: Earth–Science Reviews, v. 59, p. 211–234.*
- ***Bosellini, A., Gianolla, P. and Stefani, M.,*** *2004. Geology of the Dolomites: Episodes, v. 26, p. 181–185.*
- ***Bosellini, A., Morsilli, M., Neri, C.,*** *1999. Long-term event stratigraphy of the Apulia Platform margin (Upper Jurassic to Eocene, Gargano, southern Italy). Journal of Sedimentary Research 69, 1241–1252.*
- ***Bosence, D.,*** *2005. A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. Sedimentary Geology, 175: 49 – 72.*
- ***Bosence, D.W.J., Wood, J.L., Rose, E.P.F. and Qing, H.,*** *2000. Low– and high–frequency sea level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula). J. geol. Soc. London 157, 61–74.*
- ***Bouma, A.H.,*** *1962. Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, 168 p.*
- ***Braaksma, H., Proust, J.N., Kenter, J.A.M., Drijkoningen, G.G. and Filippidou, N.,*** *2006. Sedimentological, petrophysical and seismic characterization of an Upper Jurassic shoreface dominated shelf–margin (The Boulonnais, Northern France). Journal of Sedimentary Research 76, 175–199.*
- ***Braga, J.C., Martin, J.M. and Wood, J.L.,*** *2001. Submarine lobes and feeder channels of redeposited, temperate carbonate and mixed siliciclastic–carbonate platform deposits (Vera Basin, Almeria, southern Spain). Sedimentology, 48, 99–116.*
- ***Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G. and Darke, G.,*** *2004. The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs: Geological Society (London) Special Publication 235, 413 p.*
- ***Braunstein, J.,*** *1961. Calciclastic and siliciclastic. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 45, 2017.*
- ***Bricker, O.P.,*** *1971. Carbonate Cements. Studies in Geology 19. Johns Hopkins University Press, Baltimore, 379 pp.*
- ***British Petroleum Co. Ltd. (BP),*** *1971. The geological results of petroleum exploration in western Greece, Instit. Geol. Sub. Res, Special report 10.*
- ***Brown, A.,*** *1997. Porosity variation in carbonates as a function of depth: Mississippian Madison Group, Williston basin, in J. A. Kupecz, J. Gluyas, and S. Bloch, eds, Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates: AAPG Memoir 69, p. 29–46.*
- ***Brown, R. and Fatt, I.,*** *1956. Measurements of fractional wettability of oilfield rocks by the nuclear magnetic relaxation method. Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, 207:262.*
- ***Bryan, J., Kantzas, A. and Mai, A.,*** *2013. Heavy oil characterization using low field NMR. CSPG/CSEG/CWLS GeoConvention 2008, Calgary, Alberta, Canada, May 12–15, 2008. AAPG Search and Discovery Article #90170©2013.*
- ***Burchette, T.P. and Wright, V.P.,*** *1992. Carbonate ramp depositional systems, Sedimentary Geology, 79, 3–57.*

- ***Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y, Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F. and Bryn, P.,*** *2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub–seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. Marine Geology, 213(1–4): 9–72.*
- ***Cantrell, D.L. and Hagerty, R.M.,*** *2003. Reservoir rock classification, Arab-D reservoir, Ghawar field, Saudi Arabia. GeoArabia, 8, 435–462.*
- ***Cantrell, D.L., Swart, P. and Hagerty, R.M.,*** *2004. Genesis and characterization of dolomite, Arab-D reservoir, Ghawar field, Saudi Arabia: GeoArabia, v. 9, p. 11–36.*
- ***Cantrell, D.L., Swart, PK., Robertson, C.H., Kendal, C.G. and, Westphal, H.,*** *2001. Geology and production significance of dolomite, Arab-D reservoir, Ghawar field, Saudi Arabia. GeoArabia, 6, 45–59.*
- ***Carannante, G., Ruberti, D. and Sirna, M.,*** *2000. Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro– and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences. Sedimentary Geology 132, 89–123.*
- ***Carpenter, S.J. and Lohmann, K.C.,*** *1989. $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ variations in late Devonian marine cements from the Golden Spike and Nevis reefs, Alberta, Canada. Journal of Sedimentary Petrology, 59, 792-814.*
- ***Cerepi, A., Barde, J.P. and Labat, N.,*** *2004. High-resolution characterization and integrated study of a reservoir formation: the danian carbonate platform in the Aquitaine Basin (France), Marine and Petroleum Geology 20 (2003) 1161–1183.*
- ***Cerepi, A., Humbert, L. and Burlot, R.,*** *2002. Dynamics of capillary flow and transport properties in porous media by time-controlled porosimetry. Colloids and Surfaces, A: Physicochemical and Engineer Aspects 206, 425–444.*
- ***Choquette, P.W. and James, N.,*** *1987. Diagenesis in limestones–3. The deep burial environment. Geoscience Canada, 14, 3–35.*
- ***Choquette, P.W. and Pray, L.C.,*** *1970. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates: Bulletin American Association Petroleum Geologists, v. 54, p. 207–250.*
- ***Choquette, P.W., Cox, A. and Meyers, W.J.,*** *1992. Characteristics, distribution and origin of porosity in shelf dolostones; Burlington–Keokuk Formation Mississippian, U.S. Mid–Continent. J. Sediment. Petrol. 62 2, 167–189.*
- ***Christ, N., Immenhauser, A., Wood, R., Darwich, K. and Hachenberg, A.,*** *2015. Petrography and environmental controls on the formation of Phanerozoic marine carbonate hardgrounds. Earth-Science Reviews. 151.*
- ***Clark, D., Heaviside, J. and Habib, K,*** *2004. Reservoir properties of Arab carbonates, Al Rayyan field, offshore Qatar, in C. J. R. Braithwaite, G. Rizzi, and G. Darke, eds, The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs: Geological Society (London) Special Publication 235, p. 193–232.*
- ***Coates, G.R., Xiao, L.Z. and. Prammer, M.G.,*** *1999, NMR Logging – Principles and Applications, Gulf Publ. Co., Houston, 256 pp.*
- ***Colacicchi,R. and Baldanza, A.,*** *1986. Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: scaglia formations, Apennines — comparison with siliciclastic depositional models. Sediment. Geol. 48, 81–105.*

- ***Coniglio, M. and Dix, G.R.,*** *1992. Carbonate slopes. In: Walker, R.G. and James, N.P. (eds), Facies Models: Response to Sea–Level Changes. Geological Association of Canada, St John's, Newfoundland, 349–374.*
- ***Cook, H.E. and Mullins, H.T.,*** *1983. Basin margin. In: P.A. Scholle, D.G. Bebout and C.H. Moore (Editors), Carbonate Depositional Environments. Mem. Am. Assoc. Pet. Geol., 33: 539-617.*
- ***Cook, H.E., Mcdaniel, P.N., Mountjoy, E.W. and Pray, L.C.,*** *1972. Allochthonous carbonate débris flows at Devonian bank ('reef') margins, Alberta, Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 20, p. 439–486.*
- ***Cooper, S.P., Goodwin, L.B. and Lorenz, J.C.,*** *2006. Fracture and fault patterns associated with basement cored anticlines: The example of Teapot Dome, Wyoming. AAPG Bulletin 90, 1903–1920.*
- ***D'Argenio, B.,*** *1976. Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea. Società Geologica Italiana.*
- ***D'Argenio, B., Amodio, S., Ferreri, F. and Pelosi, N.,*** *1997. Hierarchy of high frequency orbital cycles in Cretaceous carbonate platform strata. Sediment. Geol. 113, 169–193.*
- ***D'Argenio, B., Ferreri, V., Iorio, M., Raspini, A. and Tarling, D.H.,*** *1999. Diagenesis and remanence acquisition in the Cretaceous carbonates of Monte Raggeto Southern Italy. Cretaceous carbonates of Monte Raggeto Southern Italy. Diagenesis in Sediments. Geol. Soc. London Spec. Publ. Diagenesis in Sediments. Geol. Soc. London Spec. Publ.*
- ***Daly, R.A.,*** *1936. Origin of 'submarine canyons'. Am. J. Sci, 31, 401–420.*
- ***Davies, G.R.,*** *1979. Dolomite reservoir rocks: Processes, controls, porosity development, in C. H. Moore, ed, Geology of carbonate porosity: AAPG Continuing Education Course Note Series 11, p. C1–C17.*
- ***Degnan, P.J. and Robertson, A.H.F.,*** *1998. Mesozoic–early Tertiary passive margin evolution of the Pindos Ocean (NW Peloponnese, Greece).* Sedimentary Geology, 117, *33-70.*
- ***Dehler, C.M., Elrick, M., Karlstrom, K.E., Smith, G.A., Crossey, L.J. and Timmons, J.M.,*** *2001. Neoproterozoic Chuar Group (~800–742 Ma), Grand Canyon: a record of cyclic marine deposition during global cooling and supercontinent rifting. Sed. Geol. 141–142, 465–499.*
- ***Derry, L.A.,*** *2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly. Earth Planet. Sci. Lett, 294, 152–162.*
- ***Dewever, B., Breesch, L., Mezini, A. and Swennen, R.,*** *2007. Sedimentological and marine eogenetic control on porosity distribution in Upper Cretaceous carbonate turbidites (central Albania). Sedimentology 54, 243–264.*
- ***Dickson, J. A.D.,*** *1965. A modified technique for carbonates in thin section. Nature, v. 205, no. 4971, p. 587.*
- ***Dott, R. H.,*** *(1963). Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. A.A.P.G. Bull., 47, 104- 128.*
- ***Dravis, J.,*** *1979. Rapid and widespread generation of recent oolitic hardgrounds on a high energy Bahamian platform, Eleuthera Bank, Bahamas. J. Sed. Petrol., 49, 195-208.*

- ***Droxler, A.W. and Schlager, W.,*** *1985. Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. Geology 13:799–802.*
- ***Droxler, A.W.,*** *1984. Late Quaternary glacial cycles in the Bahamian deep basins and in the adjacent Atlantic Ocean. PhD Thesis, University of Miami, Coral Gables, 119 pp.*
- ***Drummond, C.N., Wilkinson, B.H. and Lohmann, K.C.,*** *1993. Rock–dominated diagenesis of lacustrine magnesian calcite micrite. Carbonate Evaporites 8, 213–223.*
- ***Dullien, F.A.L.,*** *1992. Porous Media. Fluid Transport and Pore Structure. Academic Press.*
- ***Dunham, R.J.,*** *1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, Memoir, American Association of Petroleum Geologists, I, 108·121.*
- ***Dunham, R.J.,*** *1969. Early vadose silt in Townsend mound (reef), New Mexico. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec, Puble. 14, 139-182,22 Figs, Tulsa.*
- ***Dunham, R.J.,*** *1971. Meniscus cement. In: Carbonate Cements (Ed. O.P. Bricker), Studies in Geology 19. Johns Hopkins University Press, Baltimore, 297-300.*
- ***Duraj, A.,*** *1969. La composition chimique et les types de gisements du bauxite en Albanie. - Permbledhje Studimesh, Il, 37-44.*
- ***Durocher, S. and Alaasm, I.S.,*** *1997. Dolomitization and neomorphism of Mississippian Visean upper Debolt Formation. Blueberry Field, northeastern British Columbia; geologic, petrologic, and chemical evidence. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 81. 954–977.*
- *Dvorkin, J. and Nur, A., 1998. Time–average equation revisited. Geophysics 63, 460–464.*
- ***Eberli G.P.,*** *1991. Calcareous turbidites and their relationship to sealevel fluctuations and tectonism. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A (eds) Cycles and events in stratigraphy. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 617–659.*
- ***Eberli, G.P., Baechle, G.T., Anselmetti, F.S. and Incze, M.L.,*** *2003. Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. The Leading Edge 22, 654–660.*
- ***Eberli, G.P., Bernoulli, D., Sanders, D. and Vecsei,*** *1993. From aggradation to progradation; the Maiella Platform, Abruzzi, Italy, in Simo, J.A, Scott, R.W, and Masse, J.-P, eds, Cretaceous Carbonate Platforms: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 56, p. 213–232.*
- ***Ehrenberg, S., Eberli, G., Keramati Nojedeh, S., Marzieh, and Moallemi, S.A.,*** *2006b. Permeability-porosity relationships in interbedded limestone-dolostone reservoirs. AAPG Bull, 90, 91-114.*
- ***Ehrenberg, S.N. and Nadeau, P.H.,*** *2005. Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity–depth and porosity–permeability relationships. AAPG Bulletin 89, 435–445.*
- ***Ehrenberg, S.N., Nadeau, P.H. and Aqrawi, A.A.M.,*** *2007. A comparison of Khuff and Arab reservoir potential throughout the Middle East. AAPG Bulletin, 91, 275–86.*
- ***Eichenseer, H.T., Walgenwitz, F.R. and Biondi, P.J.,*** *1999. Stratigraphic control on facies and diagenesis of dolomitized oolitic siliciclastic ramp sequences (Pinda Group, Albian, offshore Angola): AAPG Bulletin, v. 83, p. 1729–1758.*
- ***El Moursi, M. and Montaggioni, L.F.,*** *1994. Diagenesis of Pleistocene reef-associated sediments from the Red Sea coastal plain, Egypt. Sed. Geol., 90, 49-59.*
- ***Embry, A. and Klovan, J. E.,*** *1971. A late Devonian reef tract on the northeastern Bank Island, Northwest Territories. Bulletin of Canadian Petroleum Geologists, 19, 730–781.*

- ***Enos, P.,*** *1977a. Tamabra limestone of the Poza Rica trend, Cretaceous, Mexico. In: Deep-Water Carbonate Environments (Ed, by H. E. Cook & Paul Enos). Spec. Publs SOC. econ. Paleont. Miner, Tulsa, 25,273-314.*
- ***Evamy, B.D.,*** *1963. The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation. Sedimentology, v. 2, pp. 164-170.*
- ***Fairchild, I.J.,*** *1983. Chemical controls of cathodoluminescence of natural dolomites and calcites: new data and review. Sedimentology 30, 579–583.*
- ***Fantoni, R. and Franciosi, R.,*** *2009. Mesozoic extension and Cenozoic compression in Po Plain and Adriatic Foreland. Rendiconti Online della Società Geologica Italiana 9, 28–31.*
- ***Ferket, H., Ortuño-Arzate, S., Roure, F. and Swennen, R.,*** *2003a. Lithology Control on Matrix Porosity in Shallow Marine Reservoir Limestones: Study of the Peñuela Reservoir Outcrop Analogue (Eastern Mexico). In: The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics, Bartolini, C., Buffler, R.T. and Blickwede, J.F. (eds.), AAPG Mem., 79, Ch. 10, 283-304.*
- ***Fitch, P.J.R.,*** *2011. Heterogeneity in the petrophysical properties of carbonate reservoirs. University of Leicester.*
- ***Fleury, J.J.,*** *1980. Les zones de Gavrovo–Tripolitza et du Pinde–Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord): Evolution d'une plateforme et d'un bassin dans leur cadre alpin.*
- ***Flügel, E.,*** *1982. Microfacies analysis of limestones. Springer–Verlag, Berlin, 633 pp.*
- ***Flügel, E.,*** *2004. Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application. Springer, Berlin.*
- ***Folk, R.L.,*** *1965. Petrology of Sedimentary Rocks, Hemphill Publishing Company, Austin, Texas. ed.*
- ***Fournier, F. and Borgomano, J.,*** *2007. Geological significance of seismic reflections and imaging of the reservoir architecture in the Malampaya gas field (Philippines). AAPG Bulletin 91, 235–258.*
- ***Fournier, F. and Borgomano, J.,*** *2009 Critical porosity and elastic properties of microporous mixed carbonate–siliciclastic rocks. Geophysics 74, 93–109.*
- ***Fournier, F., Léonide, P., Kleipool, L.M., Toullec, R., Reijmer, J., Borgomano, J., Klootwijk, T. and Van der Molen, J.,*** *2014. Pore space evolution and elastic properties of platform carbonates (Urgonian limestone, Barremian–Aptian, SE France). Sedimentary Geology 308, 1–17.*
- ***Frank, T.D. and Arthur, M.A.,*** *1999. Tectonic forcings of Maastrichtian ocean-climate evolution. Paleoceanography, 14–2, 103–117.*
- ***Frey–Martinez, J., Cartwright, J. and James, D.,*** *2006. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterization. Marine and Petroleum Geology, 23(5): 585–604.*
- ***Frykman, P.,*** *2001. Spatial variability in petrophysical properties in Upper Maastrichtian chalk outcrops at Stevns Klint, Denmark. Mar Pet Geol 18:1041–1062. 8172(01)00043–5.*
- ***Fürsich, F.T.,*** *1979. Genesis, environments, and ecology of Jurassic hardgrounds. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 158/1, 1-63.*

- ***Garrison, R.E., Kennedy, W.J. and Palmer, T.J.,*** *1987. Early lithification and hardgrounds in Upper Albian and Cenomanian calcarenites, Southwest England. Cretaceous Res., 8, 103-140.*
- ***Gealey W.K.,*** *1988. Plate tectonic evolution of the Mediterranean-Middle East region. Tectonophysics, 155, 285-306.*
- ***Georger, R., Coates, Lizhi, X. and Manfred, G.P.,*** *1999. NMR LOGGING PRINCIPLES and APPLICATIONS. Halliburton Energy Services Publication. Vol, 234*
- ***Getsos, K., Pomoni–Papaioannou, F. and Zelilidis, A.,*** *2004. Triassic carbonate and evaporite sedimentation in Ionian zone (western Greece): palaeogeographic and palaeoclimatic implication, Bulletin of the Geological Society of Greece, XXXVI, 699–707.*
- ***Getsos, K., Pomoni–Papaioannou, F. and Zelilidis, A.,*** *2007. A carbonate ramp evolution in the transition from the Apulia platform to the Ionian basin during Early to Late Cretaceous (NW Greece). Proceedings of the 11th Intern. Congress of the Geological society of Greece, Bull of the Geol. Soc. Greece, XXVII, 53–63.*
- ***Ghosh, S.K. and Friedman, G.M.,*** *1989. Petrophysics of a dolostone reservoir; San Andres Formation Permian, West Texas. Carbonates Evaporites 4, 45–119. https://doi.org/10.1007/BF03178508*
- ***Gjata, T., Skela, V., Ylli, L., Kici, V. and Nika, E.,*** *1968. Sur l'absence du Paléocène, de l'Yprésien et partiellement du Lutétien ainsi que de l'existence du Priabonien carbonaté dans la zone de Kruja. – Bull.U.Sh.T, ser. shk. nat, 2, 39-46.*
- ***Gladstone, C. and Sparks, R.S.J.,*** *2002. The significance of grain–size breaks in turbidites and pyro–clastic density current deposits. J. Sed. Research, 72, 1, 182–191.*
- ***Godet, A., Durlet, C., Spangenberg, J.E. and 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. Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol, 454, 125–138.*
- ***Goldhammer, R.K., Dunn, P.A. and Hardie, L.A.,*** *1990. Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from Alpine Triassic platform carbonates. Geological Society of America Bulletin 102, 535–562.*
- ***Götte, T. and Richeter, D.K.,*** *2009. Quantitative aspects of Mn-activated cathodoluminescence of natural and synthetic aragonite. Sedimentology 56, 483–492.*
- ***Graham Wall, B.R., Girbacea, R., Mesonjesi, A. and Aydin, A.,*** *2006. Evolution of fracture and fault controlled fluid pathways in carbonates of the Albanides fold–thrust belt. AAPG Bulletin, 90, 1227–1249.*
- ***Gray, A.F. and Adams, A.E.,*** *1995. Sheet voids and radiaxial fibrous calcite cement fills from Upper Jurassic Beachrock, Calcaires Blancs de Provence, southeast France. Carbonates Evaporites 10, 252–260.*
- ***Graziano, R.,*** *2000. The Aptian–Albian of the Apulia Carbonate Platform (Gargano Promontory, southern Italy): evidence of palaeooceanographic and tectonic controls on the stratigraphic architecture of the platform margin, Cretaceous Research, 21,107–126.*
- ***Graziano, R.,*** *2001. The Cretaceous Megabreccias of the Gargano promontory (Apulia, southern Italy): Their stratigraphic and genetic meaning in the evolutionary framework of the Apulia Carbonate Platform. Terra Nova 13, 110–116.*

- ***Gregg, J.,*** *1987. Classification of Dolomite Rock Textures. SEPM Journal of Sedimentary Research. Vol. 57.*
- ***Gregg, J.M. and Shelton, K.L.,*** *1990. Dolomitization and Dolomite Neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonneterre and Davis Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. Journal of Sedimentary Research, 60, 549-562.*
- ***Gregg, J.M. and Sibley, D.F.,*** *1984. Epigenetic Dolomitization and the Origin of Xenotopic Dolomite Texture. Journal of Sedimentary Research, 54, 908-931.*
- ***Haddad, E., Boyer, D., Droser, M., Lee, B., Lyons, T. and Love, G.,*** *2017. Ichnofabrics and chemostratigraphy argue against persistent anoxia during the Upper Kellwasser Event in New York State. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 490.*
- ***Halley, R. B. and Schmoker, J. W.,*** *1983. High porosity Cenozoic rocks of South Florida: progressive loss of porosity with depth. AAPG Bulletin, 67, 191–200.*
- ***Hampton, M.A., Lee, H.J. and Locat, J.,*** *1996. Submarine Landslides. Review of Geophysics, 34: 33–59.*
- ***Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.C. and Vail, P.R.,*** *1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins, in: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Society for Sedimentary Geology, pp. 3–13.*
- ***Hardie, L.A.,*** *1991. On the significance of evaporites. Annu. Rev. Earth Planetary Sci. 19, 131–168.*
- ***Harris, P.M., Kendall, Ch. and Lerche, I.,*** *1985. Carbonate cementation – a brief review. In: Carbonate Cements (Eds N. Schneidermann and P.M. Harris), SEPM Spec. Publ., 36, 79-95.*
- ***Heba, G. and Prichonnet, G.,*** *2006. L'intervalle Crétacé terminal-Éocène de la marge passive d'Apulie en Albanie (Massifs de Krujë–Dajt et de Makareshi, Zone de Kruja): Faciès, organismes et cycles sédimentaires d'une plate-forme carbonatée. Bulletin de la Société Géologique de France 177, 5, 249–266.*
- ***Heba, G. and Prichonnet, G.,*** *2009. The late Cretaceous-Eocene instability of the Apulian passive margin in Albania (Kruja carbonate platform) and its impacts on sedimentation. Bulletin De La Société Géologique De France - BULL SOC GEOL FR. 180. 431-448.*
- ***Heba, G.,*** *1997. Faciès, diagenèse et cycles sédimentaires des carbonates de la plate-forme de Kruja (Albanie) au Crétacé terminal. DEA. Université de Lille1, France. 50 p.*
- ***Heba, G.,*** *2008. Evolution de la plate-forme carbonatée de Kruja, en Albanie, du Crétacé à l'Eocène. Thèse. Université du Québec à Montréal.*
- ***Heba, G., Prichonnet, G. and El Albani, A., 2009.*** *Meteoric diagenesis of Upper Cretaceous and Paleocene-Eocene shallow-water carbonates in the Kruja Platform (Albania): geochemical evidence. Geologica Carpathica. 60. 165-179.*
- ***Heba, G., Prichonnet, G. and El Albani, A.,*** *2009. Meteoric diagenesis of Upper Cretaceous and Paleocene-Eocene shallow-water carbonates in the Kruja Platform (Albania): geochemical evidence 60, 165–179.*
- ***Heezen, B.C. and Ewing, M.,*** *1952. Turbidity Currents and Submarine Slumps, and the 1929 Grand–Banks Earthquake. American Journal of Science, 250(12): 849–873.*

- ***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.*
- ***Hillgärtner, H., Dupraz, C. and Hug, W.,*** *2001. Microbially induced cementation of carbonate sands: Are micritic meniscus cements good indicators of vadose diagenesis? Sedimentology 48 (1): 117–131.*
- ***Hine, A.C. and Mullins, H.T.,*** *1983. The carbonate shelf–slope break. In: The Shelf–Break: Critical Interface on Continental Margins (Ed. by D.J. Stanley and G.T. Moore), Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ, 33, 169–183.*
- ***Hine, A.C.,*** *1983. Modern shallow water carbonate platform margins: Platform margin and deep water carbonates. USA, Lecture Notes for Short Course No. 12, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 3–100.*
- ***Hollis, C., Vahrenkamp, V., Tull, S., Mookerjee, A., Taberner, C. and Huang, Y.,*** *2010. Pore System Characterisation in Heterogeneous Carbonates: An alternative Approach to Widely-used Rock-typing Methodologies. Marine and Petroleum Geology, 27(4), 772–793.*
- ***Hopkins, J.C.,*** *1999. Characteristics of reservoir lithologies within sub-unconformity pools: Pekisko Formation, Medicine River field, Alberta, Canada: AAPG Bulletin, v. 83, p. 1855– 1870.*
- ***Hopkins, J.C.,*** *2004. Geometry and origin of dolomudstone reservoirs: Pekisko Formation (Lower Carboniferous), western Canada, in C. J. R. Braithwaite, G. Rizzi, and G. Darke, eds, The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs: Geological Society (London) Special Publication 235, p. 349–366.*
- ***Humphrey, J.D.,*** *2000. New geochemical support for mixing–zone dolomitization at Golden Grove, Barbados. J. Sediment. Res. 70, 1160–1170.*
- ***IGRS-IFP,*** *1966. Étude géologique de l'Epire (Grèce nord occidentale), Ed. Technip, Paris, 306pp.*
- ***Ingerson, E.,*** *1962. Problems of the geochemistry of sedimentary carbonate rocks. Geochim. et Coamoehim. Acta 26, 815-847.*
- ***Israili, S.H. and Khan, M.W.Y.,*** *1980. Trace element studies of phosphorite bearing Gangolihat dolomites, Pithoragarh, U.P. India. Chem. Geol, 31, pp, 133–143.*
- ***Jacka, A.D., Beck, R.H., St Germain, L.C. and Harrison, S.C.,*** *1968. Permian deep–sea fans of the Delaware Mountain Group (Guadalupian), Delaware basin. Society of Economic paleontologists and Mineralogists Permian Basin Section Publication, 68–11, 49–90.*
- ***James, N.P. and Choquette, P.W.,*** *1983. Diagenesis 6. Limestones-the sea-floor diagenetic environment. Geosci. Can., 10: 162-179.*
- ***James, N.P. and Choquette, P.W.,*** *1990. Limestones - the meteoric diagenetic environment. In McIIreath, I.A. et Morrow, W. (Eds.), Diagenesis. Geoscience Canada, reprint series, 4, pp. 35-73.*
- ***James, N.P. and Kendall, A.C.,*** *1992. Introduction to carbonate and evaporite facies models. Facies Models: Response to Sea Level Change. R. G. Walker and N. P. James. St John's, Newfoundland, Geological Association of Canada: 265–275.*

- ***Jardin, A., Roure, F. and Nikolla, L.,*** *2011. Subsalt Depth Seismic Imaging and Structural Interpretation in Dumre Area, Albania. Oil Gas Sci. Technol. – Rev. IFP Energies nouvelles 66 (6) 911–929*
- ***Jelaska, V.,*** *2003. Carbonate platforms of the External Dinarides, in Vlahović, I., and Tišljar, J., eds., Evolution of Depositional Environments from the Palaeozoic to the Quaternary in he Karst Dinarides and the Pannonian Basin: Zagreb, 22nd International Association of Sedimentologists, Meeting of Sedimentology, Field-Trip Guidebook, p. 67-71.*
- ***Jenkins, R. and Snyder, R.L.,*** *1996. X–ray Powder Diffractometry, Wiley–Interscience Publication, New York.*
- ***Jennings, J.W.Jr. and Lucia, F.J.,*** *2003. Predicting Permeability From Well Logs in Carbonates With a Link to Geology for Interwell Permeability Mapping. SPE Res Eval and Eng 6 (4): 215–225. SPE–84942–PA.*
- ***Johnson, A.M.,*** *1938. The origin of submarine canyons. Journal of Geomorphology, 1, 111-340.*
- ***Jones, B. and Desrochers, A.,*** *1992. Shallow platform carbonates. In: Walker, R.G, James, N.P. (Eds.), Facies Models. Geological Association of Canada, Dep. Earth Sci, Memorial Univ, St. John's, Newfoundland, pp. 277–301.*
- ***Jones, B. and Manning, D.A.C.,*** *1994. A comparison and correlation of different geochemical indices used for the interpretation of depositional environments in ancient mudstones. Chemical Geology, 111(1–4), pp.111–129.*
- ***Jørgensen, N.O.,*** *1987. Oxygen and carbon isotope compositions of Upper Cretaceous chalk from the Danish sub-basin and the North Sea Central Graben. Sedimentology, 34, 559– 570.*
- ***Karakitsios, V. and Tsaila-Monopolis, S.,*** *1988. Données nouvelles sur les niveaux supérieurs (Lias inférieur-moyen) des Calcaires de Pantokrator (zone ionienne moyenne, Epire, Grèce continentale). Description des Calcaires de Louros, Rev. Micropaleont, Paris, 31(1), 49-55.*
- ***Karakitsios, V.,*** *1990. Study of Jurassic age paleo faults in Ionian zone (Epims, Greece), Proceedings of the 5th international Congress, XXV/l, 307–318.*
- ***Karakitsios, V., Danelian, T. and De Wever, P.,*** *1988. Datation par les radiolaires des Calcaires a Filaments, Schists a Posidonies superieurs et Calcaires de Vigla "zone Ionienne, Epire, Grece", du Callovient au Tithonique terminal, Compte Rendu de l'Academie des Sciences, 306/Il, 367–372.*
- ***Katsube, T.J., and Issler, D.R.,*** *1993. Pore–size distributions of shales from the Beaufort–Mackenzie Basin, northern Canada. In: Current Research, Part E. Geological Survey of Canada, Paper–lE, p. 123–132.*
- ***Katz, A., Sass, E., Starinsky, A. and Holland, H.D.,*** *1972. Strontium behaviour in the aragonite—calcite transformation: An experimental study at 40—98°C. Geochim. Cosmochim. Acta, 36: 481—496.*
- ***Kazmierczak, J., Coleman, M.L., Gruszczynski, M. and Kempe, S.,*** *1996. Cyanobacterialkey to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas. Acta Palaeont.Pol. 41, 319–338.*

- ***Kendall, C.G. and Schlager, W.,*** *1981. Carbonates and relative changes in sea level. Marine Geology, 44: 181–212.*
- ***Kendall, C.G.S.C. and Warren, J.,*** *1987. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. Sedimentology, 34: 1007–1028.*
- ***Kenter, J.A.M., Braaksma, H., Verwer, K. and Van Lanen, X.M.T.,*** *2007. Acoustic behavior of sedimentary rocks: Geologic properties versus Poisson's ratios. The Leading Edge 26, 436–444.*
- ***Kilias, A., Tranos, M., Mountrakis, D., Shallo, M., Marto, A. and Turku, I.,*** *2001. Geometry and kinematics of deformation in the Albanian orogenic belt during the Tertiary. Journal of Geodynamics 31, 169–187.*
- ***Kim, S.T., Mucci, A. and Taylor, B.E.,*** *2007. Phosphoric acid fractionation factors for calcite and aragonite between 25 and 75° C: Revisited. Chemical Geology, 246, 135–146.*
- ***Kjonsvik, D., Doyle, J.D., Jacobsen, T. and Jones, A.D.W.,*** *1994. The effects of sedimentary heterogeneities on production from a shallow marine reservoir – What really matters?: Presented at the 1994 European Petroleum Conference, London, Society of Petroleum Engineers Paper 28445, p. 27–40.*
- ***Kneller, B.,*** *1995. Beyond the turbidite paradigm; physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In: Hartley, A. and Prosser, J., (Eds), Characterization of deep marine clastic systems: Geological Society of London, Spec. Publication 94, 31-49.*
- ***Kondo A., Mecaj, B., Dalipi, H. and Pejo, I.,*** *1971. Sur une unité tectonique (facialo-structurale) entre la zone Ionienne et la zone de Kruja. - Permbledhje Studimesh, 4, 78-89.*
- ***Kopaska–Merkel, D.C. and Friedman, G.M.,*** *1989. Petrofacies analysis of carbonate rocks; example from lower Paleozoic Hunton Group of Oklahoma and Texas. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 73 11, 1289–1306.*
- ***Kopaska-Merkel, D.C.,*** *1988. New applications in the study of porous media: Determination of pore-system characteristics on small fragments (part I). Northeastern Environmental Science, v. 7, p. 127-142.*
- ***Kopaska-Merkel, D.C.,*** *1991. Analytical Procedure and Experimental Design for Geological Analysis of Reservoir Heterogeneity using Mercury Porosimetry. Alabama Geological Survey Circular 153, 29 p.*
- ***Kostic, B. and Aigner, T.,*** *2004. Sedimentary and poroperm anatomy of shoal-water carbonates (Muschelkalk, South-German basin), an outcrop analogue study of inter-well spacing scale. Facies, 50, 113–131.*
- ***Krauskopf, K.B.,*** *1955. Sedimentary deposits of ore minerals. Econ. Geol. 50th Anniv, 18: 411--463.*
- ***Kuenen, P.H. and Migliorini, C.I.,*** *1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. Journal of Geology, 58 (2), 91-127.*
- ***Kuenen, P.H.,*** *1937. Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. Leidsche Geol. Meded., 8, 327-351.*
- ***Kuenen, P.H.,*** *1957. Sole markings of graded bedding. Journal of Geology, 65, 231-258.*
- ***Laberg, J.S. and Camerlenghi, A.,*** *2008. The Significance of Contourites for Submarine Slope Stability. In: Rebesco M, Camerlenghi A (eds) Developments in Sedimentology, vol Volume 60. Elsevier, pp 537–556.*

- ***Lambert, L., Durlet, C., Loreau, J.P. and Marnier, G****., 2006. Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic–Cretaceous): keys for recognition and timing, Marine and Petroleum Geology 23 (2006) 79–92.*
- ***Lancelot, Y.,*** *1980. Birth and evolution of the 'Atlantic Tethys' (central north Atlantic): Bureau Recherché Geologique at Minieres, v. 116, colloque C5.*
- ***Land, L. S.,*** *1985. The origin of massive dolomite. J. Geol. 33, 112–125.*
- ***Land, L.S.,*** *1980. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. In Concepts and Modelsof Dolomitization (eds. D. Znger, J Durham and R. Ethington). SEPM, pp. 87–110.*
- ***Land, L.S.,*** *1985. The Origin of Massive Dolomite: Summary and Suggestion. Journal of Geological Education, 33, 112-125.*
- ***Land, L.S., Salem, M. and Morrow, D.,*** *1975. Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical evidence. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 59, 1602–1625.*
- ***Lantzsch H., Roth, S., Reijmer, J.J.G. and Kinkel, H.,*** *2007. Sea–level–related resedimentation processes on the northern slope of Little Bahama Bank (Middle Pleistocene to Holocene). Sedimentology 54:1307–1322.*
- ***Le Goff, J.,*** *2015. Évolution tectono–sédimentaire du système carbonaté "Plateforme Apulienne – Bassin Ionien" au Cétacé Supérieur dans le Sud de l'Albanie, géométries, diagénèse et propriétés réservoirs associées. Vol, 290.*
- ***Le Goff, J., Cerepi, A., Ghysels, G., Swennen, R., Loisy, C., Heba, G., El Desouky, H. and Muska, K.,*** *2015. Meter-scale cycles as a proxy for the evolution of the Apulian Carbonate Platform during the late Cretaceous (Llogara Pass, Albania). Facies.*
- ***Le Goff, J., Cerepi, A., Swennen, R., Loisy, C., Caron, M., Muska, K. and El Desouky, H.,*** *2015. Contribution to the understanding of the Ionian Basin sedimentary evolution along the eastern edge of Apulia during the Late Cretaceous in Albania. Sedimentary Geology. 317.*
- ***Le Goff, J., Reijmer, J., Cerepi, A., Loisy, C., Swennen, R., Heba, G., Cavailhes, T. and De Graaf, S.,*** *2018. The dismantling of the Apulian carbonate platform during the late Campanian - early Maastrichtian, in Albania.*
- ***Lee, H., Lee, S.G. and Doyle, P.S.,*** *2015. Photo patterned oil-reservoir micromodels with tailored wetting properties. Lab a Chip 15 (14), 3047-3055.*
- ***Lee, S.H. and Chough, S.K.,*** *2001. High–resolution (2–7 kHz) acoustic and geometric characters of submarine creep deposits in the South Korea Plateau, East Sea. Sedimentology, 48(3): 629–644.*
- ***Longman, M.W.,*** *1980. Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. AAPG Bull., 64, 461- 487.*
- ***Lønøy, A.,*** *2006. Making sense of carbonate pore systems. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 90, 1381–1405.*
- ***Loucks, R.G., Moody, R.T., Bellis, J.K., and Brown, A.A.,*** *1996. Regional depositional setting and pore network of the El Garia Fm. (Metlaoui Group, Lower Eocene), Offshore Tunisia. Abstracts of the Fifth Tunisian Petroleum Exploration Conference, pp. 147–171. ETAP, Tunis.*
- ***Lowe, D.R.,*** *1976. Grain flow and grain flow deposits. Journal of Sedimentary Petrology 46, 188–199.*

- ***Lowe, D.R.,*** *1982. Sediment gravity flows: II. Depositional model with special reference to the deposits of high–density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology 1 (52), 279–297.*
- ***Lucas, G., Cros, P. and Lang, J.,*** *1976. Les roches sédimentaires, volume 2: étude microscopique des roches meubles et consolidées, Doin éditeurs.*
- ***Lucia, F. J.,*** *1999. Characterization of petrophysical flow units in carbonate reservoir Discussion. AAPG Bulletin, 83(7), 1161–1163.*
- ***Lucia, F.J.,*** *1995. Rock–fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 79, p. 1275– 1300.*
- ***Lucia, F.J., Kerans, C. and Jennings, J.W.Jr.,*** *2003. Carbonate Reservoir Characterization. J. Pet Technol 55 (6): 70–72. SPE–82071–PA. https://doi.org/10.2118/82071–MS.*
- ***Luperto-Sinni, E., Borgomano, J.,*** *1989. Le Crétacé supérieur des Murges sud-orientales (Italie méridionale): stratigraphie et évolution des paléoenvironments. Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia, 95, 95–136.*
- ***Luperto-Sinni, E., Masse, J.,*** *1986. Données nouvelles sur la stratigraphie des calcaires de plate-forme du Crétacé inférieur du Gargano (Italie méridionale). Rivista italiana di paeontologia e stratigrafie, 92, 33–66.*
- ***Machel, H.G.,*** *2000. Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In: Cathodoluminescence in Geosciences (Eds M. Pagel, V. Barbin, P. Blanc and D. Ohnenstetter), pp. 303–329. Berlin, SpringerVerlag.*
- ***Machel, H.G.,*** *2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal In: Braithwaite, C.J.R, Rizzi, G. et Drake, G, (eds.). The Geometry and Petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs. Geological Society, London, Special Publication, 235, 7–63.*
- ***Mancini, E.A., Blasingame, T.A., Archer, R., Panetta, B.J., Llina´s, J.C., Haynes, C.D. and Benson, D.J.,*** *2004. Improving recovery from mature oil fields producing from carbonate reservoirs: Upper Jurassic Smackover Formation, Womack Hill field (eastern Gulf Coast, U.S.A.): AAPG Bulletin, v. 88, p. 1629–1651.*
- ***Marshall, D.J.,*** *1988. Cathodoluminescence of Geological Materials. Unwin Hyman, Boston, 146 p.*
- ***Mason, R.A. and Mariano, A.N.,*** *1990. Cathodoluminescence activation in manganese-bearing and rare earth-bearing synthetic calcites. Chem. Geol. 88, 191–206.*
- ***Mason, R.A.,*** *1987. Ion microprobe analysis of trace elements in calcite with an application to the cathodoluminescence zonation of limestone cements from the Lower Carboniferous of South Wales, U.K. Chem. Geol. 64, 209–224.*
- ***McArthur, J.M. and Howarth, R.J.,*** *2004. Sr–isotope stratigraphy. In: Gradstein, F.M, Ogg, J.G, and Smith, A.G. (Eds.), A Geological Timescale 2004. Cambridge University Press, Cambridge 589.*
- ***McArthur, J.M., Howarth, R. J. and Bailey, T.R.,*** *2001. Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr–Isotope Curve for 0–509 Ma and Accompanying Look–up Table for Deriving Numerical Age. The Journal of Geology 109, 155–170.*

- ***McNeill, D.F., Cunningham, K.J., Guertin, L.A. and Anselmetti, F.S.,*** *2004 Depositional themes of mixed carbonate–siliciclastics in the south Florida Neogene: Application to ancient deposits. In: Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling (Eds. Grammer, G.M, Harris, P.M. and Eberli, G.P.). AAPG Memoir 80, 23–43.*
- ***Meço S. and Aliaj S.,*** *2000. Geology of Albania. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 1—246.*
- ***Meço, S.,*** *1988. Konodontet dhe stratigrafia e depozitimeve paleozoike e triasike ne zonen e Korabit. Disertacion, 359 p. Tirana.*
- ***Meço, S., Aliaj, S., Turku, I. and Bowen, R.,*** *2000. Geology of Albania, Beiträge zur regionalen Geologie der Erde. Gebr. Borntraeger. ed.*
- ***Meischner, K.D.,*** *1964. Allodapiche kalke, turbidite in riff–nahen sedimentations–becken. In: A.H. Bouma and A. Brouwer (Eds), Developments in sedimentology 3: Turbidites, Spec. Pub. Inter. Ass. Sed. 156–191.*
- ***Meyers, J.M.,*** *1987. Marine vadose beachrock cementation by cryptocrystalline magnesian calcite – Maui, Hawaii. J. Sed. Petrol., 57, 558-570.*
- ***Meyers, J.W.,*** *1974. Carbonate Cement Stratigraphy of Lake Valley Formation (Mississippian) Sacramento Mountains, New–Mexico. Journal of Sedimentary Petrology, 44, 837–861.*
- ***Middleton, G.V. and Hampton, M.A.,*** *1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Turbidity and Deep Water Sedimentation, edited by: Middleton G.V. and Bouma, A.H., SEPM, 1-38, 1973.*
- ***Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.D., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie–Blick, N. and Pekar, S.F.,*** *2005. The Phanerozoic record of global sea–level change. Science 310, 1293–1298.*
- ***Milne, J.,*** *1897. Submarine changes. Geographical Journal. 10, 129-146, 259-289.*
- ***Mitchum, R.M.,*** *1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 11, Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton CE (ed) Seismic stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration. AAPG Mem 26:205–212.*
- ***Mohrig, D. and Marr, J.G.,*** *2003. Constraining the efficiency of turbidity current generation from sub– marine débris flows and slides using laboratory experiments. Mar. Petrol. Geol, 20, 883–899.*
- ***Moisiu, L. and Gurabardhi, L.,*** *2004. Geological Map of South Albania, 1/200,000. Geological Research Institute, Petroleum and Gas Institute of Fier.*
- ***Moldovany, E.P. and Lohmann, K.C.,*** *1984. Isotopic and petrographic record of phreatic diagenesis: Lower Cretaceous Sligo and Cupido Formations. Journal of sedimentary petrology, 54, 927-958.*
- ***Montanez, I.P. and Read, J.F.,*** *1992. Eustatic control on early dolomitization of cyclic peritidal carbonates: evidence from the Early Ordovician Upper Knox Group, Appalachians. Geol. Soc. Amer. Bull. 104, 872–886.*
- ***Moore, C.H.,*** *1989. Carbonate Diagenesis and Porosity, Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology, 338 pp.*
- ***Moore, C.H.,*** *2001. Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. Developments in Sedimentology, 55. Elsevier, Amsterdam, 444 pp.*

- ***Moorkens T.H. and Döhler M.,*** *1994. Albania/Albanien. In: Regional Petroleum Geology of the world, Part I (Ed. H. Kulke), Beträge zur Regionalen Geologie der Erde, 21, 325–342.*
- ***Morriss, C., Rossini, D., Straley, C., Tutunjian, P. and Harold V.,*** *1997. Core Analysis By Low-field NMR.* The Log Analyst *38.*
- ***Morse, J.,*** *2003. Formation and Diagenesis of Carbonate Sediments. Treatise on Geochemistry. 7. 67–85.*
- ***Mountjoy, E.W. and Marquez, X.M.,*** *1997. Predicting reservoir properties in dolomites: Upper Devonian Leduc buildups, deep Alberta basin, in J. A. Kupecz, J. Gluyas, and S. Bloch, eds, Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates: AAPG Memoir 69, p. 267–306.*
- ***Mulder, T. and Alexander, J.,*** *2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology, 48, 269–299.*
- ***Mulder, T. and Cochonat, P.,*** *1996. Classification of offshore mass movements. Journal of Sedimentary Research, 66(1): 43–57.*
- ***Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.C. and Savoye, B.,*** *2003. Marine hyperpicnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. Marine and Petroleum Geology, 20: 861–882.*
- ***Mullins, H.T. and Cook, H.E.,*** *1986. Carbonate slope apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. Sedimentary Geology 48, 37–79.*
- ***Mullins, H.T., Heath, K.C., Van Buren, H.M. and Newton, C.R.,*** *1984. Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: northern Little Bahama Bank. Sedimentology 31, 141–168.*
- ***Mutti, E. and Ricci Lucchi, F.,*** *1972. Le torbiditi dell'Appennino settentrionale : introduzione all'ana– lisi di facièS. Mem. Soc. Geol. It, 11, 161–199.*
- ***Mutti, E. and Ricci Lucchi, F.,*** *1975. Turbidite faciès and faciès associations. In: E. Mutti, G.C. Parea, F. Ricci Lucchi, M. Sagri, G. Zanzucchi, G. Ghibaudo, S. Iaccarino (Eds), Examples of turbi– dites faciès and faciès associations from selected formations of the Northern Apennines. 9ème Congrès International de Sédimentologie, Nice 1975, Field Trip A 11, 21–37.*
- ***Mutti, E.,*** *1992. Turbidite Sandstones. Agip Special Publication, Milan.*
- ***Nelson, C.H.,*** *1983. Modern submarine fans and debris aprons: An update of the first half century. In: J.S. Boardman (Ed.), Revolution in the Earth Sciences: Advances in the Past Half–Century. Kendall/Hunt, Dubuque, Iowa, 148–166.*
- ***Nelson, C.H., Carlson, P.R., Byrne, J.V. and Alpha, T.R.,*** *1970. Development of the Astoria Canyon– Fan physiography and comparison with similar systems. Mar. Geol, 8, 259–291.*
- ***Nelson, R.A.,*** *1985. Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs: Contributions in Petroleum Geology and Engineering. Houston, Texas, U.S.A, Gulf Publishing Co, 320 pp.*
- ***Neugebauer, J., Greiner, B. and Appel, E.,*** *2001. Kinematics of the Alpine–West Carpathian orogen and palaeogeographic implications: Geological Society of London, Journal, v. 158, p. 97–110.*

- ***Neumann, A. and MacIntyre, I., 1985.*** *Reef response to sea level rise: keep–up, catch–up or give up. Proceedings of 5th International Coral Reef Symposium, Tahiti.*
- ***Neumeier, U.,*** *1998. Le rôle de l'activité microbienne dans la cimentation précoce des beachrocks (sédiments intertidaux). Terre Environ., Genève, 12, 183 pp.*
- ***Normark, W.R.,*** *1970. Growth patterns of deep–sea fans. A.A.P.G. Bull, 54 (11), 2170–195.*
- ***Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P. and Ohnenstetter, D.,*** *2000. Cathodoluminescence in Geosciences. Springer-Verlag, Berlin, 514 p.*
- ***Palermo, D., Aigner, T., Nardon, N. and Blendinger, W.,*** *2010. Three–dimensional facies modeling of carbonate sand bodies: Outcrop analog study in an epicontinental basin (Triassic, southwest Germany): AAPG Bulletin, v. 94, p. 475–512*
- ***Pamić, J., Gušić, I. and Jelaska, V.,*** *1998. Geodynamic evolution of the Central Dinarides: Tectonophysics, v. 297, p. 251–268.*
- ***Papa, A.,*** *1972. Conceptions nouvelles sur la structure des Albanides. Présentation de la carte tectonique de l'Albanie au 1/500 000e. Bull. Soc. Géol. France 7, 12, 1096—1109.*
- ***Payros, A. and Pujalte, V.,*** *2008. Calciclastic submarine fans: an integrated overview. Earth–Science Reviews 86, 203–246.*
- ***Payros, A., Pujalte, V. and Orue–Etxebarria, X.,*** *2007. A point–sourced calciclastic submarine fan complex (Eocene Anotz Formation, western Pyrenees): facies architecture, evolution and controlling factors. Sedimentology, 54, 1, 137–168.*
- ***Peza L,*** *1982. La formation de "Shkembi i Vajes" et ses caractéristiques. Përmbledhje Studimesh 1, 67—86.*
- ***Peza, L.,*** *1973. Mise à jour d'un autre niveau stratigraphique dans la zone de Kruja (la coupe continue de "Shkalla e Vajes"). Përmbledhje Studimesh 4, 51—63.*
- ***Peza, L.,*** *1975. Quelques données sur la structure géologique du Massif de Makareshi. Përmbledhje Studimesh 5, 33—44.*
- ***Peza, L.,*** *1977. Une détermination plus approfondie de la stratigraphie du Sénonien supérieur dans la coupe continue de "Droja" et de "Shkalla e Vajes". Përmbledhje Studimesh 3, 29—55.*
- ***Pieri, M. and Mattavelli, L.,*** *1986. Geologic framework of Italian petroleum resources Am. Assoc. Petrol GeoL Bull. 70, 103-130.*
- ***Pieri, M., Spalluto, L., Sabato, L., Tropeano, M., Andriani, G., Caffau, M., Labriola, M., Maggiore, M., Walsh, N.,*** *2010. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 438 Bari, 144.*
- ***Pierson, B.J.,*** *1981. The control of cathodoluminescence in dolomite by iron and manganese. Sedimentology 28, 601–610.*
- ***Playton, T.E., Janson, X. and Kerans, C.,*** *2010. Carbonate slopes. In: Facies Models 4 (Eds N. P. James and R. W. Dalrymple). Geological Association of Canada.*
- ***Pomar, L.,*** *2001. Ecological control of sedimentary accomodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Micoene, Balearic Islands. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 175: 249–272.*
- ***Pomar, L.,*** *2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. Basin Research 13: 313– 334.*

- ***Powers, R.W.,*** *1962. Arabian Upper Jurassic carbonate reservoir rocks, in W. E. Ham, ed, Classification of carbonate rocks—A symposium: AAPG Memoir 1, p. 122–192.*
- ***Pranter, M.J., Hirstius, C.B., Budd, D.A.,*** *2005. Scales of lateral petrophysical heterogeneity in dolomite lithofacies as determined from outcrop analogs: implications for 3–D reservoir modeling. AAPG Bull 89:645–662*
- ***Pray, L.C., Cook, H.E., McDaniel, P.N. and Mountjoy, E.W.,*** *1967. Allochthonous carbonate débris flows at Devonian bank ("reef") margins, Alberta, Canada. In: Proc. Int. Symp. Devonian System, Calgary, Alba, Soc. Pet. Geol. Can, 128–129.*
- ***Prifti, I., Muska, K.,*** *2013. Hydrocarbon occurrences and petroleum geochemistry of Albanian oils, Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), Vol. 132, No. 2 (2013), pp. 228–235.*
- ***Purser, B.H.,*** *1969. Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris Basin. Sedimentology, 12, 205-230.*
- ***Purser, B.H.,*** *1975. Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne (Thèse). Orsay.*
- ***Purser, B.H.,*** *1980. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome1: Les éléments de la sédimentation et de la diagenèse, Ed. Technip, Paris, 367 pp.*
- ***Rahimpour-Bonab, H., Esrafili-Dizaji, B. and Tavakoli, V.,*** *2010. Dolomitization and anhydrite precipitation in Permo-Triassic carbonates at the South Pars gasfield, offshore Iran: controls on reservoir quality. Journal of Petroleum Geology, 33, 43–66.*
- ***Rankama, K. and Sahama, T.G.,*** *1950. Geochemistry. University of Chicago Press, Chicago, Ill, 912 pp.*
- ***Ravenne, C. and Beghin, P.,*** *1983. Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes sousmarins. Rev Inst Fr Pétrole 38, 3: 279–297*
- ***Read, J.,*** *1973. Carbonate cycles, Pillara Formation (Devonian), Canning Basin, Western Australia. The American Association of Petroleum geologist, memoirs, 12: 1–60.*
- ***Read, J.F.,*** *1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. Tectonophysics, 81: 195–212.*
- ***Read, J.F.,*** *1985. Carbonate platform facies models. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69: 1–21.*
- ***Read, J.F.,*** *1998. Phanerozoic carbonate ramps from greenhouse, transitional and icehouse worlds: clues from field and modeling studies. In: Wright V.P. and Burchette T.P (Eds) Carbonate Ramps. Geological Society of London Special Publication, 149:107–135.*
- ***Reijmer, J.,*** *1998.Compositional variations during phases of progradation and retrogradation of a Triassic carbonate platform (Picco di Vallandro/Dürrenstein, dolomites, Italy). Geol Rundsch 87, 436–448.*
- ***Reijmer, J.J.G. and Everaars, J.S.L.,*** *1991. Carbonate platform facies reflected in carbonate basin facies (Triassic, northern calcareous Alps, Austria). Facies 25, 253–278.*
- ***Reijmer, J.J.G., Palmieri, P. and Groen, R.,*** *2012. Compositional variations in calciturbidites and calcidebrites in response to sea–level fluctuations (Exuma Sound, Bahamas). Facies 58, 493–507.*
- ***Reijmer, J.J.G., Ten Kate, W.G.H.Z., Sprengrer, A. and Schlager, W.,*** *1991. Calciturbidite composition related to exposure and flooding of a carbonate platform (Triassic, Eastern Alps). Sedimentology 38, 1059–1074.*

- ***Reinhold, C.,*** *1999. Dog-tooth cements: indicators of different diagenetic environments. Zbl Geol Paläont Teil I 1997:1221– 1235.*
- ***Richter, D.K., Neuser, R.D., Schreuer, J., Gies, H. and Immenhauser, A.,*** *2011. Radiaxial-fibrous calcites: a new look at an old problem. Sediment. Geol 239: 23– 36.*
- ***Rimstidt, J.D., Chermak, J.A. and Schreiber, M.E.,*** *2017. Processes that control mineral and element abundances in shales. Earth–Science Reviews, 171(September 2016), pp.383–399.*
- ***Robertson, A. and Shallo, M.,*** *2000. Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. Tectonophysics 316, 197–254.*
- ***Rootare, H.M.,*** *1970. A review of mercury porosimetry. In: Hirschhorn, J.S, and Roll, K.H, eds, Advanced Experimental Techniques in Powder Metallurgy. Plenum Press, New York, p. 225-253.*
- ***Rosenbaum, J. and Sheppard, S.M.,*** *1986. An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. Geochim. Cosmochim. Acta, 50, 1147–1150.*
- ***Roure, F., Nazaj, S., Mushka, K., Fili, I., Cadet, J.P. and Bonneau, M.,*** *2004. Kinematic evolution and petroleum systems: an appraisal of the Outer Albanides. AAPG. Mem, Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems, 82, 474–493.*
- ***Roure, F., Prenjasi, E. and Xhafa, Z.,*** *1995. Petroleum Geology of the Albanian Thrust Belt. AAPG International Conference and Exhibition Nice, Post–Conference GuideBook, 100 p.*
- ***Roure, F., Swennen, R., Schneider, F., Faure, J.L., Ferket, H., Guilhaumou, N., Osadetz, K., Robian, P. and Vandeginste, V.,*** *2004. Incidence and importance of tectonics and natural fluid migration on reservoir evolution in foreland fold-and-thrust belts. Oil and Gas Science and Technologie (OGST), 60, 67–106.*
- ***Rubert, Y., Jati, M., Loisy, C., Cerepi, A., Foto, G. and Muska, K.,*** *2012. Sedimentology of resedimented carbonates: Facies and geometrical characterisation of an upper Cretaceous calciturbidite system in Albania. Sedimentary Geology 257–260, 63–77.*
- ***Ruberti, D.,*** *1997. Facies analysis of an Upper Cretaceous high–energy rudist–dominated carbonate ramp (Matese Mountains, central–southern Italy): subtidal and peritidal cycles. Sedimentary Geology 113, 81–110.*
- ***Saller, A.H. and Henderson, N.,*** *1998, Distribution of porosity and permeability in platform dolomites: Insight from the Permian of west Texas: AAPG Bulletin, v. 82, p. 1528–1550.*
- ***Saller, A.H. and Yaremko, K.,*** *1994. Dolomitization and porosity development in the middle and upper Wabamun Group, southeast Peace River arch, Alberta, Canada: AAPG Bulletin, v. 78, p. 1406–1430.*
- ***Saller, A.H., Walden, S., Robertson, S., Nims, R., Schwab, J., Hagiwara, H. and Mizohata, S.,*** *2004. Three-dimensional seismic imaging of an upper Paleozoic ‘‘reefal’’ buildup, Reinecke field, west Texas, United States, in G. P. Eberli, J. L. Massaferro, and R. F. Sarg, eds, Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems: AAPG Memoir 81, p. 107–122.*
- ***Sattler, U., Immenhauser, A., Schlager, W. and Zampetti, V.,*** *2009. Drowning history of a Miocene carbonate platform (Zhujiang Formation, South China Sea). Sedimentary Geology, 219: 318–331.*

- ***Schlager, W.,*** *2005. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. SEPM Special Publications: 174.*
- ***Schlüter, M.,*** *2008. Late Cretaceous (Campanian–Maastrichtian) rudist–bearing carbonate platforms of the Mediterranean Tethys and the Arabian plate. Phd Thesis, Fakultät für Geowissenschaften der Ruhr–Universität Bochum, 99 p.*
- ***Shallo, M.,*** *1990. Ophiolitic melange and flyschoidal sediments of the Tithonian–Lower Cretaceous in Albania. Terra Nova 2, 476–483.*
- ***Shanmugam, G., Lehtonen, L.R., Straume, T., Syvertsen, S.E., Hodgkinson, R.J. and Skibeli, M.,*** *1994. Slump and Debris–Flow Dominated Upper Slope Facies in the Cretaceous of the Norwegian and Northern North Seas (61–67–Degrees–N) – Implications for Sand Distribution. Aapg Bulletin–American Association of Petroleum Geologists, 78(6): 910–937.*
- ***Shekhar, R., Sahni, I., Benson, G., Agar, S., Amour, F., Tomas, S., Christ, N., Always, R., Mutti, M., Immenhauser, A., Karcz, Z. and Kabiri, L.,*** *2014. Modelling and simulation of a Jurassic carbonate ramp outcrop, Amellago, High Atlas Mountains, Morocco: Petroleum Geoscience, v. 20, p. 109–124.*
- ***Shinn, E.A.,*** *1969. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. Sedimentology, 12, 109-144.*
- ***Shinn, E.A.,*** *1983. Tidal flat environment. In: Scholle, P.A, Bebout, D.G. & Moore, C.H.(eds) Carbonate depositional environments. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 33, 171–210.*
- ***Sibley D.F. and Gregg J.M.,*** *1987. Classification of dolomite rock texture. Journal of Sedimentology and Petrology, 57, 967-975.*
- ***Sibley, D.F.,*** *1980. Climatic control of dolomitization, Seroe Domi Formation Pliocene, Bonaire, N.A. In: Zenfger, D.H. Dunham, J.B, Ethington, R.L. Eds. Concepts and Models of Dolomitization. Spec. Publ.-SEPM vol. 28, pp. 247–258.*
- ***Sippel, R.F. and Glover, E.D.,*** *1965. Structures in carbonate rocks made visible by luminescence petrography. Science, 150: 1283–1287.*
- ***Skelton, P.W. (Ed.),*** *2003. The Cretaceous World. The Press Syndicate of the University of Cambridge, 350 pp.*
- ***Smith, L.B.J., Eberli, G.P. and Sonnenfeld, M.,*** *2004. Sequence stratigraphic and paleogeographic distribution of reservoirquality dolomite, Madison Formation, Wyoming and Montana, in G. M. Grammer, P. M. Harris, and G. P. Eberli, eds, Integration of modern and outcrop analogs in reservoir modeling: AAPG Memoir 80, p. 67–92.*
- ***Soete, J., Kleipool, L.M., Claes, H., Claes, S., Hamaekers, H., Kele, S., Özkul, M., Foubert, A., Reijmer, J.J.G. and Swennen, R.,*** *2015. Acoustic properties in travertines and their relation to porosity and pore types. Marine and Petroleum Geology 59, 320–335.*
- ***Spalluto, L., Caffau, M.,*** *2010. Stratigraphy of the mid-Cretaceous shallow-water limestones of the Apulia Carbonate Platform (Murge, Apulia, southern Italy). Italian Journal of Geosciences 129, 335–352.*
- ***Spalluto, L., Moretti, M., Festa, V. ane Tropeano, M.,*** *2007. Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian platform (southern Italy). Sedimentary Geology 196, 81–98.*

- ***Spence G.H. and Tucker M.E.,*** *(1997) Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. Sediment Geol 112(3–4):163–193.*
- ***Stanjek, H. and Häusler, W.,*** *2004. Basics of X–ray Diffraction. Hyperfine Interactions, 154(1–4), pp.107–119.*
- ***Stow, D.A.V. and Shanmugam, G.,*** *1980. Sequence of Structures in Fine–Grained Turbidites – Comparison of Recent Deep–Sea and Ancient Flysch Sediments. Sedimentary Geology, 25(1–2): 23–42.*
- ***Stow, D.A.V.,*** *1986. Deep clastic seas. In: Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Scientific Publications, Oxford.*
- ***Stow, D.A.V., Reading, H.G. and Collison, J.D.,*** *1996. Deep seas. Blackwell Science: 395–453.*
- ***Straley, C., Rossini, D., Vinegar, P., Tutunjian, P. and Morriss, C.,*** *1997. Core analysis by low field NMR. The Log Analyst, 38:84–93*
- ***Strasser, A.,*** *1988. Shallowing–upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (Lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains. Sedimentology 35, 369–383, 8 Figs, Oxford.*
- ***Strasser, A., Davaud, E. and Jedoui, Y.,*** *1989. Carbonate cements in Holocene beachrock: example from Bahiret el Biban, southeastern Tunisia. Sed. Geol., 62, 89±100.*
- ***Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Trincardi, F., Urgeles, R., Vorren, T.O. and Wilson, C.,*** *2004. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. Marine Geology. 213 (1–4): 291–321.*
- ***Sun, S.Q.,*** *1995. Dolomite reservoirs: porosity evolution and reservoir characteristics: AAPG Bulletin, v. 79, p. 186–204.*
- ***Swart, P.K., Cantrell, D.L., Westphal, H., Handford, C.R. and Kendall, C.G.,*** *2005. Origin of dolomite in the Arab–D reservoir from the Ghawar Field, Saudi Arabia: evidence from petrographic and geochemical constraints. J. Sed. Res. 75, 476–491.*
- ***Swennen, R. and Dusar, M.,*** *1997. Diagenesis of Late Cretaceous to Paleocene carbonates in the Rur Valley Graben (Molenbeersel borehole, NE-Belgium). Ann. Soc. Géol. Nord, T5 (2e´me se´rie), 215–226.*
- ***Swennen, R., Muska, K. and Roure, F.,*** *2000. Fluid circulation in the Ionian fold and thrust belt (Albania): Implications for hydrocarbon prospectivity. Journal of Geochemical Exploration, 69, 629-634.*
- ***Swennen, R., Van Geet, M., Roure, F., Müller, C., Nazaj, S., Mushka, K. and Zaimi, L.,*** *1998. Subtrap Albanian transect across the Ionian Basin and Kremenara anticline. IFP–SUBTRAP report, n° 45635–1.*
- ***Tinterri, R., Drago, M., Consonni, A., Davoli, G. and Mutti, E.,*** *2003. Modelling subaqueous bipartite sediment gravity flows on the basis of outcrop constraints: first results. In: E. Mutti, G.S. Stefens, C. Pirmez, M. Orlando and D. Roberts (Eds), turbidites: Models and Problems. Mar. Petrol. Geol, 20, 911–933.*
- ***Tobin, K.J. and Walker, K.R.,*** *1996. Ordovician low- to intermediate-Mg calcite marine cements from Sweden: marine alteration and implications for oxygen isotopes in Ordovician seawater. Sedimentology 43, 719–735*

- ***Tribovillard N., Algeo T.J., Lyons T. and Riboulleau A.,*** *2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. Chemical Geology, 232(1-2):12-32.*
- ***Tribovillard, N., Riboulleau, A., Lyons, T. and Baudin, F.,*** *2004. Enhanced trapping of molybdenum by sulfurized marine organic matter of marine origin in Mesozoic limestones and shales. Chemical Geology 213, 385-401.*
- ***Tucker, M. and Wright, V.P.,*** *1990. Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 pp.*
- ***Tucker, M.,*** *1988. Techniques in Sedimentology. Blackwell Scientific Publications. Oxford 0X2 OEL 8 John Street.*
- ***Tucker, M.,*** *1991. Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of Sedimentary rocks. Blackwell Scientific Publications. Oxford OX2 OEL 8 John Street.*
- ***Tucker, M.E.,*** *1990. Geological background to carbonate sedimentation. In: Tucker, M.E. and Wright, V.P. (Eds), Carbonate Sedimentology: 28 – 69. Blackwell Scientific Publications, Oxford.*
- ***Tucker, M.E., Wright, V.P. and Dickson, J.A.,*** *1990. Carbonate sedimentology, Blackwell scientific publications. ed.*
- ***Underhill, lR.,*** *1989. Late Cenozoic defonnation of the Hellenide foreland, western Greece, Geological Society ofAmerica, Bulletin, 101, 613–634.*
- ***Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S., Eisner, P. and Pérez, C.,*** *1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A (eds) Cycles and events in stratigraphy. Springer, Berlin, pp 617–659.*
- ***Vail, P.R., Mitchum, R.M. and Thompson, S.,*** *1977. Global cycles of relative changes of sea level. In: Payton CE (ed) Seismic stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration. AAPG Mem 26:83–97.*
- ***Van Geet M., Swennen, R., Durmishi, C., Roure, F. and Muchez, P.,*** *2002. Paragenesis of Cretaceous to Eocene carbonate reservoirs in the Ionian foreland fold–and–thrust belt (Albania): relation between tectonism and fluid flow. Sedimentology, 49, 697–718.*
- ***Vavra, C.L., Kaldi, J.G. and Sneider, R.M.,*** *1992. Geological applications of capillary pressure: A review. AAPG Bulletin (American Association of Petroleum Geologists); (United States). 76:6.*
- ***Velaj, T.,*** *2001. Evaporites in Albania and their impact on the thrusting processes. Journal of the Balkan Geophysical Society . 17. 68-78.*
- ***Velaj, T.,*** *2011. Tectonic style in Western Albania Thrustbelt and its implication on hydrocarbon exploration. AAPG search and discovery Article #10371.*
- ***Velaj, T.,*** *2012, Tectonic style and hydrocarbon evaluation of duplex Kruja zone in Albania: NAFTA Scientific Journal., v. 63/7-8, p. 236-242.*
- ***Velaj, T., Davison, I., Serjani, A. and Alsop, I.,*** *1999. Thrust tectonics and the role of evaporites in the Ionian Zone of the Albanides. AAPG Bull, 83, 9, 1408-1425.*
- ***Vernik, L., and Nur, A.,*** *1992. Petrophysical classification of siliciclastics for lithology and porosity prediction from seismic velocities. AAPG Bulletin 76, 1295–1309.*
- ***Vilasi, N.,*** *2009. Study of reservoir analogues in foreland fold–and–thrust belts: sedimentology, diagenesis, deformation and fracturing of the upper Cretaceous–Eocene carbonate systems of the ionian zone (Southern Albania). Sciences of the Universe. École Nationale Supérieure des Mines de Paris.*

- ***Vincent, B., Rambeau, C., Emmanuel, L. and Loreau, J.P.,*** *2006. Sedimentology and trace element geochemistry of shallow-marine carbonates: an approach to paleoenvironmental analysis along the Pagny-sur-Meuse Section (Upper Jurassic, France). Facies 52, 69–84.*
- ***Vlahovic, I, TIS ̆LJAR, J, VELIC ́, I, AND MATIC ̆EC, D,*** *2002, The Karst Dinarides are composed of relics of a single Mesozoic platform: facts and consequences: Geologia Croatica, v. 55, p. 171–183.*
- ***Vlahović, I., Tišljar, J., Velić, I. and Matičec, D.,*** *2002. The Karst Dinarides are Composed of Relics of a Single Mesozoic Platform: Facts and Consequences. Geologia Croatica, Vol.55 No.2. 55. https:// doi:10.4154/GC.2002.15.*
- ***Vlahović, I., Tišljar, J., Velić, I., Matičec, D.,*** *2005. Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Palaeogeography, main events and depositional dynamics. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 220, 333–360. https:// doi:10.1016/j.palaeo.2005.01.011.*
- ***Walker, L.J., Wilkinson, B.H. and Ivany, L.C.,*** *2002. Continental drift and Phanerozoic carbonate accumulation in shallow–shelf and deep–marine settings. The Journal of Geology 110, 75–87.*
- ***Walker, R.G.,*** *1966. Shale grit and grind slow shales: transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England. J. Sed. Petro, 36 (1), 90–114.*
- ***Walker, R.G.,*** *1978. Deep–water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. AAPG Bulletin, v. 62, p. 932–966.*
- ***Wardlaw, N. C., McKellar, M. and Yu, L.,*** *1988. Pore and throat size distribution determined by mercury porosimetry and by direct observation. Carbonates and Evaporites, v. 3, p. 1–15.*
- ***Wardlaw, N.C. and Cassan, J.P.,*** *1978. Estimation of recovery efficiency by visual observation of pore systems in reservoir rocks. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 26, 572–585.*
- ***Wardlaw, N.C. and Taylor, R.P.,*** *1976. Mercury capillary pressure curves and the interpretation of pore structure and capillary behavior in reservoir rocks. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 24 (2), 225–262.*
- ***Wardlaw, N.C.,*** *1976. Pore geometry of carbonate rocks as revealed by pore casts and capillary pressure. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 60, p. 245-257.*
- ***Wardlaw, N.C., McKellar, M. and Yu, Li.,*** *1988. Pore and throat size distribution determined by mercury porosimetry and by direct observation. Carbonates and Evaporites, v. 3, p. 1–15.*
- ***Warren, J.,*** *2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. Earth Sci. Rev, 52, 1–81.*
- ***Washburn, E.W.,*** *1921. The Dynamics of Capillary Flow. Physical Review, 17 (3): 273.*
- ***Watts, N.R., Coppold, M.P. and Douglas, J.L.,*** *1994. Application of reservoir geology to enhanced oil recovery from Upper Devonian Nisku reefs, Alberta, Canada: AAPG Bulletin, v. 78, p. 78–101.*

- ***Weiner, W.F.A. And Koster van Gross, A.F.,*** *1976. Petrographic and geochemical study of the formation of chert around the Thronton reef complex, Illinois. Geol. Soc. Am. Bull, 87: 310—318.*
- ***Westphal, H., Eberli, G.P., Smith, L.B., Grammer, G.M. and Kislak, J.,*** *2004. Reservoir characterization of the Mississippian Madison Formation, Wind River basin, Wyoming: AAPG Bulletin, v. 88, p. 405–432.*
- ***Westphal, H., Surholt, I., Kiesl, C., Thern, H.F. and Kruspe, T.,*** *2005. NMR Measurements in Carbonate Rocks: Problems and an Approach to a Solution. Pure and Applied Geophysics; Mar 2005, Vol. 162 Issue 3, p549.*
- ***Williams, H.D., Burgess, P.M., Wright, V.P., Della Porta, G. and Granjeon, D.,*** *2011. Investigating Carbonate Platform Types: Multiple Controls and a Continuum of Geometries. Journal of Sedimentary Research 81 (1): 18–37.*
- ***Wilson, J.L.,*** *1967. Cyclic and Reciprocal Sedimentation in Virgilian Strata of Southern New Mexico. GSA Bulletin 78, 805–818.*
- ***Wilson, P.A. and Dickson, J.A.D.,*** *1996. Radiaxial calcite: alteration product of and petrographic proxy for magnesian calcite marine cement. Geology 24, 945–948.*
- ***Winterbottom, C.,*** *2014. Criteria for interpreting carbonate platform drowning histories and resultant diagenetic fabrics: insights from Hawaii. PhD thesis. The University of Manchester.*
- ***Woody, R. E., Gregg, J. M. and Koederitz, L. F.,*** *1996. Effect of texture on the petrophysical properties of dolomite-evidence from the Cambrian-Ordovician of southeastern Missouri. AAPG Bulletin, 80(1), 119–132.*
- ***Wright, V.P.,*** *1992. A revised classification of limestones: Sedimentary Geology, 76, 177–185.*
- ***Xu, S. and Payne, A.M.,*** *2009. Modeling elastic properties in carbonate rocks. The Leading Edge 28, 66–74. Zampetti, V, Schlager, W, Van Konijnenburg, J.–H. and Everts, A.–J. (2003) Architecture and growth history of a Miocene carbonate platform from 3D seismic reflection data; Luconia province, offshore Sarawak, Malaysia. Marine and Petroleum Geology 21, 517–534.*
- ***Yoo, C.M. and Lee, Y.I.,*** *1998. Origin and modification of early dolomites in cyclic shallow platform carbonates, Yeongheung Formation (middle Ordovician), Korea. Sed. Geol. 118, 141–157.*
- ***Yzeiraj, D., Fejzullahu, F., Nezaj, SH., Duro, P., Sadushi, P., Nishani, P. and Prifti, I.,*** *2002. Étude géologique de la partie méridionale de la zone de Kruja (Rapport interne). Fonds du Centre des Recherches d'Hydrocarbures à Fieri, Albanie.*
- ***Zappaterra, E.,*** *1994. Source-Rock Distribution Model of the Periadriatic Region. AAPG Bulletin, 78, 333-354.*
- ***Zelilidis, A., Piper, D. J., Vakalas, I., Avramidis, P. and Getsos, K.,*** *2003. Oil and Gas Plays in Albania: Do Equivalent Plays Exist in Greece? Journal of Petroleum Geology, 26, 29-48.*
- ***Zeller, M., Reid, S.B., Eberli, G.P., Weger, R.J. and Massaferro, J.L.,*** *2015. Sequence architecture and heterogeneities of a field – Scale Vaca Muerta analog (Neuquén Basin, Argentina) – From outcrop to synthetic seismic. Marine and Petroleum Geology 66, 829–847.*

- ***Zempolich, W.G. and Hardie, L.A.,*** *1997. Geometry of dolomite bodies within deep-water resedimented oolite of the Vajont Limestone, Venetian Alps, Italy: Analogs for hydrocarbon reservoirs created through burial dolomitization, in J. A. Kupecz, J. G. Gluyas, and S. Bloch, eds, Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates: AAPG Memoir 69, p. 127–162.*
- ***Zenger, D.H., Dunham, J.B. and Ethington, R.L.,*** *1980. Concepts and models of dolomitization. Spec. Publ.–SEPM 28, 320 pp.*
- ***Zhao, W., Luo, P., Chen, G., Cao, H. and Zhang, B.,*** *2005. Origin and reservoir rock characteristics of dolostones in the Early Triassic Feixianguan Formation, NE Sichuan basin, China: Significance for future gas exploration: Journal of Petroleum Geology, v. 28, p. 83–100.*